**Introducción**

Actualmente, vivimos en un contexto de cambio global provocado por el aumento de las temperaturas a causa de la emisión de gases de efecto invernadero como el dióxido de carbono (CO2) (Friedlingstein et al. 2022). La concentración de este gas en la atmosfera ha aumentado desde aproximadamente 278 partes por millón (ppm) en 1750 (Canadell et al. 2023), durante los inicios de la revolución industrial, hasta las 414 ppm en 2021 (Dlugokencky and Tans, P 2022). Antes de la revolución industrial, el aumento de los niveles de CO2 atmosférico se daba principalmente por las emisiones que causaban la deforestación y el cambio de uso del suelo (Gulev et al. 2023), pero a partir de 1950 las emisiones procedentes de los combustibles fósiles se convirtieron en la principal fuente antropogénica de gases de efecto invernadero y su parte proporcional no ha hecho más que aumentar hasta el presente (Friedlingstein et al. 2022). Estas emisiones antropogénicas se producen encima de un ciclo natural y global del carbono que hace circular el carbono entre los reservorios de la atmósfera, el océano y la biosfera terrestre en escalas de tiempo que van de subdiarias a milenarias, mientras que los intercambios con los reservorios geológicos se producen en escalas de tiempo aún más largas (Archer et al. 2009). La evaluación precisa de estas emisiones y su redistribución entre los diferentes reservorios en un contexto de cambio global es fundamental para comprender mejor el ciclo global del carbono y poder proyectar el cambio climático futuro (Friedlingstein et al. 2022).

Los ecosistemas terrestres juegan un papel muy importante en el ciclo del carbono ya que es donde se producen gran parte de los procesos de intercambio de carbono dando lugar a una absorción del 30% de las emisiones de CO2 antropogénicas (Friedlingstein et al. 2022). La capacidad de los ecosistemas terrestre para absorber CO2 viene determinada por el intercambio neto de CO2 entre la tierra y la atmósfera (NEE), que es el equilibrio entre la productividad primaria bruta (GPP, absorción de CO2 por el ecosistema) y la respiración del ecosistema (RE, liberación de CO2 por el ecosistema) (Chapin et al. 2006) y presenta una gran variabilidad espacial a lo largo del planeta (Zhou et al. 2021). Este último proceso, la respiración del ecosistema y, concretamente, la respiración del suelo es uno de los elementos clave en el ciclo de carbono ya que por un lado, los suelos globales almacenan el doble de carbono que la atmosfera, y, por otro lado, la retroalimentación ecosistémica positiva de las emisiones de CO2 que se puede dar a través de la respiración del suelo es muy importante para las proyecciones futuras de las concentraciones atmosféricas de CO2 (Cox et al. 2000; Heimann y Reichstein 2008).

La respiración del suelo se define como el eflujo de CO2 de la superficie del suelo a la atmosfera. Esta respiración puede proceder de múltiples fuentes, como la respiración de las raíces, la respiración heterótrofa, la respiración de la fauna del suelo y la producción no biológica de CO2 (Ming Xu y Shang 2016). La respiración de las raíces incluye la respiración de mantenimiento, en la que la energía respirada se utiliza para mantenerlas vivas, la respiración de crecimiento, necesaria para el crecimiento de nuevas raíces o nuevos tejidos radiculares, y la respiración rizosférica, en la que los microorganismos respiran y emiten CO2 en la rizosfera al alimentarse de los exudados de las raíces. La respiración heterótrofa se debe a la descomposición de la materia orgánica muerta por parte de los descomponedores presentes en los suelos. Los dos grupos principales de estos descomponedores son las bacterias y los hongos, y participan tanto en la degradación aeróbica como anaeróbica de la materia orgánica. La respiración de la fauna del suelo se refiere al CO2 producido por animales del suelo, como lombrices, hormigas o escarabajos, a través de procesos metabólicos. La producción no biológica de CO2 procede de los procesos químicos y físicos del suelo, como el CO2 liberado de las soluciones del suelo cuando se evapora el agua o los cambios de solubilidad del CO2 con la fluctuación de la temperatura del suelo (Ming Xu y Shang 2016).

Todos estos procesos que definen y conforman la respiración del suelo se ven afectados, en mayor o menor medida, por una serie de factores bióticos y abióticos que puede hacer variar los niveles de eflujo de CO2. Los principales factores que afectan a la respiración del suelo son los climáticos, entre los que destacan temperatura y humedad, la vegetación y el carbono orgánico presente en el suelo (SOC) (Ming Xu y Shang 2016). Como cualquier otra reacción bioquímica la respiración del suelo depende de la temperatura. Cuando las temperaturas son muy bajas, por lo general debajo de los 0ºC, la tasa metabólica de las raíces y de los microorganismos se reduce notoriamente (Rivkina et al. 2000). En cambio, cuando las temperaturas suben, las reacciones metabólicas se aceleran aunque la respiración del suelo suele aumentar de forma no lineal con el aumento de la temperatura del suelo. La sensibilidad de la respiración del suelo a la temperatura se suele indicar mediante Q10, que se define como la tasa a la que aumenta la respiración del suelo con cada 10ºC de aumento de la temperatura del suelo (Ming Xu y Qi 2001). El Q10 se determina mediante mediciones en campo de eflujo de CO2 y temperatura, por lo tanto, el Q10 reportado en la literatura varía ampliamente según el estudio, pero la mayoría de valores se sitúan entre 1,5 y 3,0 (Ming Xu y Qi 2001; Mikan, Schimel, y Doyle 2002). A parte de la temperatura, el segundo principal factor climático que afecta a la respiración del suelo es la humedad de este. Cuando el contenido de agua es bajo, la difusión de sustratos solubles se reduce y cuando el contenido de agua es elevado la difusión de oxígeno se reduce. Ambos factores pueden limitar la actividad microbiana del suelo, así que esta alcanza su niveles máximo cuando los efectos limitantes de estos factores son iguales (Skopp, Jawson, y Doran 1990). Por lo tanto, la respiración del suelo es baja en condiciones secas y aumenta hasta un máximo en un nivel de humedad intermedio, a partir de aquí, empieza a disminuir a medida que el contenido de humedad aumenta y excluye el oxígeno (Davidson, Janssens, y Luo 2006). Además, hay que tener en cuenta que ambos factores climáticos pueden actuar simultáneamente y que suelen ir marcados por las variaciones estacionales (Ming Xu y Qi 2001).

Por último, los otros dos principales factores que afectan a la respiración del suelo, la vegetación y carbono orgánico presente en el suelo (SOC), se encuentran relacionados entre sí. La vegetación afecta a la respiración del suelo principalmente a través de la respiración de las raíces, la exudación de las raíces, que ambas dependen de la fotosíntesis que se da en el exterior, y de la producción de hojarasca, que es la principal fuente de SOC (Tang, Baldocchi, y Xu 2005; Mencuccini y Hölttä 2010). Diferentes tipos de vegetación pueden presentar diferentes SOC en términos de cantidad y calidad y, por lo tanto, sustentar diferentes comunidades microbianas (F. Wang et al. 2014). La vegetación también altera el microclima, es decir, la temperatura y la humedad del suelo (M Xu y Chen 1997), por lo que afecta indirectamente a los respiración del suelo. La cantidad y calidad de SOC determina en gran medida la respiración del suelo ya que es el principal sustrato de la respiración heterotrófica. En el mismo ecosistema, la respiración heterotrófica se correlaciona positivamente con el contenido de carbono orgánico del suelo porque más presencia de este proporciona más fuentes y sitios de reacción para la descomposición microbiana (Q. Wang et al. 2013). La disponibilidad del SOC varía espaciotemporalmente de forma natural en los ecosistemas, pero también se puede ver afectada factores antropogénicos como la tala selectiva que se realiza en bosques. Esta situación la podemos encontrar en los bosques del Parque Nacional de Sierra Nevada.

El Parque Nacional de Sierra Nevada forma parte de la cordillera Penibética y se extiende desde el sudeste de Granada hasta el extremo occidental de Almería (MITECO 2023b). Constituye un refugio excepcional para la flora y la biodiversidad en el continente europeo, debido a sus condiciones históricas (su localización biogeográfica estratégica, en el oeste de la región Mediterránea), a su aislamiento geográfico, a la brusquedad de gradientes ecológicos (con su enorme rango altitudinal) y a la diversidad de nichos ecológicos. Presenta 2.100 especies vegetales catalogadas, 116 de las cuales se encuentran amenazadas (MITECO 2023a). Pese a su gran grado de protección actual, este parque ha sufrido históricamente gran cantidad de cambios de uso del suelo y de la cubierta vegetal. A modo de ejemplo, en los últimos 50 años se ha producido un cambio de uso del suelo en más de la mitad de las 170.000 ha que ocupa el espacio protegido (Zamora et al. 2015). Estos cambios se manifiestan actualmente en dos grandes géneros vegetales, *Quercus* y *Pinus.*

Los robledales (*Quercus pirenaica* y *Quercus ilex*) presentes en Sierra Nevada se encuentra en el límite de su distribución natural. Para su supervivencia requieren veranos húmedos que no son frecuentes en el sur de la Península Ibérica. Además han sufrido una intensa historia de manejo en los últimos siglos (carboneos, talas, podas, abandono de usos tradicionales, etc.). Por último también están afectados por el cambio climático. Esta situación hace que los robledales de Sierra Nevada estén al límite de su capacidad de automantenimiento, lo que también compromete su expansión a zonas adecuadas adyacentes (cultivos abandonados y pinares de repoblación) (Bonet et al. 2015). Los robledales nevadenses muestran una notable falta de vigor vegetativo, escasa fructificación y predominio de la reproducción asexual (Valbuena-Carabaña y Gil 2013). Por todo ello, se están desarrollando procedimientos de gestión de estas formaciones para mejorar su estructura y funcionamiento, como por ejemplo el resalveo de los brotes asexuales que crecen de los individuos para fomentar su madurez y posterior reproducción sexual.

Por otro lado, los pinares (*Pinus sylvestris* y  *Pinus nigra)* provienen de repoblaciones que se realizaron entre los años 60 y 70 sobre zonas desarboladas sometidas a fuertes procesos erosivos. Aunque gran parte de la superficie de los pinares debía haber constituido una etapa de transición hacia formaciones de frondosas o mezcla de frondosas y pinos, la falta de tratamientos en edades intermedias ha supuesto que la evolución de una parte importante de estas masas se encuentre prácticamente estancada (Aspizua et al. 2015). Estos pinares se caracterizan por ser homogéneos, monoespecíficos y tener una densidad excesiva que no ha permitido a los individuos desarrollarse adecuadamente debido a la alta competencia por los recursos (Gómez-Aparicio et al. 2009). Debido a estas características, en la mayoría de los pinares del parque no se ha podido generar un sotobosque en condiciones dando lugar a una diversidad florística muy baja. Este conjunto de factores da lugar a una masa forestal muy vulnerable frente a perturbaciones de todo tipo como sequías, plagas, etc… (Aspizua et al. 2015). Por ello, en estos pinares también se están desarrollando procedimientos de gestión para favorecer la evolución hacia una etapa de la sucesión vegetal más acorde con las condiciones ecológicas, y poder presentar una mayor diversidad florística, estructural y funcional. Entre estos procedimientos destacan las claras de diferentes intensidades para favorecer el parcheado de la vegetación y respetar a los individuos secos, caídos o senescente para favorecer la existencia de madera muerta, medidas que se han demostrado ser positivas para la naturalización de estos pinares (Serrada Hierro, Aroca Fernández, y Roig Gómez 2011).

Tanto las medidas que se realizan en los robledales como las que se realizan en los pinares dan como resultado una residuo vegetal que muchas veces se decide dejar en estos ecosistemas para favorecer su correcto desarrollo hacia el estado deseado. Este residuo vegetal es una aportación de carbono orgánico disuelto al suelo que puede modificar los flujos de CO2 del ecosistema potenciando la respiración heterotrófica del suelo. El efecto de este manejo de la materia orgánica en la respiración del suelo es un área de estudio poco desarrollada, por lo que es interesante centrar esfuerzos de investigación para entender mejor los procesos que se dan al modificar la cantidad y disponibilidad de SOC.

Los primeros esfuerzos de muestreo en respiración del suelo se pueden datar entre 1900 y 1930 (Lundegardh 1927; Smith y Brown 1931) mediante el uso del método de cámara, que consiste en colocar una cámara en la superficie del suelo para atrapar las moléculas de CO2 emitidas por la respiración del suelo y así poder cuantificarlas. Las primeras mediciones utilizaban el método de absorción química (CA), en el que las moléculas de CO2 respiradas eran absorbidas por soluciones alcalinas y determinadas mediante valoración (Norman, Garcia, y Verma 1992). Con el avance del analizador de gases por infrarrojos (IRGA) en la década de 1970, la precisión de las mediciones ha mejorado significativamente (Norman, Garcia, y Verma 1992). Aun y así, esta forma de medir la respiración del suelo presenta el principal inconveniente de que requiere un esfuerzo de muestreo elevado ya que requiere el desplazamiento a zonas de estudio a las que puede conllevar mucho tiempo llegar o ser de difícil y peligroso acceso. Por ello, los científicos han desarrollado métodos indirectos para estimar la respiración del suelo en cualquier parte del planeta. Una de las principales aproximaciones es mediante modelos estadísticos simples en los que se recopila el máximo de bases de datos posibles a escala global para poder estimar la respiración del suelo a través de métodos de interpolación espacial. La principal limitación que tiene este método es la desigual distribución de datos de respiración del suelo, existiendo muchos más en países muy desarrollados que en los menos desarrollados (Ming Xu y Shang 2016). Teniendo en cuenta esta distribución irregular, muchos científicos han desarrollado modelos empíricos de regresión como alternativa, en los que se usan datos climáticos asociados a los de respiración del suelo para parametrizarlos obteniendo así una estimación más certera del flujo en sitios donde haya disponibilidad de datos climáticos (Ming Xu y Shang 2016). Hoy en día, gracias a la teledetección se pueden obtener datos climáticos de cualquier parte del planeta a una resolución de hasta pocos metros según la zona y la variable observada. Además, se ha demostrado que añadir variables a los modelos empíricos como la cubierta de nieve y el índice de vegetación de diferencia normalizada (NVDI), que pueden ser obtenidas fácilmente mediante teledetección, pueden mejorar significativamente la precisión de estos modelos. Por lo tanto, el uso la teledetección puede ser cada vez más determinante en estudios de respiración de suelo y es de esperar que aumente su uso en este tipo de estudios junto a otras tecnologías punteras como el “machine learning”, el “data mining” y la inteligencia artificial.

**Bibliografía**

Archer, David, Michael Eby, Victor Brovkin, Andy Ridgwell, Long Cao, Uwe Mikolajewicz, Ken Caldeira, et al. 2009. «Atmospheric Lifetime of Fossil Fuel Carbon Dioxide». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37 (1): 117-34. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100206.

Aspizua, R., F. J. Bonet, R. Zamora, y M. R. López-Onieva. 2015. «Naturalización de pinares de repoblación: preparando el bosque para el cambio» La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía.

Bonet, F. J., A. J. Pérez-Luque, R. Aspizua, J. M. Muñoz, y R. Zamora. 2015. «Impactos del cambio global en los robledales de Sierra Nevada: algunas evidencias y recomendaciones de manejo» La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía.

Canadell, Josep G., Pedro M.S Monteiro, Marcos H. (Brazil) Costa, y (Brazil), Leticia Cotrim da Cunha (Brazil), Peter M.  Cox (United Kingdom), Alexey V. Eliseev (Russian Federation), Stephanie Henson (United Kingdom), Masao Ishii (Japan), Samuel Jaccard (Switzerland), Charles Koven (United States of America), Annalea Lohila (Finland), Prabir K.  Patra (Japan/India), Shilong Piao (China), Joeri Rogelj (United Kingdom/Belgium), Stephen Syampungani (Zambia), Sönke Zaehle (Germany), Kirsten Zickfeld (Canada/Germany). 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 1.a ed. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.

Chapin, F. S., G. M. Woodwell, J. T. Randerson, E. B. Rastetter, G. M. Lovett, D. D. Baldocchi, D. A. Clark, et al. 2006. «Reconciling Carbon-Cycle Concepts, Terminology, and Methods». *Ecosystems* 9 (7): 1041-50. https://doi.org/10.1007/s10021-005-0105-7.

Cox, Peter M., Richard A. Betts, Chris D. Jones, Steven A. Spall, y Ian J. Totterdell. 2000. «Acceleration of Global Warming Due to Carbon-Cycle Feedbacks in a Coupled Climate Model». *Nature* 408 (6809): 184-87. https://doi.org/10.1038/35041539.

Davidson, Eric A., Ivan A. Janssens, y Yiqi Luo. 2006. «On the Variability of Respiration in Terrestrial Ecosystems: Moving beyond *Q* 10: ON THE VARIABILITY OF RESPIRATION IN TERRESTRIAL ECOSYSTEMS». *Global Change Biology* 12 (2): 154-64. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x.

Dlugokencky and Tans, P. 2022. «Trends in atmospheric carbon dioxide, National Oceanic and Atmospheric Administration, Global Monitoring Laboratory (NOAA/GML)». http://www.gml.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html.

Friedlingstein, Pierre, Michael O’Sullivan, Matthew W. Jones, Robbie M. Andrew, Luke Gregor, Judith Hauck, Corinne Le Quéré, et al. 2022. «Global Carbon Budget 2022». *Earth System Science Data* 14 (11): 4811-4900. https://doi.org/10.5194/essd-14-4811-2022.

Gómez-Aparicio, Lorena, Miguel A. Zavala, Francisco J. Bonet, y Regino Zamora. 2009. «Are Pine Plantations Valid Tools for Restoring Mediterranean Forests? An Assessment along Abiotic and Biotic Gradients». *Ecological Applications* 19 (8): 2124-41. https://doi.org/10.1890/08-1656.1.

Gulev, Sergey K., Peter W. Thorne, Jhino Ahn, Frank J. Dentener, y Catia M. Domingues (Australia, United Kingdom/Brazil), Sebastian Gerland (Norway/Germany), Daoyi Gong (China), Darrell S. Kaufman (United States of America), Hyacinth C. Nnamchi (Nigeria, Germany/Nigeria), Johannes Quaas (Germany), Juan A. Rivera (Argentina), Shubha Sathyendranath (United Kingdom/ Canada, Overseas citizen of India, United Kingdom), Sharon L. Smith (Canada), Blair Trewin (Australia), Karina von Schuckmann (France/Germany), Russell S. Vose (United States of America). 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 1.a ed. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.

Heimann, Martin, y Markus Reichstein. 2008. «Terrestrial Ecosystem Carbon Dynamics and Climate Feedbacks». *Nature* 451 (7176): 289-92. https://doi.org/10.1038/nature06591.

Lundegardh, Henrik. 1927. «CARBON DIOXIDE EVOLUTION OF SOIL AND CROP GROWTH.» Soil Science 23(6):p 417-453.

Mencuccini, Maurizio, y Teemu Hölttä. 2010. «The Significance of Phloem Transport for the Speed with Which Canopy Photosynthesis and Belowground Respiration Are Linked». *New Phytologist* 185 (1): 189-203. https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2009.03050.x.

Mikan, Carl J, Joshua P Schimel, y Allen P Doyle. 2002. «Temperature Controls of Microbial Respiration in Arctic Tundra Soils above and below Freezing». *Soil Biology and Biochemistry* 34 (11): 1785-95. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(02)00168-2.

MITECO. 2023a. «Sierra Nevada: Conservación de la biodiversidad». https://www.miteco.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/red-parques-nacionales/parques-nacionales/sierra-nevada/conservacion-biodiversidad/.

———. 2023b. «Sierra Nevada: Historia». https://www.miteco.gob.es/es/parques-nacionales-oapn/red-parques-nacionales/parques-nacionales/sierra-nevada/historia/default.aspx.

Norman, J. M., R. Garcia, y S. B. Verma. 1992. «Soil Surface CO 2 Fluxes and the Carbon Budget of a Grassland». *Journal of Geophysical Research* 97 (D17): 18845. https://doi.org/10.1029/92JD01348.

Rivkina, E. M., E. I. Friedmann, C. P. McKay, y D. A. Gilichinsky. 2000. «Metabolic Activity of Permafrost Bacteria below the Freezing Point». *Applied and Environmental Microbiology* 66 (8): 3230-33. https://doi.org/10.1128/AEM.66.8.3230-3233.2000.

Serrada Hierro, Rafael, María José Aroca Fernández, y Sonia Roig Gómez. 2011. *Impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático en el sector forestal*. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

Skopp, J., M. D. Jawson, y J. W. Doran. 1990. «Steady-State Aerobic Microbial Activity as a Function of Soil Water Content». *Soil Science Society of America Journal* 54 (6): 1619-25. https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400060018x.

Smith, F. B., y P. E. Brown. 1931. «Soil respiration».

Tang, Jianwu, Dennis D. Baldocchi, y Liukang Xu. 2005. «Tree Photosynthesis Modulates Soil Respiration on a Diurnal Time Scale». *Global Change Biology* 11 (8): 1298-1304. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00978.x.

Valbuena-Carabaña, María, y Luis Gil. 2013. «Genetic Resilience in a Historically Profited Root Sprouting Oak (Quercus Pyrenaica Willd.) at Its Southern Boundary». *Tree Genetics & Genomes* 9 (5): 1129-42. https://doi.org/10.1007/s11295-013-0614-z.

Wang, F., J. Liu, B. Zou, D. A. Neher, W. Zhu, y Z. Li. 2014. «Species-Dependent Responses of Soil Microbial Properties to Fresh Leaf Inputs in a Subtropical Forest Soil in South China». *Journal of Plant Ecology* 7 (1): 86-96. https://doi.org/10.1093/jpe/rtt016.

Wang, Qingkui, Tongxin He, Silong Wang, y Li Liu. 2013. «Carbon Input Manipulation Affects Soil Respiration and Microbial Community Composition in a Subtropical Coniferous Forest». *Agricultural and Forest Meteorology* 178-179 (septiembre): 152-60. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.04.021.

Xu, M, y J Chen. 1997. «Temperature and Its Variability in Oak Forests in the Southeastern Missouri Ozarks». *Climate Research* 8: 209-23. https://doi.org/10.3354/cr008209.

Xu, Ming, y Ye Qi. 2001. «Spatial and Seasonal Variations of *Q* 10 Determined by Soil Respiration Measurements at a Sierra Nevadan Forest». *Global Biogeochemical Cycles* 15 (3): 687-96. https://doi.org/10.1029/2000GB001365.

Xu, Ming, y Hua Shang. 2016. «Contribution of Soil Respiration to the Global Carbon Equation». *Journal of Plant Physiology* 203 (septiembre): 16-28. https://doi.org/10.1016/j.jplph.2016.08.007.

Zamora, R., Antonio Jesús Pérez Luque, Francisco Javier Bonet García, José Miguel Barea Azcón, y R. Aspizua. 2015. «La huella del cambio global en Sierra Nevada: Retos para la conservación» Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. 208 pp.

Zhou, Huimin, Junjiong Shao, Huiying Liu, Zhenggang Du, Lingyan Zhou, Ruiqiang Liu, Christian Bernhofer, et al. 2021. «Relative Importance of Climatic Variables, Soil Properties and Plant Traits to Spatial Variability in Net CO2 Exchange across Global Forests and Grasslands». *Agricultural and Forest Meteorology* 307 (septiembre): 108506. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108506.