

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 CO₂ ATMOSFÉRICO ENTRE
EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL Y EL
HOLOCENO**

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 2019

Director de Tesis : Dr. Fabrice Lambert

Comisión : Dr. Gary Shaffer

Dr. Esteban Sagredo

Dedicado a ...

Resumen

Bajo la hipótesis desarrollada por Martin (1990), que relaciona la fertilización con hierro a los incrementos y decrecimiento de CO₂ atmosférico debido a su efecto en la bomba biológica, se explora el papel que ejerce la deposición de polvo en la bomba de tejidos blandos y su consecuente efecto en la diferencia de CO₂ atmosférica de 80 - 100 ppm entre periodos glaciares e interglaciares. Con este propósito se utilizaron 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 carbono llamado cGENIE, desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial (UMG). Las mediciones muestran que los niveles de dióxido de carbono sufren una disminución hacia el UMG 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 disminución de pCO₂.

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

Índice general

Resumen	III
Lista de figuras	VI
Lista de tablas	VIII
1. Introducción	1
1.1. Hipótesis	3
1.2. Objetivos	4
2. Marco teórico (estado del arte)	5
2.1. Ciclo del carbono	6
2.2. Polvo/hierro y su impacto en el océano	15
2.3. Última deglaciación	21
2.4. Modelos	26
3. Área de Estudio	29
4. Metodología	31
4.1. Modelo cGENIE	32
4.2. Base de datos	33
4.3. Pre-procesamiento	41

4.4. Experimento, modelo cGENIE	45
4.5. Post-procesamiento	47
5. Resultados	49
5.1. Resultados globales	49
5.2. Resultados regionales	51
5.3. Resultados finales	60
6. Consideraciones finales	63
Bibliografía	IV
7. Anexos	X
Anexos	X

Índice de figuras

2.1. Ciclo del carbonato	7
2.2. Modelo simple efecto bomba biológica	8
2.3. Circulación de volcamiento	12
2.4. Polvo en los últimos 800000 años	16
2.5. Ciclo del hierro oceánico	16
2.6. Mecanismos de emisión de polvo	18
2.7. Esquema transporte de polvo	19
2.8. Fuentes de polvo	19
2.9. Registro de CO ₂ , últimos 800 mil años	22
2.10. Circulación de volcamieno en el LGM	23
2.11. Tipos de modelos	26
3.1. Grilla global y regional de campos de flujo de polvo	29
4.1. Flujos de polvo Lambert et al. (2015)	34
4.2. Flujos de polvo Yukimoto et al. (2012)	36
4.3. Flujos de polvo Sueyoshi et al. (2013)	38
4.4. Flujos de polvo Takemura et al. (2009)	39
4.5. Flujos de polvo Albani et al. (2014)	40
4.6. Pre-procesamiento de datos	41

4.7. Pre-procesamiento modelo cGENIE	43
4.8. Estructura de la Simulación en cGENIE	45
4.9. Series de $p\text{CO}_2$ de simulación de control	47
5.1. Series de reducción de $p\text{CO}_2$ de flujos globales de polvo	50
5.2. Figura región del Pacífico Norte	51
5.3. Series de reducción de $p\text{CO}_2$ de flujos regionales de polvo (NP)	52
5.4. Figura región del Pacífico Central	53
5.5. Series de reducción de $p\text{CO}_2$ de flujos regionales de polvo (CP)	55
5.6. Figura de región del Pacífico Sur	56
5.7. Series de reducción de $p\text{CO}_2$ de flujos regionales de polvo (SP)	57
5.8. Figura región del Atlántico Sur	58
5.9. Series de reducción de $p\text{CO}_2$ de flujos regionales de polvo (SA)	59
5.10. Contribución ponderada de las zonas HNLC a la reducción de CO_2 global	60
7.1. Simulación spin-up	X
7.2. Amplitud flujos de polvo	XI
7.3. Área superficial de una grilla	XII

Índice de cuadros

2.1. Componentes de modelos	28
3.1. Características de las regiones oceánicas simuladas en cGENIE	30
4.1. Componentes modelo cGENIE	33
5.1. Coeficientes del ajuste NP	51
5.2. Coeficientes de ajuste CP	54
5.3. Coeficientes de ajustes SP	56
5.4. Coeficientes ajuste SA	58
7.1. Configuración cGENIE	XIII

Capítulo 1

Introducción

El dióxido de carbono (CO_2) es el gas más importante de efecto invernadero de acuerdo con el *Panel Intergubernamental del Cambio climático* (IPCC, 2014). Este gas, de origen principalmente antropogénico ha ido incrementando desde tiempos preindustriales (1750) (Lüthi et al., 2008). Lo que 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_2 alcanzó un promedio anual de 403.3 ppm (WMO, 2017). Consiguiendo en la actualidad exceder la presión parcial de CO_2 (pCO_2) 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).

A lo largo de la historia geológica han existido mecanismos naturales que han actuado para contener el CO_2 atmosférico. 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 (Broecker et al., 1980). Lo anterior es, en parte, consecuencia

del balance natural de pCO₂ que tiende a existir en medio de la superficie del océano y la capa atmosférica suprayacente. Cuando acontece una transferencia de carbón desde la atmósfera hacia el océano, uno de los medios por el cual este carbón es removido de la capa superficial oceánica para, eventualmente, llegar al fondo oceánico es la formación de materia orgánica a partir de la fijación fotosintética del CO₂ (bomba de tejidos blandos) (Falkowski et al., 1998; Anderson et al., 2002; Sigman and Haug, 2003; Kohfeld et al., 2005).

Existen áreas en el océano que están limitadas por macro y micronutrientes esenciales para la eficiencia de la productividad primaria. Tal es el caso del hierro (Archer et al., 2000; Jickells et al., 2005; Martínez-García et al., 2014), micronutriente cuya importancia en la bomba de tejidos blandos está estrechamente vinculada a la formación de derivados del nitrógeno y ligandos en el océano. Su origen son, principalmente, las fuentes hidrotermales, los márgenes continentales y los flujos de polvo eólico. Este último es importante como suministro superficial de hierro al océano abierto (Mahowald, 2011; Prospero et al., 2002; Tagliabue et al., 2017). A partir de mediciones obtenidas de hielo derretido de la Antártica (Augustin et al., 2004), Lambert et al. (2008) mostraron que altas y bajas concentraciones de polvo reflejan ciclos glaciares e interglaciares respectivamente. De lo anterior, se cree que existe una relación entre el hierro y gran parte de la diferencia de pCO₂ entre 80 y 100 ppmv (Shaffer and Lambert, 2018), ya que habría aliviado la limitación de hierro de vastas áreas del océano y en particular de las zonas con *alto contenido de nutrientes y baja concentración de clorofila* (HNLC, por sus siglas en inglés) durante el UMG (Martin, 1990).

Desde mediados de los años 90s, se comenzaron a simular las variaciones atmosféricas de CO₂ en el clima mediante modelos numéricos. Sin embargo, aún en la actualidad, las causas de la variabilidad del CO₂ entre tiempos glaciares e interglaciares permanecen sin ser del todo comprendidas y, por lo tanto, se ha incorporado la biogeoquímica como un mecanismo adicional a los procesos físicos de la dinámica océano-atmósfera. En este sentido, se han desarrollado diferentes tipos de modelos numéricos, tanto de alta como de baja complejidad, con el propósito de comprender y predecir las posibles variaciones climáticas producto de la adición de algún proceso que puede forzar el clima. Entre éstos están los *General Circulation models* (GCM) acoplados, los cuales tienen un costo

computacional alto y grandes incertidumbres. Sin embargo, éstos han demostrado tener un potencial importante en términos de incorporar retroalimentaciones del clima y/o ciclo del carbono. Por otro lado, están los modelos de cajas, los cuales dividen el sistema Tierra en un conjunto de subsistemas (cajas) que son altamente eficientes computacionalmente, pudiendo operar 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 hasta aproximadamente 10000 años, sin embargo son relativamente costosos computacionalmente en modelamientos de circulación oceánica en 3-D.

En este estudio, cuantificamos el efecto de la inclusión de flujos de polvo globales en la superficie del océano sobre el CO₂ atmosférico. Para ello, se usó el modelo cGENIE, un EMIC con énfasis en el ciclo del carbono (Ridgwell et al., 2007). En este modelo se utilizaron campos de flujos de polvo globales del periodo que abarca desde el fin del Pleistoceno (UMG, aproximadamente 21000 años atrás) hasta el periodo pre-industrial (Sigman and Boyle, 2000; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Braconnot et al., 2007; Barker et al., 2009). Estos datos fueron obtenidos, tanto de simulaciones de polvo como de reconstrucciones basadas en datos observacionales. El fin de lo anterior fue comparar las incertidumbres asociadas a las estimaciones de CO₂ mediante diferentes métodos. ΔpCO₂

1.1. Hipótesis

Bajo la hipótesis desarrollada por Martin (1990), que describe el efecto que tiene el hierro como micronutriente en los tejidos orgánicos de la biología oceánica. En este trabajo de investigación, se trabajará con las dos hipótesis propuestas a continuación:

H_o Existe un efecto del polvo en el ΔpCO₂.

El polvo es uno de los medios por el cual se suministra hierro en la superficie del océano. Éste micronutriente se considera limitante, dado que en algunas regiones oceánicas condiciona la productividad biológica. No obstante, el carbono es, a su vez, parte de las razones de *Redfield*, por lo tanto, tiene una directa relación con la

productividad de materia orgánica. De esta manera, tanto el hierro como el carbono se encontrarían relacionados, y se espera conocer su grado de interacción.

H_o. El ΔpCO₂ generado entre el UMG y Holoceno debido al efecto del polvo, proviene de los cambios en los océanos del sur.

Existen áreas del océanos que tiene muchos nutrientes no utilizados disponibles para la formación de materia orgánica. Estas regiones, son conocidas como zonas con alto contenido de nutrientes, bajas concentraciones de clorofila. Entre éstas, destacan por su extensión los océanos del sur. Es por esta razón, que se espera tengan un impacto mayor en la variabilidad del pCO₂.

1.2. Objetivos

1.2.1. 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 CO₂ durante el UMG hasta Holoceno.

1.2.2. Objetivos específicos

- **I.** Cuantificar mediante un EMIC, con la adición del ciclo del carbono, el nivel de captura de CO₂ de los océanos producto de la bomba de tejidos blandos.
- **II.** Calcular la contribución de cada región HNLC a la diferencia de CO₂ debido a los distintos flujos de polvo. Se utiliza para lo anterior, datos de polvo provenientes de observaciones y de simulaciones.
- **III** Determinar la diferencia de CO₂ existente entre el UMG y el Holoceno.

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 retroalimentaciones internas 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 los rangos de valores de

80 a 100 p.p.m.v, con mínimos valores durante períodos glaciares y máximos durante interglaciares (Sigman and Boyle, 2000).

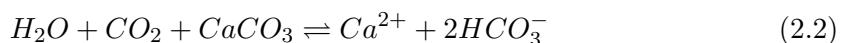
Investigaciones en varios reservorios que intercambian CO_2 con la atmósfera han mostrado evidencias de la gran capacidad del océano para capturar y almacenar CO_2 atmosférico mediante su actividad biológica (Martínez-García et al., 2014) y características físicas, lo que los ha llevado a concluir que 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 en pos de la formación de carbonatos, la cual se da en condiciones de bajas temperaturas y viceversa.



Donde la eventual meteorización de rocas produce una disolución del carbonato y liberación de (Ca^{2+}) (ver ecuación 2.2) las que mediante la escorrentía u otros procesos pueden llegar al océano, donde la biología presente intervendrá para que el (Ca^{2+}) reaccione y forme el $CaCO_3$. Posteriormente, si los carbonatos eventualmente alcanzan el fondo marino, dada la mayor disponibilidad de CO_2 (entorno más ácido, ver ecuación 2.2), la reacción 2.1 se invierte, produciéndose una transformación de gran parte de los carbonatos que se encuentran profundamente en la corteza, de la forma:



No obstante, una minúscula parte logrará ingresar en el manto por procesos de subducción de la corteza marina (Sleep and Zahnle, 2001; Raymo and Ruddiman, 1992). 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 (ver figura 2.1).

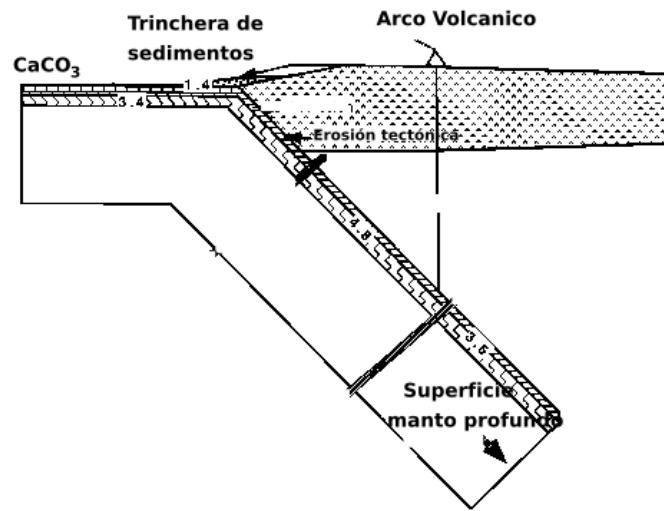


Figura 2.1: Representación del carbonato en la plataforma marina. Imagen modificada de (Sleep and Zahnle, 2001).

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 (Sigman and Haug, 2003). 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 y balances inorgánicos involucrados.

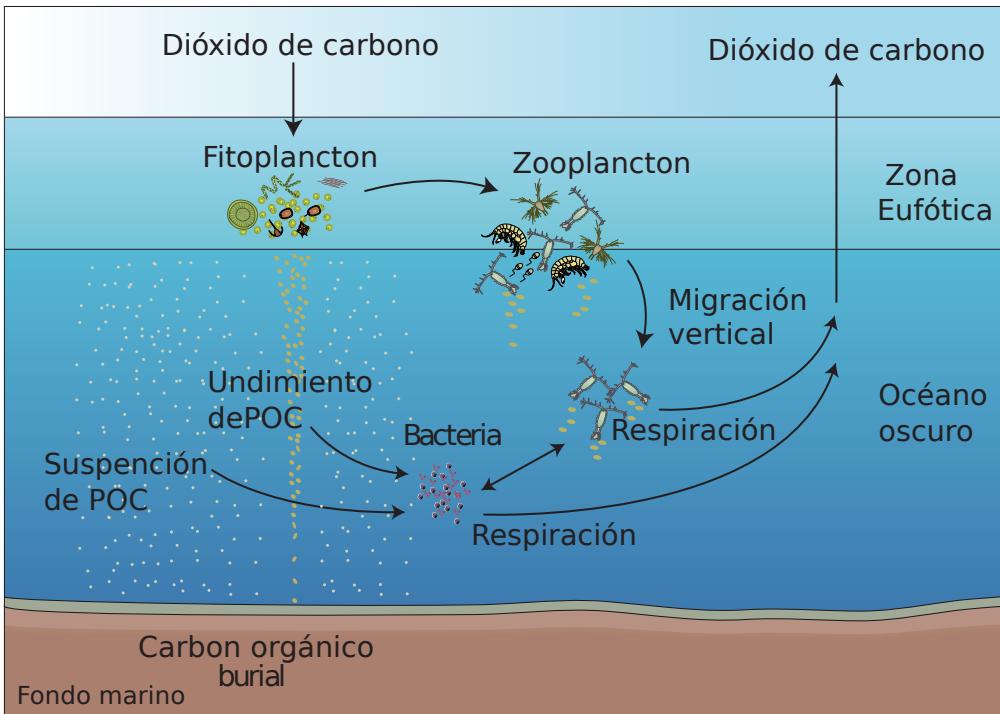


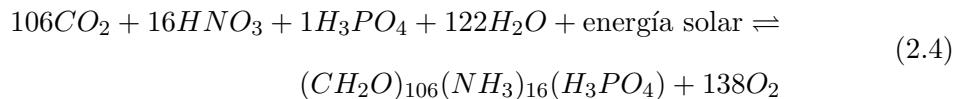
Figura 2.2: Modelo simple efecto bomba biológica. La fijación fotosintética del carbono en la materia orgánica producida por el fitoplancton en la zona iluminada del océano (Carbono orgánico particulado, POC por sus siglas en inglés). Junto con la asimilación de macro y micro-nutrientes tales como, el 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 (Herndl and Reinhäler, 2013).

Producto de una diferencia en la presión parcial del CO_2 gaseoso en la interfase océano-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 (fitoplankton) 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 esta 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 fitoplankton 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 covalente, razón por la cual el balance entre la asimilación de N_2 a nitrógeno orgánico (fijación de nitrógeno) junto con la conversión de nitrato (desnitritificación) a N_2 , son de vital importancia para el nitrógeno y para el inventario de nitrógeno biodisponible en la productividad marina. Por otro lado el PO_4^{3-} , 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_4^{3-} utilizado por los organismos proviene mayormente de procesos de reciclaje. Así, muchas zonas del océano superficial tienen escasa o mínima concentración de NO_3^- y PO_4^{3-} , 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)_4) 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)_4) para el crecimiento y producción de sus frústulas (sílice biogénica, bSiO_2), lo cual luego será exportado en forma de sílice opalina (Tréguer and Ponda-ven, 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_2), una de las entradas más importantes de nitrógeno en regiones oligotróficas del océano (Mahaffey et al., 2005; Gruber, 2008).

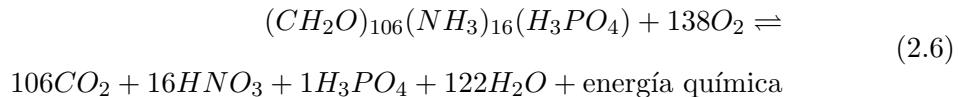
Por otro lado, el CO_2 que es asimilado por el fitoplancton está en su estado de carbono inorgánico disuelto (DIC), que se deriva de la reacción



El proceso químico que esta detrás de este mecanismo es el siguiente: el CO_2 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_2CO_3 , pero este en general es inestable por ende tiende a liberar protones formando el ión carbonato de hidrógeno HCO_3^{-1} (bicarbonato) y el ión carbonato CO_3^{-2} (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 % de la $\sum \text{CO}_2$ (suma de todas las concentraciones de las especies químicas del dióxido de carbono disuelto). 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 más consumido por procesos de fotosíntesis que el CO_2 disuelto.

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 2.2. 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), y se reintegra al ciclo geológico del carbono.

2.1.2. Volcamiento oceánico

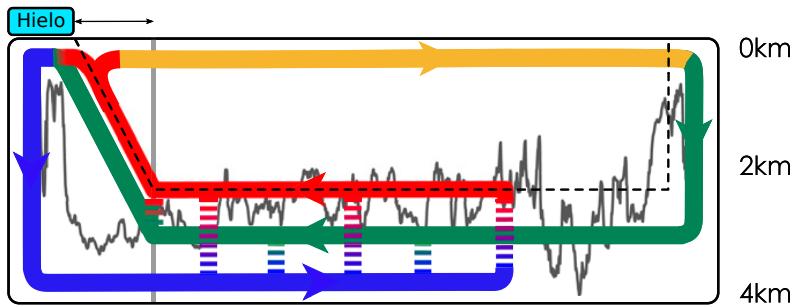


Figura 2.3: Circulación de volcamiento. La linea azul es la *Agua Profunda de la Antártica*, la barra verde es la *Agua profunda del Atlántico Norte*, la barra roja es el *Agua Profunda de la India y del Pacífico* y la línea amarilla es la *Agua Intermedia Antártica*. Imagen obtenida y modifica de Ferrari 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 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), donde el CO₂ ocasionalmente podrá ser liberada a la atmósfera, y los otros componentes reutilizados por la biología. 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) y en la Antártica (AABW). Donde la NADW será desplazada en profundidad hacia el sur donde convergerá con las aguas profundas y densas AABW, 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 (ver figura 2.3). Mientras, la componente sur del afloramiento de la CDW por diferencias de

densidad, se hunde 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 la

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

De esta manera, al mismo tiempo que la diferencia del suministro de nutrientes crea ambientes distintivos que tienen un mayor impacto sobre los organismo que lo habitan, el suministro de luz será un factor determinante en la fijación de nutrientes inorgánicos disueltos (ver sección 2.1.1). Donde la fuerte atenuación de esta en el agua de mar incrementa rápidamente con profundidad, ocasionando que haya luz disponible para la fotosíntesis sólo en las capas superficiales, cuya profundidad depende de la claridad del agua y de la cantidad de luz entrante (estación del año). Este último factor relacionado a la profundidad de la capa de mezcla, dado que si el grosor de la capa de mezcla es mayor que la zona eufótica, lo que normalmente ocurre durante invierno, los organismo fitoplanctónicos pasarán al menos parte de su tiempo en la oscuridad inclusive durante el día producto, por un lado, de la imposibilidad de controlar su posición vertical, y por otro, a la mezcla vertical de la columna de agua. En tal caso, no hay suficiente luz para que su crecimiento exceda la respiración, por ende, 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.

Entonces clasificando los ambientes según su suministro de nutrientes y de luz tenemos:

- **Zona ecuatorial (entre los 5°N y 5°S).** El constante suministro de luz como la surgencia ecuatorial que genera un transporte horizontal de corrientes fuera de la banda de surgencia (divergencia producida por los vientos alisios), hace que en esta zona los organismos microscópicos del plancton sean muy productivos.
- **Regiones subtropicales.** Regiones donde 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).
- **Zonas subpolares.** Regiones donde la luz solar es interrumpida según la estación

del año y 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 debido al transporte de Ekman a lo largo de la costa.

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 al buen suministro de luz, pero aún así no poseen una bomba biológica eficiente debido a su limitación por hierro, el cual es esencial para una alta productividad y, por lo tanto, una fuerte bomba biológica, 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 testigos de hielo de la Antártica, han mostrado que el CO₂ durante períodos glaciares e interglaciares, ha tenido una diferencia que va entre el rango de 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 CO₂ atmosférico, a la vez que también la temperatura a mostrado tener una buena correlación con los flujos de polvo durante períodos glaciares (Lambert et al., 2008).

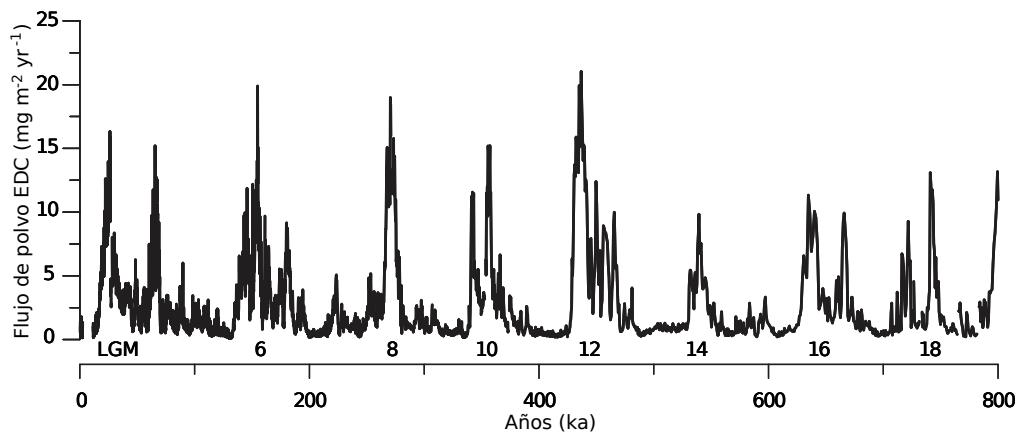


Figura 2.4: Flujo de polvo, obtenido a partir del registro de *EPICA Dome C* (EDC) de los últimos 800000 años. Imagen obtenida y modifica de Lambert et al. (2008).

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

2.2.1. Polvo mineral

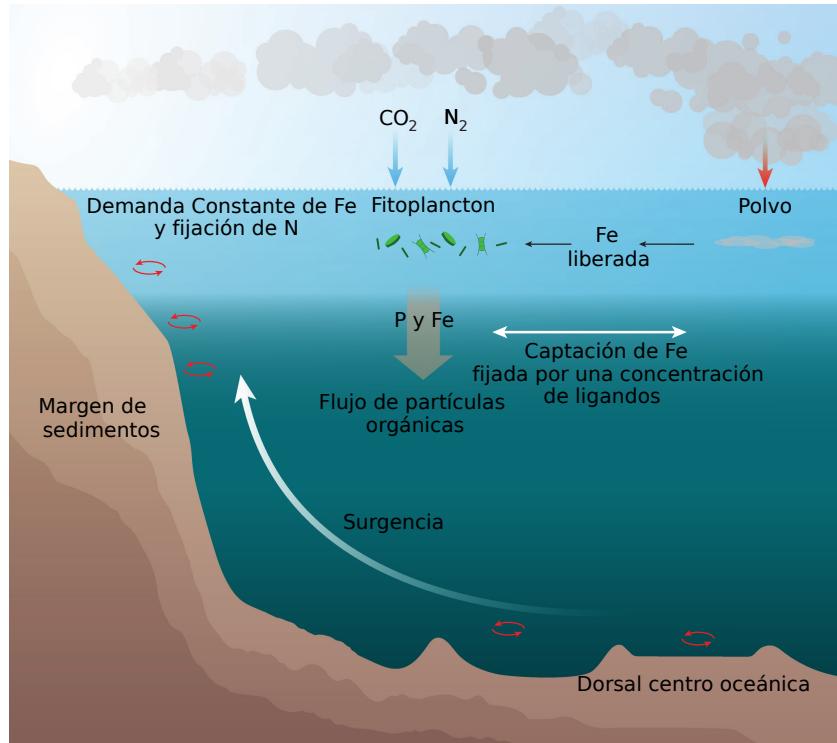


Figura 2.5: Esquema de la captación y funcionamiento del hierro en los océanos. Modificado de (Tagliabue et al., 2017).

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 (Tegen and Fung, 1994; Ridgwell, 2002; Mahowald, 2011).

La erosión eólica en las regiones áridas y semiáridas, son las principales fuentes de flujos de polvo atmosférico (ver figura 2.8). 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), dicen que este umbral existe debido al peso de las partículas del suelo, es decir, que aumenta con el tamaño de grano y la fuerza de cohesión entre ellas que las mantienen sujetas a la superficie. No obstante, también la existencia 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 aumenta la cohesión de las partículas producto del aumento de las fuerzas capilares entre ellas (Bopp et al., 2003) lo que sumado a la rugosidad, actúa absorbiendo una fracción de la intensidad eólica. De esta manera, la cizalle del viento, junto con el gradiente vertical de velocidad del viento se relacionan de la siguiente manera,

$$\tau = \mu \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.7)$$

Donde U es la velocidad del viento, z es la altura y μ 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 μm) y 3) degradación de los granos producidos a partir del choque de partículas en la saltación (figura 2.6).

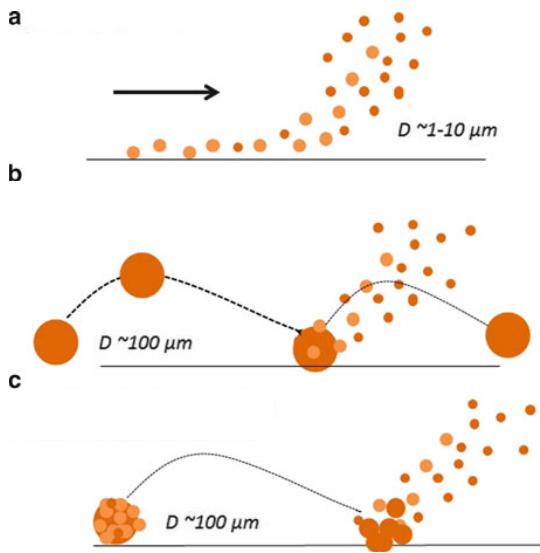


Figura 2.6: Mecanismos para la emisión de polvo, a) emisión aerodinámica, b) saltación por choque y c) degradación de fragmentos de agregados

De este movimiento de partículas sólo una fracción del orden 10^{-6} 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 micrómetros 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 μm de diámetro) que pueden elevarse a la atmósfera, para recorrer grandes distancias como “carga” (ver figura 2.7). Antes de ser depositadas mediante procesos de sedimentación gravitacional, turbulencia o de precipitación.

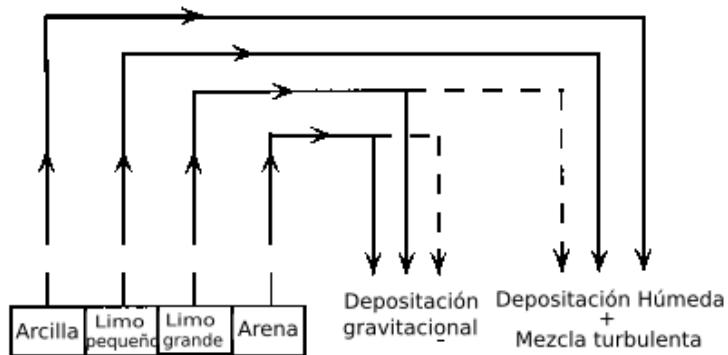


Figura 2.7: Esquema de transporte de polvo (Tegen and Fung, 1994)

Prospero et al. (2002) 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).

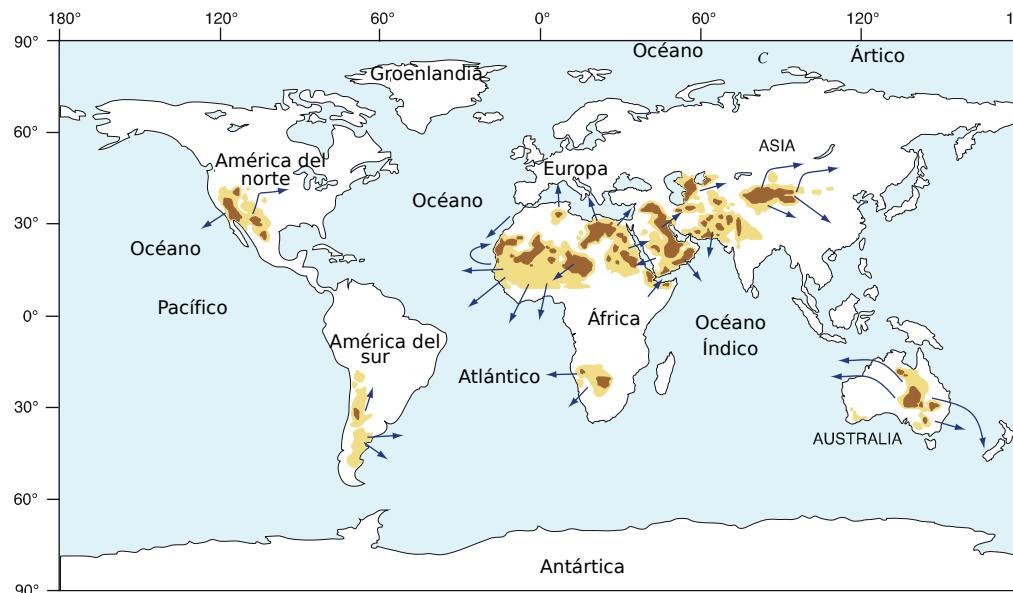


Figura 2.8: Distribución espacial de las fuentes de polvo globales, basada en múltiples imágenes satelitales. Las flechas azules indican las rutas de transporte de polvo (Muhs et al., 2014).

Por otro lado, la caracterización mineral del polvo muestra que el Si es el componente más abundante. Sin embargo, proporciones de Ca, Mg y Fe tienen una diferenciación

dependiendo de la fuente. Mientras que elementos como K, Na, Fe, Mn, Ti, P, muestran una distribución mas menos constante (Scheuvens et al., 2013).

Así vemos que el polvo puede llevar consigo nutrientes, los que eventualmente podrían transportarse a 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 cerca y lejos de las fuentes de polvo (Martin, 1990; Anderson et al., 2002; Lambert et al., 2015; Bopp et al., 2003) (ver figura 2.5).

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 (Fe^{3+}) (Archer et al., 2000), que bajo la presencia del oxígeno molecular O_2 es rápidamente oxidado de su estado Fe^{+2} (más soluble) en la superficie del océano (Martin, 1990), así las concentraciones de hierro soluble son cercanas a 1 nmol^{-1} . Del hierro suministrado por el polvo atmosférico, sólo alrededor del 10 %, está disponible para ser absorbido por el fitoplancton (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 Fe^{3+} a complejos Fe^{2+} (Martin, 1990; Tagliabue et al., 2017). 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 Fe^{3+} , en condiciones de menor concentración que el hierro se encuentra completamente unidos al metal.

Por lo tanto, dentro del océano el hierro esta fusionado orgánicamente y siendo cons-

tantemente reutilizado teniendo un tiempo de residencia de unos meses a años (Boyd and Ellwood, 2010).

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 (Palenik et al., 2003). 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 concentraciones 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 (Parekh et al., 2005).

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 de la Tierra denominados “ciclos de Milankovitch”, que tienen períodos de 100, 41 y 23 mil años, donde particularmente los últimos 800 mil años han tenido una periodicidad de 100 ka.

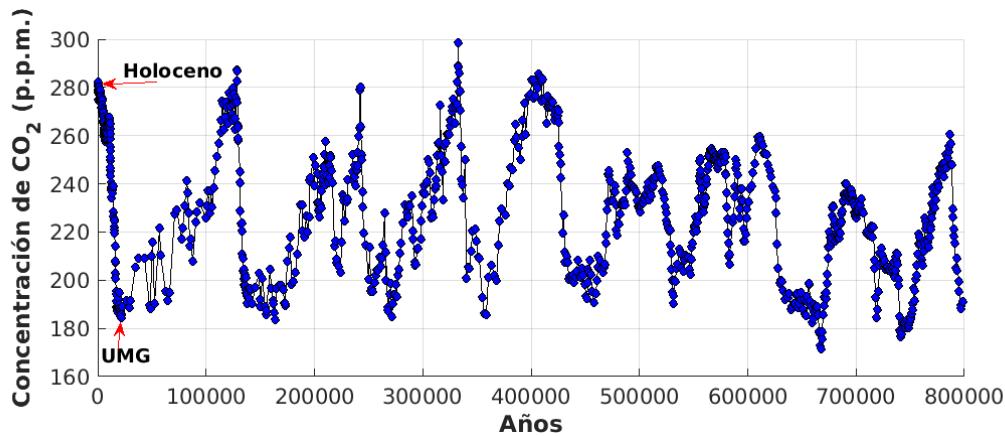


Figura 2.9: Registro de CO₂ de los últimos 800000 mil años. Datos obtenidos de (Lüthi et al., 2008).

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 (~ 12000 años a.p.) (Sigman and Boyle, 2000; Barker et al., 2009).

2.3.1. Último máximo glacial

El UMG es el periodo más frío dentro del último periodo glacial correspondiendo al rango de tiempo desde 26.5 ka a 21 ka (Clark et al., 2009). Gracias a diversos paleoproxies, es sabido que durante este periodo las concentraciones de pCO₂ 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 desde el comienzo de la última glaciación hasta alcanzar su máxima extensión en el UMG (Fairbanks, 1989), y el océano global era 3 % más salado que en la actualidad (Sigman and Boyle, 2000;

Bopp et al., 2003). Además diversos modelos y registros paleoclimáticos han mostrado que habían mayores flujos de polvo, debido a posibles aumentos del área de las fuentes, y/o por intensificación de los vientos o disminución del ciclo hidrológico (Mahowald et al., 1999; Lambert et al., 2008; Maher et al., 2010).

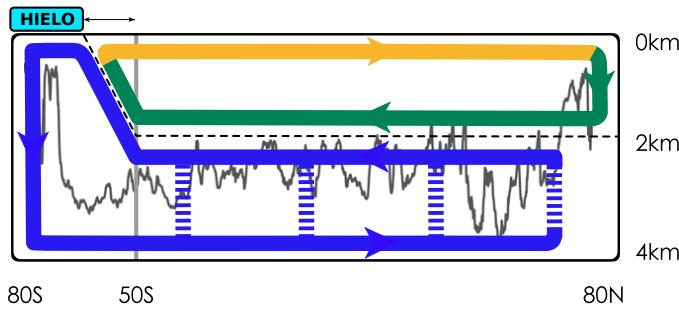


Figura 2.10: *Circulación de volcamieno en el LGM.* La linea azul es el agua proveniente de la Antártica que llena las profundidades abisales e intermedias del océano, mientras la barra verde es el agua del Atlántico Norte que llegaba a profundidades intermedias, y la linea amarilla es la Agua Intermedia Antártica. Imagen obtenida y modifica de (Ferrari et al., 2014).

Por otro lado, la circulación oceánica durante este periodo se cree fue más estratificada (ver figura 2.10) (Sigman and Boyle, 2000; Lynch-Stieglitz et al., 2007; Tagliabue et al., 2009; 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 marino se habría expandido hasta el *Frente Polar Antártico* durante invierno, y a niveles cercanos a los actuales durante el verano (Bopp 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 CO₂ (producto de la respiración oceánica) y nutrientes provenientes del océano Atlántico, Índico y Pacífico (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 CO₂ como, los ciclos biogeoquímicos del océanos.

2.3.2. Terminación I

Como se mencionó y se puede apreciar en la figura 2.9, todos los ciclos glaciares han finalizado por un abrupto cambio desde un estado de máxima glaciación a un estado de rápidos incrementos de temperatura. La última transición Glaciar-Interglacial no es la excepción a esta regla.

La terminación I, 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, finalizando aproximadamente hace 12000 años atrás.

Denton et al. (2010), propuso una serie de factores que a su juicio podrían haber gatillado el comienzo de este periodo de transición. 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 extensión de la cubierta de hielo del Hemisferio Norte, habría generado una presión isostática del hielo que no fue posible mantener provocando grandes eyecciones 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 CO₂, 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 a la Terminación I en el H.N. registros han mostrado un enfriamiento en el Atlántico Norte, conocido como *Heinrich estadial 1* (HS1), mientras en el mismo lapsus de tiempo en el Hemisferio Sur significó el comienzo de la transición. 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* ($\sim 12,8$ – $11,5$ mil años) lo que implicó la completa deglaciación del H.S. (Denton et al., 2010; Barker et al., 2009).

2.3.3. Holoceno

Así se llegaría entonces al fin del periodo Cuaternario y comienzo del Holoceno, con una concentración atmosférica de CO₂ en torno a las 280 p.p.m. (Sigman and Boyle, 2000). Pero que desde el periodo preindustrial, ha ido en aumento.

Esta época al igual que la Terminación I se ha caracteriza por una marcada inestabilidad. Con una fuerte relación con la irradiancia 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 irradiancia 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).

Respecto de la fuentes y niveles de polvo atmosférico, éstos tienen una notable disminución, como tanto los registros como los modelos muestran (ver sección 4.1) (Mahowald et al., 1999; Kohfeld and Harrison, 2001) debido presumiblemente, a la disminución de la intensidad de los vientos.

2.4. Modelos

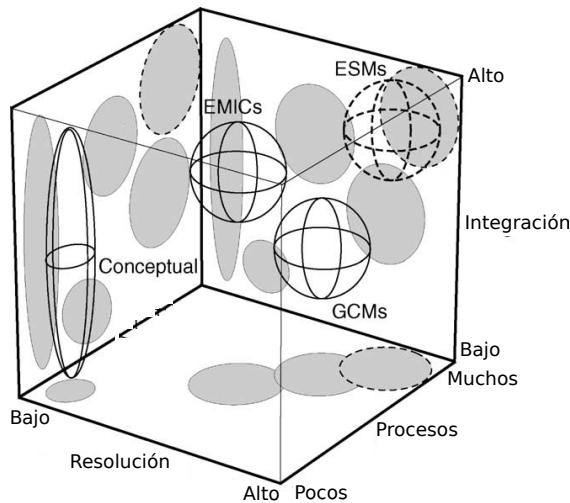


Figura 2.11: Grado de complejización de los modelos, en función de su nivel de resolución y procesos que incluyen. El modelo en línea punteada corresponde a los *Modelos de Sistema Tierra*. Figura adaptada de (Bartlein and Hostetler, 2003).

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 *Mo-*

delos 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, modelos simples con baja resolución espacial 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), pero menos integrados que se enfocan en 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 una baja cantidad de componentes que son directamente acopladas. Estos modelos son más realistas, pero poseen un alto costo computacional, por lo que son usados mayormente para experimentos multidecadales, aunque también para análisis del tiempo sinóptico un subconjunto conocido como *Modelos Climáticos Regionales*. Los *Modelos de Sistema Tierra de Complejidad Intermedia* (EMICs, por su sigla en inglés), es un tipo de modelo acoplado (lo que permite escoger los módulos que se desean simular en función de la pregunta que se plantea), que se encuentra en el medio de los dos comentados anteriormente (ver figura 2.11), estos describen el sistema climático con menos detalle espacial y temporal que los GCMs, con mayor simplicidad de sus componentes físicas, pero incluyen más procesos integrados de forma parametrizada, lo que permite una mayor interacción de los módulos al representar procesos y un bajo costo computacional (ver tabla 2.1), a la vez que también pueden integrar 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. Permiten hacer simulaciones de sensibilidad. Finalmente, los *Modelos de Sistema Tierra* (ESMs, por su sigla en inglés), son modelos acoplados interactivamente que integran tanto las dinámicas de la circulación vistas en los GCMs como las características que son manejadas por los EMICs, siendo un modelo altamente integrado pero que se caracterizan además, por una alta resolución espacial aunque computacionalmente limitados (Bartlein and Hostetler, 2003).

Parametrización	
Componentes	Características
Atmósfera	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 ₂
	Especies de plancton y fitoplancton
	Inclusión de carbonato de calcio (CaCO ₃)
	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 ₄
	Emisiones de CH ₄ en humedales
* Dinámica global de la vegetación e incendios forestales	hidrología del suelo (superficial y subsuperficial)
	descarga de agua en ríos
	Intercambio de agua con la atmósfera
	Fuentes ecológicas
	Interacción del ciclo del carbono
	inclusión de Gases trazas CH ₄ , N ₂ O y NO _x
* Uso y cambio de suelo	Tratamientos de cultivos e interacción con el paisaje y zonas urbanas
* Interacciones químicas del clima y acoplamiento estratosférico - troposférico	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 y ESM.

Capítulo 3

Área de Estudio

El área de estudio comprende la totalidad del globo (figura 3.1). Se verá con especial atención zonas regionales del océano (HNLC) que se encuentran definidas en la tabla 3.1 y que gráficamente podemos apreciar en la imagen 3.1.

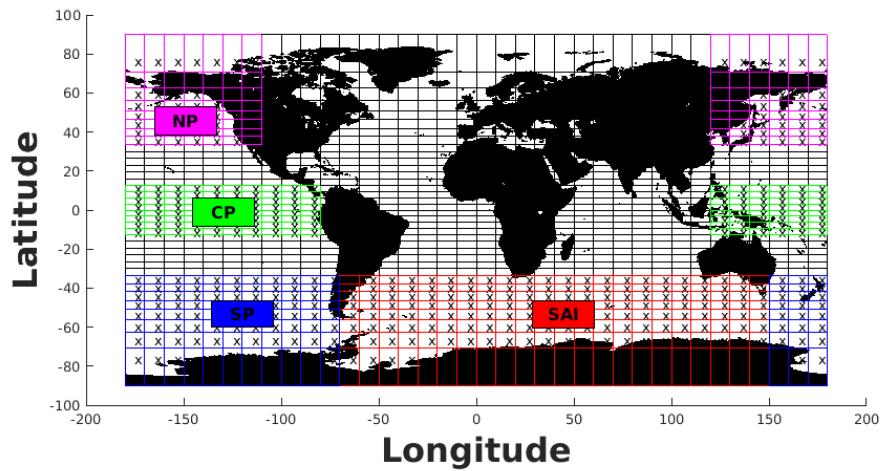


Figura 3.1: Grilla cGenie con la especificación de las zonas HNLC a simular: Pacífico norte (NP), Pacífico Sur (SP), Pacífico Central (CP) y Atlántico/Índico Sur (SAI).

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)
Atlántico/Índico del Sur (SAI)	-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 la estructura de este trabajo para comprender la interacción entre la productividad biológica, la biogeoquímica y el clima. Se utilizó para ello un modelo del ciclo del carbono con una representación del ciclo biogeoquímico del océano, 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 ciclo biogeoquímico del hierro en la bomba de tejidos blandos, relacionándolo con la captura del CO₂ tanto a global como en las zonas HNLC.

Para poder responder al objetivo general, este trabajo seguirá la siguiente estructura:

- I.** Tratamiento del modelo cGENIE al ciclo del hierro oceánico (sección 4.1).
- II.** Se presenta la fuente de los datos (sección 4.2). Las que nos describen la cantidad de fuentes de polvo en ambos periodos UMG y Holoceno.
- III.** Pre-procesamiento de los datos (sección 4.3). Se editan las fuentes de polvo con el objeto de dejarlas como input para el modelo cGENIE.
- IV.** Procesamiento (sección 4.4). Se simulan las fuentes de polvo con el propósito de ver el efecto del hierro en la captura de CO₂.

4.1. Modelo cGENIE

En este estudio se utilizó un código versión “muffin” del *cGENIE Earth system Model of Intermediate Complexity*, en su versión 0.9 (genie.seao2.or). Este modelo fue construido a partir del *Grid ENabled Integrated Earth system model* GENIE, siendo una simplificada versión centrada en el ciclo del carbono (Ridgwell et al., 2007). En este estudio se usa una versión GENIE que contiene una atmósfera simplificada y que se encuentra centrada en el ciclo del carbono, conocida como cGENIE. Utilizada comúnmente para conocer las interacciones entre la productividad biológica, la biogeoquímica y el clima. Como todo EMIC, este modelo contiene distintas componentes del sistema Tierra. Incorpora representación de la circulación oceánica, biogeoquímica marina, sedimentos del fondo marino y geoquímica (Lenton et al., 2007). No obstante, el modelo tiene una baja resolución espacial, y una discreta resolución temporal realizando simulaciones de una escala entre 10^4 y 10^5 años (Meyer et al., 2016) relevante para procesos de retroalimentación biogeoquímica, lo que hace que sea extremadamente eficiente (Edwards and Marsh, 2005).

El modelo GENIE-1 contiene 49 trazadores disueltos, propiedades isotópicas importantes en un contexto de cambio climático y estudios paleo, y relaciones molares (si las hay) en sedimentos sólidos y gases atmosféricos. El presente modelo es utilizado con el propósito de conocer los escenarios pasados de pCO₂ atmosférico, basado en el impacto de la fertilización con hierro procedente de los flujos de polvo aéreos en la ecología marina. Es por esta razón, que se define el uso de los siguientes trazadores atmosféricos: CO₂, ¹³C, O₂, con la adición de la temperatura y humedad de la atmósfera. Mientras que para el océano: carbono inorgánico total disuelto (DIC), alcalinidad (ALK), fosfato (PO₄), hierro (Fe), Oxígeno (O₂), las componentes de carbono, fósforo y hierro de materia orgánica disuelta, isótopos estables (¹³C) asociadas al DIC y al DOM, ligandos limitados por hierro, ligandos libres (que pueden enlazarse con hierro).

Se calcula la redistribución de la concentración de trazadores que no son transportados debido a la circulación oceánica. Así, se ve que la remoción de la solución de nutrientes (PO₄ y Fe), el DIC y al alkalinidad, entre otros, ocurre mediante la captación por la productividad biológica en la zona eufótica del océano. Habrá entonces una exportación resultante de material particulado que dependerá de los procesos de remineralización, que

eventualmente podrían constituir una nueva solución inorgánica, pero esta vez, a mayor profundidad en comparación de donde los trazadores fueron retirados originalmente.

Los módulos utilizados para llevar este proceso a cabo son:

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

C-GOLDSTEIN

Módulo que contiene la componente climática y de la física oceánica. Entre sus características incluye una fricción geostrófica reducida, un modelo 3-D de circulación oceánica acoplada, un modelo 2-D de balance de energía-humedad de la atmósfera (EMBM) y un modelo de dinámica-termodinámica del hielo marino (Edwards and Marsh, 2005).

BIOGEM (BIOGEochemical Model)

Modulo que se encuentra compuesto y maneja el intercambio gaseoso océano-atmósfera, y la transformación y redistribución espacial de los componentes biogeoquímicos tanto en la superficie (captura biológica) como en el interior del océano (remineralización) (Ridgwell and Hargreaves, 2007).

4.2. Base de datos

Entre la base de datos utilizadas se encuentra una reconstrucción y cuatro modelos de polvo (ver sección 2.2) para el periodo del Último Máximo Glacial y el periodo preindustrial.

A continuación se presentan la reconstrucción y modelos utilizados.

4.2.1. Reconstrucción

Lambert. Los flujos de depositación de polvo presentados a continuación, corresponden a una reconstrucción basada en 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.

Esta base de datos fue previamente seleccionada por Lambert et al. (2015), que extrajo dos períodos que corresponden al preindustrial y UMG con el propósito de realizar una interpolación espacial, usando para ello el algoritmo de Kriging (para subsanar los lugares sin datos).

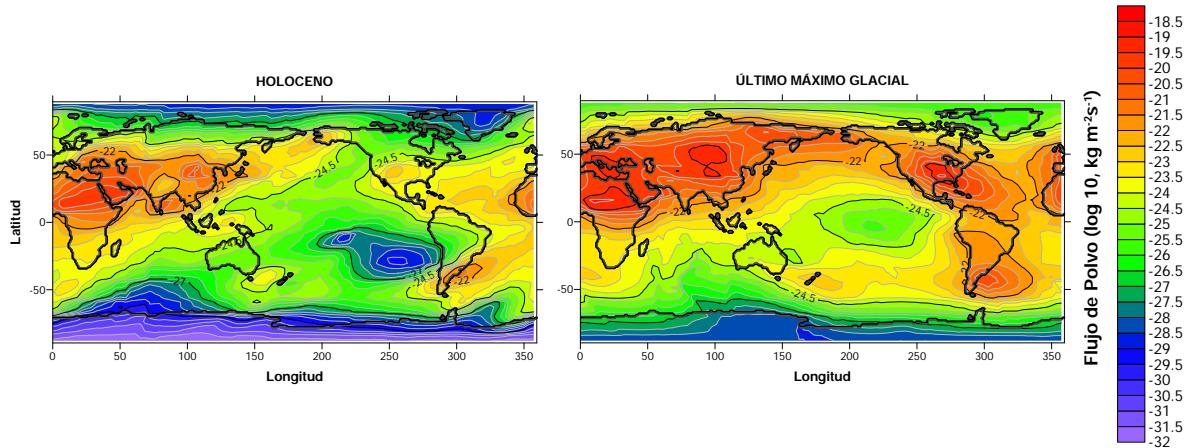


Figura 4.1: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el período del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Lambert et al. (2015).

Los datos muestran que los flujos de depositaciones globales son distintos en los períodos presentados, dado que tanto para el Holoceno como UMG corresponden a $2278.559 \text{ Tg año}^{-1}$ y $7639.490 \text{ Tg año}^{-1}$ respectivamente. Entre las diferencias que se pueden apreciar entre ambos períodos, es que las fuentes de polvo se intensifican en el UMG en comparación al Holoceno. Así, durante el UMG las fuentes de América (norte y sur) son más pronunciadas y 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 como se muestra durante el Holoceno. 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.

4.2.2. 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 Intercomparison 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 último milenio (1000 a.p.), el Holoceno medio (6000 a.p.) y el Último Máximo Glacial (21000 a.p.).

MRI-CGCM3. El modelo *MRI-CGCM3* perteneciente a PMIP3/CMIP5, desarrollado por el *Instituto de Investigación Meteorológica de Japón* (MRI por sus siglas en inglés) es una actualización de la versión PMIP2, *MRI-CCCM2*. 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 flexible acoplado que permite hacer múltiples combinaciones.

Los datos de polvo 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).

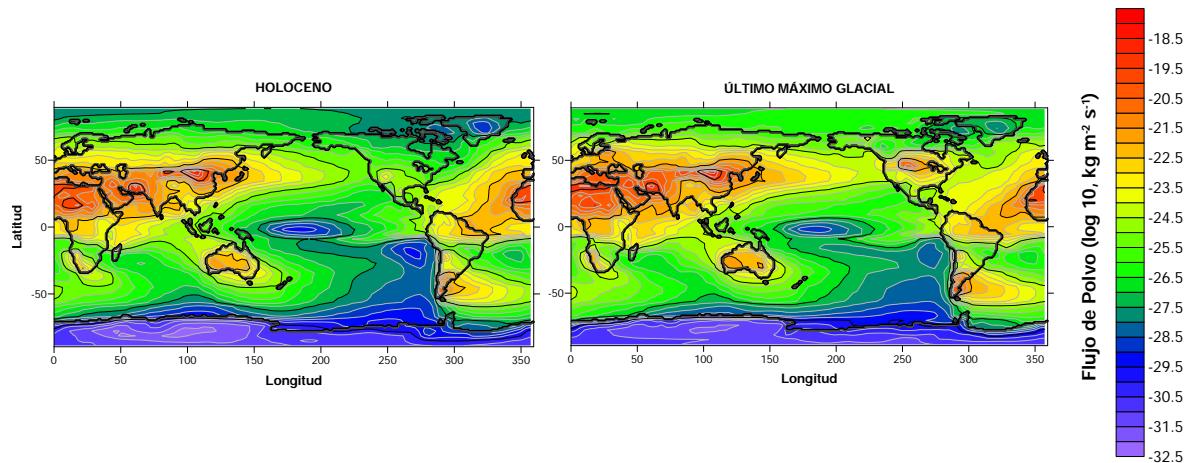


Figura 4.2: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos a partir Yukimoto et al. (2012).

La deposición de polvo del modelo MRI-CGCM3, tanto en el Holoceno como en el UMG es de $2155.646 \text{ (Tg año}^{-1}\text{)} para el Holoceno y $2965.467 \text{ (Tg año}^{-1}\text{)} para el UMG. Donde las deposiciones de ambos periodos son similares, 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 similar al del Holoceno.$$

MIROC-ESM. El modelo *MIROC-ESM* perteneciente a PMIP3/CMIP5, fue desarrollado bajo el alero de los *Earth system models* (ESMs) en la *Japan 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 CO₂ 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 relacionada 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 (SO₂) 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; Sueyoshi et al., 2013).

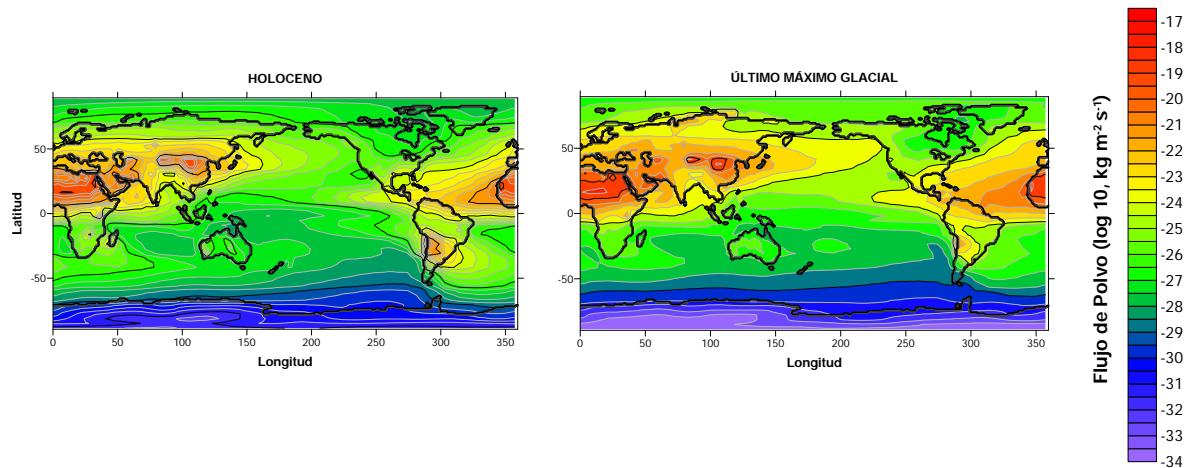


Figura 4.3: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Sueyoshi et al. (2013).

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.

Entre las bases de datos se puede apreciar un aumento de los flujos de polvo, habiendo una mayor producción durante el UMG que durante el Holoceno. No obstante, el modelo no presenta grandes fuentes de polvo en el Hemisferio Sur, lo que se refleja particularmente 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/Nueva Zelandia 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.

Takemura. La distribución global de polvo presentado a continuación fue desarrollado a partir del modelo climático de aerosol SPRINTARS, junto con la inclusión de la interacción entre los cristales de hielo y las partículas de aerosol. relacionados con la emisión de flujos de polvo aerosoles (velocidad del viento cercano a la superficie, de la cubierta vegetacional, y del índice foliar, 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 articulo de Takemura et al. (2009).

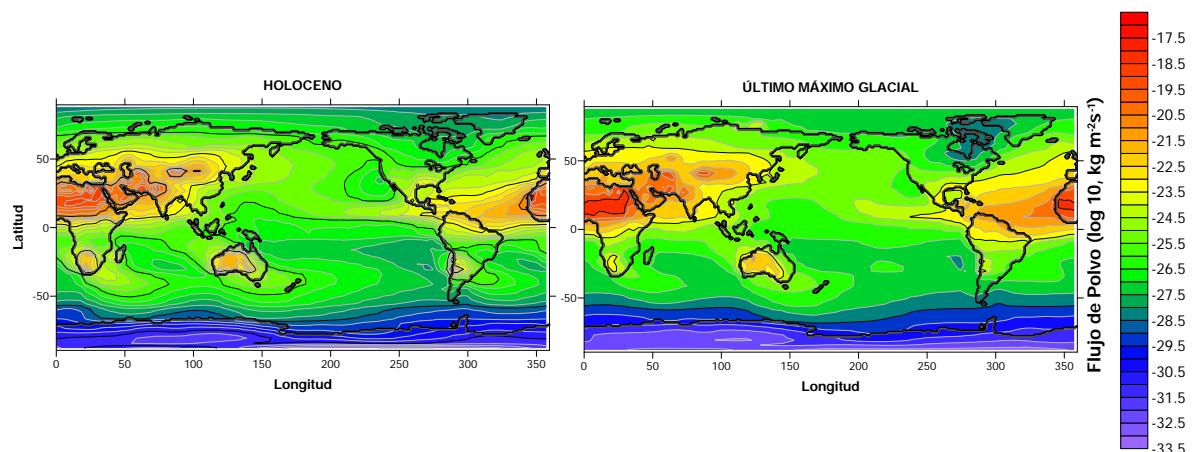


Figura 4.4: Mapa global de flujos de polvo interpolados entre el periodo del Holoceno y el Último Máximo Glacial. Datos obtenidos de Takemura et al. (2009).

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 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 aprecia una casi nula 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 deposición.

Albani. Para la construcción del campo de polvo “*Albani*”, se utilizó el modelo acoplado *Community 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. Donde (Albani et al., 2014) 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) 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 *Aerosol 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.

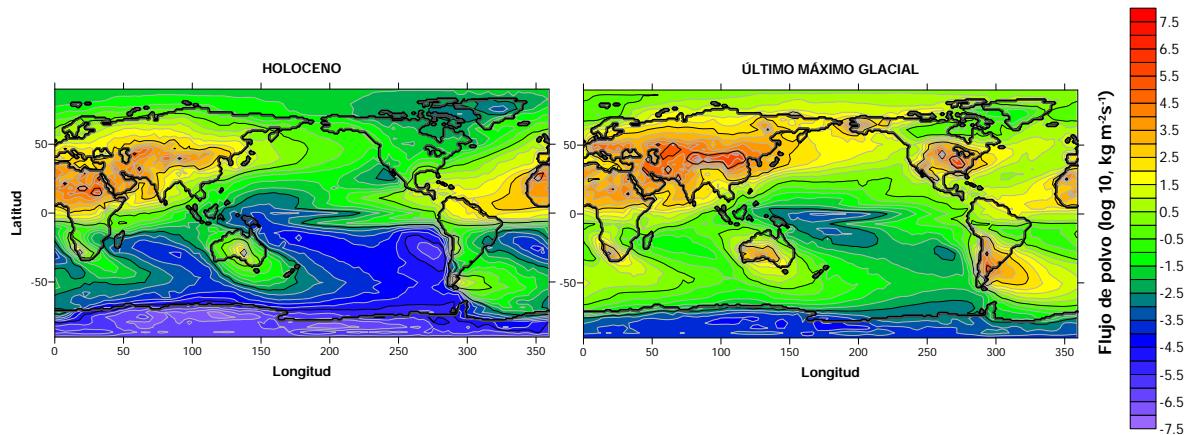


Figura 4.5: Flujos de campos de polvo desarrollados mediante el modelo acoplado *Community Earth System Model Version 1* (CESM1). A la derecha el periodo del Último Máximo Glacial y a la izquierda el Holoceno. Datos obtenidos de Albani et al. (2014).

Los modelos tienden a mostrar altas emisiones con altas cargas, y períodos 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).

Análisis de datos

Entre los campos de flujos de polvo las simulaciones realizadas por Takemura et al. (2009) (basada en el modelo *MIROC-ESM*), reflejan una carencia de fuentes de polvo en el Hemisferio sur durante el UMG lo que se condice con el modelo *MIROC-ESM*. No obstante, tanto *MRI-CGCM3* como la reconstrucción *Lambert* muestran un aumento en el aporte a esta zona en el UMG, mayormente en el Atlántico Sur, lo que los flujos de *Albani* intensifican presumiblemente sobreestimando las concentraciones reales, pero mostrando la vital importancia de las fuentes glaciogenicas durante estos periodos. Por otro lado, todas las simulaciones y reconstrucción exponen una considerable intensificación de las fuentes de polvo en el Hemisferio Norte en el UMG, siendo *Lambert* uno de los que más diferencias muestran en esta zona (ver imagen 7.2). Además respecto de la zona del Pacífico Ecuatorial, tanto *MIROC-ESM* y *Takemura* revelan altas depositaciones durante el UMG, sin embargo, es en la zona este de la región donde se aprecia una lengua de deposición de polvo que es compartida por todos los modelos.

4.3. Pre-procesamiento

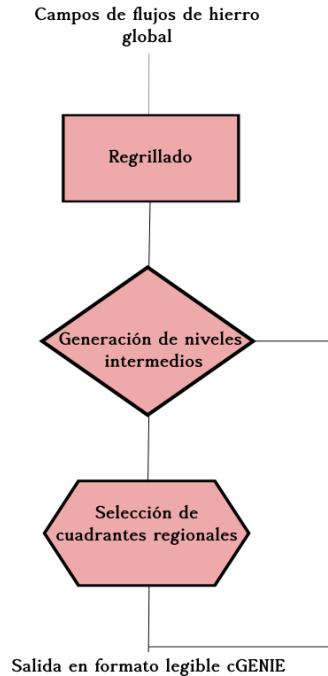


Figura 4.6: Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo de polvo.

En esta etapa se realizan tres procesos diferentes que serán posteriormente utilizados como input en el modelo cGENIE: 1) la redimension de campos de polvo globales de los periodos del Holoceno y LGM, 2) la generación de niveles intermedios equidistantes entre los periodos anteriores y 3) la generación de campos regionales desde el campo intermedio posterior al Holoceno hasta el UMG.

1) Regrillado de campos de polvo globales Holoceno y UMG: Los 5 campos de polvo expuestos en la sección 4.1 para el Holoceno y para el UMG, tienen una grilla que es de 128x64 celdas en cuatro casos (Lambert, Takemura, MIROC-ESM, MRI-CGCM3) y una de 192x268 celdas (Albani). Para el modelo cGENIE es necesario traspasar todos los campos a una grilla cuadrada de 36x36, que serán los nuevos campos de flujos de polvo globales tanto para el Holoceno (5 campos) y para el UMG (5 campos).

2) Campos de polvo intermedios globales Holoceno y UMG: Con el propósito de observar los cambios en la concentración de CO₂ atmosférico que se dan entre el periodo del Holoceno hasta el UMG, y sobre la base de los diferentes inputs de campos de polvo previamente regrillados (*item 1*), se realiza una interpolación x-espaciada, creando con ello 8 diferentes escenarios intermedios de polvo. Éstos en conjunto con el *item 1* generan 10 niveles que van desde el Holoceno hasta el UMG incluyendo ambos periodos.

3) Campos de polvo intermedios regionales: Para ver el efecto que cada zona HNLC (ver figura 3.1) aporta en la captura de pCO₂ producto de la fertilización con hierro, se procedió a generar nuevos campos de polvo a partir de los 10 producidos de la combinación del *item 1 e item 2*.

Para ello, en primera instancia la concentración de polvo correspondiente al Holoceno (nivel 1) se inserta en cada punto de grilla que no tenga asociada una zona HNLC de interés (dejando su concentración original), este proceso se reproduce en todos los niveles de polvo de la misma forma (hasta el niveles 10). Ésto produce 10 campos de polvo donde la única variación de polvo a lo largo del tiempo (que abarca el Holoceno y UMG) se da en la zona HNLC seleccionada (manteniendo sus datos originales en todos los niveles). Este proceso se replica para cada zona HNLC,

generando finalmente 10 campos de polvo por región, es decir, 40 campos de polvo por casa caso (Albani, Lambert, MIROC-ESM, MRI-CGCM3, Takemura).

4.3.1. Pre-procesamiento modelo cGENIE

Una vez generados los flujos de campos de polvo globales desde el Holoceno hasta el UMG y los flujos de polvo intermedios, se procede a subir los archivos en la configuración de cGENIE ejecutado en un cluster de la Universidad de BRISTOL.

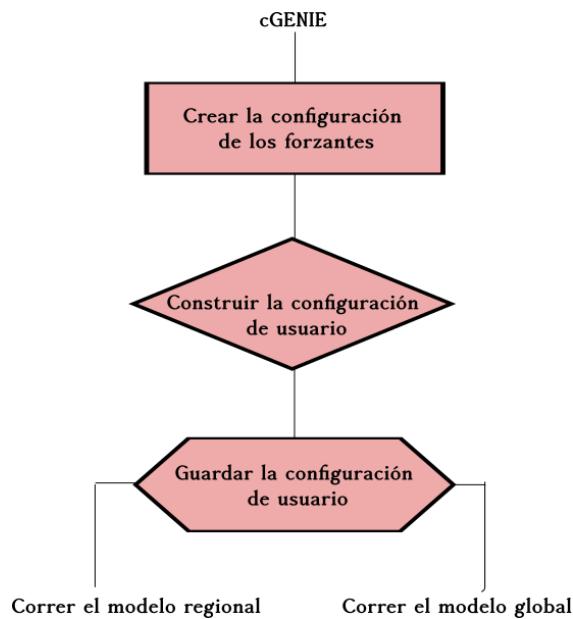


Figura 4.7: Estructura del pre-procesamiento de los flujos de campo en cGENIE.

Para configurar un experimento en el modelo cGENIE, es necesario ingresar en el directorio localizado en `cgenie.muffin/genie-forcings`, dado que aquí es donde son almacenado los forzantes y contiene todos los archivos que definen las propiedades geoquímicas que modificarán la información acerca de como un forzante cambiará en el tiempo. En este caso el trazador corresponde a los campos de flujos de polvo generados en el *item 1/item 2 e item3* de la sección 4.2. Se especifican los cambios en las concentraciones del forzante en el tiempo “Condiciones de contorno del modelo”.

Así, en este caso se crearon manualmente dos carpetas en `genie-forcings`, una con el nombre “`worjh2.FeMODELO_All.level*`” y otra llamada “`worjh2.FeMODELO_Región.level*`”, para simulaciones globales y regionales respectivamente. Esto se replicó para todos los

niveles de polvo en cada caso.

Dentro de cada una de estas carpetas se incorporaron 5 archivos:

- 1) **biogem_force_flux_sed_det_SUR.dat** “biogem_force_*_I.dat”. Especifica la ubicación en el océano del forzante geoquímico que será aplicado (componente espacial). En este caso la grilla de flujo de polvo es de dos dimensiones (grupos de datos que contienen filas (j) y columnas (i)), en unidades de mol a⁻¹.
- 2) “configure_forcings_atm.dat”. Definición de forzantes atmosféricos interactuando en el modelo. Para esta simulación no se definen.
- 3) “configure_forcings_ocn.dat”. Definición de forzantes oceánicos interactuando en el modelo. En esta simulación no se definen.
- 4) “**configure_forcings_sed.dat**”. Definición de forzantes sedimentarios interactuando en el modelo. Para esta simulación se definen forzantes provenientes de sedimentos terrestres (polvo).
- 5) biogem_force_flux_sed_det_sig.dat “biogem_force_*_II.dat”. Define la componente temporal del forzante (variación en el tiempo). Se construye a partir de la magnitud del forzante que es aplicado en la posición (*i, j*) en un tiempo (t) , más un modificador $S_{(t)}$ que es dependiente del tiempo, por la diferencia entre los dos campos *item 5 - item 1*, es decir:

$$F_{(i,j),(t)} = \text{biogem_force_}*_{-I(i,j)} + S_{(t)} \times (\text{biogem_force_}*_{-II(i,j)} - \text{biogem_force_}*_{-I(i,j)}) \quad (4.1)$$

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.

Luego de crear las carpetas y archivos para todos los niveles de polvo y para cada tipo (regional o global), es que se crearon los archivos y carpetas de configuración (ver figura Anexo 7.1). Este proceso se realiza en el directorio *genie-Userconfig* dentro del directorio *cgenie.muffin*.

4.4. Experimento, modelo cGENIE

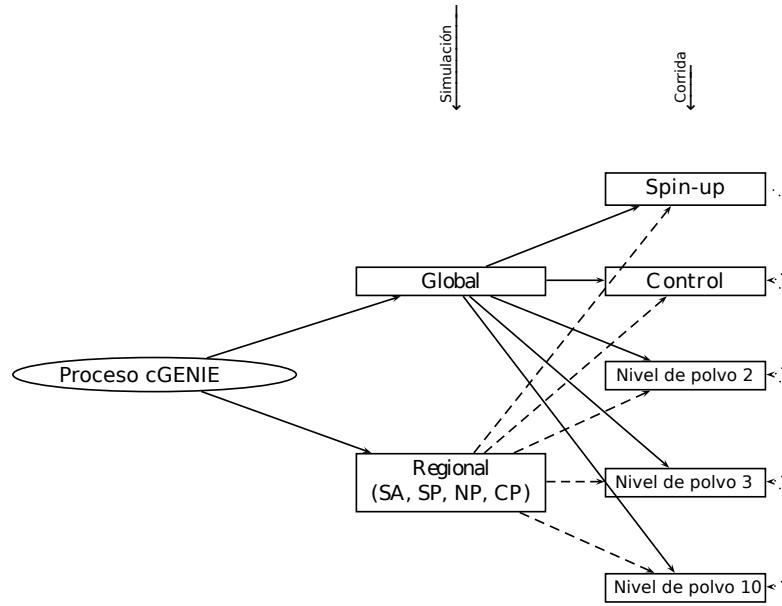


Figura 4.8: Estructura de la Simulación en cGENIE. Se aprecia el Spin-up (configuración básica) para posteriormente representar la evaluación progresiva de los flujos de polvo.

La simulación fue desarrollada en tres etapas: 1) se realizó una configuración básica necesaria para dar una consistente iniciación al modelo cGENIE (spin-up), 2) se ejecutó una simulación de control para verificar que el modelo ratifique los valores observados y 3) se evaluaron los niveles de campos de polvo desde el Holoceno hasta el UMG en todos los casos dados (globales y regionales).

Configuración general

Todos las simulaciones que se expondrán a continuación (spin-up, control, experimentos), fueron corridos por un intervalo de tiempo de 10000 años (para la estabilización, figura 4.9). En este caso, dado que buscamos evaluar el efecto del hierro en la bomba biológica y cómo esto afecta la concentración de CO₂, 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*, la cual representa los módulos presentes en la tabla 4.1, la configuración continental, la resolución y trazadores escogidos incluyendo el ciclo del hierro marino.

1) Spin-up: Con el propósito de establecer las parametrizaciones del modelo cGENIE en las condiciones climatológicas del periodo preindustrial es que se desarrolla un spin-up. Para lo cual, se utilizó el flujo de polvo del Holoceno de cada modelo/-reconstrucción de polvo. En esta etapa se fija el CO₂ en 278 ppm (concentración periodo preindustrial), con un “biogem_force_*_II.dat” fijado en cero lo que significa que no tomará los valores del forzante de polvo que le estamos ingresando (ver figura 7.1).

De aquí en adelante todos los experimentos fueron corridos dependiendo del final del estado del spin-up.

2) Control: Se desarrolló una simulación de control aplicando los mismo campos de polvo usados por el Spin-up (Holoceno), pero sin fijar la concentración atmosférica de CO₂. La figura 4.9 de las simulaciones de control, muestra una estabilización alrededor de los 2000 años para todos los modelos y reconstrucciones.

3) Experimentos: Finalmente procedemos a correr el modelo desarrollando tantas las evaluaciones del efecto del hierro en la captura de CO₂ a nivel global como regional (zonas HNLC). En la línea de comando del cluster BRISTOL, 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 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. Para el caso del *spin-up* sólo se ocupan los parámetros definidos hasta aquí.

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

Necesario para la simulación de control y experimento con polvo.

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

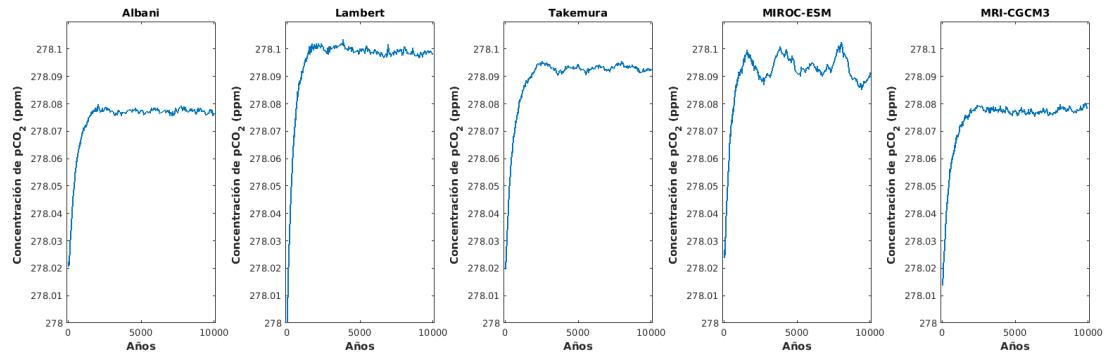


Figura 4.9: Serie de tiempo de pCO₂ obtenidos a partir de las simulaciones de control realizadas mediante el modelo cGENIE, para el periodo del Holoceno de todos los campos de polvo.

4.5. 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) Se seleccionaron los últimos 10 datos del archivo biogem_series_atm_pCO2.res ubicado en cgenie_output/user_config/biogem, correspondientes a niveles de pCO₂ de la parte estable de la simulación.
- b) Sacamos la diferencia de pCO₂ entre cada nivel desde el periodo preindustrial (nivel 1) hasta el Último Máximo Glacial (nivel 10).
- c) En el caso del flujo global, se hizo una mediana del pCO₂ obtenido con cGENIE, para los 10 periodos (niveles).
- d) Posteriormente se graficaron las diferencias de pCO_2 respecto del hierro en cada nivel y se ajustó una curva a los datos.
- e) 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 CO₂ (ver Anexos) para cada modelo y reconstrucción ingresada en cGENIE.

Capítulo 5

Resultados

A continuación se presentan los efectos generados por la inserción de los campos de flujo de polvo en los niveles de pCO₂ atmosférico según el modelo cGENIE, entre el periodo del Holoceno hasta el UMG.

5.1. Resultados globales

En la figura 5.1, la trayectoria del nivel de pCO₂ 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). Sin embargo, lo anterior no se condice con el aumento progresivo de polvo desde el Holoceno hasta el UMG para este caso.

La simulación Albani es la que muestra mayor reducción (~ 21 ppm.). Seguido por el modelo MIROC-ESM (~ 20 ppm). La máxima captación de Albani, puede ser producto de la diferencia intermedia de polvo entre el periodo del Holoceno y del UMG en comparación a los otros casos. Albani además, posee los niveles más altos de deposición de polvo durante el periodo del Holoceno (aunque es el tercer flujo de polvo durante el UMG). Esto habría dado un importante input inicial al modelo cGENIE que se mantuvo con valores altos hacia el final de la simulación (UMG).

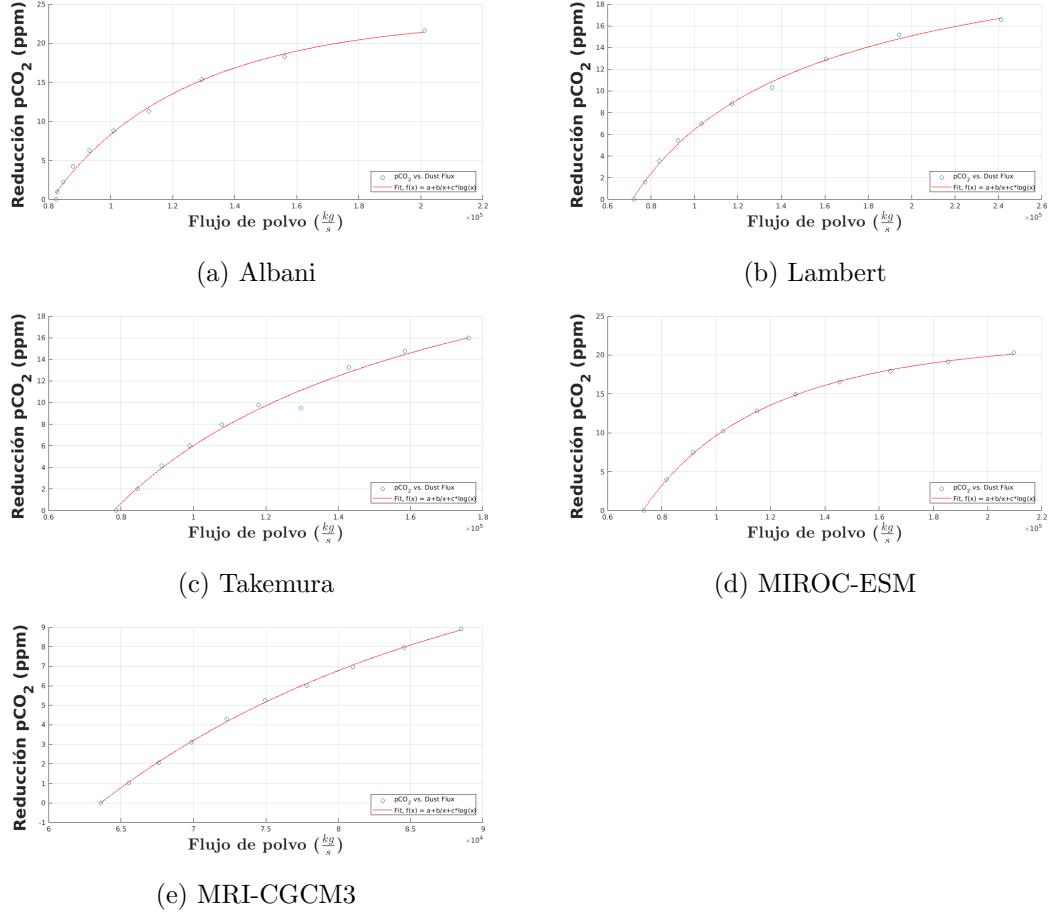


Figura 5.1: Series de reducción de pCO_2 obtenidos mediante simulación cGENIE, desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial para flujos de polvo globales.

La simulación Lambert es la que presenta mayor diferencia entre el nivel de polvo del Holoceno y el UMG. Este tiene los más elevados flujos de polvo para el UMG, dando una reducción de $\sim 16,5$ ppm. La simulación Lambert tiene el tercer valor más alto de disminución de pCO_2 atmosférico, seguido por el modelo Takemura (~ 16 ppm.). Este último tiene los mayores flujos de polvo en el Holoceno pero capturas más bajas que Lambert hacia el UMG. La simulación MRI-CGCM3 posee los menores flujos de polvo y presenta la menor disminución de pCO_2 , estimada en aproximadamente 9 ppm.

5.2. Resultados regionales

A continuación se presentan los resultados correspondiente a cada zona HNLC que se muestra en la figura 3.1.

5.2.1. Pacífico Norte

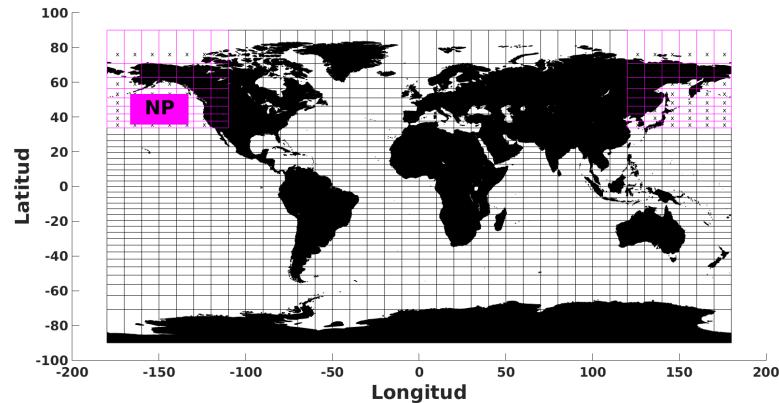


Figura 5.2: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Norte que fue aislada en la simulación cGENIE.

Modelo	Reducción de pCO_2 global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado (R^2)	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=-29.66$, $p2=5805$ y $p3=3.495$	0.9975	0.0945
Albani	Logarítmico	$p1=-18.23$, $p2=-2382$ y $p3=-2382$	0.9995	0.0613
Takemura	Logarítmico	$p1=-16.09$, $p2=291$ y $p3=2.524$	0.9999	0.0034
MIROC-ESM	Logarítmico	$p1=-50.18$, $p2=3916$ y $p3=6.65$	0.9984	0.0863
MRI-CGCM3	Logarítmico	$p1=-39.01$, $p2=-126.5$ y $p3=5.074$	0.9998	0.0132

Cuadro 5.1: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de pCO_2 , a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es: $f(x) = p1 + \frac{p2}{x} + p3 * \log(x)$. Donde f(x) es la reducción de pCO_2 y x, el flujo de polvo de cada nivel para la zona del Pacífico Norte.

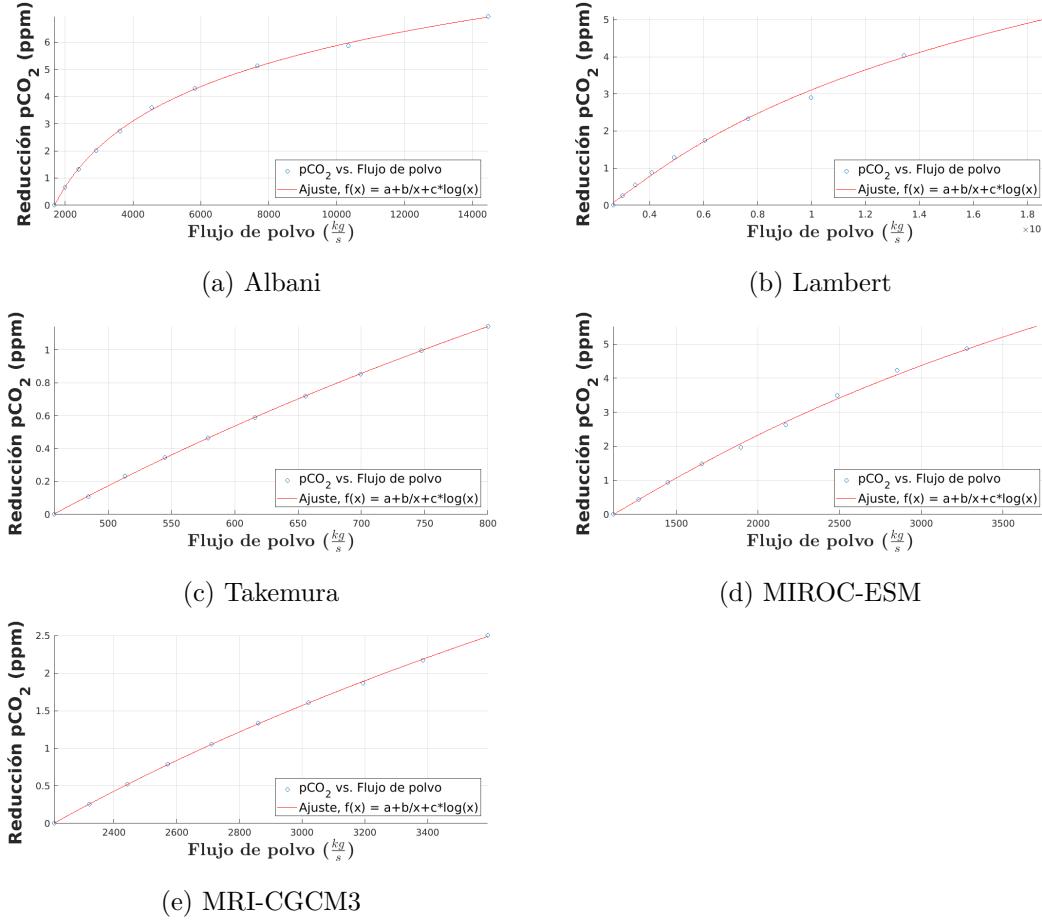


Figura 5.3: Reducción de pCO_2 obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Norte (NP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

La mayor reducción de pCO_2 en esta zona fue estimada por la simulación Albani (~ 7 ppm durante el UMG). La razón positiva de polvo durante la terminación I ($\sim 0,5$, ver anexos 7.2b), y las distribuciones de polvo presentes en Albani (figura 4.5), nos evidencian un gran flujo en el Pacífico Norte. No obstante, este flujo de polvo no es superior a los flujos presentes en Lambert, que producen una captura de pCO_2 alrededor de 5 ppm en el UMG. Éste valor, es ligeramente inferior a lo estimado para el modelo MIROC-ESM ($\sim 5,53$ ppm). De esta manera, si bien los flujos de polvo son mayores para el caso de Lambert, es su propia variabilidad la que produciría una menor captura de pCO_2 atmosférico por parte de los océanos en esta región. Mientras que, por otro lado, MIROC-ESM tiene flujos excesivamente inferiores, pero posee una tasa de deposición

mayor en el área de interés (ver Anexos figura 7.2d y 4.3).

La simulación MRI-CGCM3 tiene una disminución de pCO₂ menor que los modelos previamente mencionados ($\sim 2,5$ p.p.m.), aunque tenuemente superior a Takemura ($\sim 1,14$ p.p.m.). Takemura es el caso con los más bajos flujos de polvo en la región. Los Flujos de polvo MRI-CGCM3 son similares a los de MIROC-ESM en la zona (ver Anexos 7.2d y 7.2e). De esta manera 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

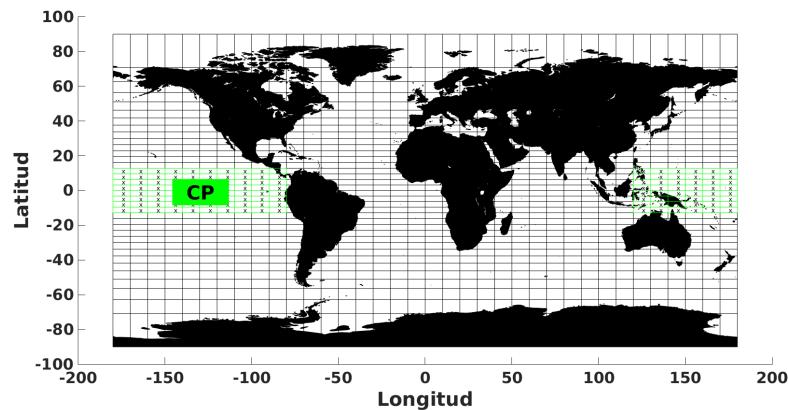


Figura 5.4: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Central que fue aislada en la simulación cGENIE.

Modelo	Reducción de pCO_2 global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado (R^2)	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=-22.48$, $p2=533.5$ y $p3=3.261$	1	0.0029
Takemura	Logarítmico	$p1=-26.89$, $p2=631.4$ y $p3=4.256$	0.9997	0.0165
MIROC-ESM	Logarítmico	$p1=-33.13$, $p2=1011$ y $p3=5.237$	0.9986	0.0518
MRI-CGCM3	Logarítmico	$p1=-15.38$, $p2=180.5$ y $p3=2.74$	0.9999	0.0028

Cuadro 5.2: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de pCO_2 , a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es: $f(x) = p1 + \frac{p2}{x} + p3 * \log(x)$. Donde f(x) es la reducción de pCO_2 y x, el flujo de polvo de cada nivel para la zona del Pacífico central.

Los valores de reducción de pCO_2 en esta zona son en general bajos y similares. 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 casos hacen que esta reducción sea similar a una función lineal.

El mayor aporte es mostrado por la simulación MIROC-ESM (~ 3.6 ppm). No obstante, la simulación Lambert casi triplica el campo de polvo de MIROC-ESM y dobla el aporte de Takemura en todos los niveles. La razón por la cual no se aprecia el aporte de los grandes flujos de polvo de Lambert, es debido a su alta variabilidad en esta zona. La razón de polvo Lambert entre el UMG y Holoceno varía entre -0.2 y 1.8 respectivamente (ver Anexos 7.2a), con valores positivos reflejando mayor presencia de polvo en el Último máximo Glacial que en el Holoceno, y valores negativos el caso inverso. Lo anterior es reflejado en una captura de ~ 2.4 ppm, ligeramente menor que la efectuada por el modelo Takemura (~ 2.6 ppm) que posee una tasa entre -0.1 y 0.5. 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).

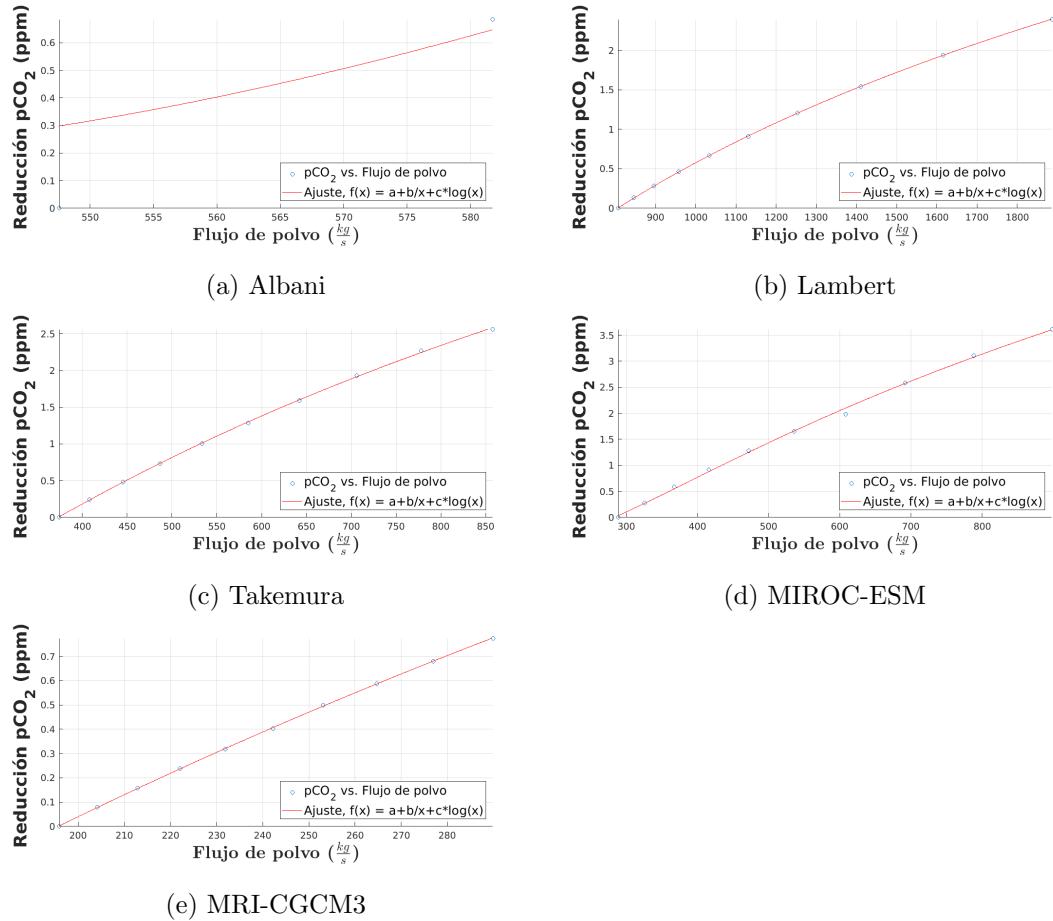


Figura 5.5: Reducción de pCO_2 obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Central (CP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

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). Esto se ve reflejado en su baja participación en la reducción de pCO_2 en esta región, no superando los ~ 0,8 ppm.

Por otro lado, los campos de polvo de Albani presentan un alta variabilidad en sus tasas de deposición en la región CP. La mayor parte de la región tiene menores valores de polvo Albani durante el UMG que durante el Holoceno, que se refleja tanto en los valores de amplitudes que van desde -0.4 a 0.2 (7.2b), 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), que se tradujo en una simulación no consistente.

5.2.3. Pacífico Sur

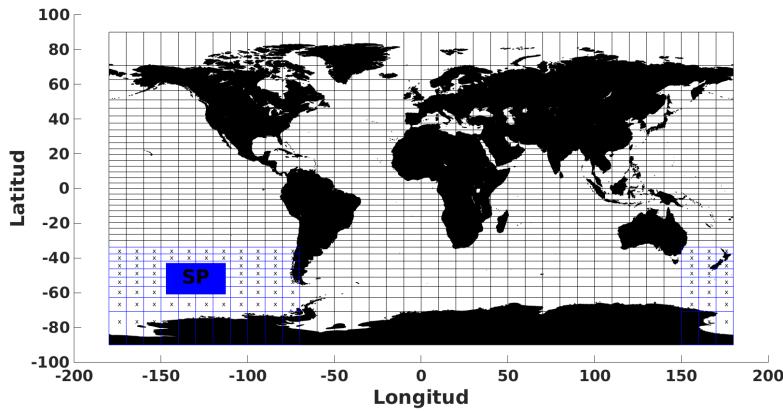


Figura 5.6: Mapa global, que muestra la región del Pacífico Sur que fue aislada en la simulación cGENIE.

Modelo	Reducción de pCO_2 global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado (R^2)	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=-22.48$, $p2=533.5$ y $p3=3.261$	1	0.0029
Albani	Logarítmico	$p1=-457.4$, $p2=3.241e+04$ y $p3=63.2$	0.38	0.2088
Takemura	Logarítmico	$p1=45.27$, $p2=-816.4$ y $p3=-8.036$	0.9982	8.0717e-04

Cuadro 5.3: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de pCO_2 , a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es: $f(x) = p1 + \frac{p2}{x} + p3 * \log(x)$. Donde f(x) es la reducción de pCO_2 y x, el flujo de polvo de cada nivel para la zona del Pacífico Sur.

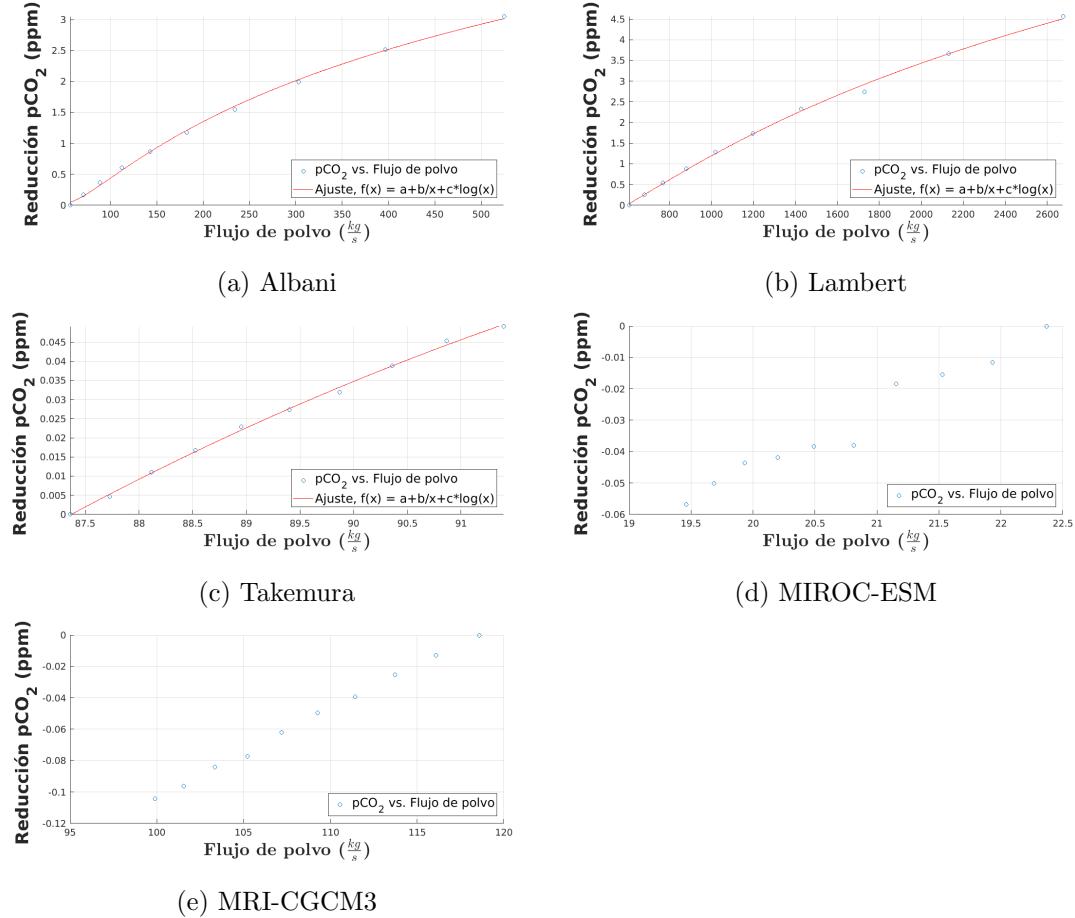


Figura 5.7: Reducción de pCO_2 obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Pacífico Sur (SP) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

El caso Lambert posee los mayores niveles de depositación de polvo en estas latitudes (ver imagen 4.1). Esto se refleja en un máximo de reducción de pCO_2 de ~ 4.6 ppm. No obstante, si bien Albani posee magnitudes de polvo ~ 5 veces inferiores en cada nivel comparado con Lambert, tiene una reducción de pCO_2 de ~ 3 ppm. Esto, se encuentra asociado a la menor variabilidad de amplitudes UMG:Holoceno (entre ~ 0.8 y 1.6 , figura 7.2b) en comparación a Lambert (entre -0.2 y 1.2) (ver anexo 7.2a).

El modelo Takemura, muestra un ínfima reducción de ~ 0.04 ppm para el UMG, lo que refleja poco aporte de polvo en estas latitudes (ver 4.4). 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 (ver Anexo 7.2d).

5.2.4. Atlántico Sur

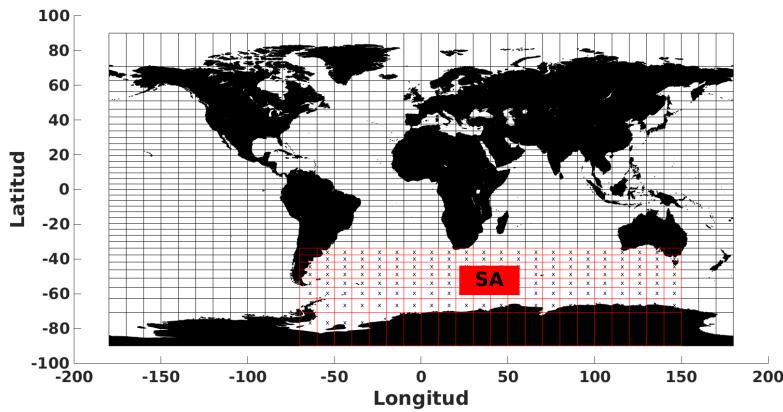


Figura 5.8: Mapa global, que muestra la región del Atlántico Sur que fue aislada en la simulación cGENIE.

Modelo	Reducción de pCO_2 global			
	Ajuste	Parámetros	R-cuadrado (R^2)	RMSE
Lambert	Logarítmico	$p1=-69.08$, $p2=1.47e+04$ y $p3=8.09$	0.9986	0.0808
Albani	Logarítmico	$p1=-18.92$, $p2=-72.4$ y $p3=3.116$	0.9993	0.1232
MRI-CGCM3	Logarítmico	$p1=-26.43$, $p2=1258$ y $p3=3.492$	0.9999	0.01040

Cuadro 5.4: Características de los ajustes realizados a las reducciones globales de pCO_2 , a partir de los resultados del modelo cGENIE. El ajuste general es logarítmico, su ecuación estándar es: $f(x) = p1 + \frac{p2}{x} + p3 * \log(x)$. Donde f(x) es la reducción de pCO_2 y x, el flujo de polvo de cada nivel para la zona del Atlántico sur.

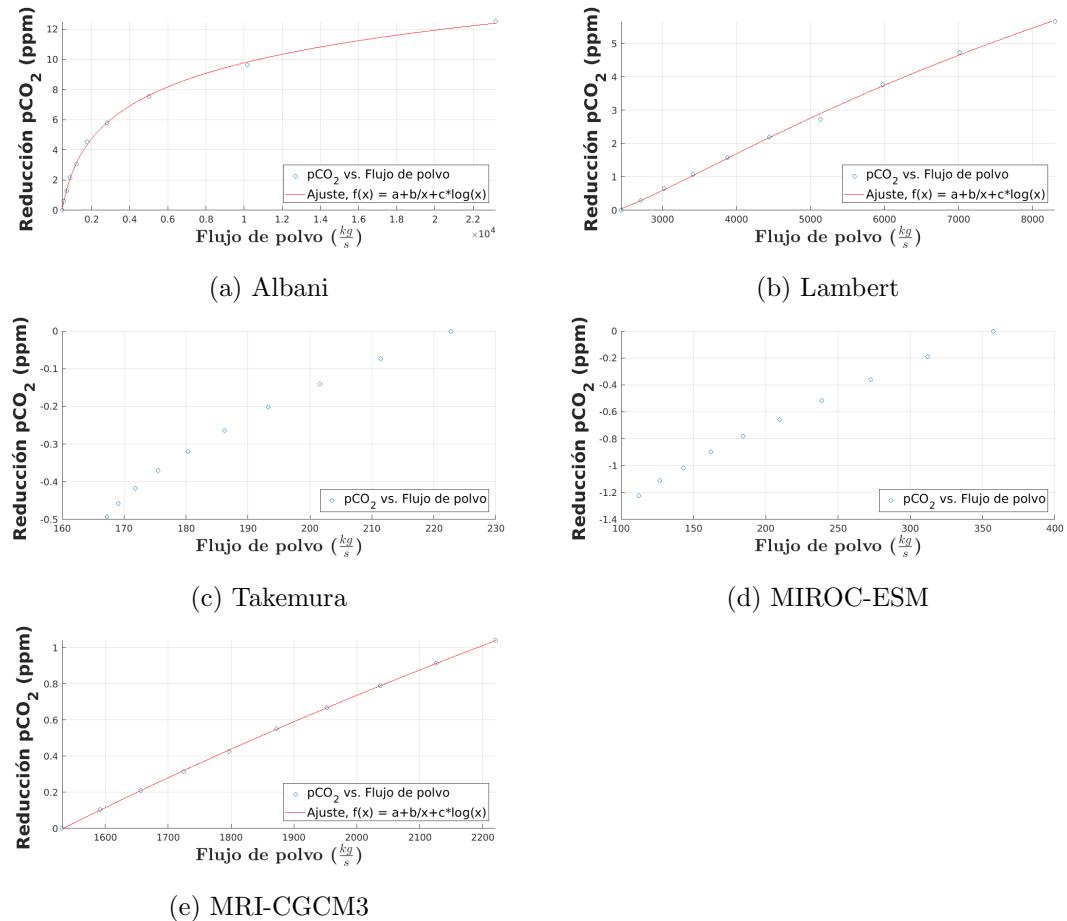


Figura 5.9: Reducción de pCO_2 obtenidos mediante simulación cGENIE, para flujos de polvo cambiantes en la zona del Atlántico Sur (SA) desde el Holoceno hasta el Último Máximo Glacial.

La simulación de Albani, tiene la mayor reducción de pCO_2 estimada para el UMG ($\sim 12,5$ ppm). La 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. Esto explica las altas tasas de deposición de polvo en relación a los otros casos (la amplitud UMG:Holoceno alcanza valores entre 1.2-1.4).

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, tienen una disminución de pCO_2 de ~ 6 ppm. A su vez, MRI-CGCM3 posee una muy pequeña fuente de polvo en la misma zona (ver figura 4.2), lo que se traduce en que los flujos de polvo produzcan una disminución de

pCO₂ de ~ 1 ppm. En relación a 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 CO₂ desde el océano hacia la atmósfera, alcanzando valores de -0.49 y -1.22 ppm desde el Holoceno al UMG respectivamente.

5.3. Resultados finales

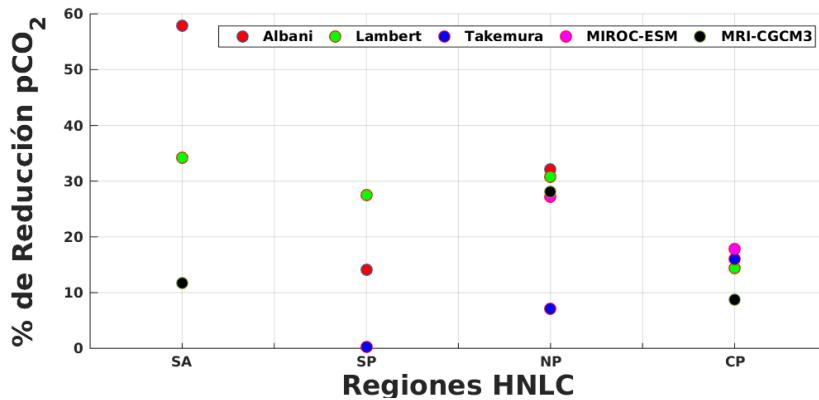


Figura 5.10: Contribución ponderada de las zonas HNLC (Atlántico Sur, Pacífico Sur, Pacífico Norte y Pacífico Central) a la reducción de pCO₂ global. En rojo las contribución relativa del modelo Albani, en verde la correspondiente a la reconstrucción Lambert, en morado la contribución Takemura, en rosado 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 pCO₂ 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 casos y sus respectivos flujos de polvo en la región CP, tiene un menor aporte a la reducción total en cualquiera de las simulaciones. Sin embargo, vemos también que los campos de polvo en esta latitud son menores en relación a otras zonas en todos los casos (ver figuras del UMG en el capítulo 4 y 7.2e). Además que la zona muestra en general un gradiente zonal de depositación, 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 el área ($\sim 0,8$ ppm) para un total de ~ 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 pCO₂ calculada entre las distintas simulaciones se encuentra en torno a los 2.4 ppm, 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 pCO₂ global ($\sim 30\%$), a pesar de la alta variabilidad en los flujos de polvo. La zona NP tiene una media de ~ 5 ppm. Lo que implica que los modelos de polvo presentan un intrusión importante de flujo en el área, cuya sensibilidad producto de la depositación 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 $\sim 1,55$ ppm, representa una contribución del $\sim 14\%$. Sin embargo, vemos que la variabilidad de las reducciones entre los distintos casos depende de la intensidad y de la ubicación de la fuente de polvo para esta zona. Dado que los modelos muestra grandes diferencias en los flujos de polvo, no se puede asegurar el porcentaje de participación en la captura de pCO₂, 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 pCO₂, 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 ~ 5 p.p.m. y ~ 6 ppm).

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 una drástica respuesta 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 reservadas de captura de pCO₂.

Capítulo 6

Consideraciones finales

La depositación de polvo aéreo es una fuente importante de hierro para el océano, particularmente en las zonas HNLC (Jin et al., 2008; Martínez-García et al., 2014; Lambert et al., 2015). Ésto dato 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 periodos glaciares (Mahowald et al., 1999; Gaspari et al., 2006; Lambert et al., 2008; Maher et al., 2010; 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 CO₂ durante periodo 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 pCO₂ atmosférico, es que realizó una prueba mediante el modelo biogeoquímico de complejidad intermedia cGENIE durante el periodo que abarca desde el UMG y el comienzo del Holoceno, a partir, de cinco campos de flujos de polvo (Lambert et al., 2015; Yukimoto et al., 2012; Sueyoshi et al., 2013; Takemura et al., 2009; Albani et al., 2014) provenientes tanto de modelos como de reconstrucciones. Obteniéndose un promedio máximo de reducción de pCO₂ a nivel global en torno a los 17 ppm. Valor que está ligeramente por sobre lo estimado por otros trabajos desarrollado 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 NO_3^- y PO_4^{3-} , debido a un aumento en la disponibilidad de hierro. Macro y micronutrientes que en conjunto con el CO_2 disuelto forman parte del fitoplancton lo que permitiría dicha disminución en la concentración atmosférica de CO_2 .

Cálculos de los aportes regionales en la captura de pCO_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 en estas regiones. Proceso que podría producir una liberación de 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 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, 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 (Bopp et al., 2003; Arellano-Torres et al., 2011) para las cuales la concentración

de Si(OH)_4 es limitante. Por esta razón, se ha propuesto que durante el UMG la mayor utilización de NO_3^- y PO_4^{3-} por otros organismo planctónicos podría haber dejado un excedente de Si(OH)_4 que producto de la circulación marina podría haber sido transportado a zonas con limitación de Si(OH)_4 como las regiones subtropicales de giros oligotróficos, provocando una captura general mayor de 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 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 como la estratificación pueden estar actuando para explicar esta variabilidad.

Las dos hipótesis planteadas en este trabajo son aceptadas (H_0), dado que ambas se cumplen. Como vimos, existe un efecto del polvo en el ΔpCO_2 del periodo que abarca entre el UMG y el Holoceno. El ΔpCO_2 generado proviene en su mayoría de los cambios en los océanos del sur.

Bibliografía

- Albani, S., Mahowald, N., Perry, A., Scanza, R., Zender, C., Heavens, N., Maggi, V., Kok, J., and Otto-Bliesner, 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 pco₂ 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.
- Bartlein, P. J. and Hostetler, S. W. (2003). Modeling paleoclimates. *Developments in Quaternary Sciences*, 1:565–584.
- 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 co₂ during glacial periods. *Paleoceanography*, 18(2).
- Boyd, P. and Ellwood, M. (2010). The biogeochemical cycle of iron in the ocean. *Nature Geoscience*, 3(10):675.
- 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.
- Broecker, W. S., Peng, T.-H., and Engh, R. (1980). Modeling the carbon system. *Radiocarbon*, 22(3):565–598.
- 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-pco₂ 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.
- Herndl, G. J. and Reinthaler, T. (2013). Microbial control of the dark end of the biological pump. *Nature geoscience*, 6(9):718.
- 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 co₂ 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 co₂ 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.

- Lenton, T., Marsh, R., Price, A., Lunt, D., Aksenov, Y., Annan, J., Cooper-Chadwick, T., Cox, S., Edwards, N., Goswami, S., et al. (2007). Effects of atmospheric dynamics and ocean resolution on bi-stability of the thermohaline circulation examined using the grid enabled integrated earth system modelling (genie) framework. *Climate Dynamics*, 29(6):591–613.
- 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 n2 fixation. *American Journal of Science*, 305(6-8):546–595.
- Maher, B., Prospero, J., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P. P., and Balkanski, Y. (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1-2):61–97.
- 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 co₂ 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., Eglington, 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 pco₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3):5–1.
- Meyer, K., Ridgwell, A., and Payne, J. (2016). The influence of the biological pump on ocean chemistry: implications for long-term trends in marine redox chemistry, the global carbon cycle, and marine animal ecosystems. *Geobiology*, 14(3):207–219.
- Moreno, P., Francois, J., Moy, C., and Villa-Martinez, R. (2010). Covariability of the southern westerlies and atmospheric co₂ during the holocene. *Geology*, 38(8):727–730.
- Muhs, D. R., Prospero, J. M., Baddock, M. C., and Gill, T. E. (2014). Identifying sources of aeolian mineral dust: Present and past. In *Mineral Dust*, page 57. Springer.
- Palenik, B., Brahamsha, B., Larimer, F., Land, M., Hauser, L., Chain, P., Lamerdin, J., Regala, W., Allen, E., McCarren, J., et al. (2003). The genome of a motile marine cyanobacterium. *Nature*, 424(6952):1037.
- Parekh, P., Dutkiewicz, S., Follows, M., and Ito, T. (2006). Atmospheric carbon dioxide in a less dusty world. *Geophysical research letters*, 33(3).
- Parekh, P., Follows, M. J., and Boyle, E. A. (2005). Decoupling of iron and phosphate in the global ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(2).
- Pierri, 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. (2002). 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.

- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F. (1992). Tectonic forcing of late cenozoic climate. *nature*, 359(6391):117.
- 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 co₂ 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. and Haug, G. (2003). The biological pump in the past. *Treatise on geochemistry*, 6:625.
- 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.

- Sueyoshi, T., Ohgaito, R., Yamamoto, A., Chikamoto, M., Hajima, T., Okajima, H., Yoshimori, M., Abe, M., Oíshi, R., Saito, F., et al. (2013). Set-up of the pmip3 paleoclimate experiments conducted using an earth system model, miroc-esm. *Geoscientific Model Development*, 6(3):819–836.
- 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 co₂, 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.

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

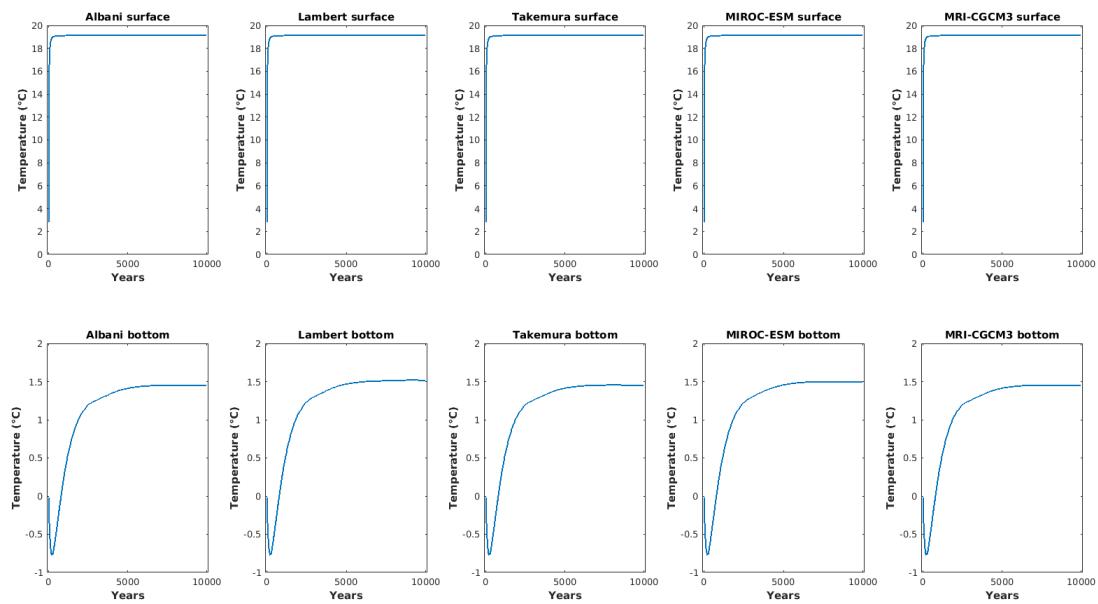


Figura 7.1: Serie de pCO₂ obtenidos a partir de las simulaciones spin-up realizadas mediante el modelo cGENIE, para el periodo que va desde el Holoceno hasta el UMG. La primera fila muestra la temperatura superficial, mientra la segunda fila presenta la temperatura de fondo para todos los casos.

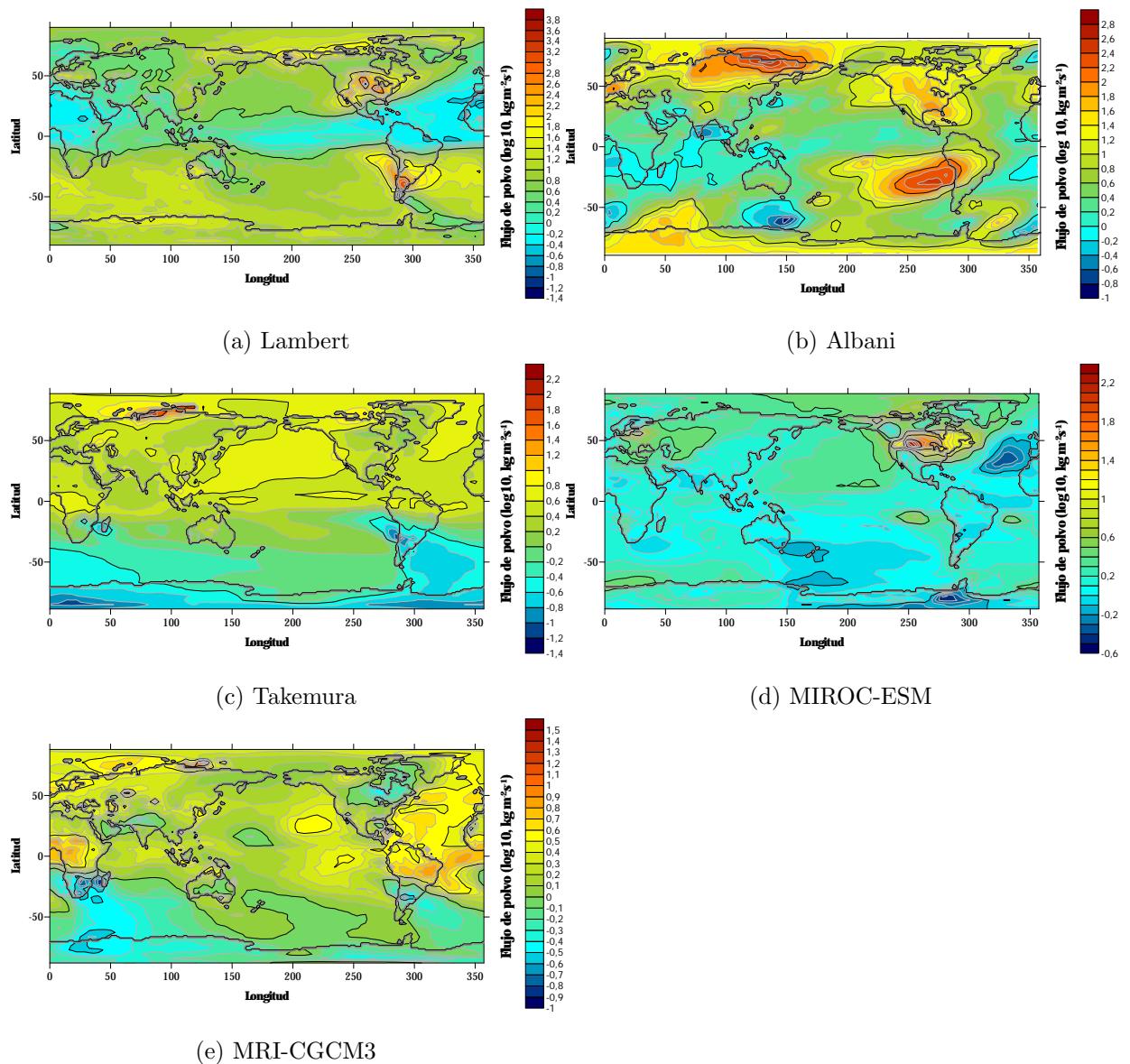


Figura 7.2: Diferencia de flujos de polvo entre el UMG y el Holoceno

Este proceso es llevado a cabo con el fin de posterior a las corridas cGENIE, graficar los datos de CO₂ obtenidos con respecto a la masa de polvo que se deposita en una celda de las regiones HNLC cada año. Así, posteriormente sumamos los valores para una región y tenemos la masa total de polvo que se deposita por año en esta zona.

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 7.3). Donde la ecuación 7.1 nos permitió obtener dicha área.

$$A_{sup} = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} R \left(\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R \cos \varphi \, d\lambda \right) d\varphi = R^2 (\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1) \quad (7.1)$$

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, $\frac{-\pi}{2} \leq \varphi_1 \leq \varphi \leq \varphi_2 \leq \frac{\pi}{2}$.

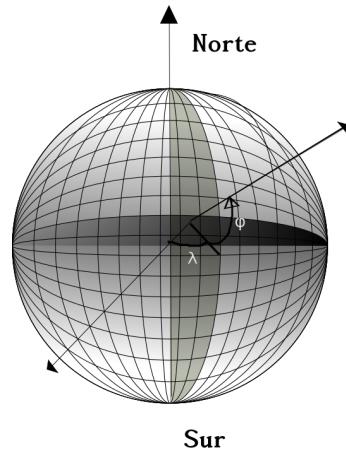


Figura 7.3: Área superficial de una celda de grilla entre longitudes λ_1 y λ_2 y latitudes φ_1 y φ_2 .

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 3.1. Así los resultados son expresados en unidades de metros cuadrados (m^2).

Configuración cGENIE		
Componentes	Prescripción	Dato
CLIMA	Retroalimentación	Si
ESQUEMA DE PRODUCCIÓN BIOLÓGICA NUEVA	Identificador de esquema de exportación	<i>bio_PFe</i> (Plancton no silíceo)
TASA DE MATERIA ORGÁNICA EXPORTADA	Valor de saturación media PO4	0.10e-6 [mol kg ⁻¹]
	Valor de saturación media de Fe	0.10E-09 [mol kg ⁻¹]
	Escala de tiempo de absorción de nutrientes (por el plancton)	63.3827
TASA DE MATERIA INORGÁNICA EXPORTADA	Fracción de producción de materia orgánica disuelta	0.66
REMINERALIZACIÓN	Relación de exportación biológica CaCO3/POC	0.0485
	Estado de saturación ambiental	0.7440
	Tiempo de vida del DOC [años]	1
	Fraccionamiento de la abundancia inicial del DOC	0.055
	Profundidad de la remineralización o POC	589.9451
	Longitud de la remineralización del POC	1000000
	Fraccionamiento de la abundancia inicial del CACO3	0.45
	Profundidad de la remineralización o CACO3	1.8905e+3
	Longitud de la remineralización del CaCO3	1000000
HIERRO	Solubilidad eólica	0.00291468
	Exponente de la solubilidad del hierro	0.5 (1 en caso de ser uniforme)
	Modificador de la tasa de eliminación de hierro disuelto	para el POC=1.338130 para el CaCO3=0; para el opalo=0 para el hierro=0
	Regeneración sin barrido	0
	Retorno de POFe	No
	Fe:C Variable	NO
	Ajustar pk'(Fel)	11
	Máxima tasa de materia orgánica	250000
FORZANTES	Tasa de dependencia Fe:C	Fetoc pP=-0.4225; Fetoc K=103684; Fetoc C=0
	Especificación de Forzante	Archivo base_config
	Concentración atmosférica de CO ₂	278e ⁻⁶ (spin-up) o no definido (simulaciones considerando el polvo)

Cuadro 7.1: Configuración “User_config” del modelo cGENIE.