



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES Y DE LA
CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA

ESCUELA DE CIENCIAS FORESTALES

DEPARTAMENTO DE GESTIÓN FORESTAL Y SU MEDIO
AMBIENTE

FLUJOS DE CO₂ Y CH₄ EN SUELOS DE MATORRALES Y BOSQUES
ESCLERÓFILOS EN LA RESERVA NACIONAL ROBLERÍA DEL
COBRE DE LONCHA, REGIÓN METROPOLITANA

Memoria para optar al Título
Profesional de Ingeniera Forestal

MARÍA ANDREA DÍAZ VASCONCELLOS

Profesores Guías: Sr. Horacio Bown Intveen. Ingeniero Forestal,
Doctor en Ciencias Forestales

Sr. Juan Pablo Fuentes Espoz. Ingeniero Forestal,
Doctor en Ciencias del Suelo

Santiago, Chile

2018

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES Y DE LA
CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA

ESCUELA DE CIENCIAS FORESTALES

DEPARTAMENTO DE GESTIÓN FORESTAL Y SU MEDIO
AMBIENTE

FLUJOS DE CO₂ Y CH₄ EN SUELOS DE MATORRALES Y BOSQUES
ESCLERÓFILOS EN LA RESERVA NACIONAL ROBLERÍA DEL
COBRE DE LONCHA, REGIÓN METROPOLITANA

Memoria para optar al Título
Profesional de Ingeniera Forestal

MARÍA ANDREA DÍAZ VASCONCELLOS

Calificaciones:	Nota	Firma
Prof. Guía Sr. Horacio Bown Intveen	7,0
Prof. Guía Sr. Juan Pablo Fuentes Espoz	7,0
Prof. Consejero Sr. Gustavo Cruz Madariaga	7,0
Prof. Consejero Sr. Jorge Pérez Quezada	6,7

AGRADECIMIENTOS

A mis profesores guías Horacio Bown y Juan Pablo Fuentes, por su disposición, compromiso y apoyo en el desarrollo de esta memoria de título. Agradezco la oportunidad de haber trabajado con ustedes en proyectos y ser parte de un grupo de trabajo unido y lleno de conocimiento. Sin duda su constante participación ha enriquecido este trabajo.

A mis profesores consejeros Gustavo Cruz y Jorge Pérez-Quezada por su colaboración y retroalimentación en el desarrollo de este trabajo.

Al proyecto FONDECYT 1150877 (2015 – 2018), titulado “Plant and soil methane fluxes as influenced by water, temperature and radiative stresses across a disturbance gradient in sclerophyll ecosystems in Central Chile” por su financiamiento.

Al Laboratorio de Suelo de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Concepción por su apoyo en el análisis de las muestras recolectadas en terreno.

A quienes fueron a terreno conmigo y comprenden tanto como yo las dificultades que existieron en el camino (literalmente), y que aún así siempre hubo un buen ambiente de trabajo, simpatía y colaboración; por eso agradezco la compañía de Vanessa, Sofía, Francisca y Amanda.

A las personas que nos atendían cordialmente en terreno: a Don Elías por su buen humor, a Julio César por su reflexión en el rol social que todo forestal debe cuestionarse de vez en cuando y finalmente, al guardaparques de la Reserva Nacional: Don Roberto, quien en reiteradas oportunidades nos ayudó a continuar las campañas de terreno.

A mis amigos y compañeros de universidad por todos los momentos que hemos vivido en los bosques y que han hecho de este paso por Antumapu una etapa enriquecedora, llena de anécdotas y formación de nuevas amistades. Quiero agradecer especialmente a los que me han acompañado este último tiempo en la facultad, a Vanessa, las Sofías, Esire, y Alejandro.

Y finalmente, a mis padres y a mi hermano, quienes me han dado su apoyo incondicional, no sólo en esta etapa de formación profesional, sino que en todo momento y crecimiento que he tenido. Agradezco profundamente cada consejo, ayuda y compañía que me han brindado. Este logro no hubiese sido posible sin ustedes.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Revisión Bibliográfica.....	2
1.1.1	Gases de efecto invernadero (GEI).....	2
1.1.2	Flujos de CO ₂ y CH ₄ en los suelos	2
1.1.3	Controles ambientales en flujos de CO ₂ y CH ₄ en los suelos.....	4
1.1.4	Cuantificación de las emisiones de GEI mediante sistemas de cámaras	5
1.1.5	Matorrales y bosques esclerófilos.....	6
1.2	Objetivos	7
1.2.1	Objetivo general.....	7
1.2.2	Objetivos específicos	7
2	MATERIAL Y MÉTODO.....	8
2.1	Material	8
2.1.1	Área de estudio	8
2.1.2	Niveles de degradación.....	8
2.1.3	Propiedades físicas y químicas de los suelos.....	11
2.2	Métodos.....	12
2.2.1	Medición de los flujos de CO ₂ y CH ₄	12
2.2.2	Análisis preliminar de los flujos de CH ₄ determinados en los suelos.....	14
2.2.3	Medición de la temperatura y contenido volumétrico de agua en el suelo.....	15
2.2.4	Análisis de los flujos de CO ₂ y CH ₄ con distintos grados de perturbación y coberturas.....	16
2.2.5	Relación de los flujos de CO ₂ y CH ₄ con temperatura y contenido volumétrico de agua en el suelo.....	17
3	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	18
3.1	Resultados	18
3.1.1	Análisis preliminar de variables físicas del suelo.....	18
3.1.2	Variación estacional de los flujos de CO ₂ y CH ₄	19
3.1.2.1	Flujos de CO ₂	19
3.1.2.2	Flujos de CH ₄	22

3.1.3 Relación de los flujos con variables ambientales	24
3.1.3.1 Flujos de CO ₂ en la interfase suelo - atmósfera.....	24
3.1.3.2 Flujos de CH ₄ en la interfase suelo - atmósfera.....	28
3.2 Discusión.....	32
3.2.1 Variabilidad estacional de temperatura (T_s) y contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v).....	32
3.2.2 Flujos de CO ₂	32
3.2.3 Flujos de CH ₄	33
4 CONCLUSIONES.....	36
5 BIBLIOGRAFÍA	37
ANEXOS	42

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio: Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha, Región Metropolitana.....	10
Figura 2. Representación de la vegetación con distintos grados de perturbación (modificada) (Bown <i>et al.</i> , 2014).	11
Figura 3. Representación de la cantidad de mediciones realizadas. (P: peumo; L: litro; Q: quillay; T: tevo; C: colliguay; E: espino y Pr: pradera).	13
Figura 4. Analizador de gases infrarrojo (IRGA) (EGM-4, PP Systems, USA) conectado a una cámara de respiración (SRC-1, PP Systems, USA). Cilindro de PVC para extraer muestras de CH ₄ . Termómetro de suelo.....	14
Figura 5. Cambio temporal de las concentraciones de CH ₄ dentro del sistema de cámara cerrada utilizada para el área de estudio.	15
Figura 6. Flujos de CO ₂ en los niveles de degradación y en las coberturas estudiadas durante la temporada de verano e invierno. La media se indica con un símbolo (♦). (Las letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas).	21
Figura 7. Flujos de CH ₄ en los niveles de degradación y en las coberturas estudiadas durante la temporada de verano e invierno. La media se indica con un símbolo (♦). (Las letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas).	23
Figura 8. Relación de los flujos de CO ₂ con la temperatura del suelo (T_s) ($p<0,001$) para cada condición del gradiente de perturbación.	25
Figura 9. Relación de los flujos de CO ₂ con el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) ($p<0,001$) para cada condición del gradiente de perturbación. (Las condiciones QTC y ESP presentaron una misma relación).	25
Figura 10. Relación de los flujos de CO ₂ con la interacción entre la temperatura y el contenido de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) ($p<0,001$) para las situaciones de perturbación.	27
Figura 11. Relación de los flujos de CO ₂ con el contenido fraccional de agua en el suelo (WFPS) ($p<0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.	27
Figura 12. Relación de los flujos de CH ₄ con la temperatura del suelo (T_s) ($p<0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.....	29

Figura 13. Relación de los flujos de CH ₄ con el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) ($p < 0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.	29
Figura 14. Relación de los flujos de CH ₄ con la interacción entre la temperatura y el contenido de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) ($p < 0,001$) para las situaciones de perturbación (todas las condiciones presentaron una misma relación).	31
Figura 15. Relación de los flujos de CH ₄ con el contenido de aire fraccional en el suelo (AFP) ($p < 0,001$) para las situaciones de perturbación (todas las condiciones presentaron una misma relación).....	31

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Matriz de Correlación de las variables consideradas (n=162). Significancia se indica como: ns (no significativo), * ($p<0,05$), ** ($p<0,01$) y *** ($p<0,001$).....	19
Cuadro 2. Flujos y variables ambientales para las temporadas (T) de verano (V) e invierno (I) (promedio \pm 1 error estándar, N=27 para todas las situaciones). Las letras diferentes indican diferencias significativas a un $p<0,05$	20
Cuadro 3. Flujos y variables ambientales para las temporadas (T) de verano (V) e invierno (I) (promedio \pm 1 error estándar, N=9 para todas las coberturas excepto quillay con N=27). Las letras diferentes indican diferencias significativas a un $p<0,05$	22

RESUMEN

El dióxido de carbono (CO_2) y el metano (CH_4) son gases de efecto invernadero (GEI) ya que el incremento de éstos en la atmósfera explica el calentamiento global. Los flujos de GEI de los suelos están fuertemente influenciados por el contenido de agua, la temperatura y el uso del suelo. Las perturbaciones en el ecosistema esclerófilo chileno alteran el intercambio de CO_2 y CH_4 entre el suelo y la atmósfera, pero las magnitudes son inciertas. El objetivo de este estudio fue analizar los flujos de CO_2 y CH_4 en suelos de matorrales y bosques esclerófilos de la zona Central de Chile. La hipótesis fue que los flujos de CO_2 y CH_4 están condicionados por la cobertura vegetal, la temperatura y la humedad del suelo. Se determinaron *in situ* los flujos de CO_2 con un analizador de gases infrarrojo (IRGA), flujos de CH_4 por cromatografía de gases, midiendo también temperatura (T_s) y contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v). Las mediciones se realizaron en verano e invierno en un gradiente de perturbación, el cual consideró una comunidad de peumo (*Cryptocarya alba*)-litre (*Lithraea caustica*)-quillay (*Quillaja saponaria*) (PLQ, situación menos perturbada); quillay-tevo (*Retanilla trinervia*)-colliguay (*Colliguaja odorifera*) (QTC, medianamente perturbada) y espinal (formación de *Acacia caven*; ESP más perturbada). Los flujos de CO_2 en los suelos fueron menores en verano ($1,818 \pm 0,15 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) que en invierno ($4,884 \pm 0,38 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) ($p < 0,001$), con diferencias entre los niveles de degradación ($p < 0,001$), donde la mayor tasa de emisión de CO_2 fue en la situación menos degradada PLQ. Los suelos fueron sumideros de CH_4 en verano ($-4,121 \pm 0,97 \text{ nmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) y fuentes en invierno ($4,436 \pm 1,06 \text{ nmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), con diferencias entre los niveles de degradación ($p < 0,05$), donde la mayor tasa de captura de CH_4 atmosférico fue en los suelos de las condiciones menos degradadas PLQ. Los flujos de CO_2 y CH_4 aumentaron con θ_v ($p < 0,001$), el cual además influye en las condiciones de aerobismo y anaerobismo mediados por la porosidad del suelo y determina si éstos actúan como fuentes o sumideros de CH_4 . Los distintos flujos de CH_4 entre los suelos de las condiciones de perturbación se debieron principalmente a diferencias en el contenido de agua, lo que afecta a la difusión de CH_4 en el suelo. Los hallazgos del estudio confirman que los flujos de CO_2 y CH_4 varían en función de la temperatura, el agua en el suelo y el grado de perturbación que presenta el ecosistema.

PALABRAS CLAVE

Respiración del suelo, flujos de metano, ecosistema esclerófilo.

ABSTRACT

Carbon dioxide (CO₂) and methane (CH₄) are greenhouse gases (GHG), i.e., the increase of them in the atmosphere explains global warming. The GHG fluxes of soils are strongly influenced by water content, temperature and soil management. Degradation of Chilean sclerophyllous ecosystem impacts CO₂ and CH₄ exchange between soil and atmosphere, but the magnitude is uncertain. The aim of this study was to analyze the CO₂ and CH₄ fluxes in soils of scrubs and forests of the Central zone of Chile. The hypothesis was that the fluxes of CO₂ and CH₄ are conditioned by vegetation cover, temperature and soil moisture. The CO₂ fluxes were measured *in situ* with an infrared gas analyzer (IRGA) and CH₄ fluxes by gas chromatography. Soil temperature (T_s) and volumetric water content (θ_v) were also measured. The measurements were made in summer and winter across a disturbance gradient, which considers a community of peumo (*Cryptocarya alba*)-litre (*Lithraea caustica*)-quillay (*Quillaja saponaria*) (PLQ, least disturbed situation); quillay-tevo (*Retanilla trinervia*)-colliguay (*Colliguaja odorifera*) (QTC, moderately disturbed) and *Acacia caven* dominated savannah (ESP, most disturbed). Soil CO₂ effluxes were lower in summer ($1.818 \pm 0.15 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) than winter ($4.884 \pm 0.38 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) ($p < 0.001$), where the greater soil CO₂ emission was found in the least disturbed situation PLQ. Soils were sinks of CH₄ in summer ($-4.121 \pm 0.97 \text{ nmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and sources in winter ($4.436 \pm 1.06 \text{ nmol CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), with differences between the levels of degradation and seasons ($p < 0.05$), where the greater CH₄ soil consumption was in the least disturbed situation PLQ. Soil CO₂ and CH₄ fluxes increased with θ_v ($p < 0.001$), which determined the aerobic/anaerobic conditions mediated by soil porosity which in turn determined if soils acted as sources or sinks of CH₄. Differences in soil CH₄ fluxes across the disturbance gradient were mainly due to differences in the soil water content, which control whether methanogenesis or methanotrophy occurs. The study highlights that soil CO₂ and CH₄ fluxes are controlled by soil temperature, soil water content and disturbance.

KEYWORDS

Soil respiration, methane, sclerophyllous ecosystem.

1 INTRODUCCIÓN

Los flujos de CO₂ desde los suelos juegan un rol importante en la regulación de los depósitos de carbono y en el ciclo de éste (Wang *et al.*, 2016). Estos están fuertemente controlados por el agua en el suelo (Balogh *et al.*, 2011; Moyano *et al.*, 2012; Cueva *et al.*, 2015) y la temperatura (Balogh *et al.*, 2011; Lellei-Kovács *et al.*, 2011; Cueva *et al.*, 2015), aumentando de forma exponencial con la temperatura cuando el agua en el suelo no es una limitante (Lloyd y Taylor, 1994; Guidolotti *et al.*, 2013).

Los flujos de CH₄ son producto de dos procesos microbianos: metanogénesis (producción microbiana de CH₄) en condiciones anaeróbicas, y procesos metanotróficos (consumo microbiano de CH₄) bajo condiciones aeróbicas (Chan y Parkin, 2001b; Dutaur y Verchot, 2007; Serrano-Silva *et al.*, 2014). Los ecosistemas saturados de agua son fuentes de CH₄, mientras que los suelos insaturados son sumideros de CH₄ (Warner *et al.*, 2017), lo que viene explicado por su proporción agua/aire (Chan y Parkin, 2001a). Cuando el contenido de agua en el suelo es bajo, el contenido de aire fraccional es alto, por lo tanto, la difusión de CH₄ aumenta, favoreciendo la captura de CH₄ en el suelo (Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016). La captura de CH₄ puede ser controlada por la densidad aparente (Del Grosso *et al.*, 2000; Fest *et al.*, 2015), el contenido de agua en el suelo (Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016) y la difusión de gases en los suelos (cuya medida subrogada es el contenido de aire fraccional en el suelo) (Del Grosso *et al.*, 2000; Dutaur y Verchot, 2007; Dalal y Allen, 2008; Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016).

Por otra parte, puede existir emisión de CH₄ en suelos insaturados con microambientes anaeróbicos como resultado de alta densidad aparente y alto contenido de agua en el suelo, produciendo una disminución del contenido de aire fraccional y de la difusión de gases en el suelo (Dutaur y Verchot, 2007). A pesar de lo anterior, la variabilidad espacial y temporal de la actividad microbiana y los factores ambientales que los regulan no son actualmente comprendidos en su totalidad (Christiansen *et al.*, 2016).

Los matorrales y bosques esclerófilos se desarrollan en climas mediterráneos con veranos cálidos y secos e inviernos fríos y húmedos (Gajardo, 1994). La degradación de estos ecosistemas se evidencia en la composición de las formaciones vegetacionales, donde la colonización después de disturbios antrópicos suele ser llevada a cabo por la especie *Acacia caven* (Donoso, 1982; Armesto y Pickett, 1985). Los suelos asociados a diferentes formaciones vegetales, producto de perturbaciones, difieren en propiedades físicas del suelo, donde las formaciones más degradadas presentan texturas más arcillosas, mayor densidad aparente y menor porosidad (Muñoz 2012; Bown *et al.*, 2014). La producción microbiana de CH₄ se lleva a cabo en condiciones anaeróbicas, las cuales se pueden presentar en aquellos suelos menos porosos cuando son saturados de agua por precipitaciones en la temporada de invierno. Los suelos en estas condiciones podrían ser fuentes de CH₄, debido a la formación de microambientes anaeróbicos que no permiten la difusión de gases en los suelos.

Por lo anterior, este estudio tiene como objetivo analizar los flujos de CO₂ y CH₄ en suelos de matorrales y bosques esclerófilos de la Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha. En este contexto, el estudio podría contribuir a entender la dinámica de los flujos de CH₄ en los suelos de matorrales y bosques esclerófilos; y cómo los contenidos de agua y las propiedades físicas del suelo puedan explicar si el suelo actuaría como fuente o sumidero de CH₄.

1.1 Revisión Bibliográfica

1.1.1 Gases de efecto invernadero (GEI)

El dióxido de carbono (CO₂) y el metano (CH₄) son gases de efecto invernadero (GEI), puesto que los aumentos de sus concentraciones en la atmósfera explican el calentamiento global, contribuyendo en un 60% y 20% respectivamente (Cuhel *et al.*, 2010; Martins *et al.*, 2016). En el año 2011, las concentraciones de CO₂ y CH₄ fueron 400 ppm y 1,8 ppm, las cuales superaron los niveles pre-industriales en un 40% y 150% respectivamente. La concentración en la atmósfera de CH₄ es menor que la de CO₂, sin embargo, el CH₄ es un potente GEI, con un potencial de calentamiento global 23 veces mayor que el CO₂ (Chapin *et al.*, 2011; Howarth *et al.*, 2011).

El incremento de las concentraciones atmosféricas de CO₂ es causado por la actividad humana, como es el uso de combustibles fósiles, la producción de cemento y, en menor medida, la deforestación, entre otras emisiones producto del cambio de uso de suelo (IPCC, 2013). El aumento de CH₄ atmosférico es causado tanto por fuentes naturales (humedales, rumiantes y termitas) como antropogénicas (fermentación por el ganado, cultivo de arroz y vertederos, entre otros) (Chen y Prinn, 2006; Chapin *et al.*, 2011).

1.1.2 Flujos de CO₂ y CH₄ en los suelos

Los suelos son fuentes y sumideros de GEI, los cuales son producidos y consumidos principalmente por procesos biológicos. La respiración del suelo es el proceso de producción de CO₂. La producción y consumo de CH₄ es el resultado de la metanogénesis y de la acción de metanótrofos, respectivamente. La metanogénesis se lleva a cabo principalmente por arqueas metanogénicas en condiciones estrictamente anaeróbicas, mientras que los procesos metanotróficos son realizados por bacterias metanotróficas en condiciones aeróbicas (Martins *et al.*, 2016).

La respiración del suelo se define como la producción de CO₂ y consumo de oxígeno (O₂), generada principalmente por la actividad metabólica de las raíces y microorganismos. Se identifican dos tipos: la respiración autotrófica, la cual corresponde a la respiración metabólica de la raíz viva y micorrizas asociadas; mientras que la respiración heterotrófica proviene de la descomposición microbiana de los exudados de las raíces en la rizosfera y de la descomposición de la materia orgánica del suelo. La respiración del ecosistema está

compuesta por la respiración del suelo junto con la respiración de la parte aérea de la vegetación, donde el aporte del suelo es de 30 – 80%, variación que se debe a la estacionalidad dentro de un año (Luo y Zhou, 2010).

La metanogénesis es la producción biológica de CH_4 a partir de la actividad de arqueobacterias. La generación de CH_4 no es realmente el objetivo de estas bacterias, en realidad la función de este proceso metabólico es la obtención de energía en forma de ATP o de moléculas destinadas a la biosíntesis (Deheco, 2011). El metabolismo de las bacterias metanogénicas ocurre en varias vías; pueden usar el hidrógeno (H_2) como fuente de energía y el CO_2 como fuente de carbono para su crecimiento. También los metanógenos pueden utilizar el ácido acético (CH_3COOH) como sustrato durante la fermentación para generar CO_2 (Luo y Zhou, 2010). La metanogénesis se produce en ambientes anaeróbicos, sin embargo, el proceso también se puede llevar a cabo en suelos insaturados de bosques debido a la formación de microambientes anaeróbicos en los suelos (Luo y Zhou, 2010).

El proceso metanotrófico es llevado a cabo por bacterias que, emplean como fuente de carbono y energía, el CH_4 bajo condiciones aeróbicas. El metano es oxidado secuencialmente a metanol (CH_3OH), formaldehído (CH_2O), metanoato (HCOO^-) y finalmente a CO_2 (Deheco, 2011), por ende, los metanótrofos generan una emisión marginal de CO_2 en suelos insaturados mediante la oxidación de CH_4 . En general, la producción y el consumo de CO_2 por la actividad microbiana de los metanógenos y metanótrofos son marginales en comparación con la respiración del suelo (Luo y Zhou, 2010).

La variabilidad espacial de la respiración del suelo y la incapacidad de realizar mediciones remotas son importantes limitaciones para evaluar las emisiones de CO_2 del suelo (Bond-Lamberty y Thomson, 2010). El intercambio de CH_4 y su variabilidad espacial no está entendido en su totalidad, por ende, se han realizado estudios que buscan comprender la variabilidad de la actividad microbiana de metanótrofos y metanógenos, y cómo esto afecta al intercambio neto de gases de efecto invernadero en los suelos (Christiansen *et al.*, 2016).

Grandes cantidades de carbono son almacenadas en la materia orgánica del suelo, y la liberación de éste en forma de CO_2 o CH_4 podría tener un serio impacto en el clima mundial (Heinmann y Reichstein, 2008).

1.1.3 Controles ambientales en flujos de CO₂ y CH₄ en los suelos

La respiración de las raíces y la actividad microbiana generan flujos de gases de efecto invernadero (GEI) entre el suelo y la atmósfera. Los factores que regulan los flujos en los suelos son diversos, sin embargo, el clima y el uso del suelo son los controles más significativos (Oertel *et al.*, 2016).

- *Agua en el suelo*: Es el factor edáfico más importante de manera individual, puesto que regula la actividad microbiana y los procesos asociados (Bru *et al.*, 2011). Las emisiones de CH₄ se generan bajo condiciones anaeróbicas, las cuales pueden presentarse cuando el contenido de agua es alto, limitando la disponibilidad de oxígeno en el suelo. En cambio, cuando las condiciones son aeróbicas, el suelo actúa como sumidero de CH₄. La humedad del suelo, a su vez, depende de la textura de éste; las partículas de mayor tamaño retienen menos agua que las pequeñas, por lo tanto, los suelos de texturas finas mantienen de mejor manera condiciones anaeróbicas (Dutaur y Verchot, 2007). Los flujos de CO₂ aumentan con el contenido de agua en el suelo, relación que puede describirse de forma asintótica (Luo y Zhou, 2010).

- *Temperatura*: Los flujos de CO₂ de los suelos aumentan de forma exponencial con la temperatura cuando el contenido de humedad no es una limitante (Lloyd y Taylor, 1994), debido al aumento de la respiración del suelo por el metabolismo microbiano. Generalmente las emisiones de CO₂ no son importantes durante invierno, ya que no son un gran aporte dentro de los flujos anuales, sin embargo, para climas templados la respiración puede ser relevante durante la época invernal. A pesar de lo anterior, las principales emisiones de CO₂ ocurren en primavera (Oertel *et al.*, 2016). La dependencia de la emisión de gases del suelo con la temperatura puede ser explicada con el factor Q₁₀, el cual expresa la tasa de cambio de un sistema biológico o químico al cambiar la temperatura en 10°C. Para la respiración del suelo los valores de Q₁₀ oscilan entre 1,7 – 2,5 (Hu *et al.*, 2015). Para la producción de CH₄ el valor de Q₁₀ es cercano a 4, mientras que el Q₁₀ para la oxidación de CH₄ es cercano a 1,9 en suelos forestales (Dalal y Allen, 2008).

- *Valores de pH en el Suelo*: La actividad microbiana está regulada por el pH, por ende, influye en los flujos de CO₂ y CH₄ del suelo (Bru *et al.*, 2011). El pH óptimo para la oxidación de CH₄ por bacterias metanotróficas es entre 4 y 7 (Dalal y Allen, 2008). Para emisiones de CO₂ se ha registrado que el pH óptimo es en valores neutrales (Cuhel *et al.*, 2010).

- *Vegetación*: La edad y el tipo de vegetación influyen en los flujos de gases en los suelos. La respiración del suelo disminuye con la edad de la vegetación debido a la menor cantidad de raíces finas, sin embargo, el balance de los flujos de CO₂ es compensado por un aumento de la respiración microbiana debido al aumento de materia orgánica en el suelo (Saiz *et al.*, 2006). Por otra parte, la difusión de oxígeno a través de las raíces facilita la oxidación de CH₄ en la interfaz raíz-suelo (Dalal y Allen, 2008).

- *Cambio del uso de suelo*: Es un factor importante para los flujos de gases en el suelo, especialmente cuando existe un cambio de uso desde bosques hacia un uso agrícola, ya que este cambio significa la intervención de los primeros centímetros del horizonte edáfico, donde se almacena alrededor del 35% del carbono del suelo (Oertel *et al.*, 2016). La compactación de los suelos reduce la oxidación de CH₄, principalmente por la disminución de la difusión de gases en el suelo (Del Grosso *et al.*, 2000). El cambio de uso de suelo es uno de los componentes más importantes, ya que altera profundamente la cobertura de la tierra y los ciclos biogeoquímicos, por ende, los diversos usos de la tierra alteran la respiración del suelo, pero las magnitudes de los efectos son inciertas (Wang *et al.*, 2016).

1.1.4 Cuantificación de las emisiones de GEI mediante sistemas de cámaras

La metodología de cámaras es la más utilizada para medir el intercambio de gases entre el suelo y la atmósfera debido a su facilidad técnica, operacional y su utilidad para evaluar diferentes escenarios y/o tratamientos (Muñoz *et al.*, 2011; Arenas, 2015). La cámara consiste en una caja o cilindro que se instala en la superficie del suelo con la sección de la base abierta hacia éste. La cámara debe ser de un material no reactivo (acero inoxidable, aluminio, PVC, polipropileno, polietileno o plexiglás) y de un color que no incremente la temperatura dentro de la cámara (Butterbach-Bahl *et al.*, 2011).

Existen dos tipos de sistemas de cámaras: (1) cámaras abiertas y (2) cámaras cerradas. Las primeras tienen dos aberturas al ambiente, generando un flujo continuo de aire. El flujo de gas es calculado por la diferencia de las concentraciones en ambos extremos de la cámara, por ende, no existe acumulación del gas, puesto que el flujo se analiza continuamente (Oertel *et al.*, 2016). En las segundas, los flujos de gases son calculados a partir de la pendiente de las concentraciones en función del tiempo. Este sistema consiste en cubrir herméticamente un área determinada del suelo con este tipo de cámara que permite el intercambio de gas entre el suelo que cubre la cámara y la atmósfera dentro de ésta (Arenas, 2015). Los gases emitidos y/o capturados desde el suelo se acumulan en el espacio de la cámara, los cuales pueden ser medidos por cromatografía de gases o instrumentos de análisis portátiles con sensores infrarrojos (Oertel *et al.*, 2016). Las cámaras cerradas pueden ser dinámicas o estáticas. En las primeras, se crea un ambiente cerrado entre el suelo y un analizador de gases para monitorear la variación de estos dentro de la cámara (Pumpanen *et al.*, 2004). En las segundas, es necesario la toma de muestras de gas a intervalos de tiempo definido, que luego son analizadas en laboratorio para cuantificar la concentración de los gases (Pumpanen *et al.*, 2004).

Las cámaras abiertas son técnicamente más sofisticadas y caras que los sistemas de cámaras cerradas, por ende, éstas últimas son las más comunes en la medición de flujos de gases desde el suelo (Oertel *et al.*, 2016).

1.1.5 Matorrales y bosques esclerófilos

El matorral y el bosque esclerófilo son las formaciones vegetacionales más comunes de Chile Central, que se desarrolla en clima mediterráneo con un alto contraste entre veranos secos y cálidos e inviernos fríos y lluviosos. Estos ecosistemas presentan una gran diversidad vegetal y de formas de vida. La complejidad de estas formaciones se debe a que corresponden a una zona de transición climática y presentan un relieve montañoso. Entre las formas de vida presentes se encuentran arbustos altos de hojas esclerófilas, arbustos bajos xerofíticos, arbustos espinosos, suculentas y árboles esclerófilos y laurifolios con gran desarrollo en altura (Gajardo, 1994; Luebert y Pliscoff, 2006).

Los matorrales esclerófilos son probablemente de origen secundario desarrollados a partir de bosques esclerófilos de mayor complejidad. Estas formaciones consisten en matorrales espinosos, ocasionalmente con individuos arbóreos esparcidos. En quebradas y en algunas laderas de exposición sur predominan árboles. Entre las especies dominantes de estas formaciones se encuentran tevo (*Retanilla trinervia* (Gilles & Hook.) Hook. & Arn.), colliguay (*Colliguaja odorifera* Molina) y espino (*Acacia caven* Molina) (Gajardo, 1994).

En los bosques esclerófilos dominan arbustos altos y árboles que, en su mayoría, presentan regeneración por monte bajo. La composición de estas formaciones varía con las exposiciones a la radiación solar: en laderas de exposición norte se desarrollan matorrales de colliguay (*C. odorifera*) junto a suculentas como chagual (*Puya berteroniana* Mez) y quisco (*Echinopsis chiloensis* (Colla) Friedrich & G.D. Rowley), mientras que en situaciones con mayor humedad, como bajos de ladera o fondos de quebradas, se desarrollan individuos de belloto del norte (*Beilschmiedia mierssi* (Gay) Kosterm.) y patagua (*Crinodendron patagua* Molina) (Luebert y Pliscoff, 2006). Entre las especies dominantes de estas formaciones se encuentran litre (*Lithraea caustica* (Molina) Hook. & Arn.), quillay (*Quillaja saponaria* Molina), peumo (*Cryptocarya alba* (Molina) Looser) y boldo (*Peumus boldus* Molina) (Gajardo, 1994).

La mayoría de las formaciones esclerófilas de la zona central están degradadas debido a las constantes perturbaciones que disminuyeron la cobertura vegetal original, produciendo un cambio estructural desde una situación inicial de bosque a una situación degradada de matorral (Luebert y Pliscoff, 2006). Las perturbaciones que ha sufrido esta zona son principalmente de origen antrópico, impulsadas principalmente por la expansión urbana, el uso de árboles para construcción y combustible y la habilitación de terrenos para fines agrícolas y ganaderos (Donoso, 1982). El alto número de especies endémicas y la potencial pérdida de hábitat que se presenta en estos ecosistemas han hecho que la zona de Chile Central sea considerada un 'hotspot' de biodiversidad (Myers *et al.*, 2000).

La respiración del suelo en estos ecosistemas esclerófilos es afectada por el grado de perturbación de la vegetación (Bown *et al.*, 2014). Además, la respiración del suelo es significativamente mayor en invierno y primavera que en verano y otoño en este tipo de ecosistemas, siendo controlada fundamentalmente por el agua disponible en el suelo (Bown *et al.*, 2014).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Analizar los flujos de CO₂ y CH₄ en suelos de matorrales y bosques esclerófilos de la Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estimar los flujos de CO₂ y CH₄ en suelos de matorrales y bosques esclerófilos con distintos grados de perturbación.
- Relacionar los flujos de CO₂ y CH₄ con la temperatura y humedad de los suelos.

2 MATERIAL Y MÉTODO

2.1 Material

2.1.1 Área de estudio

El estudio se situó en la Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha (34° 08' S, 71°03' O) en la Comuna de Alhué, Región Metropolitana de Chile (Figura 1). La Reserva Nacional abarca 5.870 hectáreas y se sitúa en la cuenca del Estero Carén. Su geomorfología cuenta con conos de deyección, piedemontes, el cajón del estero, quebradas y laderas de exposición norte y sur. El suelo varía en función del relieve; en los sectores montañosos abundan gravas y cuarzo, en los sectores de lomas los horizontes son más arcillosos, densos y compactos; y en el valle las texturas son arcillosas a limosas. El clima dominante es templado-cálido con un período seco entre octubre y abril (7 meses) y concentración de un 85% de las precipitaciones entre mayo y agosto. La precipitación media anual es de 509 mm (CONAF, 2008).

En su mayoría, la Reserva Nacional presenta bosque esclerófilo mediterráneo costero, con la dominancia de peumo (*C. alba*) y boldo (*P. boldus*) en el dosel superior (Luebert y Pliscoff, 2006). En las altas cumbres de la Cordillera de la Costa en exposición sur, la Reserva presenta la formación de Bosque Caducifolio de Santiago en forma de bosquetes de la especie roble de Santiago (*Nothofagus macrocarpa* (A. DC.) F.M.Vazquez & R. Rodr.) acompañado de elementos esclerófilos (Gajardo, 1994).

La zona de estudio está representada por unidades geológicas que se caracterizan por ser secuencias sedimentarias y volcánicas pertenecientes al Cretácico. En las zonas altas del área de estudio se presentan rocas andesíticas y basálticas. En las zonas altas cercanas al límite de la Reserva se presentan rocas sedimentarias y volcánicas piroclásticas. Finalmente, en las zonas más bajas del área de estudio se presentan brechas sedimentarias y volcánicas (SERNAGEOMIN, 2003).

2.1.2 Niveles de degradación

Se utilizaron parcelas de 25x25 m (625 m²) establecidas por Bown *et al.* (2014), ubicadas en bajos de ladera de exposición norte dentro de la Reserva Nacional. Las parcelas representan matorrales y bosques esclerófilos con distintos grados de perturbación (PLQ, QTC y ESP), donde PLQ es la menos perturbada y ESP es la más perturbada, lo cual se evidencia por la composición de especies, índice de área foliar (IAF) y porcentaje de cobertura arbórea que presentan las diferentes formaciones esclerófilas (Figura 2). Cada situación fue representada por tres parcelas. Para este caso, se utilizaron nueve parcelas que representaron las tres condiciones de degradación (PLQ, QTC y ESP).

La situación PLQ está dominada por las especies arbóreas peumo (*C. alba*), litre (*L. caustica*) y quillay (*Q. saponaria*), su estructura corresponde a un bosque esclerófilo por monte bajo, presenta una cobertura arbórea entre 50 a 75% e índice de área foliar (IAF) de $3,26 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$. La situación QTC está dominada por las especies arbustivas tevo (*R. trinervia*) y colliguay (*C. odorifera*), con algunos individuos de especies arbóreas (principalmente quillay), su estructura es un matorral espinoso, con cobertura de especies arbustivas de 50% y de especies arbóreas de 15%. En conjunto, la formación presenta un IAF de $2,84 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$. Finalmente, la situación más perturbada ESP está dominada por la especie arbórea espino (*A. caven*), con una cobertura herbácea densa de pastos anuales. Su estructura es un bosque abierto xerofítico con presencia ocasional de individuos arbóreos emergentes de las especies quillay, peumo y litre (Figura 2).

Ubicación de la Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha, Región Metropolitana

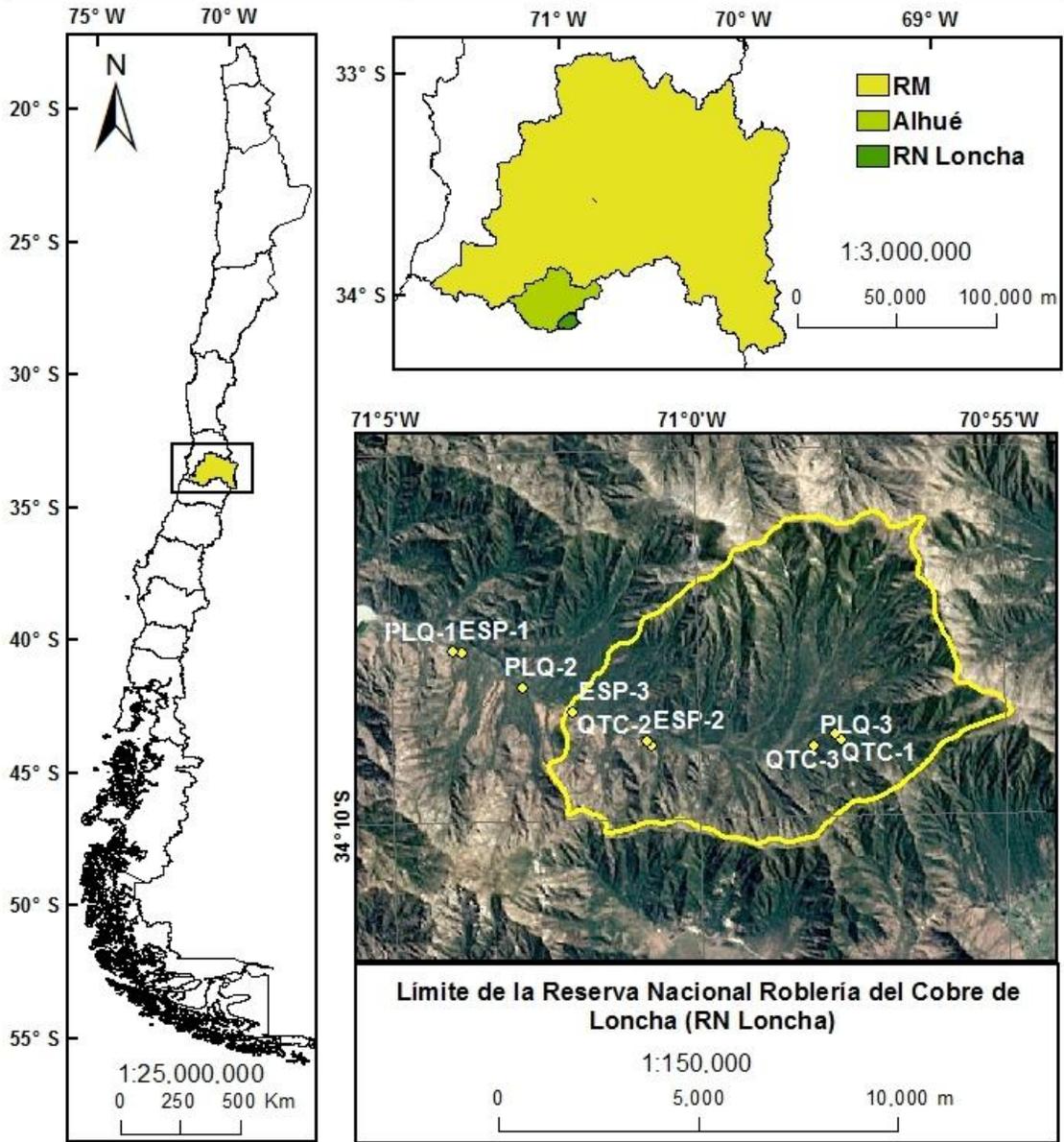


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio: Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha, Región Metropolitana.

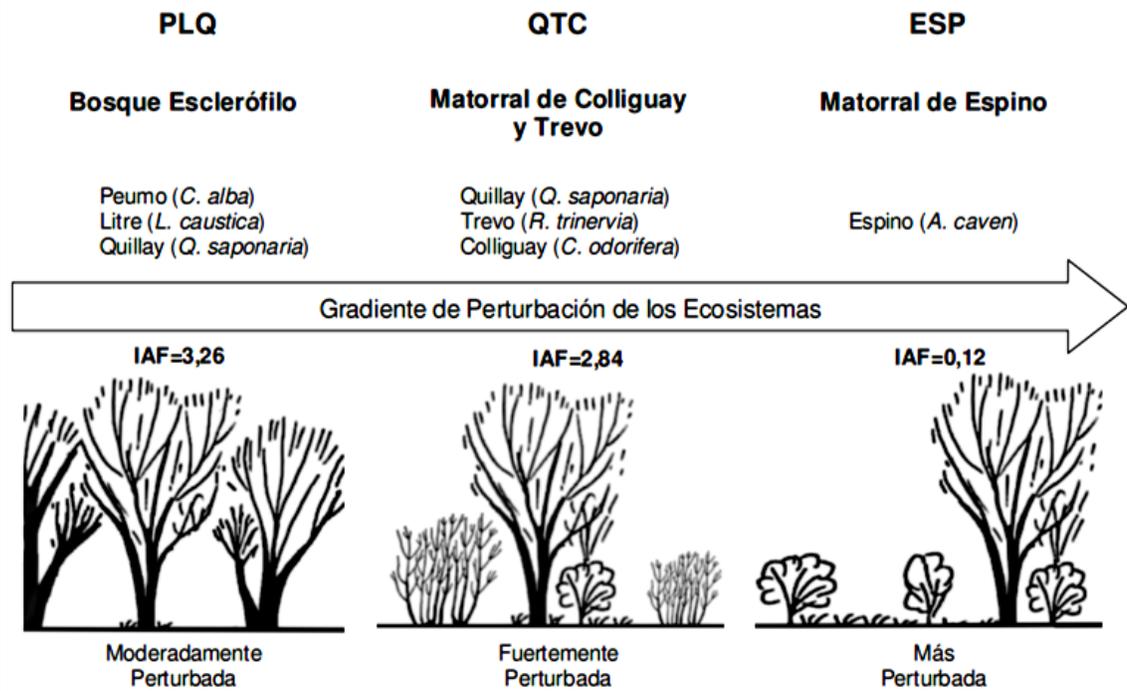


Figura 2. Representación de la vegetación con distintos grados de perturbación (modificada) (Bown *et al.*, 2014).

2.1.3 Propiedades físicas y químicas de los suelos

- PLQ: La condición menos perturbada presenta textura franca en el primer horizonte (0 - 6 cm) y franco arenoso en los horizontes 2 (6 - 28 cm) y 3 (28 - 52 cm) (Vargas, 2012). La densidad aparente es la más baja del gradiente de perturbación ($0,86 \text{ g cm}^{-3}$) y la densidad real es la más alta ($2,35 \text{ g cm}^{-3}$). Esta es la condición que presenta mayor porosidad en los primeros 10 cm de suelo, con un 68% (Muñoz, 2012). El pH en estos suelos es 5,93 y su contenido de materia orgánica es 3,89% (Fuentes *et al.*, 2018).

- QTC: La situación intermedia del gradiente presenta textura franca en los tres horizontes de suelo (0 - 55 cm) (Vargas, 2012). La densidad aparente de esta condición es $1,2 \text{ g cm}^{-3}$ y la densidad real es $2,24 \text{ g cm}^{-3}$. La situación presenta una porosidad de 55% en los primeros 10 cm de suelo (Muñoz, 2012). En estos suelos el pH es de 5,60 y el contenido de materia orgánica es 2,66% (Fuentes *et al.*, 2018).

- ESP: La condición más degradada tiene textura franco arcilloso en el primer horizonte (0 - 26 cm) y arcilloso en el segundo (26 - 38 cm) (Vargas, 2012). Es la situación con la densidad aparente más alta ($1,38 \text{ g cm}^{-3}$) y con una densidad real de $2,25 \text{ g cm}^{-3}$. Esta situación presenta la porosidad más baja (51%) del gradiente de perturbación (Muñoz, 2012). El pH de estos suelos es 5,77 y el contenido de materia orgánica es 1,74% (Fuentes *et al.*, 2018).

2.2 Métodos

2.2.1 Medición de los flujos de CO₂ y CH₄

Para la estimación de los flujos de CO₂ y CH₄ se realizaron mediciones en los suelos de las nueve parcelas seleccionadas. En cada parcela se identificaron distintos tipos de coberturas: en la situación PLQ se midió bajo peumo, litre y quillay; en QTC se midió bajo quillay, tevo y colliguay; y en ESP se midió bajo espino, pradera y la especie arbórea dominante más común (quillay). El modelo estadístico consideró tres factores: situación, especie y temporadas (verano e invierno) con tres repeticiones por parcela y especie (Figura 3).

Los flujos de CO₂ de los suelos fueron medidos con una cámara cerrada dinámica de respiración (SRC-1, PP Systems, USA) conectado a un sensor infrarrojo (IRGA) (EGM-4, PP Systems, USA) (Figura 4). Las mediciones tuvieron una duración de dos minutos. La información que entrega el instrumento indica directamente el flujo que se produce entre el suelo y el volumen que encierra la cámara de respiración. Por lo general, las unidades utilizadas para la cuantificación de emisiones de CO₂ son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Savi *et al.*, 2016).

Los flujos de CH₄ fueron medidos con un sistema de cámara cerrada estática. Se instalaron en el suelo cilindros de PVC (10 cm de diámetro y 21 cm de alto) (Figura 4) a 2 cm de profundidad en las distintas coberturas seleccionadas. Primero se tomó una muestra ambiental de concentración de CH₄ (t₀) y después se extrajo una muestra de 25 ml desde la cámara de PVC a los 10 minutos (t₁; tiempo que fue definido en el análisis preliminar de los flujos de CH₄ en los suelos). Las muestras fueron extraídas usando una jeringa plástica (25 ml) y fueron inyectadas dentro de un vial pre-evacuado de 12 ml (Exetainers, Labco Ltda., UK). Todos los viales fueron enviados al Laboratorio de Suelos de la Universidad de Concepción (Chillán, Chile), para ser analizados con un cromatógrafo de gases (Perkin Elmer, Clarus 600, USA). Se calcularon los flujos de CH₄ a partir del cambio de concentración del gas durante el tiempo que la cámara estuvo cerrada (Ecuación 1).

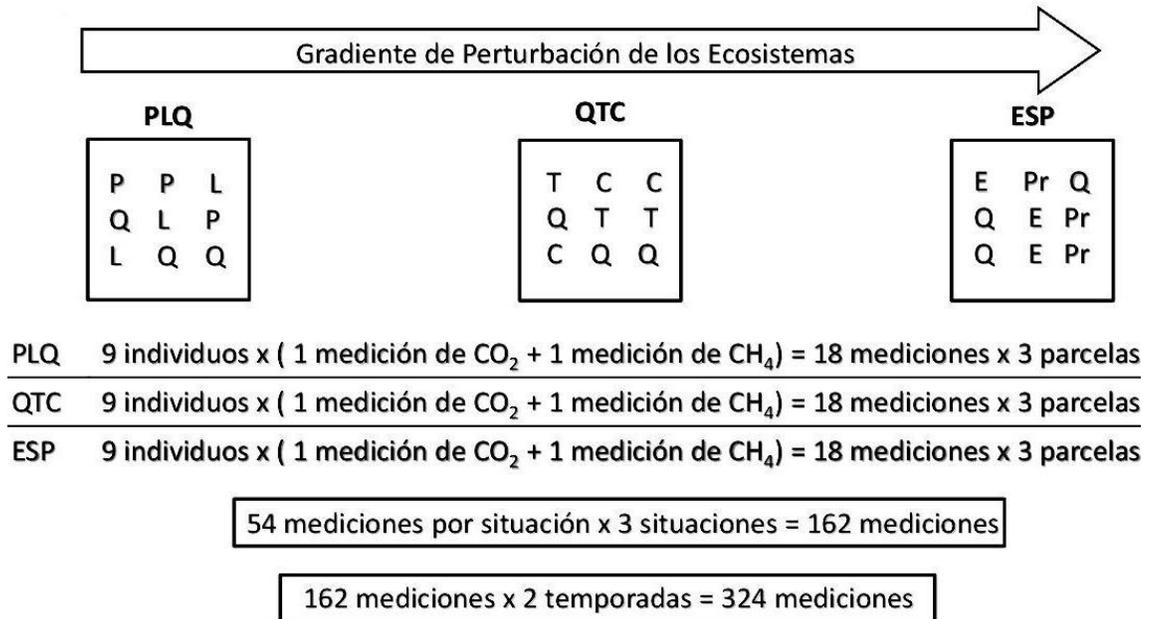


Figura 3. Representación de la cantidad de mediciones realizadas. (P: peumo; L: litre; Q: quillay; T: tevo; C: colliguay; E: espinos y Pr: pradera).

Para calcular el flujo se midió el volumen y el área de la cámara de PVC. Después de determinar la concentración de CH₄ por cromatografía, se realizó un gráfico de tiempo por concentración y se evaluó el uso de una regresión lineal. Se utilizó la pendiente de la regresión para calcular el flujo (Collier *et al.*, 2014).

$$F = P \times K \times V \times A^{-1} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde,

F: Flujo de gas (nmol CH₄ m⁻² s⁻¹).

K: Constante para transformar moles de aire a volumen (44,6 moles de aire por m³).

P: Pendiente de la regresión (nmol CH₄ mol⁻¹ s⁻¹).

V: Volumen de la cámara (0,00181 m³).

A: Área de la cámara (0,00825 m²).

El resultado de la ecuación de flujo indica el volumen del gas que pasa por una superficie en un tiempo determinado. Por lo general, los flujos de CH₄ se expresan en nmol m⁻² s⁻¹ (Warner *et al.*, 2017).

Las mediciones se realizaron en campañas de terreno entre las 10:00 - 17:00 horas. La campaña de verano fue en enero 2017 y la de invierno en días sin lluvia de junio y julio del mismo año (Anexo 1).



Figura 4. Analizador de gases infrarrojo (IRGA) (EGM-4, PP Systems, USA) conectado a una cámara de respiración (SRC-1, PP Systems, USA). Cilindro de PVC para extraer muestras de CH₄. Termómetro de suelo.

2.2.2 Análisis preliminar de los flujos de CH₄ determinados en los suelos

Los flujos se calcularon a partir del cambio de las concentraciones dentro de la cámara en función del tiempo (Butterbach-Bahl *et al.*, 2011). Para determinar el tiempo de medición en terreno, se realizó un experimento preliminar donde se midió *in situ* el intercambio de CH₄ en el suelo. Se analizó la variación de concentración de CH₄ durante 40 minutos (con intervalos de medición cada 10 minutos), tiempo que la cámara de PVC estuvo instalada en cada sitio de medición del experimento preliminar.

La tendencia de los datos indicó un comportamiento lineal de la concentración de CH₄ dentro de la cámara (Figura 5) (Forbrich *et al.*, 2010; Dijkstra *et al.*, 2013; Fest *et al.*, 2015; Pierini *et al.*, 2017). Con los resultados preliminares obtenidos, se determinó el tiempo de medición. Para la campaña de terreno se consideraron muestras ambientales de CH₄ y muestras tomadas a los 10 minutos después de instalada la cámara. El cálculo del flujo de CH₄ fue a partir de la diferencia de estas dos mediciones.

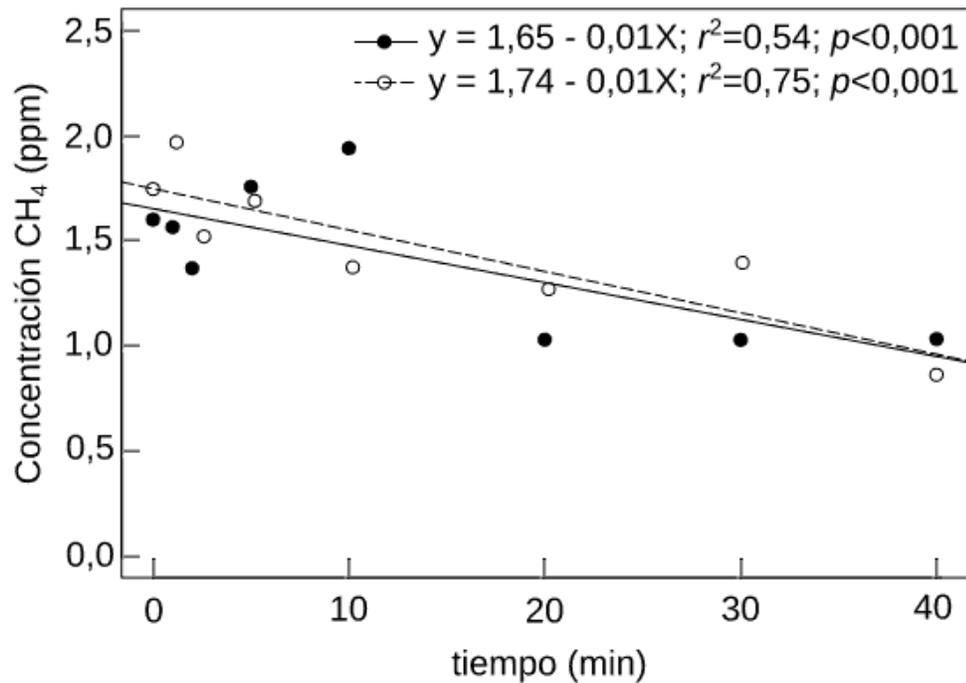


Figura 5. Cambio temporal de las concentraciones de CH₄ dentro del sistema de cámara cerrada utilizada para el área de estudio.

2.2.3 Medición de la temperatura y contenido volumétrico de agua en el suelo

La temperatura del suelo (T_s) fue medida a una profundidad de 10 cm con un termómetro digital (PDT550, UEi, USA). Se estimó el contenido gravimétrico de agua a partir de muestras de suelo recolectadas en el sitio de medición. Las muestras se extrajeron con un barreno de percusión de 5 cm de diámetro hasta una profundidad de 20 cm. Posteriormente fueron analizadas en laboratorio, donde se secaron a 105°C hasta alcanzar peso constante para derivar con el peso fresco y seco, el contenido gravimétrico de agua de la muestra (θ_g). A partir del contenido gravimétrico y la densidad aparente del suelo (ρ_{ap}) se calculó el contenido volumétrico (Ecuación 2).

$$\theta_v = \theta_g \times \rho_{ap} \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde,

- θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo (v/v).
- θ_g : Contenido gravimétrico de agua en el suelo (m/m).
- ρ_{ap} : Densidad aparente del suelo (m/v).

Las mediciones de temperatura y humedad del suelo se realizaron en el mismo momento y sitio donde fueron medidos los flujos de CO₂ y CH₄.

Se calculó el contenido de aire fraccional (AFP), el cual es una medida del contenido relativo de aire en el suelo expresado como una fracción del volumen poroso (Ecuación 3), por ende, indica la aireación en el suelo (Hillel, 1998). El contenido de aire fraccional actúa como subrogado de la difusión de gases en el suelo y se relaciona de forma significativa con las variaciones estacionales de los flujos de CH₄ en la interfaz suelo atmósfera (Del Grosso *et al.*, 2000; Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016).

$$AFP = [(1-\rho_{ap}/\rho_s) - \theta_v] / (1-\rho_{ap}/\rho_s) \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde,

AFP: Contenido de aire fraccional en el suelo (m³ m⁻³).

ρ_{ap} : Densidad aparente del suelo (kg m⁻³).

ρ_s : Densidad real del suelo (kg m⁻³).

θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo (m³ m⁻³).

Se calculó el contenido de agua fraccional (WFPS), medida que refleja el contenido relativo de agua en el suelo expresado como una fracción de la porosidad (Ecuación 4), por lo tanto, indica el grado de saturación en el suelo (Del Grosso *et al.*, 2000).

$$WFPS = \theta_v / (1-\rho_{ap}/\rho_s) \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde,

WFPS: Contenido de agua fraccional en el suelo (m³ m⁻³).

ρ_{ap} : Densidad aparente del suelo (kg m⁻³).

ρ_s : Densidad real del suelo (kg m⁻³).

θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo (m³ m⁻³).

2.2.4 Análisis de los flujos de CO₂ y CH₄ con distintos grados de perturbación y coberturas

Se compararon los flujos de CO₂ y CH₄ de las tres situaciones estudiadas (PLQ, QTC y ESP) y de las siete coberturas consideradas (peumo, litre, quillay, tevo, colliguay, espino y pradera) utilizando análisis de varianza con un nivel de significancia de 0,05. De existir diferencias significativas, se utilizó la prueba de Tukey para hacer comparaciones múltiples. Se evaluaron los supuestos de normalidad de residuos y homocedasticidad de los modelos lineales utilizados. Cuando no fueron normales, se utilizó la Prueba H de Kruskal Wallis (contraste no paramétrico) con un nivel de significancia de 0,05. De existir diferencias significativas entre las situaciones y coberturas estudiadas, se utilizó la prueba post hoc de Nemenyi para realizar comparaciones múltiples.

Todos los análisis estadísticos y gráficos se realizaron en el programa R (R Core Team, 2013), con un nivel de significancia de $p < 0,05$.

2.2.5 Relación de los flujos de CO₂ y CH₄ con temperatura y contenido volumétrico de agua en el suelo

Se utilizaron modelos de regresión lineal y no lineal para describir las relaciones entre la respiración del suelo, los flujos de CH₄, la temperatura y el contenido volumétrico de agua en el suelo. Para relacionar la respiración del suelo con la temperatura se utilizó la ecuación de van't Hoff (1884), la cual es comúnmente utilizada para describir esta relación, donde la respiración del suelo aumenta de forma exponencial con la temperatura (Ecuación 5) (Lloyd y Taylor, 1994; Luo y Zhou, 2010).

$$R_s = \beta_0 e^{\beta_1 T_s} \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde,

R_s : Respiración del suelo ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

β_0 : Parámetro ajustado.

β_1 : Parámetro ajustado.

T_s : Temperatura del suelo ($^{\circ}\text{C}$).

Además, se utilizó un modelo multifactorial que consideró la temperatura y el contenido volumétrico de agua para explicar la respiración del suelo (Qi *et al.*, 2002) (Ecuación 6).

$$R_s = a\theta_v^b T_s^c \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde,

R_s : Respiración del suelo ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

a : Parámetro ajustado.

b : Parámetro ajustado.

c : Parámetro ajustado.

θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

T_s : Temperatura del suelo ($^{\circ}\text{C}$).

3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Resultados

3.1.1 Análisis preliminar de variables físicas del suelo

Las temperaturas más altas coincidieron con los menores contenidos volumétricos de agua en el suelo, presentándose una correlación negativa entre ambas variables ($r = -0,77$; $n = 162$; $p < 0,001$) (Cuadro 1). El contenido de aire fraccional se relacionó de forma inversa y significativa con el contenido volumétrico de agua en el suelo ($r = -0,97$; $n = 162$; $p < 0,001$), es decir, se presentó mayor disponibilidad de aire en el suelo a menores contenidos de humedad (Cuadro 1).

La temperatura (T_s) y el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) fueron controlados significativamente por la temporada ($p < 0,001$) y las situaciones de perturbación ($p < 0,001$). En verano, la T_s fue de $28,45 \pm 0,79$ °C (promedio ± 1 error estándar), mientras que en invierno fue $10,33 \pm 0,31$ °C. En verano, el θ_v fue $0,036 \pm 0,002$ m³m⁻³, mientras que en invierno fue $0,234 \pm 0,009$ m³m⁻³. El contenido de aire fraccional (AFP) fue significativamente mayor en verano ($0,913 \pm 0,005$ m³m⁻³) que en la temporada de invierno ($0,456 \pm 0,019$) ($p < 0,001$); es decir, en verano se presentó una mayor proporción de aire en los poros del suelo. Así mismo, el contenido fraccional de agua en el suelo (WFPS) se diferenció significativamente entre temporadas, con $0,087 \pm 0,005$ m³m⁻³ en verano y $0,544 \pm 0,019$ en invierno ($p < 0,001$).

Tanto en verano como en invierno, las temperaturas más altas se presentaron en la situación más degradada (ESP), seguido de QTC y PLQ ($p < 0,001$) (Cuadro 2).

En la temporada de verano, la humedad del suelo fue baja en todas las situaciones, sin diferencias significativas entre ellas ($p > 0,05$), mientras que en invierno la humedad en la condición QTC fue significativamente mayor que en PLQ ($p < 0,05$), mientras que ESP fue intermedio entre ambas situaciones (Cuadro 2).

Tanto en verano como en invierno, la menor proporción de aire en los poros del suelo se presentó en la condición más degradada ESP, diferenciándose significativamente de QTC y PLQ. ESP fue la situación con mayor contenido de agua fraccional del suelo (Cuadro 2).

Cuadro 1. Matriz de Correlación de las variables consideradas (n=162). Significancia se indica como: ns (no significativo), * ($p<0,05$), ** ($p<0,01$) y *** ($p<0,001$).

	Flujo CO ₂	Flujo CH ₄	T _s	θ _v	AFP	WFPS
Flujo CO ₂	1					
Flujo CH ₄	-0,11 ns	1				
T _s	-0,54 ***	0,11 ns	1			
θ _v	0,52 ***	-0,21 **	-0,77 ***	1		
AFP	-0,41 ***	-0,42 ***	-0,74 ***	-0,97 ***	1	
WFPS	0,41 ***	0,42 ***	-0,74 ***	0,97 ***	-1 ***	1

θ_v: Contenido volumétrico de agua en el suelo; T_s: Temperatura del suelo; AFP: Contenido de aire fraccional; WFPS: Contenido de agua fraccional.

3.1.2 Variación estacional de los flujos de CO₂ y CH₄

3.1.2.1 Flujos de CO₂

Los flujos de CO₂ fueron controlados significativamente por la temporada ($p<0,001$) y el gradiente de perturbación ($p<0,001$). En verano, la tasa de respiración del suelo fue de $1,818 \pm 0,15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (promedio \pm 1 error estándar), mientras que en invierno fue de $4,884 \pm 0,38 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Para la temporada de verano, los flujos de CO₂ presentaron diferencias significativas entre los niveles de degradación ($p<0,001$). La mayor tasa de respiración se presentó en la situación menos perturbada PLQ, seguido de ESP y QTC (Cuadro 2, Figura 6-A). Existieron diferencias significativas entre las coberturas para la temporada de verano ($p<0,001$). La mayor tasa de respiración fue en individuos que predominaban en PLQ (peumo, litre y quillay), seguido de las coberturas consideradas en situaciones más arbustivas (espino, pradera, colliguay y tevo) (Cuadro 3, Figura 6-B).

En la temporada de invierno, los flujos de CO₂ presentaron diferencias significativas entre los niveles de degradación ($p<0,01$). La respiración respondió al gradiente de perturbación, siendo la situación menos degradada PLQ la que mayor flujo de CO₂ presentó, seguido de QTC y ESP (Cuadro 2, Figura 6-C). Existieron diferencias significativas entre las coberturas para la temporada de invierno ($p<0,01$). Al igual que en verano, la mayor tasa de respiración fue en individuos que predominaban en PLQ (peumo, litre y quillay), seguido de la cobertura de pradera perteneciente a la situación ESP, y por último las coberturas consideradas en situaciones QTC y ESP (colliguay, espino y tevo) (Cuadro 3, Figura 6-D).

Cuadro 2. Flujos y variables ambientales para las temporadas (T) de verano (V) e invierno (I) (promedio \pm 1 error estándar, N=27 para todas las situaciones). Las letras diferentes indican diferencias significativas a un $p < 0,05$.

Variable	T	PLQ	QTC	ESP
Flujo CO ₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	V	2,930 \pm 0,27 ^a	1,148 \pm 0,12 ^b	1,377 \pm 0,20 ^b
	I	7,033 \pm 0,81 ^a	4,197 \pm 0,53 ^b	3,423 \pm 0,33 ^b
Flujo CH ₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	V	-5,317 \pm 1,58	-4,597 \pm 1,76	-2,448 \pm 1,71
	I	0,177 \pm 1,86 ^a	4,309 \pm 1,21 ^{ab}	8,823 \pm 1,99 ^b
θ_v ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	V	0,035 \pm 0,004	0,035 \pm 0,003	0,039 \pm 0,003
	I	0,216 \pm 0,018 ^a	0,260 \pm 0,015 ^b	0,226 \pm 0,011 ^{ab}
T_s ($^{\circ}\text{C}$)	V	22,71 \pm 0,67 ^a	27,57 \pm 0,82 ^b	35,08 \pm 1,33 ^c
	I	8,81 \pm 0,29 ^a	9,74 \pm 0,42 ^a	12,43 \pm 0,59 ^b
AFP ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	V	0,926 \pm 0,007 ^a	0,924 \pm 0,006 ^a	0,887 \pm 0,008 ^b
	I	0,579 \pm 0,026 ^a	0,454 \pm 0,023 ^b	0,350 \pm 0,031 ^c
WFPS ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	V	0,074 \pm 0,007 ^a	0,076 \pm 0,006 ^a	0,113 \pm 0,008 ^b
	I	0,421 \pm 0,026 ^a	0,546 \pm 0,023 ^b	0,650 \pm 0,03 ^c

θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo; T_s : Temperatura del suelo; AFP: Contenido de aire fraccional; WFPS: Contenido de agua fraccional. Flujos negativos de CH₄ indican secuestro y positivos emisión.

La degradación de los ecosistemas se reflejó en los flujos de CO₂. La situación PLQ presentó los mayores flujos de CO₂ en verano e invierno, diferenciándose sustancialmente de las otras dos condiciones más perturbadas QTC y ESP.

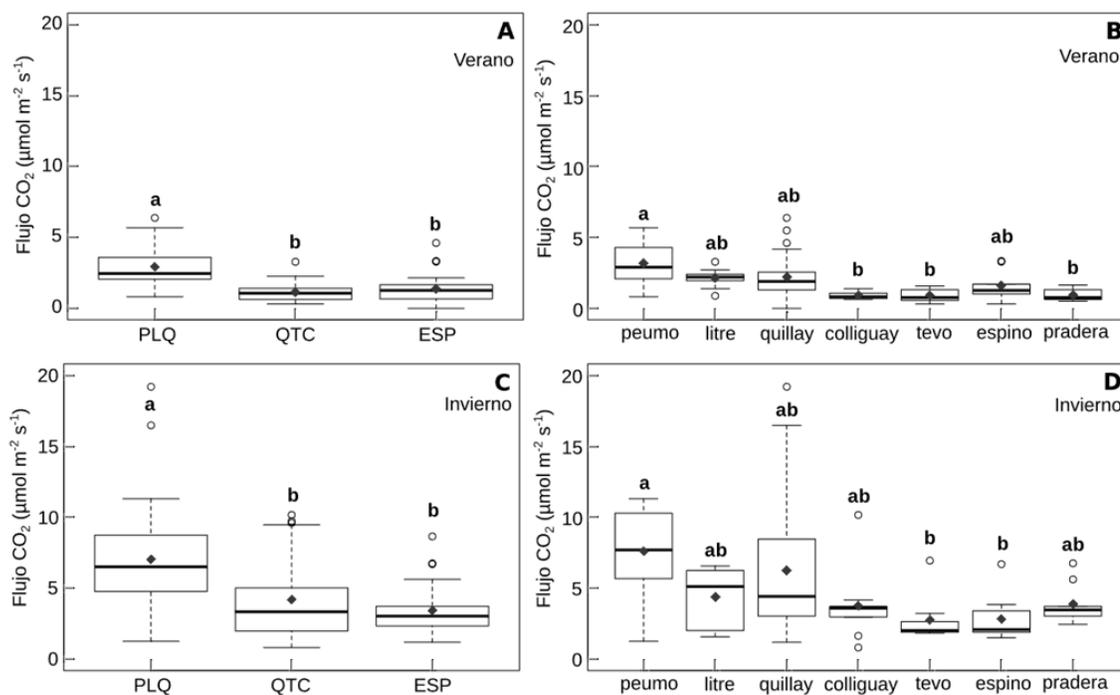


Figura 6. Flujos de CO₂ en los niveles de degradación y en las coberturas estudiadas durante la temporada de verano e invierno. La media se indica con un símbolo (◆). (Las letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas).

Se estandarizaron los flujos a 20°C, para así comparar el comportamiento de los suelos en una misma condición de temperatura. En verano, PLQ se diferenció de las situaciones más degradadas QTC y ESP ($p < 0,001$). Para esta temporada, la respiración del suelo respondió al gradiente de perturbación al igual que los flujos de CO₂ observados en terreno. En invierno, PLQ se diferenció de las situaciones más degradadas QTC y ESP ($p < 0,001$), respondiendo a la misma tendencia observada en verano. Por lo anterior, tanto los flujos corregidos de CO₂, como los no corregidos mostraron la misma tendencia, independiente de las diferencias en la temperatura del suelo al momento de la medición.

Cuadro 3. Flujos y variables ambientales para las temporadas (T) de verano (V) e invierno (I) (promedio \pm 1 error estándar, N=9 para todas las coberturas excepto quillay con N=27). Las letras diferentes indican diferencias significativas a un $p < 0,05$.

Variable	T	peumo	litre	quillay	colliguay	tevo	espino	pradera
Flujo CO ₂	V	3,171 $\pm 0,5^a$	2,161 $\pm 0,23^{ab}$	2,207 $\pm 0,30^{ab}$	0,926 $\pm 0,09^b$	0,926 $\pm 0,15^b$	1,620 $\pm 0,34^{ab}$	0,939 $\pm 0,13^b$
$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	I	7,618 $\pm 1,06^a$	4,384 $\pm 0,71^{ab}$	6,241 $\pm 0,83^{ab}$	3,767 $\pm 0,87^{ab}$	2,757 $\pm 0,54^b$	2,827 $\pm 0,54^b$	3,886 $\pm 0,46^{ab}$
Flujo CH ₄	V	-4,742 $\pm 2,72$	-5,481 $\pm 3,66$	-3,395 $\pm 1,89$	-5,387 $\pm 2,58$	-3,003 $\pm 2,77$	-6,447 $\pm 2,63$	-1,843 $\pm 2,41$
$\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	I	-1,957 $\pm 3,59^a$	0,688 $\pm 3,63^{ab}$	3,535 $\pm 1,44^{ab}$	5,025 $\pm 1,15^{ab}$	2,954 $\pm 2,66^{ab}$	13,020 $\pm 3,37^b$	9,589 $\pm 4,17^{ab}$
θ_v	V	0,038 $\pm 0,006$	0,031 $\pm 0,008$	0,041 $\pm 0,003$	0,027 \pm 0,003	0,031 $\pm 0,004$	0,039 $\pm 0,006$	0,036 $\pm 0,004$
$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	I	0,255 $\pm 0,044$	0,199 $\pm 0,028$	0,242 $\pm 0,017$	0,247 $\pm 0,013$	0,253 $\pm 0,019$	0,225 $\pm 0,025$	0,202 $\pm 0,011$
T_s	V	21,28 $\pm 0,68^a$	23,76 $\pm 1,27^{ab}$	25,5 $\pm 0,87^{abc}$	29,8 $\pm 0,72^{cd}$	29,29 $\pm 1,58^{bcd}$	32,51 $\pm 1,56^d$	42,94 $\pm 1,17^e$
$^{\circ}\text{C}$	I	8,68 $\pm 0,52^a$	8,64 $\pm 0,56^a$	10,44 $\pm 0,45^a$	10,19 $\pm 0,85^a$	9,16 $\pm 0,93^a$	11,4 $\pm 0,89^{ab}$	13,54 $\pm 1,18^b$
AFP	V	0,922 $\pm 0,013$	0,936 $\pm 0,016$	0,899 $\pm 0,008$	0,939 \pm 0,007	0,931 $\pm 0,009$	0,888 $\pm 0,017$	0,896 $\pm 0,011$
$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	I	0,552 $\pm 0,044$	0,587 $\pm 0,057$	0,444 $\pm 0,036$	0,457 $\pm 0,029$	0,444 $\pm 0,043$	0,350 $\pm 0,072$	0,418 $\pm 0,033$
WFPS	V	0,078 \pm 0,013	0,064 \pm 0,016	0,101 \pm 0,008	0,061 \pm 0,007	0,069 $\pm 0,009$	0,112 $\pm 0,017$	0,104 $\pm 0,011$
$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	I	0,448 $\pm 0,044$	0,413 $\pm 0,057$	0,556 $\pm 0,036$	0,543 $\pm 0,029$	0,556 $\pm 0,043$	0,650 $\pm 0,072$	0,582 $\pm 0,033$

θ_v : Contenido volumétrico de agua en el suelo; T_s : Temperatura del suelo; AFP: Contenido de aire fraccional; WFPS: Contenido de agua fraccional. Flujos negativos de CH₄ indican secuestro y positivos emisión.

3.1.2.2 Flujos de CH₄

Los flujos de CH₄ fueron fuertemente controlados por la temporada ($p < 0,001$) y el gradiente de perturbación ($p < 0,05$). En verano, los flujos de CH₄ fueron negativos ($-4,121 \pm 0,97 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; promedio \pm 1 error estándar), es decir, los suelos fueron sumideros de CH₄ atmosférico; mientras que en invierno los flujos fueron positivos ($4,436 \pm 1,06 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), es decir, los suelos actuaron como fuentes de CH₄.

En la temporada de verano, los suelos capturaron CH₄ atmosférico sin diferencias significativas entre los niveles de degradación establecidos en el área de estudio ($p > 0,05$)

(Cuadro 2, Figura 7-A). Para las coberturas consideradas dentro de cada situación, no se detectaron diferencias significativas en los flujos negativos de CH₄ ($p > 0,05$) (Cuadro 3, Figura 7-B).

Durante la temporada de invierno los suelos se comportaron como fuentes de CH₄. A diferencia de verano, los flujos presentaron diferencias significativas entre los niveles de degradación establecidos en el área de estudio ($p < 0,01$), siendo ESP la situación con mayor tasa de emisión de CH₄, seguido de QTC y PLQ (Cuadro 2, Figura 7-C). Para las coberturas consideradas dentro de cada situación, se detectaron diferencias significativas en los flujos de CH₄ ($p < 0,05$). La cobertura de peumo fue la única que presentó un flujo negativo en invierno. Las mayores tasas de emisión se encontraron en ESP, principalmente en las coberturas de espino, pradera y colliguay (Cuadro 3, Figura 7-D).

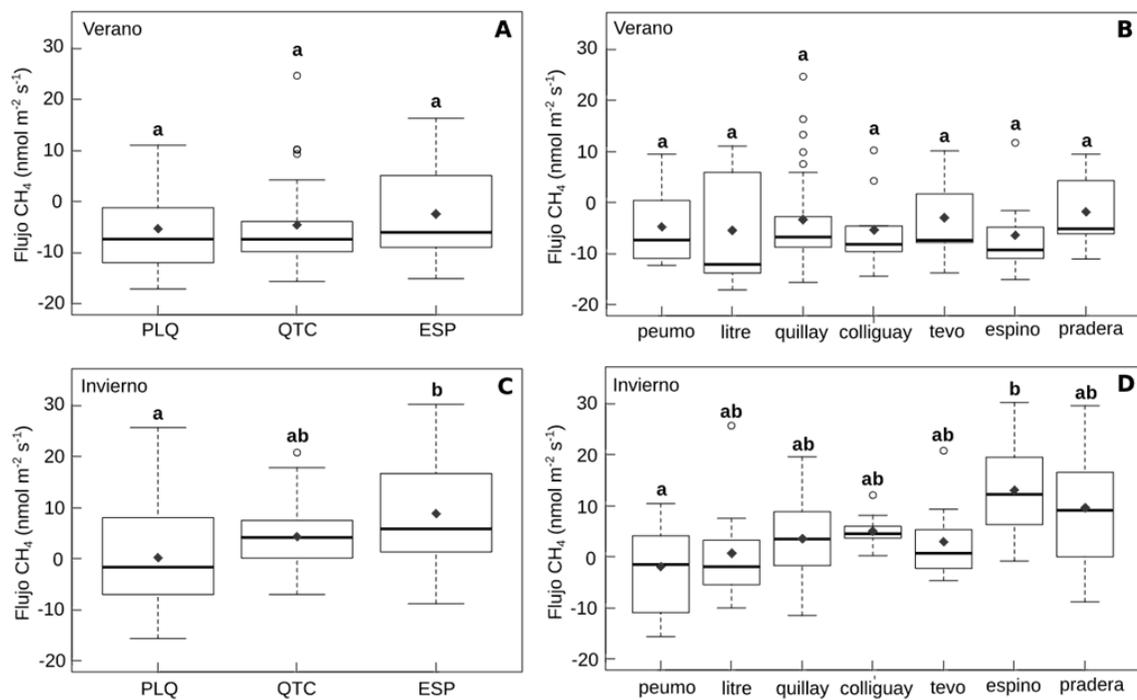


Figura 7. Flujos de CH₄ en los niveles de degradación y en las coberturas estudiadas durante la temporada de verano e invierno. La media se indica con un símbolo (◆). (Las letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas).

Los flujos de CH₄ se reflejaron en el gradiente de perturbación de los ecosistemas esclerófilos sólo en la temporada de invierno, donde la condición menos degradada (PLQ) presentó en promedio flujos más cercanos a cero comparado con la condición más perturbada (ESP), actuando la primera como una pequeña fuente de CH₄ hacia la atmósfera. La situación PLQ en invierno tuvo un flujo de 0,177 nmol m⁻² s⁻¹, diferenciándose de la condición más perturbada ESP, la cual presentó un flujo significativamente mayor (8,823 nmol m⁻² s⁻¹) para la misma temporada.

Los suelos capturaron CH₄ en verano sin diferencias entre los niveles de degradación, mientras que en invierno todas las condiciones emitieron CH₄, con diferencias de magnitud entre la condición más boscosa y la de espinal. Por lo anterior, el comportamiento de los suelos depende de la temporada y de la condición de degradación.

3.1.3 Relación de los flujos con variables ambientales

3.1.3.1 Flujos de CO₂ en la interfase suelo - atmósfera

Los flujos de CO₂ fueron controlados significativamente por la temperatura (T_s), el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) y el contenido de agua fraccional (WFPS) para todas las situaciones del gradiente de perturbación ($p_{T_s} < 0,001$; $p_{\theta_v} < 0,001$; $p_{WFPS} < 0,001$).

El θ_v de manera individual explicó en un 28% los flujos de CO₂, mientras que T_s los explicó en un 29%. Al considerar ambos controles, el coeficiente de determinación aumentó y ambos factores continuaron siendo significativos ($p_{T_s} < 0,05$, $p_{\theta_v} < 0,05$; $R^2 = 0,33$). El WFPS fue un control significativo para la respiración del suelo, el cual explicó los flujos de CO₂ desde el suelo en un 17% ($p < 0,001$).

En la condición menos degradada PLQ, θ_v y T_s fueron factores altamente significativos para los flujos de CO₂ ($p < 0,001$). El θ_v de forma individual explicó en un 33% los flujos, mientras que T_s explicó en un 30%. Cuando se consideraban ambos controles, θ_v pasaba a ser el único control significativo ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} < 0,05$; $R^2 = 0,35$). El WFPS de forma individual controló de forma significativa la respiración del suelo en la condición menos perturbada ($p < 0,001$; $R^2 = 0,35$).

Para la situación QTC, θ_v y T_s fueron controles significativos para la respiración del suelo ($p < 0,001$). En esta condición, la interacción entre T_s y θ_v ($T_s \times \theta_v$) fue la variable que mejor explicó los flujos con un 51%, seguido de θ_v con 46% y T_s con 32% cuando eran considerados de forma individual. Cuando se consideraba θ_v y T_s , θ_v pasaba a ser la única variable significativa ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} < 0,001$; $R^2 = 0,46$). El WFPS de forma individual explicó los flujos de CO₂ desde el suelo en un 38% ($p < 0,001$).

Para la situación ESP, los dos factores θ_v y T_s fueron significativos ($p < 0,001$). Al considerar θ_v de forma individual, los flujos se explicaban en un 37%, mientras que T_s los explicaba en un 39%. Cuando se consideraban los dos controles simultáneamente, ninguna variable fue significativa ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} > 0,05$; $R^2 = 0,41$). El WFPS de forma individual explicó significativamente la respiración del suelo ($p < 0,001$; $R^2 = 0,37$).

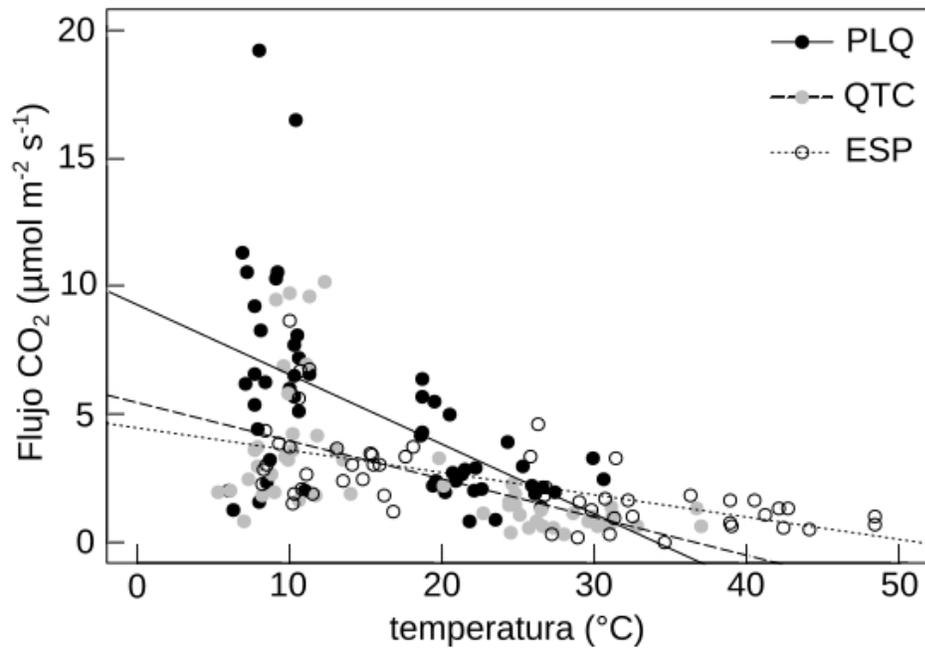


Figura 8. Relación de los flujos de CO₂ con la temperatura del suelo (T_s) ($p < 0,001$) para cada condición del gradiente de perturbación.

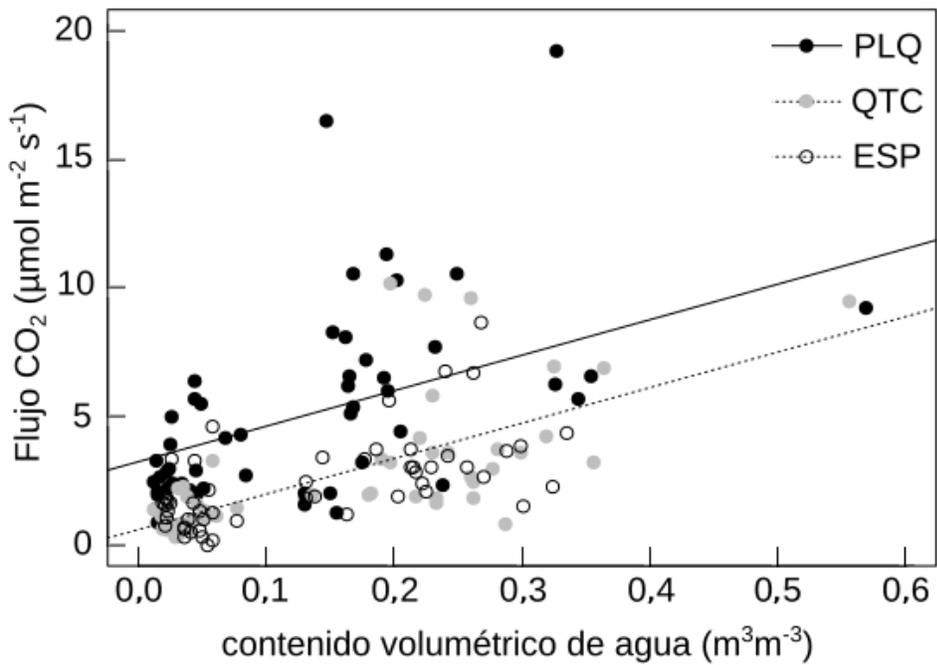


Figura 9. Relación de los flujos de CO₂ con el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) ($p < 0,001$) para cada condición del gradiente de perturbación. (Las condiciones QTC y ESP presentaron una misma relación).

La respiración del suelo disminuyó de forma lineal y significativa con T_s para todas las condiciones de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,29$). Aparentemente los flujos de CO_2 disminuyeron con T_s , pero esto es explicado por la autocorrelación negativa entre T_s y θ_v ($r = -0,77$; $p < 0,001$), por ende, entre la respiración del suelo y T_s , el control biológico fue probablemente θ_v . Al realizar un análisis de covarianza entre los flujos de CO_2 y T_s , agregando las condiciones de perturbación, la explicación de la respiración aumentó en un 13% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,42$). La relación lineal entre los flujos de CO_2 y T_s presentó interceptos y pendientes significativamente diferentes entre situaciones ($p < 0,001$) (Figura 8). Los interceptos siguieron el gradiente de perturbación, siendo el mayor PLQ (9,269), seguido de QTC (5,452) y ESP (4,466). Las pendientes también se relacionaron con el gradiente de perturbación, siendo la pendiente más negativa para PLQ (-0,272), seguido de QTC (-0,149) y ESP (-0,087).

La respiración del suelo aumentó de forma lineal y significativa con θ_v para todas las situaciones del gradiente de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,28$). El análisis de covarianza mostró que al agregar las condiciones de degradación la explicación a los flujos aumentaba en un 18% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,46$). Esta relación lineal entre respiración del suelo y θ_v presentó interceptos significativamente diferentes entre las condiciones de perturbación ($p < 0,001$), a diferencia de las pendientes, las cuales no fueron diferentes ($p > 0,05$) (Figura 9). Los interceptos respondieron al gradiente de perturbación, siendo PLQ el mayor intercepto (3,248) y las condiciones QTC y ESP con un mismo intercepto y significativamente menor que el de PLQ (0,610).

Por otra parte, se utilizó una fórmula multifactorial que consideró la multiplicación entre T_s y θ_v de forma simultánea. Los parámetros considerados en el modelo fueron significativos ($p_a < 0,01$; $p_b < 0,01$; $p_c < 0,05$) y el coeficiente de determinación fue menor que en las relaciones lineales anteriores ($R^2 = 0,30$). Se relacionaron los flujos de CO_2 con una variable que consideró la interacción entre la temperatura y el contenido volumétrico de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) (Figura 10).

La respiración del suelo aumentó de manera lineal y significativa con $T_s \times \theta_v$ para todas las condiciones del gradiente de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,27$). Al agregar las situaciones de degradación al análisis de covarianza, la explicación a la respiración del suelo aumentó en un 16% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,43$). La relación lineal presentó interceptos significativamente diferentes entre las condiciones ($p < 0,001$), las pendientes, por el contrario, no fueron diferentes entre las situaciones del gradiente ($p > 0,05$) (Figura 10). Los interceptos coincidieron con el gradiente de perturbación, siendo PLQ el mayor intercepto (2,070), seguido de QTC (-0,014) y ESP (-0,548).

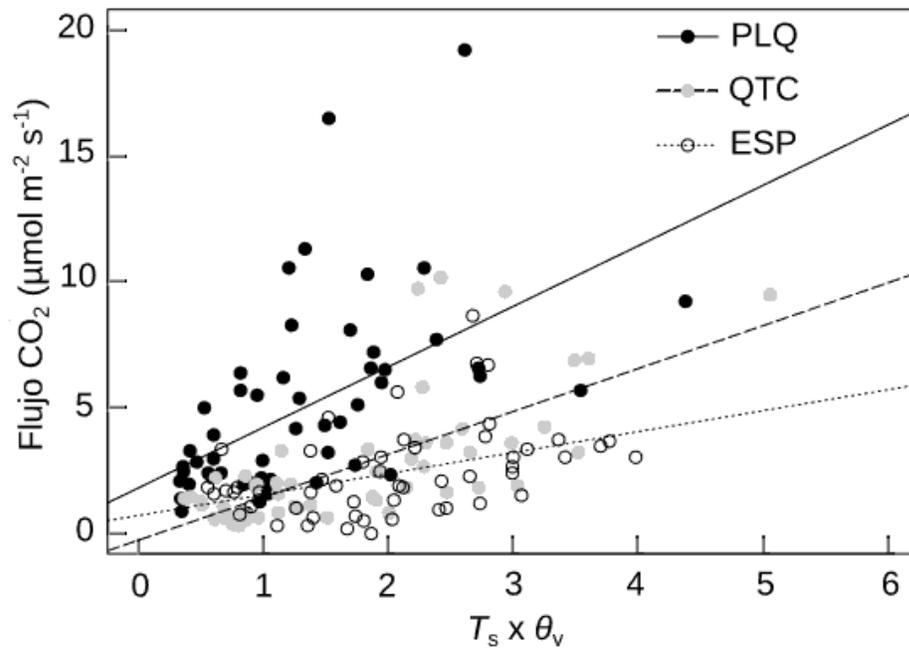


Figura 10. Relación de los flujos de CO₂ con la interacción entre la temperatura y el contenido de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) ($p < 0,001$) para las situaciones de perturbación.

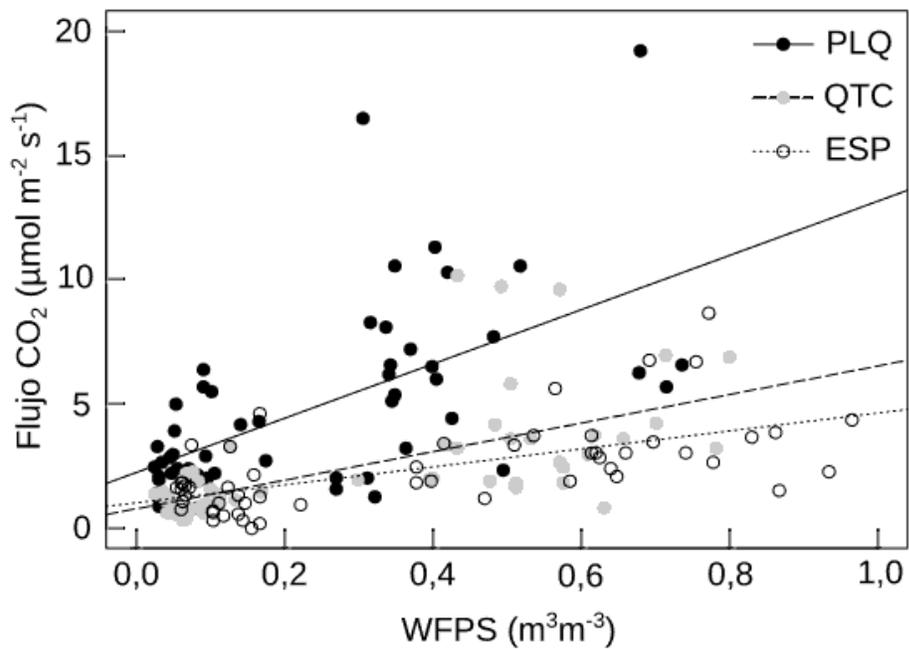


Figura 11. Relación de los flujos de CO₂ con el contenido fraccional de agua en el suelo (WFPS) ($p < 0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.

Los flujos de CO₂ desde el suelo aumentaron de manera lineal y significativa con WFPS para todas las condiciones del gradiente de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,17$). Al considerar las condiciones de degradación al análisis de covarianza, la explicación a la respiración del suelo aumentó en un 28% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,45$). La relación lineal presentó interceptos y pendientes significativamente diferentes entre las condiciones ($p < 0,001$) (Figura 11). Las pendientes coincidieron con el gradiente de perturbación, siendo PLQ la mayor (10,91), seguido de QTC (5,74) y ESP (3,61).

3.1.3.2 Flujos de CH₄ en la interfase suelo - atmósfera

Los flujos de CH₄ fueron controlados significativamente por la temperatura del suelo (T_s), el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) y el contenido de aire fraccional en el suelo (AFP) para todas las condiciones del gradiente de perturbación ($p_{T_s} < 0,001$; $p_{\theta_v} < 0,001$; $p_{AFP} < 0,001$).

El θ_v de forma individual explicó los flujos en un 15%, mientras que T_s los explicó en un 10%. Cuando se consideraban ambos controles, el coeficiente de determinación no aumentaba y ninguna variable era significativa ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} > 0,05$; $R^2 = 0,15$). El AFP fue un control significativo para los flujos de CH₄, el cual explicó los flujos de los suelos en un 17% ($p < 0,001$).

En la situación menos degradada PLQ, sólo T_s fue un control significativo para los flujos de CH₄ ($p_{T_s} < 0,05$, $p_{\theta_v} > 0,05$). La T_s de forma individual explicó en un 8% los flujos, mientras que θ_v los explicó en un 5%. Al considerar los dos controles, el coeficiente de determinación no aumentó y las variables no fueron significativas ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} > 0,05$; $R^2 = 0,08$). Al considerar el AFP de forma individual, los flujos de CH₄ no fueron explicados significativamente por esta variable ($p > 0,05$; $R^2 = 0,05$).

Para la condición QTC, θ_v y T_s fueron controles significativos para los flujos de CH₄ ($p < 0,001$). Al considerar θ_v de manera individual se explicaron los flujos en un 31%, mientras que T_s los explicó en un 21%. Cuando se consideraban ambas variables, la explicación no aumentaba y θ_v pasaba a ser la única variable significativa ($p_{T_s} > 0,05$, $p_{\theta_v} < 0,01$; $R^2 = 0,31$). El AFP explicó de forma significativa los flujos de CH₄ para esta situación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,26$).

Para la situación más degradada ESP, los dos controles fueron significativos ($p_{T_s} < 0,001$, $p_{\theta_v} < 0,01$). Al considerar θ_v de forma individual, los flujos se explicaron en un 16%, mientras que T_s los explicó en un 23%. Cuando se consideraban las dos variables, sólo T_s fue significativa ($p_{T_s} < 0,05$, $p_{\theta_v} > 0,05$; $R^2 = 0,23$). Al considerar el AFP de forma individual, los flujos fueron explicados en un 16% ($p < 0,01$).

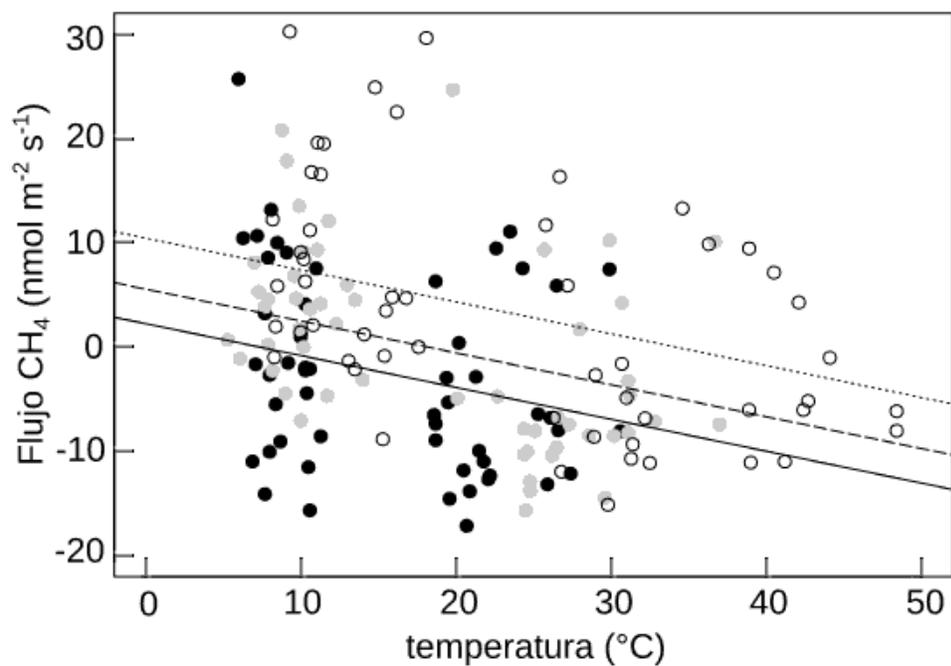


Figura 12. Relación de los flujos de CH_4 con la temperatura del suelo (T_s) ($p < 0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.

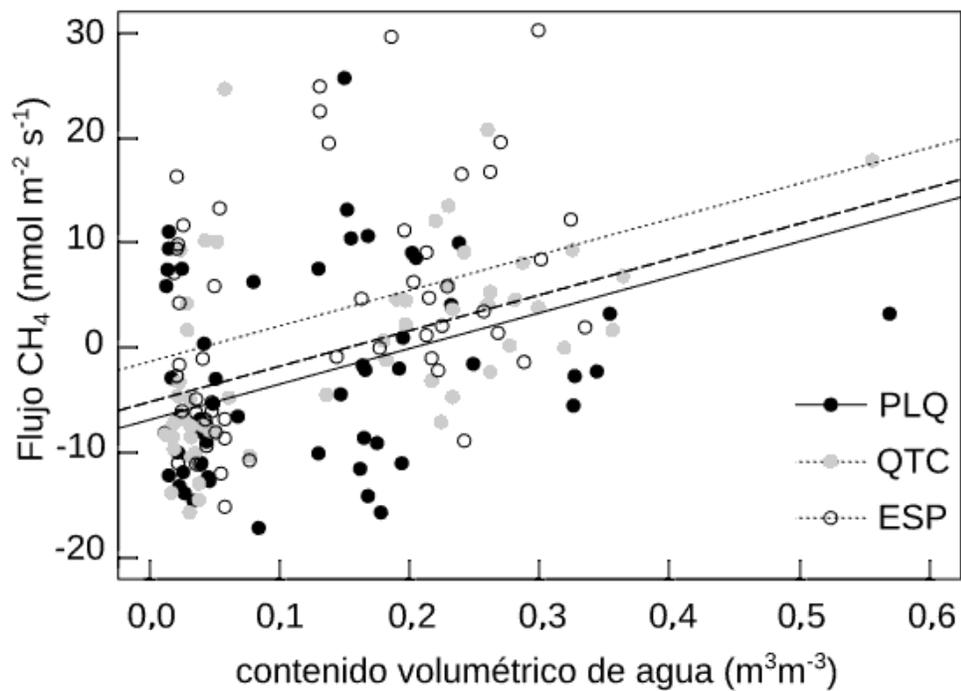


Figura 13. Relación de los flujos de CH_4 con el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) ($p < 0,001$) para cada situación del gradiente de perturbación.

Los flujos de CH₄ disminuyeron de forma lineal y significativa con T_s para todas las situaciones del gradiente de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,10$). El análisis de covarianza mostró que al agregar las condiciones de perturbación la explicación de los flujos aumentaba en un 13% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,23$). Las relaciones lineales presentaron interceptos significativamente diferentes entre las condiciones de perturbación ($p < 0,001$) y pendientes no diferentes entre las situaciones ($p > 0,05$) (Figura 12). Los interceptos se relacionaron con el gradiente de perturbación, siendo el menor PLQ (2,25), seguido de QTC (5,56) y ESP (10,45). Las situaciones presentaron una misma pendiente de -0,31.

El flujo de CH₄ aumentó de forma lineal y significativa con θ_v para todas las condiciones de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,15$). El análisis de covarianza mostró que al considerar las condiciones de perturbación se aumentaba la explicación a los flujos en un 9% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,24$). Las relaciones lineales presentaron interceptos significativamente diferentes entre condiciones ($p < 0,001$), a diferencia de las pendientes, las cuales no fueron diferentes ($p > 0,05$) (Figura 13). Los interceptos de las situaciones siguieron el gradiente, siendo PLQ el menor (-6,84), seguido de QTC (-5,15) y ESP (-1,31), por ende, la condición ESP, con intercepto más cercano a cero, alcanza flujos positivos de CH₄ a menores contenidos de agua que PLQ.

Se relacionaron los flujos de CH₄ con una variable que consideró la interacción entre la temperatura y el contenido volumétrico de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) (Figura 14). Los flujos de CH₄ aumentaron de forma lineal y significativa con $T_s \times \theta_v$ para todas las situaciones del gradiente de perturbación ($p < 0,01$; $R^2 = 0,11$). Al agregar las situaciones de degradación al análisis de covarianza, aumentó la explicación a los flujos de CH₄ en un 4% ($p < 0,001$; $R^2 = 0,15$). La relación lineal no presentó interceptos significativamente diferentes entre las situaciones ($p > 0,05$), al igual que las pendientes, las cuales no fueron diferentes ($p > 0,05$) (Figura 14).

Los flujos de CH₄ fueron relacionados con el contenido de aire fraccional en el suelo (AFP), variable que se relaciona de forma directa con la captura o emisión de CH₄ en el suelo, ya que representa el aire en los poros del suelo y, por lo tanto, la difusión de los gases en el suelo (Figura 15).

Los flujos de CH₄ disminuyeron de forma lineal y significativa con AFP para todas las condiciones del gradiente de perturbación ($p < 0,001$; $R^2 = 0,17$). El análisis de covarianza mostró que la relación lineal no presentó interceptos significativamente diferentes entre las situaciones ($p > 0,05$), al igual que las pendientes, las cuales no fueron diferentes ($p > 0,05$) (Figura 15).

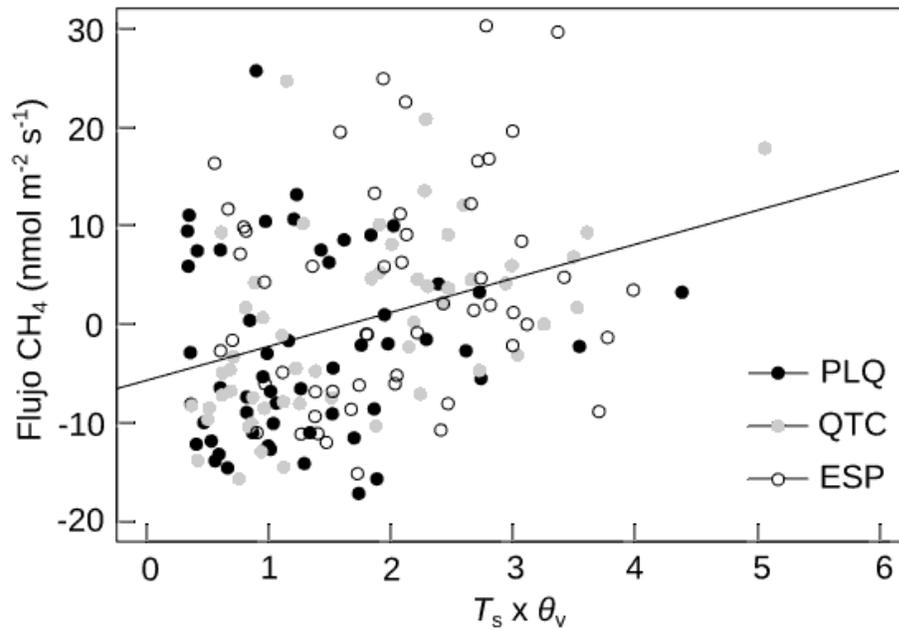


Figura 14. Relación de los flujos de CH_4 con la interacción entre la temperatura y el contenido de agua en el suelo ($T_s \times \theta_v$) ($p < 0,001$) para las situaciones de perturbación (todas las condiciones presentaron una misma relación).

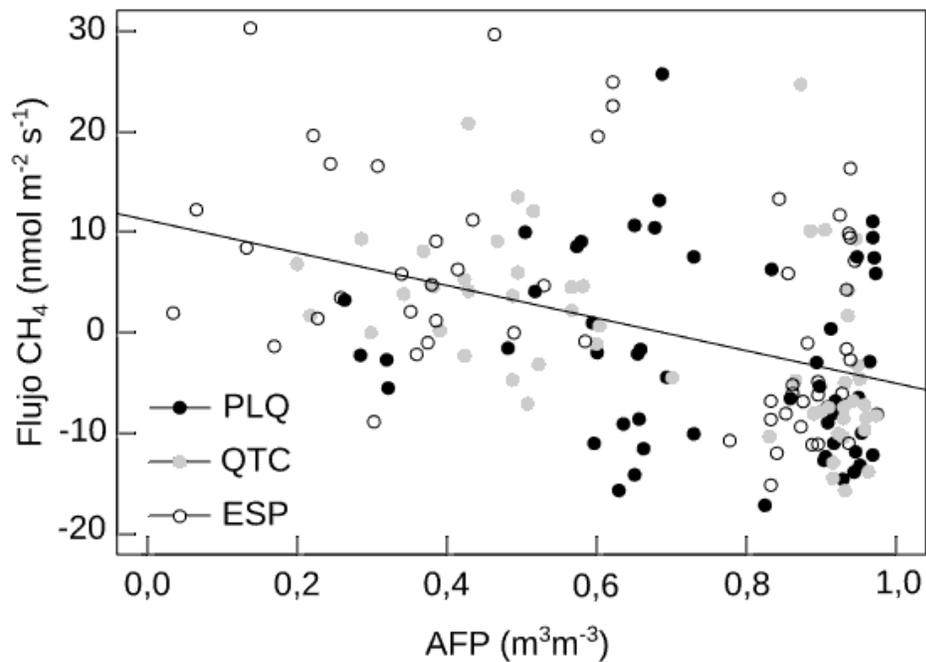


Figura 15. Relación de los flujos de CH_4 con el contenido de aire fraccional en el suelo (AFP) ($p < 0,001$) para las situaciones de perturbación (todas las condiciones presentaron una misma relación).

Por lo tanto, todas las situaciones del gradiente de perturbación responden al contenido de aire fraccional en la porosidad del suelo de la misma forma sin diferencias significativas entre los niveles de degradación, aumentando la captura de CH₄ (flujos más negativos) a medida que aumenta la disponibilidad de oxígeno en el suelo.

3.2 Discusión

3.2.1 Variabilidad estacional de temperatura (T_s) y contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v)

La temperatura (T_s) y el contenido volumétrico de agua en el suelo (θ_v) mostraron una marcada estacionalidad, típica de ecosistemas mediterráneos, donde los mínimos contenidos de humedad coinciden con las máximas temperaturas (verano), y las mínimas temperaturas con los máximos contenidos de agua en el suelo (invierno) (Rey *et al.*, 2002; Almagro *et al.*, 2009).

La temperatura media anual y el contenido de humedad del suelo reportados en este estudio fueron similares a publicados en otros ecosistemas mediterráneos (Almagro *et al.*, 2009; Bown *et al.*, 2014; Savi *et al.*, 2016).

3.2.2 Flujos de CO₂

Los flujos de CO₂ reportados en los suelos de ecosistemas esclerófilos fueron similares a estudios en zonas de clima mediterráneo (Rey *et al.*, 2002; Almagro *et al.*, 2009; Guidolotti *et al.*, 2013) y mayores que flujos de ecosistemas semiáridos (Rey *et al.*, 2011).

La tasa de respiración del suelo en ecosistemas esclerófilos fue significativamente diferente en verano e invierno. En zonas templadas y mediterráneas, los flujos de CO₂ en los suelos responden a un fuerte patrón estacional, que refleja la influencia de la temperatura y el contenido de agua en el metabolismo microbiano y de las raíces (Rey *et al.*, 2002; Luo y Zhou, 2010; Warner *et al.*, 2017).

La mayor tasa de respiración fue en la condición menos degradada (PLQ) en la temporada de invierno, mientras que el menor flujo se presentó en la situación medianamente degradada (QTC) en verano. La tendencia de bajas respiraciones de suelo en la estación cálida y altos en la temporada fría también se evidencia en otros estudios en ecosistemas mediterráneos y semiáridos (Rey *et al.*, 2002; Rey *et al.*, 2011).

La respiración del suelo aumenta de forma exponencial con la temperatura cuando el contenido de agua en el suelo no es una limitante (Lloyd y Taylor, 1994; Luo y Zhou, 2010). En este estudio no se observó un aumento exponencial de los flujos con el aumento de la temperatura, ya que las condiciones de mayor temperatura coincidieron con las condiciones más secas ($r = -0.77$, $n = 162$). Por ende, la disminución de la respiración se debe al bajo contenido de agua en el suelo, el cual actúa como control biológico en este tipo de ecosistemas con marcada estacionalidad entre veranos cálidos y secos e inviernos fríos y húmedos.

La importancia de la temperatura en la explicación de la respiración del suelo cambia en función del contenido de agua. Cuando la humedad del suelo no es un factor limitante (entre 15% - 20%, generalmente), el principal control es la temperatura (Rey *et al.*, 2002; Almagro *et al.*, 2009; Rey *et al.*, 2011; Guidolotti *et al.*, 2013). Es por esto que muchos estudios reportan que en estaciones húmedas (invierno para clima mediterráneo), la temperatura es el principal factor que explica los flujos de CO₂, mientras que en la estación seca (verano), es el contenido de humedad de los suelos. En este estudio, la respiración del suelo en la estación seca fue controlada por la temperatura y la humedad del suelo, mientras que en la estación húmeda sólo el contenido de agua se relacionó con los flujos de CO₂.

La respiración del suelo aumenta de forma significativa con el contenido de humedad, al igual que en ecosistemas áridos y semiáridos (Zhang *et al.*, 2010; Pérez-Quezada *et al.*, 2012). La respiración del suelo decae fuertemente en verano por el efecto de la sequía (contenido volumétrico de agua cercano a 4% en este estudio) (Almagro *et al.*, 2009). Un contenido de humedad bajo es un factor limitante importante en los flujos de CO₂ del suelo.

La respiración del suelo disminuyó a medida que aumentaba la degradación de los ecosistemas. En este estudio se reportaron flujos mayores que en un gradiente de perturbación situado en un ecosistema semiárido, pero seguía el mismo patrón a lo largo del gradiente de perturbación, donde los mayores flujos de CO₂ se presentaban en los ecosistemas menos degradados (Rey *et al.*, 2011).

3.2.3 Flujos de CH₄

Los flujos de CH₄ reportados en los suelos de ecosistemas esclerófilos fueron similares a estudios basados en bosques templados (Warner *et al.*, 2017), en el cual reportan que el suelo es principalmente un sumidero de CH₄, pero también puede ser una fuente, mientras que en este estudio los suelos fueron mayoritariamente sumideros en verano y fuentes en invierno. Los montos de los flujos de CH₄ en este estudio fueron similares a los reportados en bosques mediterráneos (Savi *et al.*, 2016), cuando los suelos eran sumideros. Para bosques mediterráneos, la tasa de absorción es baja y similar a las reportadas en estos bosques esclerófilos. Los bosques mediterráneos son pequeños sumideros de CH₄, capacidad que está estrictamente conectada a la disponibilidad de agua (Savi *et al.*, 2016).

El flujo de CH₄ reportado sigue el mismo comportamiento estacional que en otros ecosistemas mediterráneos (Savi *et al.*, 2016), donde la producción de CH₄ (flujos positivos) ocurre durante la estación seca y la oxidación (flujos negativos) durante la temporada fría.

Según reportes sobre los flujos de CH₄ en los suelos, éstos cambian periódicamente de sumideros a fuentes a escala diaria y estacional (Savi *et al.*, 2016). En este estudio, el análisis fue hecho a escala estacional, donde se encontraron variaciones en los flujos de CH₄, debido principalmente al contraste de las condiciones de temperatura y humedad que presentaron los suelos en las temporadas de verano e invierno.

En ecosistemas semiáridos, uno de los controles ambientales más importante en los flujos de CH₄ es el contenido de humedad (Dijkstra *et al.*, 2013). El contenido de agua puede determinar si el suelo está funcionando como consumidor o productor de CH₄, puesto que influye en las condiciones aeróbicas del suelo (Chan y Parkin, 2001b). En este estudio se observó un aumento de los flujos de CH₄ a medida que aumentaba el contenido de agua, lo cual coincidió con el gradiente de perturbación, donde la condición ESP (más degradada) alcanzaba flujos positivos a menores contenidos de agua que las situaciones QTC y PLQ, ya que un aumento del agua en el suelo produciría la formación de ambientes anaeróbicos en la condición con menor porosidad en el suelo. Los umbrales de humedad a partir de los cuales el suelo presentó flujos positivos variaron en cada situación, siendo ESP el primero en actuar como fuente (0,038 m³m⁻³), seguido de QTC (0,152 m³m⁻³) y PLQ (0,201 m³m⁻³).

Los flujos de CH₄ disminuyeron (flujos negativos) a medida que aumentaba el contenido de aire fraccional en los suelos. Esto coincide con estudios que relacionan el contenido de aire fraccional con la disponibilidad de oxígeno y la difusión de gases en el suelo, variables que determinan condiciones aeróbicas/anaeróbicas en el suelo (Del Grosso *et al.*, 2000; Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016). Por ende, cuando se presentaba bajo contenido de aire fraccional en la porosidad del suelo (baja disponibilidad de oxígeno), los suelos emitían CH₄ (flujos positivos) y cuando el contenido fraccional de aire era alto, los suelos capturaban CH₄. El umbral del contenido de aire fraccional en el suelo a partir del cual los suelos comenzaban a actuar como sumideros de CH₄ fue 0,69 m³m⁻³, sin diferencias significativas entre los niveles de degradación.

El suelo ha sido considerado un importante sumidero de CH₄ debido a la acción de metanótrofos en condiciones de suelo insaturado (Ueyama *et al.*, 2015). Estos agentes oxidan el CH₄ en ambientes aeróbicos (Luo y Zhou, 2010), es por esto que los flujos negativos (captura de CH₄ atmosférico) detectados en el área de estudio corresponden principalmente a la temporada de verano, donde el suelo presenta condiciones aeróbicas, ya que los poros no se encuentran saturados de agua (contenido volumétrico de agua promedio cercano a 4%). El suelo actúa como fuente de CH₄ en condiciones anaeróbicas, las cuales pueden ocurrir cuando el agua ocupa el espacio gaseoso del suelo, evidenciándose cuando el contenido volumétrico de agua es alto (Fest *et al.*, 2015).

La captura de CH₄ incrementa con el aumento de la temperatura del suelo y decrece con el aumento del contenido volumétrico de agua en el suelo (Serrano-Silva *et al.*, 2014; Fest *et al.*, 2015; Ueyama *et al.*, 2015; Warner *et al.*, 2017). Esta tendencia observada en bosques templados y esclerófilos australianos también se observa en los bosques y matorrales del área de estudio para la variable contenido de agua en el suelo, donde la captura de CH₄ se concentra en la temporada de verano y las emisiones en invierno. Otro estudio reporta que los suelos son principalmente sumideros de CH₄, excepto en invierno donde hay emisiones ocasionales en suelos compactados (Epron *et al.*, 2016).

La captación de CH₄ se relaciona de forma significativa, pero débil, con la temperatura y el contenido volumétrico de agua en el suelo. Para suelos de bosques templados, se encontró un umbral a los 17°C, por encima del cual la captación de CH₄ era significativamente mayor (flujos más negativos). Un aumento en el contenido volumétrico de agua reduce la difusión de CH₄ y O₂ en el suelo, lo que limita la oxidación de CH₄ y promueve la

metanogénesis (Warner *et al.*, 2017). La absorción podría disminuir cuando los suelos están relativamente húmedos, ya que se reduce la difusión de CH₄ en el suelo (Dijkstra *et al.*, 2013).

Los disturbios pueden alterar la oxidación de CH₄ en el suelo, ya que se alteran las propiedades físicas que se relacionan con la difusión de los gases en el suelo (Fest *et al.*, 2015). En otros estudios se ha utilizado la densidad aparente y el contenido fraccional de aire en el suelo como subrogados de la difusión de gases en el suelo (Del Grosso *et al.*, 2000). Flujos altos de oxidación de CH₄ pueden atribuirse a la falta de disturbios que producen compactación del suelo (Fest *et al.*, 2015).

La compactación del suelo contribuye a que disminuya el consumo de CH₄ (Chan y Parkin, 2001b), lo que se relaciona al gradiente de perturbación del área de estudio, donde la situación de espinal presentó mayor compactación y menor oxidación de CH₄ que las situaciones menos degradadas del bosque esclerófilo.

Los flujos de CH₄ fueron más cercanos a cero en las condiciones menos degradadas (PLQ y QTC) y significativamente mayores en la situación más degradada (ESP) en la temporada de invierno. Las características de los suelos podrían estar explicando los flujos más altos en el espinal, puesto que es la situación con menor porosidad en el suelo y mayor densidad aparente. Estas dos propiedades físicas se relacionan con las condiciones anaeróbicas del suelo, facilitando el ambiente de agentes metanogénicos.

Los bosques menos perturbados presentan mayor contenido de materia orgánica, mayor actividad microbiana, menor densidad aparente y mayor porosidad en las primeras capas del perfil de suelo que ecosistemas degradados (Dutaur y Verchot, 2007). Estas características se relacionan a condiciones aeróbicas en el suelo, facilitando el ambiente de bacterias metanotróficas que oxidan CH₄.

Los suelos de texturas gruesas tienen mayor capacidad de oxidación que los suelos de texturas finas, puesto que la textura del suelo afecta la difusión de los gases, factor que influye en los flujos de CH₄ (Dutaur y Verchot, 2007). En este caso, la condición más degradada (ESP) es la que presentó las texturas más finas del gradiente (franco arcilloso, arcilloso), en comparación con las situaciones menos degradadas, las cuales presentaron texturas más gruesas (franco, franco arenoso). Esto podría explicar los flujos más altos de CH₄ en la situación de espinal y los más cercanos a cero en las condiciones menos perturbadas.

El contenido fraccional de aire en el suelo (AFP) se relaciona de forma significativa con los flujos de CH₄, ya que se enlaza con la difusión de gases en el suelo. En verano, el AFP en los suelos fue significativamente mayor que en invierno, lo cual explicaría la captura de CH₄ en verano (flujos negativos) y la emisión en invierno (flujos positivos). El AFP y el contenido de agua son las variables que mejor explican los flujos de CH₄ en los suelos (Serrano-Silva *et al.*, 2014; Fest *et al.*, 2015; Epron *et al.*, 2016; Warner *et al.*, 2017). En este estudio se observa la misma interacción, donde AFP fue la variable que mejor explicó los flujos de CH₄ ($R^2=0,17$; $p<0,001$), seguido del contenido volumétrico de agua en el suelo ($R^2=0,15$; $p<0,001$) y la temperatura del suelo ($R^2=0,10$; $p<0,001$).

4 CONCLUSIONES

Los flujos de CO₂ y CH₄ en los suelos fueron controlados por la temporada y el tipo de vegetación asociada al gradiente de perturbación.

Los flujos de CO₂ fueron menores en verano que en invierno, lo que es explicado principalmente por el contenido de agua en el suelo. Además, los flujos de CO₂ en el suelo disminuyeron significativamente a medida que aumentó la perturbación en los ecosistemas. En ambas temporadas se presentó la misma tendencia de mayores flujos de CO₂ en las situaciones menos degradadas y bajos flujos en las condiciones más perturbadas.

Los suelos actuaron generalmente como sumideros de CH₄ en verano, cuando el suelo tenía bajos contenidos de agua y se presentaban condiciones aeróbicas. Además, los suelos asociados a ecosistemas degradados fueron fuentes más grandes durante invierno y sumideros más pequeños en verano. Por lo tanto, los suelos asociados a bosques esclerófilos mejor conservados pueden actuar como sumideros más grandes y fuentes más pequeñas que los ecosistemas degradados, debido principalmente a la mayor porosidad que presentan los suelos asociados a bosques menos degradados, en los cuales predominan condiciones aeróbicas en la porosidad del suelo.

Estrategias de manejo, disturbios o cambios que afecten en el contenido de agua o en las propiedades físicas del suelo, asociadas a su porosidad, podrían alterar la dinámica de los flujos de CO₂ y CH₄ en ecosistemas esclerófilos. Futuros estudios deben abordar los mecanismos de producción y consumo de CH₄ de forma específica en los suelos de matorrales y bosques para entender el rol de los ecosistemas esclerófilos en el balance global de CH₄.

5 BIBLIOGRAFÍA

Almagro, M., López, J., Querejeta, J. y Martínez-Mena, M. 2009. Temperature dependence of soil CO₂ efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a Mediterranean ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(3), 594-605.

Arenas, L. 2015 Diseño de cámara estática cerrada y medición de flujos de gases de efecto invernadero (GEI) en suelos (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de Colombia Sede Palmira).

Armesto, J. y Pickett, S. 1985. A mechanistic approach to the study of succession in the Chilean matorral. *Revista Chilena de Historia Natural*, 58: 9-17.

Balogh, J., Pintér, K., Fóti, S., Cserhalmi, D., Papp, M. y Nagy, Z. 2011. Dependence of soil respiration on soil moisture, clay content, soil organic matter, and CO₂ uptake in dry grasslands. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(5), 1006-1013.

Bond-Lamberty, B. y Thomson, A. 2010. A global database of soil respiration data. *Biogeosciences*, 7(6), 1915-1926.

Bown, H., Fuentes, J., Pérez-Quezada, J. y Franck, N. 2014. Soil respiration across a disturbance gradient in sclerophyllous ecosystems in Central Chile. *Ciencia e investigación agraria*. 41(1), 89-106.

Bru, D., Ramette, A., Saby, N., Dequiedt, S., Ranjard, L., Jolivet, C. y Philippot, L. 2011. Determinants of the distribution of nitrogen-cycling microbial communities at the landscape scale. *The ISME journal*, 5(3), 532-542.

Butterbach-Bahl, K., Kiese, R. y Liu, C. 2011. Measurements of biosphere-atmosphere exchange of CH₄ in terrestrial ecosystems. *Methods Enzymol*, 495, 271-287.

Chan, A. y Parkin, T. 2001a. Effect of land use on methane flux from soil. *Journal of Environmental Quality*, 30(3), 786-797.

Chan, A. y Parkin, T. 2001b. Methane oxidation and production activity in soils from natural and agricultural ecosystems. *Journal of Environmental Quality*, 30(6), 1896-1903.

Chapin, F., Matson, P. y Vitousek, P. 2011. *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer Science & Business Media.

Chen, Y. y Prinn, R. 2006. Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D10).

Christiansen, J., Levy-Booth, D., Prescott, C. y Grayston, S. 2016. Microbial and Environmental Controls of Methane Fluxes Along a Soil Moisture Gradient in a Pacific Coastal Temperate Rainforest. *Ecosystems*, 1-16.

Collier, S., Ruark, M., Oates, L., Jokela, W. y Dell, C. 2014. Measurement of Greenhouse Gas Flux from Agricultural Soils Using Static Chambers. *Journal of Visualized Experiments: JoVE*, (90), 52110. Advance online publication. <http://doi.org/10.3791/52110>.

Corporación Nacional Forestal (CONAF). 2008. Plan de Manejo Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha. Período 2001- 2011. In Ministerio de Agricultura (ed.), Corporación Nacional Forestal VI Región Libertador Bernardo O'Higgins, p. 90.

Cueva, A., Bahn, M., Litvak, M., Pumpanen, J. y Vargas, R. 2015. A multisite analysis of temporal random errors in soil CO₂ efflux. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(4), 737-751.

Cuhel, J., Šimek, M., Laughlin, R., Bru, D., Chèneby, D., Watson, C. y Philippot, L. 2010. Insights into the effect of soil pH on N₂O and N₂ emissions and denitrifier community size and activity. *Applied and environmental microbiology*, 76(6), 1870-1878.

Dalal, R. y Allen, D. 2008. Turner Review No. 18. Greenhouse gas fluxes from natural ecosystems. *Australian Journal of Botany*, 56(5), 369-407.

Decheco, A. 2011. Metabolismo microbiano. Facultad de Ingeniería Pesquera y de Alimentos. Universidad del Callao. Perú.

Del Grosso, S., Parton, W., Mosier, A., Ojima, D., Potter, C., Borken, W. y Smith, K. 2000. General CH₄ oxidation model and comparisons of CH₄ oxidation in natural and managed systems. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4), 999-1019.

Dijkstra, F., Morgan, J., Follett, R. y Lecain, D. 2013. Climate change reduces the net sink of CH₄ and N₂O in a semiarid grassland. *Global change biology*, 19(6), 1816-1826.

Dirección Meteorológica de Chile (DMC). 2017. Estaciones en línea, Región del Libertador Bernardo O'higgins. [En línea] <<http://164.77.222.61/RedEmaNacional/php/VisorMMA.php?codigoNacional=340045>> [Revisado: 26 enero del 2018].

Donoso, C. 1982. Reseña ecológica de los bosques mediterráneos de Chile. *Bosque*, 4(2), 117-146.

Dutaur, L. y Verchot, L. 2007. A global inventory of the soil CH₄ sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(4).

Epron, D., Plain, C., Ndiaye, F., Bonnaud, P., Pasquier, C. y Ranger, J. 2016. Effects of compaction by heavy machine traffic on soil fluxes of methane and carbon dioxide in a temperate broadleaved forest. *Forest Ecology and Management*, 382, 1-9.

Fest, B., Wardlaw, T., Livesley, S., Duff, T. y Arndt, S. 2015. Changes in soil moisture drive soil methane uptake along a fire regeneration chronosequence in a eucalypt forest landscape. *Global change biology*, 21(11), 4250-4264.

Fuentes, J., Bown, H. y Pérez-Quezada, J. 2018. Plant-induced changes in soil microbiological and biochemical properties under Mediterranean ecosystems of Central Chile [bajo revisión].

Forbrich, I., Kutzbach, L., Hormann, A. y Wilmking, M. 2010. A comparison of linear and exponential regression for estimating diffusive CH₄ fluxes by closed-chambers in peatlands. *Soil Biology and Biochemistry*, 42(3), 507-515.

Gajardo, R. 1994. La vegetación natural de Chile: clasificación y distribución geográfica (p. 121). Santiago: Editorial Universitaria.

Guidolotti, G., Rey, A., D'andrea, E., Matteucci, G. y De Angelis, P. 2013. Effect of environmental variables and stand structure on ecosystem respiration components in a Mediterranean beech forest. *Tree physiology*, 33(9), 960-972.

Heimann, M. y Reichstein, M. 2008. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature*, 451(7176), 289-292.

Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier.

Howarth, R., Santoro, R. y Ingraffea, A. 2011. Methane and the greenhouse-gas footprint of natural gas from shale formations. *Climatic Change*, 106(4), 679-690.

Hu, Q., Wu, Q., Yao, B. y Xu, X. 2015. Ecosystem respiration and its components from a Carex meadow of Poyang Lake during the drawdown period. *Atmospheric Environment*, 100, 124-132.

Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Lechat, K., Lemieux, J., Molson, J., Beaudoin, G. y Hébert, R. 2016. Field evidence of CO₂ sequestration by mineral carbonation in ultramafic milling wastes, Thetford Mines, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 47, 110-121.

Lloyd, J. y Taylor, J. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional ecology*, 315-323.

Luebert, F. y Plissock, P. 2006. *Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile*. Editorial Universitaria.

- Luo, Y. y Zhou, X. 2010. Soil respiration and the environment. Academic press.
- Martins, C., Macdonald, C., Anderson, I. y Singh, B. 2016. Feedback responses of soil greenhouse gas emissions to climate change are modulated by soil characteristics in dryland ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry*, 100, 21-32.
- Moyano, F., Vasilyeva, N., Bouckaert, L., Cook, F., Craine, J., Don, A. y Katterer, T. 2012. The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties. *Biogeosciences*, 9(3), 1173-1182.
- Muñoz, C., Sagggar, S., Berben, P., Giltrap, D. y Jha, N. 2011. Influence of waiting time after insertion of base chamber into soil on produced greenhouse gas fluxes. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 71(4), 610.
- Muñoz, R. 2012. Propiedades físicas del suelo potencialmente afectadas por el uso histórico en la Reserva Nacional Roblería del Cobre de Loncha, Alhué, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Ingeniero Forestal. Escuela de Ciencias Forestales. Facultad de Ciencias Forestales y de la Conservación de la Naturaleza. Universidad de Chile.
- Myers, N., Mittermeier, R., Mittermeier, C., Da Fonseca, G. y Kent, J. 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403(6772), 853-858.
- Oertel, C., Matschullat, J., Zurba, K., Zimmermann, F. y Erasmi, S. 2016. Greenhouse gas emissions from soils—A review. *Chemie der Erde-Geochemistry*.
- Pérez-Quezada, J., Bown, H., Fuentes, J., Alfaro, F. y Franck, N. 2012. Effects of afforestation on soil respiration in an arid shrubland in Chile. *Journal of Arid Environments*, 83, 45-53.
- Pumpanen, J., Kolari, P., Ilvesniemi, H., Minkkinen, K., Vesala, T., Niinistö, S., Lohila, A., Larmola, T., Morero, M., Pihlatie, M., Janssens, I., Curiel, J., Grunzweig, J., Reth, S., Subke, J., Savage, K., Kutsch, W., Ostreng, G., Ziegler, W., Anthoni, P., Lindroth, A. y Hari, P. 2004. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 123(3-4), 159-176.
- Pierini, V., Bartoloni, N. y Ratto, S. 2017. Greenhouse gases emissions from a closed old landfill cultivated with biomass crops. *Environment, Development and Sustainability*, 1-15.
- QGIS Development Team, 2013. QGIS 1.8.0 Geographic Information System User Guide. Open Source Geospatial Foundation Project. Electronic document: <http://docs.qgis.org/1.8/pdf/QGIS-1.8-UserGuide-en.pdf>.
- Qi, Y., Xu, M. y Wu, J. 2002. Temperature sensitivity of soil respiration and its effects on ecosystem carbon budget: nonlinearity begets surprises. *Ecological Modelling*, 153(1), 131-142.

- R Core Team. 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [<http://www.R-project.org/>].
- Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., De Parri, I., Jarvis, P. y Valentini, R. 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology*, 8(9), 851-866.
- Rey, A., Pegoraro, E., Oyonarte, C., Were, A., Escribano, P. y Raimundo, J. 2011. Impact of land degradation on soil respiration in a steppe (*Stipa tenacissima* L.) semi-arid ecosystem in the SE of Spain. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(2), 393-403.
- Saiz, G., Byrne, K., Butterbach-Bahl, K., Kiese, R., Blujdea, V. y Farrell, E. 2006. Stand age-related effects on soil respiration in a first rotation Sitka spruce chronosequence in central Ireland. *Global Change Biology*, 12(6), 1007-1020.
- Savi, F., Di Bene, C., Canfora, L., Mondini, C. y Fares, S. 2016. Environmental and biological controls on CH₄ exchange over an evergreen Mediterranean forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 226, 67-79.
- Serrano-Silva, N., Sarria-Guzmán, Y., Dendooven, L. y Luna-Guido, M. 2014. Methanogenesis and methanotrophy in soil: a review. *Pedosphere*, 24(3), 291-307.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). 2003. Mapa Geológico de Chile: Versión Digital.
- Ueyama, M., Takeuchi, R., Takahashi, Y., Ide, R., Ataka, M., Kosugi, Y. y Saigusa, N. 2015. Methane uptake in a temperate forest soil using continuous closed-chamber measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 213, 1-9.
- Vargas, V. 2012. Evaluación de algunas propiedades físicas del suelo en formaciones vegetacionales esclerófilas de la zona central de Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Escuela de Ciencias Agronómicas. Facultad de Ciencias Agronómicas. Universidad de Chile.
- Van't Hoff, J. H. 1884. *Etudes de dynamique chimique* (Vol. 1). Muller.
- Wang, Z., Ji, L., Hou, X. y Schellenberg, M. 2016. Soil Respiration in Semiarid Temperate Grasslands under Various Land Management. *PloS one*, 11(1), e0147987.
- Warner, D., Villarreal, S., McWilliams, K., Inamdar, S. y Vargas, R. 2017. Carbon Dioxide and Methane Fluxes From Tree Stems, Coarse Woody Debris, and Soils in an Upland Temperate Forest. *Ecosystems*, 1-12.
- Zhang, L., Chen, Y., Zhao, R. y Li, W. 2010. Significance of temperature and soil water content on soil respiration in three desert ecosystems in Northwest China. *Journal of Arid Environments*, 74(10), 1200-1211.

ANEXOS

Anexo I. Temperatura y precipitaciones durante las campañas de verano e invierno durante el año 2017 (DMC, 2017).

Fecha	Temperatura media (°C)	Precipitaciones (mm)
Verano		
10/01/2017	22,47	0
11/01/2017	22,96	0
13/01/2017	25,05	0
16/01/2017	22,34	0
17/01/2017	23,84	0
18/01/2017	24,28	0
19/01/2017	23,99	0
20/01/2017	25,53	0
Invierno		
05/06/2017	6,06	0
06/06/2017	4,23	0
07/06/2017	3,13	4,7
29/06/2017	7,5	0
30/06/2017	9,23	0
03/07/2017	7,95	0
11/07/2017	7,36	0
12/07/2017	3	0

Anexo II. Climograma de estación climática Rancagua, aeródromo la Independencia (latitud: 34° 10' 20" S - longitud: 70° 46' 34" W - Altitud: 482 msnm) durante el año 2017 (DMC, 2017).

