



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS

ESCUELA DE POSTGRADO

EFFECTOS DEL USO DEL SUELO SOBRE LOS FLUJOS BIOGÉNICOS DE GASES DE EFECTO INVERNADERO EN AGROECOSISTEMAS DE CHILOÉ

Tesis para optar al Grado de Magíster en Manejo de Suelos y Aguas

PATRICIA IBACETA GUERRERO

Director de Tesis
Jorge Pérez Quezada

Profesores consejeros
Osvaldo Salazar Guerrero
Horacio Bown Intveen

SANTIAGO - CHILE
2019

**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE POSTGRADO**

**EFFECTOS DEL USO DEL SUELO SOBRE LOS FLUJOS BIOGÉNICOS DE GASES DE
EFECTO INVERNADERO EN AGROECOSISTEMAS DE CHILOÉ**

Tesis presentada como parte de los requisitos para optar al Grado de Magíster en Manejo de
Suelos y Aguas

PATRICIA IBACETA GUERRERO

	Calificaciones
DIRECTOR DE TESIS	
Jorge Pérez Quezada Ingeniero Agrónomo, MS, Ph.D.	7,0
PROFESORES CONSEJEROS	
Oswaldo Salazar Guerrero Ingeniero Agrónomo, MS, Ph.D.	7,0
Horacio Bown Intveen Ingeniero Forestal, MS, Ph.D.	6,8

Santiago, Chile
2019

AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIAS

Quiero comenzar expresando mi máxima gratitud al Proyecto FONDECYT No. 1171239 “The effect of land use change on the biogenic greenhouse gas budget in agroecosystems of northern Chiloé” por financiar mis estudios de postgrado y mi tesis de Magíster. Sin este apoyo económico todo hubiese sido difícilmente diferente.

A mi profesor guía Jorge Pérez Quezada, por su excelente disposición para aclarar mis dudas y encausar mis ideas, pero particularmente por brindarme la oportunidad de crecer tanto en lo personal como profesional durante los primeros años de realización de este proyecto. Espero sinceramente haber respondido a su confianza.

A mis compañeros (as) y colegas del Laboratorio de Ecología de Ecosistemas (LECS) de la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de Chile, especialmente a David Aguilera, Daniela Mallitasig, Silvia Cano, Liliana Vásquez y Ariel Valdés por su importante apoyo en las campañas de monitoreo y análisis de datos. David, son infinitos los momentos “tragicómicos” que vivimos en la bella Isla de Chiloé, pero el que más recuerdo y tesoro es tu compañerismo durante éstos.

A la familia Ross Guineo de Coipomó y a los equipos técnicos del Instituto de Investigaciones Agropecuarias de Butalcura (INIA) y de la Estación Biológica Senda Darwin (EBSD), especialmente a Paulo Guarda, Wladimir Silva, Emelinda Gómez, Juan Vidal y Yuri Zúniga (Q.E.P.D), por brindarme un ambiente cálido y humano de trabajo, además de las facilidades para trabajar y hospedarme en Chiloé durante las campañas de monitoreo.

Por último, mi más profundo y sincero agradecimiento a mi pequeña pero acogedora familia. A mis padres, Patricia y Carlos por acompañarme y apoyarme siempre en cada uno de mis sueños. A Cristian por su infinita paciencia, confianza, generosidad, apoyo, contención y por sobre todo amor durante estos años caminando juntos. Sin duda, llegar a esta instancia sin ti hubiese sido imperfecto, porque *de eso se trata, de coincidir con alguien que te haga ver cosas que tú no ves, que te enseñe a mirar con otros ojos* (Mario Benedetti).

ÍNDICE DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
HIPÓTESIS	3
Predicciones.....	3
OBJETIVOS	3
Objetivo general.....	3
Objetivos específicos.....	3
MATERIALES Y MÉTODOS	4
Área de estudio.....	4
Usos del suelo.....	5
Propiedades morfológicas, físicas y químicas de los suelos.....	6
Tratamientos y diseño experimental.....	6
Manejo del experimento.....	8
Estimación mensual de los flujos de CO ₂ , CH ₄ y N ₂ O.....	8
Instrumentos de medición.....	9
Obtención de variables ambientales.....	11
Procesamiento de datos y obtención de flujos.....	12
Balance de gases de efecto invernadero.....	13
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	13
Temperatura y contenido de agua en los suelos.....	13
Flujos de CO ₂ a nivel de agroecosistemas.....	15
Flujos de CH ₄ a nivel de agroecosistemas.....	19
Flujos de N ₂ O a nivel de agroecosistemas.....	23
Balance de gases de efecto invernadero en agroecosistemas.....	27
CONCLUSIONES	28
BIBLIOGRAFÍA	29

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de las tres localidades de estudio.....	4
Figura 2. Climograma del área de estudio para el año 2018.....	5
Figura 3. Usos y coberturas del suelo en las localidades de estudio.....	8
Figura 4. Sistema utilizado para el muestreo de las concentraciones de GEI.....	10
Figura 5. Técnicas utilizadas para el muestreo de las concentraciones de GEI.....	10
Figura 6. Variación mensual de la temperatura del suelo y del contenido volumétrico de agua en el suelo en la capa 0-10 cm.....	14
Figura 7. Flujos de CO ₂ a nivel de agroecosistemas para el año 2018.....	18
Figura 8. Flujos de CH ₄ a nivel de agroecosistemas para el año 2018.....	22
Figura 9. Flujos de N ₂ O a nivel de agroecosistemas para el año 2018.....	26

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Caracterización de los agroecosistemas de estudio.....	7
Cuadro 2. Número mensual y total de mediciones de las concentraciones de GEI para cada agroecosistema de estudio.....	9
Cuadro 3. Temperatura y contenido de agua en los suelos (0-10 cm) para los distintos agroecosistemas y temporadas del año.....	14
Cuadro 4. Comparación mensual y estacional de los flujos de CO ₂ a nivel de agroecosistemas.....	18
Cuadro 5. Comparación mensual y estacional de los flujos de CH ₄ a nivel de agroecosistemas.....	22
Cuadro 6. Comparación mensual y estacional de los flujos de N ₂ O a nivel de agroecosistemas.....	26
Cuadro 7. Flujos medios de GEI en agroecosistemas templados húmedos.....	27
Cuadro 8. Balance de GEI en agroecosistemas templados húmedos.....	27

APÉNDICES

Apéndice 1. Descripción de calicatas en las localidades de estudio.....	38
Apéndice 2. Configuración del Dominio WRF para Chiloé.....	41
Apéndice 3. Número de outliers removidos mensualmente para los flujos de GEI.....	43

RESUMEN

Los agroecosistemas son fuentes biogénicas de gases de efecto invernadero (GEI), como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O). Esto es importante en la Isla de Chiloé, debido a la creciente conversión de bosques en agroecosistemas, cuyos efectos sobre estos flujos de GEI no han sido documentados. Utilizando un sistema de cámara portátil (1 m^3), que incluye un analizador infrarrojo de CO_2 y un analizador espectroscópico de CH_4 y N_2O , se evaluaron mensualmente durante un año (2018) los flujos de estos GEI en tierras de cultivos (TC), praderas pastoreadas (PP), matorrales nativos (MN) y matorrales invasivos (MI). Actuaron como fuentes de CO_2 las TC ($0,04 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$); de CH_4 las TC ($0,02 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), PP ($0,04 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) y MI ($0,04 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$); y de N_2O las TC ($0,003 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). El balance de GEI mostró que las TC se comportaron como fuentes ($388 \text{ g CO}_2\text{-eq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), mientras que las PP ($-1248 \text{ g CO}_2\text{-eq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$), MN ($-1097 \text{ g CO}_2\text{-eq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y MI ($-1928 \text{ g CO}_2\text{-eq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) actuaron como sumideros. Las TC podrían ser importantes contribuyentes a las emisiones locales y regionales de GEI.

Palabras claves: Cambio de uso del suelo, Dióxido de carbono, Metano, Óxido nitroso.

ABSTRACT

Agroecosystems are sources of greenhouse gases (GHG), such as carbon dioxide (CO₂), methane (CH₄) and nitrous oxide (N₂O). This is important in the Island of Chiloé, due to the substitution of forests for agroecosystems, whose effects on these GHG fluxes have not been documented. Using a portable chamber system (1 m³), which includes an infrared CO₂ analyzer and a spectroscopic CH₄ and N₂O analyzer, the GHG fluxes were measured monthly during one year (2018) in croplands (TC), grazed grasslands (PP), native shrubland (MN) and invasive shrubland (MI). As sources of CO₂ acted the TC (0,04 g m⁻² h⁻¹); sources of CH₄ were TC (0,02 mg m⁻² h⁻¹), PP (0,04 g m⁻² h⁻¹) and MI (0,04 mg m⁻² h⁻¹); and sources of N₂O were TC (0,003 mg m⁻² h⁻¹). The GHG balance showed that the TC behaved as a net source (388 g CO₂-eq m⁻² year⁻¹), while PP (-1248 g CO₂-eq m⁻² year⁻¹), MN (-1097 g CO₂-eq m⁻² year⁻¹) and MI (-1928 g CO₂-eq m⁻² year⁻¹) acted as sinks. The TC could be important contributors to local and regional GHG emissions.

Keywords: Land use change, Carbon dioxide, Methane, Nitrous oxide.

INTRODUCCIÓN

Los ciclos biogeoquímicos corresponden al flujo continuo de elementos, entre ellos carbono (C) y nitrógeno (N), dentro y fuera de la atmósfera, biósfera, hidrósfera y litósfera, mediante una serie de procesos físicos y químicos que requieren de la energía proveniente del sol y de los minerales reducidos para producir cambios en el estado de oxidación en cada elemento (Atlas y Bartha, 2008). La atmósfera es el principal reservorio de N en la Tierra, estimándose una cantidad total de $3,9 \times 10^{21}$ g de N en forma de nitrógeno molecular (N_2), cuyo gas es el principal constituyente de la atmósfera (~78%) (Schlesinger y Bernhardt, 2013). Por su parte, si bien los océanos almacenan la mayor cantidad global de C (38.000 Pg C), alrededor de un 90% se encuentra a grandes profundidades en forma de bicarbonato (HCO_3^-), por lo que no está en activa circulación (Gattuso y Hansson, 2011; Schlesinger y Bernhardt, 2013). Es por esto que, a pesar que las reservas de C en la vegetación (560 Pg C) y en los suelos (1500 Pg C) de los ecosistemas terrestres sean muy menores a las de los océanos, éstas pueden ser alteradas rápidamente por los impactos directos de las actividades antrópicas, contribuyendo así al desbalance regional y global de C (Richter y Houghton, 2011; Schlesinger y Bernhardt, 2013).

El N_2 no está disponible para la mayoría de los organismos vivos, por lo que la principal vía de entrada de N a la biósfera terrestre es a través de la fijación biológica (90%), cuyo proceso consiste en la conversión de N_2 en amoníaco (NH_3) mediante microorganismos libres o en asociación con plantas superiores (Thomson *et al.*, 2012; Schlesinger y Bernhardt, 2013). Una vez fijado el NH_3 , el N entra en el ciclo biogeoquímico que lo transforma en varias formas orgánicas e inorgánicas. Uno ejemplo de ello es la amonificación, que consiste en el catabolismo bacteriano y fúngico de la materia orgánica del suelo (MOS) a amonio (NH_4^+), pudiendo ser éste posteriormente liberado hacia la atmósfera (volatilización); atrapado por las partículas del suelo (fijación); y oxidado por bacterias (ej. *Nitrosomonas* sp., *Nitrosospira* sp., *Nitrosococcus* sp.) a nitrito (NO_2^-) para luego ser oxidada por bacterias (ej. *Nitrobacter* sp., *Nitrosospira*, *Nitrococcus* sp.) a nitrato (NO_3^-) (nitrificación) (Moreira y Siqueira, 2006; Thomson *et al.*, 2012). De esta manera, el NO_3^- puede ser absorbido por las plantas, ser disuelto y arrastrado por el agua del suelo en profundidad (lixiviación), o puede ser reducido por bacterias anaeróbicas del suelo a óxido nítrico (NO), óxido nitroso (N_2O) y N_2 (desnitrificación) (Thomson *et al.*, 2012).

El C ingresa a la biósfera terrestre en su forma inorgánica como dióxido de carbono (CO_2), ya que al no ser reactivo con otros gases en la atmósfera, puede ser capturado por las plantas para producir compuestos orgánicos mediante la fotosíntesis, cuya cantidad total de C fijada se conoce como producción primaria bruta (Taiz y Zeiger, 2006; Schlesinger y Bernhardt, 2013). De esta cantidad, solo una parte es aprovechada por las plantas para realizar otros procesos celulares, mientras que el resto de ella es incorporada a través de los niveles tróficos superiores. Ambos procesos requieren de la energía producida por la respiración autótrofa o de los tejidos vegetales (hojas, tallos, raíces, micorrizas) y la respiración heterótrofa o de los organismos presentes sobre y bajo la superficie del suelo, por lo que el C puede ser devuelto a la atmósfera en forma de CO_2 o como metano (CH_4), según predominen las condiciones aeróbicas o anaeróbicas, respectivamente (Schlesinger *et al.*, 2005; Schlesinger y Bernhardt, 2013). De hecho, los flujos de CH_4 en los ecosistemas terrestres no sólo están regulados por

su producción microbiana en condiciones anaeróbicas (metanogénesis), sino también por su consumo biológico en condiciones aeróbicas (metanotrofía) (Schlesinger *et al.*, 2005). Así, se ha informado que los principales factores que controlan los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O en la interfase biósfera terrestre – atmósfera son el clima (ej. precipitación, radiación solar, temperatura), el suelo (ej. textura, porosidad, compactación, nivel freático), el uso productivo del suelo (ej. agrícola, ganadero, forestal) y los manejos del suelo (ej. labranza, mantención de rastrojos, fertilización, desmalezado y pastoreo) (Phillips y Beerli, 2008; Snyder *et al.*, 2009; Gelfand y Robertson, 2015; Oertel *et al.*, 2016).

El CO₂, CH₄ y N₂O son algunos de los gases de efecto invernadero (GEI) presentes en la atmósfera terrestre, cuyas emisiones provienen de la quema directa de combustibles fósiles y de los procesos biológicos, siendo estos últimos denominados como fuentes biogénicas (Schlesinger *et al.*, 2005; Gelfand y Robertson, 2015). Si bien estos gases han desempeñado papeles cruciales en el desarrollo de la vida en la Tierra, el aumento significativo de sus concentraciones en la atmósfera por causas antrópicas ha provocado una mayor absorción de la radiación infrarroja (IR) y, con ello, un aumento del calentamiento atmosférico global (Schlesinger *et al.*, 2005; Schlesinger y Bernhardt, 2013). El CO₂ es el GEI más importante dentro de la dinámica de calentamiento global, representando el 78% del aumento de las emisiones totales de GEI durante el período 1970-2010 (IPCC, 2014). Este incremento es causado principalmente por la quema de combustibles fósiles y la destrucción acelerada de la vegetación terrestre, siendo la habilitación de suelos para uso agrícola y ganadero uno de los mayores contribuyentes a la carga atmosférica global de CO₂ (25%) (Robertson y Grace, 2004; Schlesinger y Bernhardt, 2013). Por otra parte, los gases trazas CH₄ y N₂O tienen un potencial de calentamiento global 25 y 298 veces mayor que el del CO₂, lo que significa que 1 kg de CH₄ y de N₂O emitido hacia la atmósfera corresponderá a 25 y 298 kg de CO₂-equivalente, respectivamente (Sánchez *et al.*, 2015).

Aunque en la actualidad existe una vasta literatura sobre las emisiones y flujos biogénicos de CO₂, CH₄ y N₂O, ésta solo se ha concentrado en el hemisferio norte, por lo que son escasas las investigaciones en Chile que dan cuenta de la importancia del uso del suelo en la captura, almacenaje y emisión de estos GEI. Ejemplos de ello son los estudios realizados por Urrutia (2017), Olivares (2017), Pérez-Quezada *et al.*, (2018) y Valdés (2019), quienes observaron variaciones estacionales e interanuales de los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O en un bosque de tipo Norpatagónico y en una turbera de *Sphagnum* en el norte de Chiloé. Estos hallazgos resultan aún más interesantes si se tiene en cuenta que la conversión directa de los bosques a otros usos del suelo ha reportado efectos significativos en la dinámica de estos GEI (Oertel *et al.*, 2016). No obstante, se desconoce el aporte real de los suelos agropecuarios de Chiloé al total de dichas emisiones. Es más, hasta hace unos siete años, los bosques nativos y renovales del norte de Chiloé representaban sólo un 47% del uso del suelo, mientras que los matorrales y praderas alcanzaban un 31% y 20%, respectivamente (Echeverría *et al.*, 2012). Por otra parte, especies leguminosas invasoras como retamo de escobas (*Cytisus scoparius*) y espinillo (*Ulex europaeus*) son muy frecuentes en las tierras de uso agropecuario en Chiloé, por lo que pueden aportar hasta 111 Kg N ha⁻¹ año⁻¹ y 200 Kg N ha⁻¹ año⁻¹ al suelo, respectivamente (Watt *et al.*, 2003; Magesan *et al.*, 2012). Es por esto que los suelos bajo cultivos, praderas y matorrales pastoreados podrían ser importantes contribuyentes a las emisiones locales de GEI.

HIPÓTESIS

El uso productivo del suelo altera estacionalmente el balance de los flujos de GEI en agroecosistemas de Chiloé.

Predicciones

1. Se espera que el balance de los flujos de GEI presente variaciones estacionales, siendo los flujos de CO₂ mayores en invierno y en suelos bajo praderas.
2. Se espera que la captura y emisión de CH₄ se produzcan durante el verano e invierno, respectivamente.
3. Se espera que las emisiones de N₂O sean un componente importante del balance de GEI en suelos pastoreados y cubiertos por especies fijadoras de N.

OBJETIVOS

Objetivo general

Evaluar los efectos del uso productivo del suelo sobre el balance de los flujos de GEI en agroecosistemas de Chiloé.

Objetivos específicos

- Evaluar la variación estacional de la temperatura y el contenido de agua en los suelos.
- Estimar y comparar los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O en los distintos usos productivos del suelo, durante las temporadas de verano, otoño, invierno y primavera.
- Estimar el balance anual de CO₂, CH₄ y N₂O a nivel de uso del suelo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El estudio se realizó en tres localidades de la Isla Grande de Chiloé, en la Región de Los Lagos de Chile (Figura 1). Las dos primeras corresponden a predios agrícolas aledaños a la Estación Biológica Senda Darwin (en adelante Senda Darwin) ($41^{\circ}53' \text{ S}$, $73^{\circ}39' \text{ W}$) y al sector rural de Coipomó (en adelante Coipomó) ($42^{\circ}01' \text{ S}$, $73^{\circ}53' \text{ W}$), ubicados a alrededor de 14 km al este y 22 km al suroeste de la ciudad de Ancud, respectivamente. La tercera localidad corresponde a tierras de uso agrícola circundantes al Instituto de Investigaciones Agropecuarias de Butalcura (en adelante Butalcura) ($42^{\circ}15' \text{ S}$, $73^{\circ}38' \text{ W}$), emplazado en la Comuna de Dalcahue, a aproximadamente 60 km al sureste de la ciudad de Ancud.

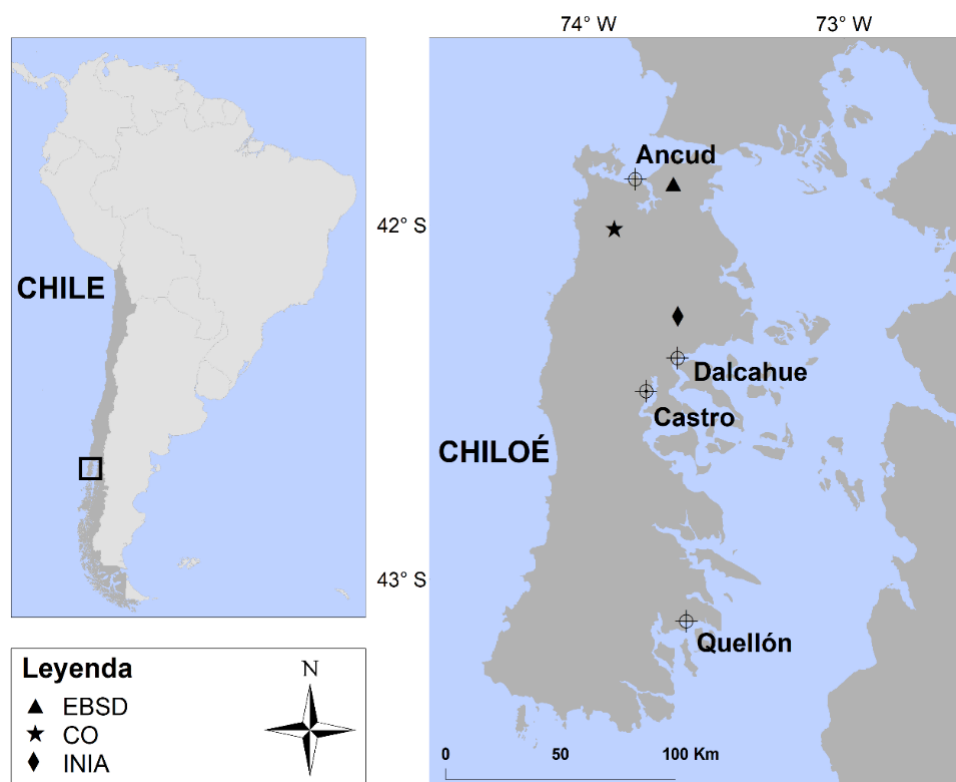


Figura 1. Ubicación de las tres localidades de estudio. EBSD: Estación Biológica Senda Darwin; CO: Coipomó; INIA: Instituto de Investigaciones Agropecuarias de Butalcura.

El clima local es templado húmedo con fuerte influencia oceánica (Di Castri y Hajek, 1976). Los registros en la estación meteorológica Senda Darwin indican para el período de 1999 a 2016 una temperatura y precipitación media anual de $9,7^{\circ}\text{C}$ y 2110 mm, respectivamente. Esta condición es muy similar a la alcanzada en las tres localidades de estudio para el año 2018, donde la temperatura media anual (\pm desviación estándar) fue de $9,6 \pm 3,0^{\circ}\text{C}$, mientras que la precipitación anual alcanzó los 2075 mm, concentrándose un 89,9% en el período de Marzo a Noviembre. Los meses más cálidos fueron Enero y Febrero, con temperaturas medias diarias de $14,0 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$ y temperaturas medias máximas de alrededor de $17,8 \pm 3,1$

°C al medio día. Los meses más fríos fueron Junio y Julio, con temperaturas medias diarias de $5,4 \pm 0,6$ °C (Figura 2). Los suelos son de origen volcánico (Andisoles), de reacción ácida, con un alto contenido de C y una baja concentración de N en superficie, y van desde delgados a muy profundos (CIREN, 2003). La vegetación dominante se compone de una matriz de fragmentos de bosque siempreverde lluvioso que coexisten con plantaciones de eucalipto, turberas antropogénicas, matorrales sucesionales y praderas de uso agropecuario, entre otros (Carmona *et al.*, 2010).

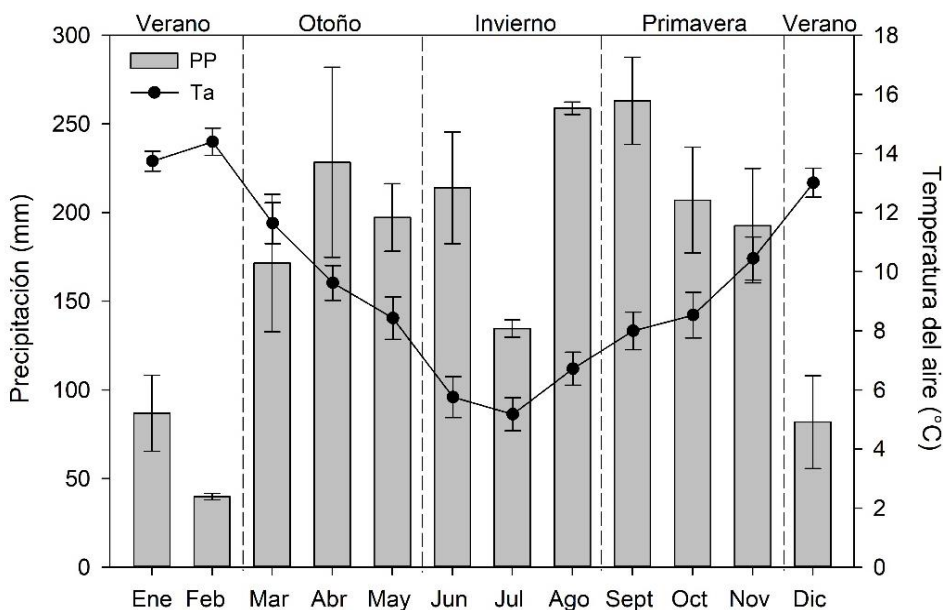


Figura 2. Climograma del área de estudio para el año 2018. Los valores corresponden a las medias de temperatura del aire (Ta: círculo con línea continua) y precipitaciones (PP: barras) de las tres localidades ± 1 desviación estándar (DE). Los datos son proporcionados por la estación metereológica virtual simulada para la localidad de Coipomó (detalles en Apéndice 2) y las estaciones metereológicas instaladas en las ciudades de Ancud (Senda Darwin) y Dalcahue (Butalcura).

Usos del suelo

Actualmente, existen cuatro agroecosistemas que predominan en el paisaje de la Isla Grande de Chiloé: (1) tierras de cultivo (en adelante TC), (2) praderas pastoreadas (en adelante PP), (3) matorrales nativos (en adelante MN) y (4) matorrales invasivos (en adelante MI). En este ensayo, las TC fueron sembradas con especies anuales, tales como repollo morado (*Brassica oleracea* var. *capitata*), arvejón (*Pisum sativum*), quínoa (*Chenopodium quinoa*), oca (*Oxalis tuberosa*) y papa (*Solanum tuberosum*). Las PP se caracterizan por ser naturalizadas, por lo que están compuestas principalmente por chépica común (*Agrostis capillaris*), pasto miel (*Holcus lanatus*), pasto oloroso (*Anthoxanthum odoratum*), pasto del chancho (*Hypochaeris radicata*), junco (*Juncus procerus*), templaderilla (*Hydrocotyle marchantioides*), botón de oro (*Ranunculus repens*) y trébol blanco (*Trifolium repens*). Los MN corresponden a praderas naturales de pastoreo, donde dominan los arbustos calafate (*Berberis microphylla*), chaura

(*Gaultheria mucronata*) y vauvau (*Baccharis macraei*), y las plantas herbáceas nativas como *J. procerus*, musgo pinito (*Dendroligotrichum dendroides*) y pinque (*Blechnum penna-marina*). Los MI están constituidos por las leguminosas exóticas *Cytisus scoparius* y *Ulex europaeus*, las que coexisten con *B. macraei*, *B. penna-marina*, *G. mucronata*, palmilla (*Blechnum chilense*) y yerba loza (*Gleichenia cryptocarpa*).

Propiedades morfológicas, físicas y químicas de los suelos

De acuerdo a CIREN (2003), los agroecosistemas de la localidad Senda Darwin están asociados a la Serie de suelos Calonaje (CJE, CJE-1, CJE-2), miembro de la Familia media, amórfica, asomésica de los Histic Placaquands (Andisol). Por el contrario, si bien en la localidad de Coipomó los MN y MI pertenecen a la Serie de suelos Calonaje (CJE-7), las TC y PP están asociadas a la Serie de suelos Mechaico (MCH-6), miembro de la Familia media, mixta, isomésica de los Acrudoxic Durudands (Andisol). Similarmente ocurre con el área de influencia de la localidad Butalcura, donde los MI corresponden a la Serie de suelos Calonaje (CJE-4), mientras que las TC, PP y MN están asociados a la Serie de suelos Mechaico (MCH-1).

La Serie de suelos Calonaje está constituida por suelos derivados de cenizas volcánicas con un alto contenido de materia orgánica en los primeros 20 cm (40 a 80%). Son suelos moderadamente profundos, pero que han desarrollado un horizonte plácico sobre un duripán constituido por cementación silícica en la parte superior del depósito fluvioglacial; por lo tanto, presentan un drenaje muy pobre y un escurrimiento superficial lento (CIREN, 2003).

Por otro lado, la Serie de suelos Mechaico comprende suelos moderadamente profundos, derivados de cenizas volcánicas y que ocupan terrazas altas y antiguas, donde los procesos de erosión geológica les han dado la apariencia de lomajes, cuyas pendientes, hacia ríos y quebradas, son muy abruptas, generalmente entre 30 y 50%. De ahí que presentan un buen drenaje, con excepción de los suelos planos donde éste varía de moderado a imperfecto (CIREN, 2003).

Con el objetivo de evaluar la variabilidad de estos suelos, se realizó una descripción física y morfológica de seis perfiles de tipo calicatas, siguiendo la metodología propuesta por Schoeneberger *et al.* (2012). Cada localidad de estudio fue representada por dos perfiles de suelos, cuyas descripciones se presentan de forma completa en el Apéndice 1.

Tratamientos y diseño experimental

Este estudio consideró cuatro tratamientos o usos del suelo, cada uno con tres repeticiones, las que correspondieron a las tres localidades de estudio (Figura 3). En cada localidad, cada tratamiento fue muestreado en tres subparcelas de 1 m², dentro de sitios de al menos 0,5 ha. En el caso de los matorrales, que tienen una cobertura de especies herbáceas y arbustivas, las

subparcelas fueron ubicadas según la cobertura de los dos tipos de especies, a partir de tres transectos lineales de 50 m de largo en cada localidad (Cuadro 1).

Cuadro 1. Caracterización de los agroecosistemas de estudio: composición, cobertura, estado fenológico e intensidad del pastoreo.

Sitios	Ene-Feb	Mar	Abr-Ago	Sept-Oct	Nov	Dic
Senda Darwin	TC ¹	Tuberización y floración	Maduración y cosecha	Rastrojos y malezas	Siembra y emergencia	Crecimiento vegetativo: hojas, ramas, raíces, estolones.
	PP	Pradera natural rica en <i>H. lanatus</i> , <i>A. odoratum</i> , <i>H. radicata</i> , <i>A. capillaris</i> y <i>T. repens</i> , con pastoreo ligero a moderado de vacas.				
	MN	Pradera natural rica en <i>B. microphylla</i> (39%) y <i>D. dendroides</i> (5%), con pastoreo moderado de vacas.				
	MI	Suelo desnudo (11%) entre <i>C. scoparius</i> (23%), <i>B. chilense</i> (20%) y <i>U. europaeus</i> (13%), sin pastoreo.				
Coipomó	TC ²	Tuberización, arrepollamiento, floración	Maduración y cosecha	Rastrojos y malezas	Siembra y emergencia	Crecimiento vegetativo
	PP	Pradera natural rica en <i>H. marchantioides</i> , <i>H. lanatus</i> , <i>R. repens</i> y <i>T. repens</i> , con pastoreo ligero a moderado de vacas.				
	MN	Pradera natural pobre con dominancia de <i>B. macraei</i> (30%), <i>G. mucronata</i> (20%), <i>B. pennamariana</i> (10%), sin pastoreo.				
	MI	Pradera natural pobre con dominancia de <i>U. europaeus</i> (100%), sin pastoreo.				
Butalcura	TC ³	Tuberización y floración	Maduración y cosecha	Rastrojos y malezas	Siembra y emergencia	Crecimiento vegetativo
	PP	Pradera naturalizada con formación de juncuales (<i>J. procerus</i>) y pastoreo intensivo de ovejas.				
	MN	Pradera natural pobre con dominancia de <i>B. macraei</i> (24%), <i>J. procerus</i> (19%) y <i>G. mucronata</i> (17%), con pastoreo intensivo de ovejas.				
	MI	Suelo cubierto por <i>G. mucronata</i> (45%), <i>B. macraei</i> (40%), <i>G. cryptocarpa</i> (35%), <i>U. europaeus</i> (21%), <i>B. chilense</i> (15%), sin pastoreo.				

^{1,3} Suelo cultivado con *S. tuberosum*; ² Suelo cultivado con *B. oleracea* var. *capitata*, *O. tuberosa* y *Ch. quinoa* (Enero – Marzo) y *P. sativum*, *Ch. quinoa* (desde Septiembre); TC: Tierras de cultivos; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos.

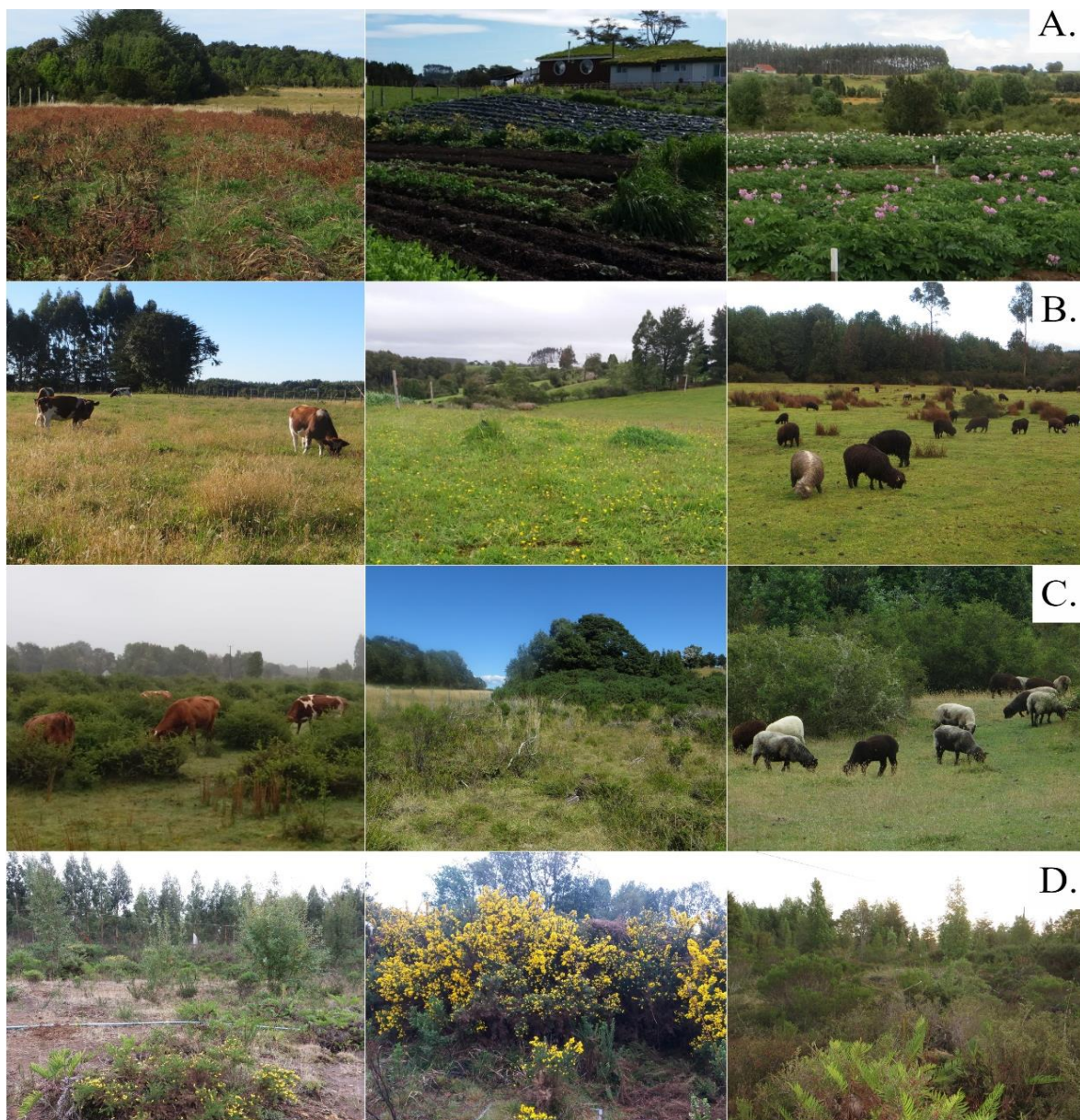


Figura 3. Usos y coberturas del suelo en las localidades de estudio. Senda Darwin, izquierda; Coipomó, centro; Butalcura, derecha. A: Tierras de cultivo (TC); B: Praderas pastoreadas (PP); C: Matorrales nativos (MN); D: Matorrales invasivos (MI).

Manejo del experimento

Estimación mensual de los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O

Las mediciones de las concentraciones de GEI se realizaron en forma mensual y alternada en dos de las tres localidades de estudio por el período de un año, comenzando en enero de 2018 (Cuadro 2). Cada localidad fue muestreada durante dos días y el tiempo estimado para cada medición fue de 5 y 15 min. Las mediciones de corta duración (5 min) se realizaron entre las

9:00 am y 14:00 pm, y contemplaron el uso alternado de una funda oscura y clara sobre la cámara con el fin de modificar la Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR, según sus siglas en inglés) para representar la respuesta de la fotosíntesis a la luz en todos los usos del suelo. En contraste, las mediciones de larga duración (15 min) se realizaron sin fundas sobre la cámara y durante las horas de luz del día (9:00 am a 19:00 pm, según la época del año), ya que las concentraciones atmosféricas de CH₄ y N₂O son a veces imperceptibles por los sensores. Por otra parte, si bien al comienzo de este estudio se contemplaron 1152 mediciones al año (2 localidades x 4 tratamientos x 3 subparcelas x 4 mediciones x 12 meses), este número de mediciones se vio reducido tanto por problemas técnicos como por las condiciones climáticas adversas, lo que se tradujo en un total de 885 datos para el año 2018 (Cuadro 2).

Cuadro 2. Número mensual y total de mediciones de las concentraciones de GEI para cada agroecosistema de estudio.

Fechas (2018)	Localidades	TC	PP	MN	MI	Total
Enero, 26-31	EBSD - INIA	17	24	30	15	86
Febrero, 23-26	CO - INIA	21	21	25	20	87
Marzo, 24-28	EBSD - CO	24	24	25	22	95
Abril, 18-22	CO - EBSD	22	21	23	25	91
Mayo, 24-26	INIA - EBSD	12	8	18	9	47
Junio, 22-24	CO - INIA	12	11	24	18	65
Julio, 24-26	EBSD - CO	12	12	24	24	72
Agosto, 24-27	INIA - EBSD	9	18	18	21	66
Septiembre, 25-28	INIA - CO	21	21	20	21	83
Octubre, 26-30	CO - EBSD	20	18	18	18	74
Noviembre, 19-23	INIA - CO	9	15	15	9	48
Diciembre, 11-14	EBSD - INIA	17	18	18	18	71
Total		196	211	258	220	885

EBSD: Estación Biológica Senda Darwin; CO: Coipomó; INIA: Instituto de Investigaciones Agropecuarias de Butalcura.

Instrumentos de medición. Las concentraciones de GEI fueron obtenidas simultáneamente a partir de un analizador infrarrojo de CO₂ (modelo LI-840A, LI-COR, Lincoln, EE.UU) y un espectrómetro láser CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy), el que permitió medir las concentraciones de CH₄ y N₂O (modelo G-2308, Picarro, Santa Clara, EE.UU) (Figura 4). Ambos equipos fueron acoplados a una cámara de aluminio de 1 m³, recubierta con plástico transparente Mylar (Figura 5A), la cual se dispuso sobre marcos metálicos de 1 x 1 m, los que fueron enterrados en los suelos 24 horas antes del primer monitoreo y se mantuvieron instalados durante todo el período de estudio (Figura 5B). Este sistema, junto con un generador eléctrico, fueron trasladados entre los sitios mediante un carro de arrastre (Figura 5C).

El funcionamiento del equipo LI-840A se basa en el principio de absorción de la radiación infrarroja (IR), en que ciertas moléculas en fase gaseosa, tales como CO₂, presentan un espectro de absorción particular, por lo que sus concentraciones pueden deducirse a partir de la absorción producida en bandas específicas del infrarrojo (Figuroa y Redondo, 2007). Las mediciones de concentración de CO₂ se basan en la relación de diferencia en la absorción de la IR entre una señal de referencia y otra de muestra, mediante el uso de filtros ópticos de banda estrecha con bandas adecuadamente seleccionadas (LI-COR, 2013).

El funcionamiento del equipo G-2308 se basa en la técnica de espectroscopia de absorción láser, que consiste en la introducción de un haz de luz en una cavidad óptica de alta reflectividad donde se encuentra la muestra de un gas. Este haz de luz se refleja en un ciclo de alrededor de 100.000 vueltas, alcanzando una distancia cercana a los 20 km en poco tiempo (μ s). Este rebote genera un decaimiento continuo del haz de luz (ring-down), ya que los espejos tienen una reflectividad de casi 99,9% en un determinado tiempo, lo cual se potencia en presencia de un gas. El contraste de este decaimiento dentro de una cavidad óptica con gas y sin gas genera una señal calibrada para cada molécula de gas a detectar, permitiendo estimar su concentración a nivel de partes por billón e incluso en algunos casos por trillón (Rella *et al.*, 2010).

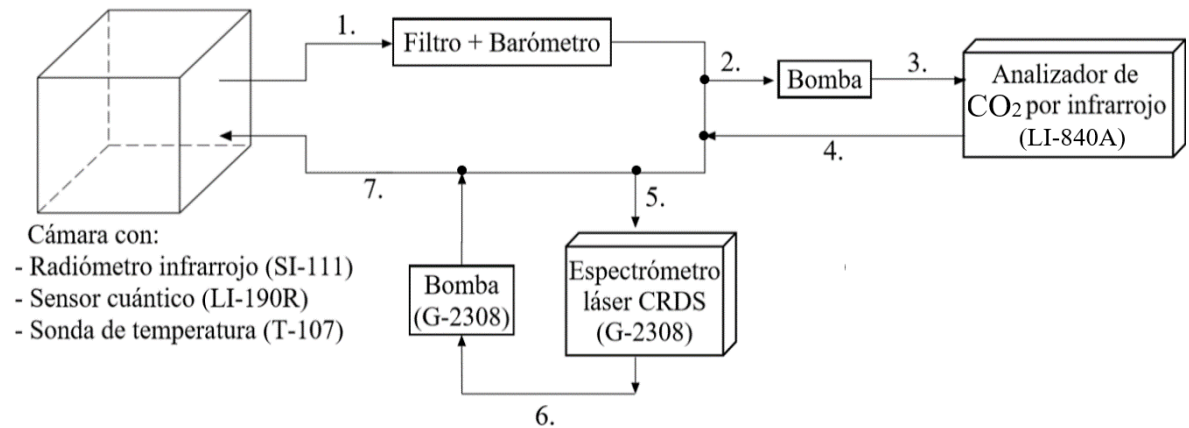


Figura 4. Sistema de intercambio gaseoso utilizado para el muestreo de las concentraciones de GEI. Los números indican el orden que sigue la muestra de aire una vez cerrada la cámara. No obstante, dado que el circuito se encuentra conectado en paralelo, la muestra puede ingresar al sistema G-2308 sin antes haber pasado por el equipo LI-840A, o puede salir de este último directamente a la cámara.

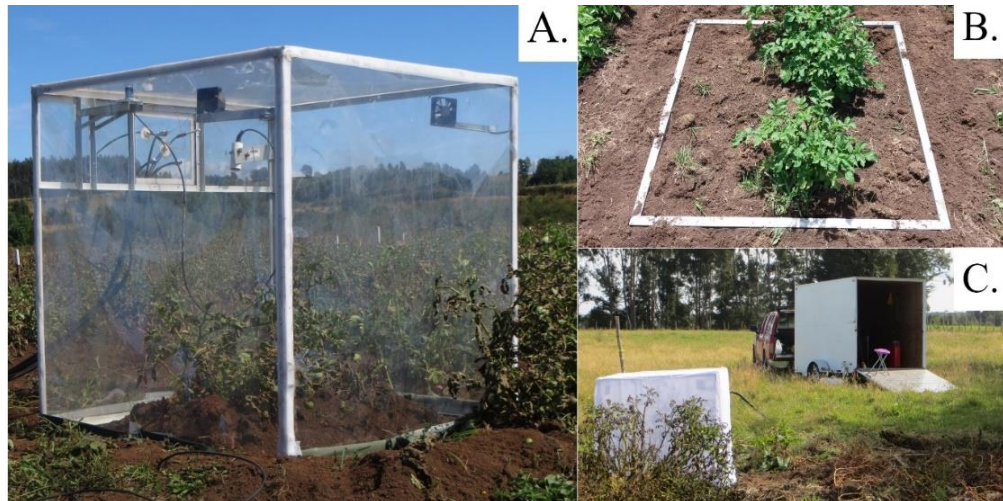


Figura 5. Técnicas utilizadas para el muestreo de las concentraciones de GEI. A: Cámara cerrada durante el monitoreo de las TC en la localidad de Butalcura; B: Marco metálico en TC de la localidad Senda Darwin; C: Sistema de transporte para la cámara portátil durante el monitoreo de 5 min en TC y PP de la localidad Senda Darwin.

Obtención de variables ambientales. Dado que el clima y el suelo son los principales factores que regulan los flujos de GEI en la interfase biósfera-atmósfera, se registró de forma ocasional y localizada la radiación PAR, temperatura de la canopia, temperatura del aire, temperatura del suelo y contenido de agua en el suelo. Estas variables ambientales fueron obtenidas durante cada medición mensual de las concentraciones de GEI, siendo las cuatro primeras calculadas a través de los sensores instalados en la cámara portátil transparente (Figura 5A), mientras que el contenido de agua en el suelo fue estimado mediante el método del cilindro y de un sensor de humedad. Por otra parte, la precipitación, humedad relativa, presión atmosférica, temperatura del aire, velocidad y dirección del viento fueron registradas en forma continua (por hora) en estaciones meteorológicas instaladas en cada localidad, con excepción en localidad de Coipomó donde no fue posible encontrar una estación cercana. Es por esto que la temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica y radiación solar de Coipomó fueron estimadas mediante el modelo atmosférico de mesoescala regional, Weather Research and Forecasting versión 4.0 (WRF, Skamarock *et al.*, 2019), el que permite simular tanto pronósticos futuros como eventos meteorológicos pasados, a partir de condiciones iniciales y de borde dadas, en este caso con el Análisis Final del modelo Global Forecast System (FNL GFS) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA), el que proporciona un producto de 1 grado de resolución espacial (longitud, latitud) y 6 horas de intervalo entre archivos (Apéndice 2).

La PAR se registró (μmol de fotones $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a través de un sensor cuántico (modelo LI-190R, LI-COR, Lincoln, EE.UU) instalado en la cámara cerrada, el que combina un fotodiodo de silicio con un filtro óptico de vidrio que excluye la luz con longitudes de onda fuera del rango de 400 a 700 nm, puesto que entre estos valores las plantas realizan la fotosíntesis (LI-COR, 2015).

La temperatura del suelo y del aire se midieron a través de dos sondas de temperatura (modelo 107, Campbell Scientific, Logal, EE.UU), que consisten en termistores encapsulados en una carcasa de aluminio llena de epoxi, cuyas mediciones alcanzan un rango de -35° a $+50^{\circ}\text{C}$ (Campbell Scientific, 2016). Por otra parte, la temperatura de la canopia fue obtenida a partir de un radiómetro infrarrojo (modelo SI-111, Apogee Instruments, Logan, EE.UU), que permite determinar la temperatura terrestre (en grados Celsius) sin tocar la superficie. Para ello, el sensor cuenta con un detector de termopila que mide la temperatura objetivo utilizando un filtro de germanio, y un termistor de precisión que mide la temperatura de referencia del detector (Campbell Scientific y Apogee Instruments, 2016).

El contenido de agua en el suelo fue expresado en términos volumétricos (θ) a partir de dos métodos. El primero de ellos se realizó entre enero y junio del 2018, y consistió en insertar dos cilindros en la capa 0-10 cm del suelo, cuyas muestras desde su interior fueron analizadas para calcular el contenido gravimétrico de agua en el suelo (W) y la densidad aparente del suelo (D_a) (Ecuación 1). El W fue obtenido de la división de la masa de agua en el suelo (M_w) por la masa de suelo seco (M_s), siendo la primera equivalente a la diferencia entre la masa de suelo húmedo o total (M_t) y la masa de suelo seco (M_s). Estos valores se calcularon antes y después de ser secadas las muestras de suelos en un horno de aire forzado a 105°C durante alrededor de 24 h (Osman, 2013). La D_a se obtuvo de la división de la masa de suelo seco (M_s) por el volumen total (V_t), siendo este último el volumen de cada cilindro ($100,1 \text{ cm}^3$).

$$\theta = W * Da = \frac{Mw}{Ms} * Da = \frac{Mt - Ms}{Ms} * Da \quad (\text{Ecuación 1})$$

$$Da = \frac{Ms}{Vt}$$

El segundo método para calcular el contenido volumétrico de agua en el suelo ($\text{cm}^{-3} \text{ cm}^{-3}$), se realizó de forma directa y rápida entre el período de julio a diciembre, y consistió en insertar un sensor multiparamétrico (modelo WET-2, Delta-T Devices, Cambridge, Reino Unido) en la capa 0-10 cm del suelo. Este sensor está compuesto por un medidor de humedad HH2 y una sonda de tres varillas de metal, cada una de 0,068 m de largo y 0,003 m de diámetro, las cuales están separadas por 0,015 m. Al ser introducidas estas varillas en el suelo, el sensor calcula simultáneamente las partes reales e imaginarias de la permitividad dieléctrica compleja a una frecuencia de 20 MHz (Delta-T Devices, 2007).

Procesamiento de datos y obtención de flujos. Una vez almacenados los datos en ambos sensores, se procedió a realizar la medición de las concentraciones de CO_2 , CH_4 y N_2O a través de un sistema operativo y compilador (modelo CR1000, Campbell Scientific, Logan, EE.UU), para cada una de las observaciones mediante la Ecuación 2. Esto permitió adjuntar los datos obtenidos por el equipo G-2308 a la base de datos generada por el LI-840A, facilitando el cálculo de los tres flujos de GEI con el mismo método.

$$F = \frac{10 VP_0 \left(1 - \frac{W_0}{1000}\right) dC'}{RS (T_0 + 273,15) dt} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Donde F es el flujo del gas ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), V es el volumen interior de la cámara (cm^3), P_0 es la presión inicial (kPa), W_0 es la fracción molar inicial de agua (mmol mol^{-1}), R es la constante universal de gases ($8,3143 \text{ Pa m}^3 \text{ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$), S es el área del suelo (cm^2), T_0 es la temperatura inicial del aire ($^\circ\text{C}$) y dC'/dt corresponde a la tasa de cambio inicial en fracción de moles del gas, corregidos con respecto al agua y medido en $\mu\text{mol s}^{-1}$ (LI-COR, 2007).

Los datos meteorológicos asociados a cada localidad y las concentraciones de GEI medidas en cada uso del suelo fueron utilizados para calcular simultáneamente el flujo mensual de CO_2 , CH_4 y N_2O a nivel de agroecosistemas, mediante el software MatLab (R2017a, the Mathworks Inc., Massachusetts, EE.UU). Una vez realizado esto, se procedió a analizar los flujos horarios de cada mes con el fin de detectar y eliminar los valores extremos o anómalos (outliers) (Apéndice 3), considerando un rango máximo de ± 3 desviaciones estándares (DE) respecto a la media. Adicionalmente, se consideró que el coeficiente de variación (CV) de los flujos de CO_2 , CH_4 y N_2O no fuese superior a 5%, 10% y 20%, respectivamente.

Análisis estadístico

Una vez identificados y eliminados los outliers, se calculó la media y el error estándar (EE) mensual de los flujos de CO_2 , CH_4 y N_2O en cada uso del suelo. Las diferencias significativas en las variables ambientales y los flujos de GEI entre los agroecosistemas, meses y estaciones

del año se comprobaron mediante pruebas de hipótesis. Para verificar los supuestos se utilizaron los test de Shapiro-Wilk (1965) (normalidad) y Brown-Forsythe (1974) (homocedasticidad). Dado que en la mayoría de los casos no se cumplieron los supuestos del análisis de varianza, se utilizaron los tests de Kruskal-Wallis (1952) (no paramétrico), Dunn (1964) y Student-Newman-Keuls (SNK) (1927; 1939; 1952), con el objetivo de realizar las comparaciones múltiples.

Balance de gases de efecto invernadero

En cada uso del suelo, los flujos medios de CO₂, CH₄ y N₂O se transformaron a gramos emitidos (flujo positivo) o consumidos (flujo negativo) anualmente en un metro cuadrado (g m⁻² año⁻¹), con el fin de calcular los valores de CO₂ equivalentes. Posteriormente, el balance de GEI a nivel de agroecosistemas fue estimado a través de la Ecuación 3.

$$\text{Balance de GEI} = F \text{ CO}_2 + F \text{ CH}_4 * \text{PCGCH}_4 + F \text{ N}_2\text{O} * \text{PCGN}_2\text{O} \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde F CO₂ es el flujo de CO₂, F CH₄ es el flujo de CH₄, PCGCH₄ es 25 (1 kg CH₄ emitido a la atmósfera = 25 kg CO₂-equivalente), F N₂O es el flujo de N₂O y PCGN₂O es 298 (1 kg de N₂O emitido a la atmósfera = 298 kg CO₂-equivalente (Sánchez *et al.*, 2015). El balance de GEI se expresó en g CO₂-equivalente m⁻² año⁻¹.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Temperatura y contenido de agua en los suelos

Durante el período de estudio, la temperatura del suelo (T_s) y el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ) mostraron una tendencia estacional pronunciada en los distintos usos del suelo, con valores medios más altos en las épocas de verano y otoño, respectivamente (Figura 6). Esto concuerda con lo señalado por Geiger (1965), en el sentido que los suelos que poseen mayor humedad demoran más tiempo en ganar temperatura, pero las pérdidas de calor son más lentas que en los suelos con menores contenidos de humedad. No obstante, en el Cuadro 3 se puede observar que entre los distintos agroecosistemas existen diferencias significativas en el θ medio para la temporada de primavera ($P < 0,001$) y en la T_s media para las temporadas de otoño ($P = 0,008$), invierno ($P < 0,001$) y primavera ($P = 0,011$), lo que indicaría que esta variabilidad espacio-temporal está determinada por factores climáticos (ej. radiación solar, precipitación), edáficos (ej. textura, estructura, porosidad) y vegetacionales (ej. composición, estado y cobertura de las especies) (Osman, 2013; Korres *et al.*, 2015).

Se ha informado que la captura y emisión de CO₂, CH₄ y N₂O en agroecosistemas dependen en gran medida de la temperatura y contenido de agua del suelo (Chapuis-Lardy *et al.*, 2007; Dalal *et al.*, 2008; Carbone *et al.*, 2011), por lo que se sugiere que las futuras investigaciones en TC, PP, MN y MI de la Isla de Chiloé muestren las relaciones cuantitativas entre estos flujos de GEI y ambas variables ambientales, así como también consideren otros factores físicos, químicos y biológicos del suelo no evaluados aquí, tales como pH, N total, C orgánico

total, difusión de gases (ej. O₂, CO₂, CH₄, N₂O), C y N de la biomasa microbiana, actividad de las raíces y micro y macroorganismos, entre otros.

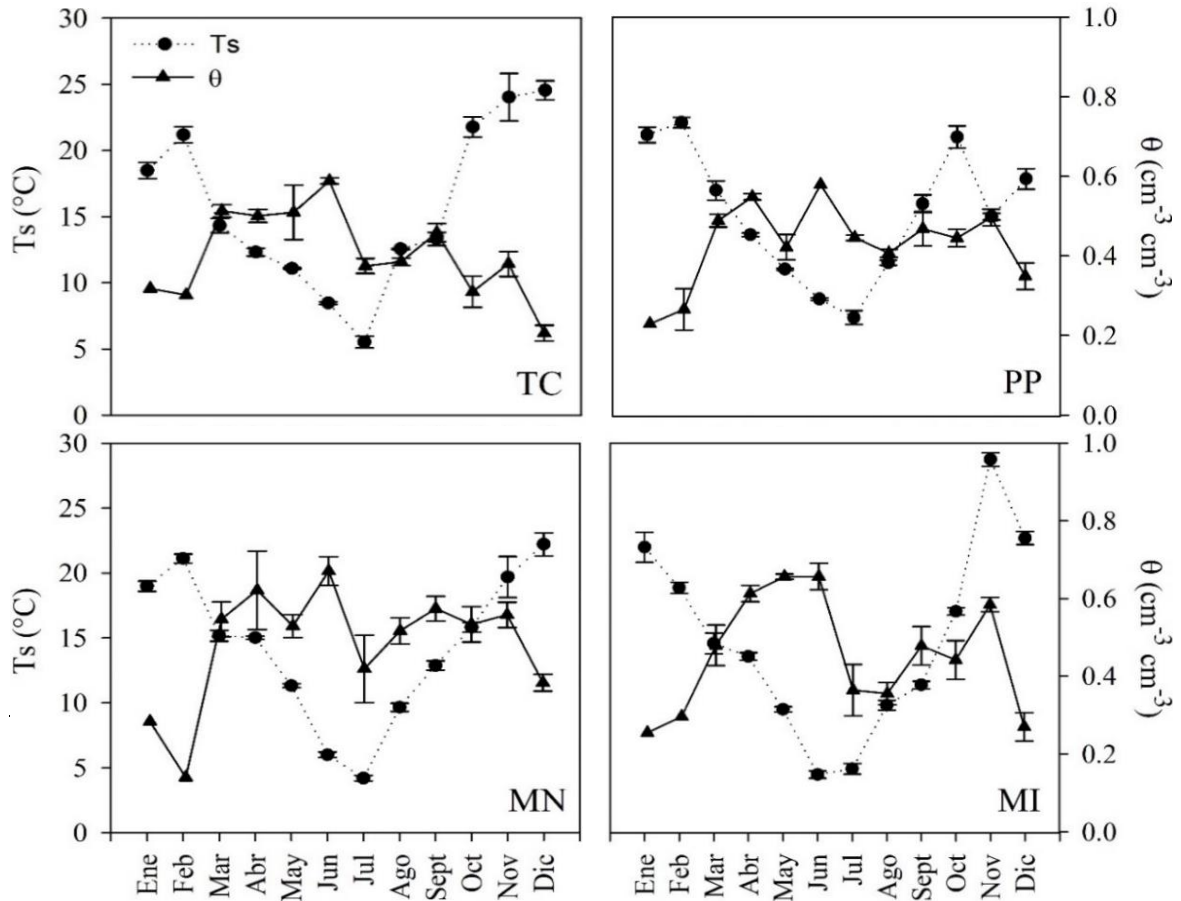


Figura 6. Variación mensual de la temperatura del suelo (Ts: círculo con línea punteada) y del contenido volumétrico de agua en el suelo (θ : triángulo con línea continua) en la capa 0-10 cm. TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada uso del suelo \pm 1 EE.

Cuadro 3. Temperatura y contenido de agua en los suelos (0-10 cm) para los distintos agroecosistemas y temporadas del año.

Variables ambientales	T	Agroecosistemas								Valor de p
		TC	N	PP	N	MN	N	MI	N	
Ts (°C)	V	21,38 \pm 0,48	55	20,50 \pm 0,40	62	20,51 \pm 0,33	73	21,04 \pm 0,46	53	0,361
	O	12,89 \pm 0,29b	58	14,75 \pm 0,44a	53	14,05 \pm 0,26ab	65	13,31 \pm 0,41b	56	0,008
	I	8,51 \pm 0,51a	33	9,59 \pm 0,33a	41	6,34 \pm 0,30b	66	6,42 \pm 0,37b	63	<0,001
	P	18,62 \pm 0,81a	50	17,37 \pm 0,51b	54	15,80 \pm 0,60b	53	16,75 \pm 0,93b	48	0,011
θ (cm ³ cm ⁻³)	V	0,27 \pm 0,03	11	0,29 \pm 0,03	10	0,32 \pm 0,03	10	0,26 \pm 0,02	12	0,430
	O	0,50 \pm 0,01	10	0,49 \pm 0,01	10	0,56 \pm 0,03	11	0,56 \pm 0,03	10	0,125
	I	0,43 \pm 0,03	22	0,44 \pm 0,02	21	0,51 \pm 0,04	30	0,43 \pm 0,04	30	0,079
	P	0,39 \pm 0,02b	27	0,46 \pm 0,01b	32	0,55 \pm 0,02a	32	0,48 \pm 0,03a	29	<0,001

T: Temporada; V: Verano; O: Otoño; I: Invierno; P: Primavera. TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. N: Número total de mediciones. Los datos son las medias de las tres subparcelas por cada tratamiento \pm 1 EE. Letras minúsculas distintas en sentido horizontal indican diferencias estadísticamente significativas entre los tratamientos para cada temporada ($p < 0,05$).

Flujos de CO₂ a nivel de agroecosistemas

En cuanto a los flujos medios de CO₂ (Cuadro 4), se observaron diferencias significativas entre los distintos usos del suelo en las temporadas de verano, otoño e invierno, lo que podría deberse tanto a la disponibilidad de luz (Taiz y Zeiger, 2006) como a las fluctuaciones en la temperatura y contenido de agua de los suelos (Carbone *et al.*, 2011).

En la temporada más seca y cálida de verano, las TC y PP actuaron como fuentes de CO₂, mientras que los MN y MI se comportaron como sumideros (Figura 7 y Cuadro 4). Durante el verano, los cultivos alcanzaron una etapa de mayor crecimiento y desarrollo en las TC, lo que puede haber favorecido la respiración de las raíces y la descomposición microbiana de la MOS (Luo y Zhou, 2006; Mu *et al.*, 2013), especialmente en Febrero donde se registró la emisión más alta del año ($2,12 \pm 0,41 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 4). Es más, Hao y Jiang (2014) plantean que la respiración del suelo puede estar dominada por la respiración microbiana en la etapa inicial del cultivo y por la respiración radicular cuando éste alcanza un mayor crecimiento, ya que con la cosecha las raíces disminuyen su respiración lentamente. De hecho, en Enero el flujo negativo de CO₂ para las TC ($-0,46 \pm 1,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 4) podría deberse a los niveles más altos de luz disponible para los cultivos, ya que cuando éstos incrementan por encima del punto donde se iguala la asimilación fotosintética de CO₂ y la cantidad de CO₂ producido en la respiración, la fotosíntesis aumenta proporcionalmente (Taiz y Zeiger, 2006). Por otra parte, en verano la frecuencia e intensidad del pastoreo fue mayor en las PP, por lo que la emisión más alta del año registrada en Enero ($1,83 \pm 0,61 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 4) podría atribuirse al mayor pisoteo del ganado, ya que la compactación de los suelos dificultó el anclaje correcto de los marcos metálicos. Se ha informado que los flujos de CO₂ disminuyen significativamente con la reducción de las precipitaciones y el incremento en la intensidad y duración del pastoreo, debido a que se produce una menor respiración por parte de las raíces y microorganismos del suelo porque el contenido de C (ej. hojarasca) y de humedad en los suelos disminuye (Hou *et al.*, 2014; Yan *et al.*, 2017; Tang *et al.*, 2019). Por otra parte, el pastoreo anual fue menor en los MN y MI, lo que podría ayudar a explicar la captura o fijación de C estacional y anual que presentaron estos usos del suelo, respectivamente (Figura 7). De hecho, en Diciembre los MN registraron la fijación más alta del año ($-2,43 \pm 0,77 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 4), lo que podría estar relacionado con el mayor crecimiento de los arbustos nativos, ya que algunos de ellos fueron podados moderadamente en Enero (< 1 m). Es más, la mantención de los restos de poda sobre estos suelos podría explicar el leve incremento en los flujos de CO₂ en Febrero, ya que es mayor la cantidad de C que puede liberarse a través de la descomposición aeróbica de la hojarasca (Luo y Zhou, 2006). Este comportamiento también podría estar relacionado con los flujos de CO₂ en los MI, puesto que al ser más vigoroso el crecimiento de las leguminosas *C. scoparius* y *U. europaeus*, éstas fueron podadas moderadamente en Enero (< 1 m), lo que puede resultar en una menor captura o fijación de CO₂ atmosférico, respecto a los meses de Febrero y Diciembre (Magesan *et al.*, 2012) (Figura 7 y Cuadro 4). Además, ambas especies producen una gran cantidad de biomasa, lo que puede favorecer el secuestro de C orgánico en los suelos con el tiempo (Fogarty y Facelli, 1999; Macías *et al.*, 2001; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017).

En la temporada húmeda y cálida de otoño, las TC se comportaron como fuentes de CO₂ atmosférico, mientras que las PP, MN y MI actuaron como sumideros (Figura 7 y Cuadro 4). Los flujos positivos de CO₂ en las TC pueden atribuirse a los rastrojos que permanecen sobre los suelos, ya que condiciones de humedad y aireación favorecen la respiración microbiana de éstos (Lehtinen *et al.*, 2014; Badagliacca *et al.*, 2017). De hecho, en la Figura 7 se observa para las TC una disminución gradual de los flujos de CO₂ entre Marzo y Junio, la que se ve explicada porque a medida que los residuos orgánicos se van descomponiendo, la tasa de respiración microbiana se reduce (Atlas y Bartha, 2008). Por otro lado, la ausencia de una tendencia estacional clara en los flujos de CO₂ en las PP podría estar relacionada con la baja cantidad de datos en Mayo (n = 8), ya que el 87,5% de las mediciones se obtuvieron con funda oscura sobre la cámara, lo que detiene la asimilación fotosintética de C y, por ende, las plantas liberan CO₂ como consecuencia de la respiración ($1,71 \pm 0,35 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (Cuadro 4) (Taiz y Zeiger, 2006). Además, las altas precipitaciones en otoño (Figura 2) favorecieron la humedad de los suelos (Cuadro 3) y la exclusión gradual del pastoreo, por lo que una disminución en la disponibilidad de O₂ y sustratos de C (ej. estiércol) en los suelos limitaría la producción de CO₂ por parte de los descomponedores (Hou *et al.*, 2014; Yan *et al.*, 2017). Es por esto que se sugiere que las futuras investigaciones sobre los flujos biogénicos de GEI en agroecosistemas de Chiloé consideren un mayor número de mediciones por temporada para así garantizar el correcto análisis de las muestras de CO₂ bajo diferentes niveles de luz. Por otra parte, las fijaciones de CO₂ en los MN y MI se redujeron progresivamente en otoño (Figura 7), lo que podría explicarse por la mayor disponibilidad de luz solar en Marzo, dado que genera mejores condiciones para la fotosíntesis (Taiz y Zeiger, 2006), en comparación a los meses más fríos y húmedos de Abril y Mayo (Figuras 2 y 6). De hecho, en otoño los MI registraron una mayor fijación de CO₂ ($-2,09 \pm 0,38 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) que los MN ($-1,13 \pm 0,24 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (Cuadro 4), lo que podría deberse a la hojarasca de *C. scoparius* y *U. europaeus*, cuya descomposición puede haber aumentado el contenido de N y P en los suelos y, con ello, su asimilación por parte de la vegetación en los MI, lo que conduce a una mayor captura de CO₂ atmosférico y a una mayor acumulación de C orgánico en los suelos (Fogarty y Facelli, 1999; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017).

En la temporada húmeda y fría de invierno, todos los agroecosistemas se comportaron como sumideros de CO₂ (Figura 7 y Cuadro 4). Estos resultados no apoyan la predicción número uno de la hipótesis, ya que los flujos de CO₂ son más negativos en invierno para las PP. Por otra parte, en las TC resultó difícil observar una tendencia estacional clara, ya que en Junio y Agosto éstas alcanzaron los $0,02 \pm 0,17 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $-0,23 \pm 0,63 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, mientras que en Julio se registró la fijación más alta del año ($-5,18 \pm 0,65 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 4). En invierno, las TC se encontraron parcialmente cubiertas por malezas, por lo que se sospecha que la mayor producción de CO₂ proviene de la descomposición microbiana de la MOS, cuya tasa debería ser más baja que las de verano, otoño y primavera. De ahí que una explicación plausible para el flujo negativo de CO₂ en las TC sería la baja cantidad de datos en Julio (n = 8), ya que el 88,8% de las mediciones se obtuvieron sin funda oscura sobre la cámara, lo que promueve la asimilación de CO₂ a través de la fotosíntesis (Taiz y Zeiger, 2006). Es por esto que, como se mencionó anteriormente, se recomienda incrementar el número de mediciones por temporada para así garantizar el correcto análisis de las muestras de CO₂ bajo diferentes niveles de luz. Por otra parte, los flujos negativos de CO₂ en las PP podrían atribuirse a la mayor acumulación de C orgánico en los suelos, ya que las bajas temperaturas (Figura 6) conducen a una lenta descomposición

de la MOS (Luo y Zhou, 2006; Carbone *et al.*, 2011; Mu *et al.*, 2013). Por otro lado, si bien en invierno los flujos medios de CO₂ fueron negativos en los MN y MI, éstos presentaron una tendencia estacional opuesta (Figura 7). Entre Junio y Agosto, los flujos medios de CO₂ en los MN variaron desde $-1,59 \pm 0,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ hasta los $0,42 \pm 0,13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, lo que podría deberse principalmente a las condiciones más cálidas al finalizar el invierno (Figura 6), ya que cuando los niveles de humedad son adecuados para soportar la actividad biológica en los suelos, la temperatura se convierte en un factor determinante para la respiración del suelo (Carbone *et al.*, 2011). Por el contrario, los flujos medios de CO₂ en los MI variaron de $0,14 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (emisión más alta del año registrada en Junio) a $-1,80 \pm 0,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (en Agosto), lo que podría haber estado relacionado con el consumo excesivo de agua por parte de *U. europaeus* y *C. scoparius* (Boldrin *et al.*, 2017; Carter *et al.*, 2018), ya que al aumentar la tasa de transpiración se produce un incremento en el flujo de nutrientes hacia las raíces (Taiz y Zeiger, 2006), lo que puede haber favorecido la producción de biomasa y, con ello, el secuestro de C en la vegetación y en los suelos (Fogarty y Facelli, 1999; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017).

En la temporada húmeda y cálida de primavera, las TC se comportaron débilmente como fuentes de CO₂, mientras que las PP, MN y MI actuaron como sumideros (Figura 7 y Cuadro 4). La variación mensual en los flujos medios de CO₂ en las TC podría explicarse porque las siembras abonadas con estiércol se realizaron a mediados de Septiembre y Noviembre, por lo que las condiciones más cálidas y húmedas de Octubre y Noviembre (Figura 6) pueden haber favorecido la descomposición microbiana de los residuos orgánicos depositados en los suelos y, con ello, el incremento de las emisiones de CO₂ hacia la atmósfera (Luo y Zhou, 2006; Carbone *et al.*, 2011). Por otra parte, en las PP se observó que el flujo medio de CO₂ fue positivo al final de la primavera (Figura 7), lo que podría estar relacionado con el aumento en el depósito de estiércol sobre los suelos, ya que en condiciones cálidas y húmedas (Figura 6) es mayor la cantidad de C que puede ser liberada a través de la descomposición microbiana de la MOS (Luo y Zhou, 2006). En contraste, los flujos medios de CO₂ en los MN variaron de $0,53 \pm 0,83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (emisión más alta del año registrada en Septiembre) a $-0,87 \pm 0,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (en Noviembre), lo que podría explicarse porque el aumento de la temperatura del aire y humedad de los suelos (Figuras 2 y 6), así como también de los niveles de luz disponible para los arbustos nativos, debido a que se generan mejores condiciones para la fijación fotosintética de CO₂ (Taiz y Zeiger, 2006). Esta situación también podría estar relacionado con los flujos negativos de CO₂ en los MI, ya que al ser más vigoroso el crecimiento de las leguminosas *C. scoparius* y *U. europaeus*, puede aumentar la captura de CO₂ atmosférico por parte de la vegetación (Magesan *et al.*, 2012). Es más, ambas especies poseen una gran capacidad para acumular materia seca, lo que puede haber favorecido la captura de C en los suelos (Fogarty y Facelli, 1999; Macías *et al.*, 2001; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017).

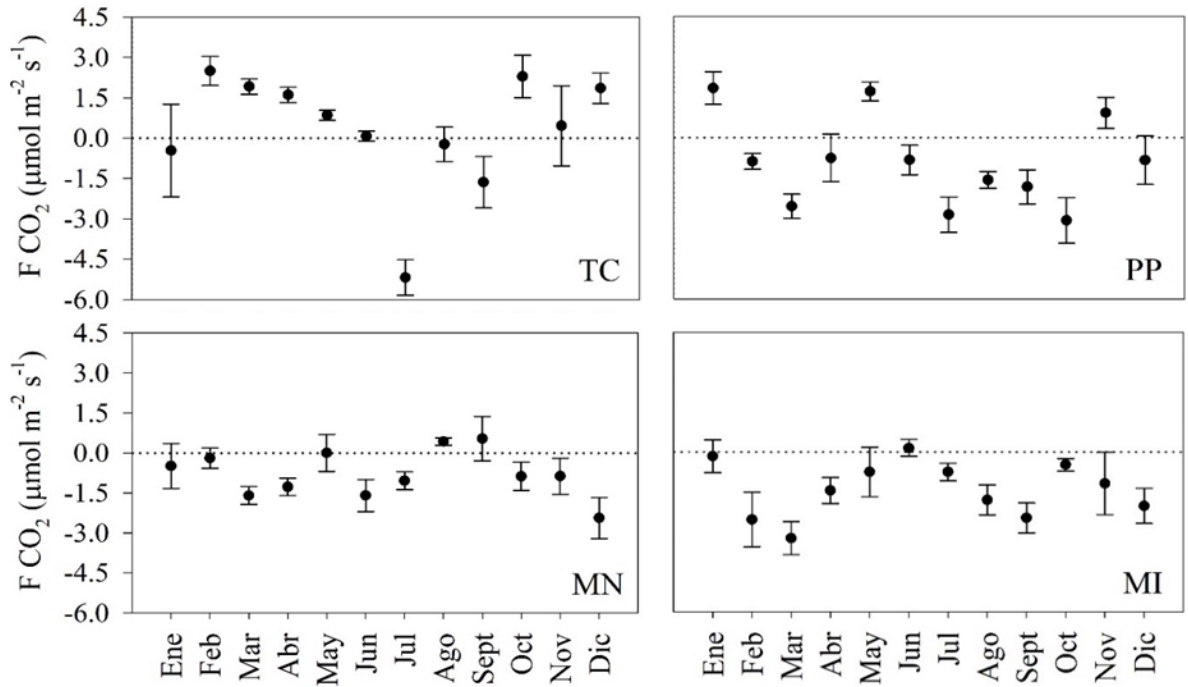


Figura 7. Flujos de CO₂ a nivel de agroecosistemas para el año 2018. TC: tierras de cultivo; PP: praderas pastoreadas; MN matorrales nativos; MI matorrales invasivos. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada uso del suelo \pm 1 EE. Los valores negativos implican la captación de C en los agroecosistemas, mientras que los valores positivos son emisiones.

Cuadro 4. Comparación mensual y estacional de los flujos de CO₂ a nivel de agroecosistemas.

Temporada	Agroecosistemas								Valor de <i>p</i>
	TC	n	PP	n	MN	n	MI	n	
	----- $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ -----								
Diciembre	1,85 \pm 0,56a	12	-0,84 \pm 0,89b	16	-2,43 \pm 0,77b	15	-2,02 \pm 0,65b	17	0,002
Enero	-0,46 \pm 1,72	9	1,83 \pm 0,61	21	-0,48 \pm 0,84	25	-0,16 \pm 0,62	14	0,144
Febrero	2,12 \pm 0,41a	15	-0,88 \pm 0,29b	18	-0,19 \pm 0,37b	22	-2,53 \pm 1,02b	17	< 0,001
Verano	1,38 \pm 0,51a	36	0,16 \pm 0,39b	55	-0,85 \pm 0,42b	62	-1,66 \pm 0,48b	48	< 0,001
Marzo	1,91 \pm 0,28a	23	-2,56 \pm 0,44b	23	-1,59 \pm 0,33b	25	-3,23 \pm 0,62b	22	< 0,001
Abril	1,60 \pm 0,28a	22	-0,76 \pm 0,88b	18	-1,27 \pm 0,33b	22	-1,44 \pm 0,48b	24	< 0,001
Mayo	0,84 \pm 0,18	11	1,71 \pm 0,35	8	-0,002 \pm 0,69	13	-0,75 \pm 0,92	7	0,065
Otoño	1,58 \pm 0,17a	56	-1,20 \pm 0,44b	49	-1,13 \pm 0,24b	60	-2,09 \pm 0,38b	53	< 0,001
Junio	0,02 \pm 0,17	10	-0,83 \pm 0,54	11	-1,59 \pm 0,60	20	0,14 \pm 0,31	17	0,051
Julio	-5,18 \pm 0,65b	8	-2,87 \pm 0,65ab	11	-1,04 \pm 0,33a	22	-0,74 \pm 0,33a	22	< 0,001
Agosto	-0,23 \pm 0,63ab	6	-1,57 \pm 0,30b	14	0,42 \pm 0,13a	16	-1,80 \pm 0,56b	16	< 0,001
Invierno	-1,77 \pm 0,56b	24	-1,74 \pm 0,31b	36	-0,82 \pm 0,26a	58	-0,77 \pm 0,25a	55	0,035
Septiembre	-1,57 \pm 0,90ab	18	-1,83 \pm 0,63ab	20	0,53 \pm 0,83a	16	-2,47 \pm 0,56b	20	0,039
Octubre	1,87 \pm 0,72a	13	-3,08 \pm 0,84b	15	-0,87 \pm 0,52ab	15	-0,48 \pm 0,23ab	16	< 0,001
Noviembre	0,45 \pm 1,48	9	0,91 \pm 0,58	13	-0,87 \pm 0,67	15	-1,18 \pm 1,16	8	0,314
Primavera	0,001 \pm 0,61	40	-1,48 \pm 0,45	48	-0,38 \pm 0,40	46	-1,51 \pm 0,36	44	0,051

TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. n: número de mediciones excluyendo los outliers. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada tratamiento \pm 1 EE. Letras minúsculas distintas en sentido horizontal indican diferencias estadísticamente significativas entre los tratamientos en cada temporada ($p < 0,05$).

Flujos de CH₄ a nivel de agroecosistemas

Como se puede observar en el Cuadro 5, los flujos medios de CH₄ no revelaron diferencias significativas entre los distintos usos del suelo durante las cuatro temporadas del año ($P > 0,05$). Esto podría haber estado relacionado con el menor número de muestras de CH₄ (en comparación a las de CO₂) y con el tiempo mínimo de cierre de la cámara (5 min) (Pavelka *et al.*, 2018), por lo que se sugiere evaluar estos aspectos para garantizar que incluso las bajas concentraciones de CH₄ se midan con precisión y así aumentar el poder estadístico.

En la temporada más seca y cálida de verano, las PP, MN y MI actuaron ligeramente como fuentes de CH₄, mientras que las TC se comportaron débilmente como sumideros (Figura 8 y Cuadro 5). Estos resultados apoyan parcialmente la predicción número dos de la hipótesis, ya que sólo las TC capturaron CH₄ durante el verano. De hecho, los flujos negativos de CH₄ en las TC podrían deberse a que en los meses de Enero y Febrero las altas temperaturas y bajas precipitaciones (Figura 2) contribuyeron a la reducción del contenido de agua en los suelos (Figura 6), lo que favorece la difusión de O₂ y CH₄ en los poros de éstos (Del Grosso *et al.*, 2000) y, con ello, el consumo de CH₄ por parte de los metanótrofos (Le Mer *et al.*, 2001; Dalal *et al.*, 2008), especialmente en Enero donde se registró la fijación más alta del año ($-1,79 \pm 1,12 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5). Es más, si bien en la Figura 6 se observa para las TC que la humedad de los suelos fue menor en Diciembre, el flujo positivo de CH₄ alcanzado ese mes podría atribuirse a la adición de estiércol de ganado durante la siembra a mediados de Noviembre (Dong y Ouyang, 2005), ya que cuando es baja la relación C/N de los residuos, la oxidación de CH₄ disminuye (Dalal *et al.*, 2008; Wendlandt *et al.*, 2010). Por otra parte, los flujos positivos de CH₄ en las PP podrían haber estado relacionados con el aumento en la frecuencia e intensidad del pastoreo, pues la compactación de los suelos reduce el espacio de poros disponibles para contener O₂, lo que favorece las condiciones anóxicas para la producción biológica de CH₄ (Saggar *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2018). De hecho, estudios previos han indicado que el pastoreo es la fuente más importante de CH₄ en praderas, ya que la depositación de estiércol en los suelos bajo condiciones húmedas contribuye al aumento de estas emisiones (Saggar *et al.*, 2004; Saggar *et al.*, 2007; da Silva *et al.*, 2017). Por otro lado, si bien los MI actuaron a lo largo del año como fuentes de CH₄ (Figura 8), en Enero éstos registraron el flujo medio más alto ($2,06 \pm 0,30 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5). Esta situación podría explicarse porque los suelos presentaron una humedad moderada (Figura 6), lo que puede haber favorecido la descomposición anaeróbica de la MOS, que proviene principalmente de los restos de poda y hojarasca de *C. scoparius* y *U. europaeus*. Es más, Díaz y Armesto (2007) señalan que la acumulación de material leñoso muerto en los suelos de Chiloé es el resultado de la corta o quema de grandes extensiones de bosques, por lo que en matorrales es frecuente encontrar especies arbustivas con alta tolerancia al anegamiento. De hecho, esta condición podría ser una de las causas de la amplia distribución de *C. scoparius* y *U. europaeus* en la Isla de Chiloé, ya que la alta tasa de transpiración de estas especies requiere de un mayor consumo de agua desde los suelos (Boldrin *et al.*, 2017; Carter *et al.*, 2018). Por otro lado, los MN alcanzaron la emisión más alta del año en Diciembre ($1,21 \pm 0,81 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5), debido a que la mayor humedad de los suelos (Figura 6) puede haber favorecido las condiciones anóxicas para la metanogénesis (Le Mer *et al.*, 2001; Dalal *et al.*, 2008). Por el contrario, la fijación o captura más alta de CH₄ registrada en Enero ($-0,61 \pm 1,14 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5) podría deberse al pisoteo animal

en algunos sitios de los MN, puesto que la compactación de estos suelos obstruye el correcto anclaje de los marcos metálicos.

En la temporada cálida y húmeda de otoño, todos los agroecosistemas actuaron ligeramente como fuentes de CH₄ (Figura 8 y Cuadro 5). Los flujos positivos de CH₄ en las TC podría atribuirse a los rastros que quedan desde Marzo sobre los suelos, los que bajo condiciones cálidas y húmedas (Figura 6) pueden haber favorecido ligeramente la producción biológica de CH₄ (Dalal *et al.*, 2008; Wendlandt *et al.*, 2010). De hecho, en la Figura 8 se observa para las TC una reducción de los flujos medios de CH₄ entre Marzo y Junio, lo que se condice con lo reportado por Signor *et al.* (2014), quienes encontraron un aumento lineal entre las emisiones de CH₄ y la cantidad de residuos de cosecha depositados sobre los suelos, cuyo efecto desaparece después de los seis meses por el mayor consumo microbiano de CH₄. Por otra parte, la disminución en las emisiones de CH₄ en las PP (Figura 8) podría explicarse por la exclusión gradual del ganado, ya que a medida que disminuye el pastoreo en estos usos del suelo, se reduce la disponibilidad de sustratos de C (ej. estiércol) para la metanogénesis (Saggar *et al.*, 2007; Dalal *et al.*, 2008) y se incrementa el espacio de poros disponibles para contener O₂, lo que favorece el consumo biológico de CH₄ (Del Grosso *et al.*, 2000; Saggar *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2018). De hecho, en Mayo las PP registraron el menor contenido de agua en los suelos (Figura 6), lo que genera una mayor difusión de O₂ y CH₄ en los poros de éstos (Del Grosso *et al.*, 2000) y, por ende, puede haber aumentado la oxidación de CH₄ por parte de los metanótrofos (Le Mer *et al.*, 2001; Dalal *et al.*, 2008). Esta condición también podría ayudar a explicar la reducción en los flujos medios de CH₄ en los MN, ya que entre Marzo y Mayo el pastoreo varió de moderado ($1,08 \pm 0,76 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) a ligero ($-0,42 \pm 0,24 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), lo que conduce a un menor contenido de C que puede liberarse a mediante la descomposición anaeróbica de la MOS, debido al bajo depósito de estiércol (Saggar *et al.*, 2004; da Silva *et al.*, 2017). Por otra parte, las emisiones más altas de CH₄ en los MI podrían atribuirse principalmente a la alta humedad de los suelos (Figura 6), ya que puede haber favorecido las condiciones anóxicas para la producción biológica de CH₄ (Le Mer *et al.*, 2001; Dalal *et al.*, 2008). Es más, dada la baja relación C/N de la hojarasca de *C. scoparius* y *U. europaeus*, la oxidación biológica de CH₄ disminuye (Wendlandt *et al.*, 2010; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017).

En la temporada húmeda y fría de invierno, las TC y MI actuaron ligeramente como fuentes de CH₄, mientras que las PP y MN se comportaron débilmente como sumideros (Figura 8 y Cuadro 5). Estos resultados apoyan parcialmente la predicción número dos de la hipótesis, ya que sólo las TC y MI emitieron una mayor cantidad de CH₄ durante el invierno. Es más, las TC no presentaron una tendencia estacional clara, ya que en Junio y Agosto los flujos medios de CH₄ alcanzaron valores de $-0,13 \pm 0,32 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $-0,63 \pm 0,63 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, mientras que en Julio se observó un incremento ($1,14 \pm 0,30 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5). Durante el invierno, las altas precipitaciones favorecieron el crecimiento irregular de las malezas en las TC, por lo que la mayor proporción de ellas en Julio puede haber contribuido al aumento en la disponibilidad de sustratos de C para la metanogénesis (Le Mer *et al.*, 2001; Dalal *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2015). Por otro lado, los flujos negativos de CH₄ en las PP, especialmente en Julio cuando éstas alcanzaron la fijación más alta del año ($-1,63 \pm 1,09 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5), podrían atribuirse tanto a la reducción en la humedad de los suelos (Figura 6) como a la exclusión gradual del pastoreo, ya que la menor depositación de estiércol y la mayor difusión de O₂ en los poros del suelo pueden haber

favorecido la oxidación biológica de CH₄ (Saggar *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2019). Esta condición también podría ayudar a explicar el patrón estacional de los flujos medios de CH₄ en los MN, ya que éstos alcanzaron valores más negativos cuando la humedad de los suelos (Figura 6) y la frecuencia e intensidad del pastoreo disminuyeron. Por el contrario, si bien en invierno el contenido de agua en los suelos se redujo en los MI (Cuadro 3), las emisiones de CH₄ podrían haber estado relacionadas con el consumo de CO₂ por parte de los metanógenos del suelo, ya que es una de las fuentes de C que utilizan para su crecimiento (Le Mer *et al.*, 2001; Luo y Zhou, 2010). De hecho, en las Figuras 7 y 8 se observa para los MI en invierno una tendencia opuesta entre los flujos medios de CO₂ y CH₄, lo que puede ayudar a explicar la captura de CH₄ estacional en estos usos del suelo.

En la temporada húmeda y cálida de primavera, las TC, PP y MI actuaron como fuentes de CH₄, mientras que los MN se comportaron débilmente como sumideros (Figura 8 y Cuadro 5). Los flujos positivos de CH₄ en las TC podrían explicarse por la adición de estiércol de ganado durante las siembras a mediados de Septiembre y Noviembre, debido a que la metanogénesis se ve favorecida tanto por las condiciones cálidas y húmedas de los suelos (Figura 6), como por el incremento en la disponibilidad de sustratos de C en éstos (Dong y Ouyang, 2005; Dalal *et al.*, 2008), especialmente en Noviembre donde se registró la emisión más alta del año ($2,15 \pm 0,37 \text{ } \mu\text{mol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 5). Por otra parte, las emisiones de CH₄ en las PP podrían atribuirse al aumento en el contenido de agua en los suelos (Cuadro 3) y a la mayor frecuencia e intensidad del pastoreo, ya que al disminuir el contenido de O₂ en los poros del suelo, la oxidación biológica de CH₄ se reduce (Gao *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2019). De hecho, en la Figura 8 se observa para las PP que la emisión más alta de CH₄ ($3,77 \pm 0,90 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) se alcanzó en Octubre, lo que podría deberse a la baja cantidad de datos obtenidos durante ese mes (n = 6) (Cuadro 5). Es por esto que, como se mencionó anteriormente, se recomienda aumentar el número de mediciones por temporada para así garantizar el correcto análisis de las muestras de CH₄ en estos usos del suelo. Por otra parte, en los MN y MI resultó difícil observar una tendencia estacional clara, ya que sólo en Octubre y Noviembre los flujos medios de CH₄ registraron un valor positivo ($1,06 \pm 1,02 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) y negativo ($-0,73 \pm 1,86 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), respectivamente (Cuadro 5). En primavera, las altas temperaturas y precipitaciones (Figura 2) promovieron la inclusión del ganado y el crecimiento de la vegetación en los MN, por lo que el pastoreo de Septiembre y Noviembre (nulo a ligero) puede haber favorecido la disponibilidad de O₂ y sustratos ricos en C (ej. hojarasca) para la metanotrofia, mientras que el pastoreo de Octubre (moderado a intensivo) puede haber contribuido a la metanogénesis, a partir de la reducción y el aumento en el contenido de O₂ y sustratos ricos en N (ej. estiércol) en los suelos, respectivamente (Dalal *et al.*, 2008; Saggar *et al.*, 2004; da Silva *et al.*, 2017). Por otra parte, en la Figura 8 se observa para los MI que las emisiones de CH₄ incrementaron al inicio de la primavera, lo que podría estar relacionado con el aumento de las precipitaciones (Figura 2), ya que a medida que aumenta la humedad de los suelos (Cuadro 3), menor es la difusión de O₂ en los poros de éstos, lo que favorece las emisiones de CH₄ hacia la atmósfera (Del Grosso *et al.*, 2000; Dalal *et al.*, 2008). Además, las leguminosas exóticas *U. europaeus* y *C. scoparius* poseen una gran capacidad para acumular materia seca (Macías *et al.*, 2001; Magesan *et al.*, 2012), por lo que la baja relación C/N de estos residuos conlleva a una reducción en la oxidación biológica de CH₄ (Wendlandt *et al.*, 2010; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017). Es por esto que se sospecha que la baja cantidad de datos alcanzada en Noviembre (n = 3) sobrestimó la captura de CH₄ en los MI ($-0,73 \pm 1,86 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Figura 8 y Cuadro 5).

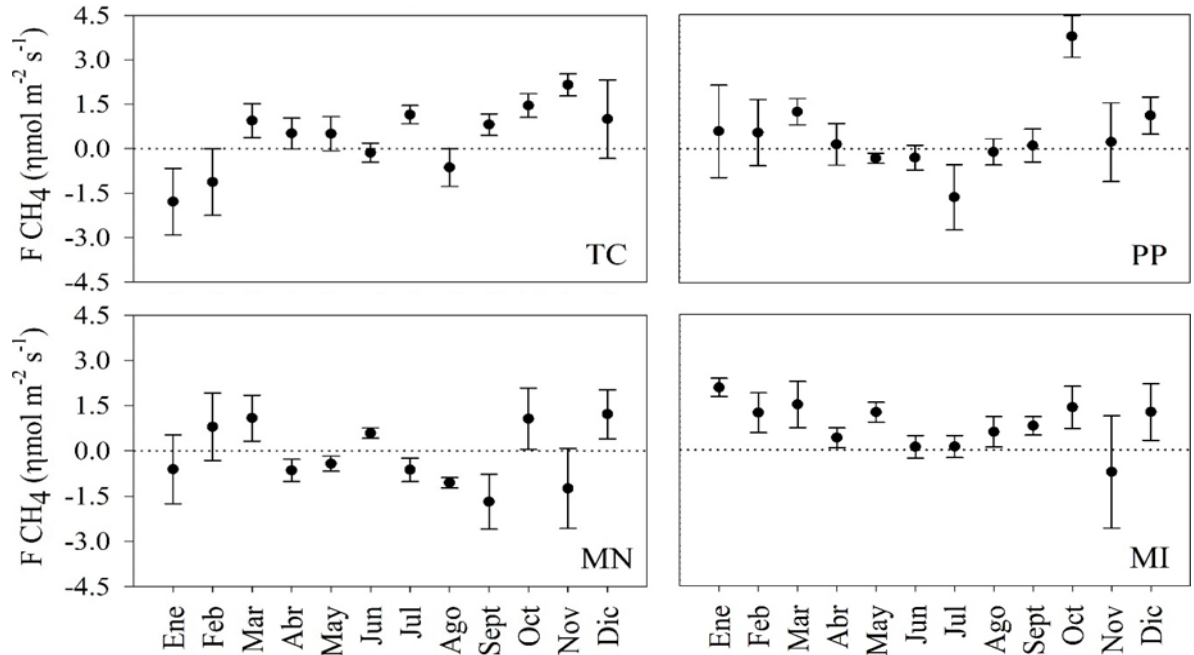


Figura 8. Flujos de CH₄ a nivel de agroecosistemas para el año 2018. TC: tierras de cultivo; PP: praderas pastoreadas; MN matorrales nativos; MI matorrales invasivos. Los datos son medias de las tres subparcelas para cada uso del suelo \pm 1 EE. Los valores negativos implican la captación de CH₄ en los agroecosistemas, mientras que los valores positivos son emisiones.

Cuadro 5. Comparación mensual y estacional de los flujos de CH₄ a nivel de agroecosistemas.

Temporada	Agroecosistemas								Valor de <i>p</i>
	TC	n	PP	n	MN	n	MI	n	
	ηmol CH ₄ m ⁻² s ⁻¹								
Diciembre	0,99 ± 1,32	10	1,10 ± 0,62	9	1,21 ± 0,81	10	1,25 ± 0,94	9	0,998
Enero	-1,79 ± 1,12	12	0,58 ± 1,55	12	-0,61 ± 1,14	17	2,06 ± 0,30	13	0,077
Febrero	-1,12 ± 1,12	13	0,53 ± 1,11	14	0,79 ± 1,11	18	1,23 ± 0,66	16	0,370
Verano	-0,74 ± 0,69	35	0,70 ± 0,69	35	0,35 ± 0,64	45	1,52 ± 0,36	38	0,113
Marzo	0,94 ± 0,57	20	1,23 ± 0,44	21	1,08 ± 0,76	20	1,50 ± 0,76	14	0,730
Abril	0,50 ± 0,52	19	0,14 ± 0,69	19	-0,65 ± 0,36	22	0,39 ± 0,32	23	0,287
Mayo	0,50 ± 0,57a	11	-0,32 ± 0,16b	6	-0,42 ± 0,24b	15	1,24 ± 0,33a	8	0,016
Otoño	0,68 ± 0,32	50	0,59 ± 0,35	45	0,01 ± 0,32	57	0,89 ± 0,30	45	0,061
Junio	-0,13 ± 0,32	11	-0,30 ± 0,41	10	0,58 ± 0,16	22	0,10 ± 0,37	16	0,164
Julio	1,14 ± 0,30a	11	-1,63 ± 1,09b	8	-0,63 ± 0,38b	22	0,10 ± 0,36ab	21	0,010
Agosto	-0,63 ± 0,63b	5	-0,11 ± 0,44ab	11	-1,06 ± 0,17b	13	0,59 ± 0,50a	19	0,044
Invierno	0,29 ± 0,25	27	-0,59 ± 0,37	29	-0,26 ± 0,18	57	0,26 ± 0,24	56	0,080
Septiembre	0,81 ± 0,36	18	0,10 ± 0,55	11	-1,68 ± 0,90	15	0,79 ± 0,30	14	0,057
Octubre	1,45 ± 0,40	12	3,77 ± 0,90	6	1,06 ± 1,02	12	1,40 ± 0,69	12	0,126
Noviembre	2,15 ± 0,37	8	0,21 ± 1,31	9	-1,24 ± 1,34	6	-0,73 ± 1,86	3	0,218
Primavera	1,29 ± 0,23	38	1,18 ± 0,60	28	-0,60 ± 0,62	33	0,89 ± 0,37	29	0,108

TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. n: número de mediciones excluyendo los outliers. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada tratamiento \pm 1 EE. Letras minúsculas distintas en sentido horizontal indican diferencias estadísticamente significativas entre los tratamientos en cada temporada ($p < 0,05$).

Flujos de N₂O a nivel de agroecosistemas

Con respecto a la variabilidad estacional de los flujos medios de N₂O entre los distintos usos del suelo, en el Cuadro 6 se puede observar que existen diferencias significativas en otoño y primavera, lo que indicaría que la temperatura y humedad de los suelos están regulando los flujos de N₂O a través de la disponibilidad de O₂, N reactivo y compuestos de C orgánico (Ussiri y Lal, 2012).

En la temporada más seca y cálida de verano, las TC, MN y MI actuaron ligeramente como fuentes de N₂O, mientras que las PP se comportaron débilmente como sumideros (Figura 9 y Cuadro 6). Los flujos positivos de N₂O en las TC podrían atribuirse a las altas temperaturas y menores contenidos de agua en los suelos (Figura 6), debido a que promueven las condiciones cálidas, aireadas y húmedas para la oxidación biológica de NH₄⁺ a NO₂⁻ y NO₃⁻ (Bateman y Baggs, 2005; Liu *et al.*, 2011; Hu *et al.*, 2015). Es más, la adición de estiércol de ganado durante la última siembra a mediados de Noviembre podría aumentar la disponibilidad de N para los nitrificadores (Zhai *et al.*, 2011). Por otro lado, las condiciones óxicas también podrían haber favorecido el consumo de O₂ por parte de las raíces de los cultivos (Hayashi *et al.*, 2015), por lo que se sospecha que la disminución en el flujo medio de N₂O en Febrero puede estar relacionada con el mayor crecimiento y actividad radicular alcanzada en las TC. Por otra parte, los flujos medios de N₂O en las PP podrían explicarse por el equilibrio entre la producción de distintas formas nitrogenadas, ya que un aumento en la frecuencia e intensidad del pastoreo implica un alto depósito de estiércol y orina sobre los suelos, los que bajo condiciones de moderada humedad (Figura 6) pueden haber contribuido ligeramente a las emisiones de NH₃ y N₂O, respectivamente (Saggar *et al.*, 2007; Salazar *et al.*, 2007; Núñez *et al.*, 2012). Es más, el NH₃ es uno de los precursores del N₂O (Thomson *et al.*, 2012), por lo que su volatilización y posterior deposición pueden conducir a un incremento en las emisiones de N₂O en otros usos del suelo (Skiba *et al.*, 2006). Por otra parte, durante el verano los flujos medios de N₂O en los MN y MI presentaron un patrón estacional opuesto (Figura 9). A diferencia de los meses de Febrero y Diciembre, en Enero los MN fueron moderadamente podados e intensamente pastoreados, por lo que la depositación de estiércol, orina, hojarasca y restos de poda sobre los suelos, bajo condiciones cálidas y parcialmente húmedas (Figura 6), pueden haber favorecido el proceso de nitrificación (Saggar *et al.*, 2004; Saggar *et al.*, 2007; Chadwick *et al.*, 2018). Esta situación también podría estar relacionada con los flujos positivos de N₂O en los MI, ya que la humedad moderada de los suelos (Figura 6) y la acumulación de residuos ricos en N (ej. restos de poda y hojarasca de *C. scoparius* y *U. europaeus*) sobre la superficie de éstos pueden haber aumentado la disponibilidad de N para los nitrificadores (Baggs *et al.*, 2000; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017). Es más, si bien se ha informado que las especies *C. scoparius* y *U. europaeus* son capaces de aportar hasta 111 Kg N ha⁻¹ año⁻¹ y 200 Kg N ha⁻¹ año⁻¹ al suelo, respectivamente (Watt *et al.*, 2003; Magesan *et al.*, 2012), poco se sabe de su contribución a las emisiones de N₂O, lo que resulta preocupante si se considera que ambas son de gran extensión tanto en la Isla de Chiloé como en otras partes del mundo.

En la temporada húmeda y cálida de otoño, las TC y MN se comportaron ligeramente como fuentes de N₂O, mientras que las PP y MI actuaron débilmente como sumideros (Figura 9 y Cuadro 6). De hecho, los flujos positivos de N₂O en las TC podrían atribuirse a los rastrojos

que permanecen sobre los suelos, ya que bajo condiciones cálidas y húmedas (Figura 6 y Cuadro 3) se descomponen fácilmente, produciendo NO_3^- y C orgánico; sustratos que pueden haber favorecido la actividad de los desnitrificadores (Shan y Yan, 2013; Lin *et al.*, 2013; Lehtinen *et al.*, 2014). Es más, en Marzo se registró la emisión más alta del año en las TC ($0,33 \pm 0,14 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 6), lo que podría deberse a la alta relación C/N de los residuos de cultivos, ya que puede aumentar la inmovilización del N por encima de la amonificación, lo que genera un menor contenido de N que puede liberarse a través de la desnitrificación (Baggs *et al.*, 2000; Lin *et al.*, 2013; Shan y Yan, 2013). No obstante, en la Figura 9 y Cuadro 6 se observa para las TC que la fijación más alta de N_2O se alcanzó en Mayo ($-0,41 \pm 0,26 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), lo que podría explicarse por la baja cantidad de datos obtenidos durante ese mes ($n = 4$), por lo que se sugiere aumentar el número de mediciones por temporada para así garantizar el correcto análisis de las muestras de N_2O en estos usos del suelo. Por otra parte, la reducción en los flujos medios de N_2O en las PP, especialmente en Mayo cuando éstas alcanzaron la fijación más alta del año ($-0,30 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 6), podría deberse al incremento en la humedad de los suelos (Cuadro 3) y a la disminución en la depositación de estiércol y orina sobre la superficie de éstos, puesto que la baja disponibilidad de N y O_2 en los suelos puede estimular el consumo o reducción de N_2O a N_2 por parte de los desnitrificadores (Goossens *et al.*, 2001; Saggar *et al.*, 2013; Mazzetto *et al.*, 2014; Iqbal *et al.*, 2014). Por otro lado, los flujos positivos de N_2O en los MN podrían explicarse por el aumento en la humedad de los suelos (Figura 6), lo que genera condiciones anaeróbicas que favorecen la producción de N_2O mediante la desnitrificación (Ussiri y Lal, 2012), particularmente en Marzo donde se registró la emisión más alta del año ($0,17 \pm 0,07 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 6), debido posiblemente a la mayor frecuencia e intensidad del pastoreo. En contraste, los flujos medios de N_2O en los MI se redujeron desde los $0,08 \pm 0,11 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ en Marzo hasta los $-0,33 \pm 0,10 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (fijación más alta del año registrada en Mayo) (Cuadro 6), lo que podría atribuirse al mayor contenido de agua en los suelos (Figura 6), ya que esta condición no sólo puede haber favorecido la producción anaeróbica de N_2O (Ussiri y Lal, 2012), sino también la restricción en la difusión de N_2O hacia la atmósfera, lo que estimula el consumo o reducción de N_2O por parte de los desnitrificadores (Chapuis-Lardy *et al.*, 2007; Cardenas *et al.*, 2017).

En la temporada húmeda y fría de invierno, todos los agroecosistemas actuaron ligeramente como sumideros de N_2O (Figura 9 y Cuadro 6). Los flujos negativos de N_2O en las TC podrían explicarse por las altas precipitaciones (Figura 2) que favorecieron la humedad de los suelos (Cuadro 3) y el crecimiento irregular de las malezas sobre la superficie de éstos, lo que puede haber contribuido a la lixiviación de los NO_3^- y, por ende, al mayor consumo de N_2O por parte de los desnitrificadores (Nieder y Benbi, 2008; Iqbal *et al.*, 2014). Es más, la reducción de NO_3^- y NO_2^- a N_2O y N_2 (desnitrificación) es promovida por temperaturas del suelo $> 4\text{-}5 \text{ } ^\circ\text{C}$ (Goossens *et al.*, 2001; Ussiri y Lal, 2012), cuya condición se generó en invierno tanto en las TC como en los otros agroecosistemas (Figura 6). Por otra parte, en las PP no fue posible observar una tendencia estacional clara, ya que en Julio y Agosto éstas alcanzaron los $-0,01 \pm 0,14 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $-0,13 \pm 0,06 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente, mientras que en Junio se registró la emisión más alta del año ($0,31 \pm 0,18 \text{ } \mu\text{mol N}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) (Cuadro 6). En invierno, las precipitaciones alcanzaron los 607,4 mm (Figura 2), por lo que cuanto mayor es el contenido de agua en los suelos (Figura 6), menor es el número de poros llenos de aire, lo que favorece las condiciones anóxicas para la desnitrificación (Baggs *et al.*, 2000). De hecho, se ha encontrado que la nitrificación es la

fuente principal de N_2O cuando el espacio de poros llenos de agua (WFPS, según sus siglas en inglés) está dentro del rango de 30-60% (Bateman y Baggs, 2005; Hu *et al.*, 2015), pero la desnitrificación es el proceso dominante cuando el WFPS se encuentra entre el 60% y 90% (Bateman y Baggs, 2005; Ussiri y Lal, 2012). Esta situación también podría estar relacionada con los flujos negativos de N_2O en los MN, ya que si bien la mayor humedad de los suelos (Cuadro 3) puede haber favorecido la producción anaeróbica de N_2O (Ussiri y Lal, 2012), la menor frecuencia e intensidad del pastoreo y las altas precipitaciones en invierno (Figura 2) pudieron haber reducido la disponibilidad de N en los suelos a través de la lixiviación de los NO_3^- y de la baja depositación de estiércol y orina sobre éstos, por lo que es más probable que los desnitrificadores consuman o reduzcan el N_2O (Nieder y Benbi, 2008; Saggar *et al.*, 2013; Mazzetto *et al.*, 2014; Iqbal *et al.*, 2014). En tanto, la mayor humedad de los suelos en los MI (Figura 6) podría haber restringido la difusión y transporte de N_2O hacia la atmósfera, lo que puede resultar en un mayor consumo o reducción de N_2O por parte de los desnitrificadores (Chapuis-Lardy *et al.*, 2007; Cardenas *et al.*, 2017).

En la temporada más húmeda y cálida de primavera, las TC y MI actuaron levemente como fuentes de N_2O , mientras que las PP y MN se comportaron ligeramente como sumideros (Figura 9 y Cuadro 6). Los flujos positivos de N_2O en las TC podrían deberse a la adición de estiércol de ganado durante las siembras realizadas a mediados de Septiembre y Noviembre, ya que a medida que aumenta la temperatura (Figura 6) y el contenido de C y N en los suelos, se produce un aumento en la actividad biológica de éstos (Lehtinen *et al.*, 2014), lo que genera un mayor consumo de O_2 que promueve las condiciones anaeróbicas para la desnitrificación (Lin *et al.*, 2013; Zhou *et al.*, 2017; Han *et al.*, 2017). Es más, los desnitrificadores utilizan el C orgánico del suelo como fuente de energía, por lo que la disponibilidad de MOS es un factor adicional para la formación de N_2O (Brentrup *et al.*, 2000). Por otro lado, el flujo medio de N_2O es más positivo en Noviembre para las TC (Figura 9), lo que podría atribuirse a las condiciones más cálidas y húmedas al final de la primavera (Figuras 2 y 6), puesto que al aumentar la actividad biológica de los suelos se reduce el contenido de O_2 en éstos (Lehtinen *et al.*, 2014), lo que genera condiciones anaeróbicas que favorecen la producción biológica de N_2O (Ussiri y Lal, 2012). Por otra parte, los flujos medios de N_2O en las PP podrían deberse a un equilibrio entre la producción de distintas formas nitrogenadas, ya que a medida que incrementa la frecuencia e intensidad del pastoreo es mayor la depositación de estiércol y orina sobre los suelos, los que bajo condiciones cálidas y húmedas (Figura 6) pueden haber favorecido las emisiones de NH_3 y N_2O , respectivamente (Núñez *et al.*, 2007; Salazar *et al.*, 2007; Núñez *et al.*, 2012). Como se dijo anteriormente, el NH_3 y el NO_3^- son precursores del N_2O , por lo que la volatilización de NH_3 y lixiviación de NO_3^- después de las lluvias en Septiembre y Noviembre (Figura 2) pueden haber contribuido al consumo o reducción de N_2O por parte de los desnitrificadores (Nieder y Benbi, 2008; Thomson *et al.*, 2012; Núñez *et al.*, 2012; Mazzetto *et al.*, 2014). Esta situación también podría ayudar a explicar los flujos negativos de N_2O en los MN y MI, ya que si bien el incremento en la frecuencia e intensidad del pastoreo y la mayor acumulación de biomasa en *C. scoparius* y *U. europaeus* pueden haber aumentado la disponibilidad de sustratos de C y N para los desnitrificadores (Saggar *et al.*, 2007; Magesan *et al.*, 2012; Broadbent *et al.*, 2017), el mayor contenido de agua en los suelos (Figura 6) puede restringir la difusión de N_2O hacia la atmósfera (Chapuis-Lardy *et al.*, 2007; Cardenas *et al.*, 2017) y, por ende, favorecer el consumo o reducción de N_2O por parte de los desnitrificadores (Goossens *et al.*, 2001; Saggar *et al.*, 2013; Mazzetto *et al.*, 2014; Iqbal *et al.*, 2014).

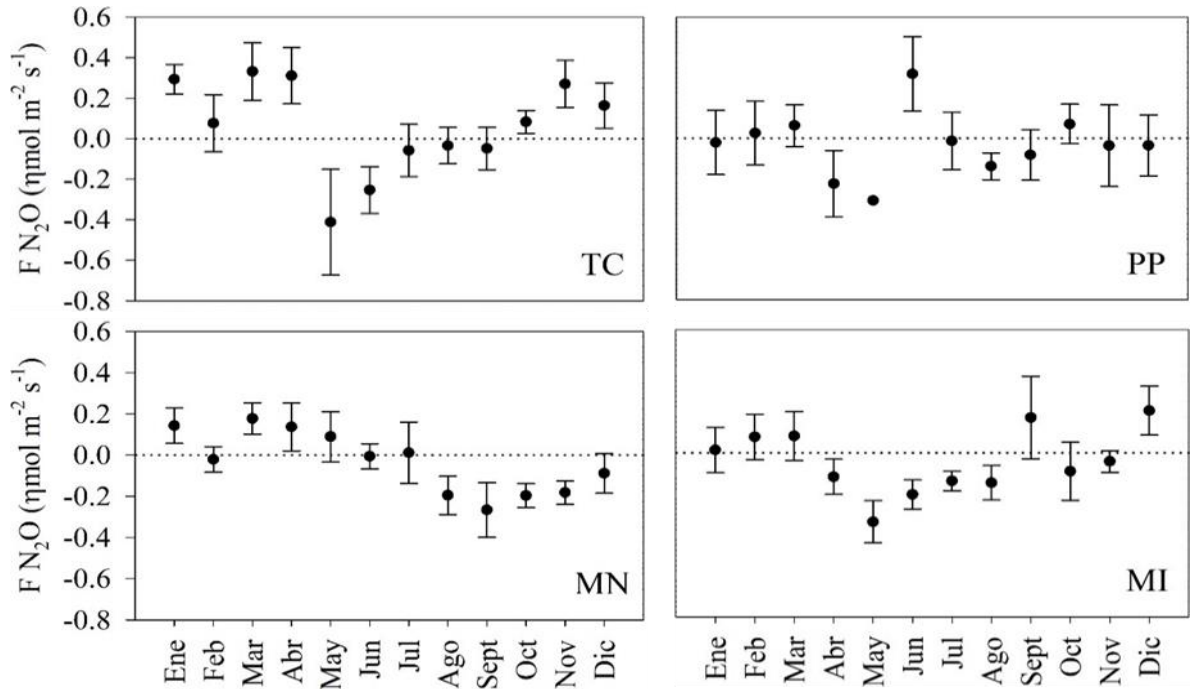


Figura 9. Flujos de N_2O a nivel de agroecosistemas para el año 2018. TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada uso del suelo ± 1 EE. Los valores negativos implican la captación de N_2O en los agroecosistemas, mientras que los valores positivos son emisiones.

Cuadro 6. Comparación mensual y estacional de los flujos de N_2O a nivel de agroecosistemas.

Temporada	Agroecosistemas								Valor de p
	TC	n	PP	n	MN	n	MI	n	
----- $\eta\text{mol } N_2O \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ -----									
Diciembre	0,16 \pm 0,11	9	-0,03 \pm 0,15	12	-0,08 \pm 0,09	9	0,20 \pm 0,11	10	0,302
Enero	0,29 \pm 0,07	13	-0,02 \pm 0,15	9	0,14 \pm 0,08	16	0,01 \pm 0,11	5	0,176
Febrero	0,07 \pm 0,14	15	0,02 \pm 0,15	14	-0,02 \pm 0,06	18	0,07 \pm 0,11	11	0,890
Verano	0,17 \pm 0,06	37	-0,008 \pm 0,08	35	0,02 \pm 0,04	43	0,11 \pm 0,06	26	0,099
Marzo	0,33 \pm 0,14	13	0,06 \pm 0,10	12	0,17 \pm 0,07	12	0,08 \pm 0,11	10	0,319
Abril	0,31 \pm 0,13a	14	-0,22 \pm 0,16b	8	0,13 \pm 0,11ab	6	-0,11 \pm 0,08b	14	0,020
Mayo	-0,41 \pm 0,26b	4	-0,30b	1	0,08 \pm 0,12a	10	-0,33 \pm 0,10b	7	0,040
Otoño	0,22 \pm 0,10a	31	-0,06 \pm 0,09b	21	0,13 \pm 0,05a	28	-0,10 \pm 0,06b	31	0,009
Junio	-0,25 \pm 0,11ab	6	0,31 \pm 0,18a	4	-0,006 \pm 0,06a	6	-0,20 \pm 0,07ab	8	0,007
Julio	-0,05 \pm 0,12	7	-0,01 \pm 0,14	6	0,01 \pm 0,14	8	-0,13 \pm 0,04	13	0,719
Agosto	-0,03 \pm 0,08	5	-0,13 \pm 0,06	10	-0,19 \pm 0,09	10	-0,14 \pm 0,08	9	0,485
Invierno	-0,11 \pm 0,06	18	-0,01 \pm 0,07	20	-0,07 \pm 0,06	24	-0,15 \pm 0,03	30	0,638
Septiembre	-0,04 \pm 0,10	10	-0,08 \pm 0,12	7	-0,26 \pm 0,13	7	0,17 \pm 0,20	9	0,257
Octubre	0,08 \pm 0,05	15	0,06 \pm 0,09	11	-0,19 \pm 0,05	8	-0,09 \pm 0,14	8	0,104
Noviembre	0,26 \pm 0,11a	9	-0,03 \pm 0,20ab	5	-0,18 \pm 0,05b	9	-0,04 \pm 0,05ab	4	0,028
Primavera	0,09 \pm 0,05a	34	-0,0007 \pm 0,07ab	23	-0,21 \pm 0,04b	24	0,03 \pm 0,10ab	21	0,010

TC: Tierras de cultivo; PP: Praderas pastoreadas; MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. n: número de mediciones excluyendo los outliers. Los datos son medias de las tres subparcelas por cada tratamiento ± 1 EE. Letras minúsculas distintas en sentido horizontal indican diferencias estadísticamente significativas entre los tratamientos en cada temporada ($p < 0,05$).

Balance de gases de efecto invernadero en agroecosistemas

En general, las emisiones y capturas de GEI en los agroecosistemas fueron mayores en las TC y MN, respectivamente (Cuadro 7). Estos resultados se encuentran dentro del rango descrito por otros estudios para agroecosistemas de zonas templadas y húmedas (Cuadro 7), y no apoyan la predicción número tres de la hipótesis (Cuadro 8). De hecho, durante el período de estudio, las TC actuaron como fuentes de GEI debido principalmente a las emisiones de CO₂ hacia la atmósfera, mientras que las PP, MN y MI se comportaron como sumideros por el secuestro importante de CO₂, lo que se condice con otros estudios para las PP (Cuadro 8).

Este estudio es una evaluación pionera de los flujos biogénicos de GEI en agroecosistemas típicos de la Isla de Chiloé, por lo que es posible que las emisiones de (1) CO₂, CH₄ y N₂O en las TC se deban a los manejos de cultivos (ej. fertilización con estiércol, falta de rotación de cultivos, mantención de rastrojos y malezas); (2) CH₄ y N₂O en las PP y MN se deban al aumento en la frecuencia e intensidad del pastoreo; y (3) CH₄ y N₂O en los MI se deban a la presencia de las leguminosas invasoras *C. scoparius* y *U. europaeus*. Estos resultados son una primera aproximación a la cuantificación de los flujos de GEI en agroecosistemas de Chiloé y, al mismo tiempo plantean el desafío de avanzar en el monitoreo para proponer estrategias que reduzcan estas emisiones sin afectar la productividad de estos suelos.

Cuadro 7. Flujos medios de GEI en agroecosistemas templados húmedos.

Uso del suelo	Localidad	Latitud	CO ₂ g m ⁻² h ⁻¹	CH ₄ mg m ⁻² h ⁻¹	N ₂ O mg m ⁻² h ⁻¹	Referencia
Tierras de cultivos (TC)	Chile	41-42°S	0,042	0,023	0,003	Este estudio
Tierras de cultivos	Francia	48°N	0,095	0,001	0,035	Schaufler <i>et al.</i> , 2010
Tierras de cultivos ¹	Inglaterra	53°N	0,25	0,004	0,020	Drewer <i>et al.</i> , 2012
Praderas (PP)	Chile	41-42°S	-0,142	0,025	-0,001	Este estudio
Praderas ²	Suiza	46°N	0,14	-0,008	0,036	Merbold <i>et al.</i> , 2013
Praderas	Suiza	47°N	0,104	0,002	0,043	Schaufler <i>et al.</i> , 2010
Praderas	Irlanda	54°N	-1,85 a 0,82	-	-	Blair <i>et al.</i> , 2018
Praderas ³	Escocia	55°N	0,285	0,037	-0,0001	Skiba <i>et al.</i> , 2013
Matorrales nativos (MN)	Chile	41-42°S	-0,124	-0,007	-0,001	Este estudio
Matorrales invasivos (MI)	Chile	41-42°S	-0,220	0,047	-0,002	Este estudio

¹ Cultivos anuales con fines alimentarios; ² Flujos medios de CO₂, CH₄ y N₂O para la temporada de invierno; ³ Valores para suelos extensamente pastoreados durante el período 2007-2010.

Cuadro 8. Balance de GEI en agroecosistemas templados húmedos

Uso del suelo	Localidad	Latitud	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	Balace de GEI	Referencia
			g CO ₂ -eq m ⁻² año ⁻¹				
Tierras de cultivos	Chile	41-42°S	374,0	5,0	8,9	388,1	Este estudio
Praderas	Chile	41-42°S	-1248,5	5,6	-4,9	-1247,9	Este estudio
Praderas	Suiza	47°N	-322,5	0	-3,0	-324,0	Soussana <i>et al.</i> , 2007
Praderas	Suiza	47°N	-2806,0	47,0	-2,0	-2761,0	Hörtnagl <i>et al.</i> , 2018
Praderas	Escocia	55°N	-267,0	6,6	0,7	-259,2	Skiba <i>et al.</i> , 2013
Matorrales nativos	Chile	41-42°S	-1090,3	-1,6	-5,0	-1097,0	Este estudio
Matorrales invasivos	Chile	41-42°S	-1932,2	10,4	-6,5	-1928,3	Este estudio

¹ Valores para suelos pastoreados durante el período 2002-2004; ² Valores para suelos pastoreados durante el período 2007-2010.

CONCLUSIONES

Los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O en los agroecosistemas variaron entre los meses y estaciones del año. En general, las tierras de cultivo actuaron como fuentes de GEI, siendo las emisiones de CO₂ y N₂O mayores respecto a las praderas pastoreadas, matorrales nativos y matorrales invasivos. Este comportamiento podría explicarse por los manejos de cultivos (ej. adición de estiércol como fertilizante, falta de rotación de cultivos, mantención de rastrojos y malezas sobre los suelos).

Por el contrario, las praderas pastoreadas, matorrales nativos y matorrales invasivos actuaron principalmente como sumideros de GEI. La fijación o captura de CO₂ y N₂O fue mayor en los matorrales invasivos donde las leguminosas *U. europaeus* y *C. scoparius* acumularon una mayor cantidad de biomasa que otras especies vegetales. No obstante, si bien durante las estaciones del año no hubo diferencias significativas entre los flujos de CH₄ en los distintos agroecosistemas, la mayor emisión de CH₄ en los matorrales invasivos podría explicarse por la alta humedad de los suelos.

El uso productivo del suelo generó marcadas diferencias en el balance anual de GEI. Las tierras de cultivo actuaron como fuentes de GEI, pudiendo ser importantes contribuyentes a las emisiones locales y regionales de GEI debido a la creciente conversión de los bosques en agroecosistemas en la Isla de Chiloé. El continuo monitoreo de los flujos de CO₂, CH₄ y N₂O en estas localidades o la extensión a más sitios representativos de Chiloé, combinado con los efectos de la temperatura y humedad de los suelos sobre estos flujos de GEI, pueden revelar patrones geográficos y factores de influencia de las emisiones de GEI no observados aquí.

LITERATURA CITADA

- Arakawa, A., and Lamb, V.R. 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *General circulation models of the atmosphere*, 17(Supplement C): 173-265.
- Atlas, R., y Bartha, R. 2008. *Ecología microbiana y microbiología ambiental*. 4ª edición. Pearson Educación. Madrid, España.
- Badagliacca, G., Ruisi, P., Rees, R., and Saia, S. 2017. An assessment of factors controlling N₂O and CO₂ emissions from crop residues using different measurement approaches. *Biology and Fertility of Soils*, 53(5): 547-561.
- Baggs, E.M., Rees, R.M., Smith, K.A., and Vinten, A.J.A. 2000. Nitrous oxide emission from soils after incorporating crop residues. *Soil Use and Management*, 16 (2): 82-87.
- Bateman, E. J., and Baggs, E. M. 2005. Contributions of nitrification and denitrification to N₂O emissions from soils at different water-filled pore space. *Biology and Fertility of Soils* 41, 379-388.
- Blair, J., Olave, R., Smythe, B., Sherry, E., and Reid, N. 2018. The effect of ploughing intensity on the carbon flux of temperate agricultural grasslands. *Aspects of Applied Biology*, 139: 1-10.
- Boldrin, D., Leung, A.K., and Bengough, A.G. 2017. Correlating hydrologic reinforcement of vegetated soil with plant traits during establishment of woody perennials. *Plant and Soil*, 416: 437-451.
- Brentrup, F., Küsters, J., Lammel, J., and Kuhlmann, H. 2000. Methods to estimate on-field nitrogen emissions from crop production as an input to LCA studies in the agricultural sector. *The International Journal of Life Cycle Assessment*, 5 (6): 349-357.
- Broadbent, A., Orwin, K., Peltzer, D., Dickie, I., Mason, N., and Ostle, N. 2017. Invasive N-fixer Impacts on Litter Decomposition Driven by Changes to Soil Properties Not Litter Quality. *Ecosystems*, 20 (6): 1151-1163.
- Brown, M., and Forsythe, A. 1974. Small sample behavior of some statistics which test the equality of several means. *Technometrics*, 16: 129-132.
- Campbell Scientific. 2016. Model 107 Temperature Probe Instruction Manual. Campbell Scientific. Logan, Utah, USA. 28 p.
- Campbell Scientific and Apogee Instruments. 2016. SI-111 Precision Infrared Radiometer Instruction Manual. Campbell Scientific. Logan, Utah, USA. 24 p.

- Carbone, M., Still, C., Ambrose, A., Dawson, T., Williams, A., Boot, C., *et al.* 2011. Seasonal and episodic moisture controls on plant and microbial contributions to soil respiration. *Oecologia*, 167: 265-278.
- Cardenas, L., Bol, R., Lewicka-Szczebak, D., Stuart, A., Peter, G., Richard, W., *et al.* 2017. Effect of soil saturation on denitrification in a grassland soil. *Biogeosciences*, 14: 469-4710.
- Carmona, M., Aravena, J., Bustamante-Sánchez, M., Celis-Diez, J., Charrier, A., Díaz, I., *et al.* 2010. Estación Biológica Senda Darwin: Investigación ecológica de largo plazo en la interfase ciencia-sociedad. *Revista Chilena de Historia Natural*, 83: 113-142.
- Carter, D., Slesak, R., Harrington, T., Peter, D., and D'Amato, A. 2018. Scotch broom (*Cytisus scoparius*) modifies microenvironment to promote nonnative plant communities. *Biological Invasions*, 21(4): 1055-1073.
- Chadwick, D.R., Cardenadas, L.M., Dhanoa, M.S., Donovan, N., Misselbrook, T., Williams, J.R. *et al.* 2018. The contribution of cattle urine and dung to nitrous oxide emissions: Quantification of country specific emission factors and implications for national inventories. *Science of the Total Environment*, 635: 607-617.
- Chapuis-Lardy, L., Wrage, N., Metay, A., Chottes, J.L., and Bernoux, M. 2007. Soils, a sink for N₂O? A review. *Global Change Biology*, 13: 1-17.
- Chen, F., and Dudhia, J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4): 569-585.
- Chou, M.D., and Suarez, M.J. 1994. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. 84 p.
- CIREN (Centro de Información de Recursos Naturales). 2003. Estudio agrológico X Región. Descripciones de suelos. Materiales y símbolos. Publicación CIREN N° 123, Santiago, Chile.
- Dalal, R. C., Allen, D. E., Livesley, S. J., and Richards, G. 2008. Magnitude and biophysical regulators of methane emission and consumption in the Australian agricultural, forest, and submerged landscapes: a review. *Plant Soil*, 309: 43-76.
- da Silva, A., de Figueiredo, L., Rosseto, E., da Silva, E., Pavezzi, R., Fabiano, J., *et al.* 2017. Impact of Grazing Intensity and Seasons on Greenhouse Gas Emissions in Tropical Grassland. *Ecosystems*, 20: 845-859.
- Del Grosso, S.J., Parton, W.J., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Potter, C.S., Boroken, W., *et al.* 2000. General CH₄ oxidation model and comparisons of CH₄ oxidation in natural and managed systems. *Global Biogeochemical Cycles*, 14: 999-1019.
- Delta-T Devices. 2007. User Manual for the WET Sensor type WET-2. Delta-T Devices Ltd. Burwell, Cambridge, UK. 42 p.

- Díaz, M.F., y Armesto, J.J. 2007. Limitantes físicos y bióticos de la regeneración arbórea en matorrales sucesionales de la Isla Grande de Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 80: 13-26.
- Di Castri, F., y Hajek, E. 1976. *Bioclimatología de Chile*. Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.
- Dong, Y., and Ouyang, Z. 2005. Effects of organic manures on CO₂ and CH₄ fluxes of farmland. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 16(7): 1303-1307.
- Drewer, D., Finch, J.W., Lloyd, C.R., Baggs, E.M., and Skiba, U. 2012. How do soil emissions of N₂O, CH₄ and CO₂ from perennial bioenergy crops differ from arable annual crops?. *Global Change Biology Bioenergy* 4, 408-419.
- Dunn, O. 1964. Multiple comparisons using rank sums. *Technometrics*, 6(3): 241-252.
- Echeverría, C., Newton, A., Nahuelhual, L., Coomes, D., and Rey-Benayas, J. M. 2012. How landscapes change: Integration of spatial patterns and human processes in temperate landscapes of southern Chile. *Applied Geography*, 32: 822-831.
- Figueroa, M., y Redondo, S. 2007. Los sumideros naturales de CO₂: Una estrategia sostenible entre el Cambio Climático y el Protocolo de Kyoto desde las perspectivas urbana y territorial. Muñoz Moya Editores Extremeños. Sevilla, España.
- Fogarty, G and Facelli, J. 1999. Growth and competition of *Cytisus scoparius*, an invasive shrub, and Australian native shrubs. *Plant Ecology*, 144: 27-35.
- Gao, X., Thomas, B., Beck, R., Thompson, D., Zhao, M., and Willms, W. 2018. Long-Term grazing alters soil trace gas fluxes from grasslands in the foothills of the Rocky Mountains, Canada. *Land Degradation and Development*, 29: 292-302.
- Gattuso, J.P., and Hansson, L. 2011. Ocean acidification: background and history. p. 1-17. *In: Gattuso, J.P., y Hansson, L (eds). Ocean acidification*. Oxford University Press. New York, USA.
- Geiger, R. 1965. *The climate near the ground*. Harvard University Press.
- Gelfand, I., and Robertson, P. 2015. Mitigation of Greenhouse Gases in Agricultural Ecosystems. p. 310-332. *In: Hamilton, S., Doll, H., and Robertson, P (eds). The Ecology of Agricultural Landscapes*. Oxford University Press, New York, USA.
- Goossens, A., De Visscher, A., Boeckx, P., and Van Cleemput, O. 2001. Two-year field study on the emission of N₂O from coarse and middle textured Belgian soils with different land use. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 60: 23-34.

- Han, Z., Todd, M., and Drinkwater, L. 2017. N₂O emissions from grain cropping systems: a meta-analysis of the impacts of fertilizer-based and ecologically-based nutrient management strategies. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 107: 335-355.
- Hao, Q., and Jiang, C. 2014. Contribution of root respiration to soil respiration in a rape (*Brassica campestris* L.) field in Southwest China. *Plant, Soil and Environment*, 60: 8-14.
- Hayashi, K., Tokida, T., Kajiura, M., Yanai, Y., and Yano, M. 2015. Cropland soil–plant systems control production and consumption of methane and nitrous oxide and their emissions to the atmosphere. *Soil Science and Plant Nutrition*, 61: 2-33.
- Hong, S.Y., Dudhia, J., and Chen, S.H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1): 103-120.
- Hong, S.Y., Noh, Y., and Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9): 2318-2341.
- Hörtnagl, L., Barthel, M., Buchmann, N., Eugster, W., Butterbach-Bahl, K., and Díaz-Pinés, E. 2018. Greenhouse gas fluxes over managed grasslands in Central Europe. *Global Change Biology* 24 (5): 1843-1872.
- Hou, X., Wang, Z., Schellenberg, M., Ji, L., and Yun, X. 2014. The response of grassland productivity, soil carbon content and soil respiration rates to different grazing regimes in a desert steppe in northern China. *The Rangeland Journal*, 36: 573-582.
- Hu, H.W., Chen, D.L., and He, J.Z. 2015. Microbial regulation of terrestrial nitrous oxide formation: understanding the biological pathways for prediction of emission rates. *FEMS Microbiology Reviews*, 39: 729-749.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team., Pachauri, R., y Meyer, L (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 p.
- Iqbal, J., Parkin, T.B., Helmers, M.J., Zhou, X., and Castellano, M.J. 2014. Denitrification and nitrous oxide emissions in annual croplands, perennial grass buffers, and restored perennial grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, 79: 239-250.
- Kain, J. S., and Fritsch, J. M. (1993). Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. p. 165-170. *In: Kerry, E. (ed). The representation of cumulus convection in numerical models. American Meteorological Society, Boston, MA.*
- Keuls, M. 1952. The use of the “Studentized range” in connection with an analysis of variance. *Euphytica*, 1: 112-122.

- Korres, W., Reichenau, T.C., Fiener, P., Koyama, C.M., Bogen, H.R., Cornelissen, T., *et al.* 2015. Spatio-temporal soil moisture patterns—A meta-analysis using plot to catchment scale data. *Journal of hydrology*, 520: 326-341.
- Kruskal, W.H., and Wallis, W.A. 1952. Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 47(260): 583-621.
- Lehtinen, T., Schlatter, N., Baumgarten, A., Bechini, L., Krüger, J., Grignani, C. *et al.*, 2014. Effect of crop residue incorporation on soil organic carbon and greenhouse gas emissions in European agricultural soils. *Soil Use and Management*, 30: 524-53.
- Le Mer, J., and Roger, P. 2001. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: a review. *European Journal of Soil Biology*, 37: 25-50.
- LI-COR, 2007. LI-8100 Automated soil CO₂ flux system. 4th ed. Instruction Manual. LICOR Biosciences. Lincoln, Nebraska, USA. 433 p.
- LI-COR. 2013. LI-840A CO₂/H₂O gas analyzer. Instruction Manual. LICOR Biosciences. Lincoln, Nebraska, USA. 136 p.
- LI-COR. 2015. Terrestrial Quantum Sensors Instruction Manual. LICOR Biosciences. Lincoln, Nebraska, USA. 52 p.
- Lin, S., Iqbal, J., Shaaban, M., Cai, J., and Chen, X. 2013. Nitrous oxide emissions from yellow brown soil as affected by incorporation of crop residues with different carbon-to-nitrogen ratios: a case study in central China. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, 65(2): 183-92.
- Liu, C., Wang, K., Meng, S., Zheng, X., Zhou, Z., Han, S. *et al.* 2011. Effects of irrigation, fertilization and crop straw management on nitrous oxide and nitric oxide emissions from a wheat-maize rotation field in northern China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140 (1-2): 226-233.
- Luo, Y., and Zhou, X. 2006. *Soil Respiration and the Environment*. Elsevier, San Diego, California, USA.
- Macías, F., Gil Bueno, A., y Monterroso, C. 2001. Fijación de carbono en biomasa y suelos de mina revegetados con cultivos energéticos. III Congreso Forestal Español. Granada, 524-527.
- Magesan, G., Wang, H., and Clinton, P. 2012. Nitrogen cycling in gorse-dominated ecosystems in New Zealand. *New Zealand Journal of Ecology*, 36: 21-28.
- Mazzetto, A.M., Barneze, A-S., Feigl, B.J., Van Groenigen, J.W., Oenema, O., and Cerri, C.C. 2014. Temperature and moisture affect methane and nitrous oxide emission from bovine manure patches in tropical conditions. *Soil Biology Biochemistry*, 76: 242-248.

- Merbold, L., Eugster, W., Stieger, J., Zahniser, M., Nelson, D., and Buchmann, N. 2014. Greenhouse gas budget (CO₂, CH₄ and N₂O) of intensively managed grassland following restoration. *Global Change Biology*, 20: 1913-1928.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14): 16663-16682.
- Monin, A.S., and Obukhov, A.M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contributions of the Geophysical Institute*, 24(151): 163-187.
- Moreira, F., e Siqueira, J. 2006. *Microbiologia e bioquímica do solo*. 2^{do} edite. UFLA, Lavras, Minas Gerais, Brasil.
- Mu, Z., Huang, A., Ni, J., Li, J., Liu, Y., Shi, S., *et al.* 2013. Soil greenhouse gas fluxes and net global warming potential from intensively cultivated vegetable fields in southwestern China. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*, 13(3): 566-578.
- Newman, D. 1939. The distribution of range in samples from a normal population, expressed in terms of an independent estimate of standard deviation. *Biometrika*, 31: 20-30.
- Nieder, R., and Benbi, D.K. 2008. *Carbon and Nitrogen in the Terrestrial Environment*. Springer, Netherlands.
- Núñez, P., Demanet, R., Matus, F., and Mora, M.L. 2007. Grazing management, ammonia and nitrous oxide emissions: a general view. *Journal Soil Science Plant Nutrition*, 7(3): 61-99.
- Núñez, A., Demanet, R., Jara, A., y Mora, M. 2012. Emisión de amoniaco y óxido nitroso en diferentes sistemas de pastoreo en el sur de Chile. *Revista Agropecuaria y Forestal*, 1: 21-28.
- Oertel, C., Matschullat, J., Zurba, K., Zimmermann, F., and Erasmi, S. 2016. Greenhouse gas emissions from soils - A review. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 76: 327-352.
- Olivares, J. 2017. Evaluación del modelo ECOSSE para la simulación de flujos de gases de metano y dióxido de carbono en suelos de un bosque y una turbera antropogénica en la Isla de Chiloé. 61 p. Tesis de Pregrado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Santiago, Chile.
- Osman, K. 2013. *Soils: Principles, Properties and Management*. Springer, London, UK.
- Pavelka, M., Acosta, M., Kiese, R., Altimir, N., Brümmer, C., and Crill, P. 2018. Standardisation of chamber technique for CO₂, N₂O and CH₄ fluxes measurements from terrestrial ecosystems. *International Agrophysics*, 32: 569-587.

Pérez-Quezada, J., Celis-Diez, J., Brito, C., Gaxiola, A., Nuñez-Avila, M., Pugnaire, F., *et al.* 2018. Carbon fluxes from a temperate rainforest site in southern South America reveal a very sensitive sink. *Ecosphere*, 9(4):1-16.

Phillips, R., and Beerli, O. 2008. The role of hydro-pedologic vegetation zones in greenhouse gas emissions for agricultural wetland landscapes. *Catena*, 72: 386-394.

Rella, C., Crosson, E., Green, R., Hater, G., Dayton, D., Lafleur, R., *et al.* 2010. Quantifying methane fluxes simply and accurately: the tracer dilution method. *Geophysical Research Abstracts*. Vienna, Austria.

Richter, D., and Houghton, R.A. 2011. Gross CO₂ fluxes from land-use change: implications for reducing global emissions and increasing sinks. *Carbon Management*, 2(2): 41-47.

Robertson, P., and Grace, P. 2004. Greenhouse gas fluxes in tropical and temperate agriculture: The need for a full-cost accounting of global warming potentials. *Environment, Development and Sustainability*, 6: 51-63.

Saggar, S., Bolan, N., Bhandral, R., Hedley, M., and Luo, J. 2004. A review of emissions of methane, ammonia, and nitrous oxide from animal excreta deposition and farm effluent application in grazed pastures. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 47:513-44.

Saggar, S., Hedley, C.B., Giltrap, D.L., and Lambie, S.M. 2007. Measured and modelled estimates of nitrous oxide emission and methane consumption from a sheep-grazed pasture. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 122: 357-65.

Saggar, S., Jha, N., Deslippe, J., Bolan, N.S., Luo, J., Giltrap, D.L. *et al.* 2013. Denitrification and N₂O:N₂ production in temperate grasslands: Processes, measurements, modelling and mitigating negative impacts. *Science of The Total Environment*, 465: 173-195.

Sánchez, A., Artola, A., Font, X., Gea, T., Barrena, R., Sánchez-Monedero, G., *et al.* 2015. Greenhouse Gas from Organic Waste Composting: Emissions and Measurement. p. 33-70. In: Lichtfouse, E., Schwarzbauer, J., and Robert, D (eds). *Environmental Chemistry for a Sustainable World: CO₂ Sequestration, Biofuels and Depollution*. Springer International Publishing. Cham, Baviera, Alemania.

Salazar, F., Alfaro, M., Lagos, J., Williams, J., Ramírez, L., Valencia, E. 2007. Volatilización de amoníaco por la aplicación de urea en una pradera permanente de Osorno. In: González, F.L y Iraira, H. (eds.). *Proceeding XXXII Congreso Anual de la Sociedad Chilena de Producción Animal*. 14 al 16 noviembre. Frutillar, Chile, p. 53-54.

Schaufler, G., Kitzler, B., Schindlbacher, A., Skiba, U., Sutton, M.A., and Zechmeister-Boltenstern, S. 2010. Greenhouse gas emissions from European soils under different land use: effects of soil moisture and temperature. *European Journal of Soil Science*, 61: 683-696.

Schlesinger, W., Holland, D., and Turekian, K. 2005. *Biogeochemistry*. Elsevier. Amsterdam, Países Bajos.

Schlesinger, W., and Bernhardt, E. 2013. Biogeochemistry: an analysis of global change. 3rd edition. Elsevier Academic Press. San Diego, California, USA.

Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., and Broderick, W.D. 2012. Field book for describing and sampling soils, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska, USA.

Shan, J., and Yan, X. 2013. Effects of crop residue returning on nitrous oxide emissions in agricultural soils. *Atmospheric Environment*, 71: 170-175.

Shapiro, S.S., and Wilk., M.B. 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3): 591-611.

Signor, D., Magalhães, L., e Pellegrino, C. 2014. Emissões de gases de efeito estufa pela deposição de palha de cana-de-açúcar sobre o solo. *Bragantia*, Campinas, 73 (2): 113-122.

Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, O., Liu, Z., Berner, J., *et al.* 2019. A Description of the Advanced Research WRF Version 4. NCAR, Boulder, Colorado, USA, 145 p.

Skiba, U., Dick, J., Storeton-West, R., Lopez-Fernandez, S., Woods, C., Tang, S. *et al.* 2006. The relationship between NH₃ emissions from a poultry farm and soil NO and N₂O fluxes from a downwind forest. *Biogeosciences*, 3: 375-382.

Skiba, U., Jones, S. K., Drewer, J., Helfter, C., Anderson, M., Dinsmore, K., *et al.* 2013. Comparison of soil greenhouse gas fluxes from extensive and intensive grazing in a temperate maritime climate. *Biogeosciences*, 10: 1231-1241.

Snyder, C., Bruulsema, T., Jensen, T and Fixen, P. 2009. Review of greenhouse gas emission from crop production system and fertilizer management effects. *Agriculture, Ecosystem and Environment*, 133: 247-266.

Soussana, J.F., Allard, V., Pilegaard, K., Ambus, P., Amman, C., and Campbell, C. 2007. Full accounting of the greenhouse gas (CO₂, N₂O, CH₄) budget of nine European grassland sites. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 121: 121: 134.

Student. 1927. Errors of routine analysis. *Biometrika*, 19: 151-164.

Taiz, L., y Zeiger, E. 2006. Fisiología vegetal. Universitat Jaume I. Castellón de la Plana, España.

Tang, S., Wang, K., Xiang, Y., Tian, D., Wang, J., Liu, Y., *et al.* 2019. Heavy grazing reduces grassland soil greenhouse gas fluxes: A global meta-analysis. *Science of the Total Environment*, 654: 1218-1224.

Thomson, A., Giannopoulos, G., Pretty, J., Baggs, E., and Richardson, D. 2012. Biological sources and sinks of nitrous oxide and strategies to mitigate emissions. *Philosophical Transactions of The Royal Society Biological Sciences*, 367 (1593): 1157-1168.

Urrutia, P. 2017. Estimación de flujos de gases de efecto invernadero en suelos de un bosque y una turbera antropogénica en la comuna de Ancud, Chiloé. 51 p. Tesis de Pregrado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Santiago, Chile.

Ussiri, D., and Lal, R. 2012. Soil Emission of Nitrous Oxide and its Mitigation. Springer, Netherlands.

Valdés, A. 2019. Flujos de gases de efecto invernadero en una turbera antropogénica de Chiloé con distintos tipos de uso. 76 p. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Santiago, Chile.

Watt, M., Clinton, P., Whitehead., D, Richardson., B, Mason., E, and Leckie., A. 2003. Above-ground biomass accumulation and nitrogen fixation of broom (*Cytisus scoparius* L.) growing with juvenile *Pinus radiata* on a dryland site. Forest Ecology and Management, 184: 93-104.

Wendlandt, K. D., Stottmeister, U., Helm, J., Soltmann, B., Jechorek, M. and Beck, M. 2010. The potential of methane oxidizing bacteria for applications in environmental biotechnology. Engineering in Life Sciences, 10: 87-102.

Yan, R., Tang, H., Lv, S., Jin, D., Xin, X., Chen, B., *et al.*, 2017. Response of ecosystem CO₂ fluxes to grazing intensities - a five year - experiment in the Hulunber meadow steppe of China. Scientific Reports, 7 (9491): 1-12.

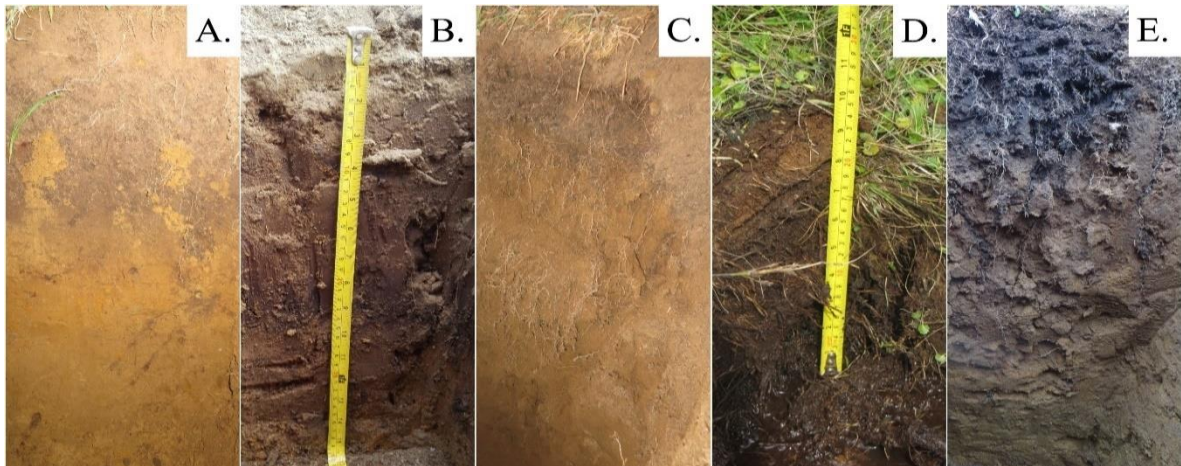
Zhai, L. Liu, H., Zhang, J., Huang, J., and Wang, B. 2011. Long-Term Application of Organic Manure and Mineral Fertilizer on N₂O and CO₂ Emissions in a Red Soil from Cultivated Maize-Wheat Rotation in China. Agricultural Sciences in China, 10(11): 1748-1757.

Zhang, G., Zhang, W., Yu, H., Ma, J., Xu, H., and Yagi, K. 2015. Increase in CH₄ emission due to weeds incorporation prior to rice transplanting in a rice-wheat rotation system. Atmospheric Environmental, 116: 83-91.

Zhou, M., Zhu, B., Wang, S., Zhu, X., Vereecken, H., and Brüggemann, N. 2017. Stimulation of N₂O emission by manure application to agricultural soils may largely offset carbon benefits: a global meta-analysis. Global Change Biology, 23 (10): 4068-4083.

APÉNDICES

Apéndice 1. Descripción de calicatas en las localidades de estudio



A: Praderas pastoreadas (PP) en Senda Darwin; B: Matorrales invasivos (MI) en Senda Darwin; C: Praderas pastoreadas (PP) en Coipomó; D: Matorrales nativos (MN) y Matorrales invadidos (MI) en Coipomó; E: Matorrales nativos (MN) en Butalcura.

A: Calicata PP en Senda Darwin

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0 – 16	Pardo oscuro (7,5 YR 3/2) _s , negro (7,5 YR 2.5/1) _h ; franco limosa; bloques subangulares finos débiles; firme; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos comunes; raíces finas abundantes; límite lineal abrupto.
16 – 27	Pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _s , pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _h ; areno francosa; bloques subangulares finos y medios moderados; firme; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos comunes; raíces finas abundantes; límite lineal abrupto.
27 – 33	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) _s , pardo grisáceo oscuro (10 YR 3/2) _h ; franco arenosa; bloques subangulares finos y medios moderados; firme; plástico; ligeramente adhesivo; poros finos abundantes; raíces finas comunes; límite lineal abrupto.
33 – 40	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/6) _s , pardo amarillento oscuro (10 YR 3/6) _h ; areno francosa; bloques subangulares finos y medios moderados; firme; ligeramente plástico; adhesivo; poros finos comunes; raíces finas escasas; moteados finos comunes; límite lineal abrupto.
40 – 48	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) _h ; franco arenosa; bloques subangulares finos y medios moderados; friable; plástico; adhesivo; poros finos comunes; raíces finas escasas; moteados finos escasos; límite lineal abrupto.
48 – 95 y más	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) _h ; franco arenosa; bloques subangulares medios moderados; friable; plástico; adhesivo; poros finos comunes; raíces finas escasas; moteados medios comunes.

B: Calicata MI en Senda Darwin

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0-5	Pardo (10 YR 4/3) _s , pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _h ; areno francosa; grano simple; suelto; ligeramente plástico; ligeramente adhesivo; poros finos comunes; raíces finas y medias abundantes; límite lineal abrupto.
5-23	Pardo oscuro (10 YR 3/3) _h ; franco arenosa; bloques subangulares gruesos y medios moderados; firme; plástico; adhesivo; poros finos y medios abundantes; raíces medias comunes; moteados finos comunes; límite lineal abrupto.
23-34	Negro (10 YR 2/1) _h ; franca; bloques subangulares gruesos y medios moderados; firme; plástico; adhesivo; poros finos y medios comunes; raíces medias escasas; límite lineal abrupto.
34-55 y más	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) _h ; areno francosa; bloques subangulares gruesos moderados; firme; ligeramente plástico; moderadamente adhesivo; poros medios escasos; raíces finas escasas; moteados medios comunes.

C: Calicata PP en Coipomó

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0-6	Pardo oscuro (7,5 YR 3/2) _s , negro (7,5 YR 2,5/1) _h ; franco limosa; bloques subangulares finos débiles; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos comunes; raíces finas abundantes; límite lineal abrupto.
6 - 11	Gris muy oscuro (7,5 YR 3/1) _s , negro (7,5 YR 2,5/1) _h ; areno francosa; bloques subangulares medios débiles; firme; no plástico; no adhesivo; poros finos comunes; raíces finas y muy finas abundantes; límite lineal abrupto.
11 - 22	Pardo amarillento oscuro (10 YR 3/4) _s , pardo grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2) _h ; areno francosa; bloques subangulares medios moderados; firme; no plástico; no adhesivo; poros finos abundantes; raíces finas comunes; límite lineal abrupto.
22-54	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/6) _s , pardo grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2) _h ; areno francosa; bloques subangulares medios moderados; firme; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos y medios abundantes; raíces finas abundantes; límite lineal claro.
54-100 y más	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/6) _s , pardo amarillento oscuro (10 YR 3/4) _h ; franco arenosa; bloques subangulares medios y gruesos moderados; firme; ligeramente plástico; ligeramente adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas escasas.

D: Calicata MN y MI en Coipomó

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0-3	Alta MO con textura no determinada; no plástico; no adhesivo; raíces finas y medias muy abundantes; límite lineal abrupto.
3 - 9	Pardo muy oscuro (7,5 YR 2,5/3) _h ; franco limosa; bloques subangulares finos débiles a masivo; friable; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos abundantes; raíces finas abundantes y medias comunes; límite lineal abrupto.
9 - 19	Pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _h ; franco limosa; bloques subangulares finos débiles; friable; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos abundantes; raíces finas abundantes; límite lineal claro.
19-31	Negro (10 YR 2/1) _h ; franco arenosa; bloques subangulares finos moderados; friable; ligeramente plástico; ligeramente adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas comunes y medias abundantes; límite lineal abrupto.
31-38 y más	Pardo amarillento oscuro (10 YR 3/4) _h ; areno francosa; bloques subangulares finos y medios fuertes; friable; no plástico; no adhesivo; poros finos comunes; sin raíces.

E: Calicata MN en Butalcura

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0-10	Negro (10 YR 2/1) _h ; franca; bloques subangulares finos débiles; firme; no plástico; ligeramente adhesivo; poros finos abundantes; raíces finas abundantes, medias comunes; límite lineal claro.
10-24	Pardo amarillento oscuro (10 YR 3/4) _s , pardo muy oscuro (7,5 YR 2,5/2) _h ; franco arcillosa; bloques subangulares gruesos que rompen en bloques subangulares medios moderados; firme; plástico; ligeramente adhesivo; poros finos comunes; raíces finas comunes y medias escasas; límite lineal claro.
24-50	Pardo oscuro (10 YR 3/3) _s , pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _h ; franco arcillosa; bloques subangulares gruesos y medios moderados; firme; muy plástico; ligeramente adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas escasas; límite lineal claro.
50-75	Pardo amarillento oscuro (10 YR 3/6) _h ; arcillo arenosa; bloques subangulares gruesos y medios moderados; firme; ligeramente plástico; adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas escasas; concreciones medias escasas; límite lineal abrupto.
75-100 y más	Pardo amarillento (10 YR 5/6) _h ; arcillo arenosa; bloques subangulares medios fuertes; firme; ligeramente plástico; adhesivo; poros finos comunes y medios abundantes; sin raíces; moteados medios comunes.

Calicata MI en Butalcura (sin fotografía)

Profundidad (cm)	Descripción física y morfológica
0-10	Pardo oscuro (7,5 YR 3/2) _h ; franco limosa; bloques subangulares medios débiles a masivo; firme; no plástico; no adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas abundantes y medias gruesas comunes; límite lineal abrupto.
10 - 24	Pardo muy oscuro (10 YR 2/2) _h ; franco arcillosa; bloques subangulares finos y medios moderados; firme; ligeramente plástico; no adhesivo; poros finos abundantes y medios comunes; raíces finas y medias abundantes; gravas finas en 3%; límite lineal claro.
24 – 45 y más	Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) _h ; franco arcillosa; bloques subangulares medios moderados; friable; ligeramente plástico; ligeramente adhesivo; poros finos y medios comunes y gruesos escasos; raíces finas comunes y medias escasas; moteados finos comunes; grava fina en 2%; límite lineal abrupto.

Apéndice 2. Configuración del Dominio WRF para Chiloé

Consultas a davidaguilera@uchile.cl

El software WRF (Formalmente Advanced Research WRF, Skamarock *et al.*, 2019) es un modelo numérico de mesoescala, el cual está diseñado para investigación en meteorología y climatología, como también para la realización de pronósticos meteorológicos de forma operacional. Este modelo implementa las ecuaciones primitivas para un fluido (atmósfera) compresible y no hidrostático sujeto a la rotación terrestre (efecto Coriolis), y permite resolverlas usando los métodos de resolución de EDPs de Runge-Kutta de segundo y tercer orden. Considera además anidamiento de dominios (regiones geográficas 3D donde resolver las ecuaciones), un sistema de coordenadas vertical Eta-híbrido basado en la topografía y los niveles de presión, ordenamiento de grilla tipo Arakawa-C para las variables (Arakawa y Lamb, 1977), diversos tipos de parametrizaciones físicas para fenómenos sub-grilla, un sistema de preproceso (WPS) de las condiciones iniciales y de borde del problema además de la topografía de la simulación a realizar, entre otras características. Este modelo es de software libre y de dominio público.

Se usó WRF versión 4.0 para realizar una simulación histórica del año 2018, centrada en la Isla Grande de Chiloé, Chile, a modo de generar estaciones meteorológicas virtuales en puntos donde no se tienen observaciones meteorológicas.

Configuración del Modelo

Características	Valor
Nombre y Versión	Weather Research and Forecasting Model (WRF) versión 4.0
Tipo de modelación	<i>Hindcast</i> (Simulación meteorológica histórica)

Condiciones de borde	Inicializadas en base al Análisis Final (FNL) del Modelo Global de Pronósticos (GFS) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA), con una resolución de 1 grado latitud-longitud, y 1 hora de resolución temporal.
Configuración de los dominios	3 dominios anidados en una resolución espacial de 30km/10km/~3km. Grillados: 100x100 (D01), 88x88 (D02) y 76x76 (D03). Se usaron 34 niveles verticales Eta entre 0 y 8500 metros de altura. El segundo nivel Eta fue configurado intencionalmente a una altura de 2 m sobre el suelo.
Parametrizaciones físicas usadas	<i>Microfísica atmosférica:</i> Esquema microfísico de 5 clases y momento singular de WRF, considerando las fases del ciclo del agua: nube, hielo, agua líquida, vapor y nieve (WSM5; Hong, Dudhia y Chen, 2004). <i>Radiación de Onda Larga:</i> Rapid Radiative Transfer Model (RRTM; Mlawer <i>et al.</i> , 1997). Caracterización de la radiación con bandas de absorción atmosférica. <i>Radiación de Onda Corta:</i> Esquema de Radiación de Onda Corta de Goddard (Chou y Suarez, 1994). <i>Capa límite superficial:</i> Teoría de similaridad de Monin-Obukhov (Monin y Obukhov, 1954). <i>Superficie y urbanización:</i> Modelo de uso de suelo NOAH (Chen y Dudhia, 2001). <i>Capa límite planetaria:</i> Esquema YSU (Hong <i>et al.</i> , 2006). <i>Nubosidad cumuliforme:</i> Esquema de Kain-Fritsch (Kain y Fritsch, 1993), incluyendo el efecto radiativo de las nubes. <i>Capas de suelo:</i> 4
Tiempo de integración	60 segundos
Tiempo simulado	Entre 01-Enero-2018 0:00:00 UTC y 01-Enero-2019 0:00:00 UTC con pasos de 1 hora por punto de registro.
Formato de la salida de datos	NetCDF (Network Common Data Format) versión 4, se construye 1 archivo por mes de simulación, por cada uno de los 3 dominios. (Total: 36 archivos consolidados, 510.6 GB utilizados).
Procesamiento	Validación frente a observaciones de estaciones meteorológicas INIA/DMC y extracción de estaciones meteorológicas virtuales usando MATLAB R2017a (mapa).
Máquina utilizada	Intel i7-8700K, 16GB Ram, 2 TB disco, S.O. Ubuntu GNU/Linux 18.04 LTS, compilador GCC/Gfortran versión 7.4.0, GNU Make versión 4.1. Se usó el código fuente oficial de NCAR.



Apéndice 3. Número de outliers removidos mensualmente para los flujos de GEI.

Flujos de CO ₂ (μmol m ⁻² s ⁻¹)												
	TC			PP			MN			MI		
	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n
Verano												
Diciembre	17	5	12	18	2	16	18	3	15	18	1	17
Enero	17	8	9	24	3	21	30	5	25	15	1	14
Febrero	21	6	15	21	3	18	25	3	22	20	3	17
Otoño												
Marzo	24	1	23	24	1	23	25	0	25	22	0	22
Abril	22	0	22	21	3	18	23	1	22	25	1	24
Mayo	12	1	11	8	0	8	18	5	13	9	2	7
Invierno												
Junio	12	2	10	11	0	11	24	4	20	18	1	17
Julio	12	4	8	12	1	11	24	2	22	24	2	22
Agosto	9	3	6	18	4	14	18	2	16	21	5	16
Primavera												
Septiembre	21	3	18	21	1	20	20	4	16	21	1	20
Octubre	20	7	13	18	3	15	18	3	15	18	2	16
Noviembre	9	0	9	15	2	13	15	0	15	9	1	8
Total	196	40	156	211	23	188	258	32	226	220	20	200
(%)	(100)	(20,4)	(79,5)	(100)	(10,9)	(89,0)	(100)	(12,4)	(87,5)	(100)	(9,09)	(90,9)

TC: Tierras de cultivo, PP: Praderas pastoreadas, MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. N: Número total de mediciones. n: número de mediciones excluyendo los outliers.

Flujos de CH ₄ (ηmol m ⁻² s ⁻¹)												
	TC			PP			MN			MI		
	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n
Verano												
Diciembre	17	7	10	18	9	9	18	8	10	18	9	9
Enero	17	5	12	24	12	12	30	13	17	15	2	13
Febrero	21	8	13	21	7	14	25	7	18	20	4	16
Otoño												
Marzo	24	4	20	24	3	21	25	5	20	22	8	14
Abril	22	3	19	21	2	19	23	1	22	25	2	23
Mayo	12	1	11	8	2	6	18	3	15	9	1	8
Invierno												
Junio	12	1	11	11	1	10	24	2	22	18	2	16
Julio	12	1	11	12	4	8	24	2	22	24	3	21
Agosto	9	4	5	18	7	11	18	5	13	21	2	19
Primavera												
Septiembre	21	3	18	21	10	11	20	5	15	21	7	14
Octubre	20	8	12	18	12	6	18	6	12	18	6	12
Noviembre	9	1	8	15	6	9	15	9	6	9	6	3
Total	196	46	150	211	75	136	258	66	192	220	52	168
(%)	(100)	(23,4)	(76,5)	(100)	(35,5)	(64,4)	(100)	(25,5)	(74,4)	(100)	(23,6)	(76,3)

TC: Tierras de cultivo, PP: Praderas pastoreadas, MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. N: Número total de mediciones. n: número de mediciones excluyendo los outliers.

Flujos de N ₂ O (μmol m ⁻² s ⁻¹)												
	TC			PP			MN			MI		
	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n	N	Outliers	n
Verano												
Diciembre	17	8	9	18	6	12	18	9	9	18	8	10
Enero	17	4	13	24	15	9	30	14	16	15	10	5
Febrero	21	6	15	21	7	14	25	7	18	20	9	11
Otoño												
Marzo	24	11	13	24	12	12	25	13	12	22	12	10
Abril	22	8	14	21	13	8	23	17	6	25	11	14
Mayo	12	8	4	8	7	1	18	8	10	9	2	7
Invierno												
Junio	12	6	6	11	7	4	24	18	6	18	10	8
Julio	12	5	7	12	6	6	24	16	8	24	11	13
Agosto	9	4	5	18	8	10	18	8	10	21	12	9
Primavera												
Septiembre	21	11	10	21	14	7	20	13	7	21	12	9
Octubre	20	5	15	18	7	11	18	10	8	18	10	8
Noviembre	9	0	9	15	10	5	15	6	9	9	5	4
Total	196	76	120	211	112	99	258	139	119	220	112	108
(%)	(100)	(38,7)	(61,2)	(100)	(53,0)	(46,9)	(100)	(53,8)	(46,1)	(100)	(50,9)	(49,0)

TC: Tierras de cultivo, PP: Praderas pastoreadas, MN: Matorrales nativos; MI: Matorrales invasivos. N: Número total de mediciones. n: número de mediciones excluyendo los outliers.