

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE  
FACULTAD DE HISTORIA, GEOGRAFÍA Y CIENCIA POLÍTICA  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA  
MAGÍSTER EN GEOGRAFÍA Y GEOMÁTICA



---

**CONTRIBUCIÓN OCEÁNICA REGIONAL DE  
LA FERTILIZACIÓN CON HIERRO A LOS  
CAMBIOS DE CO<sub>2</sub> ATMOSFÉRICO  
DURANTE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN  
GLACIAL**

Profesor Guía: Fabrice Lambert  
Instituto de Geografía Física

Tesis para ser presentada a la Dirección de Postgrado de la  
Pontificia Universidad Católica de Chile

---

NATALIA OPAZO CUEVAS  
SANTIAGO - CHILE 2018

Director de Tesis : Dr. Fabrice Lambert

Comisión : Dr. Gary Shaffer

Dr. blablabla

Dr. blablabla

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

*Dedicado a ... :P*

# BORRADOR

20 de diciembre de 2018

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# Resumen

Bajo la hipótesis desarrollada por Martin (1990) que relaciona la fertilización con hierro a los incrementos y decrecimiento de CO<sub>2</sub> atmosférico debido a su efecto en la bomba biológica. Se explora el rol que ejerce a la bomba de tejidos blandos producto de la deposición de polvo en la diferencia de CO<sub>2</sub> atmosférica de 80 - 100 ppm entre periodos golaciares e interglaciares. Para ello se utilizan cinco campos de flujos de polvo proveniente tanto de modelos como de reconstrucciones, en un modelo del sistema Tierra de complejidad intermedia, con la adición del ciclo del cabrón, llamado cGENIE desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial. Las mediciones muestran que los niveles de dióxido de carbono sufren una disminución hacia el LGM producto de la captura ejercida por la superficie oceánica frente a los niveles de suministro de hierro, lo que se traduce en una reducción promedio de 17 ppm. A la vez se evidencia el gran impacto que los océanos polares ejercen, particularmente los océanos del sur donde contribuyen en más del 50 % de la captura de captura pCO<sub>2</sub>.

**Palabras claves:** *Fertilización con hierro, bomba biológica, biogeoquímica, captura.*

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>III</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>II</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>III</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	3
<b>2. Marco teórico (estado del arte)</b>	<b>5</b>
2.1. Ciclo del carbono . . . . .	6
2.2. Polvo/hierro y su impacto en el océano . . . . .	14
2.3. Última deglaciación . . . . .	18
2.4. Modelos . . . . .	22
<b>3. Área de Estudio</b>	<b>25</b>
<b>4. Metodología</b>	<b>27</b>
4.1. Base de datos . . . . .	27
4.2. Pre-procesamiento de los datos . . . . .	35
4.3. Experimento, modelo cGENIE . . . . .	38
4.4. Post-Procesamiento . . . . .	40

<b>5. Resultados</b>	<b>43</b>
5.1. Resultados globales . . . . .	44
5.2. Resultados regionales . . . . .	45
5.3. Resultados finales . . . . .	56
<b>6. Consideraciones finales</b>	<b>59</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>IV</b>
<b>7. Anexos</b>	<b>V</b>

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# Índice de figuras

2.1.	Modelo simple efecto bomba biológica . . . . .	7
2.2.	Circulación de volcamiento . . . . .	11
2.3.	Mecanismos de emisión de polvo . . . . .	16
2.4.	Tipos de modelos . . . . .	22
3.1.	Grilla global y regional de campos de flujo de polvo . . . . .	25
4.1.	Flujos de polvo Lambert et al. (2015) . . . . .	28
4.2.	Flujos de polvo Yukimoto et al. (2012) . . . . .	30
4.3.	Flujos de polvo Watanabe et al. (2011) . . . . .	31
4.4.	Flujos de polvo Takemura et al. (2009) . . . . .	32
4.5.	Flujos de polvo Albani et al. (2014) . . . . .	33
4.6.	Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo de polvo . . . . .	35
4.7.	Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo en MATLAB . . . . .	36
4.8.	Estructura de la Simulación en cGENIE . . . . .	38
4.9.	Series de $pCO_2$ de simulación de control . . . . .	39
4.10.	Área superficial de una grilla . . . . .	41
5.1.	Series de reducción de $pCO_2$ de flujos globales de polvo . . . . .	44
5.2.	Figura región del Pacífico Norte . . . . .	45
5.3.	Series de reducción de $pCO_2$ de flujos regionales de polvo (NP) . . . . .	47

5.4. Figura región del Pacífico Central . . . . .	48
5.5. Series de reducción de $pCO_2$ de flujos regionales de polvo (CP) . . . . .	50
5.6. Figura de región del Pacífico Sur . . . . .	52
5.7. Series de reducción de $pCO_2$ de flujos regionales de polvo (SP) . . . . .	53
5.8. Figura región del Atlántico Sur . . . . .	54
5.9. Series de reducción de $pCO_2$ de flujos regionales de polvo (SA) . . . . .	55
5.10. Contribución ponderada de las zonas HNLC a la reducción de $CO_2$ global	56
 7.1. Mapa global, que muestra la región del Pacífico Norte que fue aislada en la simulación cGENIE. . . . .	V
7.2. Series de $pCO_2$ obtenidos mediante simulación cGENIE, para el periodo del Holoceno. . . . .	VI
7.3. Series de $pCO_2$ obtenidos mediante simulación cGENIE, para el periodo del Último Máximo Glacial. . . . .	VII

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# Índice de cuadros

2.1. Componentes de modelos . . . . .	24
3.1. Características de las regiones oceánicas simuladas en cGENIE. . . . .	26
4.1. Componentes modelo cGENIE . . . . .	39
5.1. Características de la función de ajuste a los datos de CO <sub>2</sub> de la región NP	46
5.2. Características de la función de ajuste a los datos de CO <sub>2</sub> de la región CP	49
5.3. Características de la función de ajuste a los datos de CO <sub>2</sub> de la región SP	52
5.4. Características de la función de ajuste a los datos de CO <sub>2</sub> de la región SA	54

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# **Lista de tareas pendientes**

■ Aquí va ir una imagen de polvo de los últimos 800 mil años . . . . .	14
■ Aquí va una imagen de niveles de CO <sub>2</sub> desde el UMG hasta el Holoceno . . . . .	19
■ Debo cambiar valores de tabla . . . . .	46
■ Debo cambiar valores de tabla . . . . .	48
■ Debo cambiar valores de tabla . . . . .	52
■ Debo cambiar valores de tabla . . . . .	54

# Capítulo 1

## Introducción

El dióxido de carbono es el más importante gas de efecto invernadero de acuerdo al *Panel Intergubernamental del Cambio climático* (IPCC, 2014). Este gas, de origen principalmente antropogénico ha ido incrementando desde tiempos pre-industriales (1750) (Sigman and Boyle, 2000). Lo que excede el pCO<sub>2</sub> de los últimos 800000 años, un periodo que ha sido caracterizado por una gran y cíclica variación climática que ha oscilado entre 180 y 280 ppmv aproximadamente, que corresponde a periodos glaciares e interglaciares respectivamente (Harrison, 2000; ?; Ferrari et al., 2014).

Lo anterior generó las primeras alarmas en torno a la crisis ambiental, impulsadas por los informes de la Conferencia sobre el Medio Humano de la ONU, realizada en Estocolmo 1972. Estos informes mostraron la gravedad, situación general y proyecciones del clima. Luego con el informe de Brundtland (1987), donde se contrastaron posturas de desarrollo económico con sustentabilidad ambiental (Pierri, 2005). Se fue cimentando, el concepto de cambio climático, lo que en la actualidad se ha masificado e impulsado un sin números de estudios, proyecciones y visiones en torno a la problemática. En Octubre del 2017 el boletín de la Organización Meteorológica Mundial publicó que la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> alcanzó un promedio anual de 403.3 ppm (WMO, 2017).

No obstante, a lo largo de la historia geológica han existido mecanismos naturales que han actuado para contener el CO<sub>2</sub> atmosférico, donde el océano ha sido el principal reservorio, conteniendo aproximadamente cincuenta veces más carbón que la atmósfera y, casi veinte veces más que la biosfera terrestre (?). Como resultado, se produce una

diferencia en la presión parcial de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y la superficie del océano, que hace que este carbón sea transferido desde la atmósfera hacia el océano. Donde parte de este CO<sub>2</sub> es removido desde la superficie oceánica por mecanismos biogeoquímicos como la formación de cascaras de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>) (Sigman and Boyle, 2000; Ridgwell and Hargreaves, 2007) o de materia orgánica mediante la fijación fotosintética del fitoplancton (Falkowski et al., 1998; Anderson et al., 2002; Kohfeld et al., 2005).

Existen áreas en el océano global que están limitadas por macro y micro-nutrientes esenciales para la eficiencia de la productividad primaria, tal es el caso del hierro (Archer et al., 2000; Martínez-García et al., 2014). El origen de éste micronutriente en la superficie oceánica es principalmente por medio de la acción que ejerce el estrés del viento sobre la superficie de la tierra, generando flujos de polvo que pueden eventualmente transportarse a grandes distancia lejos de su origen (Mahowald et al., 1999; Prospero et al., 2002a). Transformándose así, en la principal fuente de suministro de hierro en el océano abierto superficial. A partir de mediciones obtenidas de las burbujas de aire atrapadas en testigos de hielo de la Antártica (Augustin et al., 2004), Lambert et al. (2008) mostró que altas y bajas concentraciones de polvo reflejan bien climas de ciclos glaciares e interglaciares, por esta razón es que se cree que el hierro fue responsable de gran parte de la diferencia entre 80 y 100 ppm de pCO<sub>2</sub>, ya que habría aliviado la limitación de hierro de basta áreas del océano y en particular de las zonas con “alto contenido de nutrientes, baja concentración de clorofila” (HNLC, por sus siglas en inglés) (Martin, 1990).

Desde mediados de los años 90s, muchos modelos numéricos físicos comenzaron a considerar el polvo para explicar las variaciones atmosféricas de CO<sub>2</sub> en el clima (?). Sin embargo, aún en la actualidad las causas de esta barriera entre tiempos glaciares e interglaciares permanecen sin ser del todo comprendidas y, por lo tanto, se ha incorporado la biogeoquímica como un mecanismo adicional para reproducir y explicar la baja concentración CO<sub>2</sub> atmosférico (?). En este sentido es que se han desarrollado diferentes tipos de modelos, muchos de ellos son acoplados *General Circulation models* (GCM), desarrollados para predecir los posibles cambios climáticos a través de estimaciones de gases de efecto invernadero. Tienen un costo computacional alto, pero aunque mantienen grandes incertidumbres, han demostrado ser un potencial importante en términos de incorporar retroalimentaciones del clima/ciclo del carbono. Por otro lado, existen los mo-

delos de cajas, los cuales dividen el sistema Tierra en un conjunto de subsistemas (cajas) que son altamente eficientes computacionalmente , operando en un orden de 10000 o más años, pero tienen fuertes limitaciones dado que tienden a homogeneizar los volúmenes oceánicos (Weber, 2010). Los *Earth System Model of intermediate complexity* (EMIC) tienen una reducida parametrización y operan en escalas de tiempo de aproximadamente 10000 años, aunque son relativamente costosos computacionalmente en modelamientos de circulación oceánica en 3-D.

En este estudio, exploramos la inclusión de polvo en un *Earth System Model of Intermediate Complexity* (con énfasis en el ciclo del carbono, cGENIE) (?). En este sentido, comparamos las incertidumbres entre diferentes campos de polvo, cada uno, con diversas fuentes de origen. Con el propósito de estimar la reducción de concentración de pCO<sub>2</sub> entre el periodo que abarca la transición entre el fin del Pleistoceno (UMG) y comienzo del Holoceno, cercano a los 21000 y 10000 años respectivamente (Sigman and Boyle, 2000; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Braconnot et al., 2007; Barker et al., 2009), debido al efecto de la depositación de hierro en la bomba biológica tanto, a nivel global como en las regiones HNLC.

## 1.1. Objetivos

### 1.1.1. Objetivo general

Determinar el rol que las fuentes de polvo han ejercido en los balances biogeoquímicos de la bomba de tejidos blandos del océano, en la diferencia entre 80 - 100 ppm de concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> durante el UMG hasta Holoceno.

### 1.1.2. Objetivos específicos

- **I.** Identificar el rol que han ejercido los océanos en la variabilidad atmosférica del CO<sub>2</sub> durante los últimos ciclos glaciares/interglaciares del pleistoceno
- **II.** Comprender la relación biogeoquímica existente entre la bomba biológica de tejidos blandos y el suministro de polvo en los océanos.

- **III.** Cuantificar mediante un modelo de sistema Tierra de Complejidad Intermedia, con la adición del ciclo del carbono, el nivel de captura de CO<sub>2</sub> de los océanos producto de la bomba de tejidos blandos.
- **IV.** Estimar el papel de las regiones HNLC en la reducción de CO<sub>2</sub>.

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

## Capítulo 2

# Marco teórico (estado del arte)

La consideración del papel relativo que ha jugado la variabilidad natural y/o los factores antrópicos en la modificación de ambientes a escala local y global es de vital importancia a la hora de abordar una de las grandes problemáticas ambientales actuales, el cambio climático. La preocupación social en torno al incremento de gases invernadero en la atmósfera y su repercusión en el clima es cada día mayor.

El clima actual es el resultado de la evolución de las condiciones ambientales del planeta desde su formación. Las condiciones climáticas actuales sólo se pueden entender si se entiende la historia climática de la Tierra.

El clima ha ido oscilando de forma periódica entre épocas glaciales y épocas más cálidas llamadas interglaciares, respondiendo a procesos de la tectónica, a cambios en parámetros orbitales y a retroalimentaciones internas de la tierra (Sleep and Zahnle, 2001; Barker et al., 2009; Toggweiler et al., 2006). Si bien durante el Cuaternario el efecto directo de los parámetros orbitales pudo explicar gran parte de las variaciones hacia finales del Pleistoceno (Denton et al., 2010), no es suficiente para explicar la amplitud y la cantidad de transiciones climáticas registradas, razón por la cual forzantes internos estarían jugando un rol importante en los cambios energéticos.

Lüthi et al. (2008), mostró que existe una notable correlación entre el contenido de  $CO_2$  atmosférico y la temperatura de los últimos 800 miles de años. No obstante, aún permanecen esquivos los mecanismos responsables de las fluctuaciones atmosféricas de  $pCO_2$ , donde los registros muestran que han variado entre 80 a 100 p.p.m.v, con mínimos

valores durante periodos glaciares y máximos durante interglaciares (Sigman and Boyle, 2000).

Investigaciones en varios reservorios que intercambian  $CO_2$  con la atmósfera han mostrado evidencias de grandes correlaciones entre los inventarios de carbono, registro de temperatura, flujos de polvo y actividad biológica (Lüthi et al., 2008; Lambert et al., 2008; Martínez-García et al., 2014) lo que han llevado a concluir que es el océano el que maneja los cambios en el  $CO_2$  atmosférico y, por lo tanto, que tiene un rol importante en las variaciones climáticas.

## 2.1. Ciclo del carbono

Dentro del ciclo del carbono, existe un ciclo que actúa a escalas temporales que van desde los 100000 hasta 1 Millón de años (Sleep and Zahnle, 2001). Este proceso está particularmente relacionado con la erosión de silicatos. Donde la eventual meteorización de rocas, aumenta la disponibilidad de carbonatos ( $Ca^{2+}$ ), que actúan como un amortiguador de  $CO_2$ . De la forma



mediante la escorrentía u otros procesos estos  $Ca^{2+}$  pueden llegar al mar, donde eventualmente pueden reaccionar para formar  $CaCO_3$ .

Producto de la ~~ma~~<sup>acid</sup>idez del fondo marino, tan sólo una minúscula parte logrará ingresar en el manto por procesos de subducción de la corteza marina (Sleep and Zahnle, 2001; Turekian and Holland, 2013).

Sin embargo, este proceso también tiene su inverso, dado que es mediante la vulcanización o formación de nueva corteza marina o terrestre, que este  $CO_2$  puede retornar a la atmósfera.

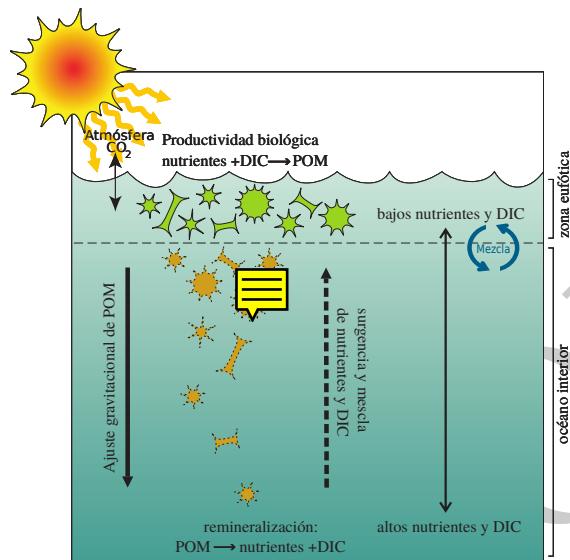


Figura 2.1: Modelo simple efecto bomba biológica. La fijación fotosintética del carbono en la materia orgánica producida por el fitoplancton en la zona iluminada del océano. Junto con la asimilación de macro y micro-nutrientes tales como, el nitrógeno, fosfato, hierro (principales limitantes) entre otros. Impulsa procesos de liberación de materia orgánica en esta capa, que son en su mayoría respirados y remineralizados. De la porción que logra escapar y se exporta al océano interior oscuro (zona afótica), una parte pequeña seguirá su camino hasta llegar a los sedimentos del fondo oceánico, mientras que la mayoría se remineralizará y oxidará a sus formas inorgánicas, gran parte de estas formas inorgánicas serán trasladadas de regreso a la zona eufótica producto de la circulación y mezcla, donde abastecerá de nutrientes a un nuevo crecimiento. Modificado de (Ridgwell, 2002).

### 2.1.1. Bomba biológica

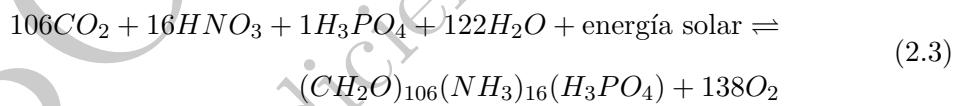
Si bien existe un ciclo del carbono que opera lentamente, también veremos a continuación un ciclo de carbono que funciona de forma paralela relacionado con los procesos biológicos, lo que hace que tenga escalas temporales más cortas y que esté directamente relacionado con la variabilidad climática (Turekian and Holland, 2013). Así veremos la biogeoquímica que involucra la llamada *bomba biológica*, en términos de los balances de carbono orgánico en el océano, sin considerar los ciclos de carbonato involucrados.

Producto de una diferencia en la presión parcial del  $\text{CO}_2$  gaseoso en la interfase

oceano-atmósfera y considerando que la presión parcial de  $CO_2$  tiende a estar en equilibrio, su aumento en la atmósfera fuerza un flujo hacia el océano. Cuando este gas entra en el océano, dentro de la gran variedad de ecosistemas que lo habitan, existen unos organismos llamados *autótrofos*, que son aquellos que convierten este  $CO_2$  en carbono orgánico. Esta conversión ocurre durante la *fotosíntesis*, donde se utiliza como fuente de energía la luz solar, que mediante pigmentos, principalmente la clorofila, se transforma esta energía solar a energía química. La biomasa que realiza este proceso está conformada mayormente por plancton en su forma bacterial (bacteriplancton), vegetal (fitoplancton) o animal (zooplancton) (Jeandel and Roy-Barman, 2016). Así el  $CO_2$  entra en todos los constituyentes moleculares de estos organismos, en la forma



la fotosíntesis ocurre en la zona iluminada del océano (zona fótica), donde la profundidad de ésta capa de agua puede variar desde unos pocos metros (en zonas con alta turbulencia), hasta aproximadamente 150 metros en aguas claras y con poca productividad. Además del carbono se requieren de otros macronutrientes para llevar a cabo la *fotosíntesis*, tales como el nitrógeno (nitrato,  $NO_3^-$ ), el fósforo (fósforo,  $PO_4^{3-}$ ) y sulfato. Así la formación de la materia orgánica se puede ver

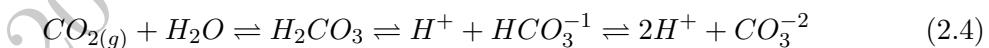


Se aprecia la fijación de nitrógeno ( $NO_3^-$ ) y  $CO_2$  mediante la asimilación de ácido nítrico ( $HNO_3$ ) para dar forma a los hidratos de carbono y aminoácidos (amonio), con la consecuente incorporación de fosfato para sintetizar las moléculas orgánicas.

La formación y productividad del fitoplancton estarán entonces relacionadas con la presencia u ausencia de carbono, nitrógeno y fosfato, en una proporción constante, que según Redfield (1934) es C:N:P = 106/16/1. Sin embargo, a pesar de que el nitrógeno molecular ( $N_2$ ) es muy abundante, existen pocos organismos que lo pueden absorber directamente, debido a que necesitan alta energía para lograr romper su triple enlace co-

valente, razón por la cual el balance entre la asimilación de N<sub>2</sub> a nitrógeno orgánico (fijación de nitrógeno) junto con la conversión de nitrato (desnitrificación) a N<sub>2</sub>, son de vital importancia para el nitrógeno y para el inventario de nitrógeno biodisponible en la productividad marina. Por otro lado el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, es principalmente suministrado al océano por ríos, pero este aporte tiene mayor impacto en zonas costeras, en el océano abierto el suministro a la zona superficial deriva de procesos de surgencia o volcamiento oceánico, por ende, el PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> utilizado por los organismos proviene mayormente de procesos de reciclaje. Así, muchas zonas del océano superficial tienen escasa o mínima concentración de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, que son consumidos completamente por el fitoplancton, lo que los hace los llamados elementos limitantes, es decir, que limitan el desarrollo del fitoplancton (Archer et al., 2000). Entre estos también destaca el ácido silicio (Si(OH)<sub>4</sub>) utilizado para construir los esqueletos de muchas especies de plancton, pero que es particularmente consumido por las diatomeas, un importante especie de fitoplancton responsable de gran parte de la producción de exportación de la tierra. Esta especie es menos propensa al consumo de fitoplancton por zooplancton (pastoreo), requiere de sílice en la forma de (Si(OH)<sub>4</sub>) para el crecimiento y producción de sus frústulas (sílice biogénica, bSiO<sub>2</sub>), lo cual luego será exportado en forma de sílice opalina (Tréguer and Pondaven, 2000; Arellano-Torres et al., 2011). Además micronutrientes como el hierro (Fe) que será responsable de limitar la fijación de nitrógeno, dada su acción en la formación de la *nitrogenasa* enzima del fitoplancton sintetizadora del nitrógeno molecular (N<sub>2</sub>), una de las entradas más importantes de nitrógeno en regiones oligotróficas del océano (Mahaffey et al., 2005; Gruber, 2008).

Por otro lado, el CO<sub>2</sub> que es asimilado por el fitoplancton está en su estado de carbono inorgánico disuelto (DIC), que se deriva de la reacción

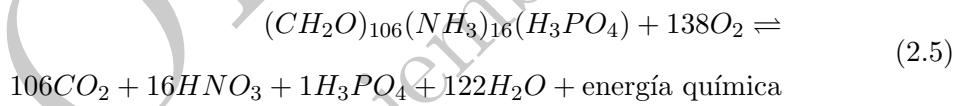


El proceso químico que esta detrás de este mecanismo es el siguiente: el CO<sub>2</sub> cuando ingresa al agua de mar, se disuelve en el agua (producto de la temperatura y salinidad), reacciona con ella para formar ácido carbónico H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, pero este en general es inestable por ende tiende a liberar protones formando el ión carbonato de hidrógeno HCO<sub>3</sub><sup>-1</sup> (bicarbonato) y el ión carbonato CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> (carbonato), los que conjuntamente aumentan

considerablemente la concentración de DIC en el agua (Turekian and Holland, 2013). El  $CO_2$  como gas disuelto está en muy pequeñas cantidades, no alcanza el 2 % del ( $\sum CO_2$ ). La especie química más abundante en el océano es el bicarbonato, aproximadamente el 90 % del  $CO_2$  que entra en el mar se encuentra en forma de ión bicarbonato y un ~8 % en forma de ión carbonato. El  $HCO_3^{-1}$  es consumido por procesos de fotosíntesis.



La materia orgánica que es producida por el fitoplancton, así como agregados de celular muertas, cuerpos de zooplancton o heces son consumida por bacterias heterótrofas y zooplancton. Es rápida y generalizadamente remineralizada en la zona superficial, parte sin embargo, deja la zona eufótica para precipitarse hacia el océano profundo. No obstante, en esta lluvia de materia orgánica, esta materia es consumida por bacterias y animales, lo que hace que la materia se oxide y vuelva a sus componentes minerales, por esta razón, la concentración de nutrientes inorgánicos aumenta con la profundidad, a este proceso se le suele denominar “respiración o remineralización”, alcanzando un máximo en torno a los 1000 metros de profundidad. Este proceso de consumo y liberación de nutrientes se puede ver como



El nitrógeno, fosfato, DIC y hierro, siguen estas rutas como se puede apreciar en la figura 2.1. Así, la remineralización ejerce procesos inversos en el océanos profundo. Por un lado, en ausencia de fotosíntesis, la concentración de nutrientes en su estado inorgánico aumentará en profundidad. Mientras que el carbono orgánico disuelto (DOC), o en su estados más pequeño particulado (POC) serán más altos en superficie y comenzarán a disminuir en profundidad.

Finalmente, sólo el 1 % (Gruber, 2008) de la materia orgánica que logra alcanzar el lecho marino se almacena finalmente en los sedimentos del fondo oceánico (puede ser mayor en zonas costeras).



### 2.1.2. Volcamiento oceánico

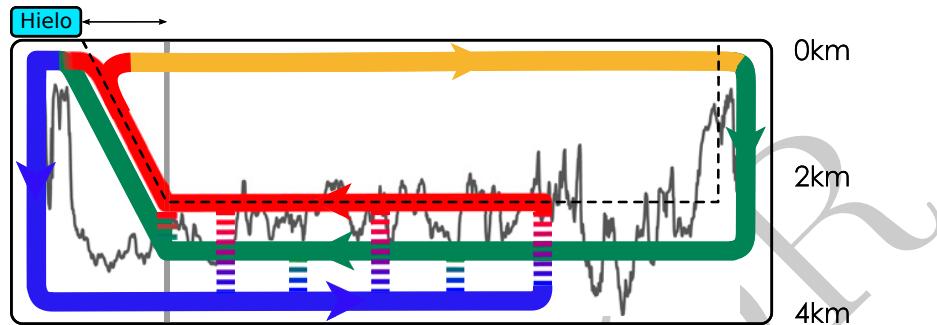


Figura 2.2: Circulación de volcamiento. La linea azul es la *Agua Profunda de la Antártica*, la barra verde es la *Aqua profunda del Atlántico Norte*, la barra roja es el *Aqua Profunda de la India y del Pacífico* y la línea amarilla es la *Aqua Intermedia Antártica*. Imagen obtenida y modifica de Ferrari et al. (2014).

La concentración de componentes inorgánicos almacenados en el océano profundo, entre ellos el DIC podrá volver a las aguas superficiales del océano, y eventualmente como el CO<sub>2</sub> podrá ser liberada a la atmósfera por transporte de corrientes oceánicas o por procesos de surgencia, este proceso de exposición de aguas profundas se da cada aproximadamente 1000 años (Sigman and Boyle, 2000). En este sentido, la *circulación termohalina* (CTH) genera un transporte meridional de nutrientes y de DIC, que en procesos de ventilación oceánica, son importantes fuentes de carbono hacia la atmósfera (Toggweiler et al., 2006).

La CTH es un gran transportador oceánico. La que “comienza” en la formación de aguas profundas en la zona del Atlántico norte (NADW), aguas que serán desplazadas en profundidad hacia el sur donde convergerá con las aguas profundas y densas de la Antártica, con las que producto de procesos de mezcla formará las aguas de la corriente Circumpolar profunda (CDW), las que llegará a superficie en la zona del Círculo Polar Antártico (ACC). Esta surgencia en superficie, estará siendo forzada por procesos de divergencia de aguas generado por los vientos del oeste. De esta manera, por transporte de Ekman la componente norte del afloramiento de aguas será trasladada a través de las termoclina de las distintas cuencas oceánicas (oceano Índico, Pacífico y Atlántico) antes de retornar a la zona de hundimiento del océano Atlántico Norte. Mientras, la componente sur del afloramiento de la CDW por diferencias de densidad, se vuelve devuelta al océano

profundo.

A lo largo de este cinturón de corrientes se ve expuesta la actividad biológica. En zonas de surgencia o afloramiento oceánico se llevarán a superficie grandes contenidos de nutrientes inorgánicos, como el DIC, producido como vimos por procesos de remineralización y respiración en profundidad. Mientras, que en zonas de hundimiento o “formación” de aguas profundas, se verán secuestrados grandes contenidos de DIC producto de la utilización de nutrientes en superficie.

La CTH, no tan sólo es responsable del transporte de nutrientes por parte corrientes profundas y superficiales, si no además, es un gran transportador de calor en el océano.

### 2.1.3. Suministro de nutrientes

En la producción de materia orgánica existen elementos que a menudo limitan la fotosíntesis. Es usual hacer la distinción entre macronutrientes (N y P) y micronutrientes (elementos traza) de acuerdo a su concentración relativa en los organismos. La concentración media de macronutrientes es del orden de los  $mmol\ m^{-3}$  y la de los micronutrientes está en el rango de los  $\mu mol\ m^{-3}$  e inclusive más baja (tal es el caso del hierro). Los elementos H, C y O son relativamente encontrados en abundancia y por ende, no son considerados como limitantes. De esta manera los organismos autótrofos que son los responsables de la fotosíntesis en el océano toman estos elementos de las aguas superficiales para formar materia orgánica.

Como vimos gran parte de la materia orgánica es reciclada en superficie en vez de ser exportada. Así también, la mayor entrada de nutrientes es por suministros provenientes del océano profundo. Debido al afloramiento por vuelco convectivo y de la mezcla vertical. También existe un transporte lateral donde la entrada de nutrientes proviene de la deposición de la atmósfera, generalmente es más pequeña pero puede ser localmente significativa.

Sin embargo, este movimiento vertical en la columna de agua está asociado al estrés del viento en la superficie del océano, lo que induce un movimiento vertical que provocará una surgencia de nutrientes (giros ciclónicos) o de hundimiento de estos (giros anticiclónicos). Este movimiento vertical es conocido como el “bombeo de Ekman”.

Así veremos que la intensidad de la fotosíntesis estará directamente relacionada con la intensidad de este movimiento vertical.

Así, la diferencia del suministro de nutrientes crea ambientes distintivos que tienen un mayor impacto sobre los organismos que habitan en ellos. A su vez, también el suministro de luz será un factor determinante en procesos de fijación de nutrientes inorgánicos disueltos, como se vio en la sección anterior. En regiones donde la luz solar es interrumpida, sumado a la fuerte atenuación de esta en el agua de mar, que incrementa con profundidad rápidamente. Habrá luz suficiente para que ocurra fotosíntesis sólo en las capas superficiales, cuya profundidad depende de la cantidad de luz entrante y de la claridad del agua. Si el grosor de la capa de mezcla es mayor que la zona eufótica, lo que normalmente ocurre sólo en invierno, los organismos fitoplanctónicos pasarán al menos parte de su tiempo en la oscuridad inclusive durante el día. Debido a que los organismos fitoplanctónicos generalmente no pueden controlar su posición vertical en la columna de agua con el movimiento de la capa de mezcla, al menos parte del día serán arrastrados a profundidades donde no hay suficiente luz para que su crecimiento exceda la respiración. Si la capa de mezcla es suficientemente profunda, pasarán mucho tiempo fuera de la zona eufótica y rápidamente morirán. Como consecuencia la supervivencia de concentración de nutrientes superficiales será alta y el suministro de nutrientes y exportación de materia orgánica serán bajos (caso de los Océanos del Sur).

Si clasificamos los ambientes según su suministro de nutrientes, tenemos:

- **Zona ecuatorial (entre los 5°N y 5°S)**, el viento hace que el agua superficial se transporte horizontalmente fuera de la banda de supervivencia, por lo tanto, existe un gran suministro de nutrientes.
- **Giros subtropicales**, el giro anticiclónico de los vientos induce un hundimiento de las aguas superficiales, además no existe una estacionalidad marcada, por ende, la profundización de la capa de mezcla en invierno, hace que en conjunto el suministro de nutrientes a la capa superficial sea bajo durante todo el año (zona permanentemente estratificada).
- **Giros ciclónicos subpolares** el giro ciclónico del viento induce una surgencia de aguas profundas aportando gran cantidad de nutrientes a la superficie, durante

todo el año (un gran efecto de mezcla en invierno).

- **Regiones costeras** Tiene gran cantidad de suministro de nutrientes en los márgenes este de las cuencas oceánicas



Se han identificado zonas donde existe un alto potencial de suministro de nutrientes (alta surgencia) dado por el bombeo de Ekman y al mismo tiempo buen suministro de luz, pero aún así no poseen una bomba biológica eficiente producto de su limitación por hierro, estas son las llamadas zonas HNLC “regiones con alto contenido de nutrientes, baja clorofila”. Las regiones HNLC incluyen los Océanos del Sur (incluyendo el margen hielo marino, giro subpolar, y subtrópicos estacionalmente estratificados), el Pacífico Ecuatorial y el Pacífico Norte (ver figura 3.1).



## 2.2. Polvo/hierro y su impacto en el océano

Datos obtenidos a partir de burbujas de hielo de la Antártica han mostrado que el CO<sub>2</sub> durante períodos glaciares e interglaciares, ha variado entre 80-100 ppm, con valores más altos durante períodos glaciares y más bajos durante interglaciares (Anderson et al., 2002; Lüthi et al., 2008). Por otro lado, estudios han mostrado que existe una alta correlación entre la temperatura y la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico, a la vez que también la temperatura ha mostrado tener una buena correlación con los flujos de polvo durante períodos glaciares (Lambert et al., 2008).



Martin (1990) postula que el polvo mineral tiene un importante rol como fuente de micronutrientes para ciclos biogeoquímicos de la bomba biológica.

Aquí va ir una imagen de polvo de los últimos 800 mil años

### 2.2.1. Polvo mineral

El polvo tiene un importante papel en la dinámica del clima, en el balance de energía, la microfísica de las nubes y en la química atmosférica (Mahowald, 2011)



La erosión eólica en las regiones áridas y semiáridas, son las principales fuentes de flujos de polvo atmosférico. Esta erosión es una función directa de la velocidad del viento, siempre y cuando se alcance un umbral que es definido como el límite sobre el cual las

partículas comienzan a moverse por procesos de saltación. Iversen and White (1982) dice que este umbral existe debido al peso de las partículas del suelo (aumenta con el tamaño de grano) y la fuerza de cohesión entre ellas, que las mantienen sujetas a la superficie, también la presencia de elementos no erosionables como la vegetación o rocas aumenta el umbral, protegiendo el suelo y consumiendo parte del impulso del viento (Marticorena et al., 1997; Tegen and Fung, 1994), así también la presencia de agua en el suelo lo que aumenta la cohesión de partículas (aumento de fuerzas capilares) (Bopp et al., 2003). Este umbral también depende de la rugosidad que absorbe una fracción del impulso del viento. Así la cizalle del viento, junto con el gradiente vertical de velocidad del viento se relacionan de la siguiente manera,

$$\tau = \mu \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.6)$$



Donde  $U$  es la velocidad del viento,  $z$  es la altura y  $\mu$  es la viscosidad dinámica del aire.

Una vez superado el umbral, los mecanismos que llevan a cabo este levantamiento de material, son: 1) arrastre aerodinámico que requiere de grandes velocidades de viento , 2) saltación, partículas que son lanzadas desde la superficie, dibujando una trayectoria balística para impactar la superficie (tienen tamaños que van desde los 70 a 1000  $\mu\text{m}$ ) y 3) degradación de los granos producidos a partir del choque de partículas en la saltación.

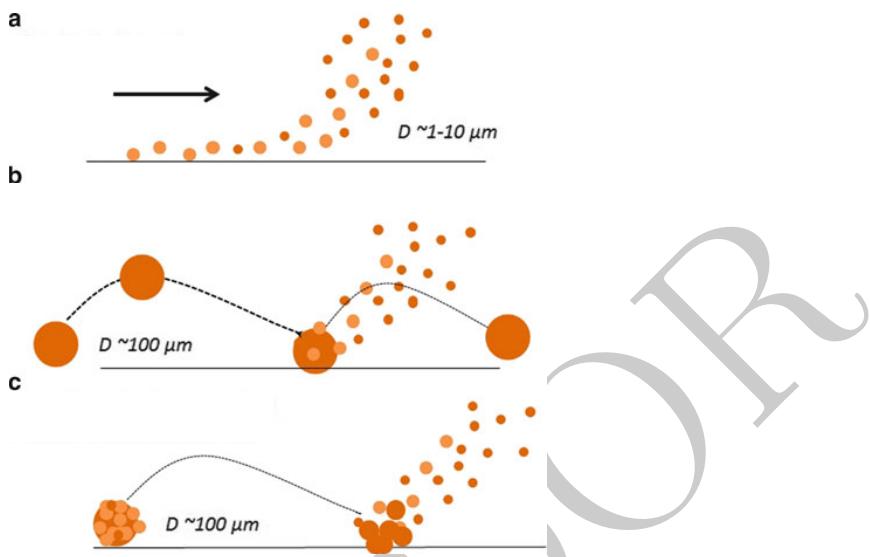


Figura 2.3: Mecanismos para la emisión de polvo, a) emisión aerodinámica, b) saltación por choque y c) degradación de fragmentos de agregados

De este movimiento de partículas, sólo una fracción del orden  $10^{-6}$  producto de la saltación se convertirá en un flujo vertical (polvo suspendido en la atmósfera) (Marticorena et al., 1997). Finalmente la velocidad terminal dependerá tanto del peso de la partícula, la velocidad del viento, diámetro y densidad de la partícula, así como de las condiciones atmosféricas.

La generación de polvo es altamente variables según las condiciones locales. Así, entre los requisitos está, que la superficie del suelo esté seca y con poca vegetación. Además, deben haber altas concentraciones de partículas relativamente grandes (decenas a cientos de milímetros de diámetro) para que el viento las pueda tomar y forzarlas a un movimiento. Esto generará rebotes a través de la superficie, que permitirá un desprendimiento de partículas más pequeñas (menos de 10 a 20 mm de diámetro) que pueden elevarse a la atmósfera, para recorrer grandes distancias como “carga” (ver fig xxxx). Antes de ser depositadas mediante procesos de sedimentación, turbulencia o de precipitación (?).

Prospero et al. (2002b) usando imágenes del satelitales desde 1978 hasta 1993, tuvo el propósito de identificar la distribución de las principales fuentes de polvo atmosférico, así termina definiendo el “cinturón global de polvo” que incluye África el Norte, Península Arabica, Asia Central, China, Australia, América del Norte, Sur África, y la zona sur de Sudamérica (Patagonia).

Por otro lado, la caracterización mineral del polvo muestra que el Si era el componente más abundante, sin embargo, proporciones de Ca, Mg, respecto del Fe, tienen una diferenciación dependiendo de la fuente. Mientras que elementos como K, Na, Fe, Mn, Ti, P, muestra una distribución mas menos constante (Scheuvens et al., 2013).

Así vemos que el polvo puede llevar consigo nutrientes y transportarse grandes distancias. Una de las consecuencias es que puede suministrar fósforo y hierro a ecosistemas terrestres y marinos, lo que modificará los ciclos de productividad de regiones que se encuentran lejos de la fuente de polvo (Martin, 1990; Anderson et al., 2002; Lambert et al., 2015; Bopp et al., 2003).

Como se vio en la sección anterior existen zonas oceánicas que están limitadas por hierro (zonas HNLC) o también por fosfato (giros subtropicales), sin embargo, y a pesar de que el hierro es el cuarto elemento más abundante en las rocas continentales, tiene una muy baja solubilidad ( $\text{Fe}^{3+}$ ) (Archer et al., 2000) que bajo la presencia del oxígeno molecular  $\text{O}_2$  es rápidamente oxidado de su estado  $\text{Fe}^{+2}$  (más soluble) en la superficie del océano (Martin, 1990), así las concentraciones de hierro soluble son cercanas a  $1 \text{ nmol}^{-1}$ . Del hierro suministrado por el polvo atmosférico, sólo alrededor del 10 %, está disponible para ser absorbido por el fitoplancton ( $\text{Fe}^{+2}$ ).

En el agua el hierro se encuentra en su forma más oxidada debido a la reacción:



Por esta razón es que muchos organismo marinos (algas), han desarrollado mecanismos para la formación de ligandos *sideroforos*, moléculas que disuelve el ion hierro  $\text{Fe}^{3+}$  a complejos  $\text{Fe}^{2+}$ . Estos ligandos normalmente están unidos a la membrana celular y presentar una gran afinidad por metales traza que transportan. Para el caso del hierro, existen dos tipos de ligandos transportadores, activos los que son producidos por bacterias marinas heterótrofas, hongos y fitoplancton dinoflagelado, se desarrollan bajo condiciones de limitación del crecimiento, emitiéndose al medio acuático donde reaccionan con el hierro, formando complejos que penetran nuevamente en los organismos, mediante un transporte activo en las proteínas de membrana. Debido a la alta afinidad de los sideróforos con el hierro  $\text{Fe}^{3+}$ , en condiciones de menor concentración que el hierro se encuentra completamente unidos al metal.

Por lo tanto, dentro del océano el hierro está fusionado orgánicamente y siendo constantemente reutilizado aunque su tiempo de residencia sólo sea de unas décadas.



La limitación de hierro en aguas superficiales refleja concentraciones que son inadecuadas para la formación de fitoplancton debido a que la regeneración de éste es más lenta que el hundimiento de hierro contenido en materia orgánica. Así para el mantenimiento de la producción primaria del océano abierto se requiere un aporte mayor que el dado por el afloramiento, el cual generalmente es atmosférico.

Así la absorción de hierro por algunos fitoplancton hacen que este influya en la comunidad de algas, y por tanto, en la productividad en general. Cabe destacar que el fitoplancton de mar abierto por lo general requiere de menos hierro que las especies costeras, las que se han desarrollado en un ambiente rico en hierro. Así se ha logrado un requerimiento menor de hierro reduciendo el tamaño de las células y minimizando el número de enzimas que contienen hierro (?). Sin el estrés de hierro veremos presencia de fitoplancton con células más grandes.

A parte de la limitación directa de la producción primaria en las zonas HNLC el hierro puede limitar la fijación de nitrógeno de las especies fotosintéticas.

En las regiones HNLC los cambios en el suministro de hierro afectarán directamente la producción primaria y la composición de las especies, mientras que en las regiones oligotróficas subtropicales/tropicales el impacto será principalmente a través de cambios en la fijación de nitrógeno (Jickells et al., 2005).

Por otro lado, dado que la solubilidad del hierro es baja se estima que hay grandes flujos de partículas de hierro en el océano profundo, de esta manera si parte de este polvo se disuelve en profundidad aumentarán las concentraciones abisales de hierro disuelto, y a largo plazo la productividad en las regiones de surgencia como los océanos del sur (?).

### 2.3. Última deglaciación

El Pleistoceno se ha caracterizado por ciclos glaciares/interglaciares que han tenido terminaciones abruptas, donde llegan a un máximo interglacial que generalmente ocurre al comienzo del interglacial, luego se produce un descenso de las temperaturas para comenzar una glaciación, posteriormente las temperaturas descienden hacia un máximo

glacial. Se sabe que estos periodos han estado sujetos a variaciones relacionadas con parámetros orbitales denominados “ciclos de Milankovitch” que tienen períodos entre 100, 41 y 23 mil años, donde particularmente los últimos 800 mil años han tenido una periodicidad de 100 años.

La última deglaciación corresponde a la transición entre el periodo de máximo estadal del último ciclo del cuaternario (ocurrido aproximadamente hace 21000 años a.p.) (Clark et al., 2009), conocido como el Último Máximo Glacial (UMG), y el comienzo del Holoceno (~10000 años a.p.) (Sigman and Boyle, 2000; Barker et al., 2009)

Aquí va una imagen de niveles de CO<sub>2</sub> desde el UMG hasta el Holoceno

### 2.3.1. Último máximo glacial

El UMG (Terminación I) corresponde al periodo más frío dentro del último periodo glacial, comenzó hace aproximadamente 21000 años atrás en el Hemisferio Norte, y hace aproximadamente 18000 años atrás en el hemisferio Sur (Denton et al., 2010; Clark et al., 2009; Lynch-Stieglitz et al., 2007). Lo anterior debido al comportamiento dipolar entre los hemisferios. Gracias a diversos paleoproxies, es sabido que durante este periodo las concentraciones de pCO<sub>2</sub> fueron cercanas a las 180 partes por millón por volumen (p.p.m.v) (Lüthi et al., 2008), habían bajas temperaturas, el nivel del mar era 120 m. más bajo que el nivel actual (Fairbanks, 1989; Denton et al., 2010; Lambeck et al., 2014) debido a una gran expansión de los casquetes de hielo polar como es el caso de Laurentide en el Hemisferio Norte que fue creciendo hasta alcanzar su máxima extensión en el UMG (Fairbanks, 1989), el océano global era 3 % más salado que en la actualidad (Sigman and Boyle, 2000; Bopp et al., 2003). Además diversos modelos han mostrado que habían mayores flujos de polvo, debido a posibles aumentos de la área de las fuentes, o por intensificación de los vientos o disminución del ciclo hidrológico (Mahowald et al., 1999; Lambert et al., 2008).

Por otro lado, la circulación oceánica durante este periodo se cree fue más estratificada (ver figura ??) (Sigman and Boyle, 2000; Lynch-Stieglitz et al., 2007; ?; Ferrari et al., 2014). Una de las teorías de esta mayor estratificación es debido al carácter estacional de la formación de capa de hielo del Hemisferio Norte (en invierno se crea volumen de hielo y en verano el agua se refresca por derretimiento). Esto según Ferrari et al. (2014), habría

producido durante el UMG un resfrescamiento del agua en el Atlántico Norte, lo que produciría que las aguas superficiales provenientes de las zonas ecuatoriales no lograran niveles de densidad suficiente para producir un volcamiento adecuado, por esta razón las formación de aguas del Atlántico Norte no habrían superado profundidades mayores a 2 km. Así se dice que durante el UMG el volumen oceánico fue llenado por aguas de origen Antártico. No se habría producido la *Agua Profunda Circumpolar* (CDW) por lo tanto los regímenes no habrían mantenido contacto producto de mezcla vertical. Otra teoría es propuesta por Toggweiler et al. (2006), que se refiere a un debilitamiento de la CDW como resultado de un movimiento hacia el ecuador de los *vientos del oeste* durante periodos glaciares, lo que conduciría a menor divergencia de agua superficial, por lo tanto, a menor surgencia de agua profunda.

Además, el volumen de hielo  el cual durante el UMG se habría expandido hasta el *Frente Polar Antártico* durante invierno, y a niveles cercanos a los actuales durante el verano Bo  et al. (2003). Esto tienen particular importancia en los Océanos del Sur dado que es en esta zona donde se refrescan las aguas densas, con mucho contenido de CO<sub>2</sub> (producto de la respiración oceánica) y nutrientes provenientes del océano Atlántico, Indico y Pacifico (ver sección Bomba Biológica). Por esta razón, un aumento de la cobertura de hielo de la zona Antártica, habría generado un bloqueo de gran parte de la surgencia de agua profunda, afectando de esta manera tanto la liberación de CO<sub>2</sub> como, los ciclos biogeoquímicos del océanos.

### 2.3.2. Interglacial - Holoceno

Como se mencionó y se puede apreciar en la figura ??, todos los ciclos glaciares han finalizado por un abrupto cambio desde un estado de máxima glaciacón a un estado de rápidos incrementos de temperatura. El último Interglacial no es la excepción a esta regla.

Denton et al. (2010), propuso una serie de factores que a su juicio podrían haber gatillado el comienzo del periodo cálido. Todo comienza con un aumento de la insolación de verano en el Hemisferio Norte (H.N), sin embargo, esto es insuficiente para explicar la rápida y gran variación. Así lo anterior, en conjunto con una gran extención de la cubierta de hielo del Hemisferio Norte, habría generado una presión isostática del hielo

que no fue posible mantener provocando grandes eyeciones de flujos de hielo y agua dulce producto del derretimiento y la ablación, a zonas de hundimiento de agua en el Atlántico Norte, afectando la circulación de volcamiento (Ferrari et al., 2014). Producto de cambios de temperaturas del agua superficial, la zona de *interconvergencia intertropical* fue desplazada hacia el sur. Mientras tanto, el Hemisferio Sur que se mantenía en sus condiciones glaciales, en la zona Antártica se comenzaron a derretir los casquetes de hielo producto de un desplazamiento de los vientos del oeste hacia los polos, incrementando la surgencia en la *Corriente Circumpolar Antártica* (ACC) lo que produjo una liberación de CO<sub>2</sub>, que habría amplificado el efecto de incremento de temperaturas medias.

Sin embargo, este periodo no estuvo exento de variaciones climáticas tanto en el H.N. como en el H.S. además de la evidencia que se ha mostrado acerca de la asincronía interhemisférica lo que se ha denominado el “balancín dipolar”. Así, luego de dar comienzo al periodo Interglacial en el H.N. registros han mostrado un enfriamiento en el Atlántico Norte, conocido como *Heinrich estadal 1* (HS1), mientras en el mismo lapsus de tiempo en el Hemisferio Sur significó el comienzo del Interglacial. El mismo efecto es visto por la llamada *Reversión fría Antártica* (ACR) en el H.S. lo que en el H.N. se ve reflejado como un periodo cálido denominado intervalo *Bølling-Allerød* ( $\sim 14,7$  mil años) (Renssen and Isarin, 2001), luego en el Hemisferio Norte hay evidencia de un nuevo periodo frió conocido como *Younger Dryas* ( $\sim 12,8\text{--}11,5$  mil años) lo que implicó la completa deglaciación del H.S. (Denton et al., 2010; Barker et al., 2009).

Así se llegaría entonces al fin del periodo Cuaternario y comienzo del Holoceno. Con una concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> en torno a las 280 p.p.m. (Sigman and Boyle, 2000). Esta época al igual que el Interglacial se ha caracterizado por una marcada inestabilidad. Con una fuerte relación con irradianza solar, generando “ciclos” con una periodicidad promedio de 1500 años en el Hemisferio Norte (Bond et al., 2001). Afectando la posición de la *Zona de Interconvergencia Tropical* (ITCZ) (Haug et al., 2001), y la posición e intensidad de los vientos del oeste (Moreno et al., 2010; Lamy et al., 2010).

Así en periodos con una baja irradianza solar, en el Hemisferio Norte hay registros de grandes apariciones de hielo a la deriva, enfriando el océano superficial y la temperatura atmosférica de Groenlandia, lo que se traduce en una reducción de la precipitación en latitudes medias (Bond et al., 2001).



## 2.4. Modelos

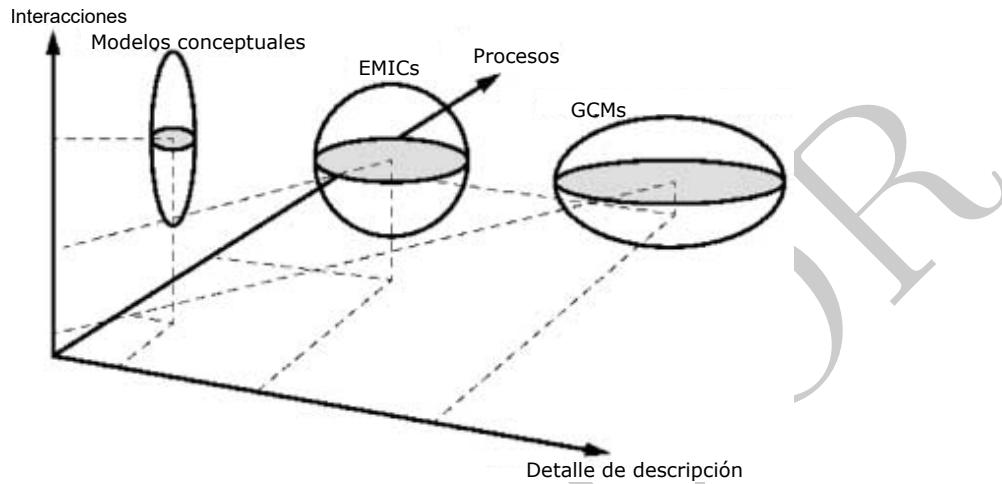


Figura 2.4: Grado de complejización de los modelos. Figura adaptada de (Claussen et al., 2002).

El sistema climático se considera formado por componentes que tienen características bióticas y abioticas, tal como, la geósfera que incluye la atmósfera, hidrósfera (principalmente ríos y océanos), la criósfera (hielo marino, permafrost, hielo interior y cubierta de nieve), la pedósfera (suelo) y la litosfera (corteza terrestre y manto superior de la Tierra), sistemas abiertos que en conjunto son conocidos como el sistema climático físico, que interaccionan con la componente biosférica.

Con el desarrollo de la ciencia computacional, el progreso de la termodinámica en los años 90s y el creciente interés por entender los procesos que gobiernan la variabilidad climática es que se sentaron las primeras bases de los principios físicos que gobiernan el flujo atmosférico (Lynch, 2008). Con ello se dio paso desde los modelos conceptuales a los modelos más complejos que integraban las atmósfera y el océano (ESM, *Modelos del Sistema Tierra*) (Flato et al., 2013).

Los tipos de modelos se diferencian en su grado de complejidad, es decir, el grado de componentes que posee y utiliza para reproducir el sistema Tierra (Weber, 2010). Los modelos conceptuales están basados en conceptos del funcionamiento del sistema Tierra, diseñados para ser computacionalmente eficientes. Entre estos destacan los *Modelos de Balance Energéticos* (EBMs, por sus siglas en inglés) y los modelos de caja. Los primeros,

resuelven el balance de calor radiativo de la atmósfera en términos de la temperatura superficial del aire. Existen en una y dos dimensiones. Otros, son los modelos de caja, que son modelos oceánicos simples cuyas cajas son representaciones de relaciones biogeoquímicas, que sacrifican el grado de realismo físico pero dan una exploración de los parámetros espaciales en cuestión. Por otro lado, se encuentran los modelos más complejos *Modelos de Circulación General* (GCM, por sus siglas en inglés), que integran la dinámica atmosférica y del océano. Son modelos que resuelven la ecuación fundamental de movimiento, junto con la evolución de la temperatura y humedad de la atmósfera o la temperatura y salinidad de los océanos. Contienen parametrizaciones de procesos que ocurren a pequeña escala y requieren de “condiciones de arranque”, es decir, el modelo ajusta parámetros o condiciones dinámicas para reproducir la estructura observacional inicial. Estos modelos son más realistas, pero poseen un alto costo computacional, por lo que son usados mayormente para experimentos multidecadales. Los *Modelos de Sistema Tierra de Complejidad Intermedia* (EMICs, por su sigla en inglés), es un tipo de modelo que se encuentra en el medio de los dos comentados anteriormente (ver figura 2.4), estos describen el sistema climático con menos detalle espacial y temporal que los GCMs e incluyen más procesos de forma parametrizada (lo que permite escoger los módulos que se desean simular en función de la pregunta que se plantea) (ver tabla 2.1), a la vez que integran balances biogeoquímicos (Claussen et al., 2002; Flato, 2011). Además se diferencia de los modelos conceptuales dado que sus grados de libertad exceden (por mucho) las parametrizaciones que posee (Weber, 2010). Los EMICs, fueron diseñados para reproducir escalas de tiempo que están entre  $10^2$  y  $10^5$  años.

Parametrización	
Componentes	Características
Atnósfera 	Convección y microfísica de nubes
	Aerosol e interacciones
	Capa límite
	Radiación
Océano	Difusión y advección de remolinos
Tierra	Vegetación/Tipo de suelo
	Humedad
	Nieve o agua subterránea
Cubierta de hielo	Propiedades dinámicas y termodinámicas
* Ciclo de carbono	Procesos químicos y biogeoquímicos
	Captación de CO <sub>2</sub>
	Especies de plancton y fitoplancton
	Inclusión de carbonato de calcio (CaCO <sub>3</sub> )
	Partículas de aerosol
* Partículas de aerosol	Ciclo de azufre
	Efecto directo e indirecto del aerosol de sulfato
	Polvo en aerosol
* Ciclo de metano y permafrost	Química atmosférica del CH <sub>4</sub>
	Emisiones de CH <sub>4</sub> en humedales
	hidrología del suelo (superficial y subsuperficial)
* Dinámica global de la vegetación e incendios forestales	descarga de agua en ríos
	Intercambio de agua con la atmósfera
	Fuentes ecológicas
	Interacción del ciclo del carbono inclusión de Gases trazas CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O y NO <sub>x</sub>
	Tratamientos de cultivos e interacción con el paisaje y zonas urbanas
* Uso y cambio de suelo	Circulación troposférica
	Dinámica estratosférica
	Interacción dinámica estratosférica - troposférica
* Capas de hielo en la tierra	Tasa de agua derretida provenientes de la Antártica y Groenlandia
* Características adicionales acoplamiento Océano-Atmósfera	Corrientes oceánicas superficiales
	Radiación solar que penetra en el océano
	Captura de radiación por la clorofila
	Distribución de clorofila

Cuadro 2.1: Componentes de los modelos GCMs y EMICs. Los marcados con asterisco son los que sólo se incluyen en los modelos EMICs  


## Capítulo 3

# Área de Estudio

El área de estudio comprende la totalidad del globo, figura 1, incluido entre los paralelos de  $-90^{\circ}$  y  $90^{\circ}$  de latitud y entre los meridianos  $-180^{\circ}$  y  $180^{\circ}$  de longitud. Además se verá con especial atención zonas regionales del océano global que se encuentran definidas en la tabla 3.1 y que gráficamente podemos apreciar en la imagen 3.1.

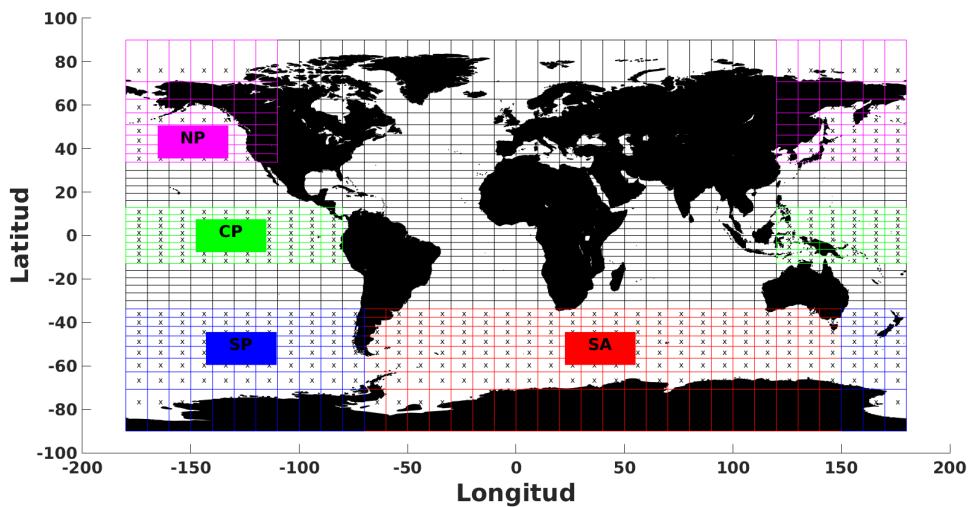


Figura 3.1: Grilla cGenie con la especificación de las zonas de interés a usar en la simulación: Pacífico norte (NP), Pacífico Sur (SP), Pacífico Central (CP) y Atlántico Sur (SA).

El detalle de las distintas regiones oceánicas se presentan en la tabla a continuación.

Zona	Latitud cuadrante	Longitud cuadrante	Puntos de grilla	Área total ( $km^2$ )
America del Sur (SA)	-90 a -33.7490	-70 a 150	176	6.9268e+07
Pacífico Sur (SP)	-90 a -33.7490	-180 a -70 y 150 a 180	112	4.4080e+07
Pacífico Norte (NP)	33.7490 a 90	-180 a -110 y 120 a 180	104	4.0931e+07
Pacífico Central (CP)	-12.8396 a 12.8396	-180 a -80 y 120 a 180	128	5.0377e+07

Cuadro 3.1: Características de las regiones oceánicas simuladas en cGENIE.

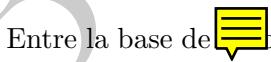
# Capítulo 4

## Metodología

A continuación se presenta el desarrollo llevado a cabo para cuantificar el efecto de los flujos de polvo globales en el  $pCO_2$  atmosférico, utilizando el modelo de complejidad intermedia cGENIE durante el periodo correspondiente a la transición del Pleistoceno al Holoceno. Para lo cual se presentan los flujos de campo de polvo, provenientes tanto de reconstrucciones como de modelos simulados. El trabajo estará enfocado en cuantificar los efectos del polvo en la bomba de tejidos blandos del océano, tanto a nivel global, como para las zonas HNLC.



### 4.1. Base de datos



Entre la base de datos utilizadas se encuentra una reconstrucción y cinco modelos de polvo, para los periodos del Último Máximo Glacial y el Holoceno.



. Los flujos de depositación de polvo presentados a continuación corresponden a una reconstrucción en base a datos obtenidos del *Dust Indicators and Records of Terrestrial and Marine Paleoenvironments* (DIRTMAP) en su tercera fase. DIRTMAP es un registro de datos geológicos compilados en la forma de un set de datos espacializados (Kohfeld and Harrison, 2001), creados con el fin de servir como evaluación para simulaciones desarrolladas con modelos del sistema Tierra que incluyan una componente del ciclo de polvo. De esta manera se seleccionaron y extrajeron dos periodos de datos de polvo, correspondiente al Holoceno y UMG (diámetros de partículas de polvo  $\leq 10\mu$ ). El



propósito fue realizar una interpolación espacial usando para ello el algoritmo de Kriging que  subsana los lugares sin datos.

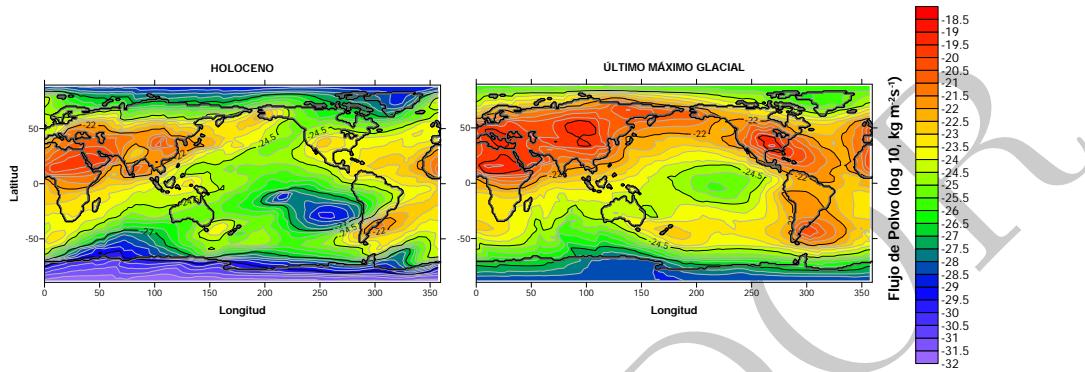


Figura 4.1: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Lambert et al. (2015).

Los flujos de depositaciones globales tanto para el Holoceno como UMG corresponden a  $2278.559 \text{ Tg año}^{-1}$  y  $7639.490 \text{ Tg año}^{-1}$  respectivamente. Donde las estimaciones en las cercanías a los datos reales presentan una mayor confianza según  Lambert et al. (2015). Por otro lado, las fuentes de polvo en América (norte y sur) son más pronunciadas durante el UMG que el Holoceno. Donde durante el UMG la mayor parte de la deposición en el océano Atlántico Norte parece provenir de América del Norte y de África del Norte (por sobre Asia). También durante este periodo en la zona de Groenlandia hay importante aportes provenientes de Siberia y Alaska, mientras que en la zona del giro subtropical del Pacífico Sur hay bajas concentraciones de deposición de polvo, sin embargo, aumenta hacia la parte sur lo que el autor asocia a productos de la interpolación que no están ratificados por mediciones. También se muestra un importante aporte de polvo que proviene de América del Sur, de las zonas desérticas  hacia el océano Pacífico Sur y de la Patagonia hacia el Atlántico Sur. En Australia y Nueva Zelanda existe una probable subestimación producto de la falta de datos en la zona.

#### 4.1.1. Modelos PMIP

La tercera fase de *Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP3) liberada el año 2012, es la primera versión PMIP en ser incluida en el *Coupled Model Inter-*

*comparison Project* en su fase 5 (CMIP5) (actualmente se encuentra en su sexta fase), desarrollado por el Programa *World Climate Research* (WCRPs). El cual consta de un conjunto de modelos acoplados construidos con el propósito de evaluar la variabilidad climática, la relación y respuesta a distintos forzantes naturales. La fase quinta de CMIP esta dividida en dos categorías, experimentos a largo plazo y experimentos de periodos cercanos. No obstante, en ambos casos se realiza una simulación básica en la que se considera el periodo pre-industrial (1750) como simulación de control, en la que se evalúa la sensibilidad climática. En particular los modelos PMIP incluyen simulaciones que abarcan periodos extensos correspondientes al pasado, como el Holoceno medio (6000 a.p.), el último milenio (1000 a.p.) y el Último Máximo Glacial (21000 a.p.).

2-. El modelo *MRI-CGCM3* perteneciente a PMIP3/CMIP5, desarrollado por el *Instituto de Investigación Meteorológica* (MRI por sus siglas en inglés) es una actualización de la versión PMIP2, *MRI-CGCM2*. Es un modelo acoplado que consta de un modulo de interfase entre la superficie terrestre y la atmósfera (MRI-AGCM3), un modulo oceánico con cubierta de hielo (MRI.COM3) y un modulo de aerosol (MASINGAR mk-2). Todas las componentes están conectadas mediante “Scup” un acoplado flexible que permite hacer múltiples combinaciones.

Los datos de polvo presentados corresponden a la simulación MRI-CGCM3 de polvo en la que se utiliza el modelo *Model of Aerosol Species in the Global Atmosphere* (MASINGAR mk-2). Cuya primera versión fue realizada y descrita por Tanaka et al. (2003) Un modelo físico tridimensional que describe el transporte químico de aerosoles en la troposfera. Utilizado por la *Japan Meteorological Agency* (JMA) para realizar pronósticos futuros de emisiones de polvo. Dentro de su parametrización no considera la estabilidad atmosférica, las variaciones de la velocidad de fricción límite y diferencias a partir de las propiedades del suelo, por lo que es considerado un modelo simple. No obstante, utiliza 4 especies de aerosoles entre ellos el sulfato de sal marina, carbonaceous, polvo mineral y aerosoles de sal marina (Tanaka et al., 2003). Recibe los campos meteorológicos y las condiciones de superficie del *Atmospheric General Circulation Model* (AGCM) el cual incluye características de la superficie terrestre mediante el *Simple Biosphere* (SiB) (Yukimoto et al., 2012).

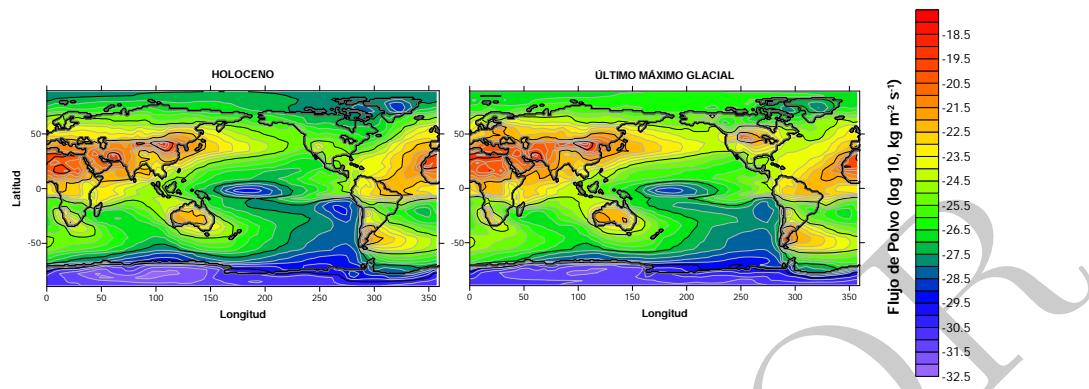


Figura 4.2: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos a partir Yukimoto et al. (2012).

La deposición de polvo es en general subestimada por el modelo MRI-CGCM3 tanto en el Holoceno como en el UMG (depositación global de  $2155.646 \text{ (Tg año}^{-1}\text{)}$  para el Holoceno y  $2965.467 \text{ (Tg año}^{-1}\text{)}$  para el UMG). Particularmente este efecto se aprecia en América del sur, donde durante el UMG no muestra flujo en la zona ecuatorial, mientras que en la zona patagónica existe un flujo que aporta en el Atlántico Sur, pero en general es bajo. También es subestimado el aporte de la zona desértica del América del Sur como de Australia en el UMG.

El modelo *MIROC-ESM* perteneciente a PMIP3/CMIP5, fue desarrollado bajo el alero de los *Earth system models* (ESMs) en la *Agency for Marine Earth Science and Technology* (JAMSTEC) en colaboración con el *Center for Climate System Research* (CCSR), que estaban en búsqueda de un modelo que incluyera las retroalimentaciones del ciclo del carbono, es decir, que pudiera pronosticar las concentraciones de  $\text{CO}_2$  atmosférico. Está basado en *Model for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC3.2). MIROC-ESM es un modelo acoplado compuesto de un módulo de circulación atmosférica (MIROC-AGCM 2010), un módulo de circulación oceánica con una componente de hielo (COCO 3.4), un modelo de superficie de la tierra (MATSIRO), un módulo de aerosoles (SPRINTARS 5.00), y un componente de ecosistemas marinos (nutrientes, especies de plancton, NPZD) y terrestres (dinámica vegetacional, SEIB-DGVM), también se introduce una componente nueva relacionado con la química atmosférica (CHASER 4.1). Todos los módulos están conectadas mediante “K-1” un acoplador de flujo.

Los datos de polvo presentados corresponden a la simulación de polvo MIROC-ESM en la que se utiliza el modelo *Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species* (SPRINTARS). El cual es un modelo físico tridimensional que predice la mezcla de los principales aerosoles troposféricos entre ellos: sulfato, polvo del suelo, carbonaceos (carbono orgánico (OC) y carbón (BC)), sal de mar, y precursores de gases de sulfato (dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) y sulfuro de dimetilo (DMS)). Entre los procesos de transporte de estos gases está considerado la emisión, advección, difusión, química del azufre, deposición humeda, deposición seca y depositación gravitacional. El módulo es impulsado por un modelo de circulación atmosférica del CCSR que involucra procesos radiativos (Takemura et al., 2000; Watanabe et al., 2011).

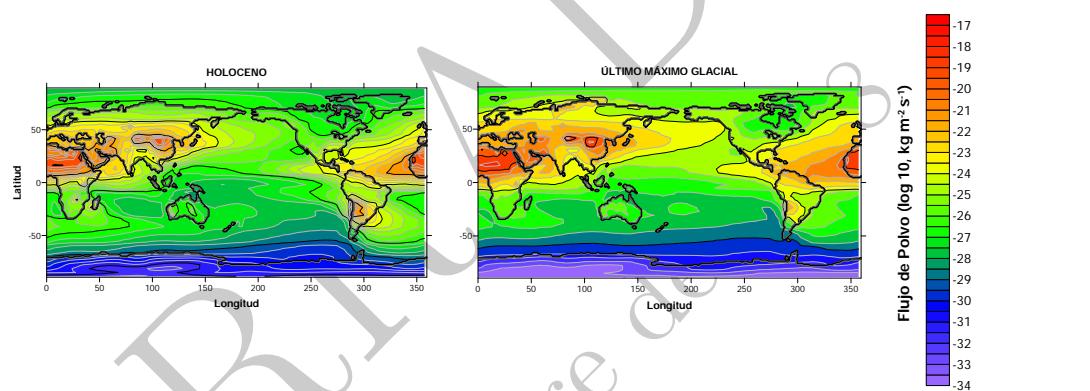


Figura 4.3: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el período del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Watanabe et al. (2011).

La deposición de polvo global simuladas por MIROC-ESM para el Holoceno y UMG, son de  $2351.565 \text{ Tg año}^{-1}$  y  $6674.501 \text{ Tg año}^{-1}$  respectivamente. Donde si bien presentan un incremento entre ambos períodos no reproducen adecuadamente los flujos de depositación, presentando una sobreestimación en el Hemisferio Norte y una subestimación en el Hemisferio Sur. Para el caso del UMG, no hay existencia de una fuente de polvo en la zona patagónica de Sur América, la cual es sabido es una importante fuente de polvo glaciogénico para los Océanos del Sur, de igual manera en la zona de Australia tampoco se aprecia una fuente de polvo. En las zona del Pacífico Ecuatorial si bien existe una lengua de polvo, es un aporte muy reducido.

4-. La distribución global de polvo presentado a continuación fue desarrollado a partir

del modelo climático de aerosol SPRINTARS, perteneciente al modelo acoplado MIROC-ESM (PMIP3/IP5). Modelo que es acompañado de una simulación en la que se estima los principales aerosoles troposféricos durante el UMG. En esta simulación SPRINTARS se modificaron los parámetros relacionados con la emisión de flujos de polvo aerosoles (velocidad del viento cercano a la superficie, de la cubierta vegetacional, y del índice folear, humedad del suelo y cantidad de nieve), así también las características relacionadas con el flujo de emisión de sal marina y la parametrización relacionada con la interacción entre los aerosoles y cristales de hielo. Para más detalle revisar el artículo de Takemura et al. (2009).

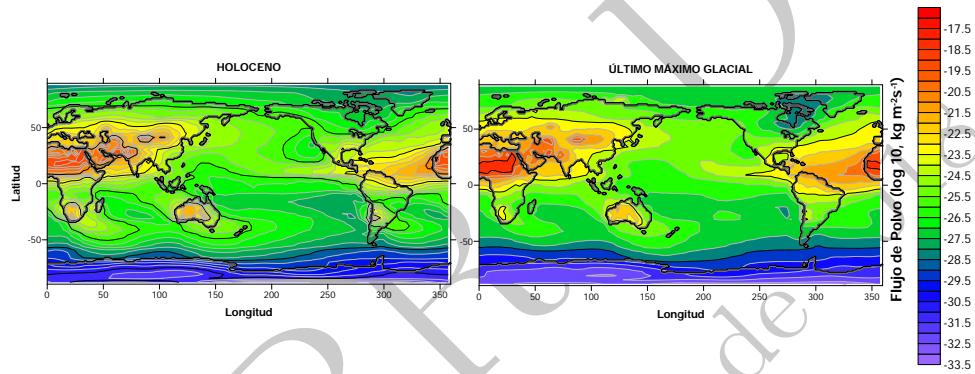


Figura 4.4: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Takemura et al. (2009).

Los flujos de deposición globales de polvo a partir de esta simulación tienen valores de  $2535.295 \text{ Tg año}^{-1}$  para el periodo del Holoceno y  $5756.909 \text{ Tg año}^{-1}$  durante el UMG. Según Takemura et al. (2009) los flujos obtenidos se corresponden de buena manera con los datos de testigos de hielo y sedimentos marinos. Si bien durante el UMG la simulación mostró una expansión de las fuentes del Sahara hacia el sur y hacia el Norte sobre Europa del Este y Asia Central, hay una predominancia de altas tasas de deposición en latitudes altas del Hemisferio Norte mientras que en el Hemisferio Sur en zonas como la Antártica se produce una subestimación de deposición (siendo que los datos muestran que hay una fuente primaria en la Patagonia), así mismo tanto Australia como África Austral muestran bajas tasas de depositación.

Para la construcción de este mapa de polvo se utilizó el modelo acoplado *Com-*

*munity Earth System Model Version 1* (CESM1). El cual es un modelo de sistema tierra global incluido dentro de CMIP5, que está compuesto por cuatro módulos separados que representan la componente atmosférica, oceánica, de superficie terrestre y cubierta de hielo marina. En este trabajo se hizo uso de la componente atmosférica, la *Community Atmosphere Model version 4* (CAM4) y su versión posterior la *Community Atmosphere Model version 5* (CAM5) ([www.cesm.ucar.edu](http://www.cesm.ucar.edu)) ajustando para ello un conjunto de parametrizaciones físicas relacionadas con el polvo (erosibilidad del suelo, tamaño de distribución de polvo emitido, deposición húmeda y propiedades ópticas). Para la simulación de polvo del UMG se utilizó el subconjunto *Community Climate System Model* (CCSM4). Los resultados de las simulaciones son comparados con datos observacionales utilizando para ello el *solar optical depth* (AOD) en su versión 2, que da una estimación de la cantidad de haces de luz que se impide que lleguen a la superficie producto de la presencia de partículas de aerosoles en la columna de aire (como el polvo, la bruma, etc). Para la superficie se utilizó la concentración atmosférica y el flujo de deposición de polvo tomados de la *University of Miami Ocean Aerosols Network*, también se utilizaron datos de estaciones, aunque estos últimos no fueron utilizados en la optimización de los modelos (Albani et al., 2014).

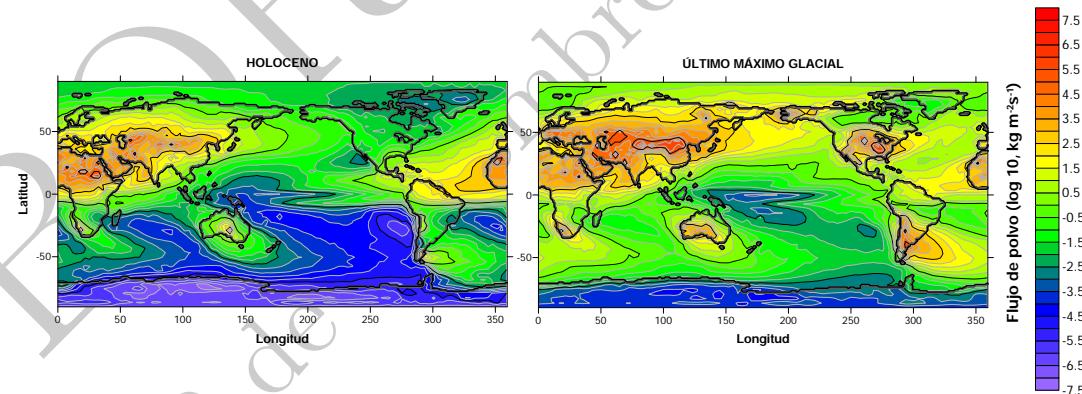


Figura 4.5: Flujos de campos de polvo desarrollados mediante el modelo acoplado *Community Earth System Model Version 1* (CESM1). A la derecha el periodo del Último Máximo Glacial y a la izquierda el Holoceno. Datos obtenidos de Albani et al. (2014).

Los modelos tienden a mostrar altas emisiones con altas cargas, y periodos de vida más cortos durante el Holoceno en comparación a los datos de observaciones. Mientras

que durante el UMG las magnitudes estimadas por el modelo son representativas de observaciones en paleo-datos en los 4 ordenes de magnitud abarcados por los datos. Donde alcanzan 2.2 veces lo calculado por unos de los modelos de *Community Earth System Model Version 1* (CESM1), abarcando valores de 6289 Tg/a. Además que el 20 % de las emisiones provienen de fuentes glaciogénicas, con una vida media de 2.2 días y una carga de polvo es 37.4 tg/año (Albani et al., 2014).



#### 4.1.2. Modelo cGENIE

En este estudio se utilizó una versión “muffin” del *Earth system Model of Intermediate Complexity* (EMIC), llamado cGENIE en su versión 0.9 (genie.seao2.or). cGENIE fue construido a partir del *Grid ENabled Integrated Earth system model* GENIE, el cual en sus inicios tuvo dos versiones, una referidas a un modelo simple en 2-D llamado GENIE-1 (Ridgwell et al., 2007) y otra en el que se empleaba un modelo de circulación general de la atmósfera llamado GENIE-2. Entre las componentes de GENIE se incluía características físicas del sistema tierra, tales como, la circulación oceánica (c-GOLDSTEIN) componente que incluye hielo marino, biogeoquímica oceánica (BIOGEM), sedimentos del fondo marino (SEDGEM), y geoquímica (ATCSTEM). cGENIE es una simplificada versión de GENIE centrada en el ciclo del carbono. El modelo tiene una baja resolución con una grilla horizontal de área cuadrada de 36x36, lo que la hace extremadamente eficiente (Edwards and Marsh, 2005). No obstante, dado su alta implementación en la biogeoquímica global contiene 49 trazadores disueltos e importante propiedades isotópicas, y en caso de ser necesario relaciones molares para sedimentos sólidos y gases atmosféricos (Ridgwell et al., 2007).



## 4.2. Pre-procesamiento de los datos

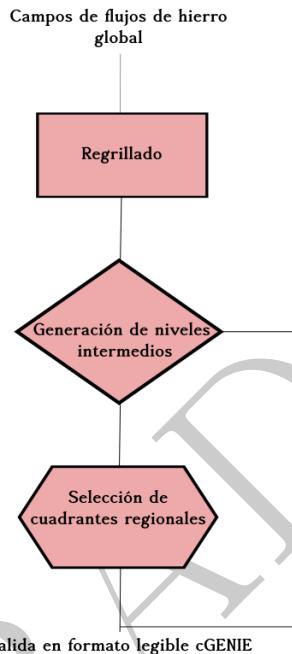


Figura 4.6: Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo de polvo

En esta etapa se realizan dos procesos diferentes que serán posteriormente utilizados en el modelo cGENIE.

Para ver los cambios de polvo a nivel global que inicien en el UMG hasta el Holoceno, se generan 10 niveles de flujos de polvo sobre estos períodos. No obstante, producto de que utilizamos 5 distintos campos de polvo (1 reconstrucción y 4 modelos) para el UMG y Holoceno, de los cuales 4 tiene una grilla con 128x64 celdas (Lambert, Takemura, MIROC-ESM, MRI-CGCM3) y una de 192x268 celdas (Albani), en primera instancia se traspasan todos los flujos de polvo con sus respectivas mallas de datos a una grilla cuadrada de 36x36. Luego para observar los cambios que se dan entre estos períodos, generamos de forma x-espaciada 8 niveles intermedios de polvo.

Por otro lado, se aislan los flujos de polvo que pertenezcan a las zonas HNLC (ver figura 3.1). Para ello de los creados flujos globales de polvo (10 niveles que abarcan desde el UMG hasta el Holoceno), se selecciona la grilla correspondiente al periodo del Holoceno, y a lo largo del tiempo (de los niveles del 1 al 10) en una zona HNLC se cambian los flujos de polvo, el resto de las cuadriculas deben permanecer con los niveles

de polvo correspondientes al Holoceno, este proceso se hace de forma reiterativa para todas las zonas HNLC.

#### 4.2.1. Pre-procesamiento modelo cGENIE

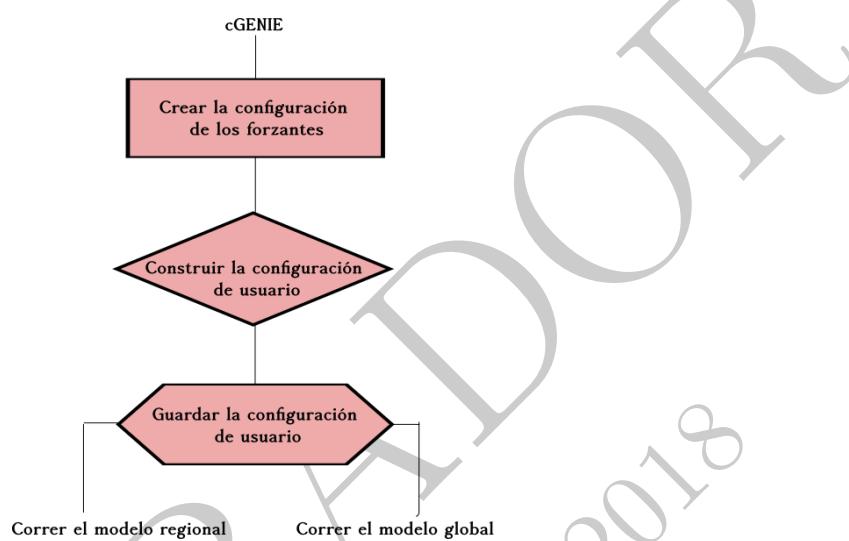


Figura 4.7: Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo en MATLAB

El modelo es ejecutado en un cluster de la Universidad de BRISTOL. Para ello es necesario ingresar todos los archivos de polvo generados (regrillados), en *genie-forcing* (donde se especifican los cambios en las concentraciones de algún forzante en el tiempo “Condiciones de contorno del modelo”) ubicada en el directorio *Cgenie.muffin*. Para ello se crea (replica) una carpeta forzante con el nombre “worjh2.FeMODELO\_All.level\*” o “worjh2.FeMODELO\_Región.level\*” (para simulaciones globales y regionales respectivamente), esto se hace para todos los niveles de polvo.

Dentro de estas carpetas creadas deberán haber 5 archivos:

- a)  **biogem\_force\_flux\_sed\_det\_SUR.dat** “biogem\_force\_\*\_II.dat”. Este es el campo del forzante, en este caso grilla de flujo de polvo de dos dimensiones (grupos de datos que contienen filas (j) y columnas (i)).

- b) “configure\_forcings\_atm.dat”. Definición de forzantes atmosféricos interactuando en el modelo. Para esta simulación no se definen.

- c) “configure\_forcings\_ocn.dat”. Definición de forzantes oceánicos interactuando en el modelo. En esta simulación no se definen.
  
  
  
  
  
  
- d) “**configure\_forcings\_sed.dat**”. Definición de forzantes sedimentarios interactuando en el modelo. Para esta simulación se definen forzantes provenientes de sedimentos terrestres (polvo).
  
  
  
  
  
  
- e) biogem\_force\_flux\_sed\_det.sig.dat “biogem\_force\_\*\_I.dat”. Definición del paso de tiempo en la simulación. Se construye a partir de la diferencia entre los dos campos espaciales (4.1):

$$F_{(i,j),(t)} = \text{biogem\_force\_}*I_{(i,j)} + S_{(t)} \times (\text{biogem\_force\_}*II_{(i,j)} - \text{biogem\_force\_}*I_{(i,j)}) \quad (4.1)$$

El valor del trazador de escala ( $S_{(t)}$ ) es interpolado desde los contenidos de la señal forzante del archivo biogem\_force\_flux\_sed\_det\_SUR.dat. Así en el archivo e) se especificó el nivel de forzamiento considerado para el modelos, que en caso toma dos valores (0.0 o 1.0), dependiendo si se trata de una simulación de control (no se considera el forzante de polvo) o una simulación de pronostico (se considera el forzante polvo).

Luego de crear las carpetas y archivos para todos los niveles de polvo, para cada modelo y tipo (si regional o global), es que se crean los archivos y carpetas de configuración tanto de los trazadores como de la corrida. Este proceso se realiza en el directorio *genie-Userconfig* dentro del directorio *cgenie.muffin*.

### 4.3. Experimento, modelo cGENIE

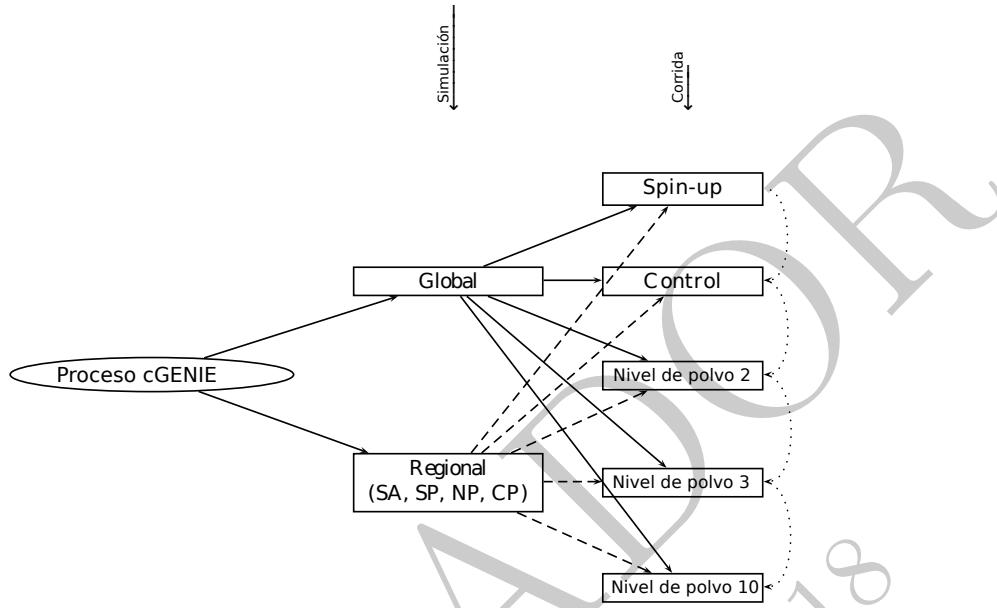


Figura 4.8: Estructura de la Simulación en cGENIE. Se destaca en negrita la configuración básica, posteriormente se representa la evaluación progresiva de los flujos de polvo.

La simulación es desarrollada en dos etapas, se realiza una configuración básica necesaria para dar una consistente iniciación al modelo cGENIE. Posteriormente se evalúan los campos de polvo en incremento desde el Holoceno hasta el UMG.

#### 3.1. Configuración básica

Con el propósito de establecer las parametrizaciones del modelo cGENIE en las condiciones climatológicas del periodo preindustrial, es que se desarrolla un Spin-up por un intervalo de tiempo de 10000 años (para la estabilización), usando para ello como forzante el flujo de polvo del Holoceno de cada modelo/reconstrucción de polvo. En este etapa se fija el CO<sub>2</sub> en 278 ppm (concentración periodo preindustrial). El largo del tiempo de paso entre una estimación y otra es de 0 años. En este caso, que buscamos evaluar el efecto del hierro en la bomba biológica y cómo esto afecta la concentración de CO<sub>2</sub>, la componente de biogeoquímica oceánica correspondiente al módulo BIOGEM toma una importante relevancia. Mientras que la configuración básica seleccionada es `cgenie.eb_go_gs_ac_bg.worjh2.BASEFe` (que representa los módulos aplicados (ver tabla

4.1), la configuración continental, y la resolución y trazadores escogidos), incluye el ciclo de hierro marino. En la figura 7.1, del Anexo, se presentan las simulaciones Spin-up para cada modelo y reconstrucción.

Componente	Abreviatura	Modelo
Atmósfera	eb	EMBM (2-D)
Océano	go	GOLDSTEIN
Cubierta de hielo oceánica	gs	GOLDSTEIN (opciones multiples)
Química atmosférica	ac	ATCHEM
Biogeoquímica oceánica	bg	BIOGEM

Cuadro 4.1: Detalle de los modelos utilizados y las características asociadas a los campos de hierro globales

Se desarrolla una simulación de control aplicando los mismo campos de polvo usados por el Spin-up (Holoceno), la misma configuración base, pero sin fijar la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub>. La figura 4.9 de las simulaciones de control, muestra una estabilización alrededor de los 2000 años para todos los modelos y reconstrucciones.

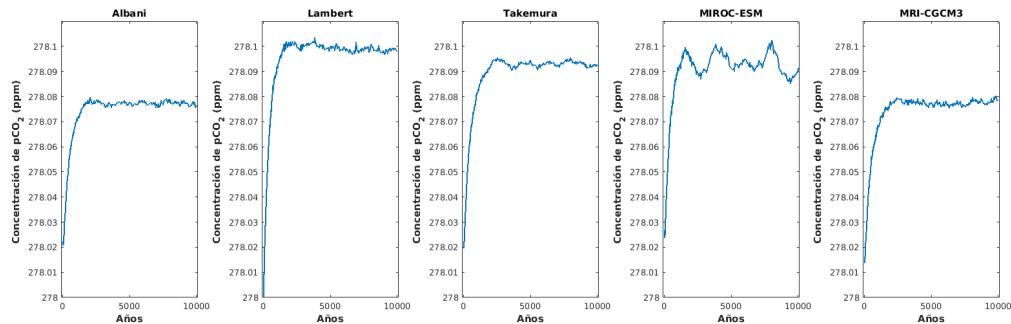


Figura 4.9: Serie de tiempo de pCO<sub>2</sub> obtenidos a partir de las simulaciones de control realizadas mediante el modelo cGENIE, para el periodo del Holoceno de todos los campos de polvo.

### 4.3.2. Simulaciones de flujos de polvo

En esta etapa se desarrollan tantas las evaluaciones del efecto del hierro en la captura de CO<sub>2</sub> tanto a nivel global como regional (zonas HNLC). En ambos casos la configuración



de cGENIE es idéntica a la simulación de Control.

#### 4.3.3. Experimento



Finalmente procedemos a **correr** el modelo. En la línea de comando del cluster BRIS-TOL, dentro del directorio *genie-main* ingresamos el comando: ( `\$ qsub -j y -o cgenie_log -V -S /bin/bash runmuffin.sh` ) junto con una lista de parámetros que permiten correr el modelo.

```
$... ./runmuffin #1 #2 #3 #4 (#5)
```

Estos parámetros son:

#1 es el nombre de la configuración básica requerida para el modelo, en este caso será *cgenie.eb-go\_gs\_ac\_bg.worjh2.BASEFe*.

#2 nombre del subdirectorio que contiene los archivos “user-config”, en nuestro caso “DUST”.

#3 nombre del archivo de configuración (user-config).

#4 longitud de la corrida en años, en nuestro caso 10000 años.

#5 corrida de arranque (periodo preindustrial), en nuestro caso “worjh2.PO4Fe.SPIN”.

Al finalizar la corrida los archivos de salida (resultados) son almacenados dentro del directorio *cgenie\_output*.

#### 4.4. Post-Procesamiento

Los archivos de  $pCO^2$  obtenidos del modelo cGENIE, son procesados en el software *Matlab* en el cual se procede de la siguiente manera:

- a) Sacamos la diferencia de  $pCO^2$  entre cada nivel desde el periodo preindustrial (nivel 1) hasta el Último Máximo Glacial (nivel 10)
- b) Cargamos los flujos de hierro en unidades de  $kg\ m^{-2}s^{-1}$  (Tanto global, como regional dependiendo del caso)
- c) En el caso del flujo global, se hizo un promedio del  $pCO^2$  obtenido con cGENIE, para los 10 periodos (niveles).

- d) Para el caso del flujo regional, se multiplicó el flujo de hierro de una celda con su área para obtener la  de polvo que se deposita en dicha celda cada año. Luego sumamos estos valores para una región y tenemos la masa total de polvo que se deposita en esta región.

Por otro lado, para obtener una fracción de área de la tierra en función de una latitud y longitud determinada, vamos a considerar la tierra una esfera de tipo elipsoide (figura 4.10). Donde la ecuación 4.2 nos permitió obtener dicha área.

$$A_{sup} = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} R \left( \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R \cos \varphi d\lambda \right) d\varphi = R^2 (\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1) \quad (4.2)$$

Donde  $R$  es el radio de la tierra (aproximadamente 6371 km); y donde

$0 \leq \lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2 \leq 2\pi$  y donde,  $-\frac{\pi}{2} \leq \varphi_1 \leq \varphi \leq \varphi_2 \leq \frac{\pi}{2}$ .

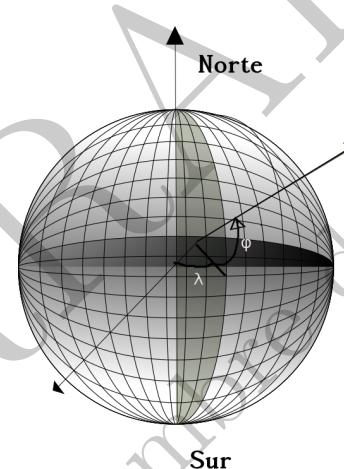


Figura 4.10: Área superficial de una celda de grilla entre longitudes  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  y latitudes  $\varphi_1$  y  $\varphi_2$ .

Para realizar el calculo anterior se ocupó una función MATLAB denominada *areaquad* y los datos de longitud y latitud de cuadrantes especificados en la tabla ?? . Así los resultados son expresado en unidades de metros cuadrados ( $m^2$ ).

- e) Posteriormente se graficaron las diferencias de  $pCO^2$  respecto del hierro en cada nivel y se ajustó una curva a los datos.
- f) Por otro lado, se calculó en porcentaje la reducción de cada nivel para cada zona de interés respecto del UMG. De esta manera, se obtuvo un porcentaje relativo

del aporte de cada zona HNLC a la reducción total de CO<sub>2</sub> para cada modelo y reconstrucción ingresada en cGENIE.

 **BORRADOR**  
20 de diciembre de 2018

## **Capítulo 5**

## **Resultados**

A continuación se presentan los efectos generados por la inserción de los campos de flujo de polvo en el modelo cGENIE, durante el periodo del Holoceno hasta el UMG.

## 5.1. Resultados globales

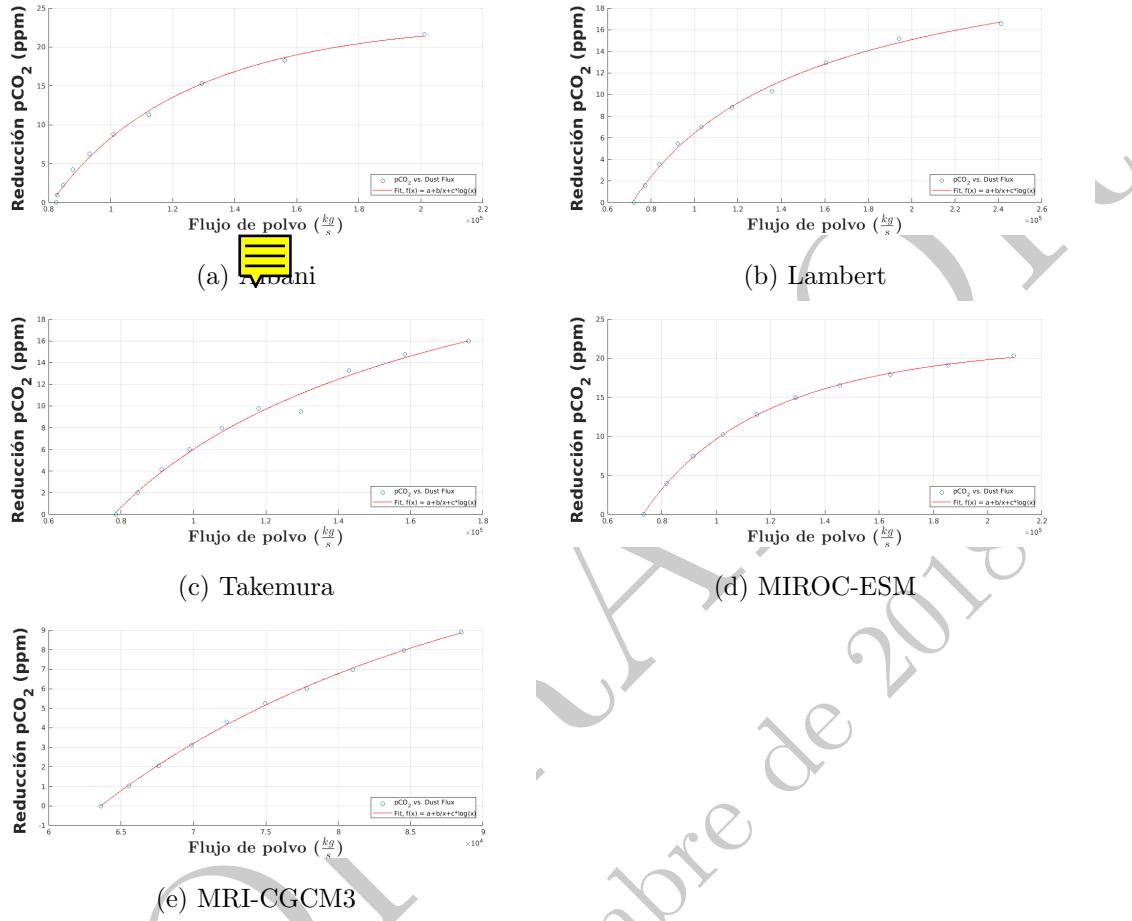


Figura 5.1: Series de reducción de  $pCO_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial para flujos de polvo globales.

En la figura 5.1, la trayectoria del nivel de CO<sub>2</sub> en todas las simulaciones pueden ser explicada por una función logaritmo. Sin embargo, Takemura muestra una pequeña desviación en el nivel 7 (con aproximadamente 9.5 ppm de reducción) lo que, sin embargo, no se condice con el aumento progresivo de polvo desde el Holoceno hasta el UMG en este modelo.

Por otro lado, el modelo Albani es el que muestra mayor reducción de CO<sub>2</sub> en los océanos, producto de la fertilización con hierro y su implicancia en la bomba biológica ( $\sim 21$  p.p.m.), seguido por el modelo MIROC-ESM ( $\sim 20$  p.p.m.). Este máximo de reducción podría ser explicado por la diferencia intermedia entre el nivel de polvo del

periodo del Holoceno y del UMG en comparación a los otros modelos de polvo, pero además, debido a que posee la mayor depositación de polvo en el Holoceno, aunque fue el tercer flujo de polvo más grande para el UMG (superado por la reconstrucción de Lambert), lo que habría dado un importante input inicial al modelo cGENIE que se mantuvo con altos valores hacia el final de la simulación (UMG).

Es Lambert el que presenta mayor diferencia entre el nivel de polvo entre el Holoceno y el UMG, pero a la vez, es el que tiene más elevados flujos de polvo para el UMG, la reducción de este modelo es  $\sim 16,5$  p.p.m. siendo el tercer valor más alto de disminución de  $p\text{CO}_2$  atmosférico, aunque muy seguido por el modelo Takemura ( $\sim 16$  p.p.m.) que presenta mayores flujos de polvo en el Holoceno pero menores estimaciones que Lambert hacia el UMG. Finalmente, el modelo MRI-CGCM3 es el que muestra los menores flujos de polvo estimados, a la vez, que presenta menor captación de  $\text{CO}_2$  producto de la bomba biológica según el modelo cGENIE, estimada en aproximadamente 9 p.p.m..

## 5.2. Resultados regionales

A continuación se presentan los resultados regionales correspondiente a cada zona de la figura 3.1.

### 5.2.1. Pacífico Norte

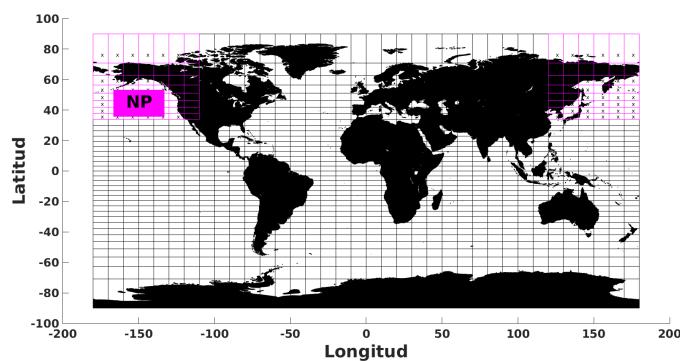


Figura 5.2: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Norte que fue aislada en la simulación cGENIE.

Debo cam-  
biar valores  
de tabla

Modelo	Reducción de $pCO_2$ global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado ( $R^2$ )	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=1.6$ y $p2=7.10e^{-10}$	0.998	0.0468
Albani	Logarítmico	$p1=2.1$ y $p2=2.20e^{-7}$	0.998	0.06854
Takemura	Lineal	$p1=6.75e^{-14}$ y $p2=0.96$	0.997	0.01419
MIROC-ESM	Lineal	$p1=4.51e^{-14}$ y $p2=-1.44$	0.9934	0.1038
MRI-CGCM3	Lineal	$p1=3.67e^{-14}$ y $p2=-2.53$	0.9957	0.03742

Cuadro 5.1: Reducción de  $pCO_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Norte (NP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

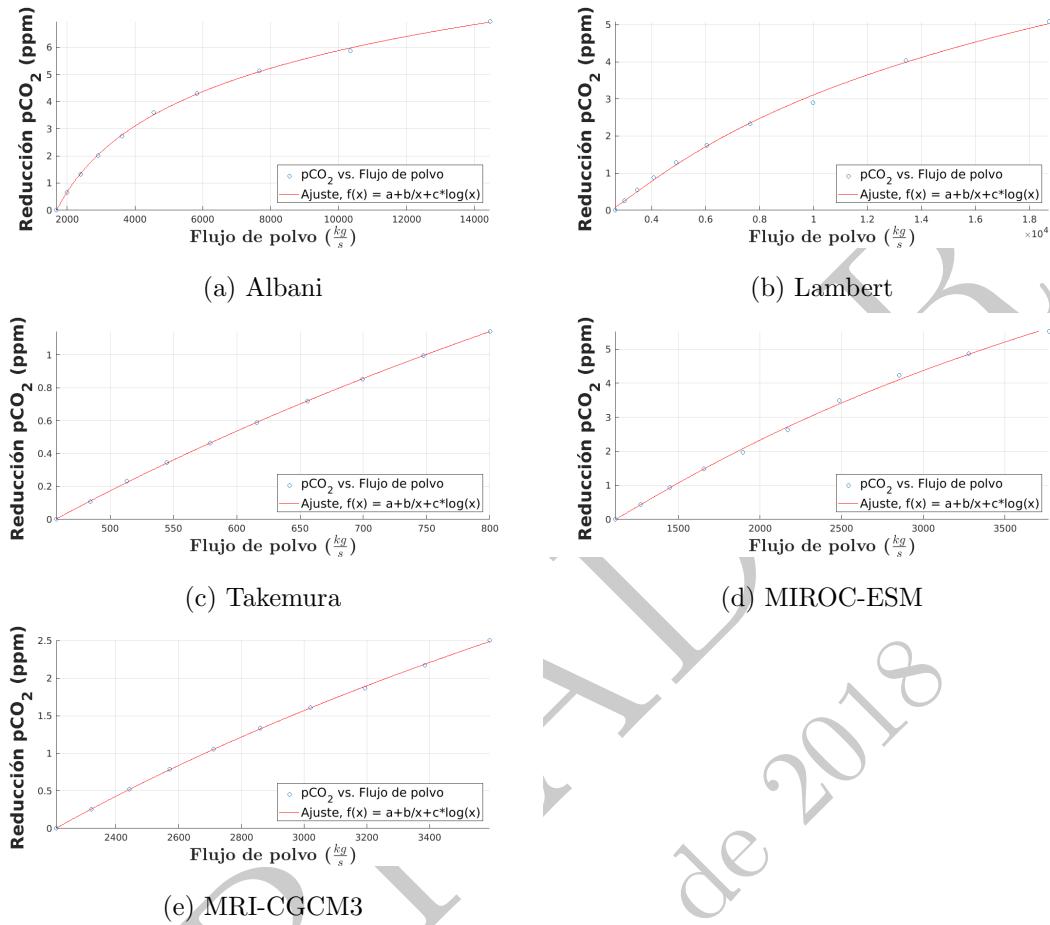


Figura 5.3: Reducción de  $p\text{CO}_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Norte (NP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

La mayor reducción en la zona fue estimada a partir de los campos de polvo del modelo Albani, aproximadamente 7 p.p.p.m para el UMG. La razón positiva de polvo entre el UMG y Holoceno ( $\sim 0,5$ ) (ver anexos ??) y las imágenes 4.5, nos evidencia un gran flujo de polvo en el Pacífico Norte. Sin embargo, éste no es superior a los flujos del modelo Lambert, que posee amplitudes entre el UMG y Holoceno variables, y que van entre 0 y 1.6 produciendo una captura de CO<sub>2</sub> alrededor de 5 p.p.m, ligeramente inferior a la vista por el modelo MIROC-ESM ( $\sim 5,53$  p.p.m.). De esta manera si bien se ve que los flujos de polvo son mayores para Lambert, es su propia variabilidad la que produciría una menor captación de pCO<sub>2</sub> atmosférico por parte de los océanos en esta región. Mientras que, por otro lado, MIROC-ESM tiene flujos extensivamente inferiores,

pero posee una tasa de deposición mayor en el área (a una razón de  $\sim 0,6$  (ver figura anexo ?? y 4.3).

El modelo MRI-CGCM3 presenta una disminución de  $p\text{CO}_2$  menor que los modelos previamente mencionados ( $\sim 2,5$  p.p.m.), aunque tenuemente superior que Takemura ( $\sim 1,14$  p.p.m.), modelo con los menores campos de polvo en la región. Los Flujos de MRI-CGCM3 son similares a los de MIROC-ESM en la zona, teniendo una razón entre el UMG y Holoceno de  $\sim 0,4$  (??), mientras que MIROC-ESM posee razones de  $\sim 0,8$ , por ende, su diferencia se atribuye, por un lado, a una constante mayor tasa de deposición de polvo en la región (ver figuras 4.2 y 4.3), y por otro, a un input inicial (condición de campo de polvo global Holoceno) sustancialmente diferente a MIROC-ESM.

### 5.2.2. Pacífico Central

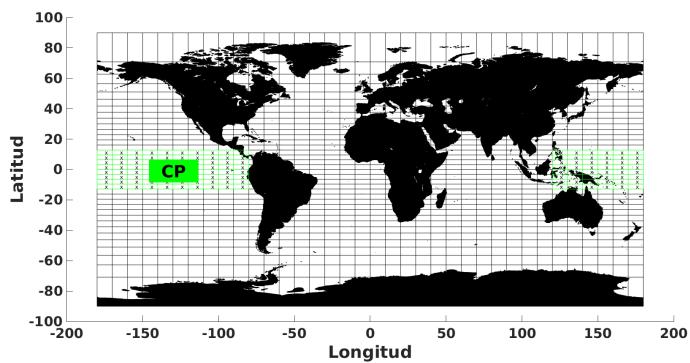


Figura 5.4: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Central que fue aislada en la simulación cGENIE.

Modelo	Reducción de $pCO_2$ global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado ( $R^2$ )	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=1.8$ y $p2=7.10e^{-10}$	0.999	0.01578
Takemura	Lineal	$p1=1.14e^{-13}$ y $p2=-1.3$	0.9966	0.03623
MIROC-ESM	Lineal	$p1=1.23e^{-13}$ y $p2=-1.03$	0.9942	0.06412
MRI-CGCM3	Lineal	$p1=1.60e^{-13}$ y $p2=-0.99$	0.9876	0.01904

Cuadro 5.2: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de  $pCO_2$  estimados, a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es:  $f(x) = p1 \times \ln(p2 \times x)$ . Donde f(x) es la reducción de  $pCO_2$  y x, el flujo de polvo en cada nivel.

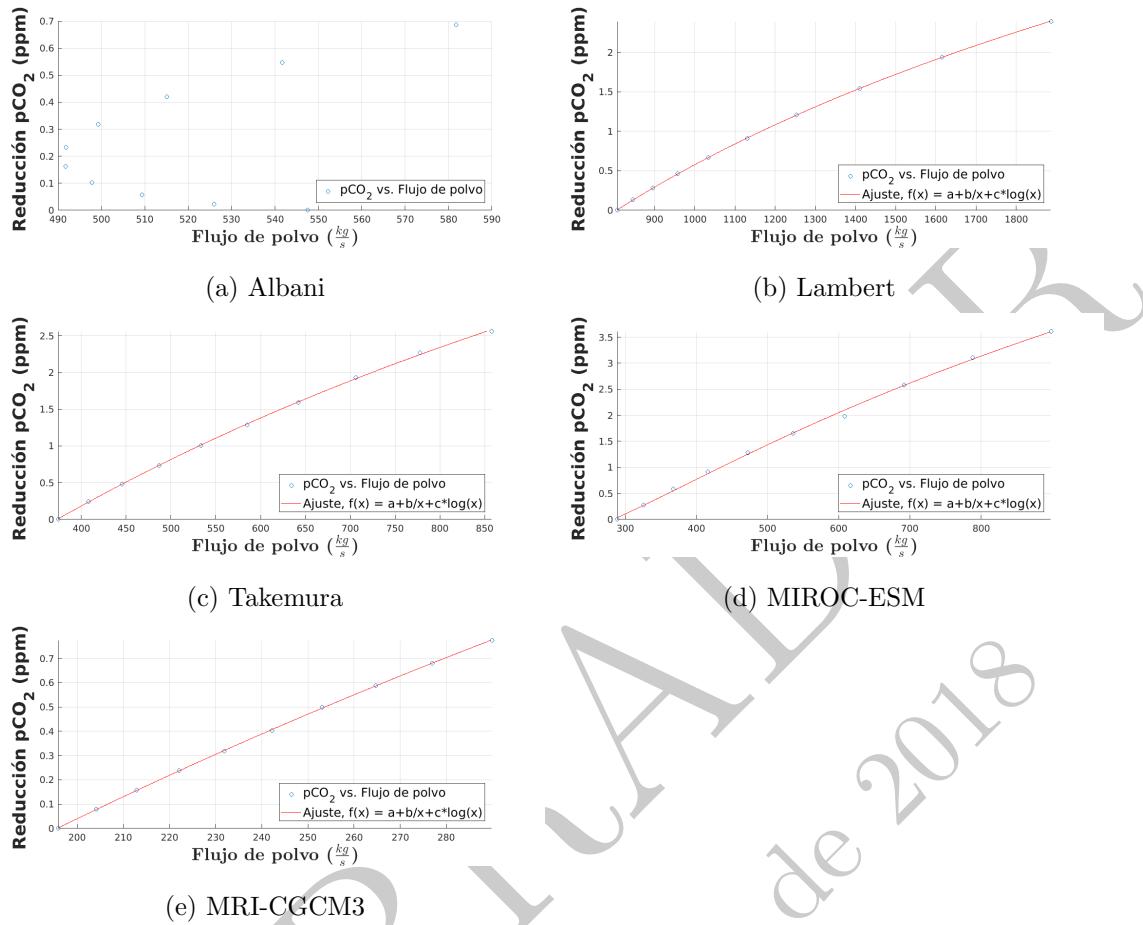


Figura 5.5: Reducción de  $pCO_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Central (CP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

Los valores de reducción de CO<sub>2</sub> en esta zona son en general bajos y similares. Si bien el comportamiento de la simulación es descrita por una función logarítmica, la corta distancia entre los campos de polvo del Holoceno y UMG en cada una de los modelos y reconstrucciones, hacen que este incremento de la reducción pueda ser similar a una función lineal.

El mayor aporte es mostrado por el modelo MIROC-ESM ( $\sim 3.6$  p.p.m.), a pesar de que el modelo Lambert es el que tiene mayores flujos de polvo en la región, casi triplicando el campo de MIROC-ESM y doblando el aporte de Takemura tanto en el Holoceno como durante el UMG. La razón por la cual no se aprecia el aporte de los grandes flujos de polvo del modelo Lambert, es debido a que tiene una alta variabilidad

en su presencia en la zona mostrando que la razón entre el UMG y Holoceno varía entre -0.2 y 1.8 (ver anexos ??), con valores positivos reflejando mayor presencia de polvo en el Último máximo Glacial que en el Holoceno, y valores negativos el caso inverso, por lo tanto, esto se refleja en una captura de  $\sim 2,4$  p.p.m. ligeramente menor que la efectuada por el modelo Takemura ( $\sim 2,6$  p.p.m.) que posee una tasa entre el UMG y Holoceno entre -0.1 y 0.5 con mayor variabilidad que MIROC-ESM pero menor que la de Lambert (ver figura ??). Mientras, por otro lado, MIROC-ESM posee tasas de depositación que varían entre 0 y 0.6, mostrando un persistente incremento de flujos de polvo entre el Holoceno y UMG para esta área.

El modelo MRI-CGCM3, posee los valores de flujo de polvo más bajos en todos los niveles desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial (figura 4.2), lo que se ve reflejado en su baja participación en la reducción de CO<sub>2</sub> en este régión, no superando los  $\sim 0,8$  ppm.

Por otro lado, los campos de polvo de Albani presentan un alta variabilidad en sus tasas de depositación en la región CP, con la mayor parte de la región con valores menores en los campos de polvo del UMG que durante el Holoceno, lo que se refleja tanto en los valores de amplitudes que van desde -0.4 a 0.2 (??), como en los niveles de campos de polvo (figura 4.5). Por lo anterior, la interpolación de los datos en esta zona produjo decrecimiento de polvo en gran parte del CP, pero al mismo tiempo enormes diferencias positivas de polvo (UMG-Holoceno), lo que se tradujo en una simulación no consistente.

### 5.2.3. Pacífico Sur

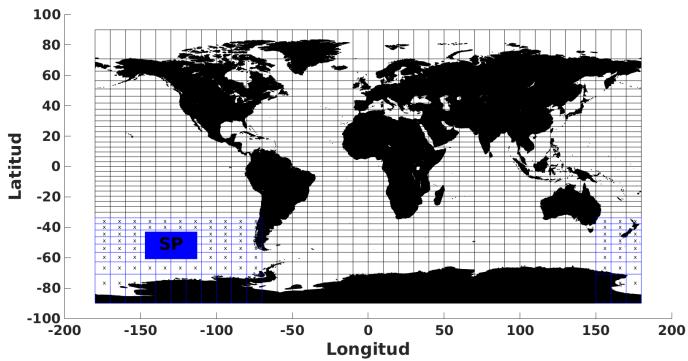


Figura 5.6: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Sur que fue aislada en la simulación cGENIE.

Debo cam-  
biar valores  
de tabla

Modelo	Reducción de $pCO_2$ global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado ( $R^2$ )	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=1.8$ y $p2=1.78e^{-10}$	0.9961	0.0546
Albani	Lineal	$p1=1.22e^{-13}$ y $p2=-0.1$	0.9842	0.07587

Cuadro 5.3: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de  $pCO_2$  estimados, a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es:  $f(x) = p1 \times \ln(p2 \times x)$ . Donde f(x) es la reducción de  $pCO_2$  y x, el flujo de polvo en cada nivel.

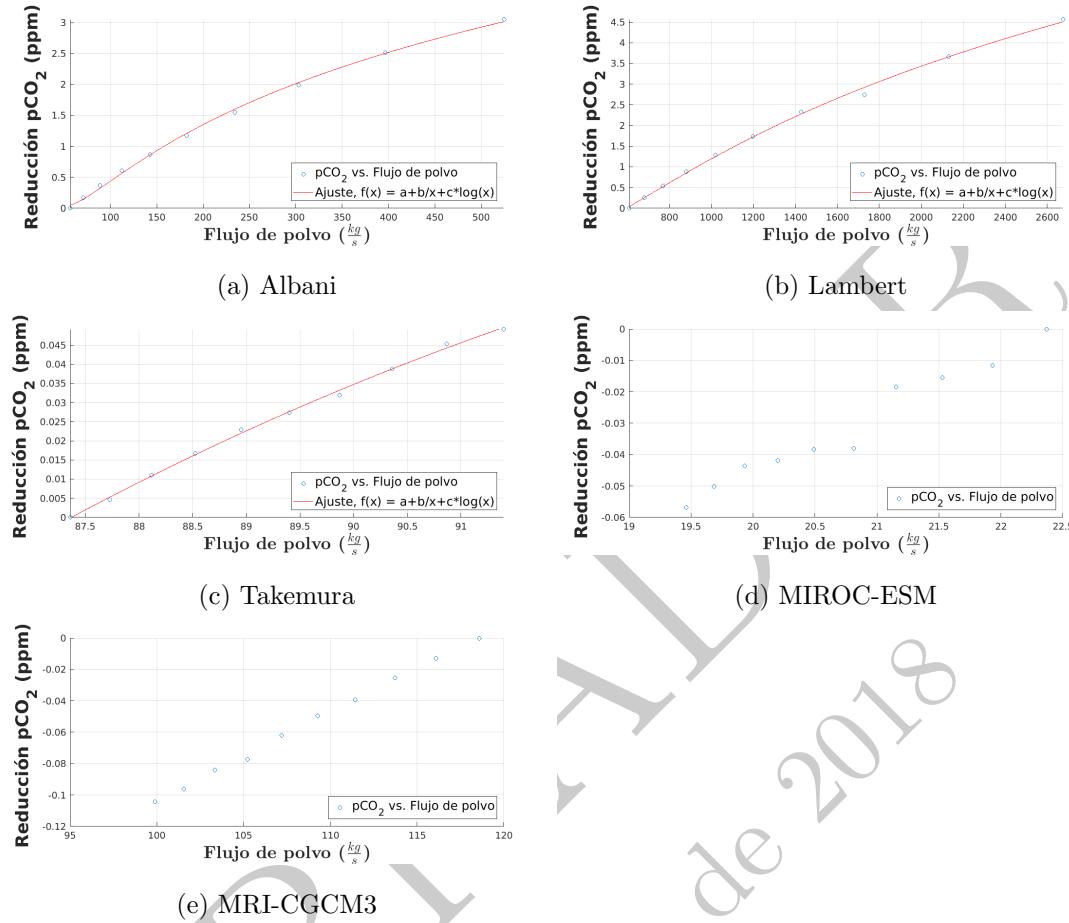


Figura 5.7: Reducción de  $p\text{CO}_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Sur (SP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

De todos los campos de flujo de polvo, la reconstrucción Lambert es la que posee extensamente mayores niveles de depositación de polvo en estas latitudes (ver imagen ??), lo que se refleja en un máximo de reducción de  $p\text{CO}_2$  de  $\sim 4.6$  ppm. No obstante, el modelo Albani si bien posee magnitudes de polvo aproximadamente 5 veces inferiores en cada nivel desde el Holoceno hasta el UMG comparado con Lambert, tiene una reducción de  $p\text{CO}_2$  de  $\sim 3$  p.p.m., este alto nivel asociado a la menor variabilidad de amplitudes UMG:Holoceno (entre aproximadamente 0.8 y 1.6, figura ??) en comparación a Lambert (entre -0.2 y 1.2) (ver anexo ??).

El modelo Takemura, muestra un reducción ínfima de  $\sim 0.04$  ppm para el UMG, lo que refleja en poca aportación de polvo en estas latitudes por estos campos (ver 4.4).

También evidenciado en la mínima variación entre los niveles de polvo UMG:Holoceno (entre -0.1 y 0.1, ver figura ??).

Por otro lado, tanto MIROC-ESM y MRI-CGCM3 son modelos que no poseen fuentes de polvo en estas latitudes, por ende, muestra una progresiva disminución de flujo de polvo desde el Holoceno hasta el UMG. El caso más crítico es mostrado por el modelo MIROC-ESM con amplitudes UMG:Holoceno entre -0.4 y 0, a su vez MRI-CGCM3 oscila entre -0.3 y 0.1 (ver anexo ?? y ??).

#### 5.2.4. Atlántico Sur

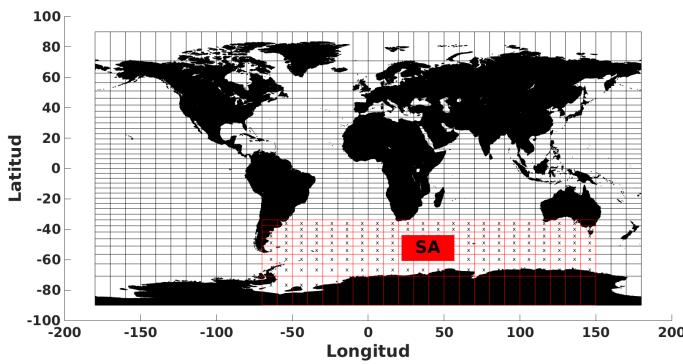


Figura 5.8: Mapa global, que muestra la región del Atlántico Sur que fue aislada en la simulación cGENIE.

Debo cam-  
biar valores  
de tabla

Modelo	Reducción de $pCO_2$ global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado ( $R^2$ )	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=2.75$ y $p2=1.81e^{-9}$	0.9892	0.119
Albani	Logarítmico	$p1=2$ y $p2=1.46e^{-5}$	0.9957	0.173
MRI-CGCM3	Lineal	$p1=2.77e^{-14}$ y $p2=-1.32$	0.9975	0.01081

Cuadro 5.4: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de  $pCO_2$  estimados, a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es:  $f(x) = p1 \times \ln(p2 \times x)$ . Donde  $f(x)$  es la reducción de  $pCO_2$  y  $x$ , el flujo de polvo en cada nivel.

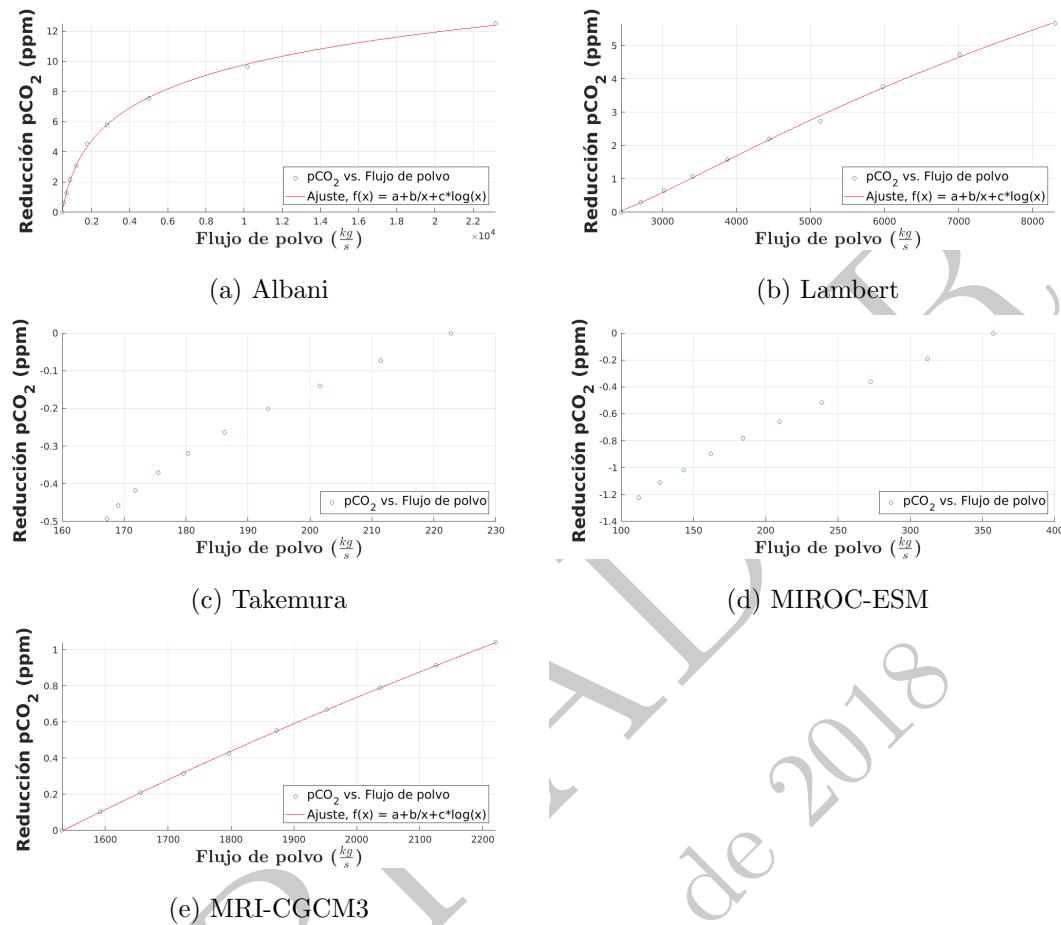


Figura 5.9: Reducción de  $p\text{CO}_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Atlántico Sur (SA) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

El modelo de campo de polvo que más reducción de  $p\text{CO}_2$  estima para el UMG, es Albani con  $\sim 12.5$  p.p.m. producto de la eficiencia de la bomba biológica por una mayor fertilización con hierro durante este periodo. El figura 4.5, muestra la existencia de una intensa fuente de polvo localizada en América del Sur, en las cercanías de la Patagonia chileno-argentina, lo que explica las altas tasas de depositación de polvo en relación a los otros modelos (la amplitud UMG:Holoceno alcanza valores entre 1.2-1.4).

Por otro lado, la reconstrucción Lambert con también una fuente de polvo en la zona Pagónica de Sur América, aunque con valores inferiores a los estimados por Albani, y con más estrechas diferencias entre el Holoceno y UMG (amplitudes entre 0.6 y 1.6), tienen una disminución de  $p\text{CO}_2$  de  $\sim 6$  p.p.m. Así, también MRI-CGCM3 posee una

muy pequeña fuente de polvo en la misma zona (ver figura 4.2), lo que se traduce en flujos de polvo que alcanzan un perdida de pCO<sub>2</sub> de ~ 1 p.p.m..

En relación al modelo Takemura y MIROC-ESM, ambos no poseen fuentes de polvo en la zona cercana al Atlántico Sur, por ende, en ambos casos el modelo cGENIE simula una progresiva liberación de CO<sub>2</sub> desde el océano hacia la atmósfera, alcanzando valores de -0.49 y -1.22 ppm del Holoceno al UMG respectivamente.

### 5.3. Resultados finales

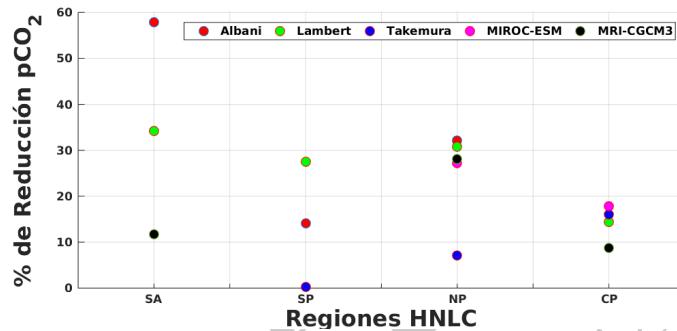


Figura 5.10: Contribución ponderada de las zonas HNLC (Atlántico Sur, Pacífico Sur, Pacífico Norte y Pacífico Central) a la reducción de pCO<sub>2</sub> global. En rojo las contribución relativa del modelo Albani, en verde la correspondiente a la reconstrucción Lambert, en morado la contribución Takemura, en rosado el aporte de MIROC-ESM y en negro la participación de MRI-CGCM3.

En la figura 5.10 sólo se consideraron las simulaciones que reflejaban un incremento en los campos de polvo y, por lo tanto, un progresivo aumento en la captación de pCO<sub>2</sub> por parte de las distintas regiones (SA, SP, NP, CP) en relación a su reducción total.

En concordancia con los resultados regionales, vemos que las respuesta de los distintos modelos y sus respectivos campos de polvo en la región CP, tiene un marcado menor aporte a la reducción total en cualquiera de las simulaciones. Sin embargo, vemos también que los campos de polvo en esta latitud son marcadamente menores en relación a otras zonas en todos los modelos y reconstrucciones (ver figuras del UMG 4.5, ??,4.4,4.3 y 4.2). Además que muestra en general un gradiente zonal de deposición, con mayores flujos

en la zona este del Pacífico y menor en la zona oeste. No obstante, esta región presenta un buen ajuste de las simulaciones quedando rezagado sólo el modelo MRI-CGCM3, el cual como vimos es el que menor captación tiene en la área ( $\sim 0,8$  ppm) para un total de  $\sim 9$  ppm producto de la mínima presencia de flujo de polvo registrada por el modelo en cada nivel del periodo de estudio (ver figura 4.2). Así la media de reducción de pCO<sub>2</sub> calculada entre las distintas simulaciones se encuentra en torno a los 2.4 p.p.m. es decir, un  $\sim 15\%$  de aporte en la captura de esta región oceánica.

La región del Pacífico Norte, muestra un buen acuerdo entre los modelos en torno a la mayor participación de la región en la reducción de pCO<sub>2</sub> global ( $\sim 30\%$ ), a pesar de la alta variabilidad en los flujos de polvo. La zona NP tiene una media de  $\sim 5$  ppm, lo que implica que los modelos de polvo presentan un intrusión importante de flujo en la área, cuya sensibilidad producto de la deposición es alta y se ve reflejado en la biogeoquímica de la productividad biológica establecida en cGENIE. El modelo Takemura, no presenta fuente de polvo en las cercanías de esta zona (ver figura 4.4).

Por otro lado, la región SP con una media de  $\sim 1,55$  p.p.m. representa una contribución del  $\sim 14\%$ . Sin embargo, vemos que la variabilidad de las reducciones entre los distintos modelos, depende de la intensidad y de la ubicación de la fuente de polvo para esta zona. Dado que los modelos muestran grandes diferencias en los flujos de polvo, no se puede asegurar el porcentaje de participación en la captura de pCO<sub>2</sub>, pero si se puede afirmar que en presencia de una fuente de polvo, esta zona oceánica responderá en su biología al eventual suministro de hierro.

La región SA muestra ser la que más aporta en la captura de pCO<sub>2</sub>, rangeando entre  $\sim 11\%$  para valores bajos de suministro de polvo y  $\sim 58\%$  para suministro mayores (con una media de  $\sim 34\%$ ). Si bien, no hay un buen ajuste entre los modelos en torno a la cantidad de polvo en los distintos niveles, y en particular para el UMG, si se ve que existe una alta sensibilidad a la magnitud del suministro en esta región oceánica y que será la que mayor captura realice (Lambert tiene el doble de flujo de polvo en NP que en SA, sus capturas respectivamente son  $\sim 5$  p.p.m. y  $\sim 6$  p.p.m.).

Finalmente, vemos que la reconstrucción Lambert, posee una buena asimilación por parte del modelo cGENIE en todas las simulaciones, además que guarda cierta prudencia en cada una de sus estimaciones. No obstante, posee una gran variabilidad que no es

capturada por otros modelos de flujos de polvo vistos en este trabajo. Por ende, se requieren mayores comparaciones para darle un mayor grado de confianza. Por otro lado, el modelo MIROC-ESM es el que muestra menos presencia en las simulaciones, debido su escasa existencia de fuentes en el Hemisferio Sur, además parece tener respuesta drásticas en sus estimaciones para distintas zonas, por ende, parece ser el modelo más débil en esta investigación. Los campos de polvo MRI-CGCM3 han resultado hasta ahora las simulaciones más reservado de captura de pCO<sub>2</sub>.

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

## Capítulo 6

### Consideraciones finales

La depositación de polvo aéreo es una fuente importante de hierro tanto para el océano abierto como para las zonas HNLC (Jin et al., 2008; Martínez-García et al., 2014; Lambert et al., 2015) debido a que ejerce un control en la biología marina por su baja concentración, convirtiéndose en un elemento limitante (Falkowski et al., 1998; Martin, 1990; Gruber, 2008; Tagliabue et al., 2017).

El incremento de flujos de polvo durante períodos glaciares (Mahowald et al., 1999; Gaspari et al., 2006; Lambert et al., 2008; Lamy et al., 2014) pudo haber estimulado la productividad primaria y/o la producción de exportación de materia orgánica, por lo que puede ser un factor determinante en la diferencia entre 80 y 100 ppm (Sigman and Boyle, 2000; Hain et al., 2010; Ferrari et al., 2014) de concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> durante períodos glaciares e interglaciares.

Con el propósito de evaluar la sensibilidad de la bomba biológica al suministro de hierro y cómo este afecta la concentración de pCO<sub>2</sub> atmosférico, se realizó una prueba mediante el modelo biogeoquímico de complejidad intermedia cGENIE durante el período que abarca desde el UMG y el comienzo del Holoceno, a partir, de cinco campos de polvo (Lambert et al., 2015; Yukimoto et al., 2012; Watanabe et al., 2011; Takemura et al., 2009; Albani et al., 2014) provenientes tanto de modelos como de reconstrucciones. Obteniéndose un promedio máximo de reducción de pCO<sub>2</sub> a nivel global en torno a los 17 ppm, valor que está ligeramente por sobre lo estimado por otros trabajos desarrollados por medio de modelos GCM más complejos como PISCES y los desarrollados por MIT,

a partir de los cuales se estima una captura por parte de los océanos correspondiente a aproximadamente 8 (Parekh et al., 2006; Lambert et al., 2015), 11 (Tagliabue et al., 2009) y 15 ppm (Bopp et al., 2003). Por otro lado, modelos de caja como Hain et al. (2010) estima una captura de alrededor de 35 ppm, valor que está muy por sobre los máximos 21 ppm evaluados por medio de los flujos de polvo desarrollados por Albani et al. (2014).



Estos resultados estarían reflejando que la mayor liberación de polvo sobre los océanos superficiales durante el LGM habría permitido mejorar la utilización de  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ , debido a un aumento en la disponibilidad de hierro. Macro y micronutrientes que en conjunto con el  $\text{CO}_2$  disuelto forman parte del fitoplancton lo que permitiría dicha disminución en la concentración atmosférica de  $\text{CO}_2$ .

Por otro lado, cálculos de los aportes regionales en la captura de  $\text{CO}_2$  muestran que son las altas latitudes (Océanos del Sur y Pacífico Norte) las que mayor control ejercen sobre la variabilidad de este gas, lo que se corresponde con lo mostrado por Lambert et al. (2015) y Bopp et al. (2003).

Si bien es sabido que en regiones subpolares como los Océanos del Sur aguas profundas afloran llevando grandes contenidos de nutrientes a las superficies de las regiones polares, lo que podría producir una liberación de  $\text{CO}_2$  hacia la atmósfera, además de un gran suministro de nutrientes que en la actualidad es rápidamente devuelto a las profundidades del océanos sin lograr ser utilizados para la formación de biomasa (Hain et al., 2010). La mayor captura durante el UMG podría deberse, por un lado, a que hubo un aumento en la cobertura de hielo en la zona Antártica (Ferrari et al., 2014), lo que habría generado un bloqueo y eventual desplazamiento de gran parte de la surgencia de agua profunda hacia el océano subtropical, conllevando a un menor suministro de  $\text{CO}_2$  (evitando una liberación de éste desde las aguas oceánicas superficiales hacia la atmósfera), y por otro lado, un menor suministro de nutrientes (Tagliabue et al., 2009) que habría sido mejor utilizado debido a la mayor tasa de polvo durante este periodo lo que habría mejorado la fertilización con hierro a los océanos provocando un aumento del flujo de PE (Martin, 1990; Toggweiler et al., 2006; Shaffer and Lambert, 2018).

Además en las zonas HNLC limitadas por hierro existe una predominancia de dia-tomeas (?Arellano-Torres et al., 2011) para las cuales la concentración de  $\text{Si(OH)}_4$  es

limitante. Por esta razón, se ha propuesto que durante el UMG la mayor utilización de  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  por otros organismo planctónicos podría haber dejado un excedente de  $\text{Si(OH)}_4$  que producto de la circulación marina podría haber sido transportado a zonas con limitación de  $\text{Si(OH)}_4$  como las regiones subtropicales de giros oligotróficos, provocando una captura general mayor de  $\text{pCO}_2$  atmosférico entre el UMG y el Holoceno (Matsumoto et al., 2002), sin embargo, hay estudios que se contraponen a esta idea como Tagliabue et al. (2014) que muestra que una mayor deposición de hierro en altas latitudes, provoca una disminución de Si producto de una mayor utilización, generando un menor transporte a bajas latitudes.

Los resultados presentados, son valores que están sujetos a la variabilidad inducida por los propios modelos de polvo utilizados como forzantes, en este caso mediante cGENIE, los cuales sobreestiman en la mayoría de los casos los niveles de depositación de polvo en latitudes del norte y subestiman las fuentes glaciogénicas del hemisferio Sur durante el LGM, razón por la cual este trabajo es un primer acercamiento en torno al efecto del hierro proveniente de fuentes eólicas en la bomba biológica. No obstante, tanto la concentración de ligandos como la fuente de Fe son factores que pueden cambiar y que tienen una consecuencia en la PE. Finalmente, si bien vemos que la bomba biológica tiene un impacto en la reducción de  $\text{CO}_2$ , este efecto no alcanza a explicar toda la diferencia entre el UMG y el Holoceno, por lo tanto, otros factores como la alcalinidad del océano, la bomba de carbonato y/o mecanismo físicos pueden estar actuando para explicar esta variabilidad.

BORRADOR  
20 de diciembre de 2018

# Bibliografía

- Albani, S., Mahowald, N., Perry, A., Scanza, R., Zender, C., Heavens, N., Maggi, V., Kok, J., and Otto-Btiesner, B. (2014). Improved dust representation in the community atmosphere model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(3):541–570.
- Anderson, R. F., Chase, Z., Fleisher, M. Q., and Sachs, J. (2002). The southern ocean’s biological pump during the last glacial maximum. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(9-10):1909–1938.
- Archer, D., Winguth, A., Lea, D., and Mahowald, N. (2000). What caused the glacial/interglacial atmospheric pco<sub>2</sub> cycles? *Reviews of Geophysics*, 38(2):159–189.
- Arellano-Torres, E., Picévin, L. E., and Ganeshram, R. S. (2011). High-resolution opal records from the eastern tropical pacific provide evidence for silicic acid leakage from hnlc regions during glacial periods. *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10):1112–1121.
- Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P. R., Barnola, J. M., Bigler, M., Castellano, E., Cattani, O., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Delmonte, B., et al. (2004). Eight glacial cycles from an antarctic ice core. *Nature*, 429:623–628.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., and Broecker, W. S. (2009). Interhemispheric atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457(7233):1097.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on north atlantic climate during the holocene. *Science*, 294(5549):2130–2136.
- Bopp, L., Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., and Aumont, O. (2003). Dust impact on marine biota and atmospheric co<sub>2</sub> during glacial periods. *Paleoceanography*, 18(2).

- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Hewitt, C., et al. (2007). Results of pmip2 coupled simulations of the mid-holocene and last glacial maximum–part 1: experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, 3(2):261–277.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., and McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *science*, 325(5941):710–714.
- Claussen, M., Mysak, L., Weaver, A., Crucifix, M., Fichefet, T., Loutre, M.-F., Weber, S., Alcamo, J., Alexeev, V., Berger, A., et al. (2002). Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate dynamics*, 18(7):579–586.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J., Edwards, R., Schaefer, J., and Putnam, A. (2010). The last glacial termination. *science*, 328(5986):1652–1656.
- Edwards, N. R. and Marsh, R. (2005). Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-d ocean-climate model. *Climate Dynamics*, 24(4):415–433.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the younger dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250):637.
- Falkowski, P. G., Barber, R. T., and Smetacek, V. (1998). Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science*, 281(5374):200–206.
- Ferrari, R., Jansen, M. F., Adkins, J. F., Burke, A., Stewart, A. L., and Thompson, A. F. (2014). Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201323922.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, É., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., and Rummukainen, M. (2013). Evaluation of climate models. In *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 741–866. Cambridge University Press.

- Flato, G. M. (2011). Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6):783–800.
- Gaspari, V., Barbante, C., Cozzi, G., Cescon, P., Boutron, C. F., Gabrielli, P., Capodaglio, G., Ferrari, C., Petit, J. R., and Delmonte, B. (2006). Atmospheric iron fluxes over the last deglaciation: Climatic implications. *Geophysical Research Letters*, 33(3).
- Gruber, N. (2008). The marine nitrogen cycle: overview and challenges. *Nitrogen in the marine environment*, 2:1–50.
- Hain, M. P., Sigman, D. M., and Haug, G. H. (2010). Carbon dioxide effects of antarctic stratification, north atlantic intermediate water formation, and subantarctic nutrient drawdown during the last ice age: Diagnosis and synthesis in a geochemical box model. *Global biogeochemical cycles*, 24(4).
- Harrison, K. G. (2000). Role of increased marine silica input on paleo-pco<sub>2</sub> levels. *Paleoceanography*, 15(3):292–298.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., and Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the holocene. *Science*, 293(5533):1304–1308.
- IPCC (2014). *Cambio Climático 2014: informe de síntesis*, volume 4.
- Iversen, J. D. and White, B. R. (1982). Saltation threshold on earth, mars and venus. *Sedimentology*, 29(1):111–119.
- Jeandel, C. and Roy-Barman, M. (2016). *Marine Geochemistry: Ocean Circulation, Carbon Cycle and Climate Change*, pages 56–62. Oxford University Press.
- Jickells, T., An, Z., Andersen, K. K., Baker, A., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J., Boyd, P., Duce, R., Hunter, K., et al. (2005). Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *science*, 308(5718):67–71.
- Jin, X., Gruber, N., Frenzel, H., Doney, S. C., and McWilliams, J. C. (2008). The impact on atmospheric co<sub>2</sub> of iron fertilization induced changes in the ocean's biological pump. *Biogeosciences*, 5(2):385–406.

- Kohfeld, K. E. and Harrison, S. P. (2001). Dirtmap: the geological record of dust. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3):81–114.
- Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Harrison, S. P., and Anderson, R. F. (2005). Role of marine biology in glacial-interglacial co<sub>2</sub> cycles. *Science*, 308(5718):74–78.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., and Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the last glacial maximum to the holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43):15296–15303.
- Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J.-R., Bigler, M., Kaufmann, P. R., Hutterli, M. A., Stocker, T. F., Ruth, U., Steffensen, J. P., and Maggi, V. (2008). Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the epica dome c ice core. *Nature*, 452(7187):616.
- Lambert, F., Tagliabue, A., Shaffer, G., Lamy, F., Winckler, G., Farias, L., Gallardo, L., Pol-Holz, D., et al. (2015). Dust fluxes and iron fertilization in holocene and last glacial maximum climates. *Geophysical Research Letters*, 42(14):6014–6023.
- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., Ullermann, J., Martínez-Garcia, A., Lambert, F., and Kilian, R. (2014). Increased dust deposition in the pacific southern ocean during glacial periods. *Science*, 343(6169):403–407.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J.-P., Kaiser, J., Prange, M., and Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10):695.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., et al. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193):379.
- Lynch, P. (2008). The origins of computer weather prediction and climate modeling. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3431–3444.
- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., Hirschi, J. J.-M., Ivanova, E. V., Kissel, C., Marchal, O., et al. (2007). Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum. *science*, 316(5821):66–69.

- Mahaffey, C., Michaels, A. F., and Capone, D. G. (2005). The conundrum of marine n<sub>2</sub> fixation. *American Journal of Science*, 305(6-8):546–595.
- Mahowald, N. (2011). Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate. *Science*, 334(6057):794–796.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Schulz, M., and Rodhe, H. (1999). Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D13):15895–15916.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D., and Belnap, J. (1997). Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the united states. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D19):23277–23287.
- Martin, J. H. (1990). Glacial-interglacial co<sub>2</sub> change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, 5(1):1–13.
- Martínez-García, A., Sigman, D. M., Ren, H., Anderson, R. F., Straub, M., Hodell, D. A., Jaccard, S. L., Eglinton, T. I., and Haug, G. H. (2014). Iron fertilization of the subantarctic ocean during the last ice age. *Science*, 343(6177):1347–1350.
- Matsumoto, K., Sarmiento, J. L., and Brzezinski, M. A. (2002). Silicic acid leakage from the southern ocean: A possible explanation for glacial atmospheric pco<sub>2</sub>. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3):5–1.
- Moreno, P., Francois, J., Moy, C., and Villa-Martinez, R. (2010). Covariability of the southern westerlies and atmospheric co<sub>2</sub> during the holocene. *Geology*, 38(8):727–730.
- Parekh, P., Dutkiewicz, S., Follows, M., and Ito, T. (2006). Atmospheric carbon dioxide in a less dusty world. *Geophysical research letters*, 33(3).
- Pierrí, N. (2005). Historia del concepto de desarrollo sustentable. *Sustentabilidad*, pages 27–81.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., and Gill, T. E. (2002a). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with

- the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (toms) absorbing aerosol product. *Reviews of geophysics*, 40(1).
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., and Gill, T. E. (2002b). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (toms) absorbing aerosol product. *Reviews of geophysics*, 40(1):2–1.
- Redfield, A. C. (1934). On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. *James Johnstone memorial volume*, pages 176–192.
- Renssen, H. and Isarin, R. F. (2001). The two major warming phases of the last deglaciation at 14.7 and 11.5 ka cal bp in europe: climate reconstructions and agcm experiments. *Global and Planetary Change*, 30(1-2):117–153.
- Ridgwell, A. and Hargreaves, J. (2007). Regulation of atmospheric co<sub>2</sub> by deep-sea sediments in an earth system model. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(2).
- Ridgwell, A., Hargreaves, J., Edwards, N. R., Annan, J., Lenton, T. M., Marsh, R., Yool, A., and Watson, A. (2007). Marine geochemical data assimilation in an efficient earth system model of global biogeochemical cycling. *Biogeosciences*, 4(1):87–104.
- Ridgwell, A. J. (2002). Dust in the earth system: the biogeochemical linking of land, air and sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360(1801):2905–2924.
- Scheuvens, D., Schuetz, L., Kandler, K., Ebert, M., and Weinbruch, S. (2013). Bulk composition of northern african dust and its source sediments—a compilation. *Earth-Science Reviews*, 116:170–194.
- Shaffer, G. and Lambert, F. (2018). In and out of glacial extremes by way of dust- climate feedbacks. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201708174.
- Sigman, D. M. and Boyle, E. A. (2000). Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407(6806):859.

- Sleep, N. H. and Zahnle, K. (2001). Carbon dioxide cycling and implications for climate on ancient earth. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E1):1373–1399.
- Tagliabue, A., Aumont, O., and Bopp, L. (2014). The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle. *Geophysical Research Letters*, 41(3):920–926.
- Tagliabue, A., Bopp, L., Roche, D., Bouttes, N., Dutay, J.-C., Alkama, R., Kageyama, M., Michel, E., and Paillard, D. (2009). Quantifying the roles of ocean circulation and biogeochemistry in governing ocean carbon-13 and atmospheric carbon dioxide at the last glacial maximum. *Climate of the Past*, 5(4):695–706.
- Tagliabue, A., Bowie, A. R., Boyd, P. W., Buck, K. N., Johnson, K. S., and Saito, M. A. (2017). The integral role of iron in ocean biogeochemistry. *Nature*, 543(7643):51.
- Takemura, T., Egashira, M., Matsuzawa, K., Ichijo, H., Oíshi, R., and Abe-Ouchi, A. (2009). A simulation of the global distribution and radiative forcing of soil dust aerosols at the last glacial maximum. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 9(9).
- Takemura, T., Okamoto, H., Maruyama, Y., Numaguti, A., Higurashi, A., and Nakajima, T. (2000). Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D14):17853–17873.
- Tanaka, T. Y., Orito, K., Sekiyama, T. T., Shibata, K., Chiba, M., and Tanaka, H. (2003). Masingar, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with mri/jma98 gcm. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 53(4):119–138.
- Tegen, I. and Fung, I. (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D11):22897–22914.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., and Carson, S. R. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric co<sub>2</sub>, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21(2).
- Tréguer, P. and Pondaven, P. (2000). Global change: silica control of carbon dioxide. *Nature*, 406(6794):358.

Turekian, k. and Holland, H. (2013). *Treatise on Geochemistry*, volume 2, pages 4088–4120. Elsevier Science.

Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., et al. (2011). Miroc-esm 2010: Model description and basic results of cmip5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4):845.

Weber, S. L. (2010). The utility of earth system models of intermediate complexity (emics). *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(2):243–252.

Yukimoto, S., Adachi, Y., Hosaka, M., Sakami, T., Yoshimura, H., Hirabara, M., Tanaka, T. Y., Shindo, E., Tsujino, H., Deushi, M., et al. (2012). A new global climate model of the meteorological research institute: Mri-cgcm3—model description and basic performance—. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90:23–64.

# Capítulo 7

## Anexos

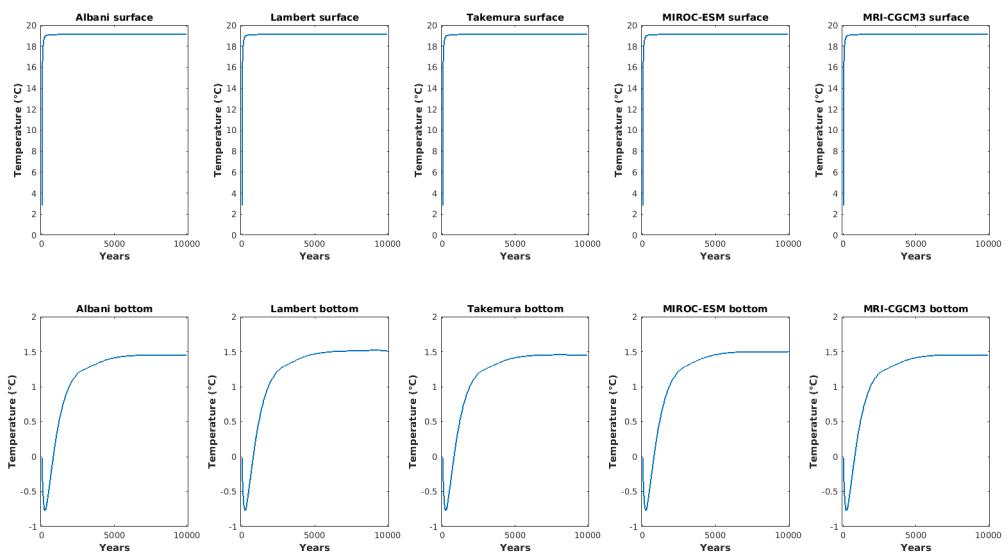


Figura 7.1:  Mapa global, que muestra la región del Pacífico Norte que fue aislada en la simulación cGENIE.

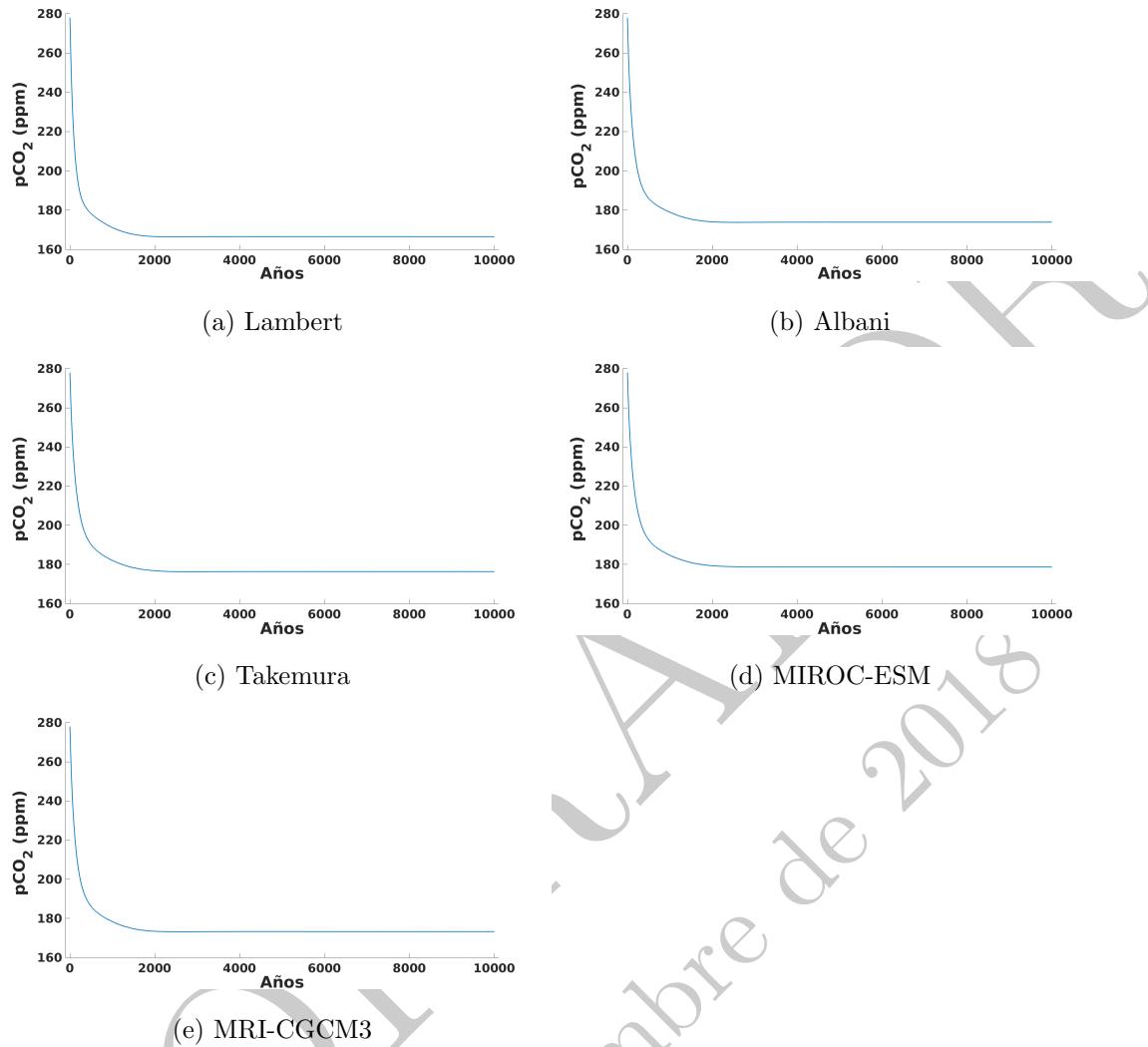


Figura 7.2: Series de  $pCO_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para el periodo del Holoceno.

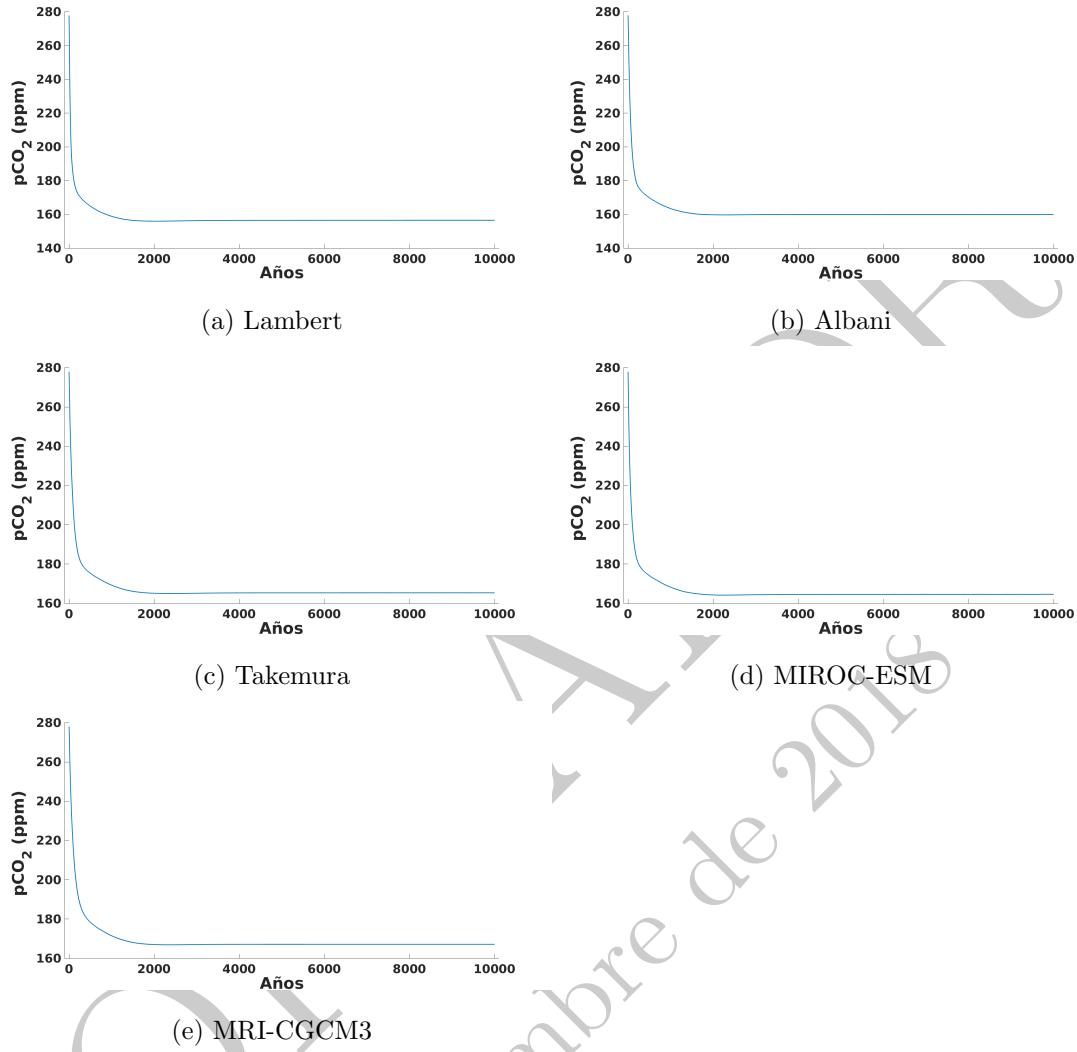


Figura 7.3: Series de  $pCO_2$  obtenidos mediante simulación cGENIE, para el periodo del Último Máximo Glacial.