



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas - Programa de Magíster en Ciencias con
Mención en Oceanografía

Influencia marina sobre el ecosistema costero desde una perspectiva biogeoquímica; caso del Parque Nacional Fray Jorge

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía

MARÍA FRANCISCA CLEMO GARCÍA
CONCEPCIÓN
2018

Profesora Guía: Dra. Eugenia Gayó
Profesora Co-Guía: Dra. Laura Farías
Dpto. de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas
Universidad de Concepción

Universidad de Concepción

Dirección de Postgrado

La Tesis de “*Magíster en Ciencias con Mención en Oceanografía*” titulada “*INFLUENCIA MARINA SOBRE EL ECOSISTEMA COSTERO DESDE UNA PERSPECTIVA BIOGEOQUÍMICA; CASO DEL PARQUE NACIONAL FRAY JORGE*”, de la Srta. *MARÍA FRANCISCA CLEMO GARCÍA* y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dra. Eugenia Gayó

Profesora Guía

Universidad de Concepción



Dra. Laura Farías

Profesora Co-Guía

Universidad de Concepción

Ms. Elisabeth Lictevout

Miembro Comité de Tesis

Universidad de Concepción

Dr. Roberto Rondanelli

Miembro Comité de Tesis

Universidad de Chile

Dr. Fabián Tapia

Director

Programas de Postgrado en Oceanografía

Universidad de Concepción

AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias a mis profesoras y profesores: Eugenia Gayó, Laura Farías, Elisabeth Lictévout, Roberto Rondanelli y mención honrosa para José Rutland.

Gracias a la gente de Caleta Toro, el profe, sus estudiantes y estudiantes, la tía de la colación y la junta de vecinos y vecinas. Son lo máximo.

Por sobre todo agradezco al laboratorio de Biogeoquímica: Macarena, Estrella y Gerardo.

Terminar esto habría sido imposible sin ustedes.

A mis compañeras de magíster, sobre todo a Pao.

A quienes me acompañaron a terreno: Aldo, Carlos, Bastián y Thiare.

Gracias a mis amigos y amigas, y a mi compañero chinito por sobre todo.



Curriculum Vitae

María Francisca Clemo García

Nacida el 30 de Agosto, 1990, Santiago, Chile

2009-2017: Geóloga, Universidad de Concepción, Chile

2016-2018: Magíster en Ciencias con mención en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

- Principal: Biogeoquímica
- Secundaria: Hidroquímica
- Otras: Geoquímica

EXPERIENCIA DOCENTE

Ayudante cursos de pregrado:

- Geología Andina, Universidad de Concepción, Concepción. Año 2013, 2014 y 2015.
- Hidrogeología. Universidad Nacional Andrés Bello, Concepción. Año 2014.
- Geoquímica Isotópica. Universidad de Concepción, Concepción. Año 2017.

Docente de cursos de pregrado:

- Geología de Chile, Universidad Nacional Andrés Bello, Concepción. Año 2016 a 2018

CAMPAÑAS DE TERRENO

- Campaña Talinay, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. Desarrollada en Octubre 2016 y Agosto, 2017.
- Campaña Talinay, National Geographic Society. Desarrollada en Octubre, 2017.
- Campaña Isoscapes Norte Grande. Laboratorio de Biogeoquímica, Universidad de Concepción. Desarrollada en Agosto, 2017.

ESTADÍAS DE INVESTIGACIÓN O ENTRENAMIENTO

- Laboratorio de Geoquímica Isotópica, Universidad de Cape Town, Cape Town, Sudáfrica. Dr. Petrus Le Reux. Marzo-Abril, 2018.

RESUMEN

Chile central semiárido (con precipitaciones menores a 150 mm/año) es particularmente sensible a variaciones extremas en el ciclo hidrológico a distintas escalas de tiempo. Sobre la pasada década, una severa sequía ha impactado negativamente el área. La niebla marina es común en esta región y tiene el potencial de mantener ecosistemas, tanto en los ciclos de carbono, nitrógeno e hidrológico. Sin embargo, poco es conocido acerca del efecto subsidiario de la niebla por sobre estos procesos. Por medio de un análisis multi-isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{14}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) y de nutrientes (NO_3^- , NO_2^- , SiO_2 , PO_4^{3-}) en lluvia, niebla, agua subterránea y vegetación, se cuantifica la importancia de la interacción de continente-océano-atmósfera en Chile semiárido, específicamente en el Parque Nacional Fray Jorge (PNFJ, $\sim 30^\circ\text{S}$).

Los resultados indican que la niebla juega un rol primordial en el sustento del bosque costero (llegando incluso a 90% de agua de niebla utilizada por el bosque) durante la primavera, pero esta contribución decae a 15% durante el invierno austral, a medida que las precipitaciones aumentan en frecuencia y magnitud. A pesar de que la concentración de nutrientes es mayor en la niebla que en la lluvia, la primera contribuye mínimamente en este aspecto al sistema del PNFJ. Lo mismo sucede con parte del ciclo hidrológico local, donde la recarga de los acuíferos no confinados parece estar ligada sólo a contribuciones de las precipitaciones, a pesar de que la niebla marina podría estar imprimiendo una señal química en el agua subterránea producto del transporte de aerosoles como sales desde el océano. Contrariamente, los gradientes de humedad modificados por la niebla son críticos para la re circulación de nitrógeno y carbono. Los resultados contradicen algunas de las propuestas de trabajos previos, evidenciando en este caso la importancia de la lluvia durante el invierno.

De esta forma, este estudio contribuye a evidenciar la relación entre océano-continente y la importancia que puede tener como sustento de ecosistemas vulnerables el primero por sobre el segundo.

ABSTRACT

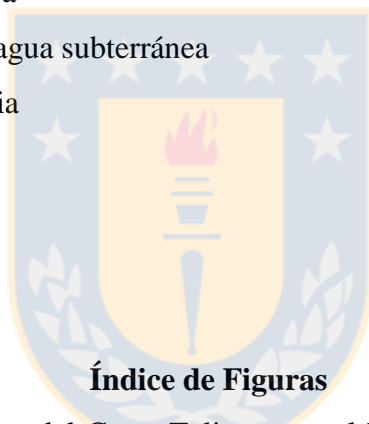
Semi-arid central Chile (<150 mm/yr) is particularly sensitive to extreme variations in the hydrological cycle at several time scales and over the past decade, a severe drought has negatively impacted this area. Marine fog is common in this region and has potential to sustain ecosystems and carbon, nitrogen and hydrological cycles. Nevertheless, little is known about the subsidiary effect of this phenomenon on these processes. By conducting a multi-isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{14}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) and nutrient analysis (NO_3^- , NO_2^- , SiO_2 , PO_4^{3-}) on rainfall, fog, groundwater and vegetation, we quantify the importance of the land-ocean-atmosphere interaction in semi-arid central Chile, specifically within the Fray Jorge National Park (PNFJ, 30°S). Our findings indicate that fog plays a pivotal role in sustaining coastal fog forests (up to ~90%) during the spring, but this contribution decreases to 15% during the austral winter as rainfalls increase in frequency and magnitude.

Although nutrient concentrations are higher within fog, this contributes minimally to the PNFJ system. The same holds true for the local hydrological cycle, as unconfined aquifer recharge appears to be tied to rainfall even do it might had a chemical signal due to salt transportation on fog. Conversely, humidity gradients facilitated by fog are critical for carbon and nitrogen re-circulation, suggesting that both elements are exchanged with the surrounding ecosystems. Our results also contradict the findings of previous investigations, evidencing the importance of rain during austral summer. This study contributes to evidence the relationship between ocean-continent and the importance that the first can have as sustenance for vulnerable ecosystems over the second.

Tabla de Contenidos

RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Interacciones físicas y biogeoquímicas entre continente y océano y el mantenimiento de ecosistemas costeros	1
1.2. Caso de estudio: El Cerro Talinay, características climáticas y oceanográficas	3
1.3. Antecedentes de procesos biogeoquímicos en los bosques costeros	6
1.4. Planteamiento del problema	7
1.5. Objetivo general	8
2. HIPOTESIS Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS	9
2.1. Hipótesis	9
2.2. Objetivos específicos	9
3. MATERIALES Y MÉTODOS	10
3.1. Área de estudio	10
3.2. Obtención y análisis de muestras	10
3.2.1. Objetivo específico 1: Caracterizar la señal isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de diferentes matrices (niebla, lluvia y agua subterránea) para determinar la influencia relativa de la niebla como fuente de agua para vegetación en un ciclo estacional (primavera-otoño) y como posible fuente de recarga de acuíferos superficiales	10
3.2.1.1. Obtención de agua de niebla	10
3.2.1.2. Obtención de agua subterránea	11
3.2.1.3. Obtención de precipitaciones	11
3.2.1.4. Análisis isotópico de las muestras de agua y vegetación para determinar la influencia relativa de cada una como fuentes de agua para vegetación y acuíferos	12
3.2.2. Objetivo específico 2: Determinar la señal isotópica de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en una transecta O-E en suelos y en la vegetación y discernir sobre la influencia de la	

niebla marina en la nutrición del bosque	14
4. RESULTADOS	15
4.1. Una perspectiva biogeoquímica para la evaluación de la influencia oceánica en bosques de niebla del Chile semiárido	15
4.2. Material suplementario	46
4.2.1. Anexo I	46
4.2.2. Anexo II: Carbono	49
4.2.3. Anexo III: Nitrógeno	50
5. DISCUSIONES	51
5.1. Diferencias isotópicas del agua de lluvia y niebla en Talinay	51
5.2. Mantenimiento y sustento del bosque de Talinay	52
5.3. Origen del agua subterránea	54
5.4. Composición química del agua subterránea	55
5.5. Nutrientes en niebla y lluvia	56
6. CONCLUSIONES	59
7. REFERENCIAS	60



Índice de Figuras

Figura 1.	Perfil esquemático del Cerro Talinay con el bosque Talinay en la cima y la configuración climática	5
Figura 5.1.	Composición de iones mayores del agua subterránea de Hacienda Talinay, junto a los valores de distintos acuíferos del Centro-norte de Chile	56

Índice de Tablas

Tabla 5.1.	Análisis de nutrientes en agua de niebla y de lluvia	57
------------	--	----

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Interacciones físicas y biogeoquímicas entre continente y océano y el mantenimiento de ecosistemas costeros

Los bosques costeros resultan ser un ecosistema único desde el punto de vista de la retroalimentación de procesos entre tres reservorios (compartimientos); continente, océano y atmósfera, todos ellos conectados por procesos asociados al ciclo hidrológico, como lo son la evaporación y la condensación. Los productos de esta interrelación entre los diferentes compartimientos del ciclo hidrológico ayudan a entender los procesos que operan en el mantenimiento de ecosistemas costeros en cuanto a subsidio de agua, carbono, nitrógeno, nutrientes, sales, entre otros. En este sentido, la biogeoquímica isotópica y sus aproximaciones complementarias (análisis de nutrientes) se constituyen como herramientas poderosas para dilucidar la interacción y retroalimentación entre las variables/procesos que sustentan ecosistemas costeros como el bosque de Olivillo de Altos de Talinay, parte del Parque Nacional Fray Jorge (PNFJ).

Los estudios de composición isotópica de ^{18}O y ^2H en agua han sido recurrentemente utilizados para evaluar las contribuciones relativas de neblina costera, precipitaciones y/o aguas subterráneas en ecosistemas costeros de Norte América y Chile (Azevedo y Morgan, 1974; Aravena et al., 1989; Ingraham y Matthews, 1990; Ehlenrigger y Dawson, 1992; Scholl et al., 2002; Corbin et al., 2005; Gutierrez et al., 2008; Scholl et al., 2010). Esto porque los procesos de fraccionamiento imprimen una señal isotópica distintiva en el agua en las distintas etapas del ciclo hidrológico, ya sea de precipitaciones, agua subterránea, agua de niebla o el agua utilizada y evapotranspirada por las plantas. Así, el océano superficial desde el cual se produce la evaporación y posterior transporte hacia la costa, está enriquecido en isótopos pesados con respecto al vapor de agua, el que a su vez experimenta un progresivo empobrecimiento a medida que penetra hacia el continente, condensa y precipita.

Los nutrientes y el agua capturada desde el goteo de la niebla interceptada por los árboles y pastizales afectan el balance de agua y el reciclaje de nutrientes en los ecosistemas

costeros (Azevedo y Morgan, 1974). La niebla puede ser una fuente de nutrientes e iones (Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ , entre otros) similar a la lluvia (Azevedo y Morgan, 1974; Chang et al., 2002; Thalmann et al., 2002; Zapletal et al., 2007; Ewing et al., 2009; Gonzalez et al., 2011;) y una importante fuente de agua para la vegetación (Aravena et al., 1989; Dawson, 1998; Roden y Ehleringer, 2000; Burgess y Dawson, 2004; Corbin et al., 2005; Fischer y Still, 2007) e incluso una fuente de recarga del agua subterránea (Ingraham y Matthews, 1988; Ingraham y Matthews, 1990).

En este sentido diferentes estudios han evaluado la contribución de distintas fuentes de agua al mantenimiento de ecosistemas vegetales utilizando isótopos de agua (Dawson, 1998; Roden y Ehleringer, 2000; Burgess y Dawson, 2004; Corbin et al., 2005), aplicación que se fundamenta en que la señal isotópica del agua fuente es asimilada y transpirada por los tejidos vegetales sin fraccionamiento (Dawson y Ehleringer, 1998). Por ejemplo, se ha estimado los valores del agua fuente utilizada por los bosques desde las razones isotópicas de ^{18}O y ^2H de celulosa (Sternberg y DeNiro, 1983; Edward y Fritz, 1986; Sternberg et al., 1986; Yakir y DeNiro, 1990; Flanagan et al., 1991; Dawson y Ehleringer, 1993; Roden y Ehleringer, 1999a; Roden y Ehleringer, 1999b; Roden et al., 1999). La estimación del agua fuente utilizada por un bosque resulta ser más correcta si se hace desde celulosa debido a que la medición de razones isotópicas directamente desde las hojas refleja la impronta que imponen procesos metabólicos asociados a la síntesis de metabolitos como la lignina, lípidos o ceras (Epstein et al., 1976). De esta forma, diferencias isotópicas de dos muestras sin purificar (como una hoja completa) pueden reflejar diferencias en la proporción relativa sus componentes bioquímicos más que reales diferencias en los valores de los isótopos de agua fuente utilizada por dos plantas distintas (Epstein et al., 1976). Debido a que la impronta de los procesos bioquímicos sobre la señal de ^{18}O en la celulosa ha sido claramente definida, entonces los estudios isotópicos sobre esta biomolécula son empleados como indicadores integrativos del $\delta^{18}\text{O}$ de la planta durante la fotosíntesis, lo que a su vez refleja el agua fuente de dicha planta (Sternberg, 1989).

Por su parte, las caracterizaciones de $\delta^{15}\text{N}$ han sido utilizadas para entender el funcionamiento y subsidio marino de nutrientes en los bosques costeros. Esta aplicabilidad se

fundamenta en el marcado contraste en las señales de $\delta^{15}\text{N}$ entre el océano y el continente, siendo los organismos marinos comparativamente más enriquecidos que los terrestres (Bowen, 2010). Esto es aún más pronunciado en zonas de surgencia costera, donde el océano, que actúa como una fuente de N hacia la atmósfera (Gruber, 2008), posee una señal de $\delta^{15}\text{N}$ excepcionalmente enriquecida con respecto al continente debido a los procesos de desnitrificación asociados aguas sub-superficiales pobres en oxígeno, donde el NO_3^- es usado como aceptor de electrones (Bange, 2008). Puesto que el proceso que gobierna el fraccionamiento isotópico durante la formación de niebla costera es exactamente el mismo al que opera en la movilización de los isótopos de N, la niebla debiese ser comparativamente más enriquecida en $\delta^{15}\text{N}$ que los potenciales subsidios terrestres. Precisamente, en los bosques de neblina del norte de California las concentraciones de N en los bosques de nieblas son significativamente mayores que aquellos mantenidos por lluvias, así como también aquellas zonas boscosas más expuestas a la niebla poseen valores isotópicamente más altos en $\delta^{15}\text{N}$ que aquellas zonas con menor exposición (Templer et al., 2015). En efecto, el N atrapado por el dosel durante el periodo de mayor incidencia de niebla proporciona hasta el 21% del input anual al bosque (Ewing et al., 2009). Consistentemente, transectos realizados a través de gradientes de influencia de niebla costera revelan valores más enriquecidos en $\delta^{15}\text{N}$ para la vegetación con mayor exposición a la neblina costera (Evans y Enlenger, 1994; Templer et al., 2015). El patrón opuesto se verificó para la vegetación que se desarrolla al interior del bosque.

1.2. Caso de estudio: El Cerro Talinay, características climáticas y oceanográficas

El Cerro Talinay (dentro del PNFJ) se ubican en la costa occidental del margen de Chile centro-norte (30.8°S , 71.6°O), emplazándose a ~ 9 km de la costa por sobre Cordillera de la Costa, a una latitud alcanza hasta los 770 msnm y en el borde oriental del Pacífico Sur (Figura 1). Sobre las cimas de la Cordillera a estas latitudes se desarrolla un bosque denso tipo Valdiviano predominado por *Aextoxicon punctatum* (Olivillo) y otras especies de regiones templado-lluviosas del sur de Chile (del-Val et al., 2006). Paradójicamente, los bosques de Olivillo ocurren en un contexto climático mediterráneo (133 mm/año, di Castri y Hajek, 1976), constituyendo parches boscosos aislados dentro de una matriz de matorrales

semiáridos. Estas formaciones corresponderían a remanentes que se segregaron gradualmente a partir de bosques ubicados a mayores latitudes en respuesta a la incipiente aridización de Chile centro-norte a partir del Plio-Pleistoceno (Villagrán et al., 2004).

Se ha propuesto que estos bosques remanentes se mantienen por aportes de niebla costera, lo que explicaría su desarrollo en la ladera O-SO de los Altos de Talinay (del-Val et al., 2006, Novoa-Jerez et al., 2004b). En efecto, estos se ven confinados principalmente por sobre los 450 msnm -i.e zona que recibe la mayor influencia de la humedad proveniente de la condensación costera (Novoa-Jerez et al., 2004b; del-Val et al., 2006)-. Se ha determinado mayor disponibilidad de agua en los bordes O del PNFJ, y una fuerte disminución (3.1 veces menor) hacia su vertiente E (del-Val et al., 2006). Conforme al gradiente O-E en la penetración de la neblina costera, las mayores coberturas, tasas de regeneración y crecimiento de vegetación ocurren en los márgenes O (del Val et al., 2006, Novoa-Jerez et al., 2004b). En las laderas NE y E, por el contrario, la cobertura boscosa es comparativamente menor (Novoa-Jerez et al., 2004b). Adicionalmente este patrón en la estructuración de las comunidades boscosas de Alto de Talinay se relacionaría con diferencias N-S en la radiación incidente (Novoa-Jerez et al., 2004b). Así, el crecimiento preferente sobre las laderas con exposición S-O se ve favorecido por la menor radiación incidente, los cuales resultan en menores pérdidas de agua por evapotranspiración (Novoa-Jerez et al., 2004b). Más aún, del-Val et al., (2006), proponen un efecto de sombra asociado a los distintos parches de bosque donde el barlovento recibe mayores inputs de niebla.

Climatológicamente, el área de estudio se encuentra bajo la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur (ASPS), la Corriente fría de Humboldt (CFH), y el relieve regional, en especial la presencia de la Cordillera de la Costa (López-Cortez y López, 2004). El ciclo anual del ASPS determina un clima mediterráneo (Aceituno 1990). Durante los meses estivales, la actividad anticiclónica se fortalece y el ASPS se desplaza hacia el S, generando una estación seca. En contraste, durante los meses de invierno el ASPS se desplaza hacia el N, permitiendo precipitaciones procedentes de los vientos del W de las latitudes templadas sobre la región de Chile Central-norte (Aceituno, 1990; Garreaud et al., 2008). La presencia permanente de la CFH en dirección N, que favorece el afloramiento de aguas ecuatoriales sub-

superficiales más frías y ricas en nutrientes, determina el enfriamiento de océano costero y su atmósfera inmediatamente por encima, provocando valores inferiores a lo esperado por el descenso latitudinal de la temperatura del mar (Cereceda et al., 1991). La subducción de masas de aire frías desde el ASPS que se enfrentan con esta superficie oceánica fría, generan una capa de inversión térmica que inhibe la formación en altura de nubosidad y que favorece el desarrollo de una nube estratocúmulo (Miller ,1976 en López-Cortez y López, 2004; Cereceda et al., 2014). El régimen local de vientos que se desplazan en dirección NO bajo los 1000 msnm (Kalthoff et al., 2002 en López-Cortez y López, 2004), fluyen hacia el continente transportando masas de aire cargadas con humedad oceánica. (Figura 1). Estas al enfrentarse a la CFH en las cercanías del litoral, favorecen la formación de estratos nubosos bajo una atmósfera estabilizada y cuyo techo altitudinal corresponde a la capa de inversión térmica (López-Cortez y López, 2004).

El ciclo anual en la frecuencia de neblina en PNFJ se relaciona directamente con la variación estacional en la posición meridional de la cubierta de estratocúmulos del Pacífico Sur-Este y la estabilidad de la Troposfera inferior (Garreaud et al., 2008). Esto implica que la frecuencia de neblina es mayor durante los meses de primavera, suprimiéndose durante el invierno. Las variaciones interanuales en los episodios de niebla son controladas por El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Así, durante los años La Niña (El Niño) incrementa (disminuye) la frecuencia e intensidad de los eventos de neblina (Garreaud y otros 2008).

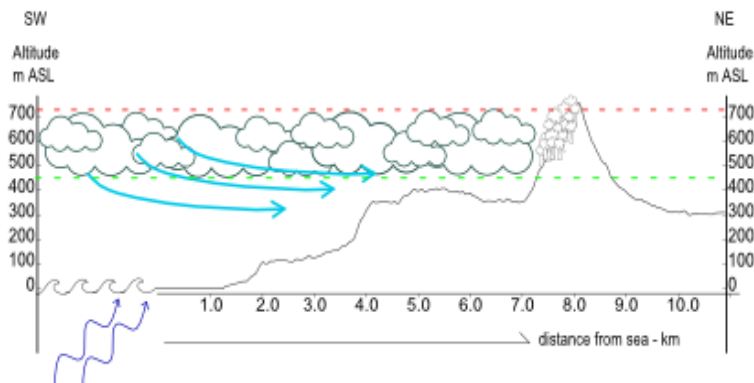


Figura 1. Perfil esquemático del Cerro Talinay con el bosque Talinay en la cima y la configuración climática. Línea punteada roja corresponde al nivel de

inversión base y la línea punteada verde es la altura de la base de la nueva para el PNFJ (obtenido de Garreaud et al., 2008). Las flechas celestes son los vientos S-SW y las flechas azules representan la surgencia costera.

Diferentes factores deben cumplirse para que la neblina intercepte la Cordillera de la Costa a lo largo de la costa de Chile, desde el Desierto de Atacama (18°S) hasta la región de transición mediterránea-templadas (37°S) (Cereceda et al., 2014). En efecto, este fenómeno recurrente obedece a la retroalimentación entre factores topográficos, atmosféricos y oceanográficos (Cereceda et al., 2014). En el área de los Altos de Talinay, ciertamente convergen se satisfacen todas estas condiciones: i) su proximidad a Punta de Lengua de Vaca (~30°S) -uno de los mayores centros de surgencia costera de Chile (Figueroa y Moffat, 2000)- genera a su vez una zona de máxima en las velocidades del viento sur (Rahn et al., 2011), ii) se ubica por sobre los 450 msnm, lo que permite la intercepción de estratocúmulos marinos en la altura de condensación de los mismos, iii) orientación NO-SE del Cerro Talinay, O que favorece la influencia de vientos ONO y SO, iv) constituye un cerro aislado lo que facilita sin interrupción la advección de neblina costera, y v) posee micro-relieves (quebradas), las que aceleran la penetración de masa de aire.

En el PNFJ, donde el relieve supera los 400 msnm, las masas de aire marino son interceptadas y forzadas a ascender por la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa. Estas rápidamente se desecan en la vertiente O, generando así un ambiente húmedo para sustentar comunidades vegetales (Rundel y Mahu 1976, Marquet et al., 1998 en López-Cortez y López, 2004). Precisamente, esto es lo que ocurre en Altos de Talinay, donde el macizo alcanza los 700 msnm.

1.3. Antecedentes de procesos biogeoquímicos en los bosques costeros

Aravena et al., (1989) caracterizaron la composición isotópica de la niebla, precipitaciones, pozos y vertientes en el PNFJ. Conforme a lo esperado a escalas globales, se identifican valores más enriquecidos en isótopos pesados para la niebla (- 2.2 a -2.7‰ $\delta^{18}\text{O}$ y - 4 a -10‰ $\delta^2\text{H}$), en comparación a la lluvia (-6.4‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -40‰ $\delta^2\text{H}$) y aguas subterráneas (- 5,4 a -4,0‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -35 a 25‰ para $\delta^2\text{H}$), esto porque las señal isotópicas de la niebla

reflejaría un ciclo simple de evaporación-condensación cerca de la costa. En efecto, estos autores verifican que la composición isotópica de la niebla se ajusta con la LAMG. Según sus resultados, no existiría una relación entre el agua de niebla y la recarga de los acuíferos, sino que esta ocurriría sólo por las escasas precipitaciones. Evans y Ehrelinger (1994) en un transecto vegetacional a lo largo de la ladera oeste del bosque de neblina de Paposo (Desierto de Atacama) no detectan una diferencia significativa entre las zonas más expuestas y las que no perciben influencia de la niebla. Así, concluyen que en este oasis de neblina, los inputs de nitrógeno se relacionarían con los eventos esporádicos de lluvia. En contraste, González et al (2011), Latorre et al., (2011), demuestran que en los *Tillandsiales* de la costa de Iquique, los individuos que crecen enfrentado la neblina contienen mayores porcentajes de Nitrógeno y Fósforo, lo que daría cuenta del rol de la niebla como fuente subsidiaria de nutrientes en estos ecosistemas.

1.4. Planteamiento del problema

Este estudio involucra la interacción y conjugación de diferentes disciplinas para poder explorar, desde una perspectiva integrativa, las condiciones y procesos que sustentan un ecosistema costero altamente influenciado por el Océano –como lo es el Cerro Talinay- y como todos estos factores influyen sobre el ciclo hidrológico de Chile semi-árido. Por lo expuesto, los isótopos estables son elementos muy útiles para el estudio de origen de elementos en el PNFJ, ya que permiten trazar la señal marina en distintos compartimento del ecosistema de Talinay, ya sea en la vegetación, los suelos y el agua continental.

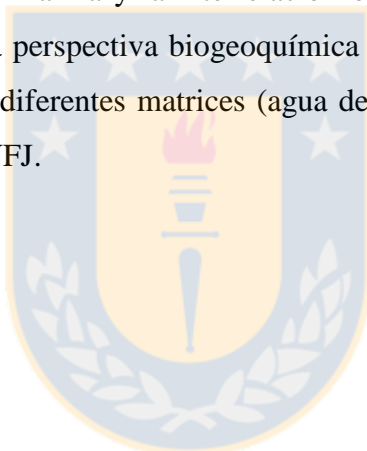
En el contexto del cambio climático y las recurrentes sequías que afectan a nuestro país, resulta importante estudiar ecosistemas que están sostenidos por su relación con el océano y cuya fuente de agua está proporcionada por la niebla marina. Los estudios realizados hasta ahora en el área de estudio han comprendido un enfoque biológico-ecológico o meteorológico sobre la relación y comportamiento de la niebla. Además se espera una intensificación de vientos favorables a la surgencia costera, en parte un fenómeno asociado al movimiento del anticiclón por causa de cambio climáticos, entonces se prevé un mayor

contraste de temperaturas entre el océano superficial, el aire y continente aledaño, provocando cambios en el distintas fases del ciclo hidrológico.

Sin embargo, no existe un estudio que permita identificar la influencia marina en el ecosistema del Cerro de Talinay desde una perspectiva biogeoquímica y que permita comprender dicha influencia y cuantificarla. Debido al cambio global, este tipo de ecosistemas son altamente vulnerables, por lo que entender a cabalidad su estructura y las condiciones que posibilitan su existencia se vuelve necesario para establecer pronósticos.

1.5. Objetivo general

Identificar la influencia marina y la interrelación océano-continente en el ecosistema costero a los 30.8°S desde una perspectiva biogeoquímica a través de una caracterización de isotópica y/o bioelementos de diferentes matrices (agua de niebla, lluvia, agua subterránea y vegetación) que integran el PNFJ.



2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS

2.1 Hipótesis

Dada las evidencias expuestas, el ecosistema costero de Cerro Talinay se sostiene en más de un 50% por el input de agua y nutrientes transportados por el ingreso de la niebla, que según la dirección de flujo del viento, determina un patrón de disminución de influencia W-E desde el inicio del bosque hasta la divisoria de aguas.

2.2 Objetivos específicos

2.2.1. Caracterizar la señal isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de diferentes matrices (niebla, lluvia y agua subterránea) para determinar la influencia relativa de estas como fuente de agua para vegetación en un ciclo estacional (primavera-otoño) y como posible fuente de recarga de acuíferos superficiales.

2.2.2. Determinar la señal isotópica de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en una transecta O-E en la vegetación y discernir sobre la influencia de la niebla marina en la nutrición del bosque.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Área de estudio

El Cerro Talinay se ubican en la costa occidental del margen de Chile centro-norte (30.8°S, 71.6°O), emplazándose a ~9 km de la costa por sobre Cordillera de la Costa, a una latitud que alcanza hasta los 770 msnm, al sur del Río Limarí y en el borde oriental del Pacífico Sur (Figura 1) en la Región de Coquimbo, provincia de Limarí y comuna de Ovalle, en la zona semi-árida de Chile.

El PNFJ, que agrupa entre otros el Cerro Talinay, fue creado en 1941 y declarado Reserva Mundial de la Biósfera por la Unesco en 1977.

Se realizaron 3 campañas de muestreo en el área de estudio: Octubre, 2016; Agosto, 2017 y Octubre, 2017.

3.2. Obtención y análisis de muestras

El muestro y trabajo de muestras será desglosado según los objetivos específicos de este trabajo.

3.2.1. Objetivo específico 1: Caracterizar la señal isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de diferentes matrices (niebla, lluvia y agua subterránea) para determinar la influencia relativa de la niebla como fuente de agua para vegetación en un ciclo estacional (primavera-otoño) y como posible fuente de recarga de acuíferos superficiales

3.2.1.1. Obtención agua de niebla

La obtención del agua de la niebla se realiza mediante la instalación de dos atrapanieblas modificados de la metodología propuesta por Schemenauer y Cereceda (1994). Los atrapanieblas consisten en un marco de tubos de PVC de 1 m montados por sobre dos

pilares del mismo material, previamente enterrados 5cm en el suelo. El marco de PVC es cubierto por una doble malla raschell de 60% de visibilidad. Todos los componentes del atrapanieblas son previamente lavados con HCl 10% y luego 3 veces con agua miliq. La parte inferior del marco corresponde a una canaleta confeccionada con el corte longitudinal de un tubo PVC. Todos los tubos son unidos por codos o T del mismo material. La canaleta es conectada a una manguera y está a una botella de plástico. La botella de uno de estos atrapanieblas es rellena con 1cm de vaselina para evitar evaporación, la del otro no se rellena con este material puesto el agua colectada será utilizada para mediciones de nutrientes. Ambos atrapanieblas son ubicados a 735 msnm. Además de estos atrapanieblas, se utilizan aquellos confeccionados por la CONAF, ubicados a 748 msnm confeccionados con la metodología de Schemenauer y Cereceda (1994). El muestreo se realiza en los meses de Octubre, 2016; Agosto, 2017 y Octubre, 2017 para obtener valores en la estación nubosa (primavera) y de menor nubosidad (otoño-inverno). El agua capturada se colecta todos los días posteriores a un episodio de niebla en 3 tubos ependorf de 5 ml sin congelar para análisis de isótopos y en tubos falcon de 15 ml, previa filtración del agua con filtros de 45 mm para luego ser congelados y guardados hasta el análisis en laboratorio.

3.2.1.2 Obtención de agua subterránea

El agua subterránea se obtiene desde pozos superficiales y vertientes ubicadas en el área de estudio. El agua es colectada y almacenada en tres tubos ependorf de 5 ml. De uno de los pozos ubicados dentro del área de estudio (Quesería) fueron colectadas dos botellas de litro con agua para análisis de iones mayoritarios, las cuales son guardadas sin filtrar a 4°C previo análisis.

3.2.1.3. Obtención de precipitaciones

El muestreo del agua de lluvia se realiza de dos formas: en primer lugar con la asistencia de un miembro de la comunidad de Caleta El Toro, caleta cercana al Cerro Talinay, quien colectó agua para análisis de nutrientes e isótopos durante un evento en Mayo, 2017. En segundo lugar con un pluviómetro construido según la metodología propuesta por la

división de aguas del Sernageomín y ubicado en área de estudio el 31 de Julio, 2017, posibilitando la colección de un evento del 9 y 10 de Agosto, 2017. El pluviómetro consiste en un envase plástico con una apertura circular en la tapa en la cual se introduce un embudo cubierto con una malla para evitar el ingreso de vegetación u otras grandes impurezas. El envase es enterrado en el terreno unos 50 cm de profundidad, dejando que sobresalgan unos 10 a 20 cm en la superficie. Dentro del envase plástico se ubica un colector de plástico unido al embudo. El envase es rellenado con vaselina líquida (1 cm) para evitar la evaporación. Para coleccionar el agua se introduce una jeringa bajo la vaselina y se extrae el agua de lluvia. Esta es guardada en tubos ependorf de 5 mL para análisis de isótopos de agua siguiendo el mismo protocolo que para el muestreo de las otras aguas.

En conjunto con estos valores, se utilizan los publicados por Oyarzún et al., (2004) para caracterizar isotópicamente con mayor detalle las lluvias locales.

3.2.1.4. Análisis isotópico de las muestras de agua y vegetación para determinar la influencia relativa de cada una como fuentes de agua para vegetación y acuíferos.

El agua colecta es analizada para isótopos estables en el cavity Picarro L2130-idel. La normalización de las muestras es realizada según la metodología y planilla propuesta por van Geldern y Barth, (2012). La obtención de los isótopos de agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) permitirá identificar el fraccionamiento del agua de niebla desde el océano al comparar el empobrecimiento de los valores isotópicos entre las aguas. En comparación con las aguas oceánicas, las agua meteóricas (humedad atmosférica, precipitación y agua subterránea y superficial continental) están empobrecida en las especies isotópicas pesadas del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) debido al fraccionamiento isotópico (cinético) durante la evaporación de agua marina (Mook, 2002). Los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua son asimilados por los tejidos biológicos de las plantas. Estos valores están típicamente no fraccionados con relación al agua de suelos y de acuíferos por lo que han sido utilizados para el mapeo de fuentes de agua a través de gradientes ambientales (Ehlenrigger y Dawson, 1992). Para obtener la composición isotópica de agua desde la vegetación se analizara la señal de $\delta^{18}\text{O}$ sobre alfa-celulosa de hojas colectadas a distintas altitudes del Bosque de Talinay durante los meses de Octubre 2016 (estación con

mayor influencia de neblina) y Agosto 2017 (estación lluviosa) en el Centro integrativo de Biología e Isótopos Estables de la Universidad de California, Berkeley.

Para la extracción de alfa-celulosa se siguió el protocolo propuesto por Brendel et al., (2000), el cual se basa en la deslignificación y remoción de polisacáridos en forma simultánea utilizando una mezcla de ácido acético y ácido nítrico utilizando 100 mg de muestra vegetal molida. Una vez obtenidos los valores de $\delta^{18}\text{O}$ sobre el alfa-celulosa se calcula la señal del agua fuente de la planta tras aplicar las ecuaciones de corrección propuestas por Edward y Fritzs (1986).

A sabiendas que la firma isotópica de dos fuentes de agua (niebla versus precipitaciones) son lo suficientemente distintas, su contribución relativa sobre la señal que adquiere un cuerpo de agua o agua en las hojas de las plantas puede estimarse a través de un modelo simple de mezcla (Dawson et al., 2002). El modelo simple de mezcla comprende una mezcla entre dos miembros extremos, donde el valor isotópico de un material evoluciona desde el uso de una proporción de ambos miembros extremos, según la ecuación:

$$\text{Ecuación 1. } \delta_t = f_A \delta_A + (1 - f_A) \delta_B$$

Donde δ_t es el total del valor de δ en plantas, o $\delta^{18}\text{O}$ en agua fuente de las plantas. δ_A es el valor isotópico de la Fuente A y δ_B es el valor isotópico de la Fuente B y f_A es la fracción total contribuyente desde la Fuente A.

Para determinar si existe una variación estacional de la niebla se compararán los valores isotópicos del agua capturada en las campañas en el Cerro Talinay en los meses de Octubre (2016 y 2017) y Agosto (2017) representando los primeros la época de mayor nubosidad y el segundo la de menor nubosidad. Al mismo tiempo, para verificar variaciones estacionales en términos de uso de agua como subsidio del bosque, se compararán los valores de isótopos de agua obtenidos y corregidos desde el alfa-celulosa de muestras colectadas en las estaciones de Octubre y Agosto y los porcentajes de subsidio por lluvia o niebla calculados según el modelo de mezcla simple.

La influencia de la niebla en la recarga de acuíferos se evaluó implementado un modelo de mezcla simple con los valores isotópicos de niebla y lluvia contrastándolos con los de agua subterránea. A su vez, se calcula el exceso de deuterio para estas aguas ya que es un indicador ampliamente utilizado para determinar aguas fuente. Estos resultados serán complementados con análisis de iones mayoritarios (calcio, magnesio, sodio, potasio, sulfato, cloruro, carbonato y bicarbonato) sobre el agua subterránea colectada en uno de los pozos del área de estudio. Para esto 2 litros de agua se enviaron al Laboratorio de Asistencia Técnica de la Facultad de Química de la Universidad de Concepción. Estos resultados se exponen en diagramas de Piper, los cuales permiten identificar el origen del agua conforme a su composición de iones mayoritarios. Autores como Herrera y Custodio (2014) han utilizado los valores de iones mayoritarios para identificar influencia de niebla en acuíferos en Antofagasta.

3.2.2. Objetivo específico 2: Determinar la señal isotópica de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en una transecta O-E en suelos y en la vegetación y discernir sobre la influencia de la niebla marina en la nutrición del bosque

Para determinar la influencia de la niebla en el input de nitrógeno y carbono en el bosque (input horizontal) se colectan muestras vegetales en una transecta O-E, con especial énfasis en los bordes del bosque versus interior, según la metodología propuesta por Tampler y otros (2015) y Ehlenrigger (1993a). Las muestras vegetales son colectadas en bolsas de papel que durante la campaña son cambiadas a diario. En el laboratorio son secadas a 35°C. Posteriormente se pesan 0,1 gr molidos en mortero para su análisis en el espectrómetro de masa IRMS Thermofinnigan del Lab. de Biogeoquímica, Universidad de Concepción.

4. RESULTADOS

4.1. Una perspectiva biogeoquímica para la evaluación de la influencia oceánica en bosques de niebla del Chile semiárido.

Manuscrito enviado a Applied Geochemistry.

Carta en confirmación de envío:

Ms. Ref. No.: APGEO-D-18-00400

Title: A geochemical perspective for evaluating ocean influence on relict fog forests from semi-arid Chile

Applied Geochemistry

Dear Dr. Eugenia M. Gayo,

Your submission "A geochemical perspective for evaluating ocean influence on relict fog forests from semi-arid Chile" has been assigned manuscript number APGEO-D-18-00400.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <https://ees.elsevier.com/apgeo/>
2. Enter your login details
3. Click [Author Login]

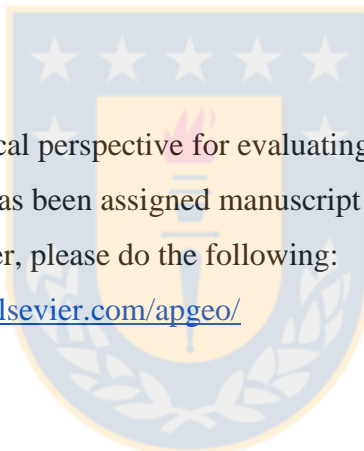
This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to Applied Geochemistry.

Kind regards,

Applied Geochemistry



A geochemical perspective for evaluating ocean influence on relict fog forests from semi-arid Chile

Francisca Clemo^{1,2}, Laura Fariás^{2,3}, Roberto Rondanelli^{2,4}, Elisabeth Lictevout⁵ Eugenia M. Gayo^{2,3*}

¹Graduate Program in Oceanography, Department of Oceanography, University of Concepción- Chile

²Center for Climate and Resilience Research (CR2), Santiago-Chile

³Department of Oceanography, Universidad de Concepción, Concepción-Chile

⁴Department of Geophysics, Universidad de Chile, Santiago-Chile

⁵Department of Forestal Sciences, Universidad de Concepción, Concepción-Chile.

*Corresponding author: Eugenia M. Gayo, emgayo@uc.cl

Abstract

Semi-arid central Chile (<150 mm/yr) is particularly sensitive to extreme variations in the hydrological cycle at several time scales and over the past decade, a severe drought has negatively impacted this area. Marine fog is common in this region and has potential to sustain ecosystems and carbon, nitrogen and hydrological cycles. Nevertheless, little is known about the subsidiary effect of this phenomenon on these processes. By conducting a multi-isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{14}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$) and nutrient analysis (NO_3^- , NO_2^- , SiO_2 , PO_4^{3-}) on rainfall, fog, groundwater and vegetation, we quantify the importance of the land-ocean-atmosphere interaction in semi-arid central Chile, specifically within the Fray Jorge National Park (PNFJ, 30°S). Our findings indicate that fog plays a pivotal role in sustaining coastal fog forests (up to ~90%) during the spring, but this contribution decreases to 15% during the austral winter as rainfalls increase in frequency and magnitude. Although nutrient concentrations are higher within fog, this contributes minimally to the PNFJ system. The same holds true for the local hydrological cycle, as unconfined aquifer recharge appears to be tied to rainfall. Conversely, humidity gradients facilitated by fog are critical for carbon and nitrogen re-circulation, suggesting that both elements are exchanged with the surrounding ecosystems. Our results

also contradict the findings of previous investigations, evidencing the importance of rain during austral summer. Vulnerability assessments for relict fog forest must consider this influence, especially as recent extreme drought events have and continue to affect semi-arid Chilean region.

Keywords: land-ocean-atmosphere interaction, coastal fog, hidrogeochemistry, stable isotope, ecology.

Formatting of funding sources:

This work was supported by FONDAP N°15110009 through the Center for Climate and Resilience Research (CR)2, FONDECYT projects N°11150210 (EMG), N°1151125 (RR), and Early Career Grant Project N° CP-092ER-17

Declaration of interests: none

Contributed to conception and design: FC, LF, EMG

Contributed to acquisition of data: FC, LF, RD, EL, EMG

Contributed to analysis and interpretation of data: FC, LF, RD, EL, EMG

Drafted and/or revised the article: FC, LF, RD, EL, EMG

Approved the submitted version for publication: FC, LF, RD, EL, EMG

Role of the funding source: none

Highlights

1. Fog is the main water resource sustaining the Talinay forest, although the contribution of rainfall during austral winter is higher than expected.
2. The carbon and nitrogen cycles within Talinay forest are more influenced by variations in humidity than nutrients carried by fog.
3. Shallow aquifers in nearby areas are only recharged by rain, with no significant influence from fog.

1. Introduction

Extreme hydroclimatic events (i.e droughts, heavy precipitations) are expected to increase in frequency, duration and intensity as anthropogenic climate change progresses during the 21st Century (IPCC, 2012; Herring et al., 2018). The impact of severe and prolonged droughts has become latent in arid regions, where water scarcity has been substantially exacerbated and implies social, economic, and political crises (Diffenbaugh et al., 2015; Avalá et al., 2017). Well-documented severe early 21st-Century droughts have negatively impacted ecosystem services in Mediterranean climates (Ma et al., 2015, 2016; Chang and Bonnette 2016). In the case of central Chile (30°-38°S), an unprecedented ~30% reduction in rainfalls during 2010-2017 produced by natural and anthropogenic factors (Boisier et al., 2016) has led to reduced snow pack on the Andean cryosphere, annual stream discharge and groundwater levels, and losses in the vitality and productivity of native vegetation (CR2 2016; Salinas et al., 2016; Garreaud et al., 2017). Superimposed on this decadal drying trend, occasional but highly devastating heavy precipitation events have occurred, such as the unprecedented March 2015 Atacama storm (Barret et al., 2016; Bozkurt et al., 2016).

Because central Chile is particularly sensitive to extreme hydrological cycle variability at different timescales (e.g. Holmgren et al., 2006), projected scenarios pose a potential threat to the conservation of the diverse ecosystems that make up the Chilean winter rainfall–Valdivian forests biodiversity hotspot (Myers et al., 2000; Arroyo et al., 2004). Any inference regarding climate change vulnerabilities, however, must incorporate a consideration of ecosystem-specific variables, processes, and feedback mechanisms controlling ecosystem structure and functioning. This is particularly true for the fog coastal ecosystem of the Fray Jorge National Park (hereafter FJNP) in arid northern-central Chile (30°S, 150 mm^y⁻¹), which represents a phytogeographic remnant segregated from the southern Valdivian temperate rainforest (40°S, >2000 mm^y⁻¹) after the Last Glacial Maximum (Villagrán and Armesto, 1980; Villagrán et al., 2004).

Overall, the persistence of the FJNP forest has been attributed to the capture of marine stratocumulus clouds formed along the upwelling zone off central Chile via a land-ocean-atmosphere feedback relationship (Novoa-Jerez et al., 2004b; del-Val et al., 2006; Gutierrez et

al., 2008; Barbosa et al., 2010). Previous studies indicate that winter rainfall contributes minimally to forest subsistence (Gutierrez et al., 2008). For this reason, due to the hydrological subsidiary effect of coastal fog, long-term forest structure and preservation is not compromised under any future climate change scenarios. Nevertheless, this asseveration precludes the relative importance of wet depositions of nutrients from precipitation and fog (e.g. Ervens et al., 2013). In several fog ecosystems from arid regions located inshore of upwelling centers (Azevedo and Morgan, 1974; Ewing et al., 2009, Gonzalez et al., 2011) it has been demonstrated that marine fog sources and promotes the cycling of salts and nutrients (e.g. Ca^{2+} , K^+ , SO_2^- , NH_3 , NO_3). Similarly, this coastal phenomenon plays a pivotal role in the local hydrological cycle by recharging water tables in Kenya (Ingraham and Matthews, 1988) and California (Ingraham and Matthews, 1990).

Recent evidence indicates that the persistence of coastal fog forest seems uncertain as anthropogenic global warming progresses (Diffenbaugh et al., 2015). Reconstructed upwelling activity for California and Humboldt systems suggests a long-term intensification during summer (Sydeman et al., 2014), which could result in increased fog intensity during the same season (Synder et al., 2003). Conversely, a 33% reduction in fog frequency has been detected along the California coast, with apparent impacts on water and carbon cycling in redwood forests (Jonhstone and Dawson., 2010). More importantly, if fog inputs continue to decrease, considerable redwood forest degradation is expected, including increased plant evapotranspiration rates, soil-water loss, and fire risk (Torregrosa et al., 2014).

Given the contrasting projected and observed climate scenarios, orienting conservation plans for fog forests where these are associated with upwelling centers presents complex challenges. To our knowledge, no previous studies specifically quantify the land-ocean-atmosphere interaction for the PNFJ system, or the relative relevance of fog and rainfall on these systems' functioning and structure. Here, we tackle this issue by developing a biogeochemistry characterization of the Talinay area. Specifically, we conduct multi-isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) and nutrient analyses on vegetation and water resources (fog, rainfall, groundwater) to evaluate the extent, processes and conditions accounting for the maintenance of fog forests and the hydrological cycle in the semi-arid coast of central Chile. In practice, we address the

following questions: What is the percentage of water resource allocation, by fog and rain, to the forest? Are there spatio-temporal differences in the hydrological and nutritional subsidiary roles of fog and rainfall? How do these differences affect local carbon, nitrogen, and hydrological cycles?

2. *Methods*

2.1. Study area

Central Chile (30°-38°S) is dominated by a Mediterranean-type climate, with arid conditions determined by the seasonal cycle of the South Pacific Subtropical Anticyclone (SPSA, Aceituno, 1988). Over 80% of mean annual rainfall occurs during the austral winter (June, July and August) (Aschmann, 1973), and is associated with frontal systems of the southern westerlies (Garreaud et al., 2008). A large part of the inter-annual rainfall variability (approximately 40% of variance) is controlled by the El Niño Southern Oscillation (ENSO). During the warm ENSO phase (El Niño years), the frequency and amount of winter precipitation increases; La Niña events produce the opposite effect (Montecinos and Aceituno, 2003; Garreaud et al., 2008). In addition to mid-latitude frontal systems, cut-off lows contribute a significant proportion of total annual precipitation (about 20% at the latitude of Talinay) according to climatology based on TRMM precipitation estimates (Barahona, 2016).

As for other eastern boundary current systems, marine fog is common along the littoral of central Chile as the result of feedbacks between oceanographic, atmospheric and topographic factors. Along the coast of central Chile, southerly winds prevail in the lower troposphere and promote the upwelling of cold waters (Rahn et al., 2011). The adiabatic warming aloft and cold sea surface lead to the development of a well-defined marine atmospheric boundary layer (MABL), which is capped by a strong temperature inversion (Rahn and Garreaud, 2010a). This system is able to maintain one of the most persistent low-level cloud decks in the world (Klein and Hartmann, 1993). Two distinct mechanisms are apparently important in determining cloud water input to the PNFJ forest system. First, the stratocumulus cloud deck appears to suffer from strong synoptic scale modulation, primarily associated with coastally

trapped lows (Garreaud et al, 2002). When the forest is exposed to the trailing edge of a coastal low, low-level flow has a strong westerly component and clouds penetrate as far as tens of kilometers inland, with expectedly large water fluxes over the forest. On the other hand, even when stratocumulus have retreated offshore, isolated topographic clouds are present over the Fray Jorge and Talinay hills, indicating the role of topography in cloud formation. Although the relative water input role of these two modes is not known, both advective and topographic contributions are important in determining the forest water budget.

Reflecting the annual cycle of marine stratocumulus cloud cover, fog frequency in the PNFJ varies seasonally, presenting a maximum during austral spring and a minimum during fall (Garreaud et al., 2008). Similar to rainfall patterns, inter-annual variations in fog frequency are modulated by ENSO, but the direction for this relationship is inverse to that observed for winter rainfall anomalies. Higher (lower) than normal sea level pressure over the southeast Pacific during La Niña (El Niño) events results in increased (decreased) fog frequency (Garreaud et al., 2008).

The FJNP lies along the coast of northern central Chile (30°S), near and over the top of the Coastal Range (Fig. 1), a narrow mountain ridge that runs parallel to the Pacific coastline. Our study is focused on the Talinay forest (30.8°S, 71.6°W), south of the Limarí River, which reaches a maximum altitude of 767 masl (Fig.1A) and where a coastal relict fog forest is located between 500 and 770 masl. Dense patches of *Aextoxicon punctatum* (Olivillo) along with a copious green coat of mosses, lichens and liverworts define the forest landscape (Villagrán, 1991). This vegetation sharply contrasts with the surrounding xerophytic scrubland dominating elevations below 500 masl, and the leeward edge of the Coastal Range (del-Val et al., 2006). Ecological patterns within the forest are intimately tied to fog exposition. Smaller *A. punctatum* patches occur on the mountaintop, and forest cover tends to end abruptly on the leeward edge. In contrast, patch sizes increase on steeper western slopes, as these receive about threefold moisture supplies from the marine fog as compared to the eastern slopes (del-Val et al., 2006). Forest regeneration is therefore, understandably, at a maximum along the western face of the Coastal Range (Novoa-Jerez et al., 2004b).

The area also harbors shallow and unconfined aquifers in gravel and sand quaternary deposits. Within the study area, the fog recharge mechanism has been poorly defined. Although aquifer recharge has been discarded for arid areas of Chile (Aravena et al., 1989; Squeo et al., 2006; Herrera and Custodio, 2014), hydrochemical evidence suggests seawater influence throughout the fog-mediated transport and deposition of fine aerosols and salt particles (Strauch et al., 2006).

2.2 Sampling

In order to characterize seasonal variations in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ signatures of fog, we conducted winter and spring surveys during October 2016, August, 2017 and October, 2017. Fog water was collected using a modified version of the Standard Fog Collectors (SFCs) presented in Schemenauer and Cereceda (1994). Two SFCs were placed at 755 masl (Fig. 1B) with a NNW/SSE orientation facing the ocean, and at the edge of one forest patch. The SFC consists of a 1x1 m PVC frame covered by polypropylene Raschel mesh (60% shade coefficient). This frame is mounted onto a 1 m high PVC support base. Fog water that drips down from the mesh is received in the channel, and then conducted to an outlet hose that discharges into a 1000 ml caption vial. SFCs were rinsed with 10% HCl and rinsed three times with deionized water. A 1 cm layer of Vaseline oil was added to the caption vial to prevent evaporation. Sampled water for stable isotopes was then recovered using a syringe to penetrate the Vaseline layer. In total, we surveyed six fog events that were isotopically characterized on the basis of two duplicate samples of 5 ml.

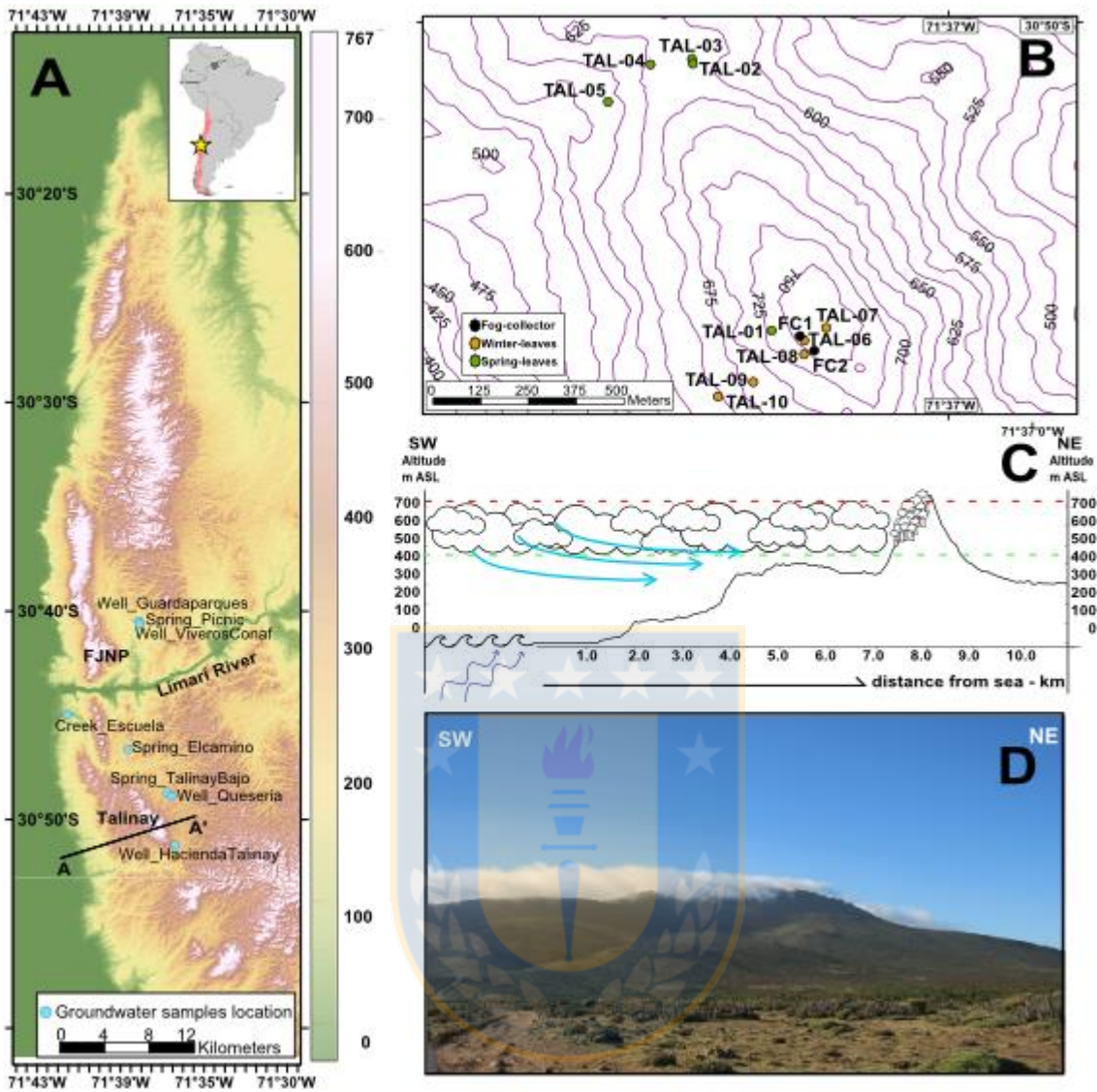


Figure 1: Physiographic features of the study area. A-) Location map for Talinay Hill and Fray Jorge National Park, south and north of the Limari River, respectively. Topography was obtained from ASTER Global DEM V2 (ASTER GDEM is a product of METI and NASA). The lateral vertical color scale indicates elevation in masl. Blue circles are the sampling locations from groundwater. B-) Vegetation sample locations in Talinay Hill for winter and spring campaign and SFCs location. C-) A-A' profile for Talinay Hill, showing Talinay Forest and climatological settings. The red dashed line represents the inversion base (lifting condensation level), whereas the green dashed line shows cloud base height at the FJNP (Garreud et al., 2008). Light-blue and dark-blue arrows represent S-SW wind field and coastal upwelling, respectively. D-) Panoramic view on a foggy day in the Talinay Hill.

Autumn (May 2016) and winter (August 2017) rainfall samples were collected immediately after each fog episode. For the final rainfall survey, we used a homemade precipitation collector installed at Talinay Hill (30.08°S, 71.06°W, 735 masl). This collector consisted of a funnel and 500 ml caption vial, placed within a 10 L plastic bucket. A layer of Vaseline was used to prevent evaporation. In order to evaluate potential effects on local hydrology, we surveyed groundwater from four shallow wells (<4 mBGL), one creek and three springs during August 2017 (Fig. 1A), retrieving two 5 ml duplicate samples for each groundwater site.

Given our interest in addressing spatio-temporal differences in hydrological and nutritional inputs from fog and rainfall sources, we established W-E transects across the Talinay Hill starting from the sea level up to the top (Fig. 4) during the foggy (October 2016) and rainy (August 2017) seasons (Fig. 1B). Considering the abrupt elevational gradient of fog penetration, we collected at least 10 *A. punctatum* leaves at different elevations. All sampled leaves were air dried on site, and stored in paper bags that were continuously replaced to prevent re-moistening and fungal contamination.

2.3 Stable Isotope and nutrient analyses

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in fog, rainfall and groundwater samples were measured using a Picarro L1102-i isotope analyzer in the Laboratory for Stable Isotope Biogeochemistry at the Universidad de Concepcion, Chile. Results were calibrated based on the procedure proposed by van Geldern and Barth (2012), and normalized to *VSMOW* by repeated analyses of four laboratory working standards: distilled water ($\delta^{18}\text{O} = -8.14\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -55.88\text{‰}$), Antarctic snow water ($\delta^{18}\text{O} = -12.06\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -87.53\text{‰}$), rain water ($\delta^{18}\text{O} = -7.45\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -54.64\text{‰}$) and lake water ($\delta^{18}\text{O} = -5.33\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -43.76\text{‰}$).

Given that the oxygen isotope signature on the leaf alpha-cellulose closely reflects the isotopic composition of the source water used during its synthesis (e.g Sternberg et al., 1986; Yakir and DeNiro, 1990), $\delta^{18}\text{O}$ characterizations on *A. punctatum* leaves were conducted to evaluate the relative contribution of fog versus precipitation in the maintenance of the forest, on different

seasonal or elevational scales. Collected material was oven-dried at 50°C for 2-3 days, then processed using an electric Sindelen 165 Inox coffee grinder. We employed the alpha-cellulose extraction protocol proposed by Brendel et al., (2000). $\delta^{18}\text{O}$ values for solid materials were determined in continuous flow (CF) using an Elementar PYRO Cube (Elementar, Hanau, Germany) interfaced to a Thermo Finnigan DELTA V™ mass spectrometer (Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) at the Center for Stable Isotope Biochemistry at the University of California, Berkeley. (Long-term external precision for the international reference material IAEA V9 cotton cellulose is $\leq 0.20\text{‰}$.)

In order to quantify the differential nutritional contribution of rainfall and fog, we separated 50 ml aliquots for nutrient content analyses (NO_3^- , NO_2^- , SiO_2 , PO_4^{3-}). In the field, these water samples were filtered using a 0.45mm filter and immediately frozen. We omitted nutrient analyses for the August 2017 precipitation event due to a lack of sufficient samples. Nutrients were analyzed using a Seal Continuous Four-Channel AutoAnalyzer, according to Koroleff (1983) protocol. $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analyses on leaves collected along the W-E transect allowed us to test if humidity fog-elevational gradients subsidize local nitrogen and carbon cycles. In this sense, we expected higher $\delta^{15}\text{N}$ values (i.e., approaching the marine signature) in leaves from trees experiencing increased fog influence (Templer et al., 2006; 2012; 2015).

$\delta^{15}\text{N}$ - $\delta^{13}\text{C}$ isotope analyses on bulk leaves and nutrient content assessments for water sources were carried out at the Laboratory for Stable Isotope Biogeochemistry at the Universidad de Concepción. Carbon and nitrogen isotope ratios were determined using an IRMS Finnigan DELTA^{plus}. Sample $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values were calibrated to VPDB and AIR, respectively, considering three internal standards: acetanilide ($\delta^{15}\text{N}= 0.42\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}= -26.01\text{‰}$); caffeine ($\delta^{15}\text{N}= -2.44 \text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}= -36.12 \text{‰}$); and atropine ($\delta^{15}\text{N}= -7.23 \text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}= -19.84 \text{‰}$).

2.4. Geochemical estimates

$\delta^{18}\text{O}$ values for alpha cellulose were corrected using the Pécelet effect before making any inference regarding the signature water source. Our corrections were based on the model (Eq.1) proposed by Edwards and Fritz (1986) that relates $\delta^{18}\text{O}$ values of alpha-cellulose and

source water, when equilibrium and kinetic $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation factors are assumed constants, and atmospheric vapor and source water are in isotopic equilibrium, as follows:

$$\frac{1000 + \delta_{CELL}^{18}}{1000 + \delta_{MW}^{18}} = {}^{18}\alpha_n {}^{18}\alpha_e {}^{18}\alpha_k - {}^{18}\alpha_n ({}^{18}\alpha_e {}^{18}\alpha_k - 1)h \quad \text{Eq. 1}$$

Where δ_{18CELL} and δ_{18MW} are alpha-cellulose and source water $\delta^{18}\text{O}$ ratios, respectively. h is the relative humidity, which in our model assumes the 5-year mean value of 74% recorded at the Quebrada Las Vacas station (López-Cortes and López, 2004). α_e and α_k represent the equilibrium and kinetic $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation factors between liquid and vapor phases, and α_n is the net biochemical fractionation factor.

We assumed constant values for ${}^{18}\alpha_n = 1.0282$, ${}^{18}\alpha_e = 1.0095$ and ${}^{18}\alpha_k = 1.0160$ (Edwards and Fritz, 1986). We extrapolated δ_{MW}^2 values for source water from corrected δ_{MW}^{18} estimates by applying the meteoric water line equation (Craig, 1961):

$$\delta_{MW}^2 = 8\delta_{MW}^{18} + 10 \quad \text{Eq. 2}$$

With isotopic water values for fog and rain, and corrected $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium cellulose values, we constructed a simple mix model (Eq. 3) to identify the amount of rain and fog sustaining the Talinay Forest:

$$\delta_t = f_f \delta_f + (1 - f_f) \delta_r \quad \text{Eq.3}$$

Where δ_t is the isotopic value ($\delta^{18}\text{O}$ and deuterium) of cellulose (value of the leaves); f_f is the amount or percentage of fog water influence in the corrected value for leaves; and δ_f and δ_r are the isotopic values for fog and rain, respectively.

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values were processed using the geostatistical kriging method and ArcGIS geostatistical analyses to assess the geographical pattern related to fog influence on both isotopes. In order to determine the most accurate model for each isotope, we tested Universal,

Ordinary and Simple kriging with different input parameters for trend removal, covariance and semi-variogram modelling, anisotropy correction, and different types of Kernel. The models presented in this study performed best when tested using cross-validation, presenting the best fitting curve of modelled values and measured values; the standardized mean nearest to zero; the smallest root-mean-squared prediction error; the average standard error nearest the root-mean-squared prediction error and the standardized root-mean-squared prediction error nearest to 1, as suggested by Desktop-ArcGIS. The conditions for selected models are available in Supplementary Material 2.

3. Results and discussion

3.1. Isotopic composition of water

Plotting stable isotope rainfall values measured in this study (Supplementary Material 1, Table S1) and those published by Oyarzún et al., (2014) allows for the definition of a local meteoric water line (LMWL, Fig. 2). Rainfalls are characterized by a range of values between -3.9‰ to -11.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -15.5 ‰ to -90.7‰ for $\delta^2\text{H}$, with mean values of -7.9‰ and -49.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively. The defined LMWL ($\delta^2\text{H} = (8.334 \delta^{18}\text{O} + 16.512)\text{‰}$) is very similar to the Global Meteoric Water Line GMWL (Fig. 2). Fog water is isotopically enriched as compared to precipitation, and closer to ocean water values, ranging between -3.6‰ and +0.16‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -12.8 to +8.1‰ for $\delta^2\text{H}$, with mean values of -1.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -0.8‰ for $\delta^2\text{H}$.

Although fog and precipitation derive from the same source (i.e. Pacific ocean waters), differences in isotopic ratios are expected due to the differential action of physical and atmospheric processes governing fractionation during their evolution. Fog condensation occurs at lower levels than rainfall formation, taking place at ~450 masl, which is the common lifting condensation level, observed at Tallinay. Fog's contribution as a water source is explained by its condensation onto coastal hills at the level of vegetation line. Moreover, fog formation occurs at higher temperatures than rainfalls, and is generally an early stage condensate (Ingraham and Matthews, 1988). This implies that fog isotopic signal likely

reflects a single-stage evaporation-condensation cycle near the coast, where kinetic and equilibrium fractionation combine to yield a mixed substrate that is depleted by 12-13‰ for $\delta^{18}\text{O}$ with respect to seawater (Aravena et al., 1989).

There is considerable variation in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopic signature among fog samples (Supplementary Material 1, Table S1), and several values plot off the GMWL without apparent seasonal trend (spring versus winter) (Fig. 2). The alternation of advective and orographic fog events in the study area might explain this pattern. Available data indicate that orographic fogs are comparatively enriched in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ as opposed to advective events (Scholl et al., 2010). We observed both phenomena in Talinay, but advective fogs were most frequent.

Sampled groundwater in wells and springs show a small isotopic range, between -3.6‰ to -5.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -23.3‰ to 38.3‰ for $\delta^2\text{H}$, which indicates that all samples have a similar recharge area. Mean values of -4.2‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -27.3‰ for $\delta^2\text{H}$ were calculated. In the $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ biplot (Fig. 2), groundwater data plot below the LMWL on a trend line with a lower slope (5.273) as compared to LMWL. This difference between isotopic composition of precipitation and groundwater is related to evaporation, which affects precipitation in the unsaturated zone of recharge areas, enriches the isotope content of recharge waters, and is preserved in the groundwater (Aravena et al., 1995; Scheihing et al., 2017). The trend line of groundwater isotopic values corresponds to the Local Evaporation Line (LEL) and confirms the important evaporation processes that affect water in the area (Dor et al., 2011; Yin et al., 2011; Oyarzún et al., 2014.). The intercept of LEWL and the LMWL show the original isotopic composition of groundwater before evaporation (Yin et al., 2011). For the study area, intercepts are -7.0‰ and -41.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, which are similar to the average values for precipitation (-7.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -49.9‰ for $\delta^2\text{H}$). This result confirms previous research showing that fog does not play a role in recharging groundwater aquifers in north-central Chile (Aravena et al., 1989; Squeo et al., 2006).

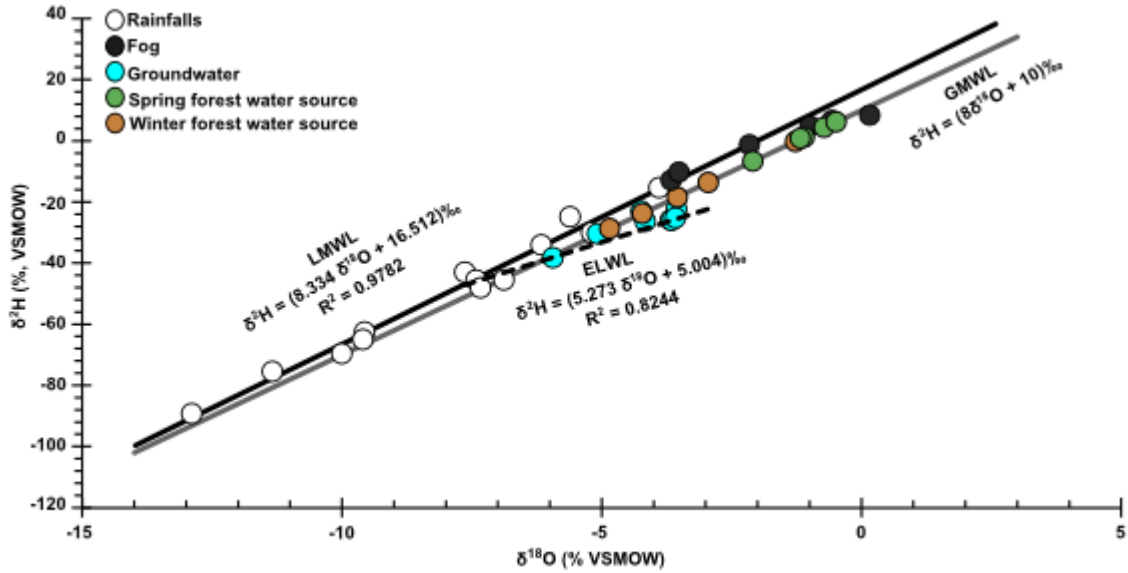


Figure 2. Biplot for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values for fog, rainfall and groundwater samples in the PNFJ. Most rainfall values are derived from Oyarzún et al., (2014). Estimates for the water source for the forest during winter and spring are shown. Dark-solid line: local meteoric water line (LMWL). Black-dashed line: local evaporation water line (LEL). Gray line: global meteoric water line (GMWL).

3.2. On forest maintenance

3.2.1. Water

After performing corrections for alfa-cellulose values (Supplementary Material 1, Table S2), we used a simple mixing model between isotopic mean values from fog (-1.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -0.8‰ for $\delta^2\text{H}$) and rain (-7.9‰ and -49.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively) to elucidate the influence of each water source within the forest in October (foggy season) and August (rainy season). Our results are expressed as percentage of fog or rain influenced, representing the amount of water isotopic values of fog and rain that results in obtained cellulose values from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (Fig. 3).

We found elevational differences in the contribution of fog and rainfalls across the W-E gradient (Fig. 3). In spring, the percentage of fog water as a source for the Talinay forest

varies from 61.9% at higher elevations (720 masl) to 89.2% at 560 masl. In winter, fog contribution (mean = 45.5%) is highly variable, ranging from 15.3% at 745 masl to 75.0% at 600 masl. During both seasons, we observed a decreasing relevance of fog with elevation due to the interplay between the reduction in the upslope penetration of marine stratocumulus clouds imposed by the wind direction, and the increasing influence of precipitations throughout local orographic effect. Currently, estimated contribution percentages for rainfalls in October vary from 10.8% at 560 masl to 38.0% at 720 masl. In August, we verified a 24.4% of precipitation contribution at 600 masl and 84.7% at 745 masl.

This inverse relation between the fog contribution and elevation is best explained by the shadow effects exerted by the Talinay Hill on fog penetration, which leads to increased fog interception at the first 450 meters of windward slope of the forest, declining rapidly toward the fog leeward edge (del-Val et al., 2006). Actually, studies of the structure and functioning for the PNFJ system clearly evidence that tree mortality increases accordingly to this pronounced fog-elevational gradient (del-Val et al., 2006; Barbosa et al., 2010). A positive feedback relationship between fog dip and vegetation density exacerbates this pattern. Barbosa et al., (2010) demonstrate that the canopy tree is capable of amplifying capture and redistributing intercepted fog. Near the crest of Talinay Hill, where the forest has been seriously degraded due to unsustainable logging, this positive feedback mechanism is interrupted, and the fog availability through vegetation cover is considerably compromised.

At a seasonal scale, we found differences in the hydrological subsidence for the Tallinay relict forest that closely reflects the seesaw relationship between precipitations and fog frequency in central Chile (Garreaud et al., 2008). Major fog contributions (mean of 78.6%) occur during the foggy season (spring). The opposite is observed during the rainy season (winter, mean of 59.7%), especially for stands located at higher altitudes. The fact that winter precipitations represent an effective hydrological source for the forests integrating the PNFJ system argues against the negligent contribution inferred by Gutierrez et al., (2011) based on dendrochronological analyses on *A. punctatum* stands. This discrepancy arises from different methodological approaches. Results from tree-ring widths are biased towards informing on changes in environmental conditions (e.g., water availability) along the growing season

(Rathgeber et al., 2016), which in the area of study coincides with the foggy season (Garreaud et al., 2008). In contrast, isotope characterizations of biomolecules from soft tissues (such as leaf alpha-cellulose) collected in a given season provide information on the practically immediate sourcing water that plants uptake in the short-term (Barbour et al 2004., Roden and Ehleringer, 1999).

We recognize the orographic effect on isotopic fractionation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ on meteoric water. Most of our rain samples were collected at lower altitudes than the Talinay Forest, with only one sample taken at the top of Talinay Hill. In hills or mountains, as found by Smiths and Evans (2007) in the Southern Andes, there might be a drying ratio with consequences in terms of isotopic fractionation for rain of up to 50%. Observed precipitation on Talinay Hill top (with -3.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -15.5‰ for $\delta^2\text{H}$) has more enriched or heavy values than others within the study area (mean of -7.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -49.9‰ for $\delta^2\text{H}$). Nevertheless, this difference is likely less than natural variation on isotopic values on rain.

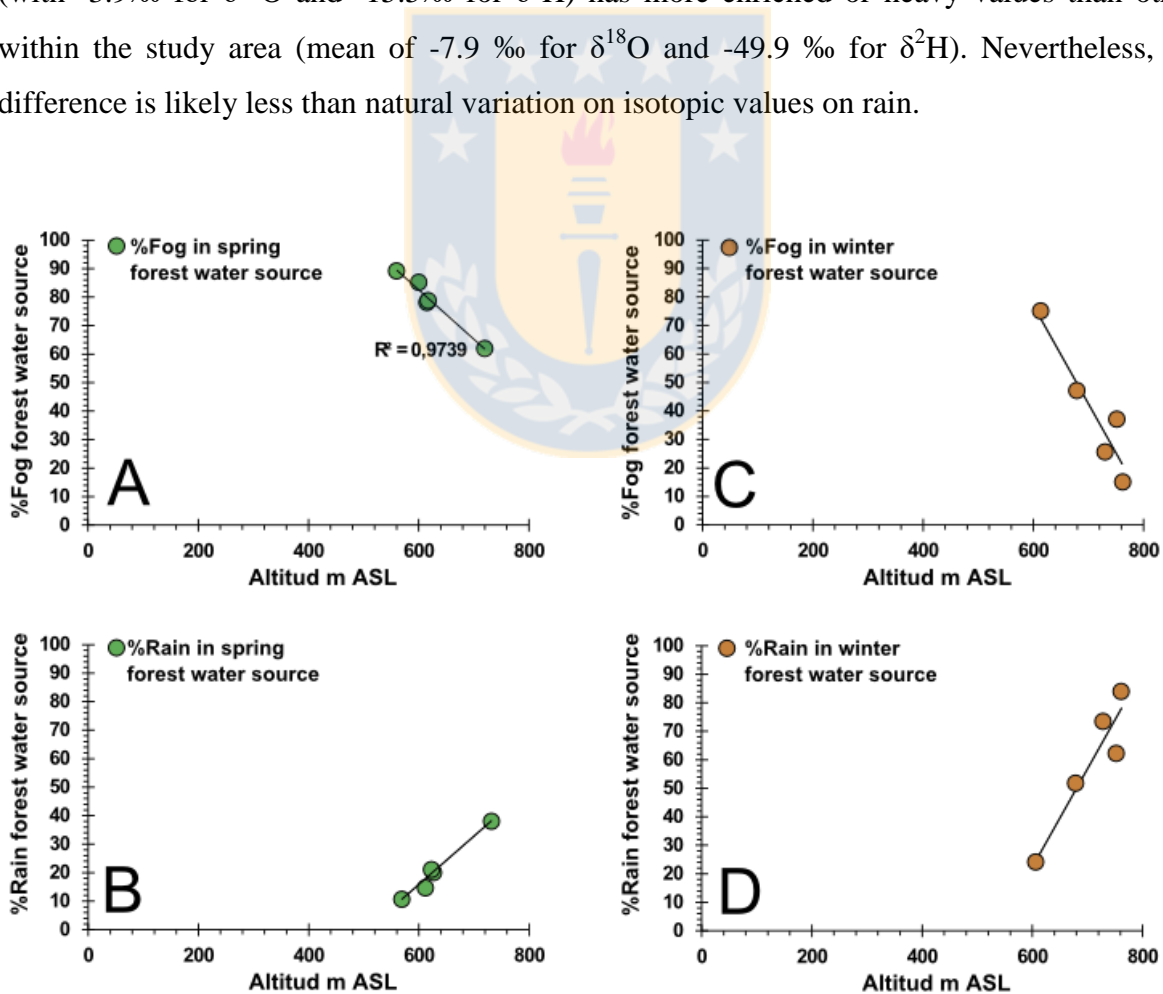


Figure 3. Percentage of fog or rain water used by forest for spring (October) and winter

(August). A. Percentage of fog in the spring sustains of Talinay Forest. B. Percentage of rain in the spring sustains of Talinay Forest. C. Percentage of fog in the winter sustains of Talinay Forest. D. Percentage of rain in the winter sustains of Talinay Forest.

3.2.2. Nutrient levels in fog and rain

Nutrient levels in fog and rain in Talinay Hill indicate that fog has 100 times more nitrates and 4 times more phosphate than rain (Supplementary Material 1, TableS3). Higher nutrient levels in fog as compared to rain have been identified in other studies (Ewing et al., 2009).

Despite elevated NO_3 concentrations in fog, our $\delta^{15}\text{N}$ stable isotope analyses (Supplementary Material 1, TableS4), argue against a direct marine nutrient subsidy to the Talinay forest. Measured $\delta^{15}\text{N}$ values on leaves collected above 450 masl are depleted in comparison to coastal forests receiving direct nitrogen supplies from fog. For instance, the redwood forest in California exhibits greater foliar $\delta^{15}\text{N}$, approaching the marine signature (Templer et al., 2006; 2012; 2015). To our knowledge, no clear relationship between fog and $\delta^{13}\text{C}$ has been detected, but the carbon cycle is strongly influenced by changes in humidity (Van de Water et al., 2002), a useful detector of patterns of marine influence.

Geostatistical treatment of analyses for measured $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values on leaves from different elevations (Fig. 4A and B) suggests a clear pattern of fog influence related to wind direction (W-E) and the area of more constant influence of fog (above 450 masl). The interpolation map constructed with $\delta^{13}\text{C}$ values on leaves taken at different altitudes evidenced this W-E pattern (Fig.4A), with most negative values in the coastal zone and Talinay Hill (-34.6‰ to -31.6‰). Interestingly, within Talinay Hill, these lower values are above the 450 masl, almost perfectly reflecting the areas most influenced by fog. $\delta^{13}\text{C}$ values on leaves reflect the interplay among all aspects of plant carbon and water relations and are thereby more useful than plant gas exchange measurements as integrates of whole plant function. C-isotope analyses are an important tool for integrating photosynthesis performance across ecological gradients in both space and time (Dawson et al., 2002). In semi-arid environments, drought stress should systematically increase the $\delta^{13}\text{C}$ in leaves at progressively lower

elevations, counteracting the influence of non-drought factors, and areas with decreased warm-season precipitation should show the greatest differentiation in terms of elevation and slope (Van de Water et al., 2002). Some authors have shown that drought tolerance at lower elevations increased $\delta^{13}\text{C}$ from C3 leaves (Ehleringer 1993a; Van de Water et al., 2002). This kind of stress response is evidenced in plants at lower elevations (below 400 masl) and away from the coast and the western slope of Talinay Hill. On the contrary, on the coastal zone, the western slope of Talinay Hill, and Talinay Hill, values of $\delta^{13}\text{C}$ are higher. More negative values in Talinay Hill and the W-E pattern associated with the direction of fog movement, demonstrated the influence of marine ecosystems further inland, as higher moisture produced by fog is affecting carbon uptake and fractionation in forest. This relationship may also be interpreted from Fig. 4B in relation to $\delta^{15}\text{N}$.

Climate controls on the nitrogen cycle suggested a negative correlation between humidity and $\delta^{15}\text{N}$ values (Swap et al., 2004; Diaz et al., 2016; Amundson et al., 2003). In Talinay Hill, $\delta^{15}\text{N}$ values were lower above 450 masl (-0.5 to 1.5 ‰) than in other areas of our study site; negative values were observed only on Talinay Hill in the most fog-influenced area, and - almost coincidentally- with more negative values of $\delta^{13}\text{C}$. These negative values were associated with greater precipitation (Vitousek et al., 1989), but if this relationship were causal, other areas should also have negative values; this represents additional evidence of the influence of a marine ecosystem upon a terrestrial system, including changes in humidity.

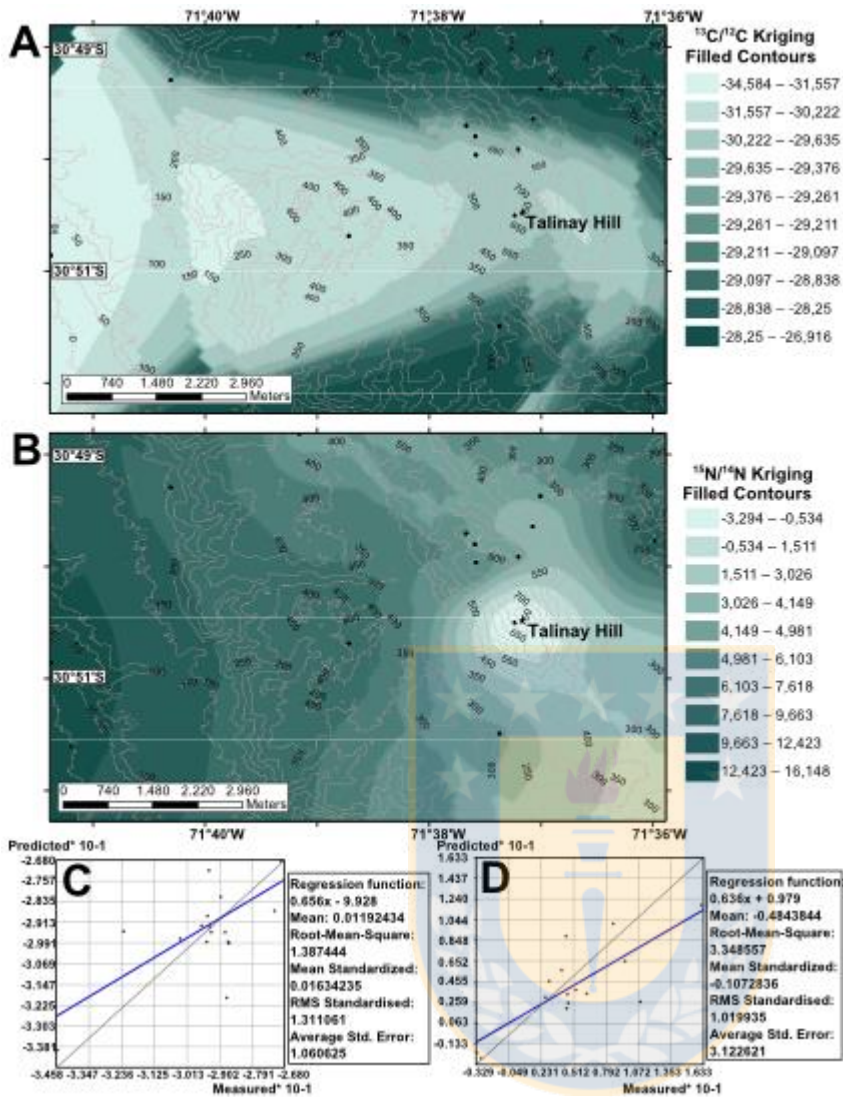


Figure 4. Kriging results for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$. A. Interpolation map with $\delta^{13}\text{C}$ values for plant material. B. Interpolation map with $\delta^{15}\text{N}$ values for plant material. Lines represent elevation curves, from coast to Talinay Hill. C. Cross validation results for interpolation of $\delta^{13}\text{C}$. D. Cross validation results for interpolation of $\delta^{15}\text{N}$.

4. Conclusions

The hypothesis that Talinay and PNFJ forests are sustained and maintained by fog has been long accepted (Novoa-Jerez et al., 2004b; del-Val et al., 2006; Gutierrez et al., 2008; Barbosa et al., 2010), but the quantitative relationship of fog and rain influence on forest, the unknown supply of nutrients by fog, and other forms of marine ecosystems influenced by fog within the

Talinay system has not been assessed to date. Our results indicate that the Talinay Forest is been effectively sustained by fog. This subsidiary effect is not homogenous, but rather that it depends primarily on W-E inland penetration of marine stratocumulus, among other factors including shadow effect and forest structure. In contrast to previous studies (i.e., Gutierrez et al., 2008), we clearly demonstrate that rainfalls represent an important water source for the PNFJ during austral winter. This finding has implications for conservation plans for relict forests along inshore of upwelling centers, attesting for critical vulnerability under projected scenarios of increased frequency and magnitude in drought events in semi-arid areas during coming decades (IPCC, 2012; Herring et al., 2018). Finally, along with the importance of rainfalls to the maintenance of Talinay Forest, human impact on structural feedbacks must be considered when addressing the vulnerability of Talinay and other fog forests and catchment systems.

Despite identifying fog as the principal source of forest water, we found no evidence of an impact on the hydrological cycle and nutrient supplies. In fact, we verified that the recharging of local shallow aquifers on Talinay is linked to rainfalls. Meanwhile, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ variations are influenced by humidity gradients, which affect the physiological response of the forest. Beyond this relationship, we could find no evidence of fog nitrate used by Talinay Forest, even when observing higher nitrate concentrations in fog as compared to rain. Additional analysis is required to gain clarity on this subject.

Acknowledgments

Funding for this research was provided by the National Geographic Society as part of an early career grant Project N° CP-092ER-17; by FONDAP N°15110009 through the Center for Climate and Resilience Research (CR)2 and FONDECYT Projects #11150210 (EMG), and #1151125 (RR). FC acknowledges useful discussions with Jose “Pepe” Rutland. We appreciate the laboratory assistance provided by Gerardo Garcia, Macarena Troncoso and Estrella Bello. We also thank Aldo Vizcarra, Thiare Ceballos, Carlos Ríos and Bastian Lavín for fieldwork assistance, and the residents of Caleta Toro for their enthusiasm and cooperation.

References

Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116(3), 505-524.

Alvalá, R.C.S., Cunha, A.P., Brito, S., Seluchi, M.E., Marengo, J.A., Moraes, O. L.L. & Carvalho, M. A. (2017). Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Epub October 16, 2017. doi: 10.1590/0001-376520170209

Amundson, R., Austin, A. T., Schuur, E. A., Yoo, K., Matzek, V., Kendall, C. & Baisden, W. T. (2003). Global patterns of the isotopic composition of soil and plant nitrogen. *Global biogeochemical Cycles*, 17(1), 1031. doi: 10.1029/2002GB001903

Aravena, R. (1995). Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bulletin de l'Institut francais d'études Andins*. 24(3), 495-503

Aravena, R., Suzuki, O., & Pollastri, A. (1989). Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 79(1), 83-91. doi:10.1016/0168-9622(89)90008-0

Arroyo MTK, Marquet PA, Marticorena C, Simonetti JA, Cavieres L, Squeo F, Rozzi TR (2004) Chilean winter rainfall-valdivian forests. In: Mittermeier RA, Gil PR, Hoffmann M, Pilgrim J, Brooks T, Mittermeier CG, Lamoreux J, da Fonseca GAB (eds) Hotspots revisited: earth's biologically wealthiest and most threatened ecosystems. CEMEX, México, (pp. 99–103).

Aschmann H. (1973) Distribution and Peculiarity of Mediterranean Ecosystems. In: di Castri F., Mooney H.A. (eds) Mediterranean Type Ecosystems. Ecological Studies (Analysis and Synthesis), vol. 7. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-65520-3_2

Azevedo, J., & Morgan, D. L. (1974). Fog precipitation in coastal California forests. *Ecology*, 55(5), 1135-1141. doi:10.2307/1940364

Barahona, C. (2016). Precipitación asociada a bajas segregadas en el Hemisferio Sur. Master of Meteorology and Climatology Tesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile (pp. 161).

Barbosa, O., Marquet, P. A., Bacigalupe, L. D., Christie, D. A., Del-Val, E., Gutierrez, A. G., & Armesto, J. J. (2010). Interactions among patch area, forest structure and water fluxes in a fog-inundated forest ecosystem in semi-arid Chile. *Functional Ecology*, 24(4), 909-917. doi:10.1111/j.1365-2435.2010.01697.x

Barbour, M. M., Roden, J. S., Farquhar, G. D., & Ehleringer, J. R. (2004). Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. *Oecologia*, 138(3), 426-435. doi: 10.1007/s00442-003-1449-3

Barrett, B. S.; Campos, D. A.; Vicencio Veloso, J. & Rondanelli, R. (2016). Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), 4563-4580. doi: 10.1002/2016JD024835

Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R.D. & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent mega-drought in central Chile. *Geophysical Research Letters* 43(1), 413-421. doi: 10.1002/2015GL067265

Bozkurt, D.; Rondanelli, R.; Garreaud, R. & Arriagada, A. (2016). Impact of Warmer Eastern Tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama Floods. *Monthly Weather Review*, 144, 4441-4460. doi: 10.1175/MWR-D-16-0041.1

Brendel, O., Iannetta, P. M., & Stewart, D. (2000). A rapid and simple method to isolate pure alpha-cellulose. *Phytochemical Analysis*, 11(1), 7-10. doi:10.1002/(SICI)1099-1565(200001/02)11:13.0.CO;2-U

Chang, H., & Bonnette, M. R. (2016). Climate change and water-related ecosystem services: impacts of drought in California, USA. *Ecosystem Health and Sustainability*, 2(12), 28-40. doi: 10.1002/ehs2.1254

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702

Dawson, T. E., Mambelli, S., Plamboeck, A. H., Templer, P. H. & Tu, K. P. (2002). Stable isotopes in plant ecology. *Annual review of ecology and systematics*, 33(1), 507-559. doi: 10.1146/annurev.ecolsys.33.020602.095451

Díaz, F. P., Frugone, M., Gutiérrez, R. A., & Latorre, C. (2016). Nitrogen cycling in an extreme hyperarid environment inferred from $\delta^{15}\text{N}$ analyses of plants, soils and herbivore diet. *Scientific reports*, 6, 22226. doi: 10.1038/srep22226

Diffenbaugh N.S., Swain D.L., Touma D. (2015). Anthropogenic warming has increased drought risk in California. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(13), 3931-3936. doi:10.1073/pnas.1422385112

Dor, N., Syafalni, S., Abustan, I., Rahman, M. T. A., Nazri, M. A. A., Mostafa, R., & Mejus, L. (2011). Verification of surface-groundwater connectivity in an irrigation canal using geophysical, water balance and stable isotope approaches. *Water Resources Management*, 25(11), 2837-2853. doi: 10.1007/s11269-011-9841-y

del-Val, E., Armesto, J.J., Barbosa, O., Christie, D.A., Gutiérrez, A.G., Jones, C. G. & Weathers, K.C. (2006). Rain Semiarid Forest Islands in the Chilean Ecosystem Region: fog-

dependency, ecosystem persistence and tree regeneration. *Ecosystems* 9(4), 598–608. doi:10.1007/s10021-006-0065-6

Edwards, T. W. D., & Fritz, P. (1986). Assessing meteoric water composition and relative humidity from ^{18}O and ^2H in wood cellulose: paleoclimatic implications for southern Ontario, Canada. *Applied Geochemistry*, 1(6), 715-723. doi: 10.1016/0883-2927(86)90093-4

Ehleringer, J. R. (1993a). Variation in leaf carbon isotope discrimination in *Encelia farinosa*: implications for growth, competition, and drought survival. *Oecologia*, 95(3), 340-346. doi: 10.1007/BF00320986

Ervens, B., Wang, Y., Eagar, J., Leaitch, W. R., Macdonald, A. M., Valsaraj, K. T., & Herckes, P. (2013). Dissolved organic carbon (DOC) and select aldehydes in cloud and fog water: the role of the aqueous phase in impacting trace gas budgets. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13: 5117–5135. doi:10.5194/acp-13-5117-2013

Ewing, H. A., Weathers, K. C., Templer, P. H., Dawson, T. E., Firestone, M. K., Elliott, A. M., & Boukili, V. K. (2009). Fog water and ecosystem function: heterogeneity in a California redwood forest. *Ecosystems*, 12(3), 417-433. doi: 10.1007/s10021-009-9232-x

Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Duncan, C., Galleguillos, M., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307-6327. doi: 10.5194/hess-21-6307-2017

Garreaud, R., Barichivich, J., Christie, D. A. & Maldonado, A. (2008). Interannual variability of the coastal fog at Fray Jorge relict forests in semiarid Chile. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(4), 1–16. doi: 10.1029/2008JG000709

Garreaud, R., J. Rutllant, and H. Fuenzalida (2002), Coastal lows in north central Chile: Mean structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 130, 75– 88. doi:10.1175/1520-0493(2002)130<0075:CLATSW>2.0.CO;2

van Geldern, R., & Barth, J. A. (2012). Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS). *Limnology and Oceanography: Methods*, 10(12), 1024-1036. doi: 10.4319/lom.2012.10.1024

González, A. L., Fariña, J. M., Pinto, R., Pérez, C., Weathers, K. C., Armesto, J. J., & Marquet, P. A. (2011). Bromeliad growth and stoichiometry: responses to atmospheric nutrient supply in fog-dependent ecosystems of the hyper-arid Atacama Desert, Chile. *Oecologia*, 167(3), 835-845. doi: 10.1007/s00442-011-2032-y

Gutiérrez, A.G., Barbosa, O., Christie, D.A., del-Val, E., Ewing, H.A., Jones, C.G., Marquet, P.A., Weathers, K.C. & Armesto, J.J. (2008) Regeneration patterns and persistence of the fog-dependent Fray Jorge forest in semiarid Chile during the past two centuries. *Global Change Biology*, 14, 161–176. doi: 10.1111/j.1365-2486.2007.01482.x

Herrera, C., & Custodio, E. (2014). Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. *Andean Geology*, 41(2), 314-341. doi: 10.5027/andgeoV41n2-a03 10.5027/andgeoV41n2-a03

Herring, S.C., Christidis, N., Hoell, A., Kossin, J.P., Schreck, C.J., & Stott, P.A. (2018). [Explaining Extreme Events of 2016 from a Climate Perspective](#). *Bulletin of the American Meteorology Society*, 99(12), 1-157. doi: 10.1175/BAMS-ExplainingExtremeEvents2016.1

Holmgren, M., Stapp, P., Dickman, C. R., Garcia, C., Graham, S., Gutiérrez, J. R., & Lima, M. (2006). Extreme climatic events shape arid and semiarid ecosystems. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 4(2), 87-95. doi: 10.1890/1540-9295(2006)004[0087:ECESAA]2.0.CO;2

Ingraham, N. L., & Matthews, R. A. (1988). Fog drip as a source of groundwater recharge in northern Kenya. *Water Resources Research*, 24(8), 1406-1410. doi: 10.1029/WR024i008p01406

Ingraham, N. L., & Matthews, R. A. (1990). A stable isotopic study of fog: the Point Reyes Peninsula, California, USA. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80(4), 281-290. doi: 10.1016/0168-9222(90)90010A

IPCC. 2012 Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. In A special report of working groups I and II of the intergovernmental panel on climate change (eds CB Field et al.) Cambridge, UK: Cambridge University Press (pp.548).

Johnstone, J. A., & Dawson, T. E. (2010). Climatic context and ecological implications of summer fog decline in the coast redwood region. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(10), 4533-4538. doi: 10.1073/pnas.0915062107

Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6(8), 1587-1606. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1587:TSCOLS>2.0.CO;2

Koroleff, F. (1983). Simultaneous oxidation of nitrogen and phosphorus compounds by persulfate. *Methods of seawater analysis*, 2, 205-206. doi: 10.1080/00207238608710296

López-Cortés F. & López D. 2004. Antecedentes bioclimáticos del Parque Nacional Bosque Fray Jorge. In: Squeo FA, Gutierrez JR, Hernández IR, Eds. Historia natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge La Serena, Chile: Ediciones Universidad de la Serena (pp. 45–60).

Ma, X., Huete, A., Cleverly, J., Eamus, D., Chevallier, F., Joiner, J., & Xie, Z. (2016). Drought rapidly diminishes the large net CO₂ uptake in 2011 over semi-arid Australia. *Scientific reports*, 6, 37747. doi: 10.1038/srep37747

Ma, X., Huete, A., Moran, S., Ponce-Campos, G., & Eamus, D. (2015). Abrupt shifts in phenology and vegetation productivity under climate extremes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(10), 2036-2052. doi: 10.1002/2015JG003144

Montecinos, A., & Aceituno, P. (2003). [Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies](#). *Journal of Climate*, 16, 281–296. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2

Myers N., Mittermeier R.A., Mittermeier C.G., da Fonseca G.A..B, & Kent J., (2000). Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature* 403, 853-858. doi:10.1038/35002501

Novoa-Jerez, J. E., Viada-Ovalle, J. M., López, D. & Squeo, F. A. (2004b). Localización espacial del bosque Fray Jorge en los Altos de Talinay , IV Región de Coquimbo. Historia natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge. La Serena, Chile: Ediciones Universidad de la Serena (pp. 161-171).

Oyarzún, R., Barrera, F., Salazar, P., Maturana, H., Oyarzún, J., Aguirre, E., & Kretschmer, N. (2014). Multi-method assessment of connectivity between surface water and shallow groundwater: the case of Limarí River basin, north-central Chile. *Hydrogeology Journal*, 22(8), 1857-1873. doi: 10.1007/s10040-014-1170-9

Rahn, D. A., Garreaud, R. D., & Rutllant, J. A. (2011). The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay–Point Lengua de Vaca (Chilean coast, 30° S). *Monthly Weather Review*, 139(11), 3628-3647. doi: 10.1175/MWR-D-11-00059.1

Rahn, D. A., & Garreaud, R. (2010a). Marine boundary layer over the subtropical southeast Pacific during VOCALS-REx–Part 1: Mean structure and diurnal cycle. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10), 4491-4506. doi: 10.5194/acp-10-4491-2010

Rathgeber, C. B., Cuny, H. E., & Fonti, P. (2016). Biological basis of tree-ring formation: a crash course. *Frontiers in plant science*, 7, 734. doi: 10.3389/fpls.2016.00734

Roden, J. S., & Ehleringer, J. R. (1999). Observations of hydrogen and oxygen isotopes in leaf water confirm the Craig-Gordon model under wide-ranging environmental conditions. *Plant physiology*, 120(4), 1165-1174. doi: 10.1104/pp.120.4.1165

Salinas, C. X., Gironás, J., & Pinto, M. (2016). Water security as a challenge for the sustainability of La Serena-Coquimbo conurbation in northern Chile: global perspectives and adaptation. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 21(8), 1235-1246. doi: 10.1007/s11027-015-9650-3

Scheihing, K. W., Moya, C. E., Struck, U., Lictevout, E., & Tröger, U. (2017). Reassessing Hydrological Processes That Control Stable Isotope Tracers in Groundwater of the Atacama Desert (Northern Chile). *Hydrology*, 5(1), 3-25. doi: 10.3390/hydrology5010003

Schemenauer, R. S., & Cereceda, P. (1994). A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. *Journal of Applied Meteorology*, 33(11), 1313-1322. doi: 10.1175/1520-0450(1994)033<1313:APSFCE>2.0.CO;2

Scholl, M., Eugster, W., & Burkard, R. (2010). Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. *Hydrological Processes*, 25(3), 353-366.

Smith, R. B., & Evans, J. P. (2007). Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 3-19. doi: 10.1002/hyp.7762

Squeo, F. A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C. B., & Ehleringer, J. R. (2006). Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *Journal of Arid Environments*, 67(2), 240-254. doi: 10.1016/j.jaridenv.2006.02.012

Sternberg, L. D. S., Deniro, M. J., & Savidge, R. A. (1986). Oxygen isotope exchange between metabolites and water during biochemical reactions leading to cellulose synthesis. *Plant Physiology*, 82(2), 423-427. doi: 10.1104/pp.82.2.423

Strauch, G., Oyarzun, J., Fiebig-Wittmaack, M., González, E., & Weise, S. M. (2006). Contributions of the different water sources to the Elqui river runoff (northern Chile) evaluated by H/O isotopes. *Isotopes in environmental and health studies*, 42(3), 303-322.

Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Thompson, S. A., Black, B. A., & Bograd, S. J. (2014). Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science*, 345(6192), 77-80. doi: 10.1126/science.1251635

Snyder, M. A., Sloan, L. C., Diffenbaugh, N. S., & Bell, J. L. (2003). Future climate change and upwelling in the California Current. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1823-1825. doi: 10.1029/2003GL017647

Swap, R. J., Aranibar, J. N., Dowty, P. R., Gilhooly, W. P., & Macko, S. A. (2004). Natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in C3 and C4 vegetation of southern Africa: patterns and implications. *Global Change Biology*, 10(3), 350-358. doi: 10.1111/j.1365-2486.2003.00702.x

Templer, P.H., Ewing, H., Weathers, K., Dawson, T. & Firestone, M. (2006). Fog as a Potential Source of Nitrogen for Coastal Redwood Forest Ecosystems. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract id. B23C-1098. Moscone Center, San Francisco, CA, USA. December 11–15.

Templer, P. H., Mack, M. C., FS III, C., Christenson, L. M., Compton, J. E., Crook, H. D. & Emmett, B. A. (2012). Sinks for nitrogen inputs in terrestrial ecosystems: a meta-analysis of ^{15}N tracer field studies. *Ecology*, 93(8), 1816-1829. doi: 10.1890/11-1146.1

Templer, P. H., Weathers, K. C., Ewing, H. A., Dawson, T. E., Mambelli, S., Lindsey, A. M., ... & Firestone, M. K. (2015). Fog as a source of nitrogen for redwood trees: evidence from fluxes and stable isotopes. *Journal of Ecology*, 103(6), 1397-1407. doi: 10.1111/1365-2745.12462

Torregrosa, A., O'Brien, T. A., & Faloon, I. C. (2014). Coastal fog, climate change, and the environment. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 95(50), 473-474. doi: 10.1002/2014EO500001

Van de Water, P. K., Leavitt, S. W., & Betancourt, J. L. (2002). Leaf $\delta^{13}\text{C}$ variability with elevation, slope aspect, and precipitation in the southwest United States. *Oecologia*, 132(3), 332-343. doi: 10.1007/s00442-002-0973-x

Villagrán, C. (1991) Historia de los bosques templados del sur de Chile durante el tardiglacial y postglacial. *Revista Chilena de Historia Natural*, 64, 447- 460.

Villagrán, C., and J. J. Armesto (1980), Relaciones florísticas entre las comunidades relictuales del Norte Chico y la Zona Central con el bosque del Sur de Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, 37, 85 – 99.

Villagrán, C., Armesto, J.J., Hinojosa, F., Cuvertino, J., Pérez, C. & Medina, C. (2004). El enigmático origen del bosque relicto de Fray Jorge. Historia Natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge. La Serena, Chile: Ediciones Universidad de la Serena (pp. 3-43).

Vitousek, P. M., Shearer, G., & Kohl, D. H. (1989). Foliar ^{15}N natural abundance in Hawaiian rainforest: patterns and possible mechanisms. *Oecologia*, 78(3), 383-388. doi: 10.1007/BF00379113

Yakir, D., & DeNiro, M. J. (1990). Oxygen and hydrogen isotope fractionation during cellulose metabolism in *Lemna gibba* L. *Plant Physiology*, 93(1), 325-332. doi: 10.1104/pp.93.1.325

Yin, L., Hou, G., Su, X., Wang, D., Dong, J., Hao, Y., & Wang, X. (2011). Isotopes (δD and $\delta^{18}\text{O}$) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeology journal*, 19(2), 429-443. doi: 10.1007/s10040-010-0671-4

4.2. Material suplementario

4.2.1. Anexo I

TableS1: Isotopic (d18O and d2H) values of fog, rain and groundwater					
ID	Water type	d18O ‰ vs. VSMOW	1 s.d.	d2H ‰ vs. VSMOW	1 s.d.
22-10-2016	Fog	-3.491	0.04	-10.233	0.22
21-10-2016	Fog	-3.653	0.063902 4	-12.840	0.7847749 6
02-08-2017	Fog	-2.140	0.017464	-1.234	0.097
20-10-2017 AM	Fog	0.164	0.071935	8.130	0.686
21-10-2017	Fog	-0.558	0.392056	6.385	0.600
20-10-2017 PM	Fog	-0.986	0.011093	4.679	0.293
09-08-2016	Rain - Talinay Hill	-3.895	0.115585	-15.476	0.111
11-05-2017	Rain - Caleta Toro	-6.888	0.054468	-45.488	0.174
30-06-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-11.370		-75.700	
01-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-10.030		-69.100	
02-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-9.560		-62.500	
03-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-12.810		-90.700	
04-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-7.330		-48.100	
05-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-7.710		-41.700	
06-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-9.590		-64.800	
07-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-6.170		-34.200	
08-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-5.610		-24.900	
09-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-5.200		-30.000	
10-07-2011	Rain - Oyarzun, et al 2004	-7.410		-45.800	
Guardaparque s CONAF	Well	-3.658	0.045	-25.783	0.647
Viveros CONAF	Well	-3.584	0.005	-25.296	0.102
Quesería	Well	-4.156	0.183	-26.633	0.792

Talinay Bajo	Spring	-5.936	0.050	-38.263	0.511
Quebrada La escuela	Creek	-3.567	0.038	-22.911	0.339
Hacienda Talinay	Well	-4.237	0.178	-23.263	0.758
El Camino	Spring	-5.074	0.081	-30.415	0.439
Picnic	Spring	-3.644	0.020	-26.001	0.146

TableS2: d18O measured values on cellulose from trees of different altitudes during winter (August) and spring (October), d18O corrected values and d2H calculated. Percentage of fog and rain water used by forest.

ID	Month	Height	d18O ‰ vs. VSMOW measured	d18O ‰ vs. VSMOW after correction	d2H ‰ vs. VSMOW calculated	Altitude masl	%Fog	%Rain sustain
TAL-06	August	0.89	29.0	-4.8	-28.7	750	15.3	84.6
TAL-08	August	2.48	29.6	-4.2	-23.7	720	25.8	74.1
TAL-10	August	2.46	32.5	-1.2	-0.2	600	75.5	24.4
TAL-07	August	3.10	30.3	-3.5	-18.3	740	37.3	62.6
TAL-09	August	2.24	30.9	-2.9	-13.6	670	47.3	52.6
	Mean			-3.3	-16.9		40.3	59.6
TAL-05	October	2.60	33.3	-0.4	6.1	560	89.2	10.7
TAL-04	October	2.61	33.1	-0.7	4.2	600	85.2	14.7
TAL-01	October	2.73	31.7	-2.0	-6.7	720	61.9	38.0
TAL-03	October	2.58	32.7	-1.1	0.9	615	78.1	21.8
TAL-02	October	2.40	32.7	-1.0	1.2	617	78.7	21.2
	Mean			-1.1	1.1		78.6	21.3

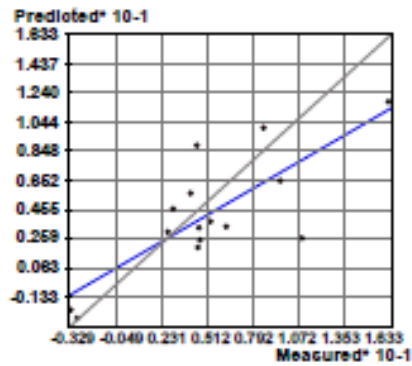
TableS3: Nutrients values measured on fog and rain

ID	Water type	NO ₃ ⁻ μmol L ⁻¹	desv	NO ₂ ⁻ μmol L ⁻¹	desv	PO ₄ ³⁻ μmol L ⁻¹	desv	SiO ₂ ⁴⁻ μmol L ⁻¹	desv
20-10-	Fog	174.	5.32	0.079	0.00	0.029	0.037	0.715	0.057

2017 AM		315			1				
20-10-2017 PM	Fog	100.105	11.742	0.109	0.006	9.79	0.577	2.822	0.09
21-10-2017	Fog	24.35	0.846	0.089	0.008	2.096	0.515	0.66	0.138
Mean	Fog	108.995	62.9	0.093	0.014	4.206	4.716	1.491	1.105
May,2016	Rain	1.623	0.084	0.154	0.018	1.035	0.069	0.466	0.073

TableS4: d15N and d13 values of plants				
ID	Month	Material type	d15N	d13C
TAL-49	October, 2017	Leaves	2.648	-28.84
TAL-300	October, 2017	Leaves	16.148	-34.584
TAL-48	October, 2017	Leaves	10.47	-29.365
TAL-33	October, 2017	Leaves	8.52	-29.466
TAL-34	October, 2017	Leaves	4.522	-29.39
TAL-43	October, 2017	Leaves	4.46	-28.995
TAL-44	October, 2017	Leaves	9.481	-28.793
TAL-38	October, 2017	Leaves	2.93	-29.446
TAL-42	October, 2017	Leaves	4.396	-26.916
TAL-37	October, 2017	Leaves	4.61	-28.745
TAL-35	October, 2017	Leaves	6.195	-28.708
TAL-40	October, 2017	Leaves	-3.294	-32.316
TAL-41	October, 2017	Leaves	-2.909	-30.384
TAL-45	October, 2017	Leaves	5.216	-29.642
TAL-46	October, 2017	Leaves	4.024	-29.304
TAL-50	October, 2017	Leaves	10.858	-27.142

4.2.2 Anexo II: Carbono

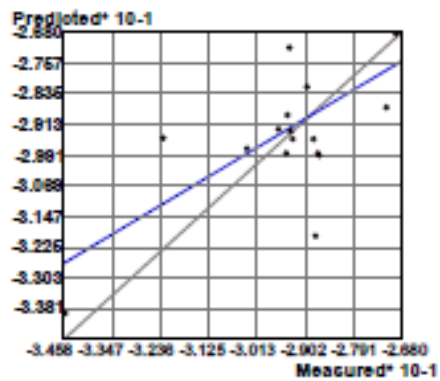


¹³C Kriging

Dataset C:\Users\Carlos Ríos Vilagra\Documents\TALINAY\PUNTOS CAMPAÑAS\Taliny_todo\CN_Oct17
 Type Feature Class
 Data field 1 13C_12C
 Records 16

Method **Kriging**
 Type Ordinary
 Output type Prediction
 Dataset # 1
 Trend type Second
 Trend removal Local Polynomial Interpolation
 Power 2
 Bandwidth 0.071184718096
 Kernel function Constant
 Output type Prediction
 Spatial condition number threshold 30
 Exploratory trend surface analysis 15
 Searching neighborhood Standard
 Neighbors to include 1,000
 Include at least 10
 Sector type Full
 Major semiaxis 0.071184718096
 Minor semiaxis 0.071184718096
 Angle 0
 Searching neighborhood Standard
 Neighbors to include 5
 Include at least 2
 Sector type Four and 45 degree
 Major semiaxis 0.108608792921
 Minor semiaxis 0.108608792921
 Angle 0
 Varlogram Semivariogram
 Number of lags 17
 Lag size 0.009050732743
 Nugget 1.021876985857
 Measurement error % 100
 Model type Stable
 Parameter 0.2
 Range 0.108608792921
 Anisotropy No
 Partial sill 0

4.2.2 Anexo III: Nitrógeno

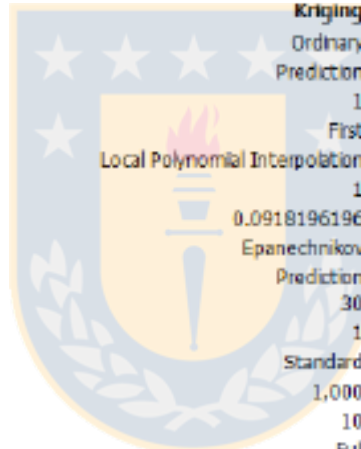


¹⁵N Kriging

Dataset	C:\Users\Carlos Ríos Vilagra\Documents\TALINAYPUNTOS CAMPANAS\Talnay_todo\CI_Oct17
Type	Feature Class
Data field 1	15N
Records	16

Method

Type	Ordinary
Output type	Prediction
Dataset #	1
Trend type	First
Trend removal	Local Polynomial Interpolation
Power	1
Bandwidth	0.0918196196
Kernel function	Epanechnikov
Output type	Prediction
Spatial condition number threshold	30
Exploratory trend surface analysis	1
Searching neighborhood	Standard
Neighbors to include	1,000
Include at least	10
Sector type	Full
Major semiaxis	0.0918196196
Minor semiaxis	0.0918196196
Angle	0
Searching neighborhood	Standard
Neighbors to include	5
Include at least	2
Sector type	Four and 45 degree
Major semiaxis	0.020614894096
Minor semiaxis	0.020614894096
Angle	0
Variogram	Semivariogram
Number of lags	12
Lag size	0.009050732743
Nugget	0
Measurement error %	100
Model type	Stable
Parameter	1.335546875
Range	0.020614894096
Anisotropy	No
Partial sill	12.933201191576



5. DISCUSIONES

5.1. Diferencias isotópicas del agua de lluvia y niebla en Talinay

La diferencia isotópica entre las lluvias medidas en este trabajo más aquellas obtenidas por Oyarzún et al., (2014) y el agua producida por la condensación de la niebla dan cuenta de procesos de formación del agua y permiten cuantificar el porcentaje de aporte de cada una; de hecho, a partir del modelo de mezcla simple, se obtuvieron resultados con un alto grado de confiabilidad.

La composición isotópica de la lluvia en el área de estudio permitió construir la Línea de Aguas Meteorológicas Local ($LAML = \delta^2H = (8,334 \delta^{18}O + 16,512)\text{‰}$) que es paralela a Línea de Aguas Meteorológicas Global ($LAMG = \delta^2H = (8\delta^{18}O + 10)\text{‰}$). Las precipitaciones de las zonas más áridas tienden a desplazar la LAML hacia arriba de la LAMG (Mook, 2002), por lo que la existencia de una diferencia menor entre LAMG y LAML estaría relacionada con las condiciones semi-áridas de Talinay.

A diferencia de estos valores, el agua producida por la condensación de la niebla posee valores isotópicamente más altos en $\delta^{18}O$ and δ^2H , siendo más cercana al valor del agua de mar y resulta ser similar a la determinada por otros autores para la zona semi-árida de Chile (Aravena et al., 1989; Strauch et al., 2006).

El contraste entre los valores isotópicos entre lluvia y niebla es esperable debido a la diferencia entre la altitud en que ambos fenómenos ocurren. La composición isotópica del agua cambia con la altitud y se empobrece progresivamente en $\delta^{18}O$ y δ^2H a mayores elevaciones (Mook, 2002). La condensación del agua de niebla en Talinay ocurre típicamente a 450 msnm, lo que es considerablemente más bajo que la elevación en que se forma la lluvia. Ésta misma altitud de condensación es lo que hace tan efectiva a la niebla (que sustenta al bosque con agua por sobre un 50%) como fuente de agua para el bosque de Talinay, debido a que condensa a la misma altura de la vegetación.

El efecto altitud está relacionado directamente al efecto de temperatura (Mook, 2002). La formación de la niebla ocurre a más altas temperaturas y en general en estadios más temprano de la condensación de vapor (Ingraham y Matthews, 1988). Aravena et al., (1989) identificó que la señal isotópica de la niebla refleja un único estadio o ciclo de evaporación-condensación cercano a la costa, lo que en términos de equilibrio cinemático e isotópico se combina para formar una niebla deprimida en un 12-13‰ para ^{18}O con respecto al agua de mar.

En este estudio se verificó un amplio rango de composición isotópica para la niebla en comparación a lo reportado anteriormente por Aravena et al., (1983) y Strauch et al., (2006), probablemente porque en este trabajo se ha capturado más de un evento de niebla durante un año y medio de muestreos esporádicos. Los valores de niebla de Talinay caen sobre y bajo la LAMG, sin una aparente relación con la estacionalidad, a pesar de haber sido lo esperado por las diferencias temperatura del agua de mar, desde donde se produce la evaporación de la niebla, gatillados por los movimientos del anticiclón y la surgencia costera.

Esta nula relación con la variación de los valores isotópicos y primavera o invierno puede deberse a la génesis de los distintos tipos de niebla identificados en terreno en el área de estudio. Scholl et al., (2010) identificó que aquellos valores más enriquecidos reportados en la literatura estaba asociados a niebla del tipo orográfica y los más empobrecidos se asocian a la niebla del tipo advectiva. Ambos procesos ocurren en Talinay, a pesar de que la niebla advectiva podría ser el proceso más común. De esta forma, la variación isotópica de la composición de niebla podría estar relacionada a la existencia de ambos tipos de niebla más que a una variación estacional. Sin embargo, esto no es concluyente por la escasa cantidad de datos tomados durante el invierno.

5.2. Mantenimiento y sustento del bosque de Talinay

Los resultados del modelo de mezcla para el sustento de agua en el Bosque de Talinay y la relación cualitativa entre dicho sustento por lluvia y niebla permitió identificar que efectivamente el bosque está siendo sostenido por sobre un 50% por el agua de niebla.

En la primavera, la contribución porcentual de la niebla en el mantenimiento del Bosque de Talinay varía entre 61,96% (~720 msnm y hacia el E) y 89,20% (~560 msnm, hacia el O), con un promedio de 78,64%. En invierno, el porcentaje de agua de niebla usada por el bosque fluctúa considerablemente, desde 15,33% (~745 msnm y hacia el E) a 75,58% (~600 msnm, hacia el O). En ambas estaciones la disminución relativa de la importancia del agua de niebla con la altitud podría deberse a un aumento orográfico de las precipitaciones y a una disminución de la influencia de la niebla gatillada por efectos de sombra (del Val., et al 2006) y estructura del bosque (Barbosa et al., 2010).

Es importante mencionar el efecto orográfico sobre el fraccionamiento isotópico de las precipitaciones. La mayoría las muestras han sido tomadas a menores altitudes que la cima del cerro Talinay, donde se ubica el bosque. Sólo una de las muestras fue tomada a la altura del bosque. El problema de esto es que en montañas o cerros puede existir fraccionamiento isotópico en las precipitaciones asociado a la altitud. Valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de algunos eventos puntuales de lluvia tomados en Sierra de Gádor y sectores adyacentes permiten establecer un gradiente de variación de $\delta^{18}\text{O}$ -altitud de $-0,34\text{‰}$ 100 m^{-1} para la vertiente sur de Sierra de Gádor, en España (Alcala et al., 2007). Vogel et al., 1975 observó que $\delta^{18}\text{O}$ varía generalmente entre $-0,1\text{‰}$ y $-0,6\text{‰}$ cada 100 m de altitud (en Mook, 2002). Si bien este efecto debe tomarse en consideración ya los valores medidos en precipitaciones dentro del área de estudio a diferentes altitudes si exhiben diferencia. En la cima de Talinay se obtienen valores de $-3,895\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $-15,476\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$, mientras que el promedio del resto de valores es $-7,976\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $-49,882\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$. Esta diferencia podría ser menor a la variación natural de los valores isotópicos de la lluvia. Es más, considerando las variaciones observadas por otros autores, para la diferencia de 700 m (altura del Cerro Talinay) la variación isotópica de entre $-0,1\text{‰}$ y $-0,6\text{‰}$ cada 100 m es menor que la diferencia entre los promedios isotópicos de niebla y de lluvia, por lo que no afectaría la relación de promedios de sustento obtenidos para el bosque.

La relación inversa entre el porcentaje de agua de niebla que sostiene el bosque y la altitud está en relación con efecto de sombra que produce una mayor intercepción de agua de niebla en los primeros metros en del bosque, declinando hacia el E (del-Val et al., 2006). Este

efecto causa una alta mortalidad de los árboles en la ladera opuesta a la dirección de ingreso de la niebla (del-Val et al., 2006; Barbosa et al., 2010). Junto con el efecto de sombra, la densidad de la vegetación o la estructura del bosque también es un factor importante en la captura y goteo del agua de niebla. Barbosa et al., (2010) demostró la importancia del dosel de los árboles en canalizar el agua de la niebla que pasa a través de los mismos. A su vez, zonas boscosas menos densas muestran una mayor amplitud térmica (mayor diferencia entre la temperatura mínima y máxima del aire) lo que implica una mayor exposición a las fluctuaciones climáticas que caracterizan la zona semi-árida.

Cabe mencionar que en las mayores altitudes del cerro Talinay ha existido intervención humana (tala de árboles para la construcción de una antena) y esto podría estar afectando la ingeniería del bosque para interceptar la niebla, junto con el efecto de sombra. El factor humano debe ser tomado en cuenta cuando se considera la vulnerabilidad del bosque de Talinay y de otros bosques de niebla.

Los resultados de este trabajo muestran que durante primavera, la niebla es la fuente más importante de agua para el bosque, pero durante invierno, la lluvia podría ser también una fuente muy importante, especialmente para los árboles ubicados en las más altas altitudes del bosque (~700 msnm), lo que resulta ser especialmente relevante ya que estudios previos habían determinado que la lluvia no resultaba relevante para el sostenimiento de estos bosques relictos y por ende no se verían afectados por un aumento en la sequía (Gutiérrez et al., 2008).

La hipótesis de un sostenimiento mayor al 50% del bosque por parte del agua de la niebla y la existencia de un gradiente de influencia con tendencia O-E pudo ser testada por todo lo expuesto anteriormente.

5.3. Origen del agua subterránea.

Los sistemas semiáridos como los encontrados en el norte de Chile, poseen acuíferos que son recargados por lluvias en la alta cordillera (Herrera y Custodio, 2014). Los valores isotópicos de aguas subterráneas de Talinay medidos en este estudio se localizaron en una

línea diferente ($\delta^2\text{H} = (5,273 \delta^{18}\text{O} + 5,004) \text{‰}$ con un $R^2 = 0,8244$) a la LAML ($\delta^2\text{H} = (8,334 \delta^{18}\text{O} + 16,512) \text{‰}$, con un $R^2 = 0,9782$). Esta diferencia entre la composición isotópica de las precipitaciones y el agua subterránea está relacionada con la evaporación que afecta a la precipitación en la zona no saturada de las áreas de recarga, señal que es preservada en el acuífero (Aravena et al., 1995; Scheihing et al., 2017). La línea formada por los valores isotópicos del agua subterránea forma la Línea de evaporación local (LEL). La pendiente de esta línea es menor a la de LAMG y de LAML, indicando importantes procesos evaporativos en el área (Dor et al., 2011; Yin et al., 2011; Oyarzun et al., 2014.).

La intercepción entre la LEL con la LAML es la composición isotópica del agua subterránea antes de la evaporación y fraccionamiento (Yin et al., 2011). En el área de estudio, dicha intercepción es de -7,015 y -41,996 para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente. Ambos valores son muy cercanos a los promedio de valores de precipitación (-7,967‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y -49,882‰ de $\delta^2\text{H}$). Este resultado confirma las investigaciones previas que señalan que la niebla no juega un rol en la recarga de los acuíferos de la zona central-norte de Chile (Aravena et al., 1989; Squeo et al., 2006).

5.4. Composición química del agua subterránea

Para comparar la composición química del agua subterránea y la niebla, las concentraciones de iones mayoritarios han sido ploteadas en la Figura 4.1. Para comparar con la composición de otras aguas de la zona centro y norte de Chile, se han incluido valores obtenidos de muestras de zonas cercanas a la zona de estudio (diferentes tipos de acuíferos de la cuenca del Río Elqui, extraídas de Strauch et al., (2006) y de Ovalle, extraídas de Strauch et al., (2009).

El agua de Hacienda Talinay es dulce, con una conductividad eléctrica de 1.098 mS/cm, con una temperatura *in situ* de 15,7°C y un pH de 8,80. Su composición se identifica cercana a la de la niebla, con altos contenidos de Na (156 mg/L) y Cl (213 mg/L). Este tipo de composición, con elevados contenidos de Na y Cl, podría ser atribuible a la depositación atmosférica de aerosoles de origen marinos (Herrera y Custodio, 2014). Lamentablemente, la

identificación con certeza de la influencia de la niebla en la composición del agua subterránea no puede realizarse con la caracterización de una sola muestra, por lo que la movilización de iones a través de la niebla y la consecuencia influencia de los mismos en los acuíferos del área no puede concluirse.

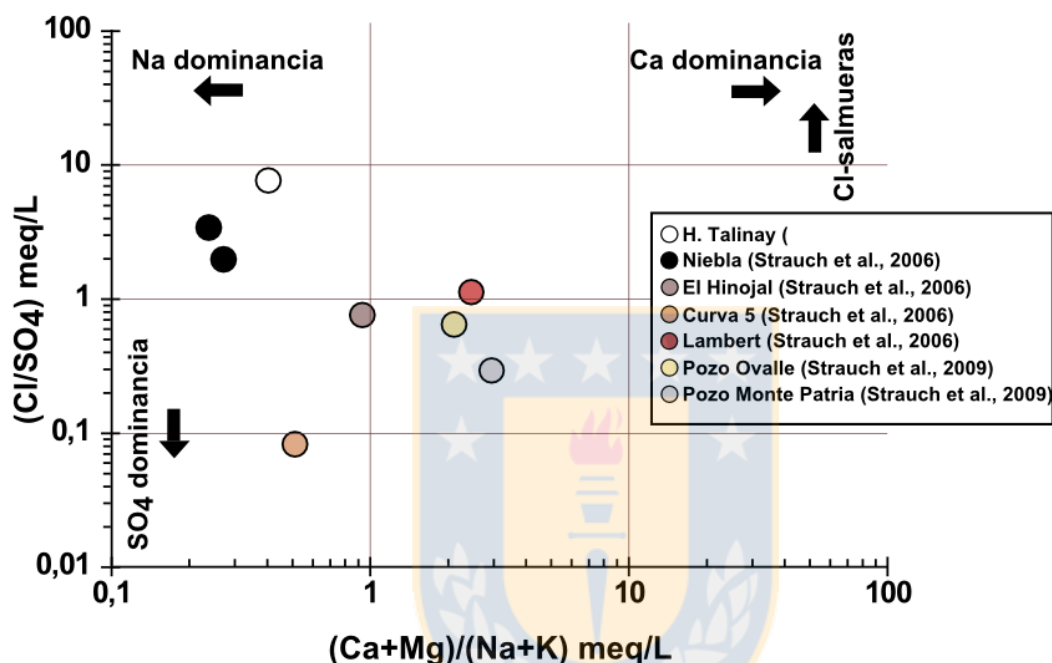


Figura 5.1. Composición de iones mayores del agua subterránea de Hacienda Talinay, junto a los valores de distintos acuíferos del Centro-norte de Chile. Extraído de Strauch et al., (2006): El Hinojal (-71,153°S/ -29,916°O), Curva 5 (-70,079°S/ -29,941°O), Lambert (-71,094°S/ -29,748°O) y and Cerro Brillador-Agua de Niebla Fog (-71,175°S/ -29,792°W) Extraído de Strauch et al., (2009): Pozo Ovalle (-71,143°S/-30,615O) y Pozo Monte Patria (-70,152/ -30,702°W).

5.5. Nutrientes en niebla y lluvia

Los niveles de nitrato y fosfato medidos en la niebla son 100 y 4 veces mayores que en la lluvia (Tabla 4.1.). Altas concentraciones de nutrientes en niebla por sobre lluvia han sido identificados en otros estudios (Ewing et al., 2009) y algunos autores han demostrado que existe captación foliar directa de nitrógeno desde la niebla (Bowen et al., 1989; Harrison et al, 2000; Sparks, 2009). Pese las concentraciones más altas de nitrato en la niebla, los análisis de

nitrógeno y carbono en el material vegetal no estarían mostrando que el bosque de Talinay esté siendo sostenido directamente por la niebla en términos de suministro de nutrientes.

Los valores obtenidos de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ sobre las hojas del Bosque de Talinay son comparativamente más empobrecidos que el resto de los valores del área de estudio, a diferencia de aquellos determinados en plantas bajo los 450 msnm. En estas últimas (dónde la influencia de la niebla es menor) los valores de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ son más elevados, lo que se habría esperado encontrar en las zona más elevada e influenciada por la niebla si existiera captación directa de nutrientes de la misma (Templer et al., 2006; Templer et al., 2012). De esta forma, podría estar existiendo un proceso de reciclaje de nutrientes en el suelo por descomposición *in situ* de materia orgánica.

Tabla 5.1. Análisis de nutrientes en agua de niebla y de lluvia.

ID	Tipo de agua	NO_3^- $\mu\text{mol L}^{-1}$	desv	NO_2^- $\mu\text{mol L}^{-1}$	desv	PO_4^{3-} $\mu\text{mol L}^{-1}$	desv	SiO_2^{4-} $\mu\text{mol L}^{-1}$	desv
19/10/17	Niebla	174,315	5,320	0,079	0,001	0,029	0,037	0,715	0,057
20/10/17	Niebla	100,105	11,742	0,109	0,006	9,790	0,577	2,822	0,090
21/10/17	Niebla	24,350	0,846	0,089	0,008	2,096	0,515	0,660	0,138
Promedio	Niebla	108,995	62,90	0,093	0,014	4,206	4,716	1,491	1,105
Mayo,2016	Lluvia	1,623	0,084	0,154	0,018	1,035	0,069	0,466	0,073

En cuanto a los valores de $\delta^{13}\text{C}$, estos reflejan la relación con la disponibilidad de agua para las plantas. En ambientes semiáridos, el estrés por sequía. (i.e Eficiencia del Uso del Agua) incrementa sistemáticamente el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en las hojas a mayores altitudes, a medida que se alejan de la costa y/o de la fuente de agua (Van de Water et al., 2002). La abundancia natural de $\delta^{15}\text{N}$ en las plantas se debe al efecto neto de tanto los procesos biológicos como geoquímicos (Dawson et al., 2002). Algunos estudios han indicado que el $\delta^{15}\text{N}$ foliar varía de forma inversa con la humedad y la disponibilidad de la lluvia (Handley et al., 1999; Swap et al., 2004).

Las mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ en hojas tomadas a distintas altitudes desde la costa hasta el Cerro Talinay fueron utilizadas para construir un mapa de interpolación de valores (Figura 4. en capítulo de Resultados). En estos mapas es posible identificar un patrón de

valores para el área de estudio. Los resultados para $\delta^{13}\text{C}$ muestran los valores más negativos en la zona costera (-33,58‰ a -30,32‰). Interesantemente, dentro del Cerro Talinay, estos valores más bajos también pueden ser encontrados por sobre los 450 msnm, coincidiendo con las zonas con mayor influencia de niebla. El aumento del estrés de agua puede resultar en la reducción de la conductancia estomática, y consistentemente obteniéndose valores más enriquecidos en $\delta^{13}\text{C}$ (Van de Water, 2002). Algunos autores han mostrado que la tolerancia a la sequía incrementa los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en las hojas de plantas C3 (Ehleringer 1993a; Van de Water et al., 2002). Esta respuesta fisiológica de las plantas se identificó en las zonas donde no existe influencia de aerosoles desde el océano (zona costera) o de la niebla (Cerro Talinay). Por otro lado, los valores más empobrecidos en la zona del bosque de Talinay demuestra la importancia e influencia marina por sobre el ecosistema terrestre-costero.

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ se correlacionan negativa con las precipitaciones (Swap et al., 2004; Díaz et al., 2016). En Talinay, los valores de $\delta^{15}\text{N}$ son menores por sobre los 450 msnm (-3,28‰ a 1,03‰) que en resto del área de estudio. Los valores negativos están asociados a mayor precipitación (Vitousek et al., 1989) pero si ese fuera el caso, otras áreas se debiesen encontrar valores tan empobrecidos como los observados, ya que la lluvia estaría afectando a toda el área de estudio. De esta forma, no es más que otra eficiencia de la influencia marina por sobre este ecosistema, es decir, de la alta influencia de la niebla por sobre el Cerro Talinay.

Con respecto a la segunda parte de la hipótesis de este trabajo, que plantea que el bosque de Talinay está siendo sostenido en términos de nutrientes por parte de la niebla, los resultados anteriormente expuestos demuestran que esta hipótesis no se cumple. Sin embargo, la influencia costera está influenciando el desarrollo de los ciclos de carbono y nitrógeno por cambios en la humedad a través de un patrón O-E.

6. CONCLUSIONES

Según los resultados obtenidos en este estudio, se concluye que el bosque de Talinay está sostenido principalmente por la niebla, y de esta forma de manera indirecta por el océano, especialmente durante primavera-verano, donde los porcentajes de agua de niebla utilizados por el bosque alcanzan incluso un 89,20%, con un promedio anual de 59,48% de sostenimiento debido a la niebla.

El sostenimiento del bosque por parte del agua de niebla posee un patrón O-E, a través del Cerro Talinay, disminuyendo en el sentido de la dirección de ingreso de la niebla, con valores que van desde un promedio anual de 82,39% (en los inicios del bosque, ladera O) hasta un 38,65% (cerca de la divisoria de aguas, en las cimas del Cerro Talinay y los límites del Bosque de Talinay, hacia el E).

La corrección los valores isotópicos del agua subterránea del área de estudio según la intercepción de la LEL con la LAML permite obtener el valor original del agua de recarga de los acuíferos, valor semejante al agua de lluvia. De esta forma, la niebla no estaría participando de la recarga de aguas subterráneas en la zona de Talinay.

Existe una mayor concentración de nitratos y fosfatos en el agua de niebla que en el agua de lluvia. Sin embargo, no fue posible identificar un input directo de nutrientes y captura de los mismos desde el bosque.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ medidos en las hojas de plantas en el área de estudio determinan la influencia oceánica sobre el ecosistema costero a través de cambios en la humedad y disponibilidad de agua en la el Cerro Talinay, lo que modifica los valores de carbono y nitrógeno dentro del bosque.

La LAML posee una ecuación de $\delta^2\text{H} = (8,334 \delta^{18}\text{O} + 16,512)\%$, posicionándose por sobre la LAMG en el gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ lo que evidencia importantes procesos evaporativos en el área.

7. REFERENCIAS

Alcalá, F. J., Custodio, E., Contreras, S., Araguás, L. J., Domingo, F., Pulido-Bosch, A., & Vallejos, A. (2007). Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor. III Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros, Madrid (pp. 871-885).

Bange, H.W. (2008). Gaseous nitrogen compounds (NO, N₂O, N₂, NH₃). *Ocean. Nitrogen in the marine environment*, 2, 51-82.

Bowden, R. D., Geballe, G. T., & Bowden, W. B. (1989). Foliar uptake of ¹⁵N from simulated cloud water by red spruce (*Picea rubens*) seedlings. *Canadian Journal of Forest Research*, 19 (3), 382-386. doi: 10.1139/x89-058

Bowen, G. J. (2010). Isoscapes: Spatial Pattern in Isotopic Biogeochemistry. *Annual Review Earth Planetary. Scies*, 38 (3), 161-87.

Burgess, S. S. O. & Dawson, T. E. (2004) The contribution of fog to the water relations of *Sequoia sempervirens* (D. Don): Foliar uptake and prevention of dehydration. *Plant, Cell and Environment*, 27 (4), 1023-1034.

Cereceda P., Hernández, P., Leiva, J. & Rivera., J.D. (2014). Agua de Niebla. Nuevas tecnologías para el desarrollo sustentable en zonas áridas y semiáridas. CORFO, Coquimbo (pp.132).

Cereceda, P., Schemenauer, R. S. & Cereceda P, S. R. (1991). The occurrence of fog in Chile. *Journal of Applied Meteorology* 30 (8), 1097-1105.

Corbin, J. D., Thomsen, M. A., Dawson, T. E. & D'Antonio, C. M. (2005). Summer water use by California coastal prairie grasses: Fog, drought, and community composition. *Oecologia*, 145 (4), 511-521.

Dawson, T. E. (1998). Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia*, 117 (4), 476-485.

Dawson TE, Ehleringer JR (1998) Plants, isotopes, and water use: a catchment-level perspective. In: Kendall C, McDonnell JJ (eds) *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier, Amsterdam (pp.165).

Di Castri, F. & Hajek, E. (1976). Bioclimatología de Chile. Vicerrectoría Académica de la Univ. Católica Chile. Santiago, Chile (pp. 128)

Ehleringer, J. R. & Dawson, T. E. (1992). Water uptake by plants: perspectives from stable isotope composition. *Plant, Cell and Environment* 15 (9), 1073-1082.

Epstein S., Yapp C.J. & Hall J.H. (1976) The determination of the D/H ratio of non-exchangeable hydrogen in cellulose extracted from aquatic and land plants. *Earth and Planetary Science Letters* 30, 241-251.

Evans, R.D. & Ehleringer, J.R. Plant ^{15}N values along a fog gradient in the Atacama Desert, Chile. (1994). *Journal of Arid Environments*, 28 (3), 189-193.

Flanagan L.B., Comstock J.P. & Ehleringer J.R. (1991) Comparison of modeled and observed environmental influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in *Phaseolus vulgaris* L. *Plant Physiology* 96, 588-596.

Fischer, D. T. & Still, C. J. (2007). Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. *Water Resources Research*, 43 (4), 1–13.

Gruber, N. (2008). The marine nitrogen cycle: overview and challenges. *Nitrogen in the marine environment*, 2, 1-50.

Handley, L. L., Austin, A. T., Stewart, G. R., Robinson, D., Scrimgeour, C. M., Raven, J. A., & Schmidt, S. (1999). The ^{15}N natural abundance ($\delta^{15}\text{N}$) of ecosystem samples reflects measures of water availability. *Functional Plant Biology*, 26 (2), 185-199. doi:10.1071/PP98146

Harrison, A. F., Schulze, E. D., Gebauer, G., & Bruckner, G. (2000). Canopy uptake and utilization of atmospheric pollutant nitrogen. *Carbon and nitrogen cycling in European forest ecosystems: Ecological Studies*, 142, 188.

Latorre C., González, A., Quade, J., Fariña, J., Pinto, R. & Marquet, P. (2011). Establishment and formation of fog-dependent *Tillandsia landbeckii* dunes in the Atacama Desert: Evidence from radiocarbon and stable isotopes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116 (3), 1-12.

Mook, W. G. (2002). Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Vol. 1. Madrid: IGME (pp. 102).

Scholl, M. A., Gingerich, S. B. & Tribble, G. W. (2002). The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. *Journal of Hydrology*, 264 (1), 170–184.

Scholl, M., Eugster, W. & Burkard, R. (2011). Understanding the role of fog in forest hydrology: Stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. *Hydrological Processes*, 25 (3), 353–366.

Sparks, J. P. (2009). Ecological ramifications of the direct foliar uptake of nitrogen. *Oecologia*, 159 (1), 1-13. doi: 10.1007/s00442-008-1188-6

Sternberg, L. D. S., Deniro, M. J., & Savidge, R. A. (1986). Oxygen isotope exchange between metabolites and water during biochemical reactions leading to cellulose synthesis. *Plant Physiology*, 82 (2), 423-427. doi: 10.1104/pp.82.2.423

Sternberg L.S.L. (1989) Oxygen and hydrogen isotope ratios in plant cellulose: Mechanisms and applications. *Stable Isotopes in Ecological Research. Ecological Studies 68*. Springer-Verlag, Berlin, (pp. 143).

Strauch, G., Oyarzun, J., Fiebig, E. Gonzales, and Weise, S. M.: Contributions of the different water sources to the Elqui river (Northern Chile) runoff evaluated by H/O isotopes, *Isotopes Environmental and Health Studies*, 42 (3), 303–322, 2006.

Thalmann, E., Burkard, R., Wrzesinsky, T., Eugster, W., & Klemm, O. (2002). Ion fluxes from fog and rain to an agricultural and a forest ecosystem in Europe. *Atmospheric Research*, 64 (1-4), 147-158. doi: 10.1016/S0169-8095(02)00087-X

Zapletal, M., Kuňák, D., & Chroust, P. (2007). Chemical characterization of rain and fog water in the Cervenohorske Sedlo (Hruby Jesenik Mountains, Czech Republic). *Water, air, and soil pollution*, 186 (1-4), 85-96.

