Tổng quan về các-bon hữu cơ trong đất và mối liên quan với khí hậu, đặc tính đất và thực vật

Đào Thị Thanh Mai*, Phí Đăng Sơn, Nguyễn Hoàng Hương
Trường Đại học Lâm nghiệp

Soil organic carbon in relation to climates, soil properties, and vegetation: A review

Dao Thi Thanh Mai*, Phi Dang Son, Nguyen Hoang Huong
Vietnam National University of Forestry
**Corresponding author: maidtt2@vnuf.edu.vn*
https://doi.org/10.55250/jo.vnuf.15.8.2026.061-068

Thông tin chung:
Ngày nhận bài: 19/08/2026
Ngày phản biện: 12/09/2026
Ngày quyết định đăng: 05/10/2026

Từ khóa:
Các-bon hữu cơ trong đất, đặc tính đất, đất rừng, khí hậu, quản lý rừng.

TÓM TẮT

Các-bon hữu cơ trong đất (SOC) được ước tính lớn gấp đôi các-bon trong khí quyển, nên sự mất SOC có thể ảnh hưởng đáng kể đến nồng độ các-bon trong khí quyển. Mục tiêu của nghiên cứu này là đánh giá mối liên quan giữa SOC với các yếu tố khí hậu, đặc tính của đất và thực vật. Kết quả tổng hợp cho thấy, các khu vực có nhiệt độ thấp hơn tích lũy hàm lượng SOC cao hơn so với nơi có nhiệt độ cao. Sự tồn tại lâu dài của SOC trong đất không chỉ phụ thuộc và đặc tính khó phân huỷ của chất hữu cơ, mà chủ yếu do cơ chế bảo vệ vật lý và hóa học thông qua tương tác với các hạt khoáng đất. Ngoài ra, đất có kết cấu ổn định và thành phần cơ giới mịn giữ hàm lượng SOC cao hơn so với đất có kết cấu kém và thành phần cơ giới thô. Tại vùng ôn đới, đất có độ pH rất thấp (pH < 4,5) thường có hàm lượng SOC cao hơn do hoạt động phân giải của vi sinh vật bị hạn chế. Bên cạnh đó, đất rừng và đất đồng cỏ có hàm lượng SOC cao hơn đất trồng trọt nhờ lượng vật rơi rụng và hệ thống rễ trong đất nhiều hơn, đồng thời chứa các hợp chất hoá học khó phân giải hơn. Tuy nhiên, ảnh hưởng của độ sâu lấy mẫu, tuổi rừng, kiểu rừng trồng thuần loài hay hỗn loài đến SOC vẫn chưa được làm rõ trong các nghiên cứu hiện nay. Nghiên cứu này cung cấp cơ sở khoa học quan trọng về mối quan hệ giữa khí hậu, đặc tính đất, thực vật với SOC, góp phần định hình các chiến lược quản lý rừng bền vững.

Keywords:
Climate, forest management, forest soil, soil organic carbon, soil properties.

ABSTRACT

Soil organic carbon (SOC) stock is estimated to be twice the amount of atmospheric carbon pool; thus, loss of carbon from soil can significantly impact CO_2 concentration in the atmosphere. This study aims to synthesise existing research on SOC dynamics in relation to climate, soil properties and vegetation cover. The results show that soils in cooler climates exhibit higher SOC contents than those in warmer regions. Some organic carbon may persist in soil for longer period not only because of the intrinsic recalcitrance of organic compounds but also due to physical and chemical protection mechanisms arising from interactions with soil minerals. In addition, higher SOC contents are also attributed to the stability of soil aggregation and fine-textured soils compared to unstable structure and coarse-texture soils. In temperate regions, soils with very low pH (pH < 4.5) often show higher SOC accumulation due to reduced microbial decomposition activity. Furthermore, forestland and grassland tend to store higher SOC contents than that of cropland due to greater inputs of plant litter and root biomass, which are chemically more recalcitrant. However, the effects of forest age, depth of soil samples, mixed forest or monoculture on SOC dynamics remain unclear. This review provides key scientific insights into the relationships between SOC and climate, soil properties and vegetation, serving as a foundation for sustainable forest management strategies.

1. ĐẶT VẤN ĐỀ

Các-bon hữu cơ trong đất (SOC) là một thành phần thiết yếu của hệ sinh thái trên cạn và giữ vai trò quan trọng trong chu trình các-bon toàn cầu. SOC là một kho dự trữ các-bon (C) lớn, ước tính khoảng 1.500 Pg C (1 Pg = 10^{15} g) ở tầng đất mặt 0 - 1 m, lớn hơn tổng lượng các-bon trong khí quyển và thảm thực vật cộng lại [1]. Bên cạnh đó, SOC còn là chỉ thị quan trọng giúp duy trì và điều hoà các tính chất và quá trình lý, hoá và sinh học của đất [2].

Quản lý SOC hiện nay đang nổi lên như là một giải pháp chiến lược nhằm hấp thụ và lưu trữ CO_2 từ khí quyển [3], đồng thời nâng cao được độ phì nhiêu của đất và bảo đảm an ninh lương thực [4]. Các-bon hữu cơ trong đất ngày càng được quan tâm theo hướng trữ lượng và biến động các-bon, các cơ chế ổn định và phân

bố các-bon hữu cơ trong đất [5, 6]. Do đó, việc ước tính chính xác trữ lượng các-bon hữu cơ trong đất là cần thiết để dự báo các kịch bản khí hậu trong tương lai và xác định tiềm năng lưu trữ các-bon trong đất cũng như sự phát thải các-bon.

Sự tích luỹ SOC được cho là có liên quan đến tính chất lý, hoá học của đất. Chất hữu cơ trong đất giảm có thể làm suy thoái cấu trúc vật lý của đất [7]. Ngược lại, các thuộc tính của đất như thành phần cơ giới, độ pH và các liên kết khoáng – hữu cơ đóng vai trò quyết định trong bảo vệ và lưu giữ lâu dài các hợp chất hữu cơ khỏi sự phân giải của vi sinh vật [8]. Do vậy, nghiên cứu đặc tính của đất giúp kiểm soát sự tích luỹ, ổn định và biến động của SOC.

Các-bon hữu cơ trong đất chủ yếu bao gồm các-bon có nguồn gốc từ thực vật và vi sinh vật. Các-bon có nguồn gốc thực vật trong đất chủ yếu bắt nguồn từ tàn dư thực vật trên mặt đất và từ quá trình tiết các chất của rễ cây [9]. Sự tương tác giữa thực vật và vi sinh vật giúp phân giải chất hữu cơ trong đất và từ đó ảnh hưởng đến sự ổn định các-bon trong đất và chu trình các-bon toàn cầu. Cấu trúc các hợp chất hữu cơ trong tàn dư thực vật được xem là nguồn chính về sự ổn định của các-bon hữu cơ trong đất do tính khó phân huỷ hoá học và khả năng tích luỹ ưu tiên trong đất [10]. Trong cùng điều kiện khí hậu và địa hình, tàn dư thực vật của các loài cây khác nhau có nồng độ, thành phần hoá học, tốc độ phân giải khác nhau dẫn đến sự tích luỹ các-bon trong đất khác nhau.

Nhằm cung cấp cái nhìn hệ thống và toàn diện về vấn đề này, Bài báo tổng quan tập trung tổng hợp, phân tích và thảo luận thông tin về trữ lượng các-bon hữu cơ trong đất (SOC) với mối liên hệ đến yếu tố tự nhiên, đặc tính của đất và yếu tố liên quan đến thực vật dựa theo các nghiên cứu trên Google Scholar. Cụ thể, bài viết đi sâu vào 4 nội dung chính: (1) tổng quan về quá trình hình thành và tích trữ SOC; (2) phân tích ảnh hưởng của các yếu tố khí hậu đến sự lưu giữ SOC; (3) phân tích sự biến động của hàm lượng SOC liên quan đến các tính chất lý, hoá của đất; và (4) phân tích vai trò của các yếu tố thực vật đối với trữ lượng SOC. Kết quả tổng quan là cơ sở khoa học quan trọng phục vụ công tác quản lý rừng bền vững và gia tăng tiềm năng hấp thụ các-bon của đất rừng.

2. KHÁI NIỆM CÁC-BON HỮU CƠ TRONG ĐẤT

Các-bon (C) là nguyên tố hoá học tồn tại trong tự nhiên dưới nhiều dạng khác nhau như đơn chất (kim cương, than chì, than củi), hợp chất vô cơ (ion các-bo-nát, bi-các-bo-nát, muối, khoáng vật…), và các dạng hữu cơ. Các-bon có thể tồn tại ở dạng khí (CO, CO_2, CH_4), dạng lỏng (dung môi hữu cơ), dạng rắn (khoáng vật) và là thành phần cốt lõi tạo nên vật liệu sinh học. Các-bon hữu cơ trong đất được biết đến là thành phần chủ yếu của chất hữu cơ đất và đóng vai trò then chốt trong cấu trúc hoá học của tất cả các hợp chất hữu cơ [11]. Vì vậy, thuật ngữ các-bon hữu cơ trong đất (SOC) được sử dụng để mô tả các thành phần các-bon (C) trong chất hữu cơ đất (SOM) và cũng thường được đề cập đến như là SOM.

Chất hữu cơ trong đất (SOM) là một thành phần quan trọng của sinh quyển trên cạn, tạo điều kiện cho sự sản xuất và sinh trưởng của cây trồng và các sinh vật khác; đồng thời là môi trường duy trì sự đa dạng của cộng đồng vi sinh vật và động vật đất. Thành phần chính của SOM là C (52-58%), O (34-39%), H (3,3-4,8%) và N (3,7 – 4,1%) [11]. Ngoài ra, trong SOM còn có phốt-pho (P), lưu huỳnh (S) để giải phóng cho thực vật khi khoáng hoá [12]. Tỷ lệ cân bằng giữa C-N-P-S có ý nghĩa quan trọng trong hình thành chất hữu cơ trong đất. Mỗi đơn vị tăng của C, cần một lượng đầu vào cố định của N, P và S [13].

SOM được ước lượng bằng 1,72 x SOC, dựa trên giả định rằng SOM chứa khoảng 58% C [14]. Cũng có tài liệu giả định chất hữu cơ trong đất chứa khoảng 50% C theo khối lượng, nên chất hữu cơ trong đất bằng hai lần hàm lượng C (SOM = 2 x SOC) [15, 16].

Theo quan điểm truyền thống, SOM bao gồm các chất hữu cơ từ đơn giản, dễ bị khoáng hoá đến các chất hữu cơ phức tạp, khó phân huỷ [17]. SOM gồm các hợp chất không phải mùn (*non-humic substances*) và hợp chất mùn (*humic subtances*). Các hợp chất không phải mùn có những đặc tính vật lý và hoá học dễ nhận biết được và bao gồm các-bon-hydrat, protein, chất béo, axit amin, lignin, và các axít có khối lượng phân tử thấp. Các hợp chất này dễ bị sinh vật đất phân giải và chỉ tồn tại trong đất trong một khoảng thời gian ngắn [11]. Các hợp chất mùn có thể được định nghĩa là những chất hữu cơ tự nhiên cao phân tử, có nguồn gốc sinh học, không đồng nhất và thường có

màu nâu, màu đen và khó bị phân huỷ. Định nghĩa về mùn chủ yếu được dựa trên khả năng hoà tan của chúng trong axít hoặc ba-zơ. Hợp chất mùn được chia thành 3 nhóm bao gồm axit fulvic (tan trong axit, tan trong kiềm), axit humic (không tan trong axit, tan trong kiềm) và humin (không tan trong axit, không tan trong kiềm [11].

Theo quan điểm hiện đại, chất hữu cơ trong đất bao gồm tất cả các thành phần hữu cơ trong đất của 4 hạng mục: (1) sinh khối của sinh vật sống; (2) tàn dư thực vật đang ở các giai đoạn phân huỷ khác nhau có kích thước dưới 2 mm; (3) các phân tử hữu cơ hoà tan (từ các axit amin của thực vật đến enzyme của vi sinh vật); (4) một hỗn hợp phức tạp của các hạt phân tử sinh học bám trên bề mặt hạt đất, hạt rất nhỏ không thể nhận diện, được bao bọc bên trong các vi đoàn lạp, hoặc các mảnh rất nhỏ của thực vật bị hoá thành than do cháy [16]. Theo quan điểm này, 3 hạng mục đầu tiên được gộp vào một nhóm gọi là bể các-bon hoạt động (labile carbon) hoặc là C có tốc độ luân chuyển nhanh (rapid turnover C) và hạng mục thứ 4 được xếp vào nhóm thứ 2 gọi là bể các-bon được bảo vệ (protected carbon), C có tốc độ luân chuyển chậm (slow turnover C) hoặc mùn (humus) [16].

Như vậy, theo quan điểm hiện đại, SOM được chia làm hai loại bể các-bon chính là bể các-bon hoạt động và bể các-bon được bảo vệ (mùn). Bể các-bon hoạt động đề cập đến vật liệu chứa C mà bị oxy hoá nhanh bởi vi sinh vật trong khoảng thời gian vài tháng đến vài năm [16]. Ngược lại, bể C được bảo vệ hoặc mùn được ổn định và có thể tồn tại trong đất một khoảng thời gian lâu dài hàng chục năm đến hàng trăm nghìn năm [16]. Việc chia thành hai bể này một phần dựa vào sự khác nhau của cấu trúc phân tử, nhưng quan trọng hơn là dựa vào mức độ các hợp chất hoá học được bảo vệ về mặt vật lý và hoá học khỏi sự phân giải của môi trường đất, đặc biệt là sự liên kết với các hạt khoáng đất và kết cấu đất. Quá trình oxy hoá sinh hoá của SOC có thể dẫn đến sự phát thải CO_2 vào khí quyển, trong khi quá trình mùn hoá lại dẫn đến sự lưu trữ các-bon hữu cơ trong đất. Việc đất đóng vai trò là nguồn phát thải hay là bể chứa các-bon trên cạn phụ thuộc vào sự cân bằng giữa quá trình oxy hoá và quá trình mùn hoá.

3. YẾU TỐ ẢNH HƯỞNG ĐẾN CÁC-BON HỮU CƠ TRONG ĐẤT

Trữ lượng SOC chịu ảnh hưởng của nhiều yếu tố bao gồm khí hậu, một số yếu tố liên quan đến đất, và một số yếu tố liên quan đến thực vật.

3.1. Khí hậu

Khí hậu là một yếu tố quan trọng kiểm soát hàm lượng các-bon trong đất vì nó ảnh hưởng đến các loài thực vật, lượng thảm mục được hình thành và hoạt động của vi sinh vật. Khí hậu ảnh hưởng đến các-bon hữu cơ trong đất qua nhiệt độ và độ ẩm. Sự thay đổi về nhiệt độ, độ ẩm làm thay đổi về hoạt động của sinh vật nói chung và vi sinh vật nói riêng, dẫn đến sự thay đổi tốc độ phân giải. Nhiệt độ ấm làm quá trình sinh học và hô hấp trong đất diễn ra mạnh hơn, trong khi vùng có nhiệt độ thấp hơn, trữ lượng các-bon trong đất cao hơn [18]. Đất ở nơi có nhiệt độ thấp và đất ngập nước thì có SOC nhiều hơn đất nơi ấm và khô. Lượng mưa có thể gây xói mòn nơi đất dốc với đất có kết cấu yếu làm hàm hượng SOC giảm đi [18].

3.2. Các yếu tố liên quan đến đất

3.2.1. Thành phần cơ giới đất

Thành phần cơ giới đất có ảnh hưởng đáng kể đến hàm lượng SOC. Đất có kết cấu mịn, nồng độ C cao hơn so với đất có kết cấu thô [8]. Nguyên nhân có thể là do đất mịn có chứa nhiều các điểm liên kết trên bề mặt khoáng mà các hợp chất hữu cơ có thể hấp thụ. Hàm lượng sét hoặc sét và limon được coi là một trong những yếu tố cơ bản ảnh hưởng đến sự bền vững và hàm lượng SOC [19]. Tăng hàm lượng sét trong đất thường gắn liền với sự tăng tính ổn định hàm lượng SOC [20].

3.2.2. Kết cấu đất

Đất có cấu trúc tốt phụ thuộc vào sự phân bố và tính ổn định của kết cấu đất [21]. Vật liệu hữu cơ tạo ra chất kết dính xung quanh các hạt đất, các hạt đất kết tụ lại với nhau hình thành kết cấu đất [2]. Hàm lượng SOC tăng có thể làm tăng tính ổn định của kết cấu của đất, làm giảm nguy cơ nén đất bị nén chặt [2]. Ngược lại kết cấu ổn định của đất bảo vệ và thúc đẩy SOC lâu dài [2]. Kết cấu đất ảnh hưởng đến sự phân giải các-bon hữu cơ trong đất. Các-bon hữu cơ trong đất phân giải nhanh chóng khi đại kết cấu (macroaggreate > 0,25 mm) bị vỡ [21]. Người ta ước tính rằng khoảng 90% SOC ở tầng đất mặt nằm bên trong các kết cấu đất [22]. Tuy nhiên, lượng C tích luỹ được tồn tại

dưới dạng vật chất hữu cơ dạng hạt bên trong các đại kết cấu chưa đến 20%. Khi các hạt đất liên kết với vật liệu hữu cơ tạo thành các vi kết cấu (microaggreate 0,053–0,25 mm), chúng được ổn định dần thông qua quá trình hình thành và luân chuyển [23].

3.2.3. Dung trọng

Khi đánh giá trữ lượng các-bon trong đất rừng, các nghiên cứu thường đánh giá dung trọng đất [24, 25]. Périé và cộng sự (2008) đã nghiên cứu liên hệ giữa các-bon trong đất, chất hữu cơ trong đất (SOM) và dung trọng đất (BD) trong điều kiện đất thịt đến đất thịt pha cát có tính chua (< 2 mm) ở đất rừng không có đá vôi tỉnh Quebec, Canada. Dung trọng đất thường có xu hướng giảm khi hàm lượng vật chất hữu cơ trong đất tăng [26]. Tương tự, Kučera và cộng sự (2025) thu thập mẫu đất khác nhau về độ che phủ rừng, địa chất và độ che phủ đất ở cộng hoà Czech và chỉ ra rằng hàm lượng các-bon tổng số giảm khi dung trọng đất có giá trị lớn và ngược lại [27].

Nhìn chung, dung trọng đất thường tăng theo độ sâu ở tất cả các loại đất nhưng có sự khác biệt đáng kể giữa các loại hình sử đụng đất, đặc biệt là ở tầng đất mặt [6]. Tầng đất mặt của đất hoa màu tại Bavaria, Đức có dung trọng là 1,39 g cm^{-3} cao hơn đất đồng cỏ (1,2 g cm^{-3}) và đất rừng (0,9 g cm^{-3}). Hàm lượng đá lẫn tương đối thấp (3,5%) ở tầng đất mặt, trong khi tầng dưới có hàm lượng đá lẫn cao hơn ở đất rừng và đất đồng cỏ (7,5%). Độ dày tầng đất mặt thay đổi đáng kể giữa các loại hình sử dụng đất, ví dụ như đất nông nghiệp có độ dày là 30 cm, đất đồng cỏ 20 cm, trong khi đất rừng 6 cm [6].

Dung trọng vừa là một chỉ tiêu quan trọng để tính toán trữ lượng các-bon trong đất và cũng từ đó xác định một số vấn đề về tái sinh rừng [28], thành phần loài cây [29] trong bối cảnh ngày càng tăng các hiện tượng thời tiết cực đoan.

3.2.4. pH đất

Một số nghiên cứu cho thấy rằng, pH đất có tương quan tỷ lệ nghịch với nồng độ SOC [8, 30]. Theo nghiên cứu của Spohn và cộng sự (2024), 1.992 mẫu đất được thu thập từ các loại rừng như sau: 42% là rừng thông, 29% được che phủ bởi rừng vân sam, 13% là rừng lá kim hỗn giao, 6% bởi rừng hỗn giao lá rộng lá kim, 5% rừng cây lá rộng và 3% không có lớp phủ cây gỗ do hoạt động khai khác gần đây [8]. Trong số này, 56% đất là đất pốt-zôn (Podzol), 33% là đất đá tơi (Regosols), đất G-lây 5%, còn lại là đất cát Arenosol, đất tầng mỏng Leptosols, đất mới biến đổi Cambisols, đất đen Umbrisols phân bố ở các vùng ôn đới. Kết quả nghiên cứu cho thấy nồng độ C ở tầng đất mặt 0 – 10 cm với đất rất chua (pH $\leq$ 4) cao hơn khoảng 2,6 lần so với tầng đất mặt của đất có độ pH > 5,0 [8]. Kết quả này có thể được giải thích là do độ pH trong đất ảnh hưởng đến hoạt động của vi sinh vật [30, 32]. Vi sinh vật hoạt động tốt nhất khi pH khoảng từ 5 đến 7 [32]. Khi pH trong đất rất thấp < 4,5, tốc độ hô hấp của vi sinh vật trong đất giảm [33], làm giảm sự phân giải chất hữu cơ trong đất, do đó C được giữ lại trong đất nhiều hơn [30].

Đối với đất xám (Acrisols), pH ban đầu thấp nhất có hiệu suất giữ lại các-bon hữu cơ trong đất thấp nhất[31], trong khi 5 nhóm đất còn lại (đất nhân tác Anthrosols, đất mới biến đổi Cambisols, đất phù sa Fluvisols, đất nâu đen Luvisols, đất nâu xám Phaecozem) hiệu suất lưu giữ các-bon không có sự khác biệt về mặt thống kê. Kết quả này có thể là do đất xám thường phân bố ở khu vực nhiệt đới và cận nhiệt đới với môi trường nóng ẩm, đất chua dẫn đến quá trình phân giải diễn ra nhanh trong khi quá trình chuyển hoá chất hữu cơ ngoại sinh bởi vi sinh vật kém hiệu quả [31]. Ngoài ra, đất có độ pH khác nhau thì có sự khác biệt về nồng độ C, nhưng không khác biệt về hàm lượng N [8].

Trong nghiên cứu về đất của rừng trồng Keo tai tượng (*Acacia mangium*) thuần loài 33 tuổi và rừng trồng hỗn loài Keo *tai tượng* với các loài cây bản địa ở tuổi 27, độ pH của các mẫu đất này không có sự khác biệt [34]. Tuy nhiên, Schiavo và cộng sự (2009) cho thấy rừng trồng Keo tai tượng ba tuổi có khả năng làm thay đổi một số tính chất của đất, cụ thể làm tăng tính axit của đất [35]. Theo Ahirwal và cộng sự (2018), pH của đất dao động từ 5,3 đến 8,3 và giảm dần theo thời gian trồng của thực vật (gồm các loài *Acacia auriculiformis*, *Acacia catechu*, *Dalbergia sissoo*, *Azadirachta indica* 6 tháng tuổi trong vườn ươm được trồng hỗn giao với mật độ 2500 cây con ha^{-1})[36].

Tuy nhiên, trong nghiên cứu của Schmidt và cộng sự (2011), pH không được đề cập đến như là yếu tố chính ảnh hưởng đến trữ lượng C trong đất [37].

3.2.5. Độ sâu lấy mẫu đất

Một số nghiên cứu xác định trữ lượng các-bon theo tầng đất, trong khi một số nghiên cứu khác dựa theo độ sâu lấy mẫu [6]. Nhìn chung, hàm lượng C trong đất được cho là giảm dần theo độ sâu lấy mẫu [8]. Hàm lượng các-bon của tầng đất mặt của đất đồng cỏ (30 mg g^{-1}) và đất rừng (48 mg g^{-1}) có hàm lượng C cao hơn so với tầng đất dưới (< 10 mg g^{-1}) [6]. SOC cao hơn ở tầng đất mặt có thể là do phân bố và mật độ của rễ cây ở tầng này cao với các chất tiết từ rễ giàu chất kết dính, tăng độ ổn định vật lý và hoạt động của vi sinh vật [5]. Tương tự, tác giả Mai Hải Châu và cộng sự (2024) chỉ ra sự thay đổi ở lượng các-bon hữu cơ tại năm độ sâu lấy mẫu 0 – 20, 20 – 40, 40 – 60, 60 – 80 cm với keo lai tuổi 2, 4, 6, 8 và 10. Kết quả cho thấy hàm lượng SOC cao nhất ở tầng đất mặt 0 – 20 cm [38].

Tuy nhiên, nghiên cứu của tác giả dos Anjos Leal và cộng sự (2024) chỉ ra rằng trữ lượng SOC không giảm theo độ sâu. Tác giả so sánh trữ lượng SOC của rừng Keo 3 tuổi ở các độ sâu 0-5, 5-10, 10-20 cm, trữ lượng SOC cao nhất đạt được ở độ sâu 10-20 cm (28,2 Mg/ha), tiếp đến là ở độ sâu 0-5cm đạt 17 Mg/ha; độ sâu 5 – 10 cm có trữ lượng các-bon thấp nhất với 13,1 Mg/ha [39]. Hàm lượng SOC cao hơn ở tầng đất sâu đối với đất rừng có thể là do ảnh hưởng của sinh khối đầu vào của hệ rễ và quá trình rửa trôi các-bon hữu cơ hoà tan dẫn đến sự tăng phân bổ các-bon ở tầng đất sâu [5].

3.3. Các yếu tố liên quan đến thực vật

3.3.1. Loại hình sử dụng đất

Thực vật có ảnh hưởng lớn đến hàm lượng chất hữu cơ trong đất. Với mỗi loại đất, trữ lượng SOC có thể thay đổi và được xác định bằng sự cân bằng giữa lượng C ròng bổ sung vào đất (dưới dạng vật chất hữu cơ) và lượng C ròng mất khỏi đất (như khí CO_2, các-bon hữu cơ hoà tan, các-bon mất do xói mòn đất). Nhìn chung, rừng và đồng cỏ có lượng C đầu vào là lớn nhất, trong khi đất trồng trọt có lượng C đầu vào là nhỏ nhất [40].

Thay đổi sử dụng đất ảnh hưởng đến trữ lượng các-bon trong đất. Hàm lượng SOC có xu hướng bị mất đi khá nhiều khi đất rừng, đồng cỏ hoặc hệ sinh thái tự nhiên được chuyển thành đất trồng trọt; ngược lại, SOC tăng khi rừng hoặc đồng cỏ được phục hồi từ đất trước đó trồng trọt [40]. Nếu chuyển hoá đất rừng sang đồng cỏ thì SOC không thay đổi [40].

Loài thực vật cũng ảnh hưởng đến trữ lượng các-bon. Tàn dư thực vật là nguồn chính hình thành vật liệu hữu cơ trong đất. Khối lượng, thành phần và đặc tính của vật rơi rụng là yếu tố kiểm soát sự hình thành chất hữu cơ đất [10, 17]. Tàn dư thực vật từ rừng thường có những hợp chất các-bon khó phân huỷ nhất, sau đó đến tàn dư của đồng cỏ [40]. Cây mùa vụ gồm các hợp chất hoạt động, dễ bị phân huỷ [40]. Ví dụ, cùng là cây gỗ lớn, hàm lượng SOC của rừng trồng Keo tai tượng ba tuổi (38,4 g C/kg đất) ở tầng đất 0 – 10 cm cao hơn hàm lượng SOC của rừng trồng bạch đàn ở tất cả các tuổi, tuổi 3 (19,3 g C/kg), tuổi 5 (21,6 g/kg) và tuổi 12 (21,3 g C/kg) ở Brazil [35]. Hàm lượng chất hữu cơ trong đất của rừng trồng Keo cao hơn rừng trồng Bạch đàn [41].

3.3.2. Rừng trồng hỗn loài và thuần loài

Rừng trồng hỗn loài Keo tai tượng kết hợp với 56 loài cây bản địa có hàm lượng SOC thấp hơn rừng trồng Keo tai tượng thuần loài 33 năm tuổi [34]. Tuy nhiên, trước khi thiết lập rừng trồng hỗn loài, tác giả đã chặt bỏ khoảng 50% số cây Keo tai tượng để trồng dặm 56 loài cây bản địa 1 – 2 tuổi. Việc trồng dặm được tiến hành đến 14 năm sau khi thiết lập rừng trồng [34]. Việc chặt 50% số cây Keo tai tượng có thể dẫn đến sinh khối ban đầu thấp hơn và lượng C đưa vào đất ít hơn ở rừng trồng hỗn loài. Ngoài ra, rừng trồng hỗn loài thúc đẩy hình thành cây tái sinh nhiều hơn rừng thuần loài, trong khi rừng trồng thuần loài Keo tai tượng cải thiện điều kiện dinh dưỡng ni-tơ (N) trong đất tốt hơn [34].

Nghiên cứu của Liu và cộng sự (2017) cho kết quả ngược lại [46]. Rừng trồng hỗn loài Thông và Quế ở tuổi 10, 24, 45 cho trữ lượng SOC cao hơn so với các rừng trồng thuần loài Quế và Thông ở cùng độ tuổi và cùng một tầng đất theo thứ tự như sau: SOC của rừng trồng Thông và Quế > rừng trồng Quế > rừng trồng Thông. Trường hợp ngoại lệ là SOC ở tầng đất 10 – 20 và 20 – 30 cm của rừng trồng 10 tuổi giữa các kiểu rừng khác nhau không đáng kể. Kết quả SOC ở rừng hỗn loài cao hơn rừng thuần loài có thể do lượng vật rơi rụng ở rừng hỗn loài cao hơn đáng kể so với rừng thuần loài. Ngoài ra, SOC ở rừng Quế cao hơn SOC của rừng Thông có thể liên quan đến tốc độ phân huỷ của vật rơi rụng, khi mà lá Thông tích tụ trên mặt đất rừng với tốc độ phân giải chậm hơn [46].

3.3.3. Tuổi rừng

Nhiều nghiên cứu báo cáo kết quả trái ngược nhau về trữ lượng các-bon trồng đất theo độ tuổi rừng. Một số nghiên cứu công bố rằng trữ lượng C trong đất tăng theo độ tuổi cây trồng [36, 42]. Theo Grünzweig và cộng sự (2007), rừng trồng thông có xen lẫn cây bụi có trữ lượng C trong đất tăng sau 35 năm [42]. SOC mới tăng đáng kể được cho là từ thảm thực vật rừng, tốc độ phân giải chậm hơn và sinh khối rễ tăng [42]. Tương tự, tác giả Ahirwal và cộng sự (2018) chỉ ra rằng trữ lượng C trong đất tăng từ 0,14% lúc cây 3 tuổi lên đến 0,58% sau 15 năm đối với khu vực trồng hỗn giao các loài cây keo: Keo lá tràm (*Acacia auriculiformis)*, Keo cao (*Acacia catechu) và các loài* và loài Trắc ấn độ (*Dalbergia sissoo* Robx), Neem (*Azadirachta indica)* [36]. Tác giả Lê Văn Cường và cộng sự (2024) báo cáo kết quả tương tự trữ lượng SOC của rừng trồng Keo lai (*Acacia hybrid*) ở độ tuổi 3, 5, 7 tại khu vực Xuân Lộc tỉnh Đồng Nai [43]. Hàm lượng SOC tăng theo tuổi rừng 3, 5, 7 tuổi là 11,6; 16,1 và 23,4 g/kg, giảm theo độ sâu tầng đất [43]. Tác giả Lê Văn Cường và cộng sự (2024) kết luận rằng Keo lai được trồng ở Phú Yên có hàm lượng SOC ở tuổi 3, đạt 1,3%, ở tuổi 9 đạt 2,5% [44].

Tuy nhiên, một số nghiên cứu khác công bố rằng tuổi của rừng trồng không ảnh hưởng đến trữ lượng C trong đất [45]. Trong nghiên cứu của Davis và cộng sự (2007), đất trước khi trồng loài Thông đen (*Pinus nigra*) là đồng cỏ chăn thả gia súc được ở New Zealand [45]. Sau khi cây Thông đen được trồng 5 và 10 năm, trữ lượng SOC không có sự thay đổi đáng kể, đạt 34,6 Mg ha^{-}1 cho rừng 5 tuổi và 37,2 Mg ha^{-1} cho rừng 10 tuổi ở tầng đất mặt 0 – 10 cm [45]. SOC không tăng lên đáng kể so với đất đồng cỏ ban đầu có thể là do sinh khối của cây thông tăng chậm trong môi trường lạnh, khô hạn và thiếu nitơ dẫn đến lượng vật rơi rụng đưa vào đất quá ít, tốc độ phân giải chậm và chậm hình thành tích luỹ các-bon mới [45]. Tương tự, tác giả Santana và cộng sự (2015) cho thấy rằng hàm lượng các-bon hữu cơ trong đất ở độ sâu 0 – 80 cm của đất đồng cỏ sau 7 năm trồng keo là không thay đổi mặc dù thành phần hoá học của chất hữu cơ trong đất có thay đổi [41]. Hàm lượng SOC không thay đổi có thể do đồng cỏ tự nhiên ở phía Nam Brazil có hệ rễ dày đặc, ăn sâu đã tích luỹ một lượng SOC tương đối cao và bền vững, nên thời gian 7 năm chưa đủ lớn để tạo ra sự thay đổi có ý nghĩa thống kê [41].

Thú vị hơn là nghiên cứu của tác giả Paul và cộng sự (2003) về trữ lượng các-bon trong đất sau khi trồng thông *Pinus radiata* hoặc bạch đàn (*Eucalyptus globulus* hoặc *E. grandis*) tại các bang khác nhau trên nước Úc [47]. Trữ lượng SOC bị giảm ở 10 năm đầu sau khi trồng rừng thông *Pinus radiata* hoặc bạch đàn *Eucalyptus globulus* hoặc *E. grandis*, nhưng từ năm 10 – 40, trữ lượng C trong đất tăng [47]. Sự tăng này được cho là do chất lượng của vật rơi rụng tăng theo tuổi, chất hữu cơ khó phân giải tăng lên dẫn đến tích luỹ các-bon dài hạn. Ngoài ra, rễ cây rừng đưa các-bon vào tầng đất sâu hơn [47].

4. KẾT LUẬN VÀ CƠ HỘI NGHIÊN CỨU

SOC đóng vai trò quan trọng của hệ sinh thái, không chỉ là kho dự trữ các-bon lớn trên cạn mà còn quyết định đến chất lượng đất và điều hoà các quá trình diễn ra trong đất. SOC có thể thay đổi theo điều kiện khí hậu và một số đặc tính lý, hoá của đất. SOC có thể được lưu trữ trong đất lâu do điều kiện nhiệt độ thấp, kết cấu đất bền vững, đặc biệt là các-bon ở các vi kết cấu. Đất sét với kích thước hạt mịn có hàm lượng các-bon cao hơn và bền vững hơn so với đất có kích thước hạt thô. Bên cạnh đó, pH đất có thể ảnh hưởng đến quá trình phân giải chất hữu cơ, lưu giữ SOC thông qua hoạt động của vi sinh vật đất. Ngoài ra, SOC thay đổi theo loại hình sử dụng đất và loài cây. Tàn dư thực vật của cây rừng chứa những hợp chất khó phân giải hơn tàn dư từ cây nông nghiệp, dẫn đến sự khác biệt về hàm lượng SOC. Nói cách khác, một số SOC có thể tồn tại lâu hơn do đặc tính khó phân giải của chất hữu cơ trong đất.

Mặc dù có khá nhiều nghiên cứu về SOC liên quan đến đặc tính đất, thực vật cũng như tuổi của rừng, các nghiên cứu chỉ xem xét một hoặc một số tính chất đất riêng lẻ, thiếu nghiên cứu tích hợp đa yếu tố trên cùng một khung phân tích. Do đó, cần phát triển các nghiên cứu trên nhiều địa điểm, ứng dụng mô hình phân tích đa biến để đánh giá chính xác hơn sự tương tác giữa các đặc tính lý hoá của đất và và thảm thực vật đến SOC. Ngoài ra, các nghiên cứu SOC theo tuổi rừng chưa xác định được ngưỡng tuổi thành thục của rừng mà tại đó SOC đạt trạng thái cân bằng, sự tăng hoặc giảm SOC có liên quan đến tuổi thành thục không. Do vậy, cần có các nghiên cứu sâu hơn về ngưỡng thời gian tối thiểu để thay đổi SOC có

ý nghĩa thống kê dưới các điều kiện khí hậu, loại đất và độ sâu tầng đất khác nhau. Bên cạnh đó, các nghiên cứu cần được theo dõi dài hạn trên cùng một địa điểm nhằm hiểu rõ hơn về sự biến động giữa SOC ở trạng thái bền và SOC ở giai đoạn chuyển tiếp cũng như các cơ chế liên quan. Ngoài ra, cần có các nghiên cứu làm rõ về cơ chế vận chuyển các-bon từ tầng hữu cơ bề mặt xuống các tầng đất khoáng sâu hơn, cũng như xác định các yếu tố lâm sinh và môi trường chi phối quá trình này.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

[1]. Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil orrganic carbon and its relation to climate and vegetation. Ecological Applications. 10(2): 423-436. DOI: 10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOSO]2.0.CO;2

[2]. Blanco-Canqui, H., Shapiro, C. A., Wortmann, C. S., Drijber, R. A., Mamo, M., Shaver, T. M., & Ferguson, R. B. (2013). Soil organic carbon: The value to soil properties. Journal of Soil and Water Conservation. 68(5): 129A-134A. DOI: 10.2489/jswc.68.5.129A.

[3]. Lal, R. (2004). Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security. Science. 304(5677): 1623-1627. DOI: 10.1126/science.1097396.

[4]. Paustian, K., Larson, E., Kent, J., Marx, E., & Swan, A. (2019). Soil C Sequestration as a Biological Negative Emission Strategy [Review]. Frontiers in Climate. DOI: 10.3389/fclim.2019.00008.

[5]. Debasish, S., Kukal, S. S., & Bawa, S. S. (2014). Soil organic carbon stock and fractions in relation to land use and soil depth in the degraded Shiwalks hills of lower Himalayas Land Degradation & Development. 25(5): 407-416. DOI: 10.1002/ldr.2151.

[6]. Wiesmeier, M., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Haug, S., Reischl, A., Schilling, B., von Lützow, M., & Kögel-Knabner, I. (2012). Soil organic carbon stocks in southeast Germany (Bavaria) as affected by land use, soil type and sampling depth. Global Change Biology. 18(7): 2233-2245. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2012.02699.x.

[7]. Blanco-Canqui, H., & Benjamin, J. G. (2013). Impacts of Soil Organic Carbon on Soil Physical Behavior. In Quantifying and Modeling Soil Structure Dynamics. 11-40. DOI: 10.2134/advagricsystmodel3.c2.

[8]. Spohn, M., & Stendahl, J. (2024). Soil carbon and nitrogen contents in forest soils are related to soil texture in interaction with pH and metal cations. Geoderma. 441: 116746. DOI: 10.1016/j.geoderma.2023.116746.

[9]. Ma, T., Zhu, S., Wang, Z., Chen, D., Dai, G., Feng, B., Su, X., Hu, H., Li, K., Han, W., Liang, C., Bai, Y., & Feng, X. (2018). Divergent accumulation of microbial necromass and plant lignin components in grassland soils. Nature Communications. 9(1): 3480. DOI: 10.1038/s41467-018-05891-1.

[10]. Nierop, K. G. J. (1998). Origin of aliphatic compounds in a forest soil. Organic geochemistry. 29(4): 1009-1016. DOI: 10.1016/S0146-6380(98)00165-X.

[11]. Sparks, D. L. (2004). Environmental Soil Chemistry (Second Edition ed.). Academic Press.

[12]. Kirkby, C. A., Kirkegaard, J. A., Richardson, A. E., Wade, L. J., Blanchard, C., & Batten, G. (2011). Stable soil organic matter: A comparison of C:N:P:S ratios in Australian and other world soils. Geoderma. 163(3): 197-208. DOI: 10.1016/j.geoderma.2011.04.010.

[13]. Kirkby, C. A., Richardson, A. E., Wade, L. J., Batten, G. D., Blanchard, C., & Kirkegaard, J. A. (2013). Carbon-nutrient stoichiometry to increase soil carbon sequestration. Soil Biology and Biochemistry. 60: 77-86. DOI: 10.1016/j.soilbio.2013.01.011.

[14]. Nelson, D. W., & Sommers, L. E. (1996). Total Carbon, Organic Carbon, and Organic Matter. In Methods of Soil Analysis. 961-1010. DOI: 10.2136/sssabookser5.3.c34.

[15] Pribyl, D. W. (2010). A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. Geoderma. 156(3): 75-83. DOI: 10.1016/j.geoderma.2010.02.003.

[16]. Weil, R. R., & Brady, N. C. (2017). The nature and properties of soils (15th ed.). Pearson.

[17]. Kögel-Knabner, I. (2002). The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. Soil Biology and Biochemistry. 34: 139-162.

[18]. Franzluebbers, A. J., Haney, R. L., Honeycutt, C. W., Arshad, M. A., Schomberg, H. H., & Hons, F. M. (2001). Climatic influences on active fractions of soil organic matter. Soil Biology and Biochemistry. 33(7): 1103-1111. DOI: 10.1016/S0038-0717(01)00016-5.

[19]. Georgiou, K., Angers, D., Champiny, R. E., Cotrufo, M. F., Craig, M. E., Doetterl, S., Grandy, A. S., Lavallee, J. M., Lin, Y., Lugato, E., Poeplau, C., Rocci, K. S., Schweizer, S. A., Six, J., & Wieder, W. R. (2025). Soil Carbon Saturation: What Do We Really Know? Global Change Biology. 31(5): e70197. DOI: 10.1111/gcb.70197.

[20]. Sollins, P., Homann, P., & Caldwell, B. A. (1996). Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. Geoderma. 74(1): 65-105. DOI: 10.1016/S0016-7061(96)00036-5.

[21]. Pan, Z., Cai, X., Bo, Y., Guan, C., Cai, L., Haider, F. U., Li, X., & Yu, H. (2024). Response of soil organic carbon and soil aggregate stability to changes in land use patterns on the Loess Plateau. Scientific Reports. 14(1): 31775. DOI: 10.1038/s41598-024-82300-2.

[22]. Kan, Z.-R., Liu, W.-X., Liu, W.-S., Lal, R., Dang, Y. P., Zhao, X., & Zhang, H.-L. (2022). Mechanisms of soil organic carbon stability and its response to no-till: A global synthesis and perspective. Global Change Biology, 28(3): 693-710. DOI: 10.1111/gcb.15968.

[23]. Li, J.-Y., Chen, P., Li, Z.-G., Li, L.-Y., Zhang, R.-Q., Hu, W., & Liu, Y. (2023). Soil aggregate-associated organic carbon mineralization and its driving factors in rhizosphere soil. Soil Biology and Biochemistry. 186: 109182. DOI: 10.1016/j.soilbio.2023.109182.

[24]. Harbo, L. S., Olesen, J. E., Liang, Z., Christensen, B. T., & Elsgaard, L. (2022). Estimating organic carbon stocks of mineral soils in Denmark: Impact of bulk density and content of rock fragments. Geoderma Regional. 30: e00560. DOI: 10.1016/j.geodrs.2022.e00560.

[25]. Morisada, K., Ono, K., & Kanomata, H. (2004). Organic carbon stock in forest soils in Japan. Geoderma. 119(1): 21-32. DOI: 10.1016/S0016-7061(03)00220-9.

[26]. Périé, C., & Ouimet, R. (2008). Organic carbon, organic matter and bulk density relationships in boreal

forest soils. Canadian Journal of Soil Science. 88(3): 315-325. DOI: 10.4141/CJSS06008.

[27]. Kučera, A., Vavříček, D., Drápela, K., Zouhar, V., Friedl, M., & Vranová, V. (2025). Defining the relationship between bulk density and organic carbon content in forest soils using generalised linear mixed-effect models. Carbon Balance and Management. 20(1): 36.
DOI: 10.1186/s13021-025-00298-0.

[28]. Xiang, H., Luo, X., Zhang, L., Hou, E., Li, J., Zhu, Q., & Wen, D. (2022). Forest succession accelerates soil carbon accumulation by increasing recalcitrant carbon stock in subtropical forest topsoils. CATENA. 212: 106030. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106030.

[29]. Vesterdal, L., Schmidt, I. K., Callesen, I., Nilsson, L. O., & Gundersen, P. (2008). Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. Forest Ecology and Management. 255(1): 35-48. DOI: 10.1016/j.foreco.2007.08.015.

[30]. Liu, J., Zheng, X., Luo, Q., Xiao, Q., Liu, S., & Oba, B. T. (2025). Soil pH decline promotes soil organic carbon accumulation by regulating the microbial carbon sequestration pathway. Climate Smart Agriculture. 2(3): 100068. DOI: 10.1016/j.csag.2025.100068.

[31]. Wu, B., Bai, T., Yu, W., Zhu, T., Li, D., Ye, C., Liu, M., & Hu, S. (2025). Soil pH and precipitation controls on organic carbon retention from organic amendments across soil orders: A meta-analysis. Soil Biology and Biochemistry. 207: 109819.
DOI: 10.1016/j.soilbio.2025.109819.

[32]. Aciego Pietri, J. C., & Brookes, P. C. (2008). Relationships between soil pH and microbial properties in a UK arable soil. Soil Biology and Biochemistry. 40(7): 1856-1861. DOI: 10.1016/j.soilbio.2008.03.020

[33]. Rousk, J., Brookes Philip, C., & Bååth, E. (2009). Contrasting Soil pH Effects on Fungal and Bacterial Growth Suggest Functional Redundancy in Carbon Mineralization. Applied and Environmental Microbiology. 75(6): 1589-1596. DOI: 10.1128/AEM.02775-08.

[34]. Ouyang, S., Tie, L., Rao, X., Cai, X. a., Liu, S., Vitali, V., Wei, L., Yu, Q., Sun, D., Lin, Y., Bose, A. K., Gessler, A., & Shen, W. (2023). Mixed-Species Acacia Plantation Decreases Soil Organic Carbon and Total Nitrogen Concentrations but Favors Species Regeneration and Tree Growth over Monoculture: A Thirty-Three-Year Field Experiment in Southern China. Forests. 14(5): 968.

[35]. Schiavo, J. A., Busato, J. G., Martins, M. A., & Canellas, L. P. (2009). Recovery of degraded areas revegeted with Acacia mangium and Eucalyptus with special reference to organic matter humification. Scientia Agricola. 66: 353-360.

[36]. Ahirwal, J., Kumar, A., Pietrzykowski, M., & Maiti, S. K. (2018). Reclamation of coal mine spoil and its effect on Technosol quality and carbon sequestration: a case study from India. Environmental Science and Pollution Research. 25(28): 27992-28003.
DOI: 10.1007/s11356-018-2789-1.

[37]. Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D. A. C., Nannipieri, P., Rasse, D. P., Weiner, S., & Trumbore, S. E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. Nature. 478(7367): 49-56.
DOI: 10.1038/nature10386.

[38]. Mai Hai, C., Nguyen Van, Q., Xu Xiao, N., Bui Manh, H., Le van, C., Tran Thi, N., & Nguyen Minh, T. (2024). Variations in Soil carbon, nitrogen, and phosphorus concentrations and stoichiometry with stand age in Acacia Hybrid Plantations in Southern Vietnam. Biodiversitas. 25: 565-573.

[39]. Dos Anjos Leal, O., Santana, G. S., Knicker, H., González-Vila, F. J., González-Pérez, J. A., & Dick, D. P. (2024). Acacia and Eucalyptus plantations modify the molecular composition of density organic matter fractions of subtropical native pasture soils. Geoderma. 441: 116745. DOI: 10.1016/j.geoderma.2023.116745.

[40]. Smith, P. (2008). Land use change and soil organic carbon dynamics. Nutrient Cycling in Agroecosystems. 81(2): 169-178. DOI: 10.1007/s10705-007-9138-y.

[41]. Santana, G. S., Knicker, H., González-Vila, F. J., González-Pérez, J. A., & Dick, D. P. (2015). The impact of exotic forest plantations on the chemical composition of soil organic matter in Southern Brazil as assessed by Py–GC/MS and lipid extracts study. Geoderma Regional. 4: 11-19. DOI: 10.1016/j.geodrs.2014.11.004.

[42]. Grünzweig, J. M., Gelfand, I., Fried, Y., & Yakir, D. (2007). Biogeochemical factors contributing to enhanced carbon storage following afforestation of a semi-arid shrubland. Biogeosciences. 4(5): 891-904.
DOI: 10.5194/bg-4-891-2007.

[43]. Lê Văn Cường, Nguyễn Văn Quý & Nguyễn Thị Xuân Viên (2024). Đặc điểm các-bon hữu cơ trong đất và tính ổn định theo trình tự thời gian của rừng trồng Keo lai (Acacia hybrid) tại Ban quản lý rừng phòng hộ Xuân Lộc, tỉnh Đồng Nai. Tạp chí Khoa học Đại học Cần Thơ. 60(6A): 71-82. DOI: 10.22144/ctujos.2024.486.

[44]. Lê Văn Cường & Nguyễn Văn Quý (2024). Đặc điểm của đất dưới tán rừng trồng Keo lai Acacia hybrid tại huyện Sông Hinh, tỉnh Phú Yên. Tạp chí Khoa học và Công nghệ Lâm nghiệp. 13(3): 37-45.
DOI: 10.55250/Jo.vnuf.13.3.2024.037-045.

[45]. Davis, M., Nordmeyer, A., Henley, D., & Watt, M. (2007). Ecosystem carbon accretion 10 years after afforestation of depleted subhumid grassland planted with three densities of Pinus nigra. Global Change Biology. 13(7): 1414-1422. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2007.01372.x.

[46]. Liu, Y., Lei, P., Xiang, W., Yan, W., & Chen, X. (2017). Accumulation of soil organic C and N in planted forests fostered by tree species mixture. Biogeosciences. 14(17): 3937-3945. DOI: 10.5194/bg-14-3937-2017.

[47]. Paul, K. I., Polglase, P. J., & Richards, G. P. (2003). Predicted change in soil carbon following afforestation or reforestation, and analysis of controlling factors by linking a C accounting model (CAMFor) to models of forest growth (3PG), litter decomposition (GENDEC) and soil C turnover (RothC). Forest Ecology and Management. 177(1): 485-501. DOI: 10.1016/S0378-1127(02)00454-1.