



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CAMBIOS DE LA ACTIVIDAD RADIOCARBÓNICA EN MASAS DE AGUA DEL PACÍFICO SURORIENTAL DURANTE LOS ÚLTIMOS 20.000 AÑOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CONSUELO DEL PILAR MARTÍNEZ FONTAINE

PROFESOR GUÍA:
RICARDO DE POL HOLZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CLAUDIO LATORRE HIDALGO
GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE
2016

Resumen de la memoria para optar al título de: Geóloga
Por: Consuelo Martínez Fontaine
Fecha: 28 Marzo de 2016
Profesor guía: Ricardo De Pol-Holz

Cambios de la Actividad Radiocarbónica en masas de agua del Pacífico Suroriental durante los últimos 20.000 años

El trabajo buscar aportar al estudio de la paleoceanografía en el mar de las costas de Chile, aumentando los registros de parámetros oceanográficos, en particular las variaciones en el radiocarbono de las masas de agua intermedias y profundas durante el Holoceno y el Pleistoceno tardío. Para este fin se usan dataciones radiocarbónicas en foraminíferos planktónicos y bentónicos en 6 testigos sedimentarios marinos en el Margen Continental Chileno entre los $\sim 26^{\circ}\text{S}$ y $\sim 36^{\circ}\text{S}$. La cantidad de radiocarbono en el CO_2 disuelto en el mar se considera un trazador cuasi conservativo, modificado sólo por mezcla entre masa de agua o por la “edad” de estas, por lo que permite reconstruir la circulación oceánica.

La primera parte del trabajo corresponde a la generación de distintos modelos de edad para cada testigo calibrando las dataciones de foraminíferos planktónicos, corregidas por distintas edades de reservorio, con la curva SH13 correspondiente a la variación del contenido de radiocarbono atmosférico. A partir de lo anterior se evalúa la relevancia de usar distintas edades de reservorio para generar los modelos de edad, a partir de la comparación de los resultados con otros registros de la misma naturaleza en el Pacífico Suroriental.

La segunda parte del trabajo corresponde en la interpretación paleoceanográfica de los datos, relacionándolos con registros de radiocarbono principalmente en el Pacífico desde el Último Máximo Glacial. En particular se busca esclarecer la presencia de una masa de agua empobrecida en radiocarbono que en la literatura se ha relacionado a un aumento abrupto en las concentraciones de CO_2 durante la última deglaciación, en particular en un período llamado “Mystery Interval” correspondiente a 17,5-14,5 ka AP. A partir del análisis de los datos esto se genera un esquema de circulación propuesto, el que debe confirmarse o refutarse en futuros estudios a partir de este u otros proxys, los que se señalan a grandes rasgos.

Agradecimientos

Quiero agradecer primero que nada al Ricardo por haberme aceptado como su alumna siendo que no me conocía, no sabía nada de mí y yo no sabía nada de oceanografía. Por ser súper buen profesor y generador de redes, además de ser simpático, una persona cercana y acogirme muy bien las veces que fui a Concepción.

También agradecer a mi familia, mis papás, la feñita, el ñañel, la cata y ahora the olivit que muchas veces son un descanso de lo abrumador que fue a veces este trabajo y que otras veces han tenido que aguantar mi mal genio.

A Peite y Miguel por recibirme en su casa en concepción y hacer mucho más agradable y mágico cada viaje ☺.

A mis amigos simpáticos que quiero mucho, los de siempre, los nuevos y los que me han acompañado en este período, siempre es bueno tener a alguien que viva lo mismo para no desalentarse.

Al bienvenido, que fue un compañero incondicional aunque en los primeros momentos de su vida no fuimos tan amigos, en los últimos siempre estuvo conmigo, cuando estaba sola, lejos de todos en la periferia, me acompañaba a comprar pan y siempre volvía a mí, me mostró lo bonito que es la amistad animal ☺.

A Mane por ayudarme a ser yo, a tener confianza en mí y fluir con el mundo, un regalo invaluable que me acompañará de aquí hasta siempre.

A todos mil gracias porque esta memoria es el símbolo del fin de una etapa, donde al final me encontré a mí y logré la paz que me eludió por tantos (todos los) años.

Amor y felicidad para todos.



Tabla de Contenido

1.	Introducción	1
1.1	Hipótesis de trabajo	5
1.2	Objetivos	5
1.3	Objetivo general	5
1.4	Objetivos específicos	5
2.	Estado del arte	6
2.1	Circulación oceánica del Pacífico sur	6
2.2	Circulación oceánica local	7
2.3	Paleoceanografía	12
2.3.1	Métodos	12
2.3.2	Mystery Interval	22
2.3.3	Paleoceanografía en Margen Continental Chileno	28
3.	Materiales y Métodos	30
3.1	Metodología Previa	30
3.1.1	Extracción de testigos sedimentarios	30
3.1.2	Extracción e identificación de foraminíferos	32
3.1.3	Dataciones de radiocarbono de foraminíferos	34
4.	Metodología este estudio	34
4.1	Contexto Oceanográfico	34
4.1.1	Información geoquímica obtenida en las expediciones	34
4.1.2	Zona Copiapó	37
4.1.3	Zona Illapel	37
4.1.4	Zona Concepción	38
4.2	Validación datos	39
4.2.1	Efecto Barker	39
4.2.2	Bioturbación	41
4.3	Asignación Edades de Reservorio a foraminíferos planktónicos	44
4.3.1	Edad de reservorio constante	44
4.3.2	Edad de reservorio variable	45
5.	Resultados	55
6.	Discusión	59
6.1	Modelos de edad y edades de reservorio	59
6.1.1	Zona Copiapó	59

6.1.2	Zona Illapel	59
6.1.3	Zona Concepción	60
6.2	Circulación oceánica	61
7.	Conclusiones	70
8.	Referencias	72
9.	Anexos	i
9.1	Descripciones originales de los Testigos	i
9.2	Dataciones y edades de reservorio	ix
9.2.1	Edad de reservorio actual	ix
9.2.2	GeoB 15004-5	x
9.2.3	GeoB 15005-1	xi
9.2.4	GeoB 7149-2	xii
9.2.5	GeoB 7162-6	xiv
9.2.6	GeoB 7163-7	xv
9.2.7	22SL	xvi
9.3	Resultados Modelos de edad	xviii
9.3.1	GeoB 15004-5	xviii
9.3.2	GeoB 15005-1	xix
9.3.3	GeoB 7149-2	xx
9.3.4	GeoB 7163-7	xxii
9.3.5	GeoB 7162-6	xxiv
9.3.6	22SL	xxv
9.4	Testigos de otros estudios	xxvi
9.5	Isótopos Estables	xxix
9.5.1	GeoB 15004-5	xxix
9.5.2	GeoB 15005-1	xxx
9.5.3	GeoB 7149-2	xxxii
9.5.4	GeoB 7163-7	xxxiii

Índice de tablas

Tabla 1 Posición de los testigos utilizados en el estudio.	31
Tabla 2 Foraminíferos planktónicos y bentónicos datados en cada testigo estudiado.	32
Tabla 3 Diferencias en las edades ^{14}C de <i>G. inflata</i> y <i>G. bulloides</i> en los testigos es que se datan las dos especies en una misma profundidad.	40
Tabla 4 Diferencias en las edades ^{14}C de <i>N. pachyderma</i> y <i>G. bulloides</i> en los testigos es que se datan las dos especies en una misma profundidad.	41
Tabla 5 Edades de reservorio utilizadas en la generación de modelos de edad con edades de reservorio constantes de los testigos aquí estudiados, a partir del promedio aritmético de la información disponible en la literatura (la Tabla 8 en la sección 9.2.1 de los anexos).	45
Tabla 6 Edades de reservorio superficial para la zona Illapel según cálculos a partir de restos arqueológicos (Ortlieb et al., 2011) y a partir de tefras (Siani et al., 2013).	51
Tabla 7 Edad de equivalente a $\Delta^{14}\text{C}$ [‰] de ESSW y EqPIW calculadas según la ecuación 2 (Stuiver & Polach, 1977).	54
Tabla 8 Edades de reservorio de distintas publicaciones utilizadas para estimar la edad de reservorio actual en la zona Copiapó (latitudes desde $19^{\circ}55'\text{S}$ a 24°S), Illapel (33°S) y Concepción (37°S).	ix
Tabla 9 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 15004-5 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	x
Tabla 10 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 15005-1 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	xi
Tabla 11 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7149-2 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	xii
Tabla 12 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7162-6 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	xiv
Tabla 13 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7163-7 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	xv
Tabla 14 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 22SL , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.	xvi

Tabla 15	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 15004-5 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado.	xviii
Tabla 16	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 15005-1 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado.	xix
Tabla 17	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7149-2 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad (wmean, entregado por el software bacon), con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso 520 ± 140, en el caso de que haya solo una datación de bentónicos y una de planktónicos, la edad de ventilación aparente aparece en la fila del bentónico, cuando hay más de un planktónico con solo un bentónico aparece en la fila correspondiente a cada planktónico, a 178 cm de profundidad hay dos dataciones de bentónicos con tres de planktónicos, en este caso se escriben dos veces y se muestran en la fila correspondiente a los planktónicos. También se muestra el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculado según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.	xx
Tabla 18	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7163-7 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad (wmean, entregado por el software bacon), con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 13, en el caso de que haya solo una datación de bentónicos y una de planktónicos, la edad de ventilación aparente aparece en la fila del bentónico, cuando hay más de un planktónico con solo un bentónico aparece en la fila correspondiente a cada planktónico. También se muestra el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculado según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.	xxii
Tabla 19	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7162-6 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 14 y el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculados según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.	xxiv
Tabla 20	Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7162-6 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 15 y el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculados según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.	xxv
Tabla 21	Posición y publicaciones de las dataciones de radiocarbono de otros testigos usados para la discusión regional, en la Figura 56 se muestra su posición en el mapa.	xxvi
Tabla 22	Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 15004-5, usadas en la validación de las dataciones de radiocarbono en la sección 4.2.2	xxix
Tabla 23	Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 15005-1, usadas en la validación de las dataciones de radiocarbono en la sección 4.2.2	xxx
Tabla 24	Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 7149-2.	xxxi
Tabla 25	Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 7163-7.	xxxii

Índice de Figuras

Figura 1 Registros de testigos de hielo (A y B) junto con la insolación solar en verano a 65°N. En la figura se destaca la estrecha relación entre la variación en la pCO₂ atmosférica y el δD que es un proxy de la variación de la temperatura, sin embargo esta señal no es tan obvia en la insolación por lo que procesos de amplificación de esta son propuestos y en particular relacionado a los cambios en la circulación en el océano profundo. Extraída de Adkins (2015).	1
Figura 2 A: Cantidad de carbono contenido en los principales reservorios en el planeta tierra, en giga toneladas. B: intercambio de carbono entre los principales reservorios de carbono en el planeta tierra en giga toneladas por año. Extraída de Ruddiman (2008).	2
Figura 3 Dataciones de radiocarbono en foraminíferos planktónicos y bentónicos, especies en la figura, de los testigos GeoB 7162-6 y GeoB 7163-7, extraído en la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). En rojo se destaca el aumento en las edades de ventilación. El detalle de las dataciones se presentan en la Tabla 13 en los anexos.	4
Figura 4 Edades de radiocarbono de foraminíferos planktónicos blanco y cruces y bentónicos en negro y gris en profundidad en la que son medidos en el testigo 22SL, en la figura no se ven edades de ventilación aparente de la amplitud de las presentadas en la Figura 2. En el gráfico se muestran además los errores de las edades entregadas por el laboratorio, sin embargo son muy pequeños por lo que casi no se ven. Los datos se presentan en la Tabla 14 en la sección 9.2.7 de los anexos.	4
Figura 5 Sistema interoceánico de dorsales (en la figura ridges) indicados por líneas rojas, naranjas y negras, se muestran los nombres de las dorsales con mayor impacto en la circulación oceánica y en la distribución de las propiedades de las masas de agua en el Pacífico Sur. Además se indican las cuencas relacionadas directamente al área de estudio, la Cuenca de Chile que se extiende desde la Dorsal de Nazca hasta el Plano Abisal Mornington a aproximadamente los 60°S y la Cuenca de Perú. Modificado de (Tomczak & Godfrey, 2003).	6
Figura 6 Corrientes oceánicas superficiales de escala oceánica en el Pacífico. En la figura se muestra el Giro Subtropical (Subtropical Gyre), la Corriente Perú Chile (Perú/Chile Current), el Frente Subtropical (STF), el Frente Subantártico (SAF), el Frente Polar (PF) y la Corriente Circumpolar Antártica (Circumpolar Current). Extraída de (Tomczak & Godfrey, 2003).	7
Figura 7 Corrientes de agua en la zona adyacente a la costa de Chile, las líneas continuas representan las corrientes superficiales y las líneas punteadas las sub superficiales. PCU: Corriente inferior Perú Chile, PC: Contra Corriente Perú Chile, referida en el texto como PCCC, HC: Corriente de Humboldt, que en el texto es referida como Corriente Perú Chile (PCC), CHC: Corriente de Cabo de Hornos y ACC: Corriente Circumpolar Antártica. Tomada de Silva et al., 2009.	8
Figura 8 Distribución de las masas de agua en el Margen Continental Chileno. Las curvas en la imagen indican los porcentajes de participación de cada masa de agua calculados con el método de mezcla de triángulo (Mamayev, 1975). (A) Sección longitudinal entre 10-52°S a partir de las expediciones KRILL, SCORPIO y PIQUERO. (B) Sección latitudinal a los 28°S a partir de datos de la expedición KRILL. (C) Sección latitudinal a los 43°S a partir de la expedición SCORPIO. SAAW: Agua Sub Antártica, STW: Agua Sub tropical, ESW: Agua Ecuatorial Sub Superficial, AAIW: Agua Intermedia Antártica, PDW: Agua Profunda Pacífica. De Silva et al. (2009).	11
Figura 9 Variaciones en el Δ14C a partir de las curvas de calibración globales en el hemisferio norte Intcal13 (Reimer et al., 2013) e Intcal09 (Reimer et al., 2009), en el hemisferio sur SH13 (Hogg et al., 2013) y en el mar Marine13 (Reimer et al., 2013) durante los últimos 35.000 años. Además se muestran intervalos de cambio climático importantes en este período, los cuales se relacionan a variaciones en el radiocarbono de las tres curvas, LGM: Last Glacial Maximum (Último máximo Glacial), H1: Heinrich event 1 (Evento Heinrich 1); MI: Mystery Interval (Intervalo Misterioso); ACR: Antarctic Cold Reversal (Inversión Fría Antártica).	14

Figura 10 Proceso de formación de radiocarbono en la atmósfera y de intercambio con el océano. En la figura el agua más clara representa agua más antigua, que producto una circulación oceánica aislada de la atmósfera disminuye su cantidad de radiocarbono progresivamente hasta que vuelve a la superficie donde nuevamente intercambia radiocarbono con la atmósfera. Extraído de (Skinner L. , Radiocarbon and CO ₂ , 2014)	15
Figura 11 Representación conceptual del procedimiento aplicado a las dataciones para generar el modelo de edad de cada testigo.	17
Figura 12 Edades de reservorio (b) para el período comprendido por el estudio de distintas publicaciones en el Pacífico sur y Atlántico a partir de diferentes métodos, incluyendo las edades de reservorio utilizadas en este estudio de Siani et al. (2013), correspondientes al testigo MD07-3088. Cores Bay of plenty corresponde a las edades de reservorio de Sikes et al. (2000), MD97-2121 a Skinner et al. (2015), MD07-3076 a Skinner et al. (2010) y Corals Drake Passage a Burke & Robinsons (2012).Figura modificada de la Fuente et al. (2015) correspondiente al testigo ODP1240. Además se muestran las edades de ventilación aparentes correspondientes a cada testigo (d) y las variaciones en CO ₂ y Δ ¹⁴ C atmosférico junto con los períodos climáticos más relevantes en el tramo ilustrado.	19
Figura 13 Posición del testigo MD07-3088 y masas de agua relacionadas a la posición del testigo. Además se muestra la posición de otros testigos usados en paleoceanografía en el Pacífico Este. En la Figura se observa que las edades de reservorio de foraminíferos planktónicos del testigo corresponderían al agua superficial SAW, la cual en el panel b se muestra en morado y azul. Extraído de Siani et al. (2013).	20
Figura 14 Registros del testigo MD07-3088. En particular el panel e corresponde a las edades de reservorio medidas, mostradas como cuadrados y la línea punteada corresponde a las edades de reservorio asignadas a las dataciones de foraminíferos planktónicos para generar el modelo de edad. En el panel d se muestran las edades de ventilación aparente, B-P, usadas como referencia para extrapolar las edades de reservorio en tramos donde no hay mediciones de estas. Extraída de Siani et al. (2013).	21
Figura 15 Esquema de la presencia de un reservorio oceánico glacial aislado producto de una “tapa” que impide la ventilación de aguas profundas, lo que produce una “acumulación” carbono con baja proporción de ¹⁴ C (panel superior). Durante la deglaciación en cambio, esta “tapa” desaparece ventilándose las aguas profundas, traspasando la señal de bajo radiocarbono a profundidades intermedias (panel inferior). Extraída de Keeling, 2007.	23
Figura 16 Perfil esquemático de la hipótesis de que variaciones en el nivel del mar afectarían variaciones en la producción de magma y CO ₂ en dorsales oceánicas. 1: Agua secuestrada por casquetes de hielo. 2: Baja en el nivel del mar. 3: Menor presión en el manto. 4: Aumenta la tasa de erupción. Hand, 2015.	24
Figura 17 En el panel superior se muestran registros de variación de la excentricidad de la órbita del sol en negro, del CO ₂ atmosférico en la antártica en azul y de la batimetría en el Dorsal del Pacífico Oriental durante los últimos 800 ka. Las barras grises verticales representan períodos de alta excentricidad. En el panel inferior se muestra un análisis espectral de los tres registros, mostrando la mayor amplitud y coincidencia en el período correspondiente a la excentricidad. Extraído de Tolstoy (2015).	25
Figura 18 Registros del testigo KLH093 en la micro placa Galápagos, cercana a centros de dispersión activos. En azul se muestra δ ¹⁸ O en el foraminífero planktónico <i>N.dutertrei</i> indicando el Estadio Isotópico Marino 2 (MIS2) en gris y en rojo y verde se muestra Fe y Mn respectivamente, los que corresponden a elementos asociadas a fuentes hidrotermales y por lo tanto el peak en el límite MIS 1-2 indicaría un aumento de las emisiones de fuentes hidrotermales. Extraído de Lund & Asimow (2011).	26
Figura 19. Registros de distintos testigos marinos, cuyas publicaciones de origen se indican en la figura. Los registros corresponden a variaciones en ¹⁸⁷ O/ ¹⁸⁸ O cuya disminución se asocia a menor aporte de fuente continental o a una mayor contribución desde fuentes hidrotermales. Extraída de Lund & Asimow (2011).	26

Figura 21 Variación de la presión de CO ₂ en el Pacífico Ecuatorial Oriental, derivado entre otras cosas del δ ¹¹ B y la temperatura superficial (SST) a partir de Mg/Ca en <i>G. sacculifer</i> , las que también se muestran en la figura. Extraída de Martínez-Botí et al. (2015).....	28
Figura 21 Variaciones en Li/Ca de <i>G. ruber</i> y <i>N. dutertrei</i> en el testigo VM21–30, a 617 m de profundidad en el Pacífico Ecuatorial Oriental, como un proxy de [CO ₃ ²⁻], junto a la variación en radiocarbono del testigo MC19/GC31/PC08 a 705 m de profundidad en el Pacífico Nororiental (Marchitto et al., 2007), extraída de Stott & Timmermann. (2009).....	28
Figura 22 Representación esquemática de la metodología del estudio, separada en metodología previa y propiamente tal del estudio.	30
Figura 24 Círculos negros indican la posición de los testigos de este estudio y círculos blancos ciudades de referencia que se usan en adelante.....	31
Figura 25 Datos CTD de la estación Geo B 15004-1 (27°26.63'S, 71°08,90'W), mar adentro de Copiapó. Extraída del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln, 2011).	35
Figura 26 Información CTD de la estación GeoB 15011-1 off Antofagasta (23°15,51'S, 70°38,75'W). Extraída del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln, 2011).	35
Figura 26 Perfiles CTD de la estación a la altura de Antofagasta GeoB 7106-4 (22°47,97'S, 70°40,97'W, a) GeoB 7167-1 (36°29,73'S, 73°55,86'W, b) cercana a Concepción y Chiloé GeoB 7175-2 (42°26,53'S, 75°11,05'W, c). Extraído de Hebbeln (2001).	36
Figura 27 A la izquierda se muestran en distintos colores la posición de las distintas estaciones y a la izquierda los perfiles de temperatura en profundidad de la respectiva estación de la sección Po6 del eWOCE (Schlitzer, 2000) obtenidas con ODV (Schlitzer, 2009).	37
Figura 28 Perfil de salinidad en el Margen continental Chileno a partir de datos del WOCE (Gouretski & Koltermann, 2004). Los triángulos representan la posición de la cual se extraen los testigos. En el perfil de salinidad es posible distinguir las masas de agua según su salinidad relativa, SAAW: Agua Superficial Sub Antártica, AAIW: Agua Antártica Intermedia, PDW: Agua Pacífica Profunda y ESSW: Agua Sub Superficial Ecuatorial. En blanco se muestra además los valores de Δ ¹⁴ C [‰], la edad ¹⁴ C y la edad de reservorio de AAIW (Bostock et al., 2013a) y (Siani et al., 2013) respectivamente, PDW (Shackleton et al.1988) y estimaciones de edades de reservorio superficial en negro, sobre el perfil extraídas de Merino et al. (en preparación) y Ortlieb et al. (2011).	38
Figura 29 Registros de radiocarbono e isótopos estables de oxígeno y carbono del testigo GeoB 15004-5 sin corrección por efectos biológicos el fraccionamiento isotópico. En el panel medio y superior los símbolos achurados corresponden a los correspondientes a la profundidad de las dataciones de radiocarbono, los triángulos corresponden a <i>G. inflata</i> y los rombos a <i>G. bulloides</i> . Los datos se presentan en la Tabla 22 en la sección 9.5.1 en los anexos.....	43
Figura 30 Registros de radiocarbono e isótopos estables de oxígeno y carbono del testigo GeoB 15005-1, en el panel medio y superior los símbolos achurados corresponden a los correspondientes a la profundidad de las dataciones de radiocarbono, los triángulos corresponden a <i>G. inflata</i> y los rombos a <i>G. bulloides</i> . Los datos se presentan en la Tabla 23 en sección 9.5.2 de los anexos.....	44
Figura 31 ΔR en el mar de la costa de Chile extraído de Merino et al. (en preparación), mostrando la información de distintos estudios durante los últimos 1.000 años. ...	45
Figura 32 Representación esquemática del proceso de asignación de edades de reservorio a las dataciones de los distintos testigos descrita en el texto.	46
Figura 33 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo 22SL y MDO7-3088, en línea punteada se muestran los puntos de control. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MDO7-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013). En esta se observa que sí hay una coincidencia en la ventilación aparente de ambos testigos, principalmente a mayores profundidades/edades calendarios, las que se usan como referencia para asignar las edades de reservorio tanto a 22SL como a los dos testigos restantes de la zona Concepción (Figura 36) en ausencia de una	

coincidencia como esta en estos (Figura 34 y Figura 35) como se describe en el texto..	47
Figura 34 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo GeoB 7163-7 y MD07-3088, en línea punteada se muestran los puntos correspondientes al tramo de las dataciones en que los foraminíferos planktónicos exhiben un plateau al mismo tiempo que las edades de bentónicos aumentan, identificado en la Figura 36. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MD07-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013).	48
Figura 35 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo GeoB 7163-7 y MD07-3088 en línea punteada se muestran los puntos correspondientes al tramo de las dataciones en que los foraminíferos planktónicos exhiben un plateau al mismo tiempo que las edades de bentónicos aumentan, identificado en la Figura 36. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MD07-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013).	48
Figura 36 Identificación de coincidencias en las dataciones de los tres testigos de la zona Concepción, en línea punteada para la asignación de las edades de reservorio de Siani et al. (2013) a partir de la coincidencia entre 22SL y MD07-3088. En el panel superior se muestran las edades de reservorio de MD07-3088 según la edad de calendario asignada en Siani et al. (2013), bajo este en orden descendente: 22SL, Geob 7162-6 y GeoB 7163-7. Cruces: Mixed Planktonics, triángulos blancos: <i>G. inflata</i> , rombos blancos: <i>G. bulloides</i> , cuadrados grises: <i>Mixed pachyderma</i> , rombos negros: <i>Uvigerina</i> , círculos negros: <i>scaphopoda</i> .	49
Figura 37 Comparación de las ventilaciones aparentes de MD07-3088 y GeoB 7149-2, en estas no se encuentra gran coincidencia producto de la baja densidad de datos de MD07-3088 en el Holoceno relativo a GeoB 7149-2. En general GeoB 7149-2 muestra una ventilación aparente más o menos constante en torno a los 1250 años, se toman los momentos en que esto varía como períodos diferentes y se les asigna otro tramo de edad de reservorio, indicado con la línea punteada.	50
Figura 38 Comparación de las dataciones de radiocarbono de GeoB 7149-2 y MD07-3088, en estas no se encuentra gran coincidencia producto de la baja densidad de datos de MD07-3088 en el Holoceno relativo a GeoB 7149-2, por esta razón se identifican cambios en la ventilación aparente de GeoB 7149-2 (Figura 37) y estas se asocian a cambios en las edades de reservorio de MD07-3088, lo que se muestra e la línea punteada.	51
Figura 40 Edades de ^{14}C de foraminíferos planktónicos y bentónicos de los testigos GeoB 15005-1, GeoB 15004-5 y GeoB 7149-2, los que presentan en edades de ventilación aparente (B-P) negativas las que se indican con flechas. Los datos graficados se muestran en la sección 9.2.3 de los anexos.	52
Figura 40 Perfil de salinidad en el Margen Continental Chileno junto a $\Delta^{14}\text{C}$ [‰] y edad ^{14}C de AAIW extraídas de Bostock et al, (2013), edad de reservorio de AAIW de Siani et al. (2013), información de PDW de Shackleton et al. (1988), EqPIW de Bostock et al, (2013a) y estimaciones de edades de reservorio superficial en negro, sobre el perfil, extraídas de Merino et al. (en preparación) y Ortlieb et al. (2011).	54
Figura 42 Comparación entre los modelos de edad generados para el testigo para el testigo GeoB 15005-1 (a), GeoB 15004-5 (b), GeoB 7149-2 (c), GeoB 7163-7 (d), GeoB 71962-6 (e) y 22SL (f). En el panel inferior se muestra la variación en el $\Delta^{14}\text{C}$ calculada según Adkins & Boyle (1997), en el panel del medio se muestra *la edad de ventilación aparente calculada como B-P+R y en el panel superior se muestra la edad de reservorio usada en cada modelo junto con la edad de reservorio de Siani et al. (2013). El error asociado a cada medición se muestra como una envoltura del color respectivo a cada registro. También se grafican los registros del testigo MD07-3088 (Siani et al., 2013) y del ODP1240 (De la Fuente et a., 2015), MC19/GC31/PC08 (Marchitto et al., 2007). Además se incluye intervalos climáticos relevantes, MI: Mystery Interval, ACR: Antarctic Cold Reversal y LGM: Last Glacial Maximum.	56

Figura 42 Variaciones en el radiocarbono de los testigos de la zona de Illapel, usando el modelo de edad a partir de calibración de oraminíferos planktónicos con edad de reservorio constante, y de la zona de Concepción usando las edades de reservorio a partir de tefras en el testigo MD07-3088. En el panel superior se agrupan los cuatro testigos mientras que en los tres inferiores se separan por similitud con registros de testigos en el Pacífico: MC19/GC13/PC08 (Marchitto et al., 2007), MD07-3088 (Siani et al., 2013) y ODP1240 (De la Fuente et al., 2015).	61
Figura 43 Registros de radiocarbono en el océano Pacífico, Antártico y Atlántico, agrupados según su comportamiento, los que se describen en el texto. La posición de los testigos se muestra en la Figura 56 y en la Tabla 21 en la sección 9.4 de los anexos. Se destacan además intervalos climáticos relevantes: LGM: Last Glacial Maximum (Último máximo Glacial); MI: Mystery Interval; ACR: Antarctic Cold Reversal (Inversión Fría Antártica): LGM: Último Máximo Glacial.	63
Figura 44 Posición de testigos en el Pacífico con registros de radiocarbono graficados en la Figura 43, los distintos colores corresponden a los distintos comportamientos en la misma Figura 43, el detalle de las publicaciones correspondientes a cada registro se muestra en la Tabla 21 en la sección 9.4.....	64
Figura 45 Campos promedios anuales de velocidades geostróficas a partir de datos Argo en el Margen Sudamericano. Pedro Llanillo, comunicación directa.	65
Figura 46 Perfil esquemático que la circulación oceánica en el Margen Continental Chileno durante el Mystery Interval según lo expuesto en el texto. En la figura se muestran los testigos de este estudio GeoB 7162-6 (7162-6) GeoB 7163-7 (7163-7), GeoB 7149-2 (7149-2) y 22SL junto a los testigos del Pacífico Sur mostrados en la Figura 42, un color más oscuro corresponde a una masa de agua con menor radiocarbono y las flechas indican mezcla entre agua intermedia y profunda en el Pacífico Ecuatorial descrita en Bostock et al. (2013).	66
Figura 47 Registros de foraminíferos bentónicos del testigo GeoB 7163-7, representando la masa de agua a 537 m. La cantidad de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ se mide según la ecuación 3, usando dataciones en foraminíferos bentónicos de la especie <i>Uvigerina peregrina</i> (Tabla 18), mientras que las mediciones de isótopos estables corresponden a <i>Cibicides</i> (Tabla 25).	67
Figura 48 Registros de foraminíferos bentónicos del testigo GeoB 7149-2, representando la masa de agua a 537 m. La cantidad de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ se mide según la ecuación 3, usando dataciones en foraminíferos bentónicos de la especie <i>Uvigerina peregrina</i> (Tabla 17), mientras que las mediciones de isótopos estables corresponden a <i>Cibicides</i> (Tabla 24).	68
Figura 49 Descripción del testigo GeoB 15004-5 de reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln et al., 2011). La Figura 44 muestra la leyenda.....	i
Figura 50 Descripción del testigo GeoB 15005-1 del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln et al., 2011). La Figura 44 muestra la leyenda.....	ii
Figura 51 Descripción del testigo GeoB 7149-2 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). La Figura 44 muestra la leyenda.....	iii
Figura 52 Descripción del testigo GeoB 7163-7 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001)	iv
Figura 53 Descripción del testigo GeoB 7162-6 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). La leyenda se presenta en la Figura 44.	v
Figura 54 Descripción del testigo So 161-5 22SL del reporte de la expedición SO.161, Leg 5 (Wiedecke-Hombach et al., 2002).	vi
Figura 55 Leyenda de la descripción de los testigos GeoB 15004-5, GeoB 15005-1, GeoB 7149-2, GeoB 7163-7 y GeoB 7162-6. Extraída de (Hebbeln, 2001).....	vii
Figura 56 Posición de testigos de usados en la discusión regional, los símbolos corresponden a la agrupación por comportamiento según la <i>¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.:</i> Tipo 1 cuadrados morados, tipo 2, triángulos morados, tipo 3 cuadrados negros, tipo 4 triángulos negros y tipo 5 cuadrados blancos Además las estrellas moradas corresponden a testigos con mediciones de edades superficiales las cuales son consistentemente altas ~1000-2000 años, entre ~20 y 15 ka cal.	xxviii

1. Introducción

El paleoclima corresponde al estudio de las variaciones en el sistema climático de la tierra, este hace uso de archivos climáticos indirectos llamados proxys, para interpretar variaciones en los parámetros climáticos (temperatura, precipitación, humedad, etc.) ya que no es posible medirlos de manera directa. Un registro de gran relevancia corresponde a los testigos de hielo extraídos en Groenlandia y la Antártica por su alta resolución y extensión en el tiempo, de hasta cientos de miles de años atrás, y porque permiten obtener información de las variaciones de CO_2 , y CH_4 , gases de efecto invernadero. Estos registros indican que el Pleistoceno se caracteriza por la recurrencia de ciclos de ~ 100 ka llamados ciclos glaciales-interglaciales, los que se corresponden a variaciones cíclicas en la temperatura (Figura 1 B) la que además que coincide con el comportamiento del CO_2 atmosférico (Figura 1 A). Los cambios en la insolación, sin embargo, no son capaces de explicar por sí solos estas variaciones (Figura 1 C), por lo que otros procesos deben ser los responsables de esta ciclicidad.

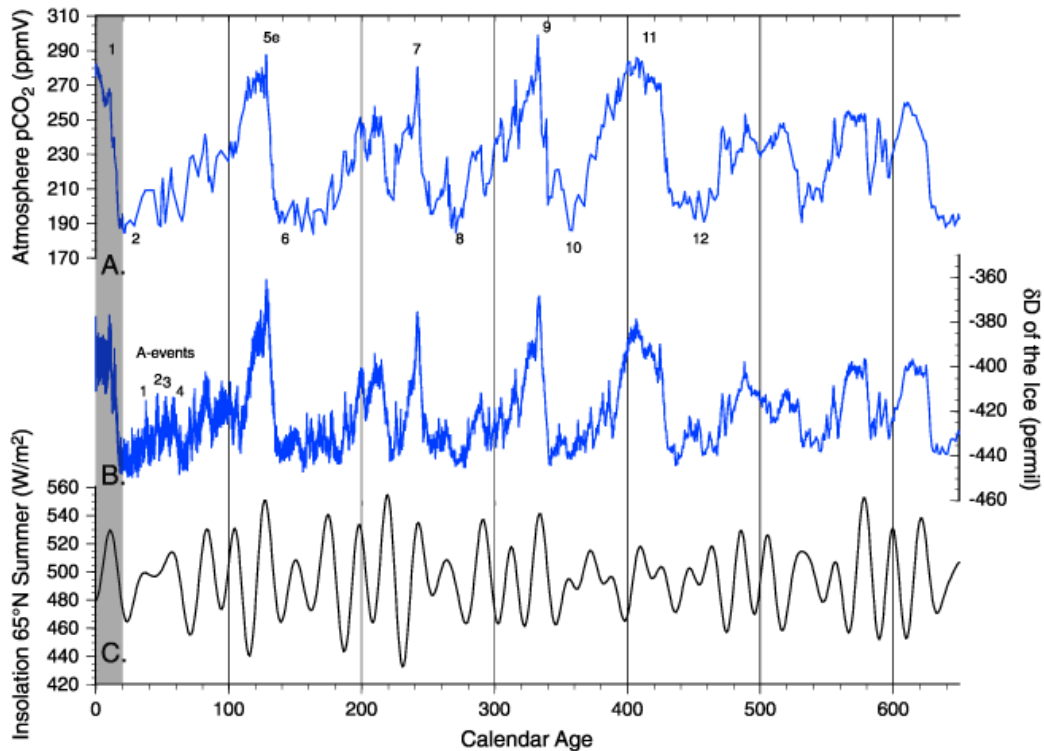
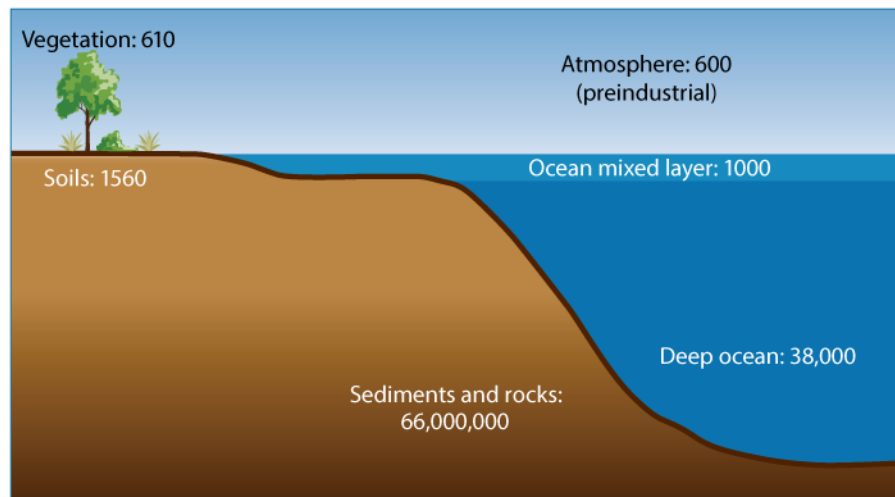
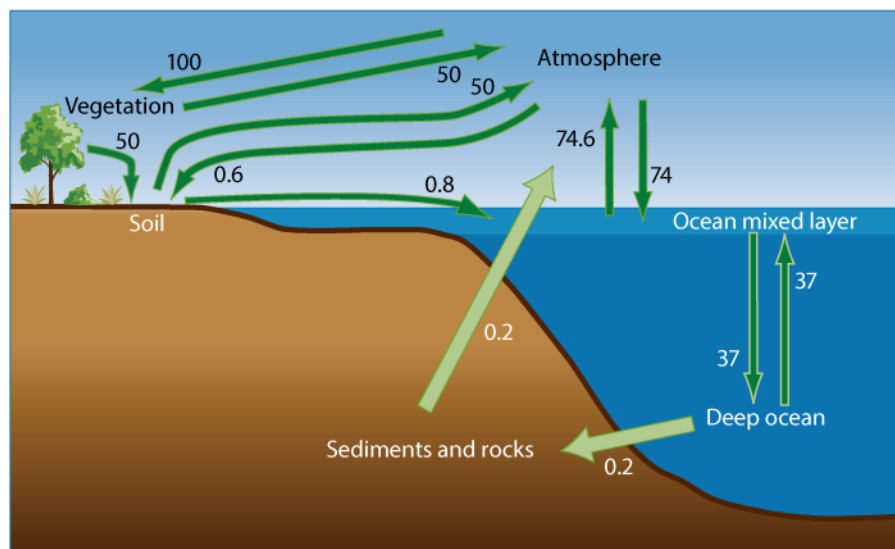


Figura 1 Registros de testigos de hielo (A y B) junto con la insolación solar en verano a 65°N. En la figura se destaca la estrecha relación entre la variación en la pCO₂ atmosférica y el δD que es un proxy de la variación de la temperatura, sin embargo esta señal no es tan obvia en la insolación por lo que procesos de amplificación de esta son propuestos y en particular relacionado a los cambios en la circulación en el oceano profundo. Extrañida de Adkins (2013).

Dada la estrecha relación entre temperatura y concentración de CO_2 atmosférico, resulta fundamental entender desde dónde viene y hacia dónde va el CO_2 en los ciclos glaciales-interglaciales, este se encuentra contenido en distintos reservorios, los que tienen a la vez distintos tamaños y tasas de intercambio (Figura 2), por lo que entender estas interacciones, correspondientes al ciclo del carbono, es fundamental para entender el sistema climático.



A Major carbon reservoirs (gigatons)



B Carbon exchange rates (gigatons/year)

Figura 2 A: Cantidad de carbono contenido en los principales reservorios en el planeta tierra, en giga toneladas. B: intercambio de carbono entre los principales reservorios de carbono en el planeta tierra en giga toneladas por año. Extraída de Ruddimann (2008).

Durante el Pleistoceno tardío, se presenta una situación particular que constituye un desafío para la comunidad científica en términos de entender los intercambios de carbono entre reservorios. Durante la deglaciación, entre $\sim 17,5$ cal ka y $\sim 14,5$ cal ka, el registro del CO_2 atmosférico en la Antártica muestra un aumento desde 180 a 256 ppm en el CO_2 atmosférico (Monnin et al., 2001) al mismo tiempo que una disminución de 190 ± 10 ‰ en su $\Delta^{14}\text{C}$ (Broecker and Barker, 2007). El origen de esta disminución abrupta no está claro ya que la variación en la producción de ^{14}C en la atmósfera, lugar donde se genera todo el radiocarbono en el sistema terrestre, no es suficiente para explicarla. Por otro lado, en el Océano Pacífico hay evidencias de aguas muy empobrecidas en radiocarbono en masas de agua intermedias y profundas durante este período, las que se cree serían el origen de esta baja en radiocarbono atmosférico al ser ventiladas durante la deglaciación en el Océano Antártico (e.g. Marchitto et al., 2007). Sin embargo aún no existe una hipótesis que

explique su formación y recorrido capaz de dar cuenta de la magnitud de la disminución en radiocarbono atmosférico, así como aunar los registros disponibles.

El margen continental chileno se encuentra bañado por al menos dos masa de agua que en otras partes del pacífico muestran el empobrecimiento en radiocarbono, el Agua Antártica Intermedia, AAIW por sus siglas en inglés (Marchitto et al., 2007, Stott et al., 2009) que circula hacia el norte a una profundidad entre ~600 y ~1200 m y el Agua Pacífica Profunda, PDW por sus siglas en inglés (Ronge et al., 2015) que circula hacia el sur debajo de la AAIW. Además la circulación oceánica del Pacífico trae el margen continental chileno aguas de procedencia tanto del Pacífico Ecuatorial como del Océano Antártico, por lo que tener un mejor registro paleoceanográfico es importante para resolver el puzzle que presenta el “Mystery Interval”. Hasta el momento dos publicaciones se han ocupado de esta materia en la zona, con resultados a priori contradictorios. En el primero De Pol-Holz et al. (2007) buscan la presencia de esta masa de agua empobrecida a los 36°S en un testigo a ~1000m de profundidad sin éxito, mientras que Siani et al. (2013) usando un método diferente para asignarle edades calendario a su testigo encuentran una disminución en el radiocarbono tanto de su testigo MDO7-3088 como del testigo analizado por De Pol-Holz et al (2007), la que sin embargo es mucho menor a la baja registrada en otros testigos en el pacífico.

Entre 2001 y 2010 las expediciones Sonne 156, Sonne 211 y Sonne 161 extraen testigos de sedimentos marinos en el margen continental chileno, seis de esto testigos, situados entre las latitudes 27°S y 36°S, son analizados y se obtienen las dataciones de ¹⁴C de foraminíferos planktónicos y bentónicos, incluyendo edades de hasta ~35.000 años ¹⁴C. Dos de estos testigos se encuentran a profundidades de la AAIW, a la misma latitud que el testigo 22SL y presentan edades de ventilación aparente mucho mayores que este (Figura 3). Apartir de esta información y de manera integrada con la bibliografía existente, se pretende en primer lugar usar estas dataciones para construir los modelos de edad de cada testigo de manera lo más fidedigna posible, para luego hacer una reconstrucción de las corrientes oceánicas en el margen continental chileno que aporten al esclarecimiento del “Mystery Interval”.

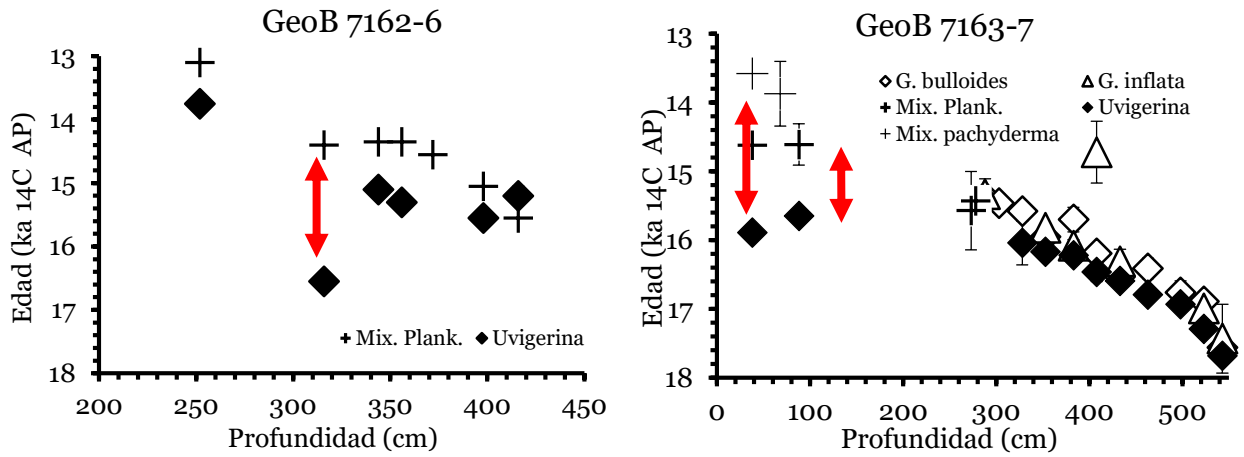


Figura 3 Dataciones de radiocarbono en foraminíferos planktónicos y bentónicos, especies en la figura, de los testigos GeoB 7162-6 y GeoB 7163-7, extraído en la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). En rojo se destaca el aumento en las edades de ventilación. El detalle de las dataciones se presentan en la Tabla 13 en los anexos.

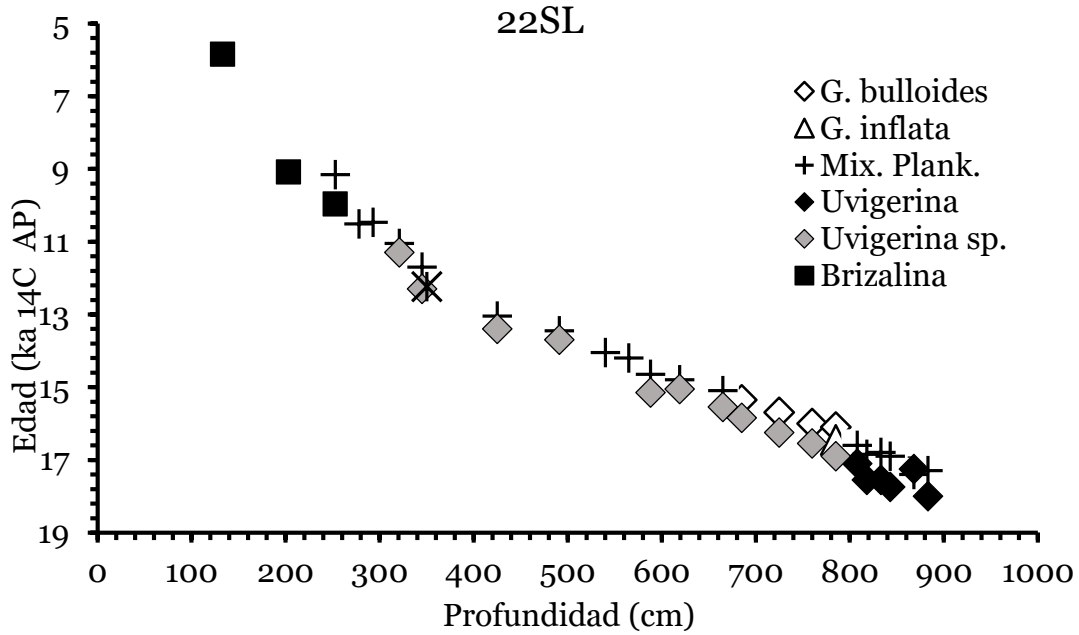


Figura 4 Edades de radiocarbono de foraminíferos planktónicos blanco y cruces y bentónicos en negro y gris en profundidad en la que son medidos en el testigo 22SL, en la figura no se ven edades de ventilación aparente de la amplitud de las presentadas en la Figura 2. En el gráfico se muestran además los errores de las edades entregadas por el laboratorio, sin embargo son muy pequeños por lo que casi no se ven. Los datos se presentan en la Tabla 14 en la sección 9.2.7 de los anexos.

1.1 Hipótesis de trabajo

Las masas de agua intermedia que pasan por el margen continental chileno registran el empobrecimiento en radiocarbono indicado como responsable de lo observado durante el “Mystery Interval”.

1.2 Objetivos

1.3 Objetivo general

Obtener los modelos de edad de cada testigo para hacer una reconstrucción de las aguas del margen continental chileno desde aproximadamente el Último Máximo Glacial y relacionarla con la información oceanográfica regional en el mismo período.

1.4 Objetivos específicos

- i. Caracterizar las aguas en que los testigos fueron extraídos y generar un modelo de aguas que permita interpretar los datos de radiocarbono de los foraminíferos planktónicos y bentónicos así como asignar las edades de reservorio a los foraminíferos planktónicos.
- ii. Generar distintos modelos de edad para cada testigo a partir de la interpretación de las dataciones de radiocarbono de cada uno en conjunto con información bibliográfica de edades de reservorio y circulación oceánica.
- iii. Para cada alternativa contrastar con información a nivel local y global de circulación oceánica y así evaluar la relevancia de tener edades de reservorio adecuadas al construir un modelo de edad.
- iv. Con los modelos de edad elegidos evaluar la posibilidad de la presencia de la masa de agua empobrecida en radiocarbono en el margen continental chileno, generar una hipótesis de su procedencia y proponer acciones a seguir para comprobar esta hipótesis.

2. Estado del arte

2.1 Circulación oceánica del Pacífico sur

La actividad oceánica en el Pacífico Sur se encuentra caracterizada por profundas cuencas cuyos límites restringen la circulación a distintas profundidades. Particularmente en el Pacífico sur oriental se encuentran la Cuenca de Perú y la Cuenca de Chile, las que bajo los 3500 m están cerradas hacia el norte y el oeste. La parte occidental del Pacífico sur en tanto, se encuentra dominada por la Cuenca sur occidental del Pacífico. Estas se encuentran separadas por sistemas de dorsales oceánicas, donde las más importantes son la Dorsal de Nazca y la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR por sus siglas en inglés; Tomczak & Godfrey, 2003), estos además son importantes en el área de estudio ya que en conjunto con el margen continental definen los límites de las cuencas de Chile y de Perú (Figura 5).

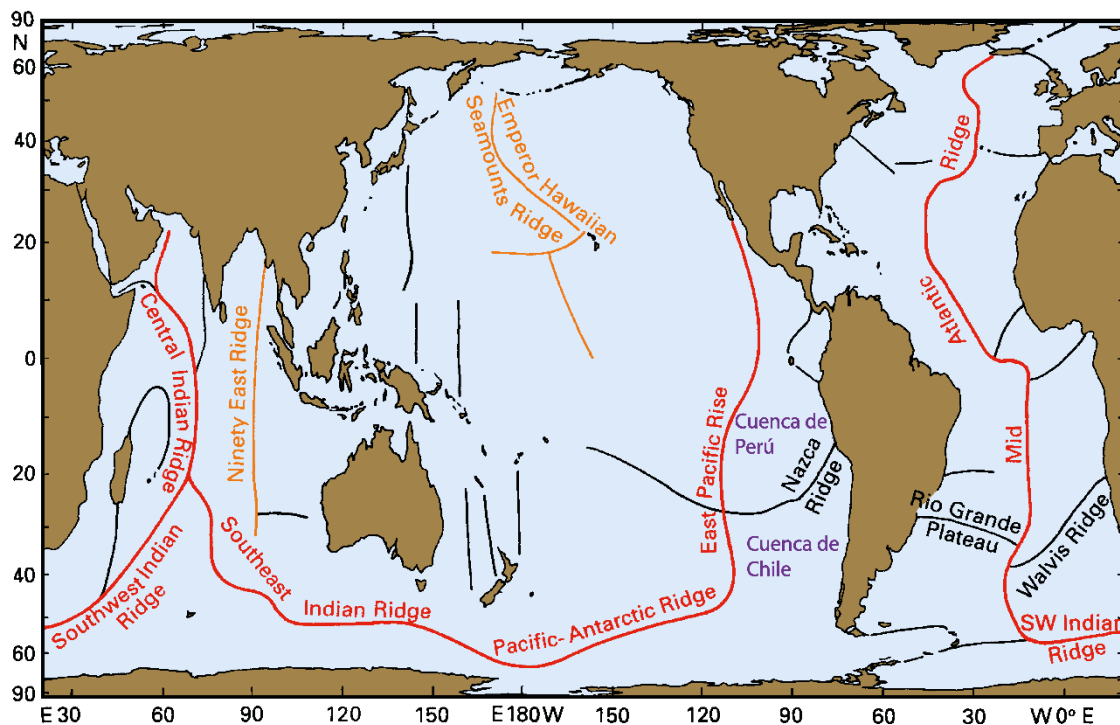


Figura 5 Sistema interoceánico de dorsales (en la figura ridges) indicados por líneas rojas, naranjas y negras, se muestran los nombres de las dorsales con mayor impacto en la circulación oceánica y en la distribución de las propiedades de las masas de agua en el Pacífico Sur. Además se indican las cuencas relacionadas directamente al área de estudio, la Cuenca de Chile que se extiende desde la Dorsal de Nazca hasta el Plano Abisal Mornington a aproximadamente los 60°S y la Cuenca de Perú. Modificado de (Tomczak & Godfrey, 2003).

La circulación oceánica superficial principal del Pacífico sur es el giro subtropical (Figura 6; Tomczak & Godfrey, 2003). En margen continental de Chile se encuentra su borde oriental, constituido por la Corriente Perú-Chile (PCC, por sus siglas en inglés) también llamada Corriente de Humboldt, que corresponde al sistema de corrientes de borde oriental más grande del mundo y es impulsado por vientos del sur este (Strub et al., 1998). En los sistemas de corrientes de borde oriental la diferencia de presiones entre el océano (altas presiones) y los continentes (bajas presiones), que se acentúa en verano cuando el aire de los continentes es más seco y tibio, genera vientos hacia el ecuador en las costas

oeste de los continentes, lo que a su vez produce transporte de Ekman hacia el oeste en la parte superficial de la columna de agua, que por conservación de masa se traduce en la surgencia de aguas más profundas. La PCC es responsable del gran intercambio de calor y nutrientes entre altas y bajas latitudes en la zona (Lamy & De Pol-Holz, 2013), además constituye la región de surgencia costera más importante del mundo, suministrando de manera constante nutrientes a las aguas superficiales donde se produce la fotosíntesis del fitoplankton, proceso que es la base de la cadena alimenticia marina (Tomczak & Godfrey, 2003).

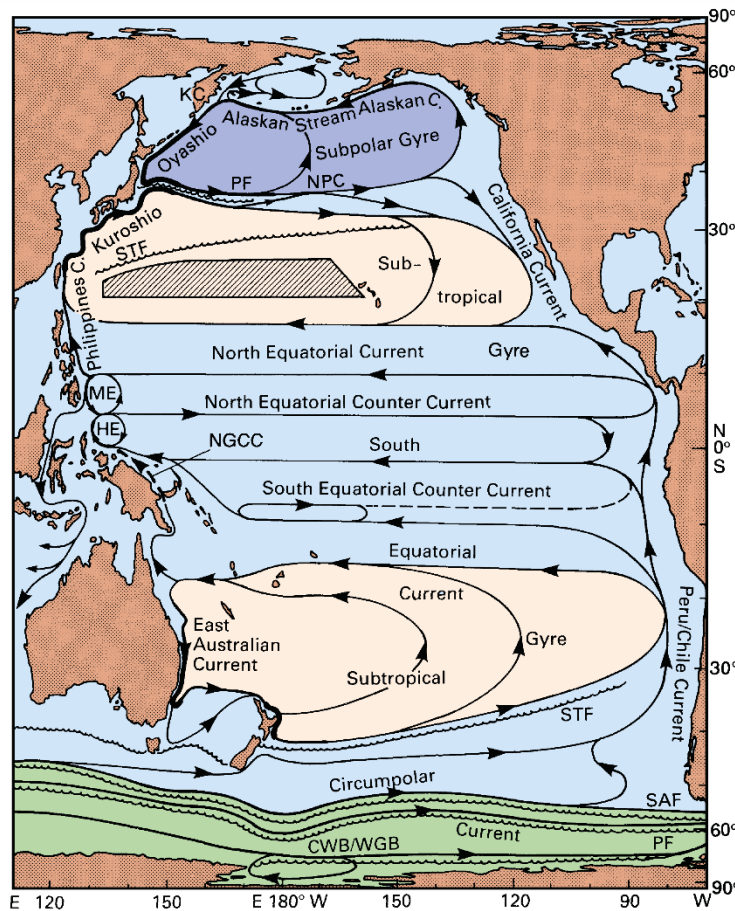


Figura 6 Corrientes oceánicas superficiales de escala oceánica en el Pacífico. En la figura se muestra el Giro Subtropical (Subtropical Gyre), la Corriente Perú Chile (Perú/Chile Current), el Frente Subtropical (STF), el Frente Subantártico (SAF), el Frente Polar (PF) y la Corriente Circumpolar Antártica (Circumpolar Current). Extraída de (Tomczak & Godfrey, 2003).

2.2 Circulación oceánica local

Como se menciona anteriormente, las aguas de la costa de Chile son parte del borde oriental del giro subtropical. Esta corriente, que localmente corresponde a la PCC se origina en la Corriente Circumpolar Antártica (ACC, en Figura 6 como “Circumpolar Current”), la cual se divide aproximadamente en los 43°S en una corriente hacia el norte (PCC) y otra hacia el sur, la Corriente de Cabo de Hornos (CHC, Figura 7). La ACC es la ruta principal de transporte interoceánico y separa las masas de agua subtropicales de las

polares a través de tres zonas de transición llamadas frentes (Figura 6), el Frente Subtropical (STF), el Frente Subantártico (SAF) y el Frente Polar antártico (PF), donde la temperatura y salinidad del agua varían de manera abrupta (Tomczak & Godfrey, 2003).

La profundidad del océano en Chile llega aproximadamente hasta los 6.000 m de profundidad en los cuales se encuentran masas de aguas de distintas características transportadas a su vez por diferentes corrientes, las cuales se describen a continuación.

2.2.1.1 Agua Superficial Sub Antártica y Agua Superficial Tropical

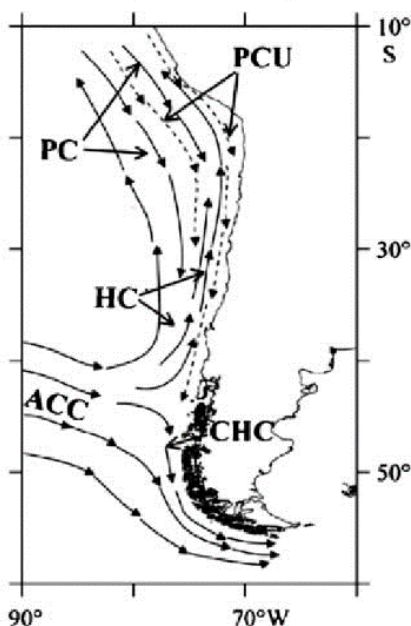


Figura 7 Corrientes de agua en la zona adyacente a la costa de Chile, las líneas continuas representan las corrientes superficiales y las líneas punteadas las sub superficiales. PCU: Corriente inferior Perú Chile, PC: Contra Corriente Perú Chile, referida en el texto como PCCC, HC: Corriente de Humboldt, que en el texto es referida como Corriente Perú Chile (PCC), CHC: Corriente de Cabo de Hornos y ACC: Corriente Circumpolar Antártica. Tomada de Silva et al., 2009.

La PCC transporta el Agua Superficial Sub Antártica (SAAW) hacia el ecuador hasta los 5°S donde gira al oeste como parte del giro subtropical, sin embargo en su recorrido pierde paulatinamente sus propiedades, llegando como SAAW propiamente tal hasta ~30°S (Silva et al., 2009). Hacia el sur la SAAW es transportada por la CHC e ingresa en los canales y fiordos chilenos, donde la mezcla de esta con el agua fresca de precipitaciones, la escorrentía de la zona y esporádicamente con la ESSW (descrita más adelante) genera uno de los estuarios más grandes del mundo (Silva et al., 1997; Palma & Silva, 2004). La PPC, al avanzar hacia el ecuador se divide en dos ramas: una costera y una oceánica, las cuales son divididas por la Contra Corriente Perú Chile (PCCC) de flujo hacia el sur que transporta el Agua Superficial Tropical (STW, Figura 7, Silva et al., 2009). El origen de la STW está asociado a las altas presiones del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur que genera un área de alta radiación y evaporación, dando como resultado una masa de agua de alta temperatura y salinidad (Wyrтки, 1968). Por otro lado, la parte sur del flanco oriental del Giro Subtropical se caracteriza por una menor radiación (relacionada a su latitud) y mayor precipitación, producto de un sistema subpolar de baja presión y del

aporte hídrico de la zona de los canales y fiordos chilenos, donde la baja presión, en conjunto con la barrera topográfica de la cordillera de los andes contribuye a una alta precipitación y acumulación de nieve, resultando en una masa de agua superficial de menor temperatura y salinidad que la STW (Silva et al., 2009), estas condiciones dan origen a la SAAW (Wyrcki, 1968). Los valores característicos de temperatura y salinidad de la STW son 16-24 °C; 34,9-35,3 respectivamente, mientras que los de SAAW son 9-15°C; 33,0-34,3 (Silva & Konow, 1975; Robles et al., 1976).

2.2.1.2 Agua Sub Superficial Ecuatorial

Bajo la STW y la parte norte de la SAAW circula el Agua Sub Superficial Ecuatorial (ESSW) de flujo hacia el sur (Figura 8), siendo transportada por la Corriente Subsuperficial Perú Chile (PCU) desde los 10°S hasta los 48°S (Figura 3, Silva & Neshyba, 1979). La ESSW fue descrita originalmente por Gunther (1936), asociándola a un máximo de salinidad sub superficial, un mínimo de oxígeno disuelto y altas concentraciones de nitrato y fosfato. Reid (1962) y Wyrcki (1968) explican estas características como el resultado de la remineralización de la materia orgánica, producto de una zona de alta productividad biológica (asociada a la surgencia mencionada anteriormente) en un lugar donde el tiempo de residencia del agua es largo. Según Silva et al. (2009) la ESSW es reconocible sin gran erosión, entre los 10°s y los 40°S, centrada en la parte norte en los 150m de profundidad y a los 250m en el sur. Sus valores característicos de temperatura y salinidad son 8-12°C; 34,4-34,9 (Gunther, 1936; Brandhorst, 1971; Silva & Konow, 1975).

Según Toggweiler et al. (1991) el agua de surgencia de Perú, correspondiente a la ESSW, tendría su origen en la Contra Corriente Ecuatorial o Corriente de Cromwell (EUC por sus siglas en inglés), la cual a su vez tiene su origen en el Pacífico sur occidental, asociado a la AAIW o al Agua Sub Antártica Modal (SAMW), lo cual le da una signatura isotópica de radiocarbono menor que la asociada a masas de agua a estas profundidades. Esta relación además ha sido propuesta tanto para la época moderna como para el período glacial (e.g: Anderson et al., 2009).

2.2.1.3 Agua Intermedia Antártica

El Agua Intermedia Antártica (AAIW) circula a niveles intermedios, bajo la termoclina y se mueve hacia el norte desde el frente polar (Figura 6). Se encuentra entre 600 y 1300 m de profundidad (Sloyan & Rintoul, 2001) disminuyendo su espesor y la profundidad de su núcleo en el mismo sentido (Figura 8, Leth et al., 2004, Shaffer et al., 2004). Está caracterizada por un mínimo de salinidad (Reid, 1965; Johnson, 1973; Tsuchiya & Talley, 1996; Tsuchiya & Talley, 1998) y sus valores característicos de temperatura y salinidad son 4-8°C; 34,2-34,35 respectivamente, en el Pacífico sur oriental (Bostock et al., 2013).

A diferencia de las masas de agua descritas anteriormente, AAIW tiene una mayor presencia en el océano a nivel global, ya que entre 800 y 1200m llena la mayor parte de los océanos en el Hemisferio Sur y parte del Pacífico Norte y el Atlántico Norte (Talley, 1996) por lo que participa en la distribución global de calor, agua fresca y carbono (Fischer et al., 2010; Talley, 1999) y se ha propuesto como uno de los principales sumideros de CO₂ antropogénico (Sabine et al., 2004; Salle et al., 2012). Además, en conjunto con el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) forman el llamado *bipolar seesaw* (Sloyan and

Rintoul, 2001), mecanismo en el cual se propone que los cambios en las tasas de formación de estas masas de agua tendrían un rol fundamental en cambios climáticos rápidos en el pasado ya que en el Atlántico están relacionadas a través de la circulación termohalina, (Pahnke and Zahn, 2005; Pahnke et al., 2008; Saenko et al., 2003).

Actualmente el área principal de formación de AAIW es el Pacífico Suroriental cercano a Chile (Bostock et al., 2013), sin embargo no existe consenso respecto del proceso de formación de esta. Existen dos hipótesis principales al respecto, en la primera (McCartney, 1977) la AAIW está asociada a la SAMW ya que en el Pacífico suroriental tienen características similares de temperatura y salinidad. Las aguas modales se caracterizan por tener un perfil de temperatura vertical aproximadamente homogéneo, en este caso en particular, en invierno al disminuir la temperatura en el agua superficial se produce una fuerte convección que resulta en una zona de temperatura y salinidad uniforme en zonas en que el resto del tiempo los gradientes son altos (Tomczak & Godfrey, 2003). La SAMW avanza por la ACC experimentando consecutivos eventos de mezcla en el invierno, disminuyendo su temperatura y salinidad, encontrándose la parte más densa en la zona del Pacífico suroriental, donde subduce y se inyecta en niveles intermedios, bajo la termoclina formando la AAIW, el detalle del proceso, sin embargo, está poco entendido. La segunda hipótesis (Molinelli, 1981) sugiere que se forma por intercambio entre superficies de igual densidad (isopicnas) a través del frente subantártico, principalmente en dos lugares, el Pacífico suroriental y el Plateau Kerguelen (~80°E).

La gran distribución de esta masa de agua se traduce en variaciones locales en sus características, por lo que distintas publicaciones han definido sub tipos de esta. Talley (1996) describe dos tipos principales de AAIW, la formada en el Pacífico sur oriental cercano a Chile que avanza por el giro sub tropical del Pacífico y la porción de esta que avanza por el Pasaje de Drake hacia el Atlántico donde es modificada nuevamente formando la AAIW del Océano Atlántico y la AAIW del Océano Índico. Trabajos posteriores enfocados en el Pacífico Sur sin embargo describen 4 sub tipos principales de AAIW a partir de los datos del World Ocean Circulation Experiment (WOCE), donde el principal corresponde a la presente en las aguas de la costa de Chile (Bostock, et al., 2013), que se formaría en el Pacífico sur oriental. Estas y otras (Piola & Gordon, 1989) publicaciones postulan que la formación de la AAIW involucrando ambos mecanismos descritos anteriormente, explicaría la variedad que esta presenta.

La AAIW muestra una variabilidad importante en el último milenio (Euler & Ninneman, 2010), observaciones entre los años 1930 y 2000 muestran una disminución de salinidad (Wong et al., 199; Schneider et al., 2005) junto un aumento de temperatura (Gille, 2002; Schmidtke & Johnson, 2012) que tiene como resultado la disminución de su densidad, lo que podría causar una disminución en su tasa de formación (Downes et al., 2009). Esta variación en conjunto con su rol en la captación de CO₂ atmosférico indican la importancia de entender sus mecanismos de formación y las rutas que sigue la AAIW en su incorporación en modelos climáticos.

2.2.1.4 Agua Profunda Pacífica

Finalmente, bajo la AAIW, a profundidades bajo los 1000-1200 m se encuentra el Agua Profunda Pacífica (PDW, Figura 8 Silva et al., 2009), el agua más abundante (Martínez-

Mendez et al., 2013) y antigua en el planeta (Matsumoto, 2007). Al norte de los 35°S se caracteriza por temperaturas <4°C y salinidades >34,5. Las características de la PDW, se dan como resultado de procesos de mezcla lentos (Tomczak & Godfrey, 2003), en el Pacífico de AABW con AAIW y en el Océano Antártico (SO por sus siglas en inglés) con NADW. La AABW que se forma en la antártica donde producto del enfriamiento del hielo marino se hunde mezclándose con las Aguas Circumpolares para luego participar en la formación de la NADW y el Agua Profunda India (Tomczak & Godfrey, 2003), por lo tanto estas masas de agua comparten características similares y potencialmente transportan la misma señal a pesar de encontrarse en partes tan distantes como la zona norte del Océano Atlántico y Pacífico.

Según un estudio en el pacífico sur a través de la latitud 32°S (Wijfels et al., 2001), en el mar de la costa de Chile se encuentra bajo los 1200 m, con su núcleo a los 2600m, fluyendo hacia el sur. La circulación, formación y variaciones en el tiempo de las masas de agua profundas están menos entendidas que las aguas superficiales e intermedias por la mayor dificultad que presenta la obtención de datos a estas profundidades.

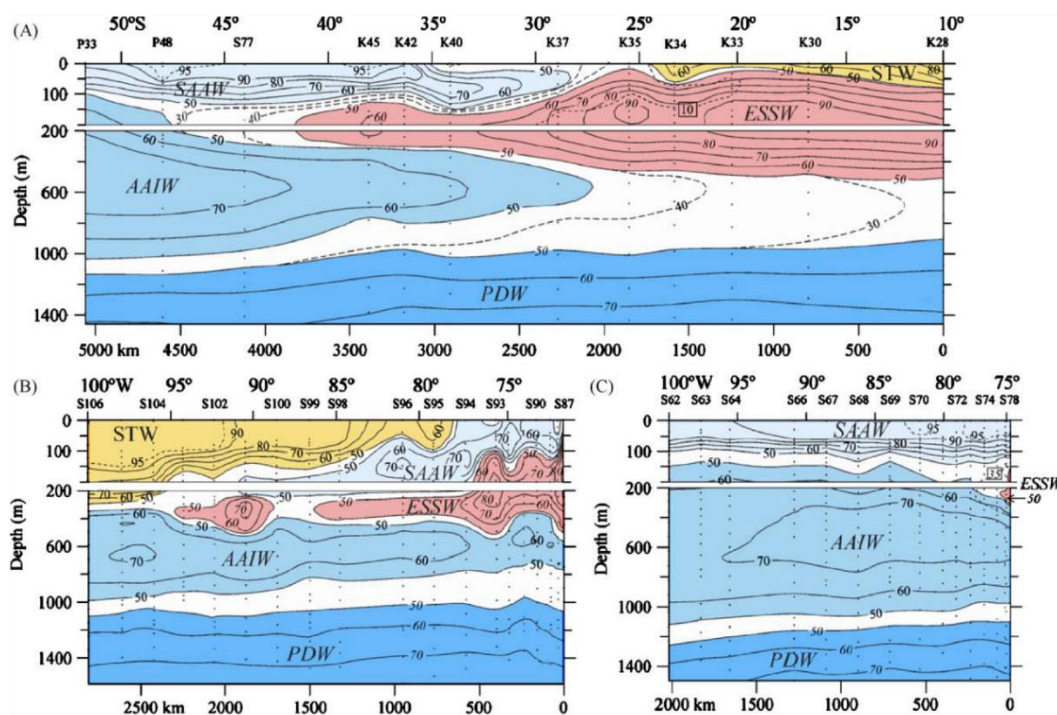


Figura 8 Distribución de las masas de agua en el Margen Continental Chileno. Las curvas en la imagen indican los porcentajes de participación de cada masa de agua calculados con el método de mezcla de triángulo (Mamayev, 1975). (A) Sección longitudinal entre 10-52°S a partir de las expediciones KRILL, SCORPIO y PIQUERO. (B) Sección latitudinal a los 28°S a partir de datos de la expedición KRILL. (C) Sección latitudinal a los 43°S a partir de la expedición SCORPIO. SAAW: Agua Sub Antártica, STW: Agua Sub tropical, ESSW: Agua Ecuatorial Sub Superficial, AAIW: Agua Intermedia Antártica, PDW: Agua Profunda Pacífica. De Silva et al. (2009).

2.3 Paleoceanografía

La paleoceanografía estudia las variaciones en la circulación oceánica en el tiempo y junto con el paleoclima constituyen el registro de las variaciones del sistema climático en el pasado las cuales nos permiten entender cómo podría variar el clima en el futuro, por ejemplo por acción del ser humano.

2.3.1 Métodos

Al igual que el paleoclima, la paleoceanografía hace uso de proxys a partir de los cuales se interpretan las variaciones en parámetros oceanográficos durante épocas pasadas. Las masas de agua actuales se distinguen por trazadores conservativos, por ejemplo la temperatura y salinidad, y cuasi conservativos, como la cantidad de radiocarbono y sílice, que permiten distinguir las masas de agua y entender la circulación oceánica global. La reconstrucción de los trazadores conservativos de manera de identificar masas de agua en el pasado no es una tarea trivial y realmente no se utiliza, más bien se asume que a priori la posición de las masas de agua se mantiene en el tiempo. Los proxys que se utilizan en paleoceanografía dan información sobre variaciones en las características de las masas de agua, por ejemplo la medición de isótopos de oxígeno en conjunto con otras mediciones se usa para obtener información respecto de la temperatura de la columna de agua, (e.g. Koutavas & Lynch-Stieglitz, 2003), la medición de ópalo biogénico se relaciona al aporte de sílice a la superficie marina producto de la surgencia (Anderson et al., 2009), la medición del isótopo de carbono estable ^{13}C se asocia al tiempo de circulación de la masa de agua (Spero and Lea, 2002), la razón Mg/Ca en testas de foraminíferos se ha usado para reconstruir variaciones en la temperatura superficial del mar, etc. De la misma manera el radiocarbono se asocia a la variación de la circulación oceánica, usándose como un trazador de la edad de las masas de agua.

2.3.1.1 Radiocarbono

El radiocarbono, también denotado ^{14}C , se genera producto de la incidencia de rayos cósmicos en la atmósfera, los que producen neutrones que reaccionan con el nitrógeno molecular atmosférico formando ^{14}C (Figura 10). Este es un isótopo inestable con una vida media de 5.730 ± 40 años, denominada vida media de Cambridge, la que se usa para obtener la edad calendario, sin embargo la edad convencional ^{14}C entregada por los laboratorios, se obtiene usando la vida media de Libby equivalente a 5568 ± 30 años, que fue la primera edad media calculada por el creador del método de datación por radiocarbono Willard Libby (Arnold & Libby, 1949).

La cantidad de radiocarbono analizada en una muestra depende no solo del tiempo transcurrido desde su formación, sino de la cantidad de radiocarbono en la atmósfera en el momento de vida del espécimen analizado. Esta cantidad a su vez depende de la intensidad del campo magnético de la tierra, cuando esta aumenta, disminuye la influencia de los rayos cósmicos en la atmósfera y por lo tanto la producción de radiocarbono. Otro factor que modifica la tasa de formación de radiocarbono es la variabilidad propia del sol, ya que fuertes vientos solares desvían los rayos cósmicos, produciendo el mismo efecto que un aumento en el campo magnético. Por último, como se menciona anteriormente, variaciones en los reservorios de carbono de la tierra también pueden modificar la cantidad de radiocarbono en la atmósfera.

Producto de lo anterior, para asignar la edad calendario a una muestra con una datación de edad convencional ^{14}C existen curvas de calibración que reconstruyen las variaciones de radiocarbono en la atmósfera. Las más recientes corresponden a IntCal13, del hemisferio norte (Reimer et al., 2013), SH13 en el hemisferio sur (Hogg et al., 2013) y en el mar Marine13 (Reimer et al., 2013). De estas curvas la con más desarrollo y datos concretos corresponde a IntCal13 siendo la base para SH13 desde ~12.700 años hacia atrás, por lo que son muy similares (Figura 9). Producto del continuo aumento y/o mejora de registros existen versiones previas diferentes, por ejemplo Intcal09 e Intcal04, lo que resulta en que distintas publicaciones usen distintas curvas, sin embargo, los usos de distintas curvas de calibración no representan mayores variaciones en las edades calendario obtenidas (Skinner et al., 2014). Por otro lado, la curva Marine13 está construida en tres tramos, el primero, entre 0 y 10500 cal a AP, se construye a partir de un modelo de caja de difusión entre la atmósfera y el océano, el segundo, entre 10500 y 13900 cal a AP, consiste en datos concretos y a partir de este tramo corresponde a un desfase de 405 años ^{14}C de IntCal13 (Reimer et al., 2013). Además, la curva Marine13 no toma en cuenta las variaciones locales en las edades de reservorio, las que en el mar son mucho mayores que en la atmósfera, por lo que generalmente se usa la curva IntCal (en sus distintas versiones) para interpretar los datos de radiocarbono marino, luego de aplicarle un estimado del desfase local entre la cantidad de ^{14}C en la atmósfera y la superficie oceánica, esta variación local se llama **edad de reservorio superficial** (Matsumoto, 2007) y su relevancia en la generación de modelos de edad se discute adelante.

Una manera de estudiar la variación del radiocarbono en masas de agua oceánicas es el uso de edades ^{14}C de **foraminíferos planktónicos** y **bentónicos** de testigos sedimentarios marinos. Los foraminíferos son protistas unicelulares cuyas conchas están compuestas de CaCO_3 , compuestos orgánicos o granos de arena (según la especie) que habitan el mar a distintas profundidades y representan distintas condiciones de temperatura, estratificación de la masa de agua, surgencia, etc. En paleoceanografía se estudia la variación de las razones isotópicas de oxígeno y carbono de su estructura, entre otras razones de elementos químicos, lo que hace posible su correlación con datos de la misma naturaleza en otros registros por ejemplo en testigos de hielo y anillos de árboles. En estos se asume que la razón isotópica de radiocarbono contenido en los foraminíferos está en equilibrio con el ambiente en el que estos se encuentran, siendo sensibles a las variaciones ambientales, además se asume que su distribución en el océano está dada por transporte pasivo, descartando que pueda representar las características de masas de agua lejanas (Mohtadi et al., 2005).

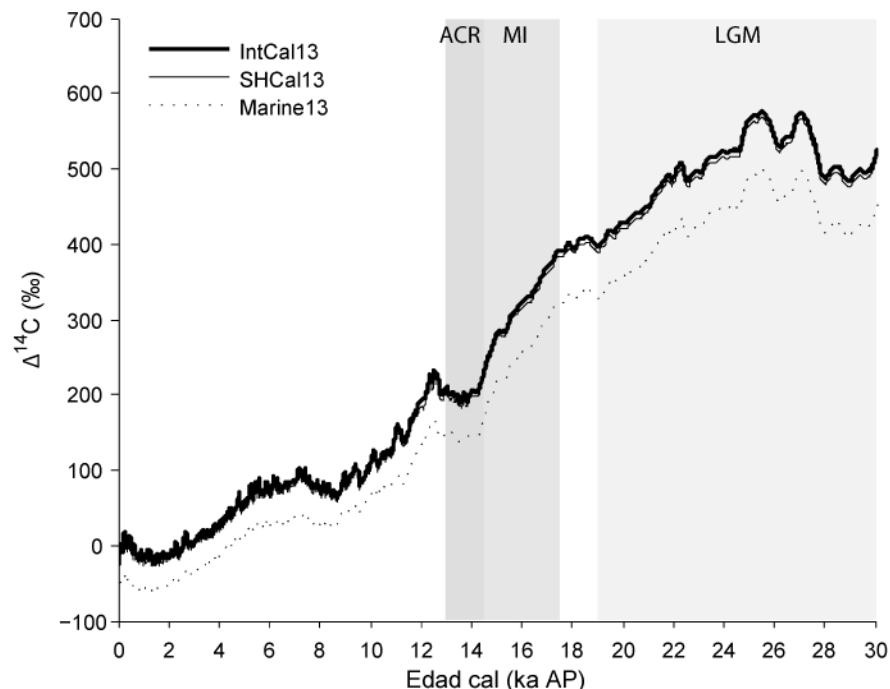


Figura 9 Variaciones en el $\Delta^{14}\text{C}$ a partir de las curvas de calibración globales en el hemisferio norte Intcal13 (Reimer et al., 2013) e Intcal09 (Reimer et al., 2009), en el hemisferio sur SH13 (Hogg et al., 2013) y en el mar Marine13 (Reimer et al., 2013) durante los últimos 35.000 años. Además se muestran intervalos de cambio climático importantes en este período, los cuales se relacionan a variaciones en el radiocarbono de las tres curvas, LGM: Last Glacial Maximum (Último máximo Glacial), H1: Heinrich event 1 (Evento Heinrich 1); MI: Mystery Interval (Intervalo Misterioso); ACR: Antarctic Cold Reversal (Inversión Fría Antártica).

Es importante entender el origen del radiocarbono en la masa de agua, ya que muchos procesos son partícipes de la cantidad final que esta tenga. Cuando las masas de agua están en contacto con la atmósfera se produce un intercambio con el dióxido de carbono entre ambas (Figura 10), proceso en el que puede o no alcanzarse el equilibrio isotópico. Esto depende tanto de la cantidad inicial de cada uno como del tiempo de residencia de la masa de agua en superficie, el cual es en promedio menor que los aproximadamente 10 años que les tomaría llegar al equilibrio (Broecker & Peng, 1982). Una vez que las masas de agua son subducidas y aisladas de la atmósfera, no “reciben” más radiocarbono, solo lo pierden por decaimiento radioactivo (Figura 10) y por lo tanto la edad que se mide depende tanto de la ya mencionada edad de reservorio superficial, como del tiempo que lleva circulando desde entonces, la **edad de ventilación**. La edad resultante corresponde a la edad ^{14}C medida por el laboratorio y es distinta de la edad llamada edad calendario (cal) que corresponde al momento Antes del Presente (AP) en que circula esta masa de agua.

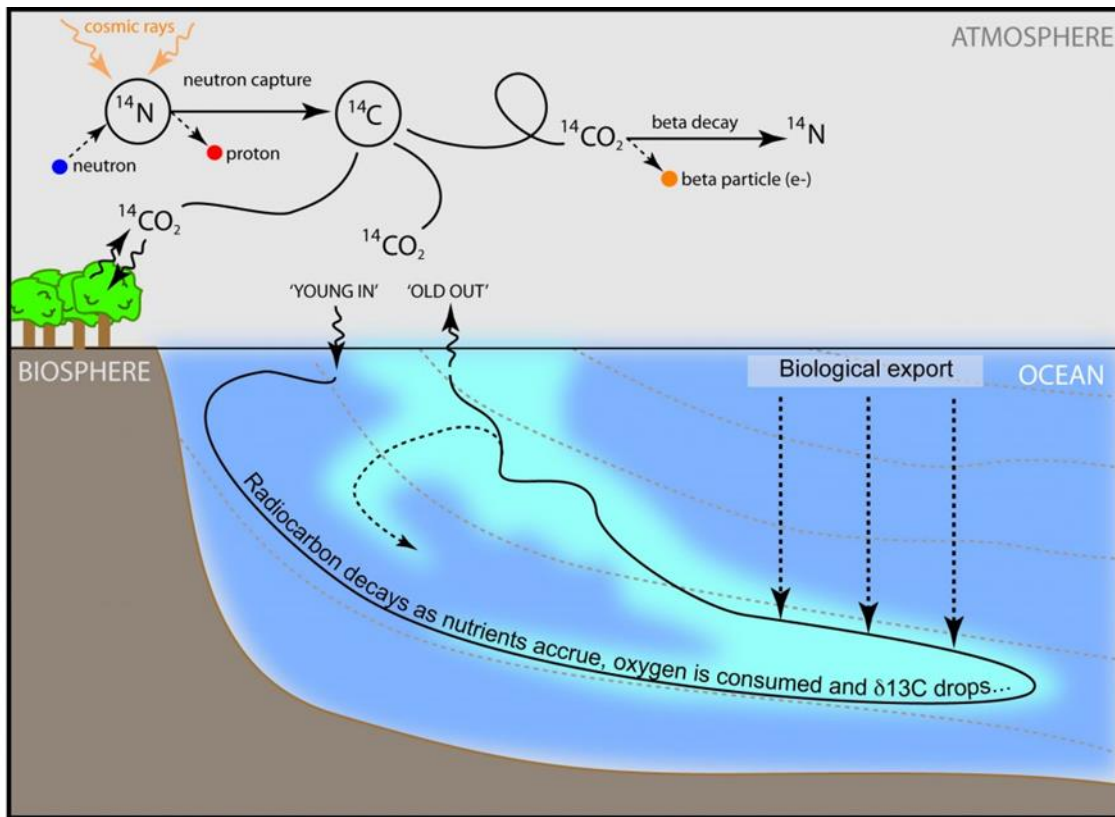


Figura 10 Proceso de formación de radiocarbono en la atmósfera y de intercambio con el océano. En la figura el agua más clara representa agua más antigua, que producto una circulación oceánica aislada de la atmósfera disminuye su cantidad de radiocarbono progresivamente hasta que vuelve a la superficie donde nuevamente intercambia radiocarbono con la atmósfera. Extraído de (Skinner L. , Radiocarbon and CO₂, 2014)

Dentro de las publicaciones que utilizan este proxy en paleocenografía no existe consenso respecto de la manera en que se presentan los resultados de radiocarbono. Por ejemplo, algunas publicaciones (e.g. Marchitto et al., 2007; Stott et al., 2009; Siani et al., 2013; Ronge et al., 2015b; Keigwin and Lehman, 2015), presentan los resultados como $\Delta^{14}C$ [‰], que en oceanografía corresponde a la proporción de radiocarbono de la muestra corregido por el $\delta^{13}C$ y la proporción de ^{14}C atmosférico del estándar (Stuiver and Polach, 1977). Este valor generalmente se calcula según la fórmula presentada en Adkins & Boyle (1997) (Ecuación 1) y permite comparar la cantidad de radiocarbono de las masas de agua en un determinado momento, siendo las masas de agua con menor $\Delta^{14}C$ relativamente más antiguas que las con mayores valores además permite distinguir errores si, por ejemplo, el valor obtenido es mayor que el valor de la atmósfera en ese momento.

$$\text{Ecuación 1} \quad \Delta^{14}C = \left(\frac{e^{-\frac{14C_{edad}}{8.033}}}{e^{-\frac{edad_{cal}}{8.266}}} - 1 \right) * 1000$$

Por otro lado, para estudiar las variaciones en las edades de ventilación en algunos estudios se usa una *edad de ventilación aparente*, que corresponde a la diferencia entre las edades ^{14}C de los foraminíferos datados, bentónicos menos planktónicos (desde ahora B-P) a cierta profundidad del testigo, corregidas o no por la edad de reservorio asociado

(Galbraith et al., Broecker et al., 2008; De Pol-Holz et al., 2010; Skinner et al., 2010; Siani et al., 2013) esto permite tener una estimación de la edad de ventilación cuando no se tiene toda la información para obtener la edad de ventilación real. En otros estudios se usa un método llamado *método de proyección* propuesto por Adkins and Boyle (1997) para calcular la *edad de ventilación real* de las masas de agua a partir del $\Delta^{14}\text{C}$ de aguas profundas (medido a partir de los foraminíferos bentónicos, ecuación 1), el $\Delta^{14}\text{C}$ atmosférico y una edad calendario estimada de los foraminíferos, de esta manera la interpretación de las edades de los foraminíferos sería más fidedigna, sin embargo altas incertidumbres en los datos necesarios para este cálculo ha resultado en que su utilización sea escasa (e.g. Skinner and Shackleton, 2004; Okazaki et al., 2010).

2.3.1.2 Modelos de edad

Para comparar la información de los testigos con información a escala regional es necesario asignarles una edad calendario, ya que como se menciona anteriormente la edad ^{14}C que reflejan los foraminíferos depende de la edad de ventilación y de la edad de reservorio, la que a su vez depende del ^{14}C atmosférico y del intercambio que ocurra entre el agua y la atmósfera en el lugar de formación. Para asignar esta edad absoluta idealmente se obtienen dataciones de manera independiente a distintas profundidades del testigo como por ejemplo dataciones de U/Th en corales (Burke & Robinson, 2012). Cuando esto no es posible otros métodos consisten en correlacionar capas del testigo con capas datadas en superficie, o si se han medido otros isótopos, como $\delta^{18}\text{O}$ se correlacionan con peaks o mínimos de estos proxys en testigos que ya tienen una edad calendario asignada por otros medios.

Cuando no se tiene ninguna referencia de la edad absoluta del testigo la manera de estimar estas edades es a usar las dataciones en foraminíferos planktónicos, ya que se asume que su contenido de radiocarbono es más cercano al de la atmósfera que el de los bentónicos ya que se encuentran en el océano superficial, donde hay un intercambio con el CO_2 atmosférico. La Figura 11 muestra de manera conceptual el procedimiento por el que se genera el modelo de edad, en este el primer paso corresponde a asignar una edad de reservorio a los foraminíferos planktónicos. En general la edad de reservorio que se aplica se presenta como ΔR que se refiere a la variación de la edad de reservorio en el lugar medido relativo a la curva Marine en cualquiera de sus versiones. Estas edades corregidas luego son calibradas a partir de alguna de las curvas ya mencionadas y a través del trato estadístico de las edades asociadas a distintas profundidades del testigo, a partir de algunas suposiciones a priori, se obtiene un modelo de edad. Para este trato estadístico hay diferentes softwares, en este estudio en particular se usa el software Bacon (Blaauw & Christen, 2011) que usa estadística bayesiana para reconstruir la sedimentación del testigo dividiéndolo en una cantidad determinada de secciones y usando dataciones a distintas profundidades estima la tasa de acumulación para cada sección a partir de millones de iteraciones de Cadenas de Markov Monte Carlo y a partir de estas tasa de acumulación y una edad estimada para el inicio del testigo, construye el modelo de edad.

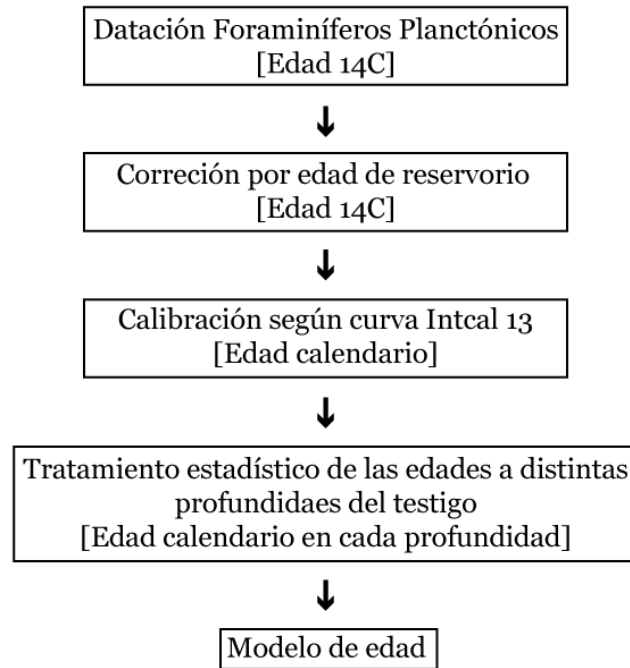


Figura 11 Representación conceptual del procedimiento aplicado a las dataciones para generar el modelo de edad de cada testigo.

2.3.1.2.1 Edades de reservorio

Las edades de reservorio son muy relevantes para una correcta interpretación de las dataciones de radiocarbono en foraminíferos sin embargo existe una importante dificultad para obtenerlas, tanto las correspondientes a la circulación oceánica moderna como las necesarias en paleoceanografía. En particular la obtención de **edades de reservorio actuales** se ve dificultada producto de las pruebas de bombas atómicas durante las décadas del '50 y el '60, las que significaron un aumento abrupto en las concentraciones de ^{14}C de la atmósfera y por consiguiente del océano, al menos superficialmente (Toggweiler et al., 1991). El escaso desarrollo de este tipo de estudios previos a ese período significa un déficit de datos de radiocarbono oceánicos y por lo tanto no se sabe con seguridad las edades de reservorio actuales, es decir sin considerar el “ruido” de las pruebas de bombas. Por lo anterior, para generar modelos de edad cuando no existe información de las edades de reservorio de los foraminíferos en algunas publicaciones se han asumido edades de reservorio constantes iguales o mayores que la edad de reservorio marino promedio según la curva de calibración Marine en sus distintas versiones según suposiciones locales (e.g. Anderson, et al., 2009; Stott et al., 2009; De Pol-Holz et al. 2010).

En la costa de Chile y en el sur del Perú se han realizado investigaciones que buscan encontrar los distintos valores de edad de reservorio superficial durante el **Holoceno** (Kennett et al., 2002; Owen, 2002; Fotugne et al., 2004; Ortlieb et al., 2011; Merino et al., en preparación), sin embargo no se encuentran consistencias en las edades de reservorio incluso dentro de los mismos estudios, algunas de estas diferencias se han atribuido a que

la correlación entre datos marinos y terrestres se ha hecho a partir de asentamientos arqueológicos donde existe la posibilidad de reutilización de materia orgánica de algunos cientos de años. Donde sí existe consenso es en la gran variación de las edades de reservorio superficial durante el Holoceno y el Pleistoceno tardío a diferencia de lo expuesto por trabajos anteriores (Southon et al., 1955).

Por otro lado, De la Fuente et al. (2015) realizan una recopilación de algunos estudios en el Pacífico que presentan **edades de reservorio desde el Último Máximo Glacial** (Figura 12), estos muestran que durante el Holoceno las edades de reservorio se encuentran entre ~0 y 1000 años, con una consistencia relativa, mientras que durante la deglaciación, hay una mayor dispersión de las edades, llegando hasta un máximo de 2500 años en el Pacífico Suroccidental (Skinner et al., 2010), a pesar de esto los datos muestran que en todos los registros hay un máximo en las edades de reservorio durante ese período. Esta relativa consistencia entre los distintos registros se interpreta en De la Fuente et al. (2015) como producto de la conexión propuesta en Toggweiler et al. (1991) entre el Océano Antártico y el Pacífico ecuatorial oriental. Si bien los registros presentan una tendencia similar, las diferencias entre las localidades son grandes, los métodos utilizados para obtenerlas no tienen todos el mismo grado de confianza y la cobertura de esta base de datos de edades de reservorio es baja en comparación a lo que se necesita para poder interpretar de manera fidedigna los datos, ya que no hay una hipótesis que los aúne y por lo tanto permita extrapolarlas.

El único lugar en Chile donde a la fecha existen edades de reservorio durante el Pleistoceno tardío corresponde a las publicadas en Siani et al. (2013), donde se analizan las variaciones de radiocarbono en el testigo MD07-8033. Este testigo se encuentra a 46°S, 75°W y 1536 m de profundidad, situándose bajo la ACC en el límite entre la AAIW y la PDW, y representando las edades de reservorio correspondiente a SAAW (Figura 13), la que tiene una extensión por el mar adyacente a Chile hasta ~30°S (Silva et al., 2009). En tierra las erupciones del volcán Hudson dan origen a capas de tefras caracterizadas geoquímicamente que son datadas a partir de trozos de carbón relacionados a estas, los que no tienen el efecto de reservorio marino, con lo que se obtienen edades calendario AP a partir de la calibración de estas edades con la curva de calibración IntCal09. A través de la correlación de estas capas de tefra en el testigo MD07-8033 con dataciones de radiocarbono de foraminíferos planktónicos a las mismas profundidades, se encuentran 5 edades de reservorio superficial (R_{sup}) entre 1695 y 14465 años cal AP que se usan para generar el modelo de edad del testigo. En la publicación además, en los tramos en que no existen datos de edades de reservorio se usa el mayor valor de edad de reservorio superficial (R_{sup}) cuando los valores de ventilación aparente son menores y viceversa (e y d Figura 14). Esto se hace bajo la suposición de que los mayores valores de ventilación aparente, o sea una circulación más lenta de la masa de agua, corresponden a períodos de alta estratificación de la columna de agua, lo que se relaciona a períodos de baja surgencia en el Océano Antártico (SO), por lo tanto menor proporción de aguas con bajo ^{14}C alcanzan la superficie.

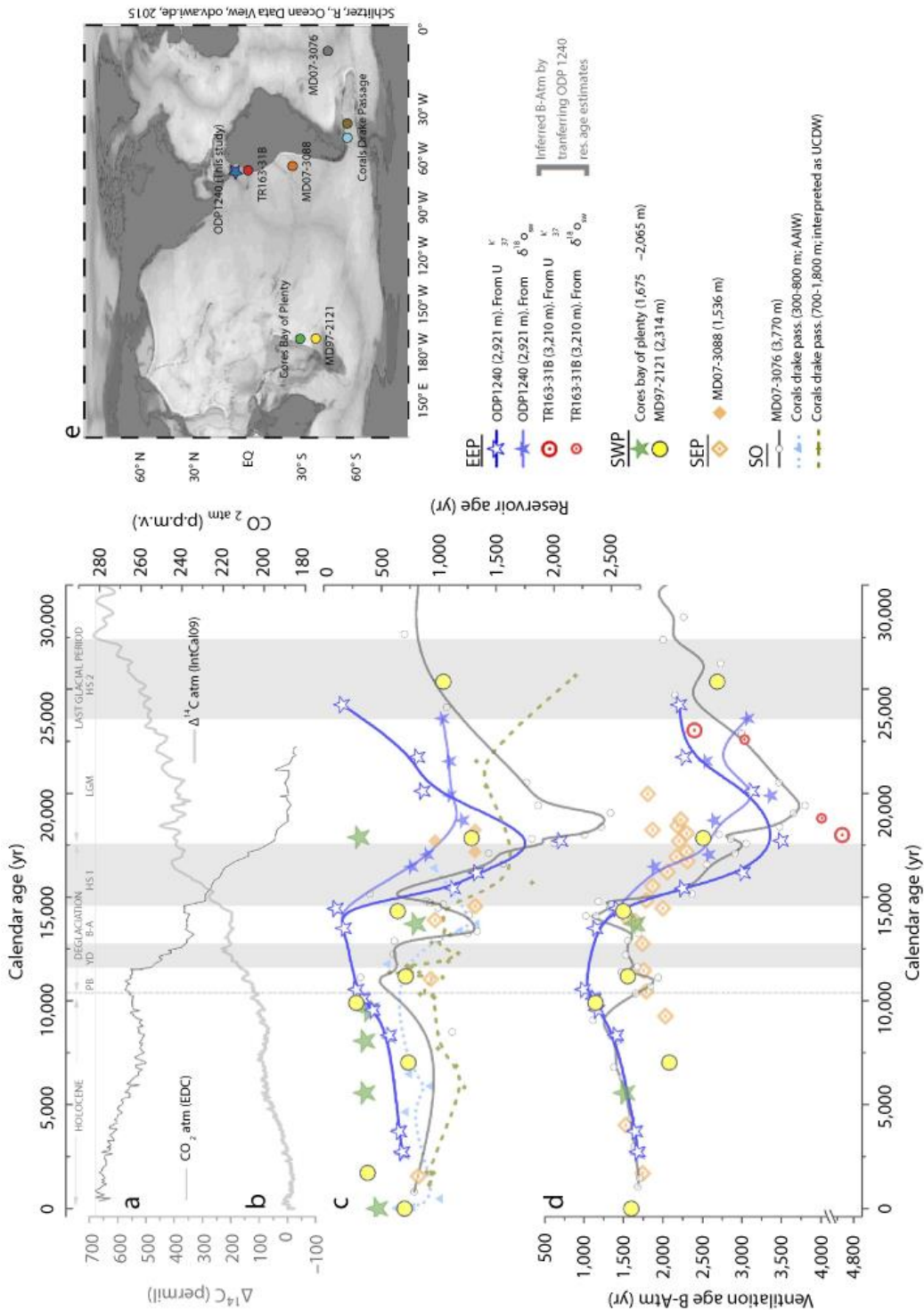


Figura 12 Edades de reservorio (b) para el período comprendido por el estudio de distintas publicaciones en el Pacífico sur y Atlántico a partir de diferentes métodos, incluyendo las edades de reservorio utilizadas en este estudio de Siani et al. (2013), correspondientes al testigo MD07-3088. Cores Bay of plenty corresponde a las edades de reservorio de Sikes et al. (2000), MD97-2121 a Skinner et al. (2015), MD07-3076 a Skinner et al. (2010) y Corals Drake Passage a Burke & Robinsons (2012). Figura modificada de la Fuente et al. (2015) correspondiente al testigo ODP1240. Además se muestran las edades de ventilación aparentes correspondientes a cada testigo (d) y las variaciones en CO_2 y $\Delta^{14}\text{C}$ atmosférico junto con los períodos climáticos más relevantes en el tramo ilustrado.

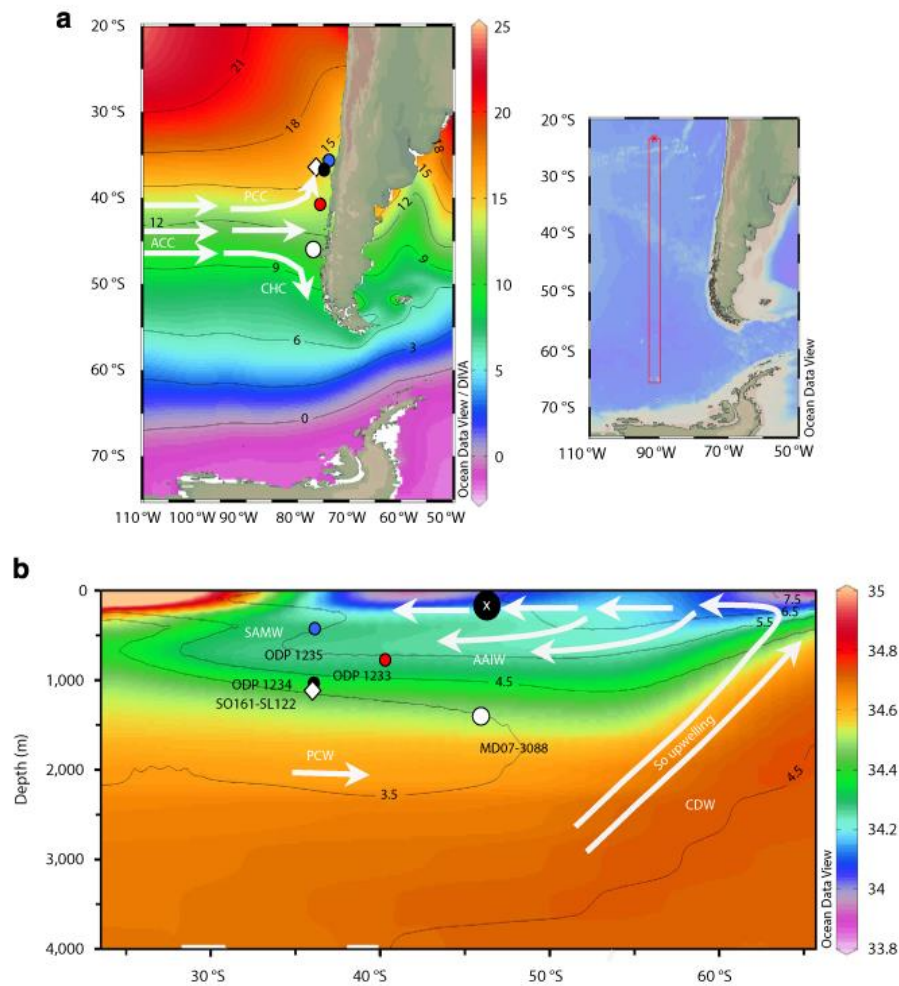


Figura 13 Posición del testigo MD07-3088 y masas de agua relacionadas a la posición del testigo. Además se muestra la posición de otros testigos usados en paleoceanografía en el Pacífico Este. En la Figura se observa que las edades de reservorio de foraminíferos planktónicos del testigo corresponderían al agua superficial SAMW, la cual en el panel b se muestra en morado y azul. Extraído de Siani et al. (2013).

Dos problemas se presentan con respecto a la utilización de las edades de reservorio de este registro para generar modelos de edad en otros testigos: primero no es directo atribuir estas edades de reservorio en toda esta extensión durante este período ya que no se conoce con exactitud si hay un re equilibrio de la cantidad de radiocarbono entre atmósfera y océano o cómo varía la extensión de la SAAW. Segundo, el estudio entrega 5 edades de reservorio durante una extensión de ~15.000 años y por lo tanto necesita de un método de extrapolación de las edades, que si bien es propuesto, se trata de un método empírico, basado en sus observaciones más que apoyado en la teoría.

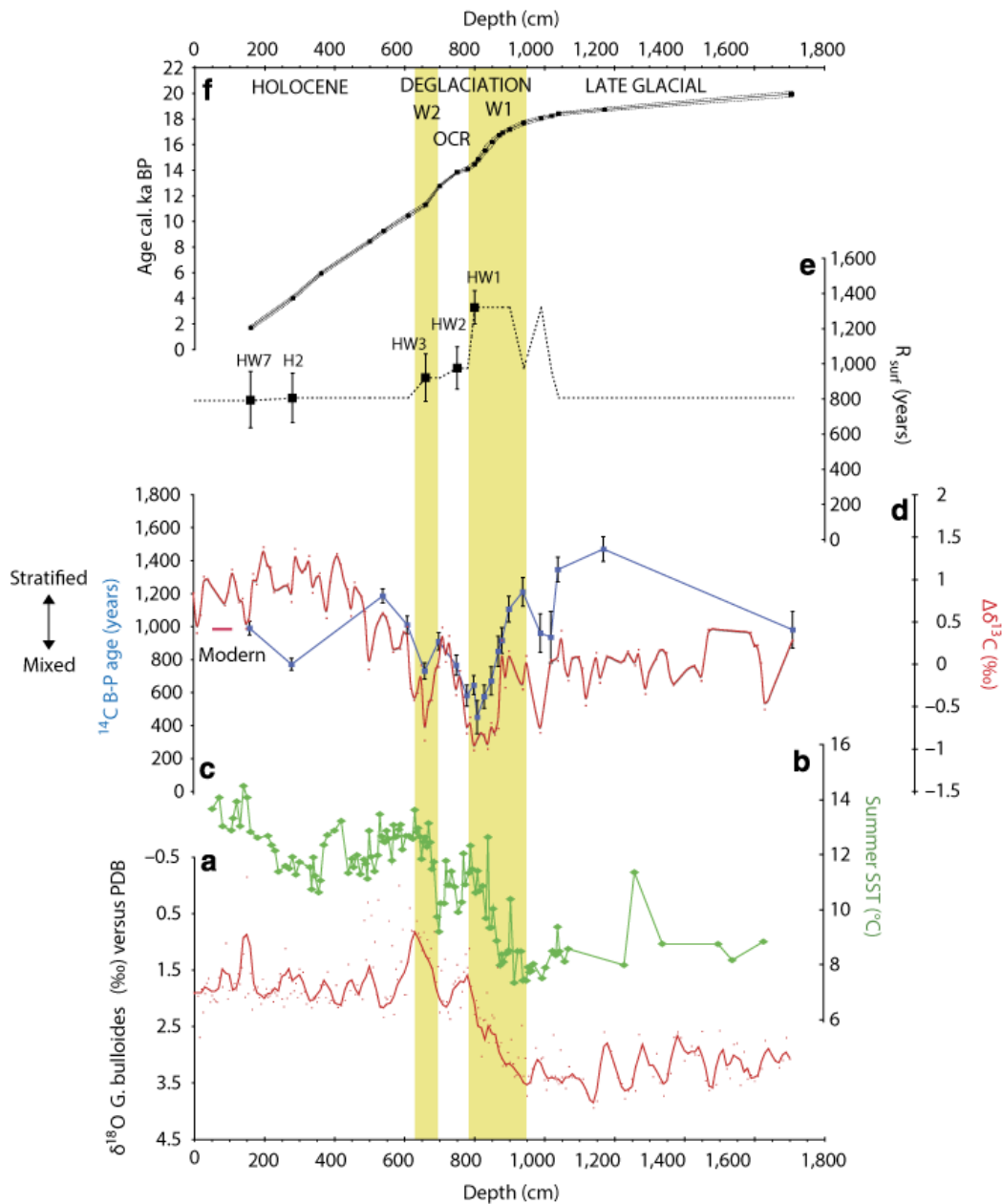


Figura 14 Registros del testigo MD07-3088. En particular el panel e corresponde a las edades de reservorio medidas, mostradas como cuadrados y la línea punteada corresponde a las edades de reservorio asignadas a las dataciones de foraminíferos planktónicos para generar el modelo de edad. En el panel d se muestran las edades de ventilación aparente, B-P, usadas como referencia para extrapolar las edades de reservorio en tramos donde no hay mediciones de estas. Extraída de Siani et al. (2013).

2.3.2 Mystery Interval

Durante la última deglaciación (~18 cal ka) se registra un aumento desde 180 a 256 ppm en el CO₂ atmosférico (Monnin et al., 2001) y al mismo tiempo una disminución de 190±10‰ en el Δ¹⁴C (Broecker and Barker, 2007; a y b Figura 12). Sin embargo, la magnitud de la disminución no hace posible explicarla por variaciones en las tasas de producción de ¹⁴C en la atmósfera ni por la adición de metano desde sedimentos en los márgenes continentales (Broecker and Barker, 2007) por lo que se ha denominado a este período de tiempo el “**Mystery Interval**” (Denton et al., 1990). Además, el inicio de este aumento es sincrónico con el evento Heinrich 1 en el hemisferio norte a los 17,5 cal ka, el cual se relaciona a una reorganización de la circulación en el océano Atlántico (McManus et al., 2004) junto con un aumento en la surgencia en el SO (Anderson et al., 2009) y con un calentamiento, además del aumento en el CO₂ ya mencionado, en la Antártica (Monnin et al., 2001).

A partir de lo anterior diversas publicaciones han tratado de encontrar la explicación que aúne toda la evidencia. Inicialmente diversas publicaciones atribuyeron este fenómeno a la presencia de un reservorio marino aislado durante la última glaciación (e.g. Adkins, 2015; Keigwin & Lehman, 2015; Burke & Robinson, 2012; Keeling, 2007; Figura 15). Este reservorio al no tener contacto directo con la atmósfera **pierde ¹⁴C** por decaimiento radiactivo, producto de la descomposición de materia orgánica que se va acumulando en el fondo marino, con el tiempo el agua **disminuye su δ¹³C, aumenta su cantidad de CO₂ y** también se generan mínimos de oxígeno por la utilización del oxígeno disuelto durante el proceso (Ninnemann & Charles, 2002 y además, la disolución de diatomeas (y otros organismos silíceos) **aumenta el sílice disuelto** a medida que avanza la masa de agua (Anderson et al., 2009). Contrariamente, cuando se produce la deglaciación es esperable que la señal de δ¹³C aumente su valor ya que al retirarse las masas de hielo de los continentes hay mayor producción de biomasa en estos, la que utiliza preferentemente el ¹²C de la atmósfera, aumentando la proporción de ¹³C en esta y por lo tanto en el océano, tendencia que se observa en varios registros del Océano Pacífico (Mix et al., 1991; Bostock et al., 2004, Martínez-Méndez et al., 2013, Ronge et al., 2015 a), por lo que encontrar bajas en δ¹³C durante la deglaciación sería evidencia de un agua envejecida y es una de las señales que se busca para comprobar esta hipótesis.

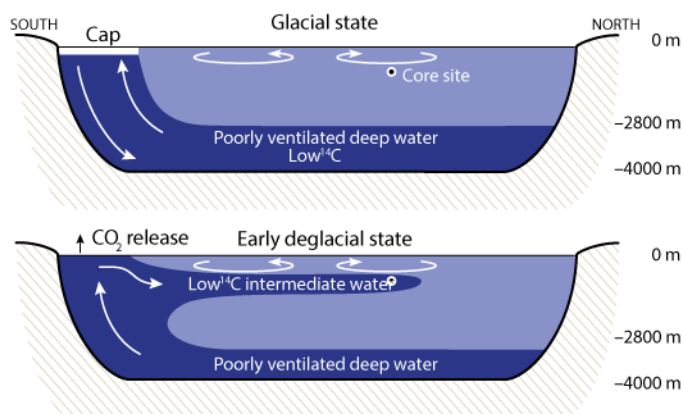


Figura 15 Esquema de la presencia de un reservorio oceánico glacial aislado producto de una “tapa” que impide la ventilación de aguas profundas, lo que produce una “acumulación” carbono con baja proporción de ^{14}C (panel superior). Durante la deglaciación en cambio, esta “tapa” desaparece ventilándose las aguas profundas, traspasando la señal de bajo radiocarbono a profundidades intermedias (panel inferior). Extraída de Keeling, 2007.

Las evidencias del reservorio aislado y su ventilación a través de aguas intermedias hasta el momento no son ubicuas. Según Keigwin & Lehman (2015) las aguas profundas del Pacífico ecuatorial presentan un frente a los 3,1 km, lo que explicaría registros de estudios pasados que no han encontrado empobrecimiento en radiocarbono (e.g. Broecker et al., 2008, 2010), mientras que la explicación de este frente y de la generalizada ausencia del reservorio en el Pacífico Norte (Okazaki et al., 2010) no ha sido encontrada aún. Por otro lado, la información respecto de las aguas intermedias del Pacífico tampoco es consistente, mostrando aguas intermedias empobrecidas en radiocarbono en la EEP (Stott et al., 2009) y en el Pacífico norte oriental (ENP, Marchitto et al., 2007), mientras que en zonas bañadas actualmente por la AAIW, no se encuentran evidencias de esta magnitud de empobrecimiento (De Pol-Holz et al., 2010; Burke and Robinson, 2012, Ronge et al., 2015). Por lo tanto, si bien existen evidencias que apoyan la hipótesis de un reservorio aislado durante el LGM cuyo aislamiento habría terminado durante la deglaciación, una explicación que aúne todos los registros aún no se encuentra.

Ante la poca capacidad de la hipótesis del reservorio glacial para explicar los registros disponibles han surgido dos nuevas hipótesis que indican fuentes submarinas más locales del bajo radiocarbono. La primera tiene que ver con una hipótesis que no se desarrolla exactamente en el ámbito de la paleoceanografía sino más bien del paleoclima pero que ha sido propuesta como una posible explicación de aguas con muy bajo radiocarbono observadas en la Dorsal del Pacífico Oriental y en el Pacífico Suroccidental por Ronge et al. (2015). Según esta es posible que las variaciones en el nivel del mar durante los ciclos glaciales-interglaciales tengan un efecto considerable en la tasa de generación de magma en dorsales oceánicas, ya que durante las épocas glaciales el transporte de agua desde el mar hacia casquetes de hielo y glaciares resultaría en una disminución de $\sim 100\text{m}$ en un período de 5000 a 10000 años (Miller et al., 2005), lo que produciría una despresurización en las dorsales aumentando la producción y por lo tanto el suministro de magma y de fluidos hidrotermales, como CO_2 sin radiocarbono, al océano profundo (Figura 16). Crowley et al. (2015) usan un modelo numérico para estimar las variaciones en el grosor de la corteza oceánica debido a cambios en el suministro de magma asociado a variaciones en el nivel del mar y observan que la relevancia de este proceso es máxima cuando el tiempo del forzante (o sea el cambio en el nivel del mar) es similar al tiempo que

demora en ascender el fundido. Para corroborar la plausibilidad de esta hipótesis se deben estudiar **batimetrías de alta resolución**, idealmente en dorsales con tasa intermedias de extensión. Tolstoy (2015) hace un análisis espectral de las variaciones en la batimetría del Dorsal del Pacífico Oriental (donde Ronge et al. (2015) muestran bajas en ^{14}C durante la deglaciación) junto con las de CO_2 en la Antártica y las variaciones en parámetros orbitales. Este análisis resulta en que la amplitud máxima se da con un período de 100000 años, coincidente con el período de la excentricidad en la órbita del sol (Figura 17). Una situación similar se observa en la dorsal Australiano-Antártico donde además se observa un peak en la frecuencia correspondiente a la oblicuidad, o sea con un período de 23000 años (Crowley et al. 2015). Sin embargo, la comprobación de esta hipótesis se ve dificultada por varios factores: el poco conocimiento de cómo funciona el transporte del fundido en la corteza, el poco entendimiento de la relación entre el suministro de fundido y el grosor resultante de la corteza, el efecto que tiene el fallamiento en la batimetría resultante, el suministro efectivo de CO_2 al mar y desde el mar hacia la atmósfera, entre otros. Desde la paleoceanografía las evidencias podrían encontrarse en (Lund & Asimow, 2011: **flujos de partículas hidrotermales** tales como Hierro y Manganeso los que fluyen desde la corteza en fuentes hidrotermales, precipitando al encontrarse en un ambiente frío y oxigenado, como se observa en la Figura 18 en un registro en la microplaca de Galápagos, cercana a un centro activo de dispersión; otra posible evidencia corresponde a $^{187}\text{O}/^{188}\text{O}$ ya que la fuente continental es radiogénica, con valores de ~ 1.2 - 1.4 , mientras que la fuente hidrotermal no lo es, con valores de ~ 0.12 . La Figura 19 muestra que durante MIS 6, 4 y el límite 2-1, se observan mínimos en algunos registros coincidentes con períodos de aumento del nivel del hielo.

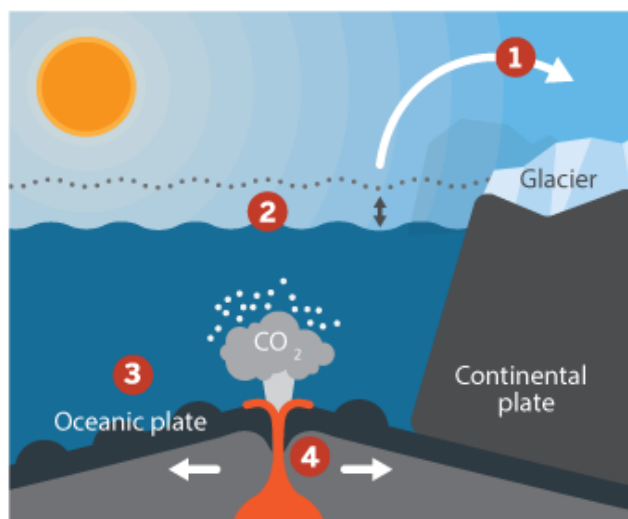


Figura 16 Perfil esquemático de la hipótesis de que variaciones en el nivel del mar afectarían variaciones en la producción de magma y CO_2 en dorsales oceánicas. 1: Agua secuestrada por casquetes de hielo. 2: Baja en el nivel del mar. 3: Menor presión en el manto. 4: Aumenta la tasa de erupción. Hand, 2015.

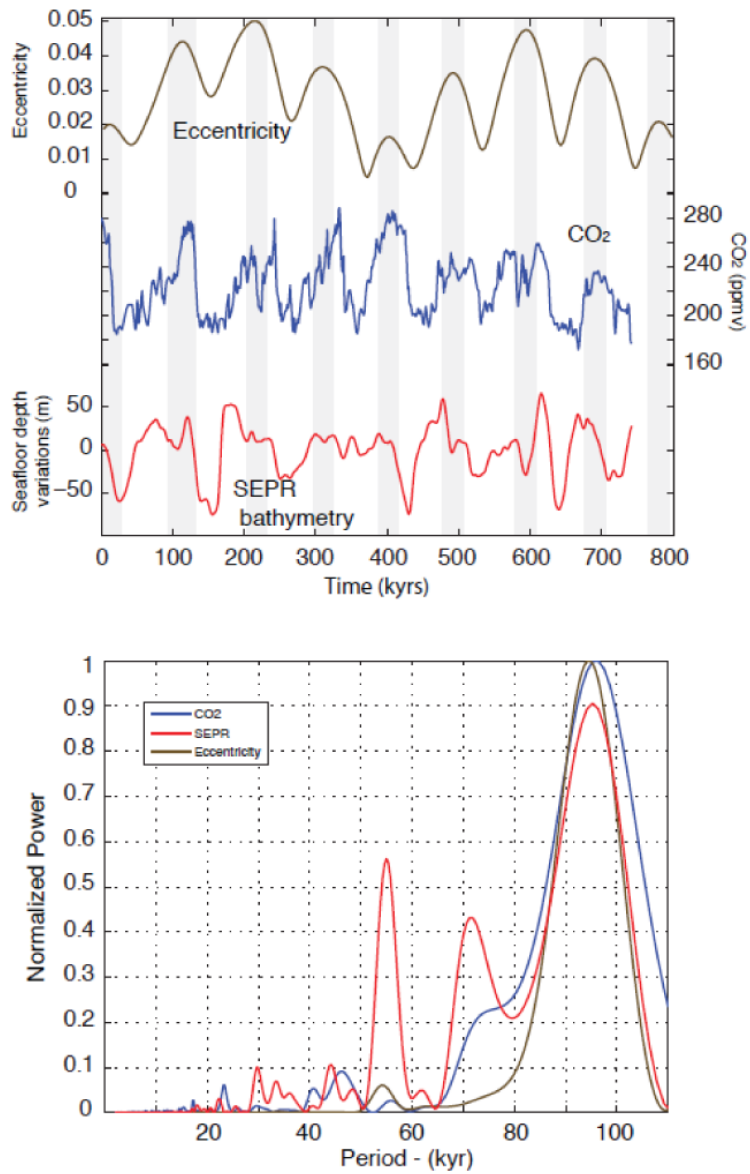


Figura 17 En el panel superior se muestran registros de variación de la excentricidad de la órbita del sol en negro, del CO₂ atmosférico en la antártica en azul y de la batimetría en el Dorsal del Pacífico Oriental durante los últimos 800 ka. Las barras grises verticales representan períodos de alta excentricidad. En el panel inferior se muestra un análisis espectral de los tres registros, mostrando la mayor amplitud y coincidencia en el período correspondiente a la excentricidad. Extraído de Tolstoy (2015).

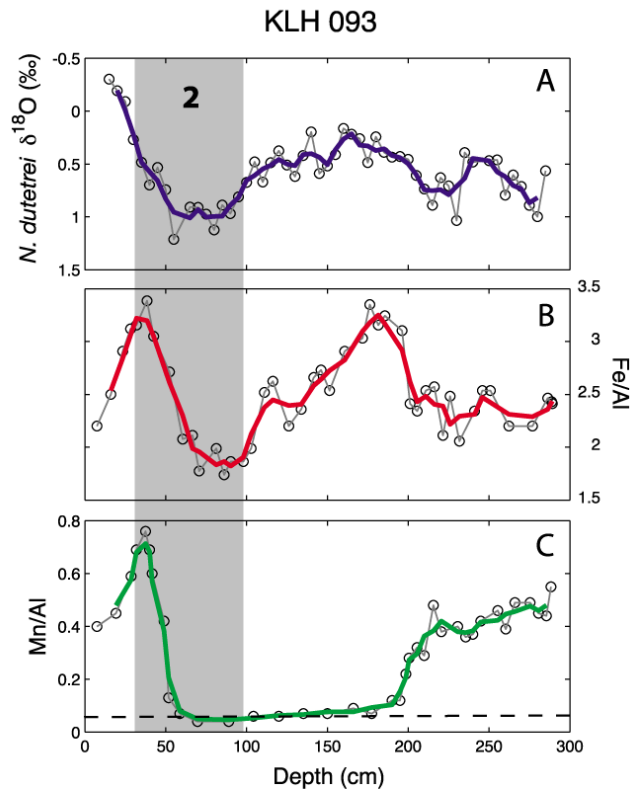


Figura 18 Registros del testigo KLH093 en la micro placa Galápagos, cercana a centros de dispersión activos. En azul se muestra $\delta^{18}\text{O}$ en el foraminífero planktónico *N.dutertrei* indicando el Estadio Isotópico Marino 2 (MIS2) en gris y en rojo y verde se muestra Fe y Mn respectivamente, los que corresponden a elementos asociadas a fuentes hidrotermales y por lo tanto el peak en el límite MIS 1-2 indicaría un aumento de las emisiones de fuentes hidrotermales. Extraído de Lund & Asimow (2011).

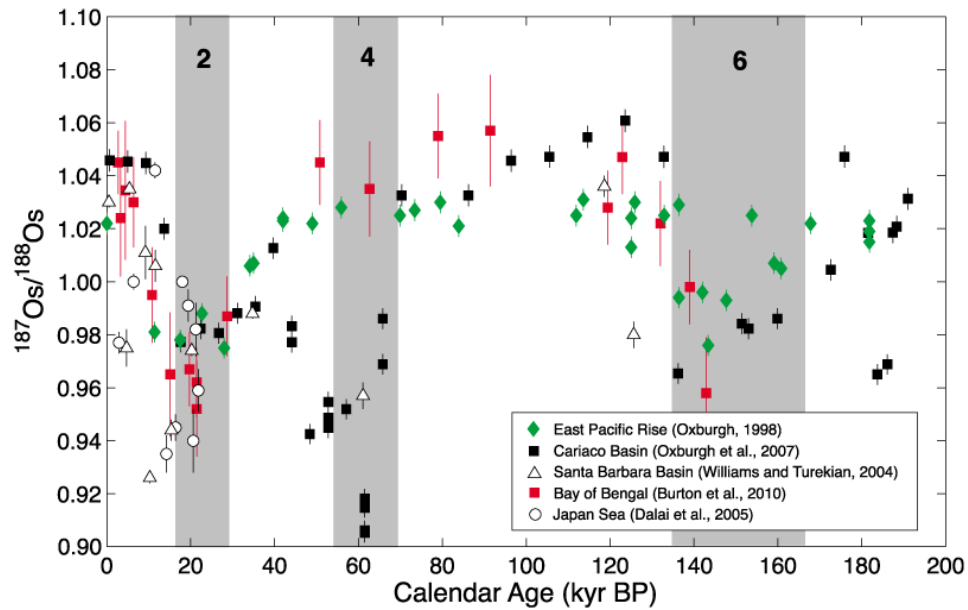


Figura 19. Registros de distintos testigos marinos, cuyas publicaciones de origen se indican en la figura. Los registros corresponden a variaciones en $^{187}\text{O}/^{188}\text{O}$ cuya disminución se asocia a menor aporte de fuente continental o a una mayor contribución desde fuentes hidrotermales. Extraída de Lund & Asimow (2011).

La segunda hipótesis para explicar las aguas extremadamente empobrecidas en radiocarbono, de manera local, también está asociada a fuentes hidrotermales submarinas. A profundidades superficiales o intermedias, los volcanes submarinos emiten el CO₂ en fase gas y líquida por separado, a medida que este asciende por el sedimento submarino puede llegar a una profundidad donde la temperatura sea lo suficiente baja para permitir la estabilidad del hidrato de CO₂, que es una capa sólida, quedando “atrapado” el CO₂ líquido sin radiocarbono a profundidades mayores. En las épocas glaciales la disminución en la temperatura del agua disminuiría la profundidad de estabilidad del hidrato de CO₂ y por lo tanto en localidades que cumplan estos requisitos se iría acumulando el CO₂ líquido empobrecido en radiocarbono. Cuando, durante la deglaciación, aumenta la temperatura del agua, el hidrato de CO₂ pierde su estabilidad y se libera el CO₂ líquido acumulado resultando en aguas empobrecidas en radiocarbono (Stott & Timmerman, 2011). Una de las razones para argumentar esto sería que, como se menciona anteriormente, si el reservorio aislado fuese el causante de esta situación, entonces en los testigos con bajo radiocarbono también debiera observarse una baja en $\delta^{13}\text{C}$, lo que no se observa por ejemplo en un testigo con un empobrecimiento excepcional en radiocarbono ubicado en el Pacífico Ecuatorial Oriental (Stott et al., 2007). Esta hipótesis tiene aún menos desarrollo que la anterior y dentro de los problemas a solucionar se encuentra el desconocimiento efectivo de la extensión de los lugares donde este fenómeno podría darse y del flujo de CO₂ asociado para poder estimar si la magnitud de lo observado puede explicarse por esta hipótesis. Otras evidencias paleoceanográficas asociadas a esta hipótesis tienen que ver con los efectos que tendría una descarga importante de CO₂ a las aguas, por ejemplo Stott & Timmerman (2011) argumentan que **mínimos en Li/Ca** en testas de foraminíferos sería una evidencia de esta situación ya que refleja una baja en [CO₃⁻] lo que es coincidente con un aumento en el CO₂ disuelto en el agua. Estos mínimos se observan en el testigo VM21-30, correspondiente a aguas intermedias en el Pacífico Ecuatorial Oriental, coincidentes con los mínimos en $\Delta^{14}\text{C}$ en el testigo MC19/GC31/PCo8 (Figura 21) correspondiente a aguas intermedias en Baja California que es una de las evidencias principales que apoyan la hipótesis del reservorio glacial aislado. Otra evidencia de un aumento en las concentraciones de CO₂ disuelto corresponde a **$\delta^{11}\text{B}$** que es un proxy del PH oceánico, el que disminuye cuando se libera CO₂ oxidándose en CO₃²⁻, evidencia de esto se encuentra también en el Pacífico Ecuatorial Oriental (Figura 20 Martínez-Botí et al., 2015).

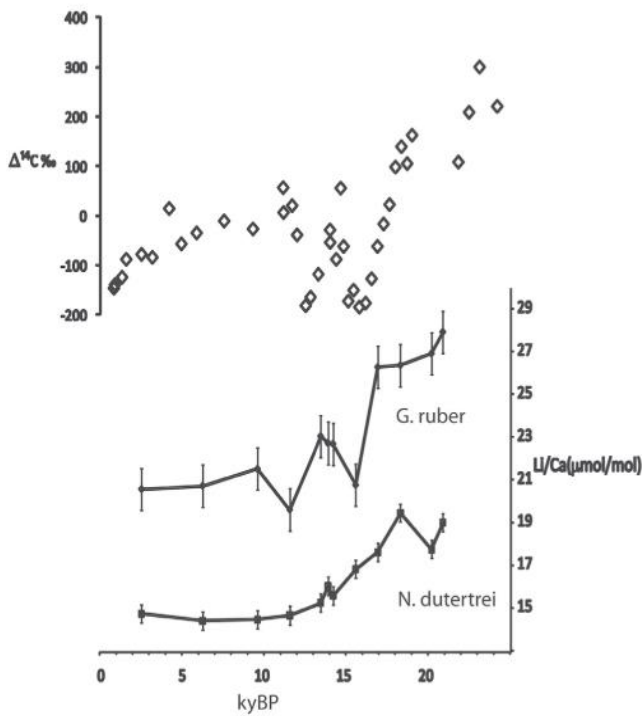


Figura 21 Variaciones en Li/Ca de *G. ruber* y *N. dutertrei* en el testigo VM21–30, a 617 m de profundidad en el Pacífico Ecuatorial Oriental, como un proxy de $[CO_3^{2-}]$, junto a la variación en radiocarbono del testigo MC19/GC31/PCo8 a 705 m de profundidad en el Pacífico Nororiental (Marchitto et al., 2007), extraída de Stott & Timmermann. (2009).

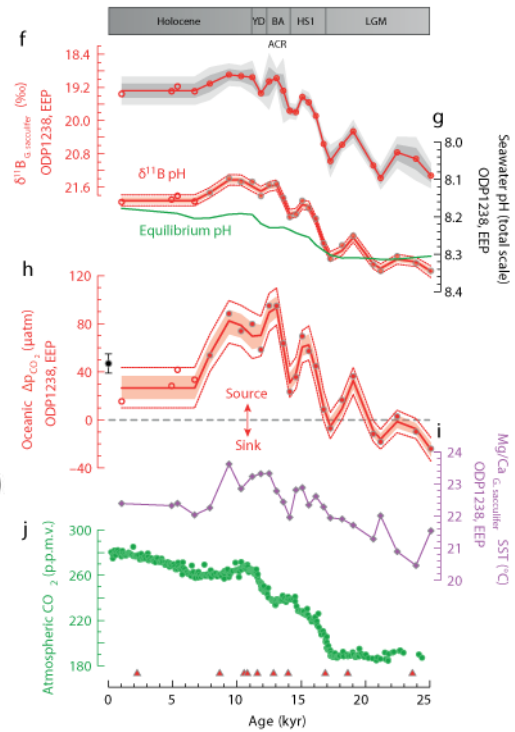


Figura 20 Variación de la presión de CO_2 en el Pacífico Ecuatorial Oriental, derivado entre otras cosas del $\delta^{11}B$ y la temperatura superficial (SST) apartir de Mg/Ca en *G. sacculifer*, las que también se muestran en la figura. Extraída de Martínez-Botí et al. (2015).

2.3.3 Paleoceanografía en Margen Continental Chileno

Los estudios paleoceanográficos en el mar de las costas de Chile no son abundantes, concentrándose en el Holoceno y en registros superficiales de temperatura y paleoproduktividad (e.g. Caniupán et al., 2014; Mohtadi et al., 2005; Lamy et al., 2004), los que en conjunto con registros paleoclimáticos describen un período de temperaturas relativamente mayores durante el Holoceno temprano, coincidente con la tendencia observada en la Antártica (Lamy & De Pol-Holz., 2013) seguido de un progresivo enfriamiento hacia temperaturas modernas. Además, Reyes-Macaya et al. (en preparación) analizando isótopos estables de carbono y oxígeno en *C. wuellerstorfi* y *kullenbergi* encuentra que durante el Holoceno los valores isotópicos estables de carbono y oxígeno reflejan la distribución actual de las masas de agua en el margen continental chileno.

Por otro lado, el estudio de circulación oceánica a profundidades intermedias y/o profundas tiene poco desarrollo aún, con unos cuantos estudios dedicados a estas, utilizando radiocarbono (De Pol-Holz et al., 2010; Siani et al., 2013) o variaciones en isótopos estables de oxígeno y carbono (e.g. Mohtadi & Hebbeln, 2004 y Martínez-Méndez et al., 2013, Reyes-Macaya et al., en preparación inicial). Durante el UMG los estudios disponibles coinciden en un aumento de la extensión meridional y vertical de la

AAIW junto a una somerización del núcleo de esta respecto del Holoceno y una disminución en el $\delta^{13}\text{C}$ en la PDW en el Pacífico Ecuatorial Oriental la que se explicaría por cambios globales en el ciclo del carbono (Reyes-Macaya et al., en preparación, Duplessy et al., 1988; Matsumoto & Lynch-Stieglitz, 1999; Mix et al., 1991). Esta situación sería contraria a la propuesta en Ronge et al. (2015) en el Pacífico Suroccidental donde se observa una somerización de la AAIW y por lo tanto una disminución de su extensión vertical, en épocas glaciales producto del mayor suministro de agua fresca por deshielos, lo que disminuiría su densidad. Sobre los 400 m se propone que el Margen Continental Chileno es bañado por una masa de agua ventilada (AAIW o ESPIW, Eastern South Pacific Intermediate Water) a diferencia de la actualidad donde la ESSW domina (Reyes-Macaya et al., en preparación). Por último, en superficie, una disminución en la temperatura superficial del mar se ha interpretado como una expansión meridional hacia el norte de la SAAW asociada a una migración en la misma dirección de $\sim 5\text{-}9^\circ\text{S}$ en los Vientos del Oeste y de $\sim 7\text{-}9^\circ$ en los frentes polares (Moreno et al., 1999; Lamy et al. , 2002, Kaiser et al. , 2005; Ho et al. , 2012).

Durante la **deglaciación** existen tres registros relevantes a la discusión en torno la “Mystery Interval”, el testigo 22SL que se encuentra a ~ 1000 m de profundidad, actualmente en la base de la AAIW estudiado por De Pol-Holz et al. (2010), en este estudio se buscó encontrar una baja en $\Delta^{14}\text{C}$ que confirmara la hipótesis del reservorio glacial aislado (Keeling, 2007), sin embargo esto no se observó. Posteriormente Siani et al. (2013), como se menciona anteriormente, usan dataciones de radiocarbono en conjunto con edades de reservorio a partir de capas de tefras en el testigo MD07-3088 a 1536 m de profundidad, en el Agua Pacífica Central, para estudiar cambios en la circulación oceánica y recalcular el modelo de edad de 22SL, encontrando una disminución en el $\Delta^{14}\text{C}$ en ambos testigos, en particular además, MD07-3088 exhibe una disminución en la ventilación aparente sincrónica con disminución en el $\delta^{13}\text{C}$ que se relaciona a un aumento en la surgencia en el Océano Antártico. El tercero corresponde al estudio de las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en testigos a distintas profundidades de la AAIW que muestran una disminución a la salida del LGM y cercano al ACR (intervalos identificados usando las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$) que interpretan como una posible advección de carbono glacial (Reyes-Macaya et al., en preparación). Es importante destacar que este estudio usa 4 de los 6 testigos a analizar aquí para sacar conclusiones respecto de las variaciones en la AAIW durante la deglaciación, GeoB 15005-1, GeoB 15004-5, GeoB 7163-7 y 22SL.

3. Materiales y Métodos

Como se menciona en la introducción, la investigación está basada en la datación de radiocarbono de foraminíferos planktónicos y bentónicos en testigos sedimentarios marinos hecha previamente por distintos colaboradores, por lo que la metodología se divide en dos partes, una previa a este estudio, equivalente a los materiales utilizados, que se describe brevemente y la correspondiente a este estudio que corresponde a la generación de modelos de edad de cada testigo y se centra en la asignación de las edades de reservorio a las dataciones de foraminíferos planktónicos (Figura 12).

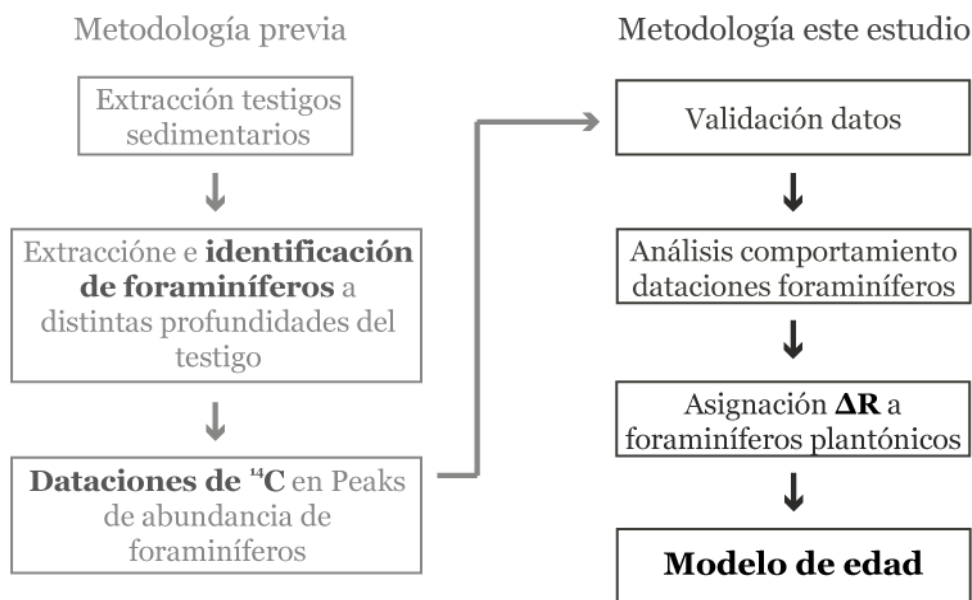


Figura 22 Representación esquemática de la metodología del estudio, separada en metodología previa y propiamente del estudio.

3.1 Metodología Previa

3.1.1 Extracción de testigos sedimentarios

Los 6 testigos sedimentarios marinos de los que se tienen dataciones (Tabla 1, Figura 23) fueron extraídos en las expediciones SO-211, SO-156 Y SO-161 del Instituto de Geociencias y Recursos Naturales de Hannover y del Departamento de Geociencias de la Universidad de Bremen. Estas recorren el mar de la costa de Chile en los años 2001 y 2010 a bordo del R/V SONNE, una embarcación alemana que se dedica principalmente a labores de investigación de geociencia. La información de la litología, ubicación y otras mediciones relevantes para este estudio obtenidas por cada expedición se presentan a continuación y en la sección 9.1 en los anexos.

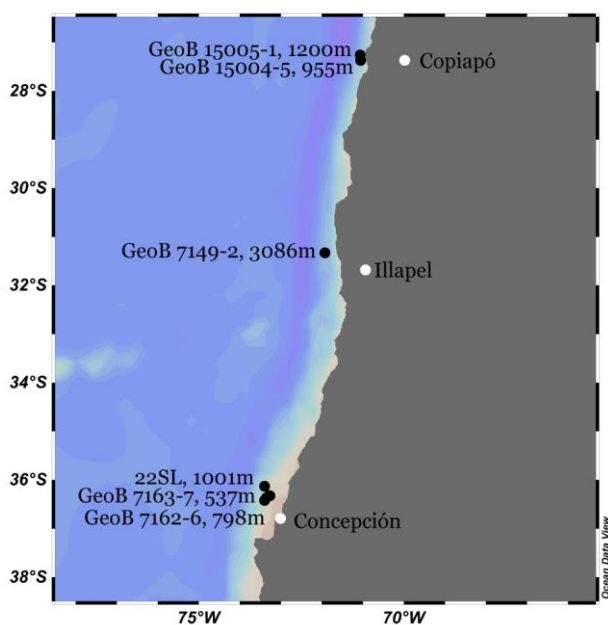


Figura 23 Círculos negros indican la posición de los testigos de este estudio y círculos blancos ciudades de referencia que se usan en adelante.

Tabla 1 Posición de los testigos utilizados en el estudio.

Expedición	Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad (m)
SO-211	GeoB 15005-1	27°26,63'S	71°08,90'W	1200
SO-211	GeoB 15004-5	27°29,48'S	71°07,58'W	955
SO-156	GeoB 7149-2	31°29,14'S	72°00,00'W	3086
SO-156	GeoB 7163-7	36°25,54'S	73°35,73'W	537
SO-156	GeoB 7162-6	36°32,52'S	73°40,02'W	798
SO-161	22SL	36°13,16'S	73°40,50'W	1001

3.1.1.1 SO-211

Esta expedición recorre las aguas de la costa de Chile entre Antofagasta y Valparaíso entre el dos y el 27 de noviembre del 2010. En particular los testigos de esta expedición que se utilizan, GeoB 15005-1 y GeoB 15004-5 corresponden a la “Transecta de Copiapó”, que se realiza a través de la latitud 27,5°S. Los testigos utilizados se obtienen a través de un saca testigo de gravedad de la plataforma continental, esta zona se caracteriza por cañones submarinos de distintas características: meándricos, con forma de “V” y de fondo plano. Los testigos son descritos según su litología por parte de la tripulación del crucero, estas descripciones corresponden a la Figura 49 y Figura 50 respectivamente (Hebbeln et al., 2011), además con la litología se entrega la reflectancia de los testigos.

3.1.1.2 SO-156

Entre el 30 de marzo y el 11 de mayo de 2001 el crucero R/V SONNE recorre las aguas de la costa de Chile entre las latitudes 22°50'S y 44°17'S. Dentro de las labores de la expedición se encuentra la extracción, utilizando un saca testigo de gravedad, de numerosos testigos sedimentarios, dentro de los que se encuentran: GeoB 7149-2, frente

a Illapel y GeoB 7163-7 y GeoB 7162-6 frente a Concepción. Junto a los testigos se entrega la descripción y columna de la litología y su reflectancia, los que se presentan en la Figura 51, Figura 52 y Figura 53. Con respecto a los dos últimos, cabe destacar que presentan una bioturbación importante en diferentes partes de cada testigo, sin embargo no corresponden a partes con dataciones de radiocarbono (Hebbeln et al., 2001).

3.1.1.3 SO-161

La expedición se realiza entre el 9 de octubre de 2001 y el 26 de enero de 2002 en el Margen Continental Chileno, entre Antofagasta y Concepción. El objetivo principal de este crucero es entender los procesos asociados a la creación y destrucción de los márgenes convergentes usando el caso de los Andes como ejemplo (Reichert, 2004). En el marco de la etapa cinco (Leg 5 en Reichert (2004)), dedicada a investigar geología, geoquímica y geotermia, se extrae el testigo SO161-5 22SL (a partir de aquí 22SL) a la altura de Concepción, específicamente a los 36°13,16'S y 73°40,50'. A diferencia de los testigos descritos anteriormente, la información entregada por este crucero corresponde solamente a la columna y descripción litológica del testigo (Figura 54).

3.1.2 Extracción e identificación de foraminíferos

Los foraminíferos planktónicos datados en los seis testigos son *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Neogloboquadrina pachyderma* dextral y *Neogloboquadrina pachyderma* sinestral (Tabla 2). Cada foraminífero tiene distintas características que permiten refinar la interpretación de los datos, dependiendo de su abundancia y de su utilidad para estudios de distintas características la información que se tiene de cada uno es distinta, para este estudio se hace un resumen de las características que permitan ubicarlos en la columna de agua y entender qué masa de agua representan, teniendo en cuenta sin embargo, que su distribución en la columna de agua en otras localidades no indica que necesariamente sea igual en las masas de agua del Margen Continental Chileno.

Tabla 2 Foraminíferos planktónicos y bentónicos datados en cada testigo estudiado.

Estación	Foraminíferos Planktónicos	Foraminíferos Bentónicos
GeoB 7149-2	<i>N. pachyderma</i> sinestral, <i>N. pachyderma</i> dextral, Mixed Planktonic, <i>G. inflata</i>	<i>Uvigerina</i> , Infaunal y Mixed benthics
GeoB 7162-6	Mixed Planktonic	<i>Uvigerina</i> sp.
GeoB 7163-7	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , Mixed planktonics, Mixed <i>pachyderma</i>	<i>Uvigerina</i> spp
GeoB 15004-5	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , Mixed planktonics	<i>Uvigerina</i> , Mixed benthics
GeoB 15005-1	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , <i>N. dutertrei</i> , Mixed planktonic	<i>Uvigerina</i>
22SL	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , Mixed planktonic	<i>Uvigerina</i> spp, <i>Brizalina</i> spp, Mixed benthics

3.1.2.1 *Globigerina bulloides*

Información de Pacífico Este y Norte sugiere que habita entre 0 y 100 m de profundidad, en la capa de mezcla por sobre la termoclina y preferentemente en ambientes de surgencia

donde la densidad de presas (como fitoplankton) es más alta (Faribanks et al., 1982; Sautter & Thunell, 1991; Ortiz et al., 1995; Bemis et al., 1998), siendo un indicador de condiciones de surgencia (Thiede, 1975; Reynolds & Thunell, 1985).

3.1.2.2 Globorotalia inflata

Las edades de ventilación obtenidas usando este foraminífero son mínimas porque a pesar de vivir en la capa superficial del océano (Keigwin, 2004), probablemente viva un poco más profundo que en la superficie directa o en la capa de mezcla de invierno (Deuser, 1987) la que es de mayor profundidad debido a la convección que genera el enfriamiento de la superficie (Tomczak & Godfrey, 2003). Estudios en el Pacífico Este y Sureste indican que está relacionada con períodos de surgencia fuerte y de alta productividad (Mohtadi & Hebbeln, 2004; Marchant et al., 1999; Mohtadi et al., 2004).

3.1.2.3 Neogloboquadrina dutertrei

Vive principalmente en regiones tropicales cerca de corrientes de borde ricas en nutrientes. Su hábitat preferente es una zona fótica bien estratificada, vive en la termoclina cerca del máximo de clorofila (Bé & Tolderlund, 1971; Fairbanks et al., 1980). Su asociación con simbiontes adaptados a bajos niveles de luz sitúa a este foraminífero en la parte superior de la termoclina (Gastrich, 1987). En el océano de la costa de California del Norte su mayor abundancia se da justo después de pulsos de surgencia cuando la estratificación en la termoclina es mayor (Sautter & Thunell, 1991; Marchant et al. (1982) la relacionan a la STW y su transporte por la PCC.

3.1.2.4 Neogloboquadrina pachyderma dextral

Es una especie confinada a la zona subpolar (Bradshaw, 1959), estudios de trampas de sedimentos conducidos en la Corriente de California sugieren que calcifica principalmente a profundidades de la picnoclina/termoclina (entre 50 y 200m) cuando la parte superior de la columna de agua está moderadamente estratificada, sin embargo Faribanks et al. (1982) indican que habita principalmente bajo la termoclina. A latitudes mayores (aprox. 50°) preferiría aguas más superficiales (Sautter & Thunell, 1991; Ortiz et al., 1995, 1996; Mortyn & Charles, 2003). También se caracteriza por ser un indicador de ambiente de surgencia y su distribución estaría ligada a la estratificación del agua por sobre factores como la temperatura o la disponibilidad de nutrientes (Mohtadi et al. 2005).

3.1.2.5 Neogloboquadrina pachyderma sinestral

Es una especie polar, prefiere aguas frías y su hábitat se encuentra bajo la termoclina (Bé & Tolderlund, 1971; Sautter & Thunell, 1991). Se relaciona con la surgencia costera de aguas frías y ricas en nutrientes (Giraudeau, 1993; Hebbeln et al., 2000), en particular, en regiones de surgencia su presencia puede ser indicatriz de la intensidad de la surgencia de aguas frías de bajo la termoclina (Marchant et al., 1998).

3.1.3 Dataciones de radiocarbono de foraminíferos

Las dataciones se realizan en foraminíferos planktónicos y bentónicos, los que se eligen de la fracción >150µm en secciones del testigo que presentaran peaks de abundancia, de esta manera se minimiza el error de la profundidad asociada a la edad ^{14}C medida ya que la acción de animales viviendo en los sedimentos (bioturbación) que removiliza verticalmente especímenes de foraminíferos no tiende a generar peaks de abundancia (Broecker et al., 1984). Cuando no se encuentran peaks de abundancia se miden en una mezcla de foraminíferos planktónicos o bentónicos, denominados en las tablas y los gráficos como Mixed Planktonics y Mixed Benthics respectivamente. Lo mismo se hace con *Neogloboquadrina pachyderma* dex y syn.

Las mediciones de ^{14}C se hacen con un espectrómetro de masa con acelerador (AMS) en el National Ocean Science Accelerator Mass Spectrometer Facility (NOSAMS), en la Woods Hole Oceanographic Institution y en la KCCAMS de la Universidad de California, Irvin. El procesamiento de los foraminíferos consiste en la hidrólisis de las muestras (limpiadas ultrasónicamente) con H_3PO_4 y su posterior reducción a grafito usando un catalizador de Fe en la presencia de H_2 . Los resultados de las dataciones correspondientes a cada testigo se encuentran en la sección 9.2 de los anexos.

4. Metodología este estudio

Previo a la metodología descrita en la Figura 22 se realiza una descripción del contexto oceanográfico específico de cada localidad, de manera de hacer una correcta interpretación de los datos.

4.1 Contexto Oceanográfico

4.1.1 Información geoquímica obtenida en las expediciones

Las masas de agua son caracterizadas por trazadores conservativos, los que una vez que la masa de agua se forma y aísla de la superficie no cambian a menos que sea por mezcla con otras masas, la temperatura, la salinidad y la densidad corresponden a trazadores conservativos. Para reconocer el contexto oceanográfico en que se encuentran los testigos se realiza un perfil de salinidad en el Margen Continental Chileno aproximadamente entre 10°S y los 55°S (Figura 28) de esta manera es posible “ver” las masas de agua. Adicionalmente, en la Figura 28 se muestran los valores de $\Delta^{14}\text{C}$ de las masas, las edades ^{14}C convencionales equivalentes y/o las edades de reservorio actuales obtenidas de distintas publicaciones mencionadas en la leyenda.

Los datos de salinidad y temperatura del World Ocean Circulation Experiment (WOCE) Global Hydrographic Climatology (Gouretski & Koltermann, 2004), utilizados en la generación de los perfiles corresponden a la recopilación de los set de datos oceanográficos WOD98, WOCE y otros set de datos explicitados en Gouretski & Koltermann (2004). En esta recopilación, se crea una grilla de datos de resolución $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ interpolando los datos anteriormente descritos. La cantidad de datos en las aguas de la costa de Chile y la calidad de los datos no es explicitada y por lo tanto puede tener un error importante, sin embargo el resultado está en concordancia con estudios anteriores

(Martínez-Mendez et al., 2013; Silva et al., 2009) y con la información entregada por las expediciones SO-211 y SO-156.

Para entender la estructura de las aguas de manera más detallada y en particular de la termoclina para así situar a los foraminíferos planktónicos en la columna de agua, se utilizan los perfiles de temperatura versus profundidad realizados por las expediciones SO-211 y SO-161. En estas expediciones se obtiene la temperatura, salinidad, densidad y contenido de oxígeno de la columna de agua utilizando sondas CTD, llamadas así porque miden conductividad, que es un indicador de la salinidad del agua, temperatura y profundidad, aunque también pueden medir otras propiedades del agua. De la expedición SO-211 se extraen estos perfiles a la altura de Antofagasta (Figura 25) y Copiapó (Figura 24), mientras que en la expedición SO-161 se extraen a la altura de Antofagasta (Figura 26 a), Concepción (Figura 26 b) en el sitio GeoB 7167-1 ($36^{\circ}29,73'S$, $73^{\circ}55,86'W$), cercano a los testigos GeoB 7163-7 y GeoB 7162-6 y Chiloé (Figura 26 c). Los perfiles de temperatura de estas expediciones no tienen datos en la zona a la altura de Illapel por lo que además se incluye un perfil de temperatura de la sección Po6 del WOCE (Schlitzer, 2000) obtenida con el software Oean Data View (Schlitzer, 2009), en las estaciones cercanas a $72^{\circ}W$ para obtener un promedio de la estructura de la columna de agua en esa latitud (Figura 27).

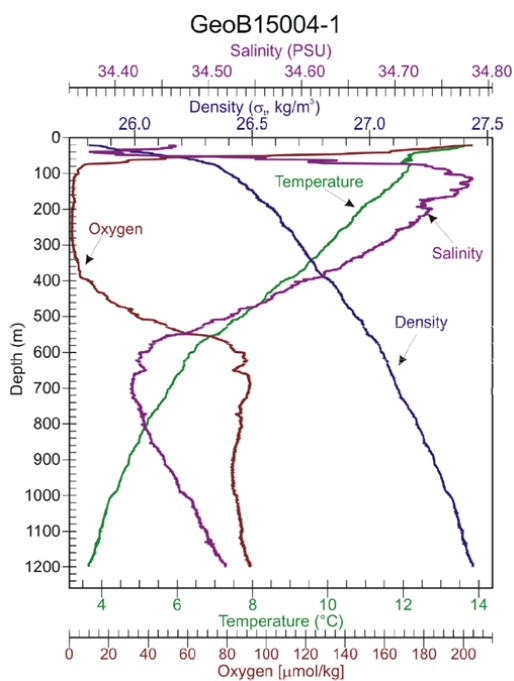


Figura 25 Información CTD de la estación GeoB 15011-1 off Antofagasta ($23^{\circ}15,51'S$, $70^{\circ}38,75'W$). Extraída del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln, 2011).

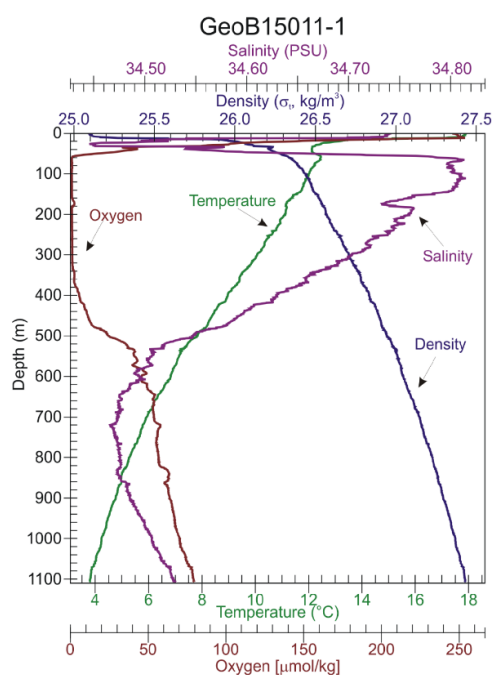


Figura 24 Datos CTD de la estación Geo B 15004-1 ($27^{\circ}26,63'S$, $71^{\circ}08,90'W$), mar adentro de Copiapó. Extraída del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln, 2011).

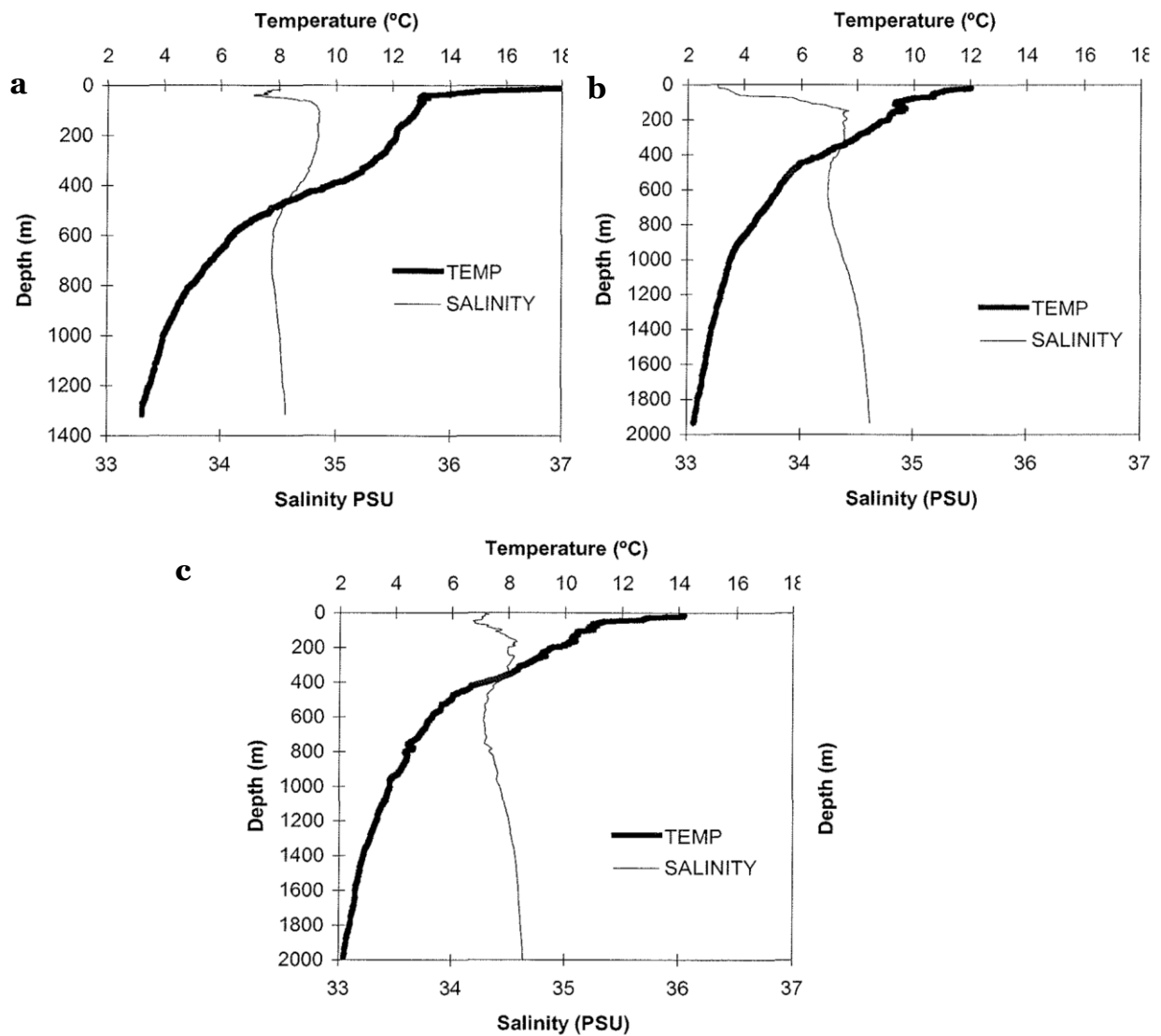


Figura 26 Perfiles CTD de la estación a la altura de Antofagasta GeoB 7106-4 (22°47,97'S, 70°40,97'W, a) GeoB 7167-1 (36°29,73'S, 73°55,86'W, b) cercana a Concepción y Chiloé GeoB 7175-2 (42°26,53'S, 75°11,05'W, c). Extraído de Hebbeln (2001).

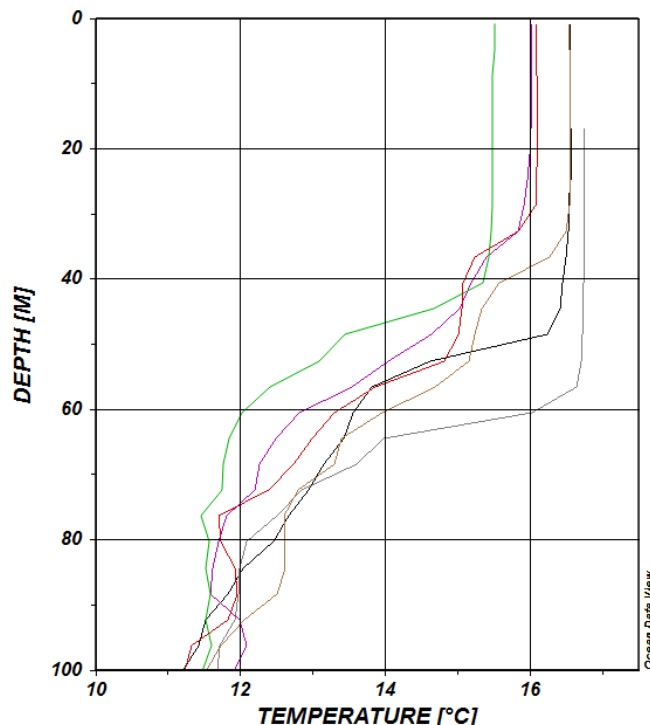
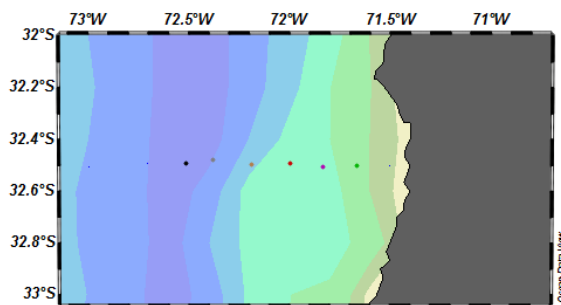


Figura 27 A la izquierda se muestran en distintos colores la posición de las distintas estaciones y a la izquierda los perfiles de temperatura en profundidad de la respectiva estación de la sección Po6 del eWOCE (Schlitzer, 2000) obtenidas con ODV (Schlitzer, 2009).

A continuación se describe la presencia de las distintas masas de agua por zona.

4.1.2 Zona Copiapó

Corresponde al área que comprende los testigos GeoB 15004-5 y GeoB 15005-1, estos se encuentran en una zona de transición entre AAIW y PDW (Figura 28), donde la AAIW está erosionada por su avance hacia el norte desde su área de formación. Según Silva et al. (2009), al norte de los 27°S el porcentaje de participación de la AAIW es 20-50% (hasta los 1.500 m), dejando de ser identificable a los 10°S.

La Figura 24 permite una descripción más detallada de la estructura de la columna de agua. En esta se observa un mínimo de salinidad superficial a los 40 m que corresponde al núcleo del remanente de la SAAW que al mezclarse con la STW aumenta paulatinamente su salinidad hacia el norte. A mayor profundidad se observa un mínimo de oxígeno disuelto en conjunto con un aumento de la salinidad entre los 100 y 350 m que se identifica como la ESSW. En la zona más profunda ocurre un mínimo de salinidad sub superficial, centrado en los 600-700 m que corresponde al núcleo de la AAIW.

4.1.3 Zona Illapel

El segundo tramo corresponde al testigo GeoB 7149-2 que es el de mayor profundidad (~3000 m) y el único que alcanza a registrar a cabalidad la PDW, encontrándose cercano a la profundidad donde se encuentra su versión más “pura” según Wijffels et al. (2001), a los 2600 m. La estructura de las aguas en este tramo es muy similar a la anterior, pero con un desplazamiento hacia la superficie de las masas de agua, además las aguas que se crean

al norte están más diluidas y las que se crean al sur menos diluidas. En particular, la bibliografía indica que la SAAW reemplaza a STW desde los 30°S hacia el sur (Hebbeln, 2001), sin embargo el perfil de temperatura a los 32,4°S (Figura 27) muestran una temperatura de ~16°C, lo que se encuentra en el rango de la STW, por lo que esta zona corresponde a la transición entre ambas masas de agua y es difícil confirmar la presencia de una o la otra. Los cruceros no tienen registros CTD procesados para esta latitud en sus reportes, sin embargo los hay a la latitud 30°S cerca de Illapel (ver sección 9.4.1 (Hebbeln, 2011)). Según este perfil el mínimo de salinidad correspondiente al núcleo de la SAAW (probablemente erosionada por lo expuesto anteriormente) se encuentra aproximadamente a los 30 m de profundidad, el mínimo de oxígeno (ESSW) entre 60 y 240 m y el núcleo de la AAIW a los 700 m.

4.1.4 Zona Concepción

El tercer tramo consiste en los testigos GeoB 7163-7, GeoB 7162-6 y 22SL cercanos a Concepción. Como se muestra en la Figura 28, estos se encuentran distribuidos a lo largo de la AAIW, desde su núcleo hasta su base cercana a la PDW, pasando por un testigo intermedio. La Figura 26 muestra un perfil similar a lo visto en los otros sectores, una mínima de oxígeno entre 120 y 300 m (Hebbeln, 2001) correspondiente a la ESSW, un mínimo superficial de salinidad correspondiente a SAAW a aproximadamente 40 m y un mínimo de salinidad sub superficial correspondiente a AAIW a aproximadamente 600 m, constituyendo su núcleo, según esto, actualmente el testigo más representativo de la AAIW es el GeoB 7163-7.

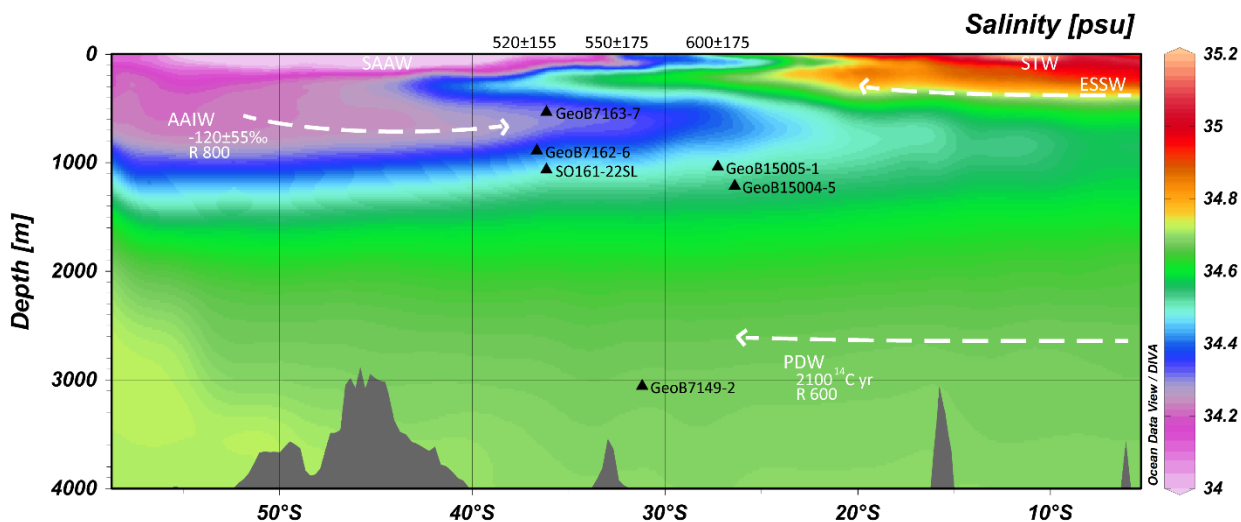


Figura 28 Perfil de salinidad en el Margen continental Chileno a partir de datos del WOCE (Gouretski & Koltermann, 2004). Los triángulos representan la posición de la cual se extraen los testigos. En el perfil de salinidad es posible distinguir las masas de agua según su salinidad relativa, SAAW: Agua Superficial Sub Antártica, AAIW: Agua Antártica Intermedia, PDW: Agua Pacífica Profunda y ESSW: Agua Sub Superficial Ecuatorial. En blanco se muestra además los valores de $\Delta^{14}\text{C}$ [‰], la edad ^{14}C y la edad de reservorio de AAIW (Bostock et al., 2013a) y (Siani et al., 2013) respectivamente, PDW (Shackleton et al. 1988) y estimaciones de edades de reservorio superficial en negro, sobre el perfil extraídas de Merino et al. (en preparación) y Ortlieb et al. (2011).

Lo anterior está en concordancia con el perfil generado en Ocean Data View (Figura 28) y por lo tanto es el perfil que se utilizará. Según esto y usando la bibliografía existente de

hábitats de foraminíferos planktónicos, se proponen las masas de agua que estos habitarían para concluir si es coincidente con lo observado en las dataciones. Según (Mohtadi et al., 2005) actualmente existen dos centros de surgencia predominantes en el mar de la costa de Chile, la primera al norte de 24°S y la segunda entre 30°S y 33°S, donde la fauna típica de surgencia corresponde a *G. bulloides*, *N. pachyderma* y *G. glutinata*. En zonas al sur de 39°S no hay surgencia y la columna de agua está bien estratificada, por lo que se deduce que en algún lugar entre 36°S y 39°S se encontraría una zona de transición hacia condiciones donde la surgencia está ausente. Según esta información entonces es esperable que en la zona Illapel no hayan grandes diferencia en las dataciones de los foraminíferos si se mantiene una situación similar a la actual. En la zona Copiapó en cambio se espera una columna más estratificada, sin embargo tanto *G. inflata* como *G. bulloides* se relacionan a períodos de surgencia por lo que podrían estar representando tanto a la SAAW como a la ESSW (Toggweiler et al., 1991), en cambio *N. dutertrei* se relaciona a períodos posteriores a la surgencia donde la columna de agua se encuentra bien estratificada por lo que probablemente represente a la ESSW. Por último en la zona Concepción se repite una situación similar a la de la zona Copiapó pero donde *N. pachyderma* se comporta como *N. dutertrei*.

4.2 Validación datos

4.2.1 Efecto Barker

El efecto Barker (Barker et al., 2007) se refiere a la variación en las dataciones de foraminíferos planktónicos en un mismo horizonte de un testigo producto de la disolución diferencial de estos. Cuando los foraminíferos planktónicos son depositados en el fondo marino, en el área susceptible a la bioturbación, si el agua que los rodea está sub saturada con respecto a la calcita estos comenzarán a disolverse diferencialmente según sus características. Los foraminíferos menos susceptibles a la disolución pueden pasar más tiempo en esta zona sin fragmentarse, mientras que los más susceptibles durarán menos tiempo. Por lo tanto al datar foraminíferos enteros, la fracción de los foraminíferos más proclives a la disolución que haya permanecido más tiempo en la zona de bioturbación estará fragmentada, no se datará y por lo tanto la edad resultante será menor.

Para evaluar si este efecto está presente en las dataciones de los testigos aquí analizados se calcula la diferencia en las edades medidas entre especies de foraminíferos planktónicos a una misma profundidad con el objetivo de encontrar una diferencia consistente en las dataciones. Estudios anteriores indican que de los foraminíferos datados *G. bulloides* es el más susceptible a la disolución (Berger, 1970; Feely, 2002), mientras que *G. inflata* y *N. pachyderma* dextral (Berger, 1970) y sinistral (Martínez et al., 1998) son resistentes a la disolución. Por lo tanto si el efecto Barker está presente, debiera verse una tendencia a menores edades en *G. bulloides* versus *G. inflata* y *N. pachyderma*.

Las comparaciones se muestran en la Tabla 3, donde no se observa la situación planteada. En el caso de *G. bulloides* menos *G. inflata* en cinco de trece casos las edades de *G. bulloides* son menores que *G. inflata*, resultando en un promedio de -225 ± 813 ¹⁴C años, sin embargo este cálculo incluye situaciones anómalas en que las edades de *G. inflata* son mucho menores que las de todo el testigo, si se obvian estos datos el promedio resulta 142 ± 794 ¹⁴C años, que es consistente al menos con edades de *G. bulloides* más jóvenes que

G. inflata, sin embargo este valor está dado principalmente por las dataciones en el testigo GeoB 15005-1 a 174 cm de profundidad, donde *G. inflata* tiene una edad cercana a *U. peregrina*, si bien no se puede descartar que esta situación sea producto del efecto Barker, el carácter particular de esta situación tampoco puede corroborarlo, más adelante además se plantean otras hipótesis que podrían explicar este comportamiento en el contexto de las otras dataciones en el sector de Copiapó. Si este dato se extrae, el promedio resulta en 7 ± 776 ^{14}C años, o sea casi no habría diferencias entre ambas dataciones. En el caso de *G. bulloides* menos *N. pachyderma* se da una situación similar, con solo tres de quince casos en que las edades de *G. bulloides* son menores, con un promedio de -147 ± 254 ^{14}C años (Tabla 4), observándose por lo tanto una tendencia contraria a lo propuesto por el efecto Barker, la cual podría asociarse a las diferentes profundidades y condiciones de estratificación de la columna de agua en que calcificarían ambas especies, según lo propuesto en la literatura.

Según Barker et al. (2007) el efecto es mayor con tasas de sedimentación menores a 3 cm/año y con tasas de 8 cm/año se vuelve menos importante. También es importante que el agua esté sub saturada en calcita para que se produzca la disolución. La tasa de sedimentación de los testigos aumenta de norte a sur, con tasas aproximadas de entre 2 y 11 cm/año con un promedio de 7 cm/año a los $\sim 27^{\circ}\text{S}$ (Martínez-Méndez et al., 2013) y ~ 40 cm/año a la altura de Valparaíso, por lo que todos los testigos tendrían actualmente al menos tasas de sedimentación lo suficientemente grandes como para minimizar el efecto Barker. Además, actualmente la calcita está sub saturada a aproximadamente 1000m a 20°S aumentando a 2000 m de profundidad a $\sim 30^{\circ}\text{S}$ (Feely et al., 2002). El efecto Barker, entonces, es más propenso a producirse en los testigos GeoB 15005-1 y GeoB 15004-5 ya que son los que tienen las menores tasas de sedimentación y se encuentran en la zona donde la sub saturación de la calcita es más superficial, sin embargo solo en un horizonte se observa esta tendencia, a los 174 cm de profundidad del testigo como se discute más arriba. Por lo tanto en general se descarta la presencia del efecto Barker, a excepción del testigo GeoB 15005-1 que reúne las características necesarias y por lo tanto debe considerarse en la interpretación de los datos.

Tabla 3 Diferencias en las edades ^{14}C de *G. inflata* y *G. bulloides* en los testigos es que se datan las dos especies en una misma profundidad.

Testigo	Profundidad (cm)	<i>G. inflata</i> – <i>G. bulloides</i> (Edad ^{14}C años)	Error (\pm años)
GeoB 15004-5	90	-190	780
GeoB 15004-5	174	-60	2820
GeoB 15005-1	62	10	360
GeoB 15005-1	174	1500	980
GeoB 7149-2	363	-3030	800
22SL	785	350	300
GeoB 7163-7	288	-40	580
GeoB 7163-7	353	-130	300
GeoB 7163-7	388	380	540
GeoB 7163-7	408	-1470	1040
GeoB 7163-7	433	-220	540

GeoB 7163-7	523	100	360
GeoB 7163-7	543	-130	1180
Promedio		-225	813
Promedio 2		142	794
Promedio 3		7	776

Tabla 4 Diferencias en las edades ^{14}C de *N. pachyderma* y *G. bulloides* en los testigos es que se datan las dos especies en una misma profundidad

Testigo	Profundidad (cm)	<i>N. pachyderma</i> – <i>G. bulloides</i> (Edad ^{14}C)	Error (\pm años)
GeoB 7149-2	178	-385	570
GeoB 7149-2	218	-670	480
GeoB 7149-2	218	-640	500
GeoB 7149-2	218	-10	500
GeoB 7149-2	218	20	520
GeoB 7149-2	253	-90	210
GeoB 7149-2	278	-130	210
GeoB 7149-2	303	-60	720
GeoB 7149-2	303	365	300
GeoB 7149-2	328	-350	780
GeoB 7149-2	328	-710	800
GeoB 7149-2	328	200	540
GeoB 7149-2	328	-160	560
GeoB 7149-2	248	-130	380
GeoB 7149-2	403	540	620
Promedio		-147	512

4.2.2 Bioturbación

Una posible explicación de los valores anómalos en los distintos testigos es la acción de animales que viven en el fondo marino que re movilizan verticalmente los foraminíferos dejándolos en profundidades a las que no se depositaron inicialmente. Como se menciona anteriormente, la datación de los foraminíferos a profundidades de peaks de abundancia busca minimizar el efecto de la bioturbación ya que ésta si bien puede re movilizar especímenes no re movilizaría todo el peak a otra profundidad (Broecker et al., 1984).

Altas tasas de sedimentación, también minimizan la bioturbación ya que los sedimentos pasan menor tiempo bajo el efecto de los animales del fondo marino. Desde este punto de vista los testigos de la zona Copiapó GeoB 15005-1 y GeoB 15004-1 son los más propensos a sufrir bioturbación producto de las bajas tasas de sedimentación asociadas a la hiper aridez del desierto de atacama. Sin embargo durante el Pleistoceno y Holoceno Jordan et al., (2014) registran intervalos más húmedos con precipitaciones de $\sim 60\text{-}70$ mm/año lo que podría traducirse en mayores tasas de sedimentación en esos períodos, aunque no demasiado mayores. Según el reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln, 2011) GeoB 15004-5 es el que presenta mayor bioturbación, sin embargo los intervalos en que esta es

más extrema no coinciden con las profundidades de las dataciones. Por otro lado, GeoB 15005-1 no presenta intervalos de bioturbación evidente en la descripción del reporte a excepción de entre ~160-170 cm donde no hay dataciones.

Ambos testigos de la zona Copiapó cuentan con mediciones de isótopos estables de oxígeno y carbono (Tabla 22 y Tabla 23), para descartar o confirmar la presencia de bioturbación en estos se grafican los tres registros de cada testigo. En el testigo GeoB 15004-5 (Figura 29) tanto los valores de $\delta^{13}\text{C}$ como de $\delta^{18}\text{O}$ siguen tendencias consistentes con las dataciones por lo que no estarían asociadas a bioturbación. En particular, es interesante destacar que en el registro de $\delta^{18}\text{O}$, que se usa para definir la “entrada” o “salida” del último Máximo Glacial (UMG), mientras que los valores *G. bulloides* y *Uvigerina* disminuyen, o sea “salen” del UMG, los datos de *G. inflata* siguen en valores del UMG, lo que está en concordancia con lo observado en las dataciones de radiocarbono donde la edad de *G. inflata* es mayor incluso que la de Mixed Benthics. El origen de esta situación podría ser una estratificación de la parte superior de la columna de agua en conjunto con la presencia de una masa de agua más antigua a las profundidades de *G. inflata* o a que ambas especies calcifiquen en distintas estaciones, donde *G. inflata* calcifique en estaciones con una mayor surgencia, representando un agua sub superficial empobrecida en radiocarbono.

En el caso del testigo GeoB 15005-1 (Figura 30), la “salida” del UMG es mucho menos clara que en GeoB 15004-5, lo que se observa particularmente en *Uvigerina* y *G. inflata*, a 14 cm se ve que hay una transición entre valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$, que caracterizan el testigo a profundidades mayores a 14 cm, hacia valores más bajos que están a los 3 cm, esta transición está dada por valores disímiles tanto de bentónicos y planktónicos lo que podría estar evidenciando una bioturbación que “junte” dos intervalos distintos. Lo anterior podría indicar que hay bioturbación presente en este tramo, explicando la presencia de dataciones de planktónicos más antiguos que los bentónicos correspondientes a la misma sección. Por otro lado, el registro de $\delta^{18}\text{O}$ como de $\delta^{13}\text{C}$ es consistente con las dataciones de radiocarbono a 174 cm y 90 cm. A 174 cm ambos valores se distancian en relación a los datos de las profundidades aledañas y a 90 cm en cambio los valores de se acercan de la misma manera que los de radiocarbono.

A pesar de las altas tasas de sedimentación en la zona Concepción los testigos GeoB 7162-6 y GeoB 7163-7 presentan numerosos intervalos de bioturbación según las descripciones originales de la expedición en que fueron extraídos (Hebbeln et al., 2001; Figura 41 y Figura 42), sin embargo solamente el primer dato de GeoB 7162-6 donde la datación de foraminíferos es mayor a la de los bentónicos (Tabla 12) coincide con un intervalo de alta bioturbación, por lo que en general se tomarán como confiables las profundidades de las dataciones en estos testigos.

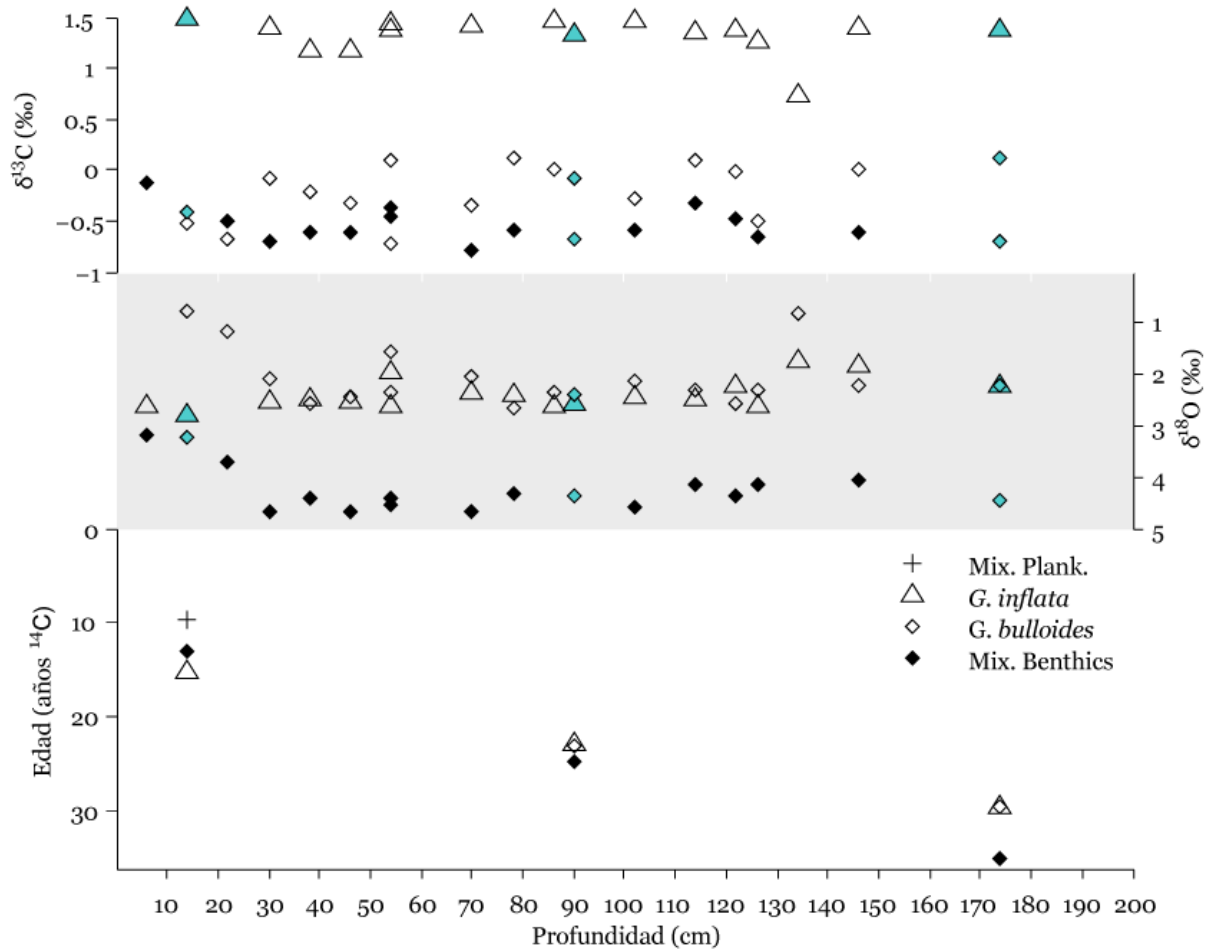


Figura 29 Registros de radiocarbono e isótopos estables de oxígeno y carbono del testigo **GeoB 15004-5** sin corrección por efectos biológicos el fraccionamiento isotópico. En el panel medio y superior los símbolos achurados corresponden a los correspondientes a la profundidad de las dataciones de radiocarbono, los triángulos corresponden a *G. inflata* y los rombos a *G. bulloides*. Los datos se presentan en la Tabla 22 en la sección 9.5.1 en los anexos.

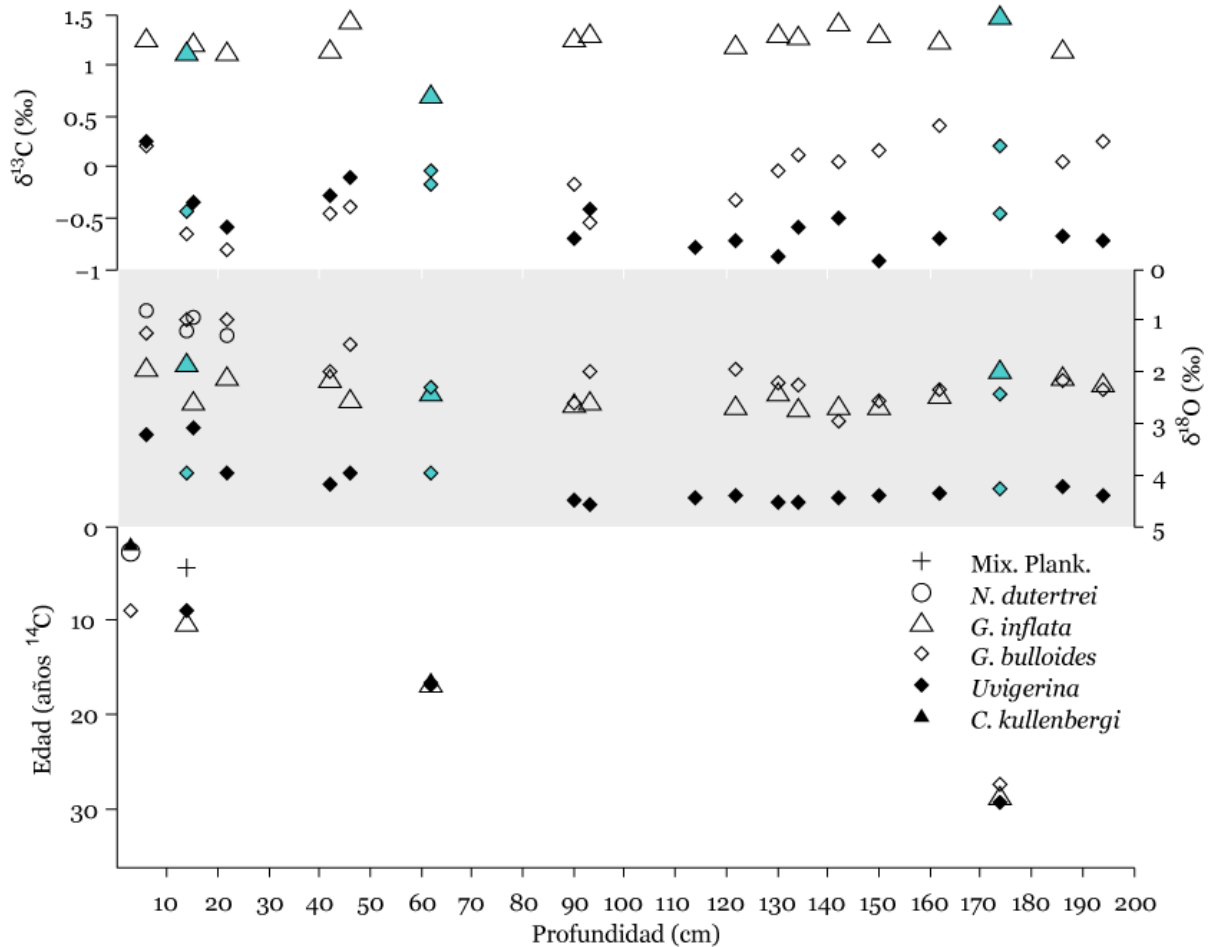


Figura 30 Registros de radiocarbono e isótopos estables de oxígeno y carbono del testigo **GeoB 15005-1**, en el panel medio y superior los símbolos achurados corresponden a los correspondientes a la profundidad de las dataciones de radiocarbono, los triángulos corresponden a *G. inflata* y los rombos a *G. bulloides*. Los datos se presentan en la Tabla 23 en sección 9.5.2 de los anexos.

4.3 Asignación Edades de Reservorio a foraminíferos planktónicos

Como se menciona anteriormente la asignación de correctas edades de reservorio es fundamental para obtener modelos de edad fidedignos. Ya que no existen edades de reservorio variables específicas para cada zona y considerando que hasta el momento no hay una unificación de criterios respecto de las edades de reservorio que debiesen utilizarse para este fin, se aplican 3 sets de edades de reservorio distintas que buscan no solo llegar a obtener el modelo de edad más cercano a la realidad sino también probar la relevancia de aplicar distintas edades de reservorio.

4.3.1 Edad de reservorio constante

El primer set de edades de reservorio corresponde a un R constante lo más cercano posible al R actual. A partir de la bibliografía existente se obtienen una edad de reservorio

promedio para cada zona (Tabla 5) para las tres zonas donde se encuentran los testigos, durante los últimos 1000 años. Todas la edades utilizadas se presentan en la Tabla 8 en la sección 9.2.1 de los anexos, además, en la Figura 31 se muestran las edades tomadas en cuenta, las que forman parte Merino et al. (en preparación). Las edades de reservorio de la literatura no coinciden exactamente con la posición de los testigos aquí estudiados por lo que se utiliza la información más cercana.

Tabla 5 Edades de reservorio utilizadas en la generación de modelos de edad con edades de reservorio constantes de los testigos aquí estudiados, a partir del promedio aritmético de la información disponible en la literatura (la Tabla 8 en la sección 9.2.1 de los anexos).

Latitud de medición	Zona a la que se asocia	$R \pm \sigma_1$
~18-23°S	Copiapó	609±181
33°S	Illapel	525±140
37°S	Concepción	558±27

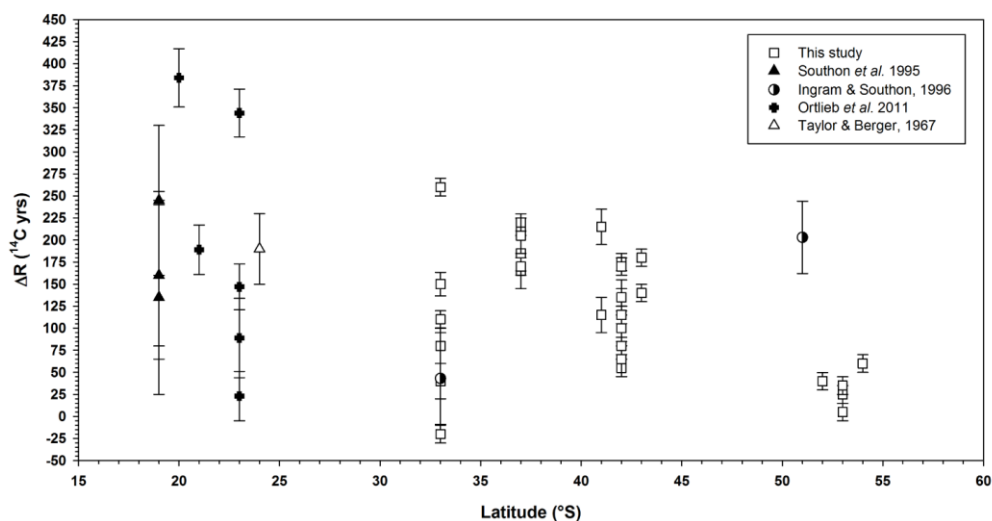


Figura 31 ΔR en el mar de la costa de Chile extraído de Merino et al. (en preparación), mostrando la información de distintos estudios durante el los últimos 1.000 años.

4.3.2 Edad de reservorio variable

En este caso el método que se sigue es el análisis de las dataciones de radiocarbono de los foraminíferos, en particular las edades de ventilación aparentes de estos como se indica en la Figura 32. A grandes rasgos, cuando las edades de ventilación aparentes son mayores que cero se asume una distribución de las aguas análoga a la actual (Figura 28) y se asignan las edades de reservorio de Siani et al. (2013) usando como referencia las variaciones en las edades de ventilación aparente, según el método de extrapolación de edades de reservorio propuesto por ellos. Por otro lado, cuando la edad de ventilación aparente es menor que cero, se asume que debe existir una masa de agua sub superficial “antigua” y se le asigna una edad estimada cuyo detalle se describe adelante. En el caso de los testigos de la zona de Copiapó para las dataciones donde no hay edades de reservorio se usa la edad constante calculada anteriormente.

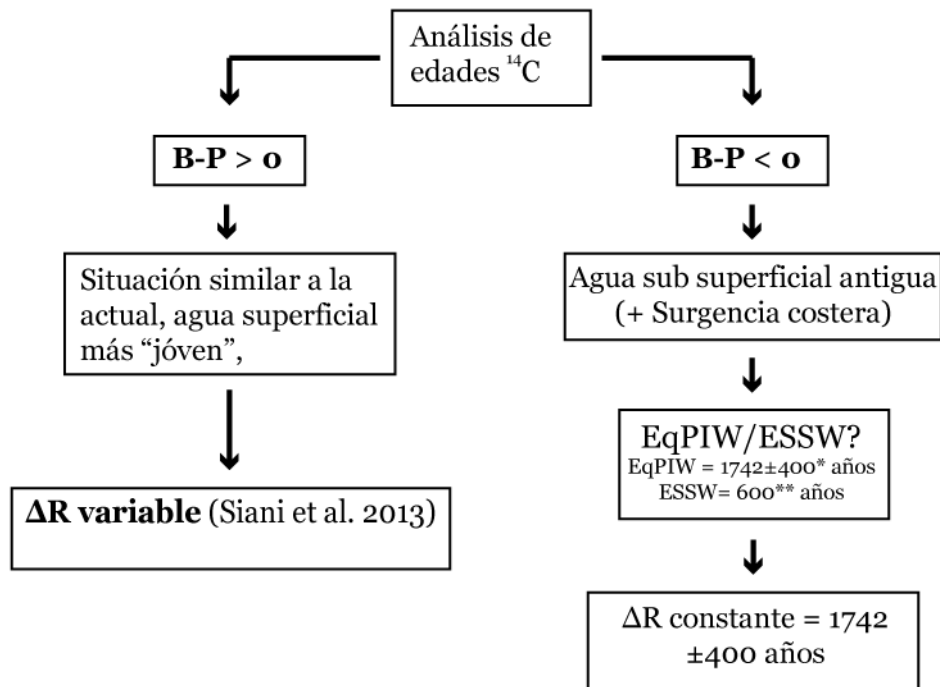


Figura 32 Representación esquemática del proceso de asignación de edades de reservorio a las dataciones de los distintos testigos descrita en el texto.

4.3.2.1 Edad de ventilación aparente positiva

Como se menciona anteriormente, el testigo MD07-3088 se encuentra a 46°S, 75°W y 1536m de profundidad, bañado por la PCW, análoga a la PDW y bajo la AAIW recién subducida. Además se encuentra bajo la SAAW, agua superficial que baña la superficie del Margen Continental Chileno hasta aproximadamente 30°S (Figura 8), por lo que a priori y sin contar con un re equilibrio de la masa de agua en superficie, es posible aplicar estas edades de reservorio al menos en la zona de Concepción y de Illapel, la zona Copiapó se discute aparte.

El testigo 22SL se encuentra en una situación similar a MD07-3088, bañado por aguas cercanas al límite entre la AAIW y la PDW, pero dentro de la zona actualmente definida como AAIW, por lo que se espera que las edades de ventilación de estos sean más similares que las del resto de los testigos. La Figura 33 muestra la correlación entre las edades de ventilación aparente de ambos testigos y los puntos de control para la asignación de edades de reservorio (Tabla 20). Los testigos GeoB 163-7 y GeoB 7162-6 corresponderían más íntegramente a la AAIW y presentan una menor similitud con MD07-3088 (Figura 34 y Figura 35) con edades de ventilación aparente más o menos constantes entre 200 y 400 a, por lo que se usa como referencia las profundidades en que aumenta la edad de ventilación, junto a la edad ¹⁴C de los pláctónicos para correlacionarlas con un intervalo de las edades de reservorio de MD07-3088. En la Figura 36 se observa la presencia de un rasgo persistente en los tres testigos de la zona Concepción, el que también se observa en MD07-3088, la presencia de un plateau en los foraminíferos pláctónicos al mismo tiempo que un aumento en la edad ¹⁴C de los bentónicos, este rasgo se usa como referencia

para la asignación de edades de reservorio. En el caso de GeoB 7162-6 debido a los pocos datos que se obtienen, es el único rasgo que se usa, mientras que en GeoB 7163-7 se usa otra relación para constreñir las edades de reservorio asignadas. Es importante destacar además que en este testigo si bien *N. pachyderma* parece seguir la tendencia de las dataciones del mismo, las dataciones en Mixed Planktonics son consistentes con el rasgo anteriormente descrito y por lo tanto estas se usan para generar el modelo de edad.

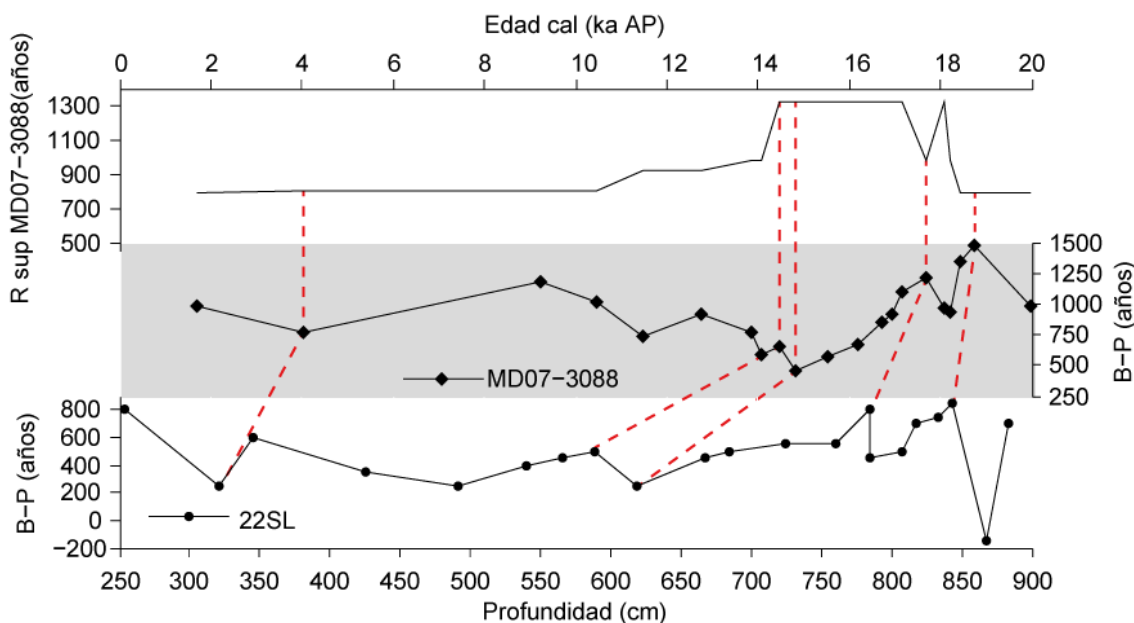


Figura 33 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo 22SL y MD07-3088, en línea punteada se muestran los puntos de control. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MD07-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013). En esta se observa que sí hay una coincidencia en la ventilación aparente de ambos testigos, principalmente a mayores profundidades/edades calendarios, las que se usan como referencia para asignar las edades de reservorio tanto a 22SL como a los dos testigos restantes de la zona Concepción (Figura 36) en ausencia de una coincidencia como esta en estos (Figura 34 y Figura 35) como se describe en el texto..

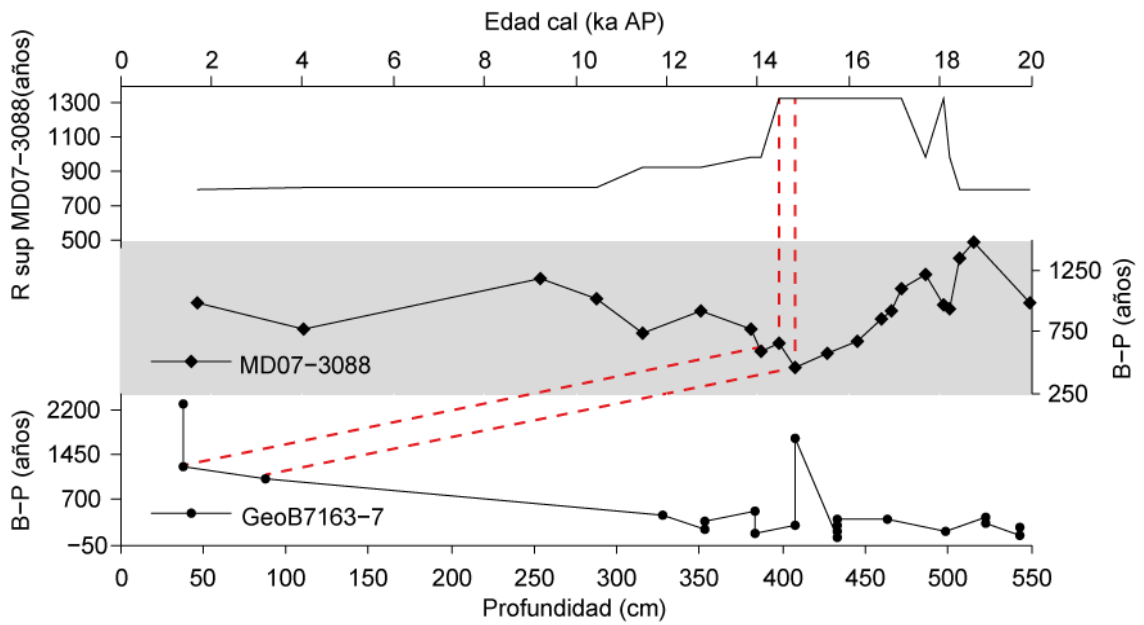


Figura 34 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo GeoB 7163-7 y MD07-3088, en línea punteada se muestran los puntos correspondientes al tramo de las dataciones en que los foraminíferos planktónicos exhiben un plateau al mismo tiempo que las edades de bentónicos aumentan, identificado en la Figura 36. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MD07-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013).

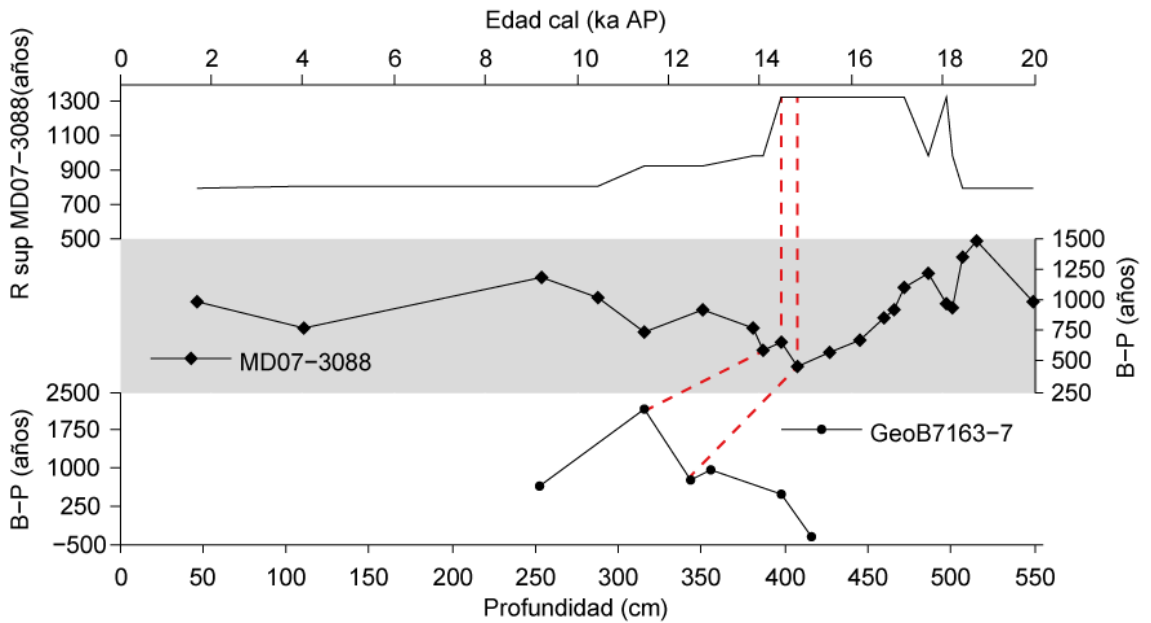


Figura 35 Comparación de las edades de ventilación aparente del testigo GeoB 7163-7 y MD07-3088 en línea punteada se muestran los puntos correspondientes al tramo de las dataciones en que los foraminíferos planktónicos exhiben un plateau al mismo tiempo que las edades de bentónicos aumentan, identificado en la Figura 36. El panel del medio y el superior corresponden a datos de MD07-3088 según la edad calendario de este, obtenidas usando las edades de reservorio que se muestran en el panel superior (Siani et al., 2013).

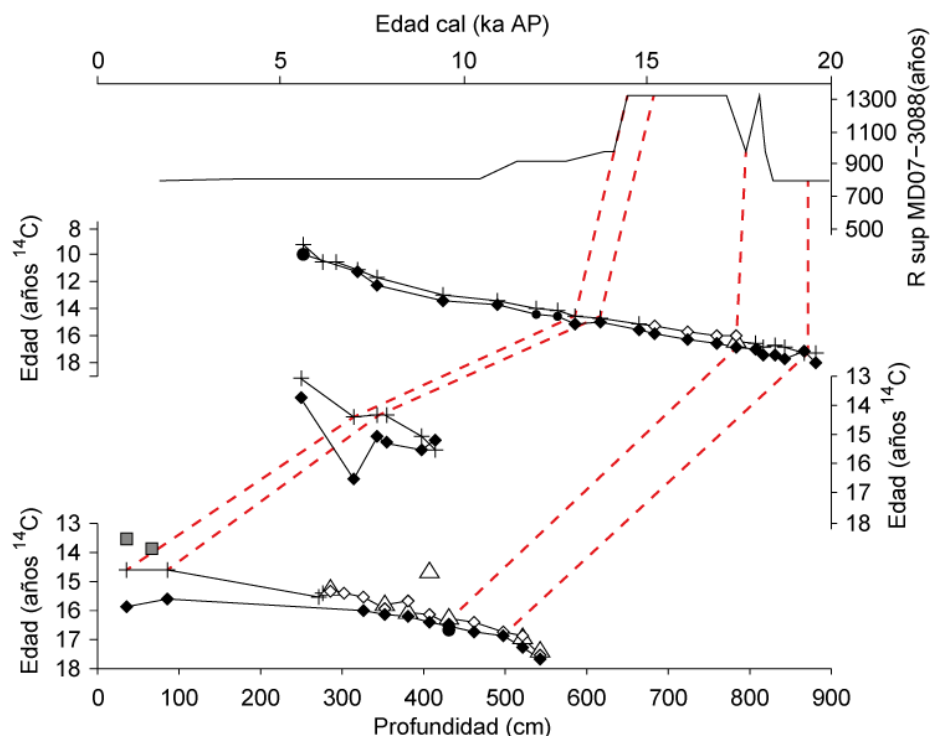


Figura 36 Identificación de coincidencias en las dataciones de los tres testigos de la zona Concepción, en línea punteada para la asignación de las edades de reservorio de Siani et al. (2013) a partir de la coincidencia entre 22SL y MD07-3088. En el panel superior se muestran las edades de reservorio de MD07-3088 según la edad de calendario asignada en Siani et al. (2013), bajo este en orden descendente: 22SL, Geob 7162-6 y GeoB 7163-7. Cruces: Mixed Planktonics, triángulos blancos: *G. inflata*, rombos blancos: *G. bulloides*, cuadrados grises: Mixed pachyderma, rombos negros: *Uvigerina*, círculos negros: *scaphopoda*.

En el caso de GeoB 7149-2 las dataciones de ^{14}C pertenecen principalmente al Holoceno, con edades entre ~1500 y ~14000 años en el caso de los planktónicos. Como se observa en la Figura 37, en este período la densidad de datos de MD07-3088 es menor a la de GeoB 7149-2 por lo que no se observan coincidencias claras (puntos de control) tanto en las dataciones como en las edades de ventilación aparente (Figura 37 y Figura 38). Sin embargo, a profundidades mayores a 300 cm de GeoB 7149-2 se nota la presencia de un plateau tanto en las edades de bentónicos como planktónicos el que podría relacionarse al usado como referencia en los testigos de la zona Concepción. Para asignar las edades de reservorio en este caso se separa el testigo en tramos según variaciones en las ventilaciones aparentes y estos tramos se asocian a los distintos tramos de edades de reservorio en el Holoceno usados por Siani et al. (2013). La utilización de este método resalta la necesidad de tener algún testigo de referencia de mayor resolución en este período que permita una correlación más fidedigna. El detalle de las edades de reservorio asignadas se encuentra en la Tabla 17 en la sección 9.2.

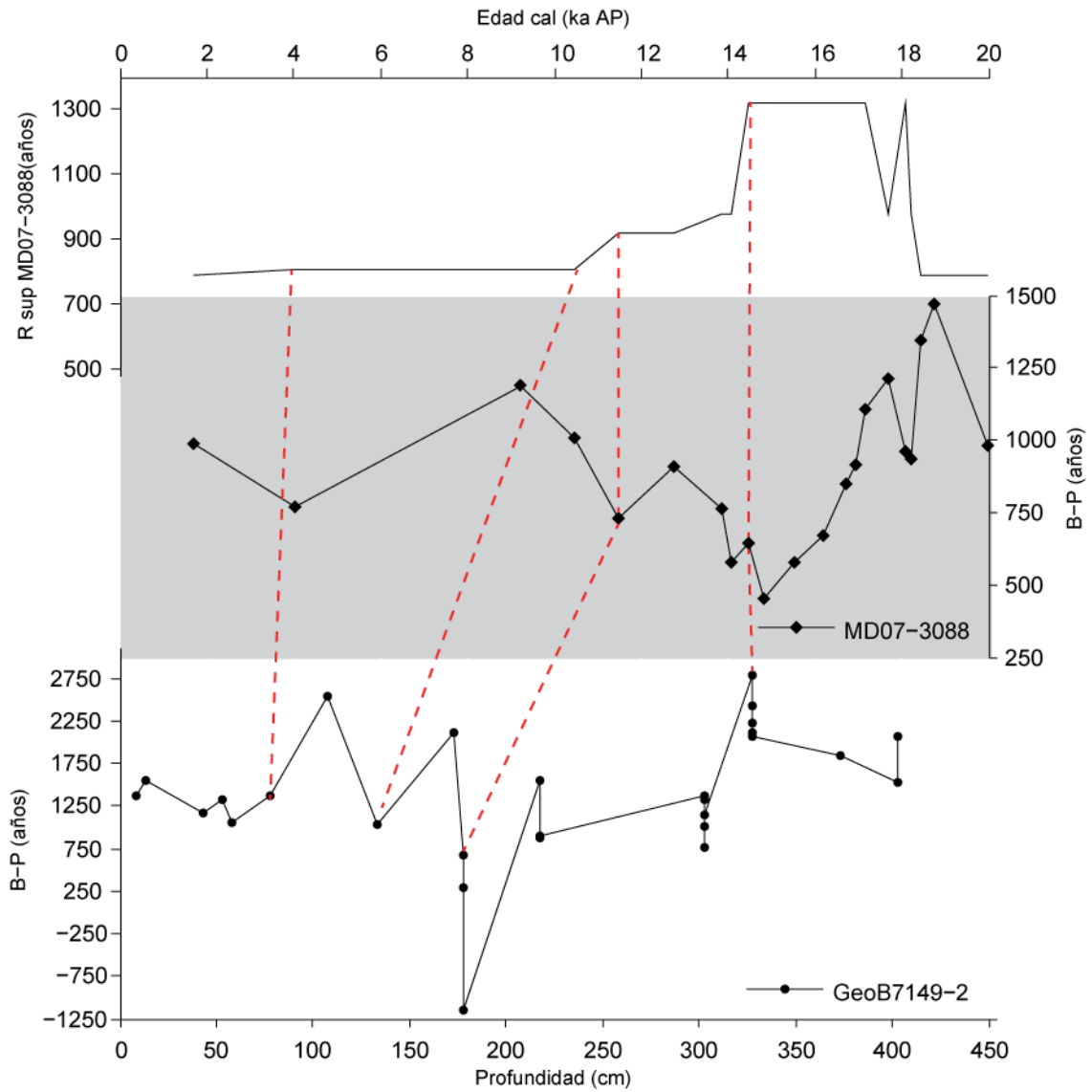


Figura 37 Comparación de las ventilaciones aparentes de MD07-3088 y GeoB 7149-2, en estas no se encuentra gran coincidencia producto de la baja densidad de datos de MD07-3088 en el Holoceno relativo a GeoB 7149-2. En general GeoB 7149-2 muestra una ventilación aparente más o menos constante en torno a los 1250 años, se toman los momentos en que esto varía como períodos diferentes y se les asigna otro tramo de edad de reservorio, indicado con la línea punteada.

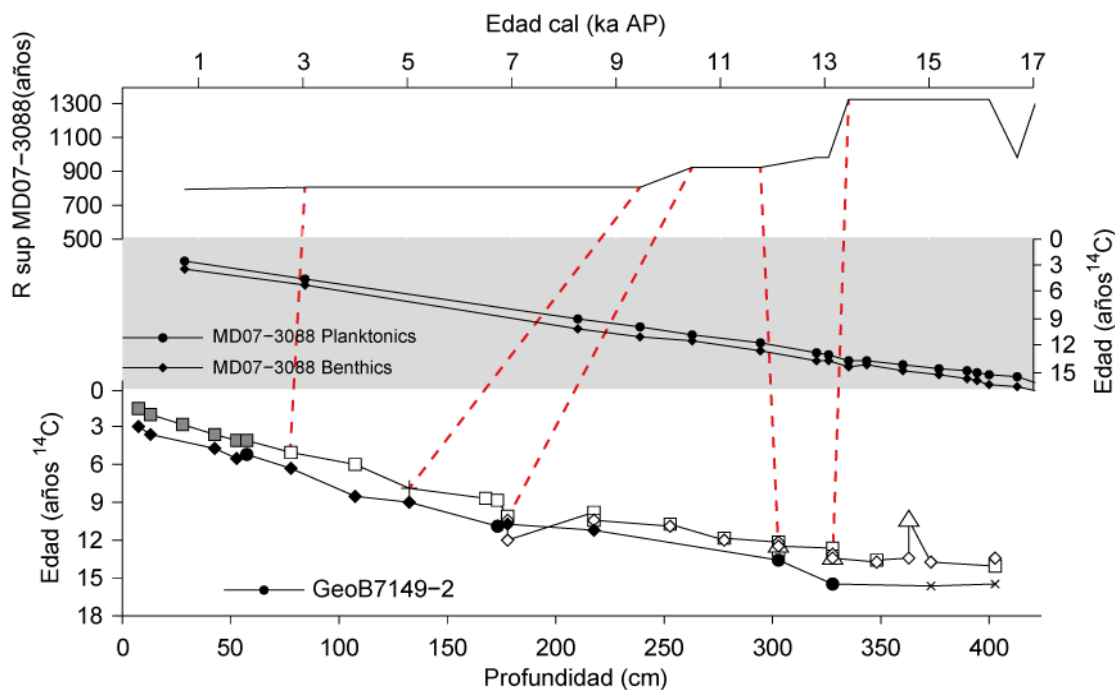


Figura 38 Comparación de las dataciones de radiocarbono de GeoB 7149-2 y MD07-3088, en estas no se encuentra gran coincidencia producto de la baja densidad de datos de MD07-3088 en el Holoceno relativo a GeoB 7149-2, por esta razón se identifican cambios en la ventilación aparente de GeoB 7149-2 (Figura 37) y estas se asocian a cambios en las edades de reservorio de MDO7-3088, lo que se muestra e la línea punteada.

Tabla 6 Edades de reservorio superficial para la zona Illapel según cálculos a partir de restos arqueológicos (Ortlieb et al., 2011) y a partir de tefras (Siani et al., 2013).

Latitud	Edad cal (ka)	Edad de Reservorio promedio (años)	Publicación
17-23°S	0,396-0,638	755 ± 105	Ortlieb et al., 2011
17-23°S	1,164-5,184	626 ± 98	Ortlieb et al., 2011
46°S	1,695	790 ± 160	Siani et al., 2013
46°S	4,015	805 ± 140	Siani et al., 2013
17-23°S	6,844-10,396	911 ± 275	Ortlieb et al., 2011

Los testigos de la zona Copiapó tienen una densidad de datos muy menor por lo que un análisis similar no es posible, en este caso las edades de reservorio se asignan según la similitud con la edad convencional ^{14}C medida en los pláctónicos en MD07-3088, el detalle se muestra en Tabla 15 y Tabla 16, en la sección 9.2.

4.3.2.2 Edad de ventilación aparente negativa

Dentro de las situaciones más particulares, una tendencia que se ve a través de toda la zona de estudio corresponde a la presencia de distintas especies de foraminíferos planktónicos en una misma profundidad con edades notoriamente distintas, algunos de los cuales incluso exceden la edad ^{14}C de los bentónicos, sugiriendo la presencia de un agua intermedia o sub superficial “antigua” que junto a la surgencia costera lleguen a las profundidades de calcificación de los foraminíferos planktónicos. Las mayores diferencias se dan en la zona Copiapó, con hasta ~5000 años de diferencia entre especies de foraminíferos planktónicos, en la zona Illapel la tendencia es puntual, mientras que en la zona de Concepción no se observa. Una posible explicación de lo observado podría ser la diferencia en las condiciones de calcificación entre las especies de foraminíferos, lo que es consistente por ejemplo con lo observado en el testigo GeoB 7149-2 donde *G. bulloides* que calcifica en condiciones de alta surgencia (Mohtadi et al., 2005) tiene una edad mayor (Figura 39), por lo tanto podría representar la edad de una masa de agua sub superficial menos ventilada, mientras que *N. Pachyderma*, que calcificaría en condiciones posteriores a la surgencia donde la columna de agua está estratificada (Mohtadi et al., 2005), tiene una edad menor, correspondiente a la masa de agua superficial. La situación en los testigos de la zona de Copiapó parece responder a este fenómeno ya que *G. inflata* y *G. bulloides* son los que presentan las edades de ventilación aparente negativas (Figura

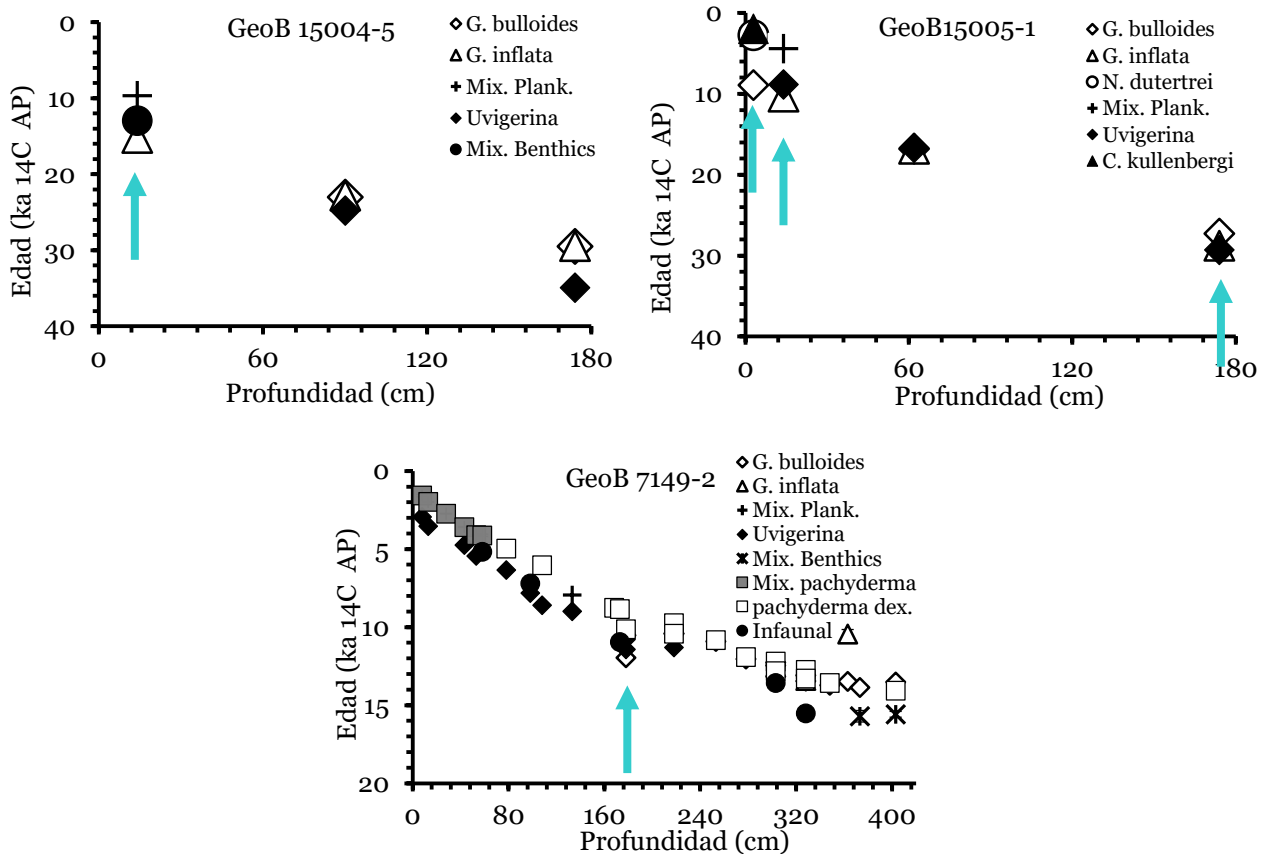


Figura 39 Edades de ^{14}C de foraminíferos planktónicos y bentónicos de los testigos GeoB 15005-1, GeoB 15004-5 y GeoB 7149-2, los que presentan en edades de ventilación aparente (B-P) negativas las que se indican con flechas. Los datos graficados se muestran en la sección 9.2.3 de los anexos.

39). Sin embargo, como ya se mencionó, en el testigo GeoB 15005-1 las dataciones a 174 cm de profundidad en estas especies difieren lo que parece responder más a la presencia del efecto Barker aunque no se pueda descartar la calcificación de ambas especies en condiciones diferentes producto de las bajas tasas de sedimentación en la zona.

La distribución de aguas de la Figura 8 y Figura 28 no explica una situación de esa naturaleza. Las aguas más antiguas que pudieran llegar a la superficie según el modelo actual corresponden a aguas de surgencia costera, que según Kessler (2006) alcanza hasta un poco más de 100 metros en la zona de Perú, o sea alcanzando a surgir a lo más aguas con radiocarbono propio de la **ESSW** siguiendo el modelo de aguas presentado en la sección 3. Según Toggweiler et al. (1991) el agua de surgencia costera en Perú tiene su origen en el agua de la PCUC de flujo al sur, centrada a 90m, o sea la ESSW, esta tendría valores actuales entre -72 y -81 ‰ $\Delta^{14}C$, adquiriendo esta baja signatura de radiocarbono por la inyección de la AAIW o el Agua Sub Antártica Modal (SAMW) en niveles inferiores de la EUC en el Ecuador, esta masa de agua posteriormente avanza hacia el este y dobla al sur como la PCUC.

Por otro lado, en Bostock et al. (2013) se hace una reseña acabada de los distintos tipos de AAIW en el Pacífico sur, encontrando que la más antigua corresponde a un agua que llaman Agua Ecuatorial Pacífica Intermedia (**EqPIW**) análoga a la ESPIW mencionada anteriormente como presente sobre los 400m de profundidad durante el UMG en la zona norte del Margen Continental Chileno (Reyes-Macaya et al., en preparación). Esta es una versión de la AAIW que se da en el Pacífico ecuatorial producto de consecutivas mezclas con PDW. Si bien la sección latitudinal en que se presenta la EqPIW está a los 90°W la sección longitudinal PO6, pasa por los 32°S y presenta un mínimo de oxígeno que se asocia a la EqPIW. Este mínimo de oxígeno también se ha interpretado en Wijffels et al. (2001) como un agua sub superficial antigua (caracterizado por bajos valores de oxígeno y altos contenidos de silicato, trazadores cuasi conservativos asociados a aguas envejecidas) entre los 100 y 500m de profundidad desde la costa hasta aproximadamente 110°W. Bostock et al. (2013) además evidencian en el mismo sector, a las profundidades de la AAIW, flujo tanto al norte como hacia el sur. Por lo anterior es posible que esta masa de agua esté presente en el Margen Continental Chileno y sea la responsable de las edades de ventilación aparente menores a cero (Figura 40).

Para estimar la edad de reservorio que tendrían los foraminíferos asociados a esta situación se calcula la edad equivalente al $\Delta^{14}C$ de cada masa de agua según la ecuación 2 (Stuiver & Polach, 1977) la que en este caso corresponde a la edad de ventilación más la edad de reservorio.

$$\text{Ecuación 2} \quad t = -8033 \ln(1 + \Delta^{14}C/1000)$$

Como la concentración de radiocarbono en la atmósfera es variable, la diferencia de esta con la cantidad de radiocarbono que tiene la masa de agua cuando llega al margen continental chileno no es exactamente la edad de reservorio superficial, sin embargo es la estimación más cercana posible. De acuerdo a las edades obtenidas (Tabla 7), la EqPIW corresponde a una masa de agua mucho más antigua y acorde a lo observado, por lo tanto se usará 1742 ± 400 como edad de reservorio en los casos de edades de ventilación aparente negativa.

5. Resultados

A continuación se muestran los resultados de los modelos de edad generados para cada testigo según las suposiciones descritas en la sección anterior. Los resultados se muestran como edades de ventilación aparente calculado como:

$$\text{Ecuación 3 } \textit{Ventilación aparente} = B - (P - R) [\textit{edad } ^{14}\text{C AP}]$$

Donde P es la edad ^{14}C del foraminífero planktónico que es corregido por la edad de reservorio R utilizada en la construcción el modelo de edad y B es la edad ^{14}C del foraminífero bentónico en la misma profundidad cuando exista. Al usar esta manera de calcular la edad de ventilación se está calculando más fidedignamente el tiempo que la masa de agua profunda lleva circulando ya que no toma en cuenta el “rejuvenecimiento” producto de la edad de reservorio del planktónico, sin embargo este cálculo presenta dos problemas, primero que no todos los registros de radiocarbono del pacífico tienen una edad de reservorio estimada asociada y por lo tanto la comparación no es necesariamente válida y segundo que por lo menos en este caso, no hay certeza de que las edades de reservorio usadas sean las reales. Como no todos los registros de radiocarbono que se usan para comparar los resultados a nivel regional presentan las edades de ventilación aparente, para ver las variaciones en el radiocarbono de las aguas profundas se grafica el $\Delta^{14}\text{C}$ [‰] de los foraminíferos bentónicos calculado según la Ecuación 1 descrita en la sección 2.3.1.1 (Adkins and Boyle, 1997).

Con el fin de encontrar los modelos de edad más adecuados para cada testigo y evaluar la consistencia con variaciones en radiocarbono en masas de agua en otros lugares del Pacífico, se grafican los resultados junto a distintos registros que se detallan a continuación.

En primer lugar los resultados se grafican junto con el registro de radiocarbono del testigo MDO7-3088 porque representa un registro a profundidades entre la AAIW y la PDW muy cercano al área de formación principal de la AAIW (Bostock et al., 2012) y a los testigos de la zona Concepción. De manera de ver cuán efectivo es el método usado para asignar las edades de reservorio también se grafican las distintas edades de reservorio utilizadas en conjunto con las edades de reservorio utilizadas en Siani et al. (2013).

Para ver la relación con la PDW se grafican los datos de ODP1240 (De la Fuente et al., 2015) que actualmente está bañado por la PDW en el Pacífico Ecuatorial Oriental a una profundidad de 2921 m, lo que corresponde, a priori, a una condición similar a la de GeoB 7149-2.

Por último, con el fin de encontrar alguna relación con las altas edades de ventilación aparentes en los testigos GeoB 7163-6 y GeoB 7162-7 se grafica el testigo de agua intermedia MV99-MC19/GC31/PCo8 (Marchitto et al., 2007) del Pacífico Noreste a 705 m de profundidad, que presenta un mínimo de ~ -200 ‰ $\Delta^{14}\text{C}$.

También se muestran en los gráficos los intervalos climáticos relevantes para la discusión UMG, MI y ACR, según lo discutido en la sección 2.3.3. El detalle de los resultados de cada modelo de edad se presenta en la sección de los anexos 9.3.

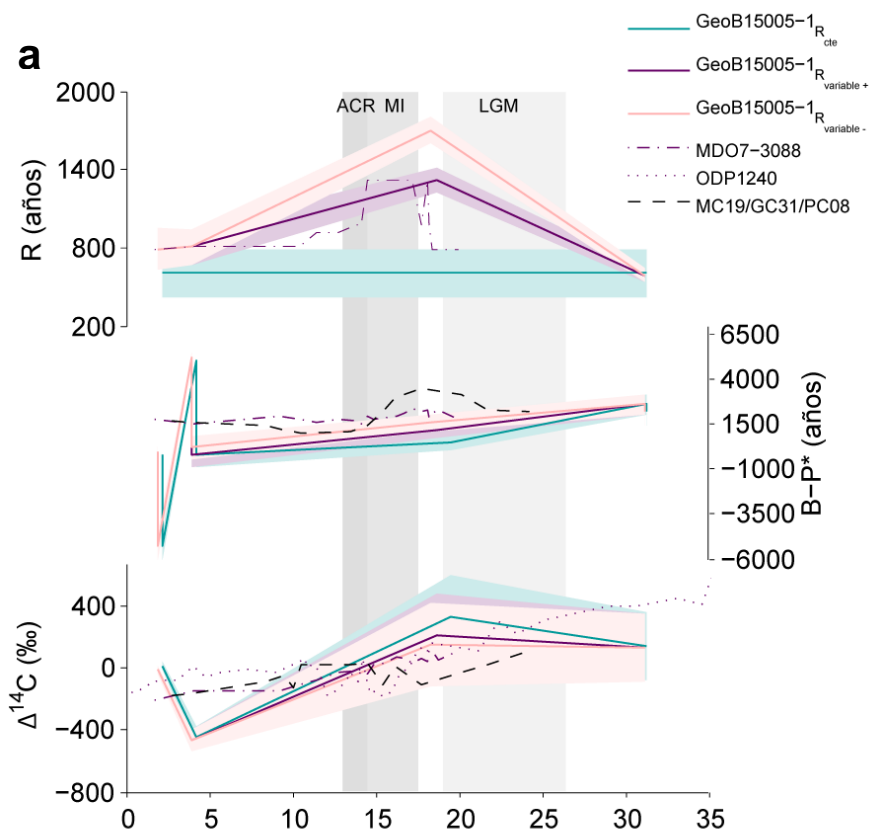
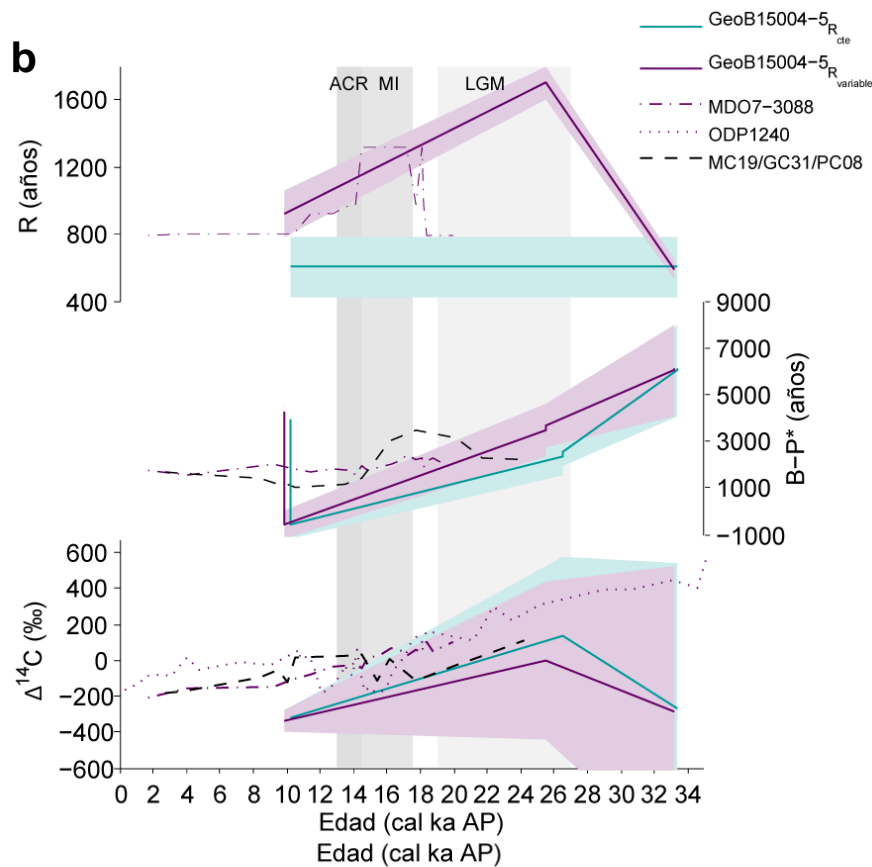
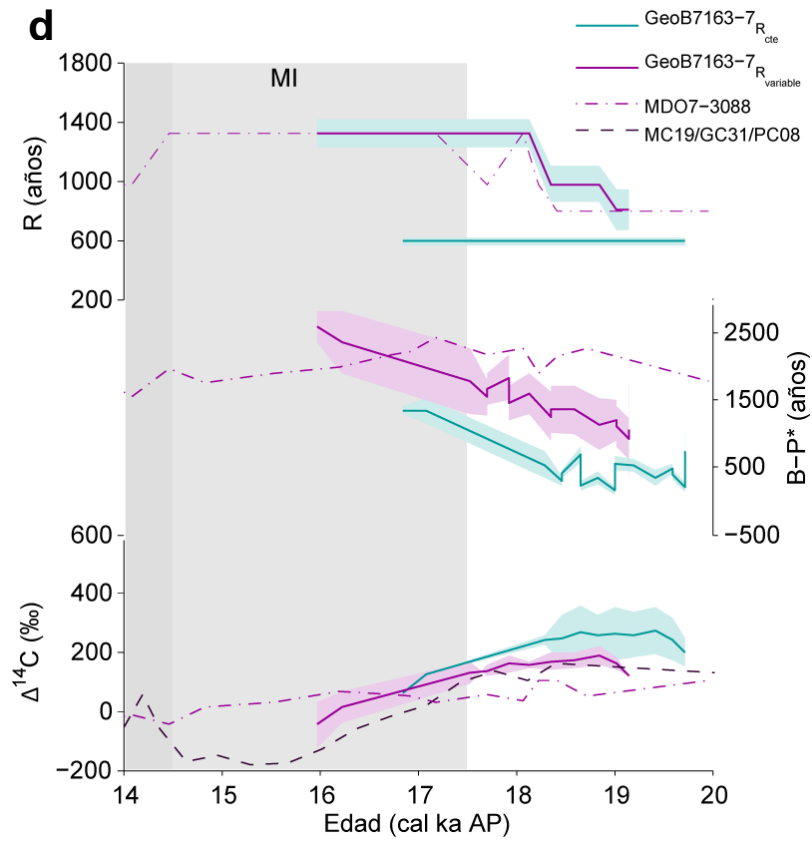
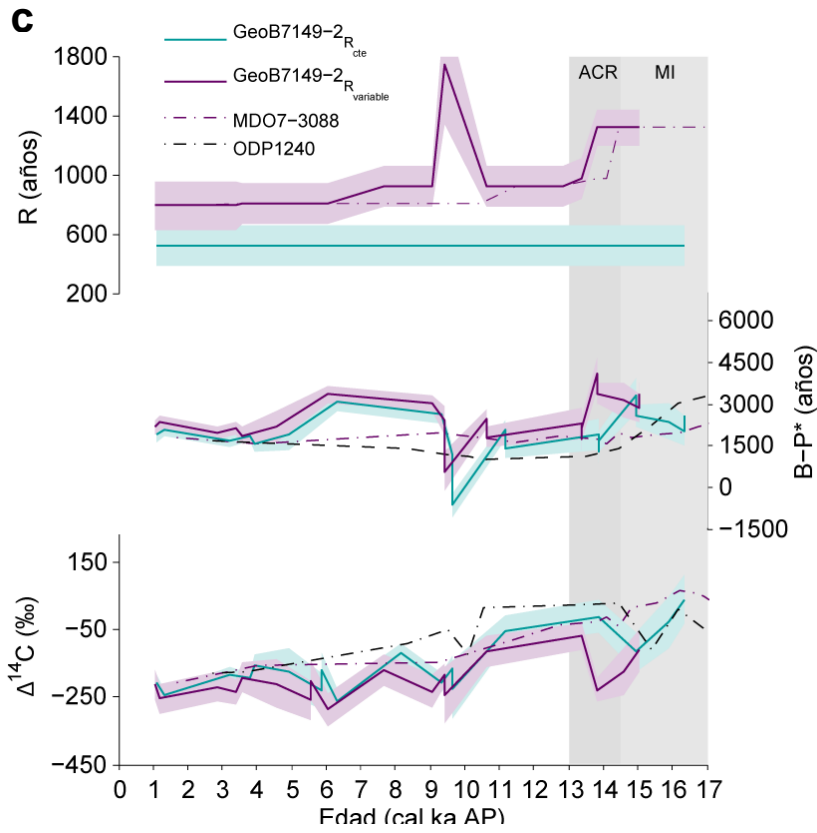
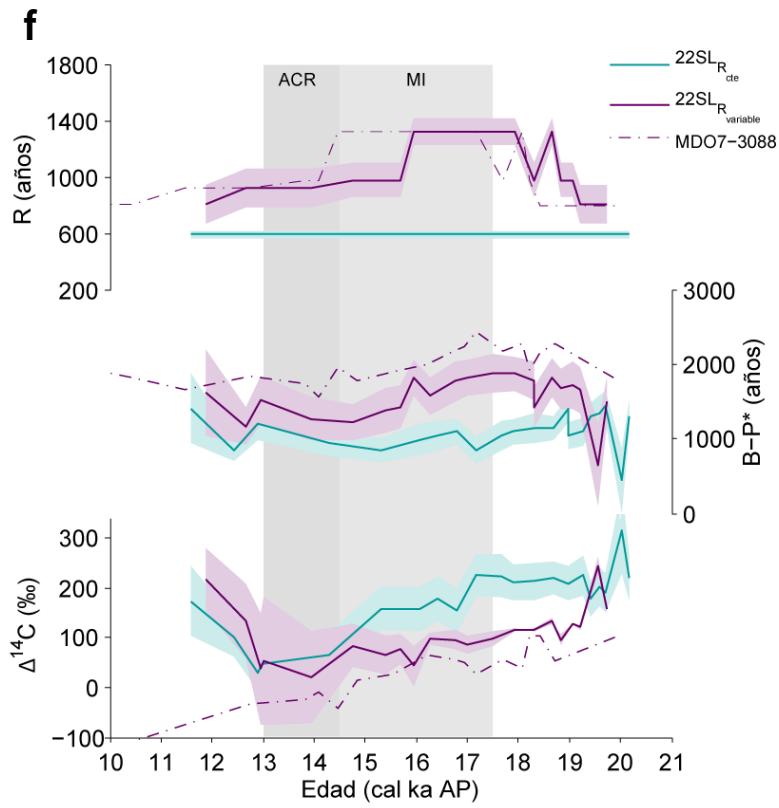
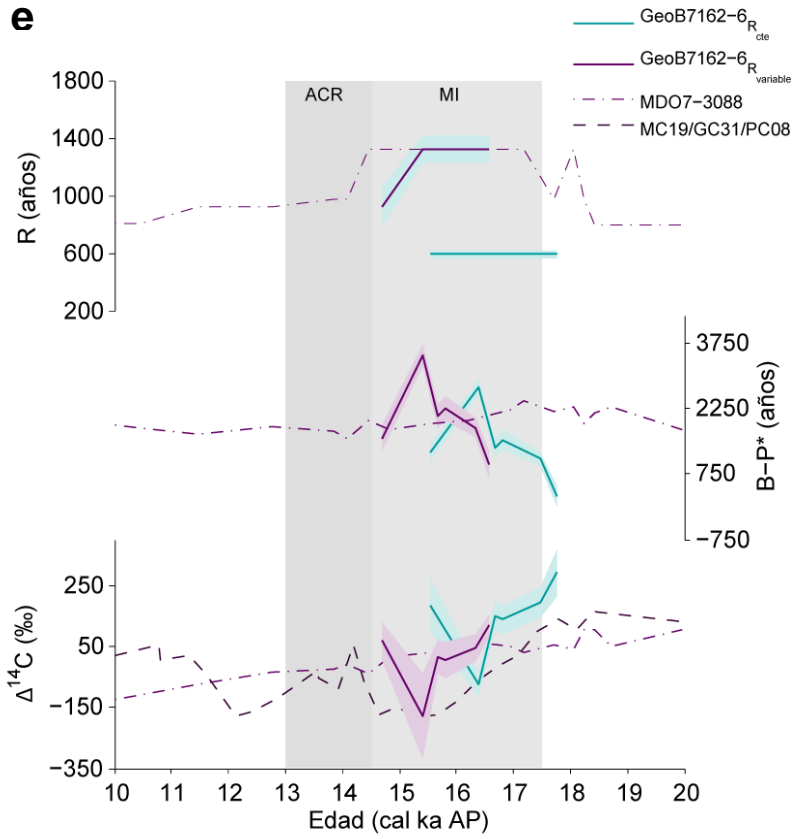


Figura 41 Comparación entre los modelos de edad generados para el testigo para el testigo GeoB 15005-1 (a), GeoB 15004-5 (b), GeoB 7149-2 (c), GeoB 7163-7 (d), GeoB 71962-6 (e) y 22SL (f). En el panel inferior se muestra la variación en el $\Delta^{14}\text{C}$ calculada según Adkins & Boyle (1997), en el panel del medio se muestra *la edad de ventilación aparente calculada como B-P+R y en el panel superior se muestra la edad de reservorio usada en cada modelo junto con la edad de reservorio de Siani et al. (2013). El error asociado a cada medición se muestra como una envoltura del color respectivo a cada registro. También se grafican los registros del testigo MDO7-3088 (Siani et al., 2013) y del ODP1240 (De la Fuente et al., 2015), MC19/GC31/PC08 (Marchitto et al., 2007). Además se incluye intervalos climáticos relevantes, MI: Mystery Interval, ACR: Antarctic Cold Reversal y LGM: Last Glacial Maximum.







6. Discusión

6.1 Modelos de edad y edades de reservorio

6.1.1 Zona Copiapó

Ambos testigos tienen una baja densidad de datos en comparación con los registros de radiocarbono que se grafican junto a ellos, lo que dificulta la evaluación de la fiabilidad de los datos. Sin embargo, es probable que los datos correspondientes a GeoB 15004-5 sean confiables ya que según lo presentado en la sección 4.2 no presenta evidencias de bioturbación ni efecto Barker. Si bien el dato que según los modelos de edad corresponde a ~26 ka cal es similar a los registros de aguas intermedias-profundas usados para comparar (lo que es consistente con la posición de este testigo aumentando la confiabilidad en las dataciones de este) no es posible sacar conclusiones respecto de la circulación oceánica en la zona a partir de este testigo por la baja cantidad de datos.

A pesar de esto, el dato a ~10 ka cal presenta una situación que según lo discutido anteriormente podría corresponder a un aumento en la surgencia, que es coincidente con el único dato de ventilación aparente negativa en GeoB 7149-2 que correspondería a la misma situación. Durante este período registros de acumulación de CaCO_3 y ópalo en el Margen Continental Chileno registran un peak de acumulación que se relaciona a un aumento en la surgencia (Mohtadi & Hebbeln, 2004) que ha sido relacionado a un posible reforzamiento de SEPSA (Vargas et al., 2006).

Por otro lado, el testigo GeoB 15005-1 tiene el mismo problema de baja cantidad de datos, sumado a la probable presencia de bioturbación y efecto Barker según lo discutido en la sección 4.1. Por lo anterior no es posible evaluar la relevancia de las distintas edades de reservorio usadas en esta zona y no se toman en cuenta ninguno de los dos testigos en la discusión siguiente.

6.1.2 Zona Illapel

A grandes rasgos, tanto respecto de la ventilación aparente como de $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente, los modelos son consistentes con ODP1240 y MD07-3088 en el período posterior a 13 ka cal AP, siendo casi idénticos a excepción de dos momentos, uno a ~6 ka cal AP y otro a ~10 ka cal AP. Sin embargo, el modelo de edad “constante” es más consistente con los registros usados para comparar en el período previo a 13 ka cal AP. Esta diferencia podría explicarse por errores intrínsecos del método utilizado para generar los modelos de edad, sin embargo al menos el error entregado por el software *Bacon* es menor que los miles de años, con valores máximos de ~600 años, mientras que la diferencia entre ambos modelos de edad es de ~1500 años. Por otro lado, esta situación puede deberse a que en ese período no fuese la SAAW sino la STW el agua que bañara esta latitud y por lo tanto las edades de reservorio derivadas de MD07-3088 no fuesen adecuadas. Como se discute anteriormente, registros paleoceanográficos describen una expansión hacia el norte de la SAAW durante el UMG, asociada a un desplazamiento hacia latitudes más bajas de la ACC (e.g Ho et al., 2012; Kaiser et al., 2005; Mohtadi & Hebbeln, 2004). Durante la deglaciación en cambio, Kaiser et al (2008) a ~30°S registran un aumento en la temperatura superficial del mar de ~4°C junto con una disminución del gradiente de temperatura en latitudes bajas del Pacífico Oriental, lo que sumado a la aparición de *N. dutertrei* entre 27,5 y 33 °S a aproximadamente 16 ka cal, se interpreta como la advección

de aguas superficiales cálidas de origen ecuatorial AP (Mohtadi & Hebbeln, 2004). Por lo tanto es posible que la zona en cuestión fuese bañada por la STW en el período en que se tienen dataciones de radiocarbono. Además, el testigo ODP1240 se encuentra en la zona ecuatorial donde se origina la STW y durante ese período las edades de reservorio calculadas por De la Fuente et al. (2015) son las más bajas (Figura 12), alcanzando valores cercanos a cero, más consistentes con la edad de reservorio constante utilizada. Por lo anterior se elige el modelo de edad con edad de reservorio constante como el oficial para la discusión en adelante.

6.1.3 Zona Concepción

Lo primero que se observa en 22SL es que el método utilizado para asignar las edades de reservorio no fue totalmente efectivo porque se ve un desfase entre la edad de reservorio de MD07-3088 y la de 22Sl. A pesar de lo anterior tanto en el $\Delta^{14}\text{C}$ como en la ventilación aparente son muy similares cuando se usan las edades de reservorio variables, tal como se describe en Siani et al. (2013), con la salvedad de que aquí B-P se calcula tomando en cuenta la edad de reservorio y resultando en valores distintos a esta publicación, en particular no se ven las dos disminuciones importantes asociadas a un aumento en la ventilación en el SO.

Por otro lado, tanto GeoB 7163-7 como GeoB 7162- si bien no coinciden con MD07-3088 con ninguno de los dos modelos de edad, en el correspondiente a las edades de reservorio de Siani et al., (2013) coinciden con MC19/... que se encuentra a una profundidad similar a GeoB 7162-6 pero en el Pacífico norte, exhibiendo incluso una coincidencia con uno de los mínimos en radiocarbono de MC19/... (los datos no llegan al segundo mínimo), el que es fundamental en la hipótesis del reservorio glacial de Keeling (2007). Por lo tanto a priori, los modelos de edad usando la edad de reservorio variable de los tres testigos parecen ser útiles y se usan en la discusión.

6.2 Circulación oceánica

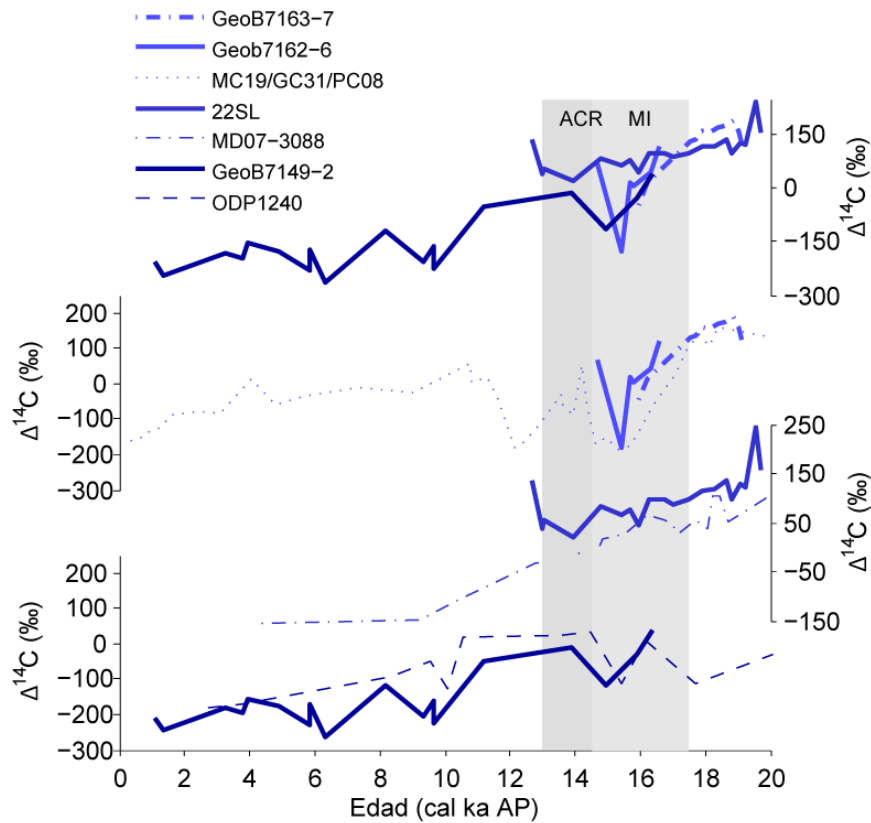


Figura 42 Variaciones en el radiocarbono de los testigos de la zona de Illapel, usando el modelo de edad a partir de calibración de oraminíferos planktónicos con edad de reservorio constante, y de la zona de Concepción usando las edades de reservorio a partir de tefras en el testigo MD07-3088. En el panel superior se agrupan los cuatro testigos mientras que en los tres inferiores se separan por similitud con registros de testigos en el Pacífico: MC19/GC13/PC08 (Marchitto et al., 2007), MD07-3088 (Siani et al., 2013) y ODP1240 (De la Fuente et al., 2015).

La variación en la cantidad de radiocarbono obtenida de los testigos de la zona de Illapel y Concepción, con los modelos de edad elegidos anteriormente, se muestran en la Figura 42 junto con los registros que se usaron para definir la plausibilidad de cada modelo de edad. Estos se encuentran agrupados por comportamiento, mostrándose en distintos paneles, donde azul más oscuro representa mayor profundidad, en el panel superior en cambio se muestran los 4 registros correspondientes a este estudio, juntos para visualizar más fácilmente sus coincidencias y diferencias. Lo que se observa es que los testigos más cercanos actualmente al núcleo de la AAIW (GeoB 7163-7 y GeoB7162-6, Figura 28) pasan de valores mayores a 22SL, es decir un agua más ventilada, de manera análoga a la situación actual, a valores mucho menores a este durante el Mystery Interval con un mínimo a ~15,4 ka ca, lo que es consistente con el testigo MC19/GC31/PC08 (Marchitto et al., 2007), una de las evidencias base de la hipótesis del reservorio glacial (Keeling, 2007). Este empobrecimiento en radiocarbono también se observa en GeoB7149-2 y ODP1240 (De la Fuente et al., 2015) que corresponden a la PDW en el Pacífico Sur Oriental y Oriental Ecuatorial respectivamente, mientras que MD07-3088 y 22SL no presentan esta disminución, lo que indicaría un **origen norte** de la misma.

Al comparar los resultados aquí obtenidos con otros registros en el Pacífico a profundidades intermedias y profundas se obtiene que el comportamiento exhibido por **22SL** es coincidente con el de testigos que corresponden actualmente a lugares donde pasa la **AAIW recién formada** (Figura 43), ya sea en su lugar principal de formación, el Pacífico sur oriental (Burke & Robinson, 2009), o cerca de Nueva Zelanda (Ronge et al., 2015) donde se da forma la llamada SO AAIW (Bostock et al., 2013). En particular la AAIW del Pacífico sur corresponde a dos registros de corales en el Pasaje de Drake, uno de estos es indicado originalmente (Burke & Robinson, 2012) como AAIW con corales entre 318 y 816m, mientras que el otro, con corales entre 695 y 1750 m, se interpreta como UCDW, sin embargo en De la Fuente et al. (2015) se propone que durante el período de glaciación-deglaciación estos representen aguas intermedias de origen en el SO, de manera concordante a lo aquí planteado. Estos registros coinciden en una disminución de su contenido de radiocarbono entre ~18-12 ka cal desde valores más ventilados a valores cercanos a aguas más profundas, por ejemplo como MDO7-3088, lo que en algunas publicaciones ha interpretado como una evidencia del traspaso de la señal de bajo radiocarbono desde aguas profundas a aguas intermedias (Burke & Robinson, 2009; Siani et al., 2013;), sin embargo esta disminución al ser mucho menos pronunciada que en algunos otros registros (Figura 43 (d y e)) también se ha interpretado como un remanente de esta señal que durante la surgencia del agua profunda en el SO y producto del intercambio gaseoso entre el océano superficial y la atmósfera se pierde (Ronge et al., 2015). La evidencia aquí presentada sería contraria a la primera hipótesis, sin que esto signifique que comprueba la segunda, ya que no hay evidencias del reservorio glacial en el sector Pacífico Sur Oriental del SO. Sin embargo, como se muestra en la Figura 43 y Figura 44, hay evidencias en el Dorsal del Pacífico Oriental y en el Pacífico Sur Occidental consistentes con un reservorio glacial, esto sumado al mecanismo de formación de la AAIW propuesto por (McCartney, 1977) hacen posible que la AAIW que se forma en el Pacífico Sur oriental se forme a partir del agua de este reservorio, que por surgencia hacienda a la superficie y avance por la ACC hasta que su densidad sea suficiente para subsidir, intercambiando CO₂ con la atmósfera y por lo tanto aumentando su $\Delta^{14}\text{C}$ durante el proceso.

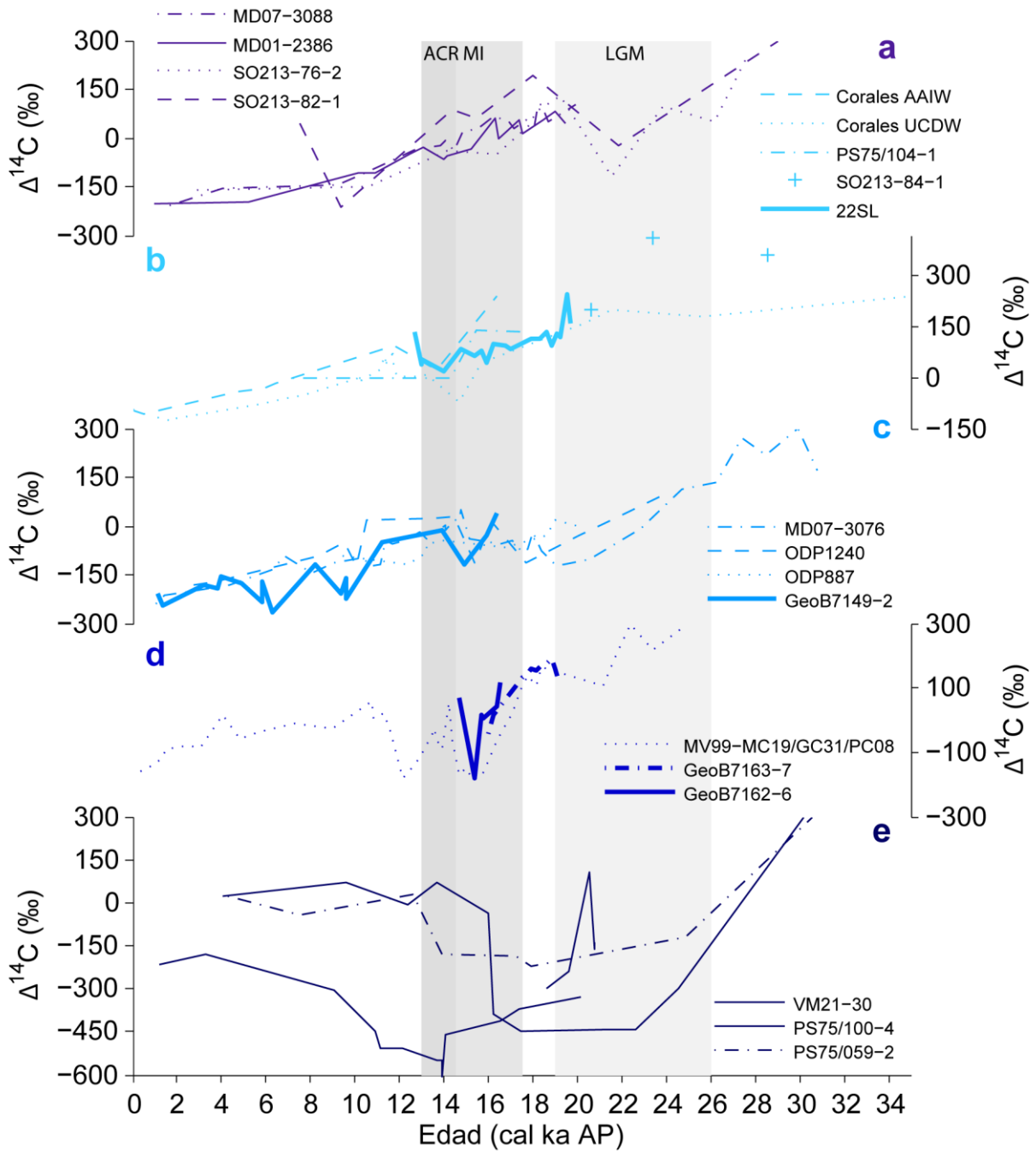


Figura 43 Registros de radiocarbono en el océano Pacífico, Antártico y Atlántico, agrupados según su comportamiento, los que se describen en el texto. La posición de los testigos se muestra en la Figura 56 y en la Tabla 21 en la sección 9.4 de los anexos. Se destacan además intervalos climático relevantes: LGM: Last Glacial Maximum (Último máximo Glacial); MI: Mystery Interval; ACR: Antarctic Cold Reversal (Inversión Fría Antártica); LGM: Último Máximo Glacial.

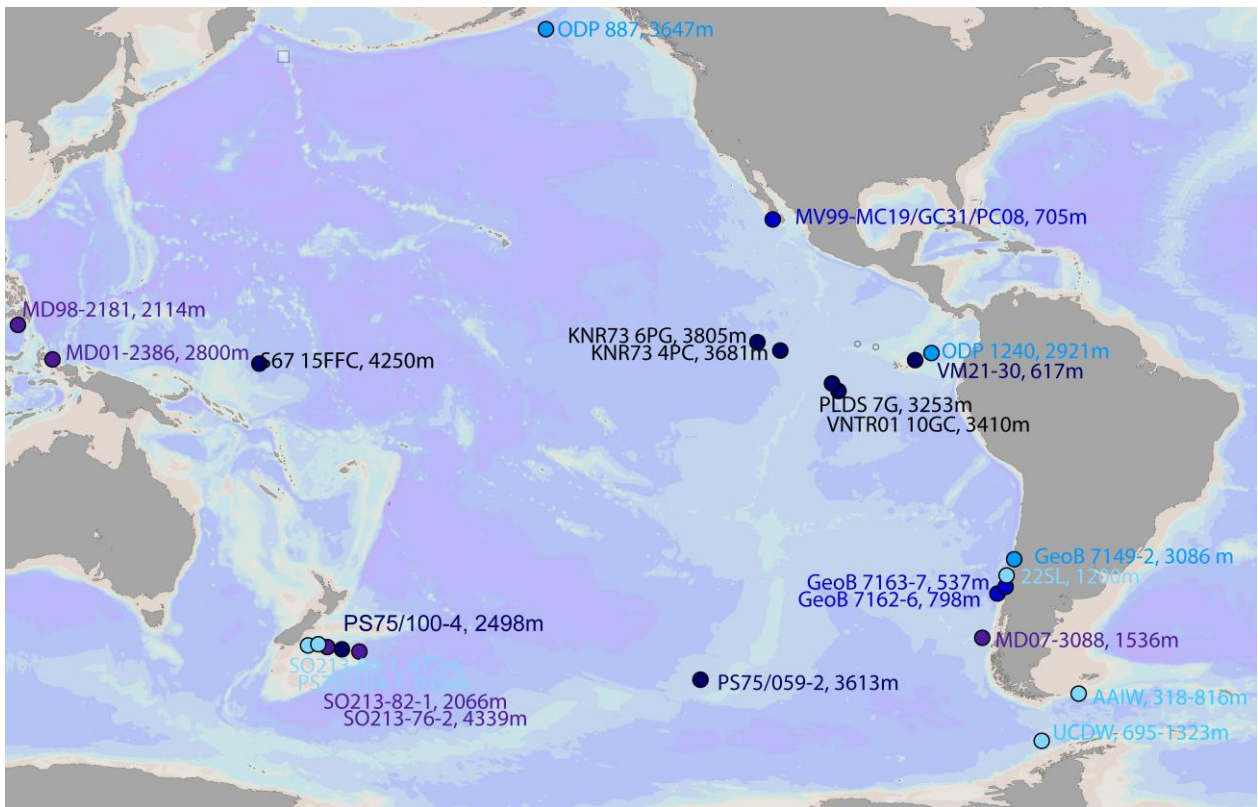


Figura 44 Posición de testigos en el Pacífico con registros de radiocarbono graficados en la Figura 43, los distintos colores corresponden a los distintos comportamientos en la misma Figura 43, el detalle de las publicaciones correspondientes a cada registro se muestra en la Tabla 21 en la sección 9.4.

En este escenario entonces ¿cuál sería el origen del empobrecimiento en radiocarbono en las aguas intermedias a 36°S del Margen Continental Chileno durante el Mystery Interval? Como se discute en la sección 4.3.2.2, es posible que actualmente (y durante el UMG Reyes-Macaya et al., en preparación), circule una masa de agua a profundidades intermedia con dirección al sur cuya signatura isotópica de radiocarbono estaría dada por mezcla entre AAIW y PDW en el ecuador, a esta masa de agua llamaremos EqPIW por la definición de Bostock et al. (2013) más allá de que pueda tener otros nombres en otras publicaciones. Además, Pedro Llanillo (comunicación directa) muestra mediante modelación de velocidades de datos Argo que es posible una circulación hacia el sur a ~500 m de profundidad y que además muy posiblemente esta situación sea análoga en el Pacífico Norte (Figura 45). Otra evidencia a considerar para esclarecer el origen de lo observado corresponde al testigo VM21-30 en el Pacífico Ecuatorial Oriental a 617 m de profundidad, el cual presenta valores de radiocarbono de hasta -600‰ $\Delta^{14}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos (Figura 43). A partir de lo anterior se propone que el origen de la baja signatura de radiocarbono tanto en MC19/GC31/PC08 como en GeoB7162-6 y GeoB7163-7 sería el Pacífico Ecuatorial donde un análogo de la EqPIW se formaría por mezcla de PDW (representada por ODP1240) y Aguas intermedias Ecuatoriales, pero que sería esta última (representada por VM21-30) la que aportaría la baja signatura isotópica (Figura 46) a diferencia de lo que ocurriría actualmente (Bostock et al., 2013). En este

escenario además se resuelve la pérdida de la señal por intercambio de la masa de agua en la superficie con la atmósfera.

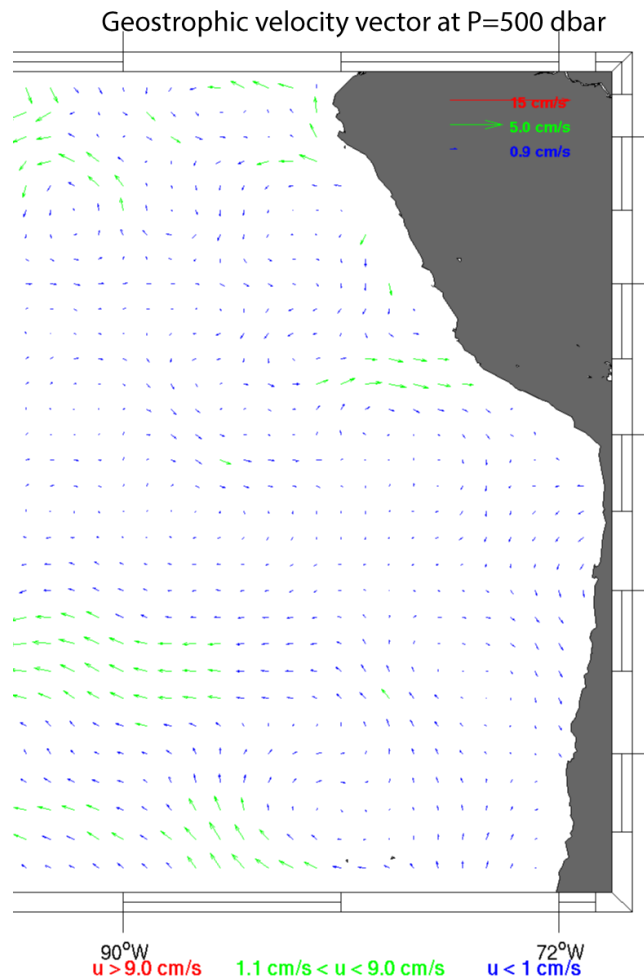


Figura 45 Campos promedios anuales de velocidades geostróficas a partir de datos Argo en el Margen Sudamericano. Pedro Llanillo, comunicación directa.

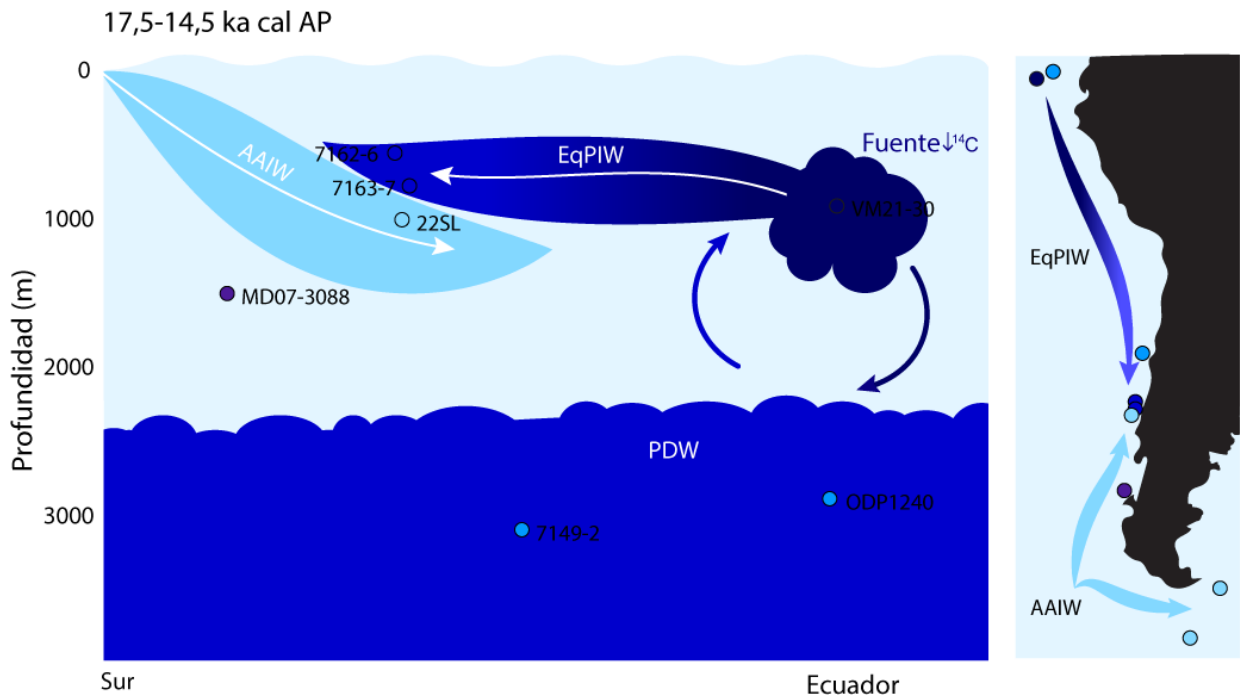


Figura 46 Perfil esquemático que la circulación oceánica en el Margen Continental Chileno durante el Mystery Interval según lo expuesto en el texto. En la figura se muestran los testigos de este estudio GeoB 7162-6 (7162-6) GeoB 7163-7 (7163-7), GeoB 7149-2 (7149-2) y 22SL junto a los testigos del Pacífico Sur mostrados en la Figura 42, un color más oscuro corresponde a una masa de agua con menor radiocarbono y las flechas indican mezcla entre agua intermedia y profunda en el Pacífico Ecuatorial descrita en Bostock et al. (2013).

Aún queda resolver si la información disponible ayuda a esclarecer cuál de las hipótesis que explican el bajo radiocarbono es el origen de lo aquí observado. Como se discute anteriormente, la hipótesis con más desarrollo corresponde a la del reservorio glacial aislado, en la que ocurre un “envejecimiento” de la masa de agua al encontrarse aislada de la superficie, lo que se traduce en una disminución mayor de radiocarbono y del $\delta^{13}\text{C}$ junto al aumento del silicato disuelto por remineralización de materia orgánica (Anderson et al., 2009; Ninnemann & Charles, 2002). En este caso, las variaciones en isótopos de carbono pueden observarse en foraminíferos bentónicos, sin embargo el estudio de la variación del $\delta^{13}\text{C}$ debe hacerse con cuidado ya que no corresponde directamente a la variación en la masa de agua en que estos vivieron producto de efectos vitales que modificarían esta cantidad. Por otro lado, la variación del silicato disuelto es observable en la acumulación de ópalo, sin embargo esto solo es posible si la masa de agua llega a la superficie, en particular a la zona fótica donde habitan las diatomeas y usan el sílice disuelto para formar testas de ópalo (Anderson et al., 2009). En el Margen Continental Chileno hay mediciones de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en testigos a varias profundidades y en particular en GeoB 7163-7 y GeoB 7149-2, el análisis se hace a partir de las mediciones en foraminíferos bentónicos de la especie *Cibicides* ya que registra valores más cercanos a los de las masas de agua en ambos isótopos estables que *Uvigerina*, estos se grafican junto a la variación de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ (Figura 47 y Figura 48) En el caso de GeoB 7163-6 según Reyes-Macaya et al. (en preparación) los datos que registran la disminución de radiocarbono corresponden ya a la deglaciación, lo que se ve en la disminución de $\delta^{18}\text{O}$,

por lo tanto no correspondería a aguas de un reservorio glacial aislado, la variación en $\delta^{13}\text{C}$ en cambio, es mucho menos decidora ya que permanece estable.

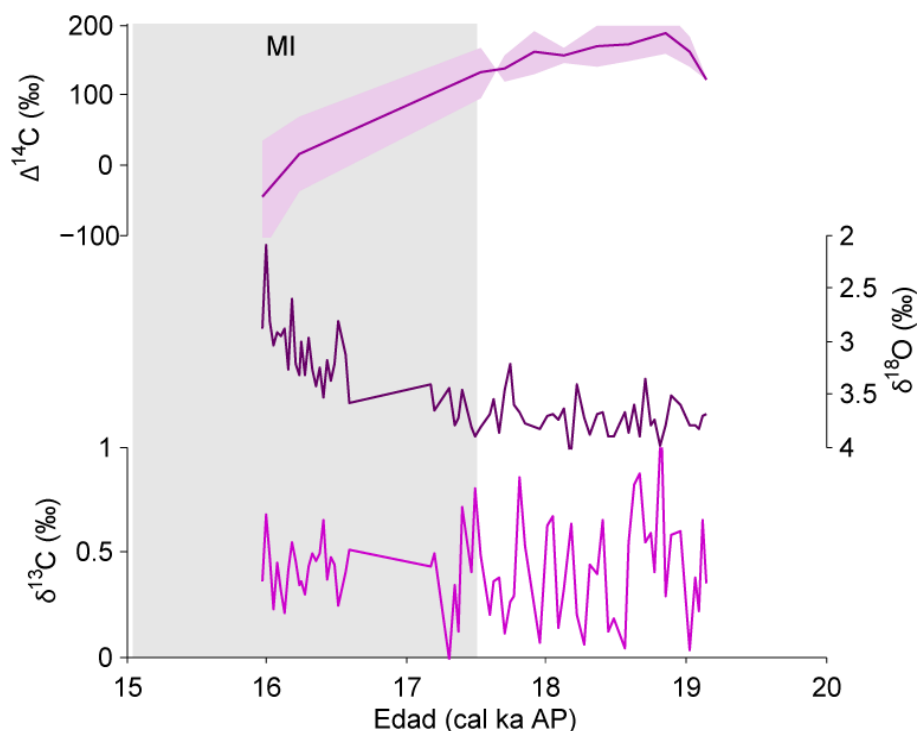


Figura 47 Registros de foraminíferos bentónicos del testigo GeoB 7163-7, representando la masa de agua a 537 m. La cantidad de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ se mide según la ecuación 3, usando dataciones en foraminíferos bentónicos de la especie *Uvigerina peregrina* (Tabla 18), mientras que las mediciones de isótopos estables corresponden a *Cibicidoides* (Tabla 25).

El caso de GeoB 7149-2 es distinto ya que no se reconoce en Reyes-Macaya et al. (en preparación) el paso de la glaciación a la deglaciación porque las dataciones más antiguas corresponden a la deglaciación y porque además como se muestra en la Figura 41 se comporta de manera similar a masas de agua que si bien no muestran un empobrecimiento extremo en radiocarbono, sí muestran una disminución durante el LGM que podría asociarse a una ventilación más lenta de estas aguas (De la Fuente et al., 2015), por lo que independientemente del origen de la baja en radiocarbono, es esperable que tenga bajo $\delta^{13}\text{C}$ durante la deglaciación. Sin embargo, justo en el período donde exhibe el mínimo en radiocarbono coincidente con ODP1240, GeoB 7163-7 y GeoB 7162-6, tiene valores más altos que en el ACR. Reyes-Macaya et al. (en preparación) además, estudiando isótopos estables en estos y otros testigos en el Margen Continental Chileno propone de manera preliminar que de haber una advección de carbono glacial en aguas intermedias o profundas sería a la salida del UMG y cercano ACR coincidiendo con mínimos en $\delta^{13}\text{C}$ e MDO7-3088 (Siani et al., 2013), o sea coincidente a la disminución en radiocarbono observada en los testigos aquí analizados.

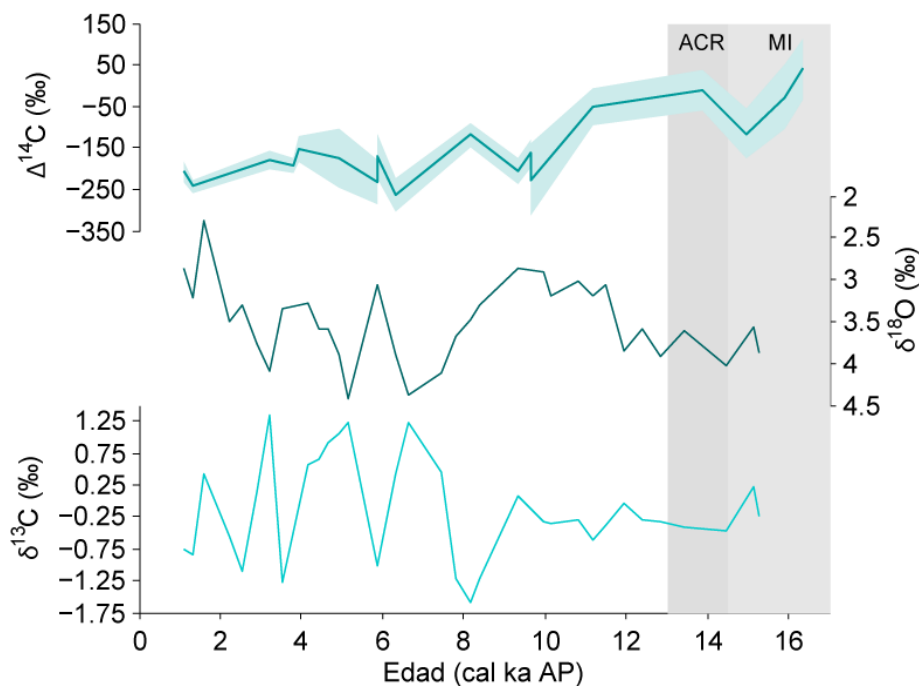


Figura 48 Registros de foraminíferos bentónicos del testigo GeoB 7149-2, representando la masa de agua a 537 m. La cantidad de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ se mide según la ecuación 3, usando dataciones en foraminíferos bentónicos de la especie *Uvigerina peregrina* (Tabla 17), mientras que las mediciones de isótopos estables corresponden a *Cibicidoides* (Tabla 24).

Lo anterior no confirma ni descarta de manera concluyente el origen glacial del mínimo de radiocarbono observado en este estudio sino más bien muestra cómo podría comprobarse o descartarse esta hipótesis a medida que se obtengan más mediciones de isótopos estables y de radiocarbono, además de hacerse el análisis con un mayor conocimiento de los factores que modifican el fraccionamiento isotópico de ^{13}C en foraminíferos, ya que si bien aquí se usan las especies *Cibicidoides* por su mayor equilibrio con la masa de agua que habitan, la información al respecto tampoco es concluyente (Reyes-Macaya et al., en preparación).

Las dos hipótesis restantes en cambio se diferencian de la anterior en que el origen del bajo radiocarbono no corresponde a una masa de agua “vieja” sino a un suministro alto de CO_2 sin radiocarbono desde fuentes hidrotermales. En este caso hay dos categorías para los proxys que ayudan a identificar esta situación, los proxys *in situ*, que corresponden a los que registran un aumento de la actividad hidrotermal y que no avanzan con la masa de agua en su recorrido por el océano y por otro lado, los proxys “móviles”, que corresponderían al efecto del aumento en la presión de CO_2 en la masa de agua, lo que se traduce en la disminución en la concentración de carbonato [CO_3^{2-}] y el aumento del PH de esta. Según la hipótesis aquí propuesta la masa de agua empobrecida en radiocarbono vendría desde el ecuador y por lo tanto debiera observarse en los proxys “móviles”. El único registro relacionado a la variación de [CO_3^{2-}] corresponde a datos de acumulación de CaCO_3 en sedimentos marinos en el Margen Continental Chileno entre 24°S y 33°S a profundidades entre 1498 m y 3267 m, que se usan originalmente para interpretar las variaciones en la productividad (Mohtadi & Hebbeln., 2004). Estos muestran dos tendencias opuestas al norte y sur de 33°S y si bien el testigo a 3267m de profundidad muestra una disminución en el AR de [CO_3^{2-}] coincidente con la baja de radiocarbono en

GeoB7149-2 (a 3086 m) no hay consistencia en las variaciones de los registros, ya que estas están probablemente asociadas a la disponibilidad de nutrientes, foco principal del estudio. Por lo tanto sería útil obtener registros de proxys de $[\text{CO}_3^{2-}]$ como por ejemplo B/Ca, utilizado en Ronge et al. (2015), donde este se utiliza para interpretar la pérdida de CO_2 marino en el SO a través de la ventilación de aguas, la que es simultánea al aumento en el radiocarbono de los testigos que estudian, los que reportan mínimas en radiocarbono de hasta -600‰.

Sin embargo, lo anterior es consistente con ambas hipótesis, por lo tanto es necesario un proxy que permita diferenciarlas, una alternativa podrían ser las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$, ya que este se usa para señalar el paso desde el período glacial a la deglaciación. En el caso en que el bajo radiocarbono tiene su origen en las dorsales oceánicas, este aumento se produciría durante la época glacial, donde el nivel del mar es menor y por lo tanto debiera exhibir una signatura isotópica glacial, mientras que en el caso en que el CO_2 líquido es atrapado por el hidrato de CO_2 , este CO_2 líquido se incorpora a la masa de agua justamente por el aumento de la temperatura y por lo tanto corresponde a una masa de agua de la deglaciación.

7. Conclusiones

A partir del trabajo realizado es posible concluir en primer lugar que a pesar de que las publicaciones disponibles registran edades de reservorio variables durante los últimos 20.000 años y que estas al menos en el Pacífico parecen seguir tendencias similares (De la Fuente et al., 2015), no es correcto asumir a priori que correspondan a las edades de reservorio en los lugares sin datos ya que la sensibilidad de los modelos de edad a estas es grande. En particular en el Margen Continental Chileno es más correcto usar edades de reservorio constantes similares a las actuales al menos desde 33°S al norte para edades de foraminíferos planktónicos menores a 16 ka ¹⁴C y edades de reservorio variables correspondientes a Siani et al. (2013) para testigos al sur de esta latitud.

En segundo lugar, en la zona Copiapó las bajas tasas de sedimentación en conjunto con la datación en los peaks de abundancia de foraminíferos resultan en una cantidad de datos insuficiente para sacar conclusiones respecto de los cambios en la circulación oceánica en la zona. En particular, es probable que exista bioturbación y efecto Barker en el testigo GeoB 15005-1 según los datos tanto de radiocarbono como de isótopos estables, por lo que la información de este testigo no es confiable. El testigo GeoB15004-5 en cambio, no parece presentar ni bioturbación ni efecto Barker y tanto sus datos de isótopos estables como de radiocarbono en *G. inflata* apuntan a la presencia de una masa de agua sub superficial muy empobrecida en radiocarbono con una signatura isotópica glacial durante el Holoceno temprano, de manera sincrónica a lo observado en la zona de Illapel a ~10 ka cal AP. Estos datos además coinciden con un período de aumento de la surgencia costera observada en varias publicaciones (e.g. Vargas et al., 2006, Mohtadi & Hebbeln, 2004), lo que pudiera dar indicios de que es posible que las edades de ventilación negativas representen una situación real en el Margen Continental Chileno, asociado a una importante surgencia de agua subsuperficial extremadamente empobrecida en radiocarbono, incluso más que la AAIW.

En la zona de Illapel los datos son consistentes con registros de masas de aguas empobrecidas en radiocarbono durante la época glacial, probablemente asociado a una menor tasa de ventilación, las que además corresponderían a la parte inferior del frente propuesto en Keigwin & Lehman (2015). La masa de agua que circula por este sector además probablemente advecta carbono disuelto extremadamente empobrecido en radiocarbono durante el MI cuyo origen estaría en el Pacífico Ecuatorial Oriental a profundidades intermedias, sin embargo los registros disponibles no permiten dilucidar ni el origen ni el mecanismo de lo observado. Durante el Holoceno en cambio, se observa una homogenización del Agua Profunda del Pacífico, con lo que el frente mencionado anteriormente desaparece, configurándose la distribución actual de masas de agua.

A profundidades intermedias a la salida del UMG los datos concuerdan con la configuración actual de las masas de agua, con presencia de AAIW entre ~600 m y ~1000 m con el agua más ventilada a 600 m. Durante el MI en cambio, se observa la presencia de un frente, con aguas muy empobrecidas en radiocarbono entre ~600 y ~800 m las que se interpretan como un agua intermedia de origen norte de manera análoga a lo observado en el Pacífico Nororiental (Marchitto et al., 2007), probablemente asociado a la circulación de una masa de agua intermedia análoga a la EqPIW. A 1000 m en cambio se observa una masa de agua relativamente ventilada, consistente regionalmente con AAIW,

lo que sugiere una profundización de esta masa de agua durante este período, concordante con lo observado en el Pacífico Suroccidental (Ronge et al., 2015).

8. Referencias

- Adkins, J. 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography*, 28: 539-561.
- Adkins, J., & Boyle, E. 1997. Changing atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ and the record of deep water paleo-ventilation ages. *Paleoceanography*, 12 (3): 337-344.
- Anderson, R., Ali, S., Bradtmiller, L., Nielsen, S., Fleisher, M., Anderson, B., & Burckle, L. 2009. Wind-driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO_2 . *Science*, 323 (1443).
- Arnold, J. R., & Libby, W. F. 1949. Age determination by Radiocarbon Content: Checks with Samples of Known age. *Science* 110(2869): 678-680.
- Barker, S. W. 2007. Radiocarbon age offsets of foraminifera resulting from differential dissolution and fragmentation within the sedimentary bioturbated zone. *Paleoceanography*, 22(PA2205).
- Bé, A., & Tolderlund, D. 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface water of the Atlantic and Indian Oceans. En B. Turnell, & W. Riedel, *The Micropaleontology of the Ocean* (págs. 105-149). Cambridge University Press.
- Bemis, B., Spero, H., Bijma, J., & Lea, D. 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13(2): 150-160.
- Berger, W. 1970. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8: 111-138.
- Blaauw, M., & Christen, A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6: 457-474.
- Bostock, H., Sutton, P., Williams, M., & Opdyke, B. 2013a. Reviewing the circulation and mixing of Antarctic Intermediate Water in the South Pacific using evidence from geochemical tracers and Argo float trajectories. *Deep-Sea Research I*, 73: 84-98.
- Bostock., H., Opdyke, B., Gagan, M., & Fifield, L. 2004. Carbon isotope evidence for changes in Antarctic Intermediate circulation and ocean ventilation in the southwest Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 19.
- Bradshaw, J. 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean. *Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 10 part 2, 25-64.
- Brandhorst, W. 1971. Condiciones oceanográficas estivales frente a la Costa de Chile. *Revista Biología Marina* 14 (3): 45-84.
- Broecker, W., & Clark, E. 2010. Search for a glacial-age ^{14}C -depleted ocean reservoir. *Geophysical Research Letters*, 7(13).

- Broecker, W., & Peng, T.-H. 1982. *Tracers in the Sea*. Palisades, N.Y.: Lamont-Doherty Earth Observatory.
- Broecker, W., Clark, E., & Barker, S. 2008. Near constancy of the Pacific Ocean surface to mid-depth radiocarbon-age difference over the last 20 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 274: 322-326.
- Broecker, W., Mix, A., & al., e. 1984. Radiocarbon measurements on coexisting benthic and planktic foraminifera shells: potential for reconstructing ocean ventilation times over the past 20,000 years. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B, Beam Interact. Mater Atom* 5: 335-339.
- Burke, A., & Robinson, L. 2012. The Southern Ocean's Role in Carbon Exchange During the Last Deglaciation. *Science*, 335: 557-561.
- Caniupán AM, L. F. 2014. Holocene sea-surface temperature variability in the Chilean fjord region. *Quaternary Research*, 82: 342-353.
- Cerveny, R. 1998. Present climates of South America. En J. Hobbs, *Climates of the Southern Continents: Presentm Past and Future* (págs. 107-135). West Sussex: Wiley.
- Crowley, J., Katz, R. F., Huybers, P., Langmuir, C., & Park, S. 2015. Glacial cycles drive variations in the production of oceanic crust. *Science*, 347 (6227).
- De la Fuente, M., Skinner, L., Calvo, E., Pelejero, C., & Cacho, I. 2015. Increased reservoir ages and poorly ventilated deep waters inferred in the glacial Eastern Equatorial Pacific. *Nature Communications*.
- De Pol-Holz, R., Keigwin, L., Southon, J., Hebbeln, D., & Mohtadi, M. 2010. No signature of abyssal carbon in intermediate waters off Chile during deglaciation. *Nature Geoscience*.
- Denton, G., Heusser, C., Lowell, T., Moreno, P., Andersen, B., Heusser, L., Marchant, D. 1990. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Phys. Geogr.*, 107-153.
- Deuser, W. G. 1987. Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the test of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Results from sediment-trap collections and their paleoceanographic significance. *Journal of Foraminiferal Research*(17): 14-27.
- Euler, C., & Ninnemann, U. S. 2010. Climate and Antarctic intermediate water coupling during the Holocene. *Geology*, 38(7): 647-650.
- Fairbanks, R., Wiebe, P., & Bé, A. 1980. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the Western North Atlantic. *Science*. 207 (4426), 61-63.

- Faribanks, R., Sverdløve, M., Free, R., Wiebe, P., & Bé, A. 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature* 298: 841-844.
- Feely, R. A. 2002. In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Global Biochem. Cycles*, 16(4).
- Fischer et al. 2010. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations—A synthesis. *Quaternary Scientific Review* 29 (1-2), 193-205.
- Fontugne, M., Carré, M., Bentaleb, I., Julien, M., & Lavallée, D. (2004). Radiocarbon reservoir age variations in the south preuvian upwelling during the holocene. *Radiocarbon*, 46(2): 531-537.
- Galbraith, E., Jaccard, S., Pedersen, T., Sigman, D., Haug, G., Cook, M., Francois, R. 2007. Carbon dioxide release from the North Pacific abyss during the last deglaciation. *Nature*, 449: 890-894.
- Gastrich, M. 1987. Ultrastructure of a new intracellular symbiotic alga found within planktonic foraminifera. *Journal of Phycology*(23), 623-632.
- Giraudeau, J. 1993. Planktonic foraminiferal assemblages in surface sediments from the southwest African continental margin. *Marine Geology*, 110: 1-16.
- Gouretski, V., & Koltermann, K. 2004. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*.
- Gunther, E. 1936. A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current . *Discovery Report*, 107-276.
- Hanawa, K., & Talley, L. 2001. Mode Waters. En G. Siedler, J. Church, & J. Gould, *Ocean Circulation and Climate-Observing and Modelling the Global Ocean* (págs. 373-386). San Diego: Academic Press.
- Hand, E. 2015. Seafloor grooves record the beat of the ice ages. *Science*, 347: 593-594.
- Harada, N., Ninnemann, U., Lange, C., Marchant, M., Sato, M., Ahagon, N., & Pantoja, S. 2013. Deglacial-Holocene environmental Changes at the Pacific entrance of the Strait of Magellan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375: 125-135.
- Hebbeln, D. a. 2001. PUCK, Report and preliminary results of RV SONNE Cruise SO-156, Valparaíso (Chile) - Talcahuano (Chile), March 29 - May 14, 2001. Bremen: Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, No. 279.
- Hebbeln, D. a. 2011. Report and preliminary results of RV SONNE Cruise SO-211, Valparaíso - Valparaíso, 2 November – 29 November 2010. ChiMeBo. Bremen: Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, No. 279.

- Hebbeln, D., Marchant, M., Freudenthal, T., & Wefer, G. 2000. Surface sediment distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology*, 164: 119-137.
- Ho, S., Mollenhauer, G., Lamy, F., Martínez-García, A., Mohtadi, M., Gersonde, R., Tiedemann, R. 2012. Sea surface temperature variability in the Pacific sector of the Southern Ocean over the past 700 kyr. *Paleoceanography*, 27(4).
- Hogg, A., Hua, Q., Blackwell, P., Niu, M., Buck, C., Zimmerman, S. 2013. SHCAL13 Southern Hemisphere calibration, 0-50.000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4): 1889-1903.
- Hughen, K., Southon, J., Lehman, S., Bertrand, C., & Turnbull, J. 2006. Marine-derived ¹⁴C calibration and activity record for the past 50.000 years updated from Cariaco Basin. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3216-3227.
- J. Lupton, D. B. 2006. Submarine venting of liquid carbon dioxide on a Mariana Arc volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst.*
- Johnson, R. 1973. Antarctic intermediate water in the South Pacific Ocean. En R. Fraser, *Oceanography of the South Pacific 1972* (págs. 55-69). Wellington: New Zealand National Commission for UNESCO.
- Jordan, T., Kirk-Lawlor, N., Blanco, N., Rech, J., & Consentino, N. 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 MA, Atacama desert, Chile. *Geological Society of America Bulletin*.
- Kaiser, J., Lamy, F., & Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography*, 20(4).
- Kaiser, J., Schefuß, E., Lamy, F., Mohtadi, M., & Hebbel, D. 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2064-2075.
- Keeling, R. 2007. Deglaciation Mysteries. *Science*, 316: 1440-1441.
- Keigwin, L. 2004. Radiocarbon and stable isotope constrains on Last Glacial Maximum and Younger Dryas ventilation in the western North Atlantic. *Paleoceanography* Vol. 19.
- Keigwin, L., & Lehman, S. 2015. Radiocarbon evidence for a possible abyssal front near 3.1 km in the glacial equatorial Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 425: 93-104.
- Kennett, D., Ingram, B., Southon, J., & Wise, K. 2002. Differences in ¹⁴C age between stratigraphically associated charcoal and marine shell from archaic period site of kilometer 4, southern Peru: old wood or old water? *Radiocarbon*, 44: 53-58.
- Kessler, W. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69: 181-217.

- Koutavas, A., & Lynch-Stieglitz, J. 2003. Glacial-interglacial dynamics of the eastern equatorial Pacific cold tongue-Intertropical Convergence Zone system reconstructed from oxygen isotope records. *Paleoceanography*, 18(4): 1089.
- Lamy, F., & de Pol-Holz, R. 2013. Postglacial South Pacific. En S. Elias, & C. Mock, *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3 (págs. 73-85). Amsterdam: Elsevier.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., & Stoner, J. 2004. Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response. *Science*, 304, 1959-1962.
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., & Wefer, G. 2002. High and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography*, 17(2).
- Leth, O., Shaffer, G., & Ulloa, O. 2004. Hydrography of the eastern South Pacific Ocean: results from the Sonne 102 cruise, May-June 1995. *Deep Sea-Research II* 51: 2349-2369.
- Lund, D., & Asimow, P. 2011. Does sea level influence mid-ocean ridge magmatism on Milankovitch timescales? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12.
- Mamayev, O. 1975. Temperature-Salinity analysis of World Ocean Waters. En Elsevier Oceanography Series (Vol. 11). Amsterdam: Elsevier.
- Marchant, M., Hebbeln, D., & Wefer, G. 1998. Seasonal flux patterns of planktic foraminifera un the Peru-Chile Current. *Deep-Sea Research*, 45(7): 1161-1185.
- Marchant, M., Hebbeln, D., & Wefer, G. 1999. High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology*, 161: 115-128.
- Marchitto, T., Scott, J., Ortiz, J., Flückiger, J., & van Green, A. 2007. Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO₂ rise. *Science* 316: 1456-1461.
- Martínez, J., Taylor, I., De Dekker, P., & Barrows, T. 1998. Planktonic foraminifera from eastern Indian Ocean: distribution and ecology in relation to the Western Pacific Warm Pool (WPWP). *Marine Micropaleontology*, 34: 121-151.
- Martínez-Botí, J., Marino, G., Foster, G., Ziveri, P., Hennehan, M., Rae, J., . . . Vance, D. 2015. Boron isotope evidence for oceanic carbon dioxide leakage during the last deglaciation. *Nature Letters*, 518: 219-222.
- Martínez-Mendez et al. 2013. Changes in the advection of Antarctic Intermediate Water to the northern Chilean coast during the last 970 kyr. *Paleoceanography* Vol. 28, 607-618.
- Matsumoto, K. 2007. Radiocarbon-based circulation age of the world oceans. *Journal of Geophysical Research*, 112.

- McCartney, M. S. 1977. Subantarctic Mode Water . *Deep-Sea Research* 24, 103-119.
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L., & Brown-Leger, S. 2004. Collapse and resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428: 834-837.
- Miller, K., Kominz, M., Browning, J., Wright, J., Mountain, G., Katz, M., . . . Pekar, S. 2005. The phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310: 1293-1298.
- Mix, A., Pisias, N., Zahn, R., Rugh, W., Lopez, C., & Nelson, K. 1991. Carbon 13 in Pacific deep and intermediate water, 0-370 ka: implications for ocean circulation and Pleistocene CO₂. *Paleoceanography*, 6(2): 205-226.
- Mohtadi, M., & Hebbeln, D. 2004. Mechanism and variations of the paleoproductivity off northern Chile (24°S-33°S) during the last 40,000 years. *Paleoceanography*, 19.
- Mohtadi, M., Hebbeln, D., & Marchant, M. 2005. Upwelling and productivity along the Perú-Chile Current derived from faunal and isotopic compositions of planktic foraminifera in surface sediments. *Marine Geology*, 216: 107-126.
- Mohtadi, M., Romero, O. E., & Hebbeln, D. 2004. Changing marine productivity off northern Chile (24°S- 33°S) during the last 40,000 years. *Paleoceanography*, 19.
- Molinelli, E. T. 1981. The Antarctic influence on Antarctic Intermediate Water. *Journal of Marine Research* 39: 267-293.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T., Barnola, J.-M. 2001. Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Maximum. *Science*, 291: 112-114.
- Moreno, P., Jacobson, G., Andersen, B.G., Lowell, T., & Denton, G. 1999. Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and the last termination in the Chilean Lake District: a case study from Canal de la Puntilla (41°S). *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography*, 81A (2): 285-311.
- Mortyn, P., & Charles, C. 2003. Planktic foraminiferal depth habitat and $\delta^{18}O$ calibrations: plankton tow results from the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Paleoceanography*, 18(2): 1037.
- Ninnemann, .., & Charles, C. 2002. Changes in the mode of Southern Ocean circulation over the last glacial cycle revealed by foraminiferal stable isotopic variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(2): 383-396.
- Nürnberg, D., Müller, A., & Schneider, R. 2000. Paleo-sea surface temperature calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifera: A comparison to sea surface temperature estimates from Uk^{37} , oxygen isotopes and foraminifera transfer functions. *Paleoceanography*, 15: 124-134.

- Ortiz, J., Mix, A., & Coiller, R. 1995. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleoceanography*, 10(6): 987-1009.
- Ortiz, J., Mix, A., & Collier, R. W. 1995. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleoceanography*, 10(6): 987-1009.
- Ortiz, J., Mix, A., Rugh, W., Watkins, J., & Colliera, R. 1996. Deep-dwelling planktonic foraminifera of the onortheastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic fidequilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4509-4523.
- Ortlieb, L., Vargas, G., & Saliège, J. 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile-southern Peru coast (14-24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research*, 75: 31-103.
- Owen, B. 2002. Marine reservoir age estimates for the far south coast of Peru. *Radiocarbon*, 44: 701-708.
- Pahnke et al. 2008. Abrupt changes in Antarctic Intermediate Water circulation over the past 25,000 years. *Nature Geoscience* 96: 2675-2692.
- Pahnke, K., & Zanh, R. 2005. Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability. *Science* 307: 1,741–1,746.
- Palma, S., & Silva, N. 2004. Distribution of siphonophores, chaetognaths, euphausiids and oceanographic conditions in the fjords and channels of southern Chile. *Deep-Sea Research II* 51: 513-535.
- Piola, A., & Gordon, A. 1989. Intermediate water in the southwestern South Atlantic. *Deep-Sea Research*, 36: 1-16.
- Reichert, D. C. 2004. Final Report SO-161 IEG 2, 3 & 5 SPOC. Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Reid, J. 1962. On circulation phosphate-phosphorous content, and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography* 7: 237-306.
- Reid, J. 1965. Intermediate Waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Oceanographic Studies Vol. 2.
- Reimer, P. J. 2009. Intcal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 years Cal BP. *Radiocarbon*, 51: 1111-1150.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., . . . van der Plicht, J. 2013. INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50.000 year cal BP. *Radiocarbon*, 55(4): 1869-1887.

- Reyes-Macaya, D., De Pol-Holz, R., Martínez-Méndez, G., Hebbeln, D., & Mohtadi, M. Intermediate depth water evolution in the Southern American Margin from the Last Glacial Maximum. Manuscrito en preparación inicial.
- Reyes-Macaya, D., Martínez-Méndez, G., Hebbeln, D., Mohtadi, M., & De Pol Holz, R. Holocene versus Last Glacial Maximum Water mass geometry in the Eastern South Pacific. Manuscrito en preparación.
- Reynolds, L., & Thunell, R. 1985. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar Borth Pacific. *Journal of Foraminiferal Research*, 15 (4) 282-301.
- Robles, F., Alarcón, E., & Ulloa, A. 1976. Las masas de agua en la región norte de Chile y sus variaciones en un período frío (1967) y en períodos cálidos (1969,1971-1973). *FAO Fisheries Report* 185: 94-196.
- Ronge, T., Tiedemann, R., Lamy, R., Kersten, F., Frische, M., Fietzke, J., Southon, J. 2015a. Constraining the extent and evolution of the Southwest Pacific glacial carbon pool. Manuscrito enviado para publicación.
- Rongue, T., Steph, S., Tiedermann, R., Prange, M., Merkel, U., Nürnberg, D., & Kuhn, G. 2015b. Pushing the boundaries: Glacial/interglacial variability of the intermediate and deep waters in the southwest Pacific over the last 350,000 years. *Paleoceanography*, 30.
- Rose, K., Siker, E., Guilderson, T., Shane, P., Hill, T., Zahn, R., & Spero, H. (2010). Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets imply fast deglacial carbon dioxide release. *Nature*, 446, 1093-1097.
- Ruddiman, W. 2008. *Earth's Climate Past and Future*. New York: W.H Freeman and Company.
- Ruth, U., Barnola, J.-M., J., B., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Wolff. 2007. "EDML1": a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years. *Clim. Past*, 3: 475-484.
- Sabine et al. 2004. The oceanic sink for Anthropogenic CO₂. *Science*, 367-371.
- Saenko et al. 2003. On the link between the two modes of the ocean thermohaline circulation and the formation of global-scale water masses. *Journal of Climate* 16 (17): 2,797–2,801.
- Salle, J.-B., Rintoul, S., Matear, R., & Lenton, A. 2012. Localized subduction of anthropogenic carbon dioxide in the Southern Hemisphere oceans. *Nature Geoscience* 5 (8): 579-584.
- Sautter, L., & Thunell, R. 1991. Planktonic foraminiferal response to upwelling and seasonal hydrographic conditions: sediment trap results from San Pedro Basin, Southern California. *Journal of Foraminiferal Research*, 21(4): 347-363.

- Sautter, L., & Thunell, R. 1991. Seasonal variability in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*, 6: 307-334.
- Schlitzer, R. 2009. Ocean Data View software. <<http://odv.awi.de/>>.
- Shackleton, N., Duplessy, J.-C., Arnold, M., Maurice, P., Hall, M., & Cartlidge, J. 1988. Radiocarbon age of last glacial Pacific Deep Water. *Nature*, 335: 708-711.
- Shaffer, G., Olsner, S., & Bjerrum, C. 2004. Ocean subsurface warming as a mechanism for coupling Dansgaard-Oeschger climate cycles and ice-rafting events. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Siani, G., Michel, E., de Pol-Holz, R., Devries, T., Lamy, F., Carel, M., Laurantou, A. 2013. Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation. *Nature Communications*.
- Silva, N., & Konow, D. 1975. Contribución al conocimiento de las masas de agua en el Pacífico Sudoriental Expedición Krill. Crucero 3-4 July-August 1974. *Revista de la Comisión Permanente Pacífico Sur* 3: 63-75.
- Silva, N., & Neshyba, S. 1979. On the southernmost extension of the Perú-Chile Undercurrent. *Deep-Sea Research* 26a: 1378-1393.
- Silva, N., Calvete, C., & Sievers, H. 1997. Características oceanográficas físicas y químicas de canales australes chilenos entre Puerto Montt y laguna San Rafael (Crucero Cumar Fiordo 1). *Ciencia y tecnología del Mar* 20: 23-106.
- Silva, N., Rojas, N., & Fedele, A. 2009. Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile. *Deep-Sea Research II* 56: 1004-1020.
- Skinner, L. 2014. Radiocarbon and CO_2 . [En línea] http://wserv4.esc.cam.ac.uk/pastclimate/?page_id=19 [Consulta 20 de diciembre de 2015]
- Skinner, L., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E., & Barker, S. 2010. Ventilation of the Deep Southern Ocean and Deglacial CO_2 Rise. *Science*, 328: 1147-1151.
- Skinner, L., McCave, I., Carter, L., Fallon, S., Scrivner, A., & Primeau, F. 2015. Reduced ventilation and enhanced magnitude of the deep Pacific carbon pool during the last glacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 411: 45-52.
- Sloyan, B., & Rintoul, S. 2001. Circulation, Renewal, and Modification of Antarctic Mode and Intermediate Water. *Journal of Physical Oceanography* 31: 1005-1030.
- Southon, J., Rodman, A., & True, D. 1995. A comparison of marine and terrestrial radiocarbon ages from northern Chile. *Radiocarbon*, 37: 389-393.

- Spero, H., & Lea, D. 2002. The cause of Carbon Isotope Minimum Events on Glacial Terminations. *Science*, 296: 522-525.
- Stott, L., & Timmermann, A. 2011. Hypothesized Link Between Glacial/Interglacial Atmospheric CO₂ Cycles and Storage/Release of CO₂-Rich Fluids From Deep-Sea Sediment. En A. G. Union, *Abrupt Climate Change: Mechanism, Patterns and Impacts* (págs. 123-138).
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., & Thunell, R. 2002. Super ENSO and Global Climate Oscillations at Millennial Time Scales. *Science*, 297: 222-226.
- Stott, L., Southon, J., Timmermann, A., & Koutavas, A. 2009. Radiocarbon age anomaly at intermediate water depth in the Pacific Ocean during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 24. doi:10.1029/2008PA001690
- Strub, P., Mesias, J., Montecinos, V., Ruttlant, J., & Salinas, S. 1998. Coastal ocean circulation off Western South America. En A. Robinson, & K. Brink, *The Global Coastal Ocean. Regional Studies and Synthesis* (págs. 273-315). New York: Willey.
- Stuiver, M., & Polach, H. 1977. Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon* 19: 355-363.
- Talley, L. 1996. *Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic*. California: Scripps institution of oceanography.
- Talley, L. 1999. Some aspects of ocean heat transport by the shallow,. En U. Clark, S. Webb, & D. Keigwin, *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophysical Monograph Series* (págs. 1-22). Washington D.C.: AGU.
- Talley, L. 2007. *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 2: Pacific Ocean* . (P. C. M. Sparrow, Ed.) South Hampton, U.K.: International WOCE Project Office.
- Thiede, J. 1975. Distribution of foraminifera in surface waters of a coastal upwelling area. *Nature*, 253: 712-714.
- Toggweiler, J. R., & Dixon, K. B. 1991. The Perú Upwelling and the Ventilation of the South Pacific Thermocline. *Journal of Geophysical Research*, 96(C11): 20.467-20.497.
- Tolstoy, M. 2015. Mid-ocean ridge eruptions as a climate valve. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1346-1351.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. 2003. *Regional Oceanography: An Introduction*. Delhi: Daya Publishing House.
- Tsuchiya, M., & Talley, L. 1996. Water-property distribution along an eastern Pacific hydrographic section at 135°W. *Journal of Marine Research* 54: 54-564.
- Tsuchiya, M., & Talley, L. 1998. A Pacific hydrographic section at 88°W: water-property distribution. *Journal of Geophysical Research* 13 (C6): 12899-12918.

- Vargas, G., Rutlant, J., & Ortlieb, L. 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249: 467-483.
- Wiedecke-Hombach, M. a. 2002. Cruise Report Sonne, SO 161/5, SPOC (Subduction Processes of Chile)-Geology-Geochemistry-Heatflow. Hannover: BGR.
- Wijfels, S., Toole, J., & Davis, R. 2001. Revisiting the South Pacific subtropical circulation: A synthesis of World Ocean Circulation Experiment observations along 32°S. *Journal of geophysical research*, 106(C9): 19,481-19,513.
- Wooster, W., & Gilmartin, M. 1961. The Perú-Chile undercurrent. *Journal of Marine Research* 19 (3): 97-122.
- Wyrтки, K. 1963. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography* 8 (4): 313-346.
- Wyrтки, K. 1968. Water masses in the oceans and adjacent seas. En *International Dictionary of Geophysics* (págs. 1-11). Tarrytown, NY: Pergamon Press.

9. Anexos

9.1 Descripciones originales de los Testigos

GeoB 15004-5 Date: 10.11.10 Pos: 27°26.63'S 71°08.90'W
Water Depth: 1200 m Core Length: 263 cm

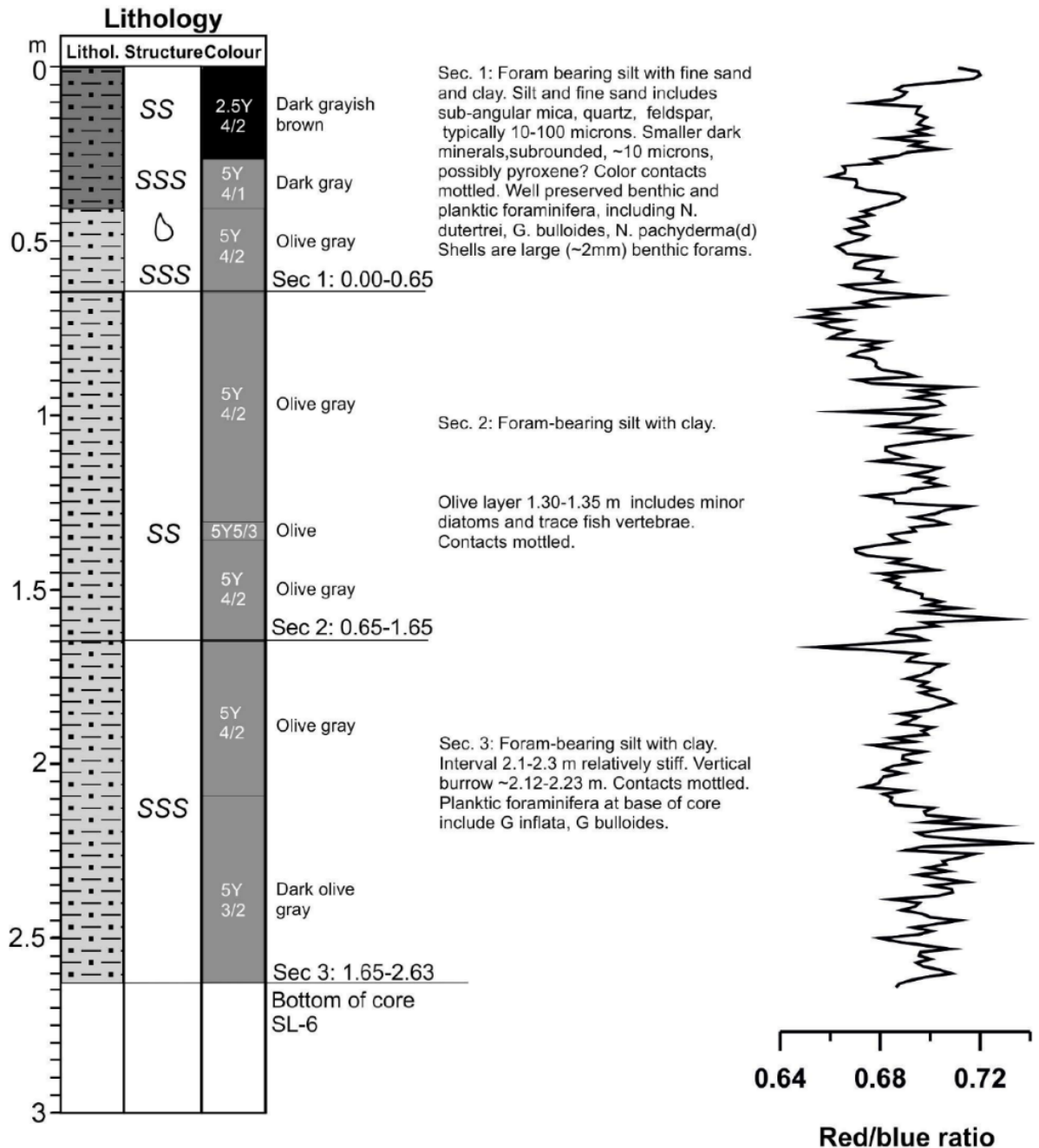


Figura 49 Descripción del testigo GeoB 15004-5 de reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln et al., 2011). La Figura 44 muestra la leyenda.

GeoB 15005-1

Date: 10.11.10 Pos: 27°29.48'S 71°07.58'W
 Water Depth: 955 m Core Length: 207 cm

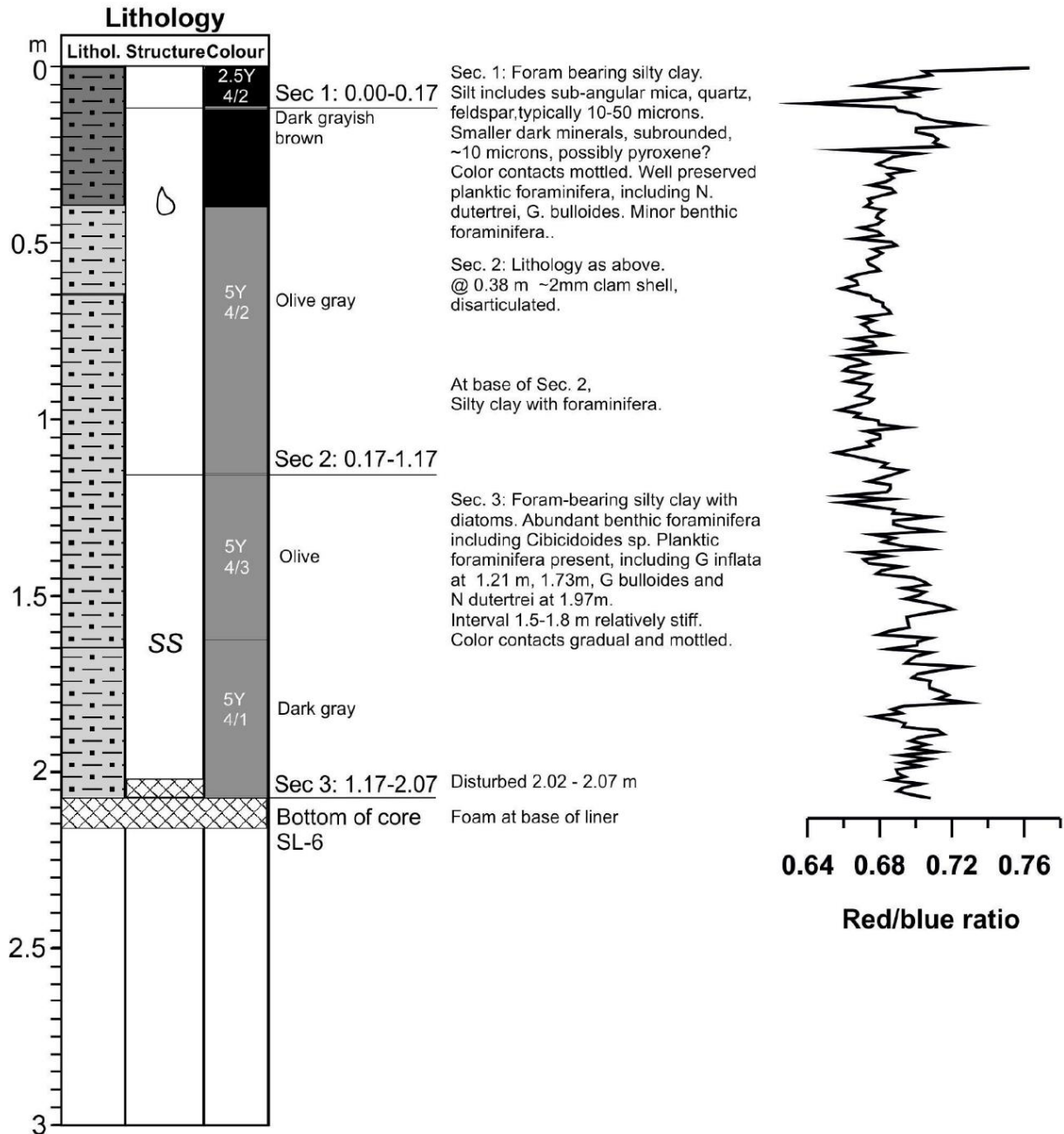


Figura 50 Descripción del testigo GeoB 15005-1 del reporte de la expedición SO-211 (Hebbeln et al., 2011). La Figura 44 muestra la leyenda.

GeoB 7149-2

Date: 16.04.01 Pos: 31°29.14'S 72°00.00'W
 Water Depth: 3086 m Core Length: 419 cm

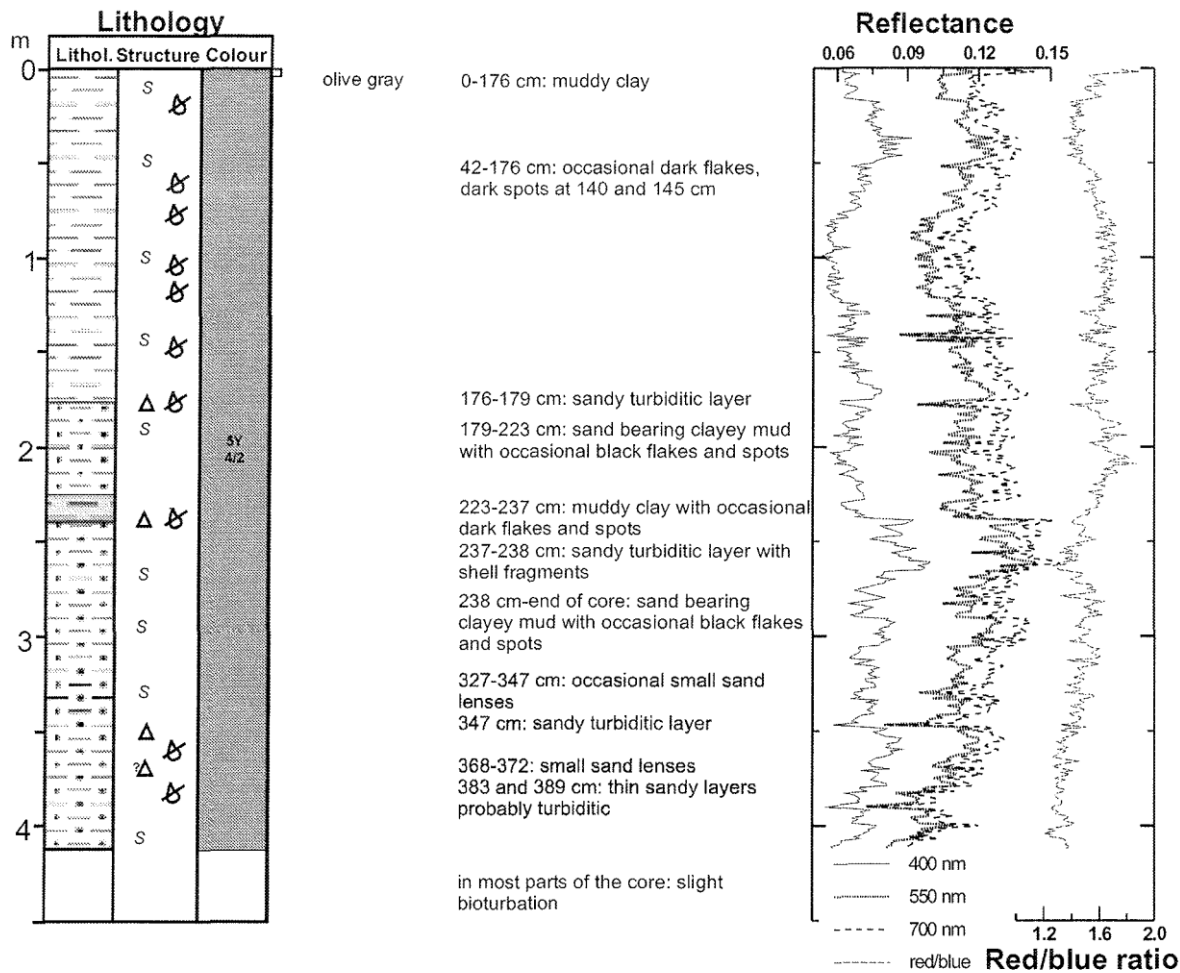


Figura 51 Descripción del testigo GeoB 7149-2 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). La Figura 44 muestra la leyenda.

GeoB 7163-7 Date: 24.04.01 Pos: 36°25.54'S 73°35.73'W
 Water Depth: 537 m Core Length: 558 cm

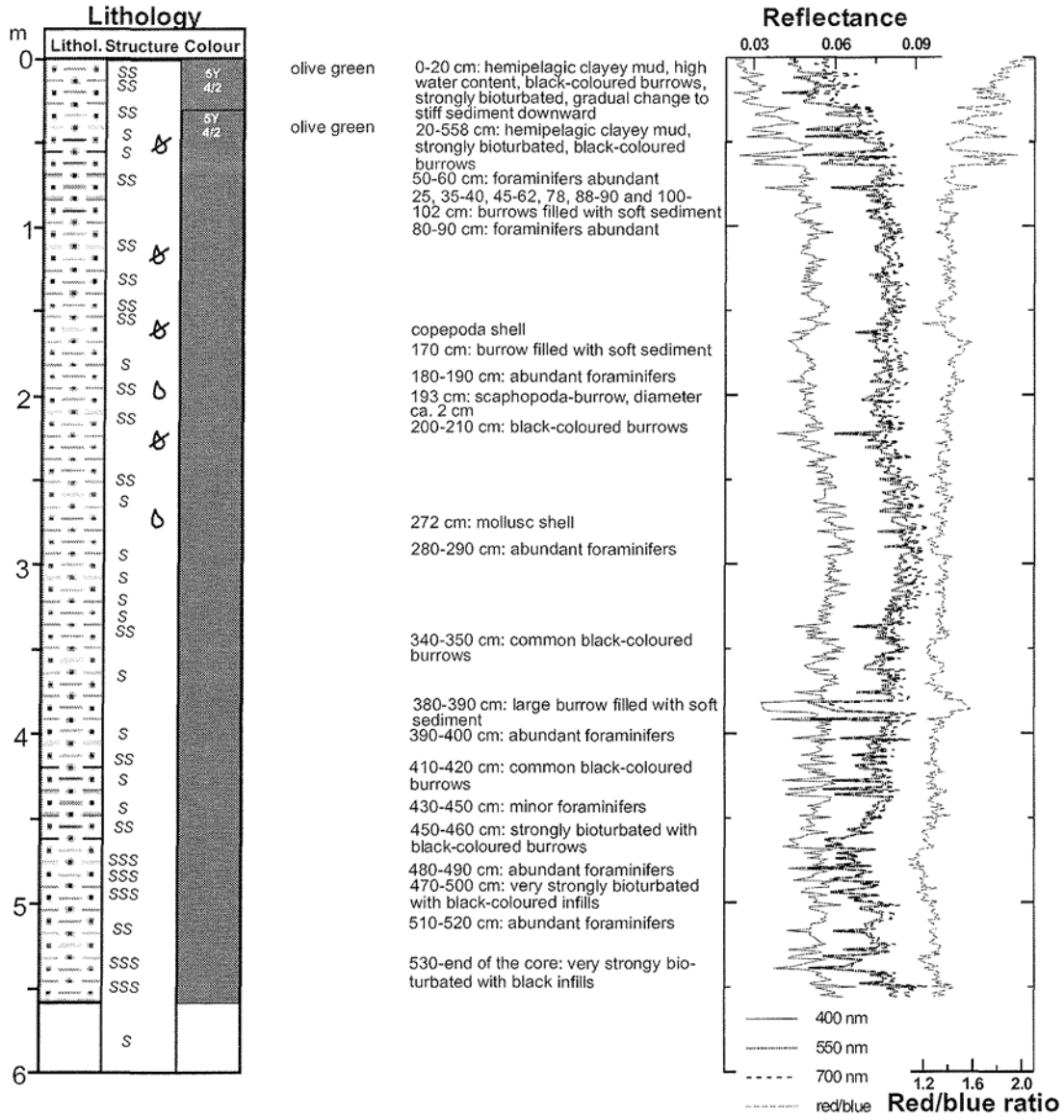


Figura 52 Descripción del testigo GeoB 7163-7 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001)

GeoB 7162-6

Date: 24.04.01 Pos: 36°32.52'S 73°40.02'W
 Water Depth: 798 m Core Length: 569 cm

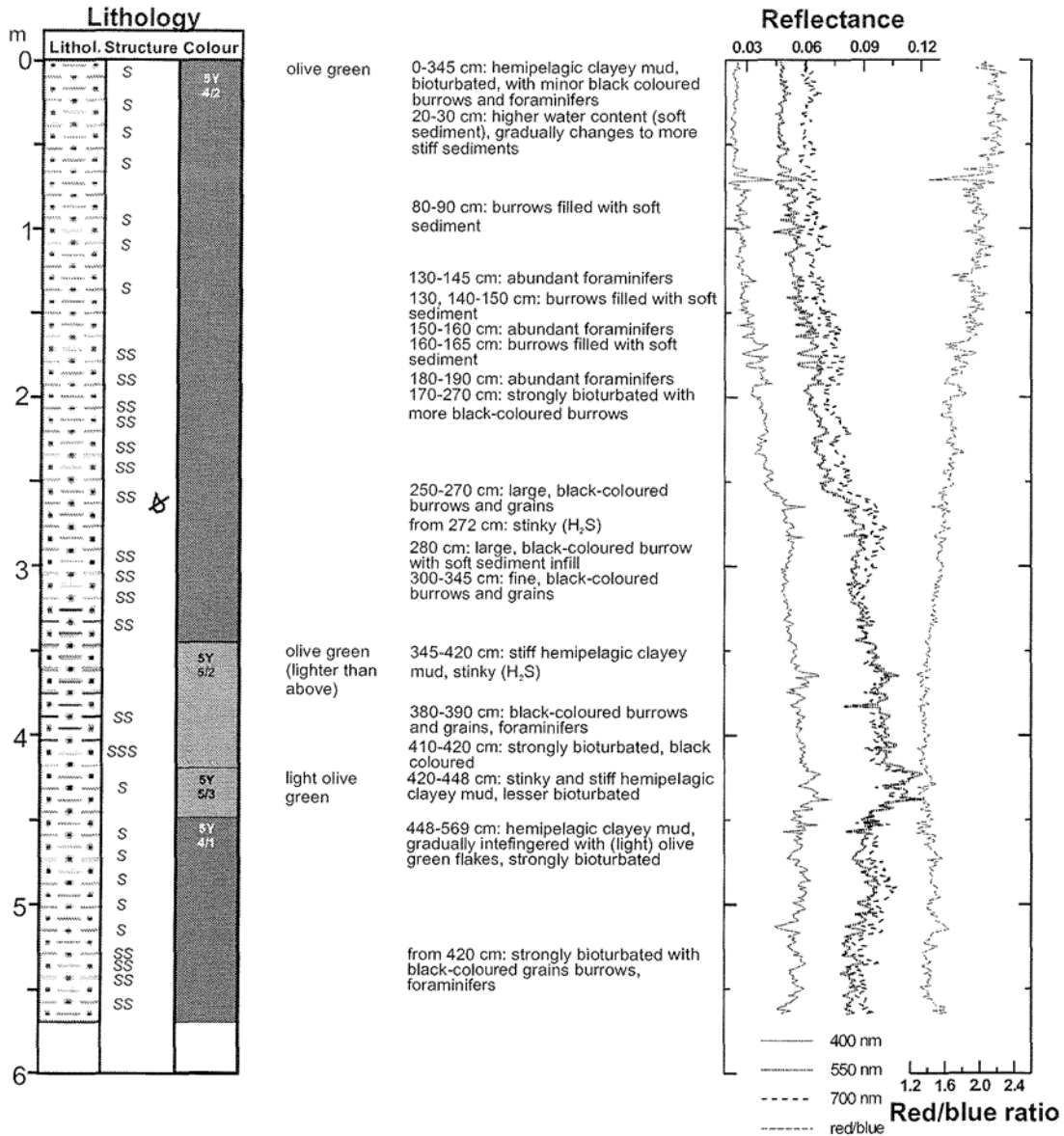


Figura 53 Descripción del testigo GeoB 7162-6 del reporte de la expedición SO-156 (Hebbeln et al., 2001). La leyenda se presenta en la Figura 44.

SO 161-5 22SL Date: 31.12.01 Pos: 36° 13.16'S 73°40.50'W
 Water Depth: 1001 m Core Length: 894 cm

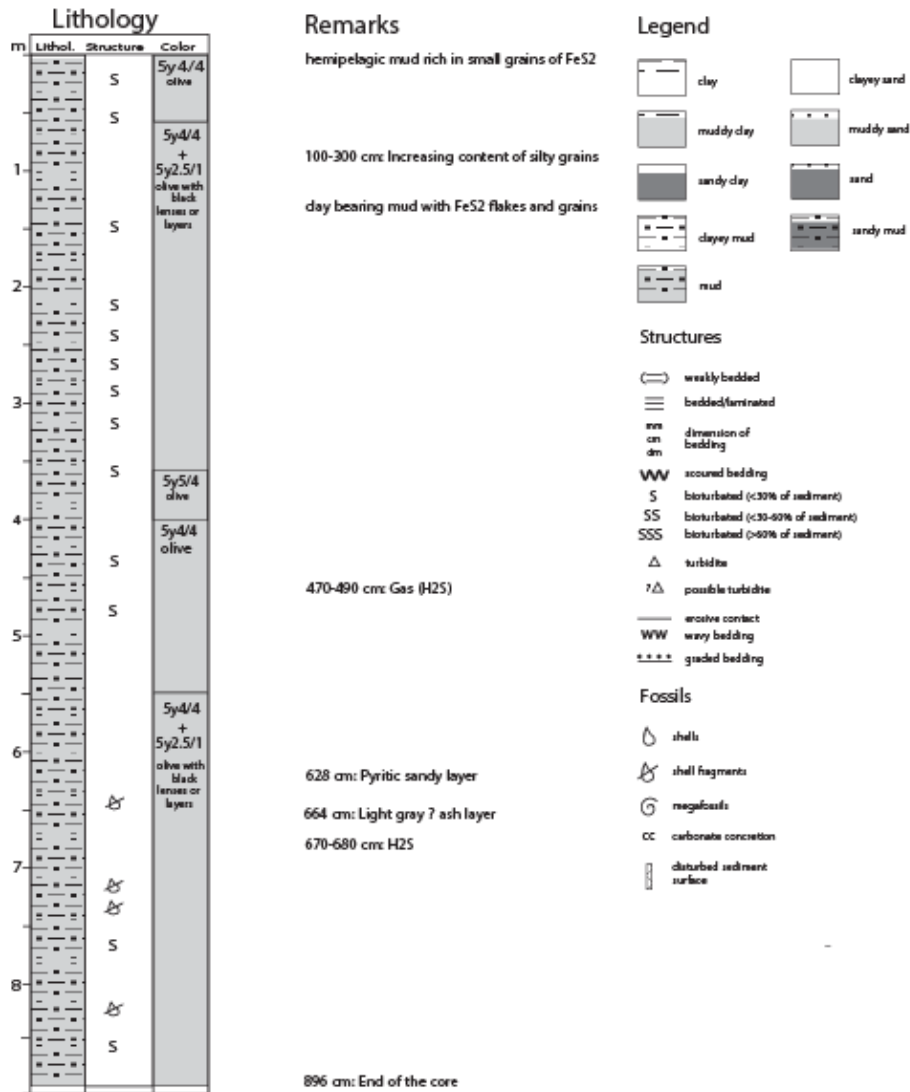


Figura 54 Descripción del testigo So 161-5 22SL del reporte de la expedición SO.161, Leg 5 (Wiedecke-Hombach et al., 2002).

Core Descriptions

Lithology

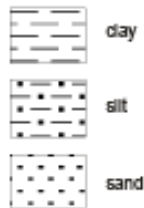
one major component
calcareous



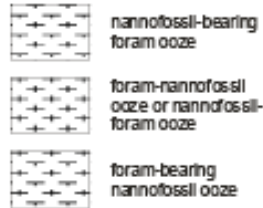
siliceous



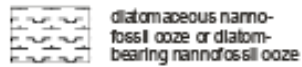
terrigenous



mixtures
calcareous



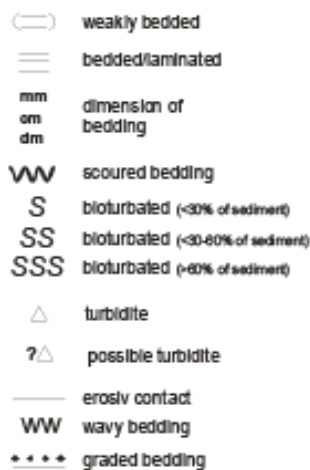
siliceous



terrigenous/volcanic



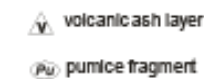
Structures



Fossils



Others



Colour

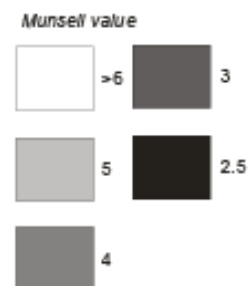


Figura 55 Leyenda de la descripción de los testigos GeoB 15004-5, GeoB 15005-1, GeoB 7149-2, GeoB 7163-7 y GeoB 7162-6. Extraída de (Hebbeln, 2001)

9.2 Dataciones y edades de reservorio

9.2.1 Edad de reservorio actual

Tabla 8 Edades de reservorio de distintas publicaciones utilizadas para estimar la edad de reservorio actual en la zona Copiapó (latitudes desde 19°55'S a 24°S), Illapel (33°S) y Concepción (37°S).

Locación	Edad calendario (años)	Edad ¹⁴ C (años AP)	± (años)	Especie datada	ΔR (años)	± (años)	Publicación
Caserones - 19°55'S	430-600	1580	40	<i>Bird-skin cape Yarn</i>	160	80	Southon et al. 1995
Caserones - 19°55'S	340-530	1690	60	<i>Bird-skin cape Yarn</i>	245	85	Southon et al. 1995
Caserones - 19°55'S	100-340	1850	70	<i>Bird-skin cape Yarn</i>	135	110	Southon et al. 1995
Caserones - 19°55'S	690-900	1270	60	<i>Plant fiber</i>	160	95	Southon et al. 1995
Salitrera Slavonia - 20°50'43"S	1900-1918	835	40	<i>Protothaca thaca</i>	384	33	Ortlieb et al., 2011
Salitrera Buenaventura - 21°49'05"S	1894-1930	645	33	<i>Protothaca thaca</i>	189	28	Ortlieb et al., 2011
Salitrera Prat - 23°04'00"S	1312-1931	540	60	<i>Argopecten purpuratus</i>	89	45	Ortlieb et al., 2011
Salitrera Prat - 23°04'00"S	1312-1932	795	30	<i>Argopecten purpuratus</i>	344	27	Ortlieb et al., 2011
Salitrera Prat - 23°04'00"S	1312-1933	474	32	<i>Argopecten purpuratus</i>	23	28	Ortlieb et al., 2011
Salitrera Prat - 23°04'00"S	1312-1934	598	29	<i>Argopecten purpuratus</i>	147	26	Ortlieb et al., 2011
Antofagasta - 24°	1325	626	34	<i>C. concholepas</i>	175	29	Taylor & Berger, 1967
Promedio					186	53	
Juan Fernández - 33°S	1907	490	30	<i>Arca sp.</i>	40	20	
Bucalemu - 33°S	1954	550	30	<i>Scurria zebrina</i>	80	20	
Valparaíso - 33°S	1956	580	25	<i>Perumytilus purpuratus</i>	110	10	
Valparaíso - 33°S	1953	580	20	<i>Fisurella cumingi</i>	110	10	
Valparaíso - 33°S	1953	730	20	<i>Scurria lacerata</i>	260	10	
Valparaíso - 33°S	1953	450	20	<i>Littorina peruviana</i>	-20	10	
Promedio					97	13	
Penco - 37°S	1893	675	25	<i>Ensis macha</i>	215	10	
Penco - 37°S	1893	625	30	<i>Ensis macha</i>	165	20	
Sn. Vicente - 37°S	1893	645	30	<i>Gary solida</i>	185	20	

Quiriquina Island - 37°S	1948	690	25	<i>Diplodonta inconspicua</i>	220	10
Quiriquina Island - 37°S	1948	675	30	<i>Diplodonta inconspicua</i>	205	20
Quiriquina Island - 37°S	1948	640	25	<i>Purpura xanthostoma</i>	170	10
Promedio					193	15

9.2.2 GeoB 15004-5

Tabla 9 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 15004-5 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Espece	Edad ¹⁴ C (años AP)	1 σ (años)	Profundidad (cm)	R constante (años)	1 σ (años)	R EqPIW Siani (años)	1 σ (años)
Mixed Planktonic Foraminifera	9.660	80	14	604	181	920	135
<i>G. inflata</i>	15.230	130	14				
Mixed Benthonic Foraminifera	12.980	60	14				
<i>G. bulloides</i>	23.010	300	90	604	181	1.700	400
<i>G. inflata</i>	22.820	90	90	604	181	1.700	400
<i>Uvigerina</i>	9.660	80	90				
<i>G. bulloides</i>	29.500	1.100	174	604	181	589	57
<i>G. inflata</i>	29.440	310	174	604	181	589	57
<i>Uvigerina</i>	34.950	810	174				

9.2.3 GeoB 15005-1

Tabla 10 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 15005-1 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Especie	Edad ^{14}C (años AP)	1σ (años)	Profundidad (cm)	R constante (años)	1σ (años)	R Siani (años)	1σ (años)	R Siani EqPIW (años)	1σ (años)
<i>G. bulloides</i>	8920	340	3						
<i>N. dutertrei</i>	2765	25	3	604	181	790	160	790	160
<i>C. kullenbergi</i>	4430	35	14	604	181	805	140	805	140
Mixed Planktonic Foraminifera	10350	180	14						
<i>G. inflata</i>	8870	70	14						
<i>Uvigerina</i>	16790	90	62	604	181	1320	95	1700	400
<i>G. bulloides</i>	16800	90	62	604	181	1320	95	1700	400
<i>G. inflata</i>	16680	270	62						
<i>Uvigerina</i>	27280	300	174	604	181	589	57	589	57
<i>G. bulloides</i>	28780	190	174					1700	400
<i>G. inflata</i>	29320	220	174						

9.2.4 GeoB 7149-2

Tabla 11 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7149-2 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Especia	Edad ^{14}C (años AP)	1σ (años)	Profundidad (cm)	R constante (años)	1σ (años)	R Siani	1σ (años)
<i>N. pachyderma</i>	1570	70	8	520	140	790	160
<i>Uvigerina</i>	2945	35	8				
<i>N. pachyderma</i>	1980	20	13	520	140	790	160
<i>Uvigerina</i>	3530	80	13				
<i>N. pachyderma</i>	2730	25	28	520	140	790	160
<i>N. pachyderma</i>	3585	25	43	520	140	790	160
<i>Uvigerina</i>	4750	60	43				
<i>N. pachyderma</i>	4100	30	53	520	140	790	160
<i>Uvigerina</i>	5435	30	53				
<i>N. pachyderma</i>	4120	70	58	520	140	805	140
Infaunal	5180	90	58				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	4960	240	78	520	140	805	140
<i>Uvigerina</i>	6330	190	78				
<i>Uvigerina</i>	7810	70	98				
Infaunal	7190	25	98				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	6040	80	108	520	140	805	140
<i>Uvigerina</i>	8590	100	108				
Mixed Planktonic Foraminifera	7945	50	133	520	140	920	135
<i>Uvigerina</i>	8975	50	133				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	8750	60	168	520	140	920	135
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	8830	35	173	520	140	920	135
Infaunal	10940	130	173				
<i>G. bulloides</i>	10510	240	178	520	140	1700	400

<i>G. bulloides</i>	11950	220	178	520	140		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	10125	45	178	520	140	1600	100
<i>Uvigerina</i>	10790	70	178				
<i>Uvigerina</i>	11420	630	178				
<i>G. bulloides</i>	10420	120	218	520	140	920	135
<i>G. bulloides</i>	10390	130	218	520	140	920	135
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	9750	120	218	520	140	920	135
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	10410	130	218	520	140	920	135
<i>Uvigerina</i>	11290	90	218				
<i>G. bulloides</i>	10910	50	253	520	140	920	135
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	10820	55	253	520	140	920	135
<i>G. bulloides</i>	12040	60	278	520	140	920	135
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	11910	45	278	520	140	920	135
<i>G. bulloides</i>	12260	120	303	520	140	975	120
<i>G. bulloides</i>	12445	50	303	520	140	975	120
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	12200	240	303	520	140	975	120
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	12810	100	303	520	140	975	120
<i>G. inflata</i>	12570	120	303	520	140	975	120
Infaunal	13580	170	303				
<i>G. bulloides</i>	13090	80	328	520	140	1320	95
<i>G. bulloides</i>	13450	90	328	520	140	1320	95
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	12740	310	328	520	140	1320	95
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	13290	190	328	520	140	1320	95
<i>G. inflata</i>	13400	160	328	520	140	1320	95
Infaunal	15520	160	328				
<i>G. bulloides</i>	13710	60	348	520	140	1320	95
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	13580	100	348	520	140	1320	95
<i>G. bulloides</i>	13470	110	363	520	140	1320	95
<i>G. inflata</i>	10440	290	363	520	140	1320	95
<i>G. bulloides</i>	13850	130	373	520	140	1320	95

Mixed Benthonic Foraminifera	15700	370	373				
<i>G. bulloides</i>	13520	100	403	520	140	1320	95
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	14060	210	403	520	140	1320	95
Mixed Benthonic Foraminifera	15580	180	403				

9.2.5 GeoB 7162-6

Tabla 12 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7162-6 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Especie	Edad ^{14}C (años AP)	1σ (años)	Profundidad (cm)	R constante (años)	1σ (años)	R Siani (años)	1σ (años)
Mixed <i>N. pachyderma</i>	13100	65	252	593	18	920	135
Mixed Planktonic Foraminifera	13750	95	252	593	18		
<i>Uvigerina</i>	14400	70	316	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	16550	80	316	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14350	80	344	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i>	15100	100	344	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14350	75	356	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	15300	110	356	593	18		
<i>G. bulloides</i>	14550	75	372	593	18	1320	95
Mixed <i>N. pachyderma</i>	15050	70	398	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	15550	75	398	593	18		
<i>Uvigerina</i>	15550	75	416	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	15200	150	416	593	18		

9.2.6 GeoB 7163-7

Tabla 13 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 7163-7 , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Especie	Edad ^{14}C	1σ	Profundidad	R constante	1σ	R Siani	1σ
	(años AP)	(años)	(cm)	(años)	(años)	(años)	(años)
Mixed <i>N. pachyderma</i>	13580	220	38	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	14620	80	38	593	18		
<i>Uvigerina</i>	15890	50	38	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	13870	470	68	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	14610	300	88	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i>	15650	70	88	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	15570	570	273	593	18	1320	95
Mixed Planktonic Foraminifera	15430	90	278	593	18	1320	95
<i>G. bulloides</i>	15370	70	288	593	18	1320	95
<i>G. inflata</i>	15330	220	288	593	18	1320	95
<i>G. bulloides</i>	15460	140	303	593	18	1320	95
<i>G. bulloides</i>	15580	80	328	593	18	1320	95
<i>Uvigerina & Boli?</i>	16040	320	328	593	18		
<i>G. bulloides</i>	15950	90	353	593	18	1320	95
<i>G. inflata</i>	15820	60	353	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i>	16170	80	353	593	18		
<i>G. bulloides</i>	15700	180	383	593	18	1320	95
<i>G. inflata</i>	16080	90	383	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i>	16220	70	383	593	18		
<i>G. bulloides</i>	16190	70	408	593	18	1320	95
<i>G. inflata</i>	14720	450	408	593	18		
<i>Uvigerina & Boli?</i>	16460	140	408	593	18		
<i>G. bulloides</i>	16530	90	433	593	18	975	120

<i>G. inflata</i>	16310	180	433	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i>	16590	60	433	593	18		
<i>G. bulloides</i>	16410	150	463	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i>	16790	80	463	593	18		
<i>G. bulloides</i>	16760	170	498	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i>	16930	90	498	593	18		
<i>G. bulloides</i>	16890	90	523	593	18	805	140
<i>G. inflata</i>	16990	90	523	593	18	805	140
<i>Uvigerina</i>	17290	70	523	593	18		
<i>G. bulloides</i>	17560	90	543	593	18	805	140
<i>G. inflata</i>	17430	500	543	593	18	805	140
<i>Uvigerina</i>	17680	70	543	593	18		

9.2.7 22SL

Tabla 14 Dataciones de foraminíferos planktónicos y bentónicos (celdas sombreadas) del testigo GeoB 22SL , también se muestran asociadas a los foraminíferos planktónicos las edades de reservorio (R) usadas para generar los distintos modelos de edad, la edad calendario elegida según lo descrito en el texto, la ventilación aparente a las profundidades donde existan dataciones en foraminíferos planktónicos y bentónicos y $\Delta^{14}\text{C}$ calculado según Adkins & Boyle 1997.

Especie	Edad ^{14}C (años AP)	1σ (años)	Profundidad (cm)	R constante (años)	1σ (años)	R Siani (años)	1σ (años)
Mixed Planktonic Foraminifera	5850	110	133	593	18		
<i>Brizalina</i>	9090	80	203	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	9160	380	253	593	18	805	140
Mixed Planktonic Foraminifera	9970	60	253	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	10510	200	278	593	18	920	135
<i>Uvigerina</i> spp	10470	150	293	593	18	920	135
Mixed Planktonic Foraminifera	11050	55	321	593	18	920	135
<i>Uvigerina</i> spp	11300	55	321	593	18		
SL22-350cm-Benthics 042mgC	11700	100	345	593	18	920	135

Mixed Planktonic Foraminifera	12300	80	345	593	18		
<i>Uvigerina</i> spp	12240	210	350	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	13050	100	425	593	18	920	135
<i>Uvigerina</i> spp	13400	60	425	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	13450	65	491	593	18	975	120
Mixed Benthic	13700	60	491	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14050	90	540	593	18	975	120
Mixed Benthic	14450	90	540	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14200	75	565	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i> spp	14650	90	565	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14650	65	588	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> spp	15150	85	588	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	14800	75	619	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> spp	15050	75	619	593	18		
<i>G bulloides</i>	15100	75	665	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> spp	15550	100	665	593	18		
<i>G bulloides</i>	15350	70	685	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> spp	15850	75	685	593	18		
<i>G bulloides</i>	15700	80	725	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> spp	16250	85	725	593	18		
<i>G bulloides</i>	16000	65	760	593	18	1320	95
<i>G inflata</i>	16550	75	760	593	18		
<i>Uvigerina</i> spp	16100	75	785	593	18	975	120
Mixed Planktonic Foraminifera	16450	75	785	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	16900	70	785	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	16600	70	808	593	18	1320	95
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	17100	90	808	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	16850	75	818	593	18	975	120
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	17550	75	818	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	16800	110	833	593	18	975	120

<i>Uvigerina</i> (Benthic)	17550	90	833	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	16900	85	843	593	18	805	140
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	17750	85	843	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	17400	70	868	593	18	805	140
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	17250	330	868	593	18		
Mixed Planktonic Foraminifera	17300	70	883	593	18	805	140
<i>Brizalina</i>	18000	100	883	593	18		

9.3 Resultados Modelos de edad

9.3.1 GeoB 15004-5

Tabla 15 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 15004-5 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ¹⁴ C (años)	$\sigma_{1\pm}$	Edad cal 'Constante' (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)	Edad cal 'Siani' (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)
Mixed Planktonic Foraminifera	14	9660	80	10209	526	472	9904	790	547
<i>G. inflata</i>	14	15230	130	10209	526	472	9904	790	547
Mixed Benthonic Foraminifera	14	12980	60	10209	526	472	9904	790	547
<i>G. bulloides</i>	90	23010	300	26558	571	742	25504	553	909
<i>G. inflata</i>	90	22820	90	26558	571	742	25504	553	909
<i>Uvigerina</i>	90	24780	440	26558	571	742	25504	553	909
<i>G. bulloides</i>	174	29500	1100	33380	957	11837	33190	1029	12861
<i>G. inflata</i>	174	29440	310	33380	957	11837	33190	1029	12861
<i>Uvigerina</i>	174	34950	810	33380	957	11837	33190	1029	12861

9.3.2 GeoB 15005-1

Tabla 16 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 15005-1 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ¹⁴C (años)	$\sigma_{1\pm}$	Edad cal 'Constante' (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)	Edad cal 'Siani' (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)	Edad cal 'EqPIW' (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)
<i>G. bulloides</i>	340	8920	3	2137	202	243	1925	598	535	1925	629	554
<i>N. dutertrei</i>	25	2765	3	2137	202	243	1925	598	535	1925	629	554
<i>C. kullenbergi</i>	25	1965	3	2137	202	243	1925	598	535	1925	629	554
Mixed Planktonic Foraminifera	35	4430	14	4177	325	326	3918	600	534	3918	603	532
<i>G. inflata</i>	180	10350	14	4177	325	326	3918	600	534	3918	603	532
<i>Uvigerina</i>	70	8870	14	4177	325	326	3918	600	534	3918	603	532
<i>G. bulloides</i>	90	16790	62	19500	454	707	18700	413	587	18700	454	646
<i>G. inflata</i>	90	16800	62	19500	454	707	18700	413	587	18700	454	646
<i>Uvigerina</i>	270	16680	62	19500	454	707	18700	413	587	18700	454	646
<i>G. bulloides</i>	300	27280	174	31262	2108	1233	31175	1879	1281	31175	1666	1316
<i>G. inflata</i>	190	28780	174	31262	2108	1233	31175	1879	1281	31175	1666	1316
<i>Uvigerina</i>	220	29320	174	31262	2108	1233	31175	1879	1281	31175	1666	1316

9.3.3 GeoB 7149-2

Tabla 17 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7149-2 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad (wmean, entregado por el software bacon), con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso 520 ± 140 , en el caso de que haya solo una datación de bentónicos y una de planktónicos, la edad de ventilación aparente aparece en la fila del bentónico, cuando hay más de un planktónico con solo un bentónico aparece en la fila correspondiente a cada planktónico, a 178 cm de profundidad hay dos dataciones de bentónicos con tres de planktónicos, en este caso se escriben dos veces y se muestran en la fila correspondiente a los planktónicos. También se muestra el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculado según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (años)	\pm	Edad cal 'Constante (años)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)	B-P* (años)	$\pm\sigma$	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	$\pm\sigma$
<i>N. pachyderma</i>	8	1570	70	1106	187	248				
<i>Uvigerina</i>	8	2945	35	1106	187	248	1895	175	-208	24
<i>N. pachyderma</i>	13	1980	20	1325	74	58				
<i>Uvigerina</i>	13	3530	80	1325	74	58	2070	220	-244	14
<i>N. pachyderma</i>	28	2730	25	2207	114	158				
<i>N. pachyderma</i>	43	3585	25	3230	138	186				
<i>Uvigerina</i>	43	4750	60	3230	138	186	1685	200	-182	22
<i>N. pachyderma</i>	53	4100	30	3804	145	156				
<i>Uvigerina</i>	53	5435	30	3804	145	156	1855	170	-195	18
<i>N. pachyderma</i>	58	4120	70	3945	225	175				
Infaunal	58	5180	90	3945	225	175	1580	230	-154	30
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	78	4960	240	4917	519	495				
<i>Uvigerina</i>	78	6330	190	4917	519	495	1890	330	-176	70
<i>Uvigerina</i>	98	7810	70	5857	468	538			-232	-232
Infaunal	98	7190	25	5857	468	538			-170	-170
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	108	6040	80	6305	337	312				
<i>Uvigerina</i>	108	8590	100	6305	337	312	3070	240	-264	38
Mixed Planktonic Foraminifera	133	7945	50	8183	204	247				
<i>Uvigerina</i>	133	8975	50	8183	204	247	1550	190	-120	29
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	168	8750	60	9216	192	216				

<i>N. pachyderma</i> (dextral)	173	10940	130	9351	160	180				
Infaunal	173	10940	35	9351	160	180	2630	175	-206	20
<i>G. bulloides</i>	178	10510	240	9632	285	245	1430	380		
<i>G. bulloides</i>	178	11950	220	9632	285	245	-10	360		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	178	10125	45	9632	285	245	1815	185		
<i>Uvigerina</i>	178	10790	70	9632	285	245			-163	34
<i>G. bulloides</i>	178	10510	240	9632	285	245	1430	380		
<i>G. bulloides</i>	178	11950	220	9632	285	245	-10	360		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	178	10125	45	9632	285	245	1815	185		
<i>Uvigerina</i>	178	11420	630	9632	285	245			-226	86
<i>G. bulloides</i>	218	10420	120	11181	249	373	1390	260		
<i>G. bulloides</i>	218	10390	130	11181	249	373	1420	270		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	218	9750	120	11181	249	373	2060	260		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	218	10410	130	11181	249	373	1400	270		
<i>Uvigerina</i>	218	11290	90	11181	249	373			-51	46
<i>G. bulloides</i>	253	10910	50	12235	256	319				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	253	10820	55	12235	256	319				
<i>G. bulloides</i>	278	12040	60	13262	182	260				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	278	11910	45	13262	182	260				
<i>G. bulloides</i>	303	12260	120	13882	237	232	1840	260		
<i>G. bulloides</i>	303	12445	50	13882	237	232	1655	190		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	303	12200	240	13882	237	232	1900	380		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	303	12810	100	13882	237	232	1290	240		
<i>G. inflata</i>	303	12570	120	13882	237	232	1530	260		
Infaunal	303	13580	170	13882	237	232			-11	49
<i>G. bulloides</i>	328	13090	80	14951	345	422	2950	220		
<i>G. bulloides</i>	328	13450	90	14951	345	422	2590	230		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	328	12740	310	14951	345	422	3300	450		

<i>N. pachyderma</i> (dextral)	328	13290	190	14951	345	422	2750	330		
<i>G. inflata</i>	328	13400	160	14951	345	422	2640	300		
Infaunal	328	15520	160	14951	345	422			-116	58
<i>G. bulloides</i>	348	13710	60	15527	273	273				
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	348	13580	100	15527	273	273				
<i>G. bulloides</i>	363	13470	110	15769	260	233				
<i>G. inflata</i>	363	10440	290	15769	260	233				
<i>G. bulloides</i>	373	13850	130	15920	277	265				
Mixed Benthonic Foraminifera	373	15700	370	15920	277	265	2370	510	-28	77
<i>G. bulloides</i>	403	14060	210	16354	420	355	2040	350		
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	403	13520	100	16354	420	355	2580	240		
Mixed Benthonic Foraminifera	403	15580	180	16354	420	355			40	72

9.3.4 GeoB 7163-7

Tabla 18 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7163-7 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad (wmean, entregado por el software bacon), con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 13, en el caso de que haya solo una datación de bentónicos y una de planktónicos, la edad de ventilación aparente aparece en la fila del bentónico, cuando hay más de un planktónico con solo un bentónico aparece en la fila correspondiente a cada planktónico. También se muestra el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculado según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (años AP)	$\pm\sigma_1$	Edad cal (años AP)	Límite superior (años)	Límite Inferior (años)	B-P* (años)	$\pm\sigma$	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	$\pm\sigma$
Mixed <i>N. pachyderma</i>	38	13580	220	15974	256	276	3630	141		
Mixed Planktonic Foraminifera	38	14620	80	15974	256	276				
<i>Uvigerina</i>	38	15890	50	15974	256	276			-45	74
Mixed Planktonic Foraminifera	68	13870	470	16128	251	272				

Mixed Planktonic Foraminifera	88	14610	300	16230	251	262	2360	186		
<i>Uvigerina</i>	88	15650	70	16230	251	262			15	81
Mixed Planktonic Foraminifera	273	15570	570	17202	178	195				
Mixed Planktonic Foraminifera	278	15430	90	17229	174	193				
<i>G. bulloides</i>	288	15370	70	17282	167	187				
<i>G. inflata</i>	288	15330	220	17282	167	187				
<i>G. bulloides</i>	303	15460	140	17371	163	182				
<i>G. bulloides</i>	328	15580	80	17528	165	170	1435	203		
<i>Uvigerina & Boli?</i>	328	16040	320	17528	165	170			132	136
<i>G. bulloides</i>	353	15950	90	17705	157	160	1195	98		
<i>G. inflata</i>	353	15820	60	17705	157	160	1325	90		
<i>Uvigerina</i>	353	16170	80	17705	157	160			138	66
<i>G. bulloides</i>	383	15700	180	17922	169	159	1495	131		
<i>G. inflata</i>	383	16080	90	17922	169	159	1115	95		
<i>Uvigerina</i>	383	16220	70	17922	169	159			161	66
<i>G. bulloides</i>	408	16190	70	18132	181	175	1245	114		
<i>G. inflata</i>	408	14720	450	18132	181	175	2715	281		
<i>Uvigerina & Boli?</i>	408	16460	140	18132	181	175			156	90
<i>G. bulloides</i>	433	16530	90	18364	194	200	1035	93		
<i>G. inflata</i>	433	16310	180	18364	194	200	1255	130		
<i>Uvigerina</i>	433	16590	60	18364	194	200			169	73
<i>G. bulloides</i>	463	16410	150	18364	194	200	1355	20		
<i>Uvigerina</i>	463	16790	80	18597	198	206			173	81
<i>G. bulloides</i>	498	16760	170	18597	198	206	1145	130		
<i>Uvigerina</i>	498	16930	90	18854	207	209			189	87
<i>G. bulloides</i>	523	16890	90	18854	207	209	1375	96		
<i>G. inflata</i>	523	16990	90	19029	221	207	1275	96		
<i>Uvigerina</i>	523	17290	70	19029	221	207			162	81
<i>G. bulloides</i>	543	17560	90	19029	221	207	1095	96		
<i>G. inflata</i>	543	17430	500	19148	239	222	1225	300		

<i>Uvigerina</i>	543	17680	70	19148	239	222		123	82
------------------	-----	-------	----	-------	-----	-----	--	-----	----

9.3.5 GeoB 7162-6

Tabla 19 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7162-6 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 14 y el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculados según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (años AP)	$\pm\sigma_1$	Edad cal (años AP)	Límite superior (años)	Límite inferior (años)	B-P* (años)	$\pm\sigma$	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	$\pm\sigma$
Mixed Planktonic Foraminifera	252	13100	65	14683	389	550	1970	86		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	252	13750	95	14683	389	550			67	145
Mixed Planktonic Foraminifera	316	14400	70	15395	271	290	3470	82		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	316	16550	80	15395	271	290			-180	72
Mixed Planktonic Foraminifera	344	14350	80	15667	241	245	2070	92		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	344	15100	100	15667	241	245			16	85
Mixed Planktonic Foraminifera	356	14350	75	15791	235	235	2270	94		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	356	15300	110	15791	235	235			6	85
Mixed Planktonic Foraminifera	372	14550	75	15984	246	238				
Mixed Planktonic Foraminifera	398	15050	70	16344	279	282	1820	80		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	398	15550	75	16344	279	282			42	90
Mixed Planktonic Foraminifera	416	15550	75	16568	336	321	970	111		
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	416	15200	150	16568	336	321			119	131

9.3.6 22SL

Tabla 20 Edades asignadas a cada profundidad del testigo GeoB 7162-6 según los distintos modelos de edad, correspondientes al promedio del intervalo de profundidad, con el límite superior e inferior asociado. Además se entrega la edad de ventilación corregida por la edad de reservorio usada en el modelo, en este caso las correspondientes a R Siani en la Tabla 15 y el $\Delta^{14}\text{C}$ equivalente de aguas profundas calculados según la Ecuación 1 usando las dataciones en foraminíferos bentónicos.

Especie	Profundidad (cm)	Edad ^{14}C (años AP)	$\pm\sigma_1$	Edad cal (años AP)	Límite superior (años)	Límite Inferior (años)	B-P* (años)	$\pm\sigma$	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	$\pm\sigma$
Mixed Planktonic Foraminifera	253	9160	380	11323	513	697	1170	90		
<i>Brizalina</i>	253	9970	60	11323	513	697			137	182
Mixed Planktonic Foraminifera	278	10510	200	11592	470	641				
Mixed Planktonic Foraminifera	293	10470	150	11769	455	620				
Mixed Planktonic Foraminifera	321	11050	55	12152	368	499	1730	235		
<i>Uvigerina</i> spp.	321	11300	55	12152	368	499			66	125
Mixed Planktonic Foraminifera	345	11700	100	12524	306	440	1575	101		
<i>Uvigerina</i> spp.	345	12300	80	12524	306	440			-16	108
SL22-350cm-Benthics .042mgC	350	12240	210	12600	310	437				
Mixed Planktonic Foraminifera	425	13050	100	13729	302	321	1325	97		
<i>Uvigerina</i> spp.	425	13400	60	13729	302	321			-7	90
Mixed Planktonic Foraminifera	491	13450	65	14581	327	330	1225	86		
<i>Uvigerina</i> spp.	491	13700	60	14581	327	330			60	100
Mixed Planktonic Foraminifera	540	14050	90	15213	307	285	1720	92		
Mixed Benthic	540	14450	90	15213	307	285			43	98
Mixed Planktonic Foraminifera	565	14200	75	15564	277	276	1770	87		
Mixed Benthic	565	14650	90	15564	277	276			61	95
Mixed Planktonic Foraminifera	588	14650	65	15946	272	276	1820	83		
<i>Uvigerina</i> spp.	588	15150	85	15946	272	276			44	91
Mixed Planktonic Foraminifera	619	14800	75	16466	349	318	1570	82		
<i>Uvigerina</i> spp.	619	15050	75	16466	349	318			126	112
Mixed Planktonic Foraminifera	665	15100	75	17467	236	301	1038	73		

<i>Uvigerina</i> spp.	665	15550	100	17467	236	301		194	107
<i>G. bulloides</i>	685	15350	70	17795	194	235	1088	67	
<i>Uvigerina</i> spp.	685	15850	75	17795	194	235		197	84
<i>G. bulloides</i>	725	15700	80	18281	187	205	1288	62	
<i>Uvigerina</i> spp.	725	16250	85	18281	187	205		208	83
<i>G. bulloides</i>	760	16000	65	18672	146	157	1338	83	
<i>Uvigerina</i> spp.	760	16550	75	18672	146	157		220	68
<i>G. bulloides</i>	785	16100	75	18960	172	158	1438	70	
<i>G. inflata</i>	785	16450	75	18960	172	158	438	195	
<i>Uvigerina</i> spp.	785	16900	70	18960	172	158		209	69
Mixed Planktonic Foraminifera	808	16600	70	19276	183	184	1288	71	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	808	17100	90	19276	183	184		225	82
Mixed Planktonic Foraminifera	818	16850	75	19415	180	179	1088	60	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	818	17550	75	19415	180	179		178	73
Mixed Planktonic Foraminifera	833	16800	110	19589	181	180	1138	68	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	833	17550	90	19589	181	180		203	80
Mixed Planktonic Foraminifera	843	16900	85	19701	188	179	1138	58	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	843	17750	85	19701	188	179		190	78
Mixed Planktonic Foraminifera	868	17400	70	20014	199	207	1388	60	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	868	17250	330	20014	199	207		315	173
Mixed Planktonic Foraminifera	883	17300	70	20169	208	206	1038	60	
<i>Uvigerina</i> (Benthic)	883	18000	100	20169	208	206		220	92

9.4 Testigos de otros estudios

Tabla 21 Posición y publicaciones de las dataciones de radiocarbono de otros testigos usados para la discusión regional, en la Figura 56 se muestra su posición en el mapa.

Testigo	Profundidad (m)	Latitud	Longitud	Masa de agua	Proxy	Publicación
---------	--------------------	---------	----------	--------------	-------	-------------

Cruise LMG06-05 Dredge 9	318	54°29'6"S	62°12'50"W	AAIW	Corales para edad de reservorio superficial	Burke and Robinson, 2012
Cruise NBPO805 Dredge TBo4 VM21-30	816	54°44'2"S	62°13'W	AAIW	Corales para edad de reservorio	Burke and Robinson, 2013
	617	1°1'60"S	89° 7' W	Agua intermedia EEP	¹⁴ C	Stott et al, 2009
MV99-C19/GC31/PC08	705	23°4'60"N	111°6'W	Agua intermedia NP	¹⁴ C	Marchitto et al, 2008
PS75-104-1	835	44°46'9,012"S	174°31'31,8"E	AAIW	¹⁴ C	Rongue et al, 2015b
SO213-84-1	972	45°7'30"S	174° 34' 55"E	AAIW	$\delta^{13}\text{C}$ (<i>C wuellerstorfi</i>)	Rongue et al, 2015a
FR 1/97 GC-12	990	23°34'S	153°47'E	AAIW	¹³ C (<i>G ruber</i> /Mix <i>Cibicidoides</i>)	Bostock et al, 2004
MDO7 3088	1536	46°S	75°W	PCW-AAIW	¹⁴ C y tefra para edad de reservorio	Siani et al, 2013
SO213-82-1	2066	45°46'39,18"S	176°36'7,32"E	UCDW	¹⁴ C	Rongue et al, 2015b
TR163-19	2348	2°16'N	90°57'W	EUC	$\delta^{13}\text{C}$ (<i>N dutertrei</i>)	Spero & Lea, 2002
PS75/100-4	2498	45°45'25"S	177° 8' 56" E	UCDW	¹⁴ C	Rongue et al, 2015b
MDO1-2386	2800	1°N	130°E		¹⁴ C	Broecker et al, 2008
ODP1240	2921	0°01,31'N	86°27,76'W	PDW	¹⁴ C	De la Fuente et al, 2015
TR163-31B	3210	3°37'S	83°58'W	PDW	¹⁴ C	Shackleton 1988
PS75/059-2	3613	54°12'54"S	125° 25' 32"W	PDW	¹⁴ C	Rongue et al, 2015b
ODP887	3647	54,37°N	145,45°W		¹⁴ C	Galbraith et al, 2007
MDO7-3076 CQ	3770	44°4'S	14°13'W		$\delta^{13}\text{C}$ y tefra para edad de reservorio superficial	Skinner et al, 2010
SO213-76-2	4339	46°12'59,88"S	178°1'40,2"W	LCDW	¹⁴ C	Rongue et al, 2015b

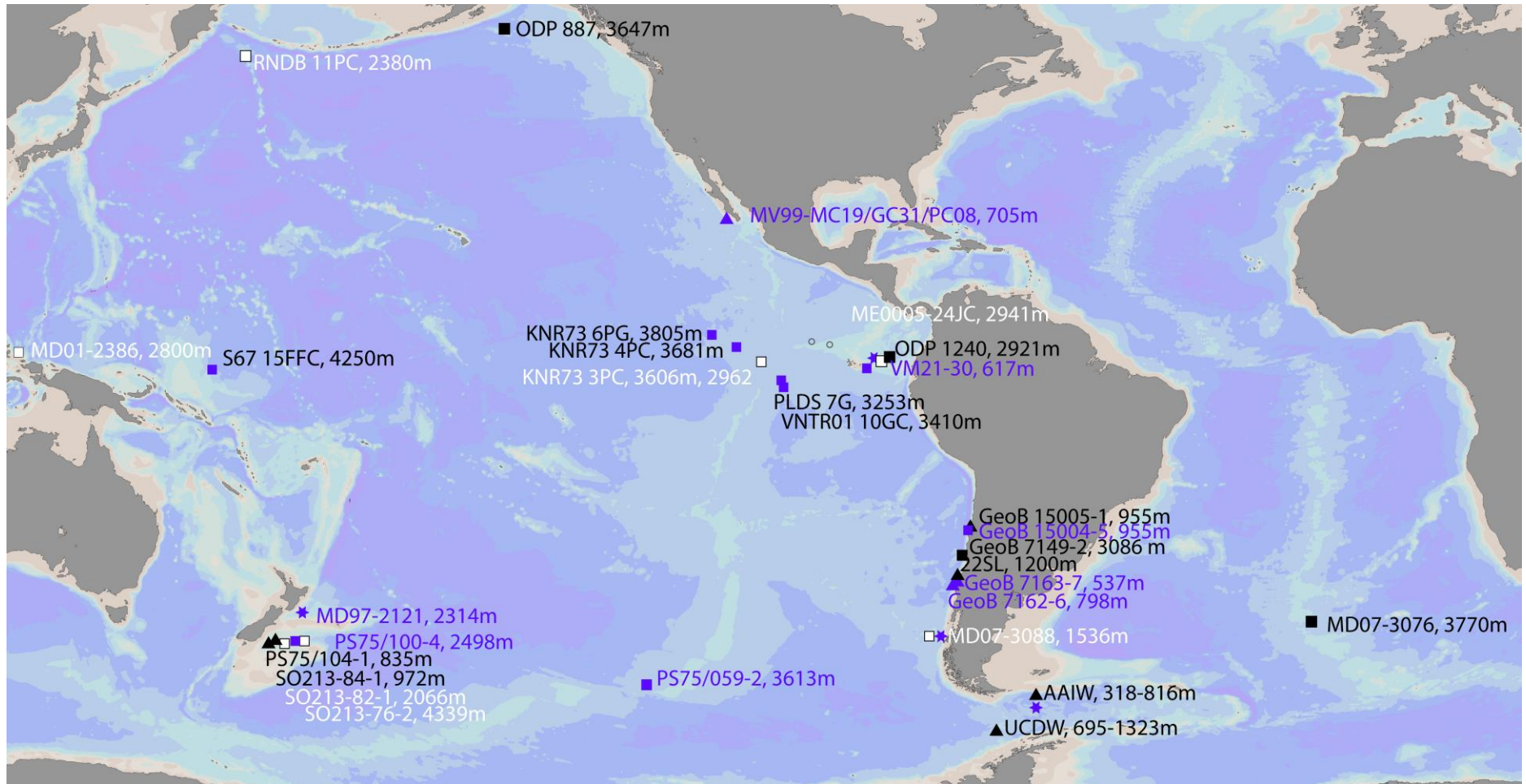


Figura 56 Posición de testigos de usados en la discusión regional, los símbolos corresponden a la agrupación por comportamiento según la **¡Error! No se encuentra el origen e la referencia.**: Tipo 1 cuadrados morados, tipo 2, triángulos morados, tipo 3 cuadrados negros, tipo 4 triángulos negros y tipo 5 cuadrados blancos Además las estrellas moradas corresponden a testigos con mediciones de edades superficiales las cuales son consistentemente altas ~1000-2000 años, entre ~20 y 15 ka cal.

9.5 Isótopos Estables

9.5.1 GeoB 15004-5

Tabla 22 Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 15004-5, usadas en la validación de las dataciones de radiocarbono en la sección 4.2.2

Profundidad (cm)	Especie	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Especie	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Especie	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
6	<i>Uvigerina</i>	-0,12	3,20	<i>G. inflata</i>	1,54	2,60			
14	<i>Uvigerina</i>	-0,42	3,24	<i>G. inflata</i>	1,48	2,80	<i>G. bulloides</i>	-0,52	0,77
22	<i>Uvigerina</i>	-0,51	3,73				<i>G. bulloides</i>	-0,68	1,17
30	<i>Uvigerina</i>	-0,70	4,66	<i>G. inflata</i>	1,39	2,51	<i>G. bulloides</i>	-0,08	2,11
38	<i>Uvigerina</i>	-0,62	4,40	<i>G. inflata</i>	1,17	2,49	<i>G. bulloides</i>	-0,22	2,55
46	<i>Uvigerina</i>	-0,62	4,67	<i>G. inflata</i>	1,17	2,52	<i>G. bulloides</i>	-0,33	2,43
54	<i>Uvigerina</i>	-0,45	4,56	<i>G. inflata</i>	1,45	2,63	<i>G. bulloides</i>	0,10	2,33
54	<i>Uvigerina</i>	-0,37	4,40	<i>G. inflata</i>	1,37	1,96	<i>G. bulloides</i>	-0,72	1,58
70	<i>Uvigerina</i>	-0,78	4,66	<i>G. inflata</i>	1,43	2,37	<i>G. bulloides</i>	-0,35	2,05
78	<i>Uvigerina</i>	-0,58	4,32	<i>G. inflata</i>	1,52	2,39	<i>G. bulloides</i>	0,12	2,67
				<i>G. inflata</i>	1,46	2,61	<i>G. bulloides</i>	0,01	2,36
90	<i>Uvigerina</i>	-0,69	4,38	<i>G. inflata</i>	1,33	2,58	<i>G. bulloides</i>	-0,09	2,40
102	<i>Uvigerina</i>	-0,59	4,57	<i>G. inflata</i>	1,47	2,45	<i>G. bulloides</i>	-0,27	2,12
114	<i>Uvigerina</i>	-0,32	4,14	<i>G. inflata</i>	1,36	2,48	<i>G. bulloides</i>	0,10	2,31
122	<i>Uvigerina</i>	-0,47	4,36	<i>G. inflata</i>	1,37	2,20	<i>G. bulloides</i>	-0,01	2,55
126	<i>Uvigerina</i>	-0,66	4,14	<i>G. inflata</i>	1,27	2,62	<i>G. bulloides</i>	-0,50	2,29
				<i>G. inflata</i>	0,74	1,73	<i>G. bulloides</i>	-1,05	0,84
146	<i>Uvigerina</i>	-0,61	4,05	<i>G. inflata</i>	1,39	1,83	<i>G. bulloides</i>	0,01	2,21
174	<i>Uvigerina</i>	-0,71	4,46	<i>G. inflata</i>	1,38	2,22	<i>G. bulloides</i>	0,12	2,23

9.5.2 GeoB 15005-1

Tabla 23 Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 15005-1, usadas en la validación de las dataciones de radiocarbono en la sección 4.2.2

Profundidad (cm)	Especie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Especie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Especie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Especie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
6	<i>Uvigerina</i>	0,25	3,24	<i>G. inflata</i>	1,24	1,94	<i>G. bulloides</i>	0,21	1,25	<i>N. dutertrei</i>	1,81	0,83
14	<i>Uvigerina</i>	-0,43	3,95	<i>G. inflata</i>	1,12	1,88	<i>G. bulloides</i>	-0,65	0,98	<i>N. dutertrei</i>	1,51	1,23
15	<i>Uvigerina</i>	-0,35	3,10	<i>G. inflata</i>	1,21	2,61				<i>N. dutertrei</i>	1,74	0,93
22	<i>Uvigerina</i>	-0,59	3,99	<i>G. inflata</i>	1,11	2,12	<i>G. bulloides</i>	-0,81	0,99	<i>N. dutertrei</i>	1,93	1,32
42	<i>Uvigerina</i>	-0,29	4,21	<i>G. inflata</i>	1,14	2,19	<i>G. bulloides</i>	-0,45	1,98			
46	<i>Uvigerina</i>	-0,10	3,98	<i>G. inflata</i>	1,42	2,55	<i>G. bulloides</i>	-0,40	1,48			
62	<i>Uvigerina</i>	-0,04	3,96	<i>G. inflata</i>	0,69	2,46	<i>G. bulloides</i>	-0,18	2,31			
90	<i>Uvigerina</i>	-0,71	4,49	<i>G. inflata</i>	1,25	2,67	<i>G. bulloides</i>	-0,17	2,62			
93	<i>Uvigerina</i>	-0,41	4,58	<i>G. inflata</i>	1,30	2,62	<i>G. bulloides</i>	-0,54	1,98			
114	<i>Uvigerina</i>	-0,80	4,46									
122	<i>Uvigerina</i>	-0,73	4,42	<i>G. inflata</i>	1,18	2,69	<i>G. bulloides</i>	-0,32	1,94			
130	<i>Uvigerina</i>	-0,88	4,54	<i>G. inflata</i>	1,30	2,44	<i>G. bulloides</i>	-0,03	2,22			
134	<i>Uvigerina</i>	-0,59	4,52	<i>G. inflata</i>	1,26	2,76	<i>G. bulloides</i>	0,12	2,27			
142	<i>Uvigerina</i>	-0,51	4,44	<i>G. inflata</i>	1,39	2,69	<i>G. bulloides</i>	0,06	2,97			
150	<i>Uvigerina</i>	-0,93	4,42	<i>G. inflata</i>	1,28	2,71	<i>G. bulloides</i>	0,17	2,56			
162	<i>Uvigerina</i>	-0,71	4,37	<i>G. inflata</i>	1,22	2,47	<i>G. bulloides</i>	0,40	2,37			
174	<i>Uvigerina</i>	-0,45	4,28	<i>G. inflata</i>	1,47	2,02	<i>G. bulloides</i>	0,20	2,44			
186	<i>Uvigerina</i>	-0,68	4,24	<i>G. inflata</i>	1,14	2,14	<i>G. bulloides</i>	0,04	2,17			
194	<i>Uvigerina</i>	-0,72	4,39	<i>G. inflata</i>	1,55	2,27	<i>G. bulloides</i>	0,24	2,37			

9.5.3 GeoB 7149-2

Tabla 24 Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 7149-2.

Profundidad (cm)	Edad (cal AP)	Error (+)	Error (-)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
8	1106	248	187	-0,76	2,86
13	1325	58	74	-0,83	3,22
18	1618	266	367	0,42	2,30
28	2207	158	114	-0,56	3,50
33	2543	353	511	-1,10	3,31
38	2898	480	350	0,13	3,77
43	3230	186	138	1,33	4,09
48	3516	302	286	-1,27	3,35
63	4170	294	426	0,57	3,28
68	4428	408	509	0,66	3,60
73	4672	464	535	0,91	3,60
78	4917	495	519	1,04	3,90
83	5136	550	555	1,22	4,43
98	5857	538	468	-1,01	3,07
108	6305	312	337	0,43	3,89
113	6634	386	483	1,23	4,39
123	7448	609	591	0,44	4,12
128	7808	598	445	-1,23	3,67
133	8183	247	204	-1,60	3,47
138	8368	242	278	-1,23	3,30
173	9351	180	160	0,09	2,86
183	9947	347	462	-0,33	2,91
188	10.125	399	512	-0,36	3,19
208	10.824	471	384	-0,29	3,03
218	11.181	373	249	-0,60	3,20
228	11.493	407	363	-0,39	3,07
248	12.088	363	316	-0,04	3,86

268	12.831	420	344	-0,29	3,59
278	13.262	260	182	-0,32	3,92
293	13.655	212	254	-0,41	3,62
328	14.951	422	345	-0,47	4,03
343	15.399	313	290	0,22	3,57
348	15.527	273	273	-0,23	3,88

9.5.4 GeoB 7163-7

Tabla 25 Mediciones de isótopos estables de carbono y oxígeno en GeoB 7163-7.

Profundidad (cm)	Edad (cal AP)	Error (+)	Error (-)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
38	15.974	256	276	0,36	2,88
43	16.000	256	273	0,68	2,10
48	16.025	254	269	0,47	2,82
53	16.051	255	269	0,23	3,04
58	16.077	254	270	0,45	2,92
63	16.102	254	274	0,31	2,96
68	16.128	251	272	0,21	2,88
73	16.153	250	271	0,41	3,28
78	16.179	250	268	0,54	2,61
83	16.205	249	266	0,46	3,22
88	16.230	251	262	0,34	3,33
93	16.256	248	262	0,36	3,00
98	16.283	248	261	0,30	3,32
103	16.309	244	260	0,43	2,98
108	16.336	246	256	0,49	3,27
113	16.362	245	258	0,46	3,43
118	16.388	243	256	0,49	3,26
123	16.414	244	255	0,65	3,53
128	16.440	244	255	0,37	3,18
133	16.466	243	256	0,47	3,38

143	16.520	237	252	0,44	3,22
153	16.572	232	253	0,24	2,81
158	16.599	232	253	0,40	3,13
263	17.150	183	205	0,51	3,58
268	17.176	180	199	0,43	3,41
273	17.202	178	195	0,49	3,66
293	17.311	165	186	-0,05	3,45
298	17.341	165	182	0,34	3,79
303	17.371	163	182	0,12	3,73
308	17.402	163	179	0,71	3,47
318	17.465	163	172	0,40	3,82
323	17.497	164	172	0,80	3,91
328	17.528	165	170	0,48	3,81
338	17.598	161	166	0,20	3,70
343	17.634	160	166	0,36	3,55
348	17.669	159	164	0,38	3,86
353	17.705	157	160	0,11	3,47
358	17.741	159	158	0,26	3,22
363	17.777	163	162	0,29	3,61
368	17.813	164	162	0,85	3,67
373	17.849	168	163	0,53	3,78
383	17.922	169	159	0,20	3,13
388	17.961	169	158	0,07	3,83
393	18.004	177	164	0,62	3,71
398	18.048	175	169	0,67	3,70
403	18.090	179	171	0,14	3,74
408	18.132	181	175	0,32	3,64
413	18.175	181	177	0,63	4,03
418	18.222	185	181	0,20	3,41
423	18.270	189	188	0,06	3,73
428	18.316	192	194	0,44	3,88

433	18.364	194	200	0,39	3,70
438	18.409	195	206	0,65	3,68
443	18.446	197	208	0,12	3,90
448	18.484	196	209	0,18	3,90
458	18.559	198	209	0,04	3,68
463	18.597	198	206	0,54	3,86
468	18.635	195	207	0,82	3,61
473	18.672	197	207	0,87	3,90
478	18.708	199	208	0,54	3,36
483	18.745	202	209	0,59	3,80
488	18.781	203	210	0,40	3,74
493	18.817	205	208	1,13	3,99
498	18.854	207	209	0,29	3,80
503	18.890	207	208	0,58	3,52
513	18.960	212	209	0,60	3,61
523	19.029	221	207	0,03	3,79
528	19.064	225	209	0,38	3,79
533	19.093	227	215	0,22	3,84
538	19.120	235	219	0,65	3,71
543	19.148	239	222	0,35	3,69