

Quá trình biến đổi thứ sinh của trầm tích carbonat Cambri trung - thượng ở vùng Đồng Văn, Hà Giang

Nguyễn Đức Phong, Nguyễn Thị Thủy, Đinh Công Tiến,
Nguyễn Thị Hồng Nhung

Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản (VIGMR),
67 Chiến Thắng, Văn Quán, Hà Đông, Hà Nội, Việt Nam

Tác giả liên hệ: phongcs@gmail.com

Từ khóa: Quá trình biến đổi thứ sinh, Hệ Cambri, Hệ tầng Chang Pung, Đồng Văn, Hà Giang

Tóm tắt: Trầm tích carbonat Cambri trung - thượng ở vùng Đồng Văn, Hà Giang, ghi nhận lịch sử quá trình biến đổi thứ sinh phong phú, góp phần định hình sự tiến hóa của dãy carbonat này. Nghiên cứu sử dụng phân tích thạch học bằng kính hiển vi phân cực và phát quang âm cực (CL) để xác định các quá trình biến đổi thứ sinh, bao gồm quá trình gắn kết vi tinh, kết tinh xi măng, hòa tan, dolomit hóa, dolomit khử và nén ép. Kết quả cho thấy quá trình gắn kết vi tinh tạo ra lớp vỏ hạt vi tinh mỏng quanh mảnh vụn sinh vật và hạt trứng cá trong môi trường biển rất nông, trong khi kết tinh xi măng hình thành bốn loại xi măng calcit sớm: sợi tỏa tia (30-900 μm , biển đồng trầm tích hoặc chôn vùi nông), hạt (80-300 μm , khí quyển-tầng nước ngầm nông hoặc chôn vùi), khối (100-400 μm , khí quyển và chôn vùi), và calcit tầng trưởng chôn chắt (biển gần mặt nước hoặc khí quyển-tầng nước ngầm nông). Sự hòa tan được thể hiện qua khe nứt chứa hạt vi tinh và mảnh đá, hình thành do lộ trên cạn khi mực nước biển giảm. Dolomit hóa diễn ra qua hai giai đoạn: loại 1 (10-30 μm) trong khe nứt, sớm và ở nhiệt độ thấp (<50-60°C), và loại 2 (50-150 μm) trong hạt trứng cá/vi mạch, muộn và ở nhiệt độ cao (>50-60°C), tiếp theo là khử dolomit gần bề mặt. Nén ép bao gồm hai giai đoạn với đường khâu gấp khúc nhỏ (giai đoạn 1) và lớn (giai đoạn 2) sau dolomit hóa loại 2. Trình tự quá trình biến đổi thứ sinh được đề xuất, nhấn mạnh sự chuyển đổi từ môi trường biển đồng trầm tích qua khí quyển trên cạn đến chôn vùi sâu, chịu ảnh hưởng của dao động mực nước biển và kiến tạo trên khối nền Nam Trung Quốc. Những phát hiện này cung cấp hiểu biết sâu hơn về các yếu tố khống chế quá trình biến đổi thứ sinh trong sự phát triển của hệ thống carbonat Cambri trung - thượng ở vùng Đồng Văn, Hà Giang.

1. Giới thiệu

Đá carbonat là kho lưu trữ quan trọng về các quá trình sau lắng đọng, cung cấp những hiểu biết sâu sắc về lịch sử quá trình biến đổi thứ sinh và sự tiến hóa môi trường của chúng (Tucker và Wright, 1990). Các quá trình gắn kết vi tinh, kết tinh xi măng, hòa tan và dolomit hóa, định hình đặc tính vật lý và hóa học của đá, ảnh hưởng đến cấu trúc và tiềm năng tài nguyên của chúng (Flügel, 2004). Tại vùng Đồng Văn, Hà Giang, mặt cắt Lũng

Cú của hệ tầng Chang Pung Cambri trung - thượng mang đến một cơ hội độc đáo để nghiên cứu các quá trình biến đổi thứ sinh trong bối cảnh một nền carbonat Paleozoi sớm. Mặc dù khu vực Đồng Văn đã được nghiên cứu rộng rãi về cổ sinh vật học và địa tầng học với các công trình đáng chú ý từ đầu thế kỷ XX (Deprat, 1915; Mansuy, 1915, 1916; Kobayashi, 1944), sự hiểu biết về các quá trình biến đổi thứ sinh trong các đá

carbonat này vẫn còn hạn chế, chủ yếu do thiếu các phân tích thạch học chi tiết.

Nghiên cứu về quá trình biến đổi thứ sinh không chỉ giúp tái hiện lịch sử địa chất của đá carbonat mà còn đóng vai trò quan trọng trong việc diễn giải các thay đổi môi trường cổ và đánh giá ý nghĩa kinh tế, chẳng hạn như tiềm năng hydrocarbon liên quan đến khe nứt (Wright và Smart, 1994). Các nghiên cứu trước đây đã chỉ ra rằng giai đoạn Cambri giữa - muộn trên khối nền Nam Trung Quốc, bao gồm vùng Đồng Văn, Hà Giang, chịu ảnh hưởng của các dao động mực nước biển toàn cầu, dẫn đến những thay đổi đáng kể trong trầm tích carbonat (Saltzman và nnk, 2000; Nguyễn Đức Phong và nnk., 2015, 2017, 2018). Tại Lũng Cú, hệ tầng Chang Pung lộ một dãy carbonat chứa các đặc điểm như khe nứt và dolomit, gợi ý lịch sử biến đổi phức tạp bị chi phối bởi các điều kiện biển, khí quyển và chôn vùi.

Nghiên cứu này tập trung vào việc xác định các sản phẩm quá trình biến đổi thứ sinh trong phần dưới của hệ tầng Chang Pung tại mặt cắt Lũng Cú, bao gồm các quá trình kết tinh vi tinh, kết tinh xi măng, hòa tan, dolomit hóa, khử dolomit và nén ép, nhằm xây dựng trình tự quá trình biến đổi thứ sinh. Bằng cách sử dụng các công cụ phân tích thạch học như kính hiển vi phân cực và phát quang âm cực (CL), chúng tôi ghi nhận các đặc điểm cấu trúc và khoáng vật phản ánh sự chuyển đổi qua các môi trường biến đổi khác nhau. Những hiểu biết này không chỉ bổ sung dữ liệu cho các nghiên cứu trước đó về carbonat Cambri trung - thượng ở Đông Nam Á (Yoo và Lee, 1998) mà còn góp phần vào việc hiểu rõ hơn sự tiến hóa của các hệ thống carbonat trong bối cảnh địa chất khu vực của khối nền Nam Trung Quốc.

2. Bối cảnh địa chất

Mặt cắt Lũng Cú (23°21'97"B, 105°18'89"Đ) nằm tại xã Lũng Cú (Hình 2), cách thị trấn Đồng Văn, tỉnh Hà Giang, Đông Bắc Việt Nam khoảng 25 km về phía bắc, gần biên giới Việt Nam-Trung Quốc. Đây là địa điểm cực bắc của Việt Nam, nơi hệ tầng Chang Pung Cambri trung - thượng lộ một dãy carbonat liên tục và được bảo tồn tốt, tạo

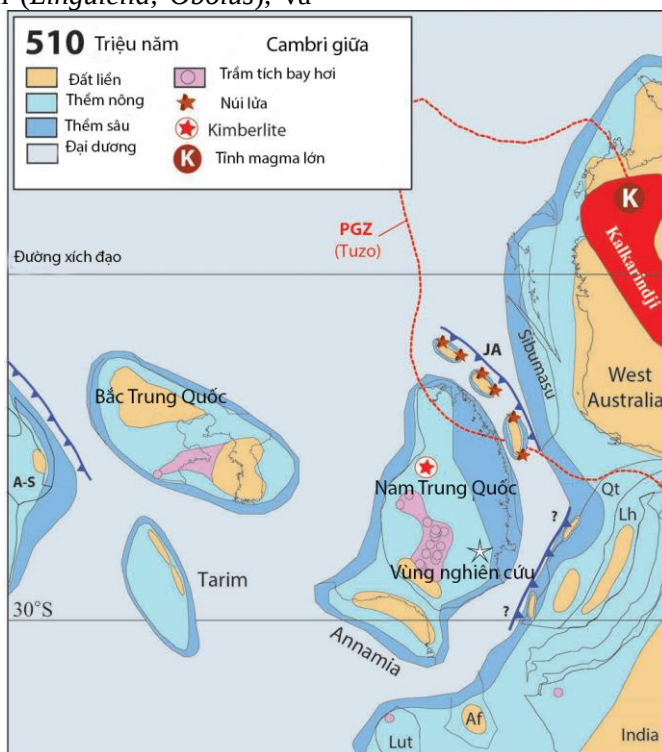
thành một sống lưng nổi bật (hogback) có thể quan sát từ Cột cờ Lũng Cú. Mặt cắt này được coi là mặt cắt tiêu biểu cho đá carbonat Cambri trung - thượng trong khu vực Đồng Văn, với các lớp đá vôi hạt mịn, đá vôi dolomit và đá vôi oolite xen kẽ với đá phiến sét và đá bột kết. Hệ tầng chứa đựng quần xã động vật biển nông phong phú, bao gồm bộ ba thùy (ví dụ: *Drepanura*, *Calvinella*) và tay cuộn (ví dụ: *Eoorthis*), phản ánh môi trường lắng đọng biển nông trong thời kỳ Cambri giữa - muộn (Dovjikov và nnk, 1965; Tổng Duy Thanh, Vũ Khúc và nnk, 2005; Nguyễn Đức Phong và nnk., 2015, 2017, 2018).

Trong Cambri giữa - muộn, vùng Đồng Văn, Hà Giang thuộc phần phía đông bắc của khối nền Nam Trung Quốc, một khối kiến tạo tách ra từ Gondwana và nằm giữa vĩ độ cổ 1° đến 15° Bắc (Metcalf, 2005; Torsvik và Cocks, 2017). Khối nền Nam Trung Quốc được phân cách với Bắc Trung Hoa bởi đới khô Tần Lĩnh - Đại Biệt (Qinling-Dabie), với Đông Dương bởi đới khô Sông Mã, với địa khối Sibumasu bởi đới khô Ailaoshan, và với phức hệ bồi tụ Songpan-Ganzi bởi đới khô Longmenshan (Nie và nnk, 1990; Metcalf, 1998). Vị trí cổ địa lý nằm gần xích đạo trong giai đoạn này là vùng khí hậu ẩm áp, thuận lợi cho sự phát triển của các nền carbonat biển nông (Hình 1) (Torsvik và Cocks, 2017). Các nghiên cứu về cổ địa lý đã tái hiện khối nền Nam Trung Quốc nằm gần xích đạo, với các quần xã hóa thạch tương tự được ghi nhận ở châu Á và Australasia, cũng có đặc điểm khí hậu nhiệt đới trong thời kỳ này (Scotese và McKerrow, 1990).

Hệ tầng Chang Pung nằm chình hợp trên hệ tầng Hà Giang Cambri trung, gồm đá phiến sericit-thạch anh và đá vôi, được quan sát tại các khu vực Chang Pung và Thanh Thủy, tỉnh Hà Giang (Tổng Duy Thanh, Vũ Khúc và nnk, 2005). Tuổi của hệ tầng Chang Pung được xác định là Cambri giữa - muộn dựa trên các tập hợp hóa thạch bộ ba thùy và tay cuộn, bao gồm đới *Drepanura* - *Blackwelderia* (phần dưới) và *Calvinella* - *Eoorthis* (phần trên) (Depart, 1915, 1916; Mansuy, 1915, 1916; Kobayashi, 1944; Saurin, 1956; Dovjikov và nnk, 1965; Hoàng

Xuân Tình và nnk, 1976, 2001). Tuy nhiên, Trần Hữu Dân (trong Đặng Trần Huyền và nnk (2007)) đề xuất một khoảng tuổi Cambri giữa - muộn dựa trên sự hiện diện của bộ ba thùy (*Tonkinella flabelliformis*, *Annamitia spinifera*), tay cuộn (*Lingulella*, *Obolus*), và

vi bào tử (*Baltisphaeridium*) trong phần dưới, cùng với các giai đoạn phát triển hóa thạch Cambri giữa - muộn phong phú hơn ở phần trên bộ ba thùy (*Drepanura premesnili*, *Prochuangia mansuyi*, *Prosaukia angulata*).



Hình 1. Bản đồ cổ địa lý Cambri giữa (Torsvik và Cocks, 2017) cho thấy vị trí ước tính của vùng nghiên cứu ở mảng Nam Trung Quốc.

Mặt cắt Lũng Cú được mô tả chi tiết bởi Trần Hữu Dân (trong Đặng Trần Huyền và nnk (2007)), bao gồm 13 tập từ dưới lên trên, với tổng bề dày 686m.

Tập 1. Đá phiến sét bột kết chứa vôi, màu xám, phong hoá màu vàng nhạt. Bề dày 20m.

Tập 2. Đá vôi dạng dăm, đá vôi vón cục, đá vôi sét, phân lớp mỏng, màu xám sẫm. Bề dày khoảng 8m.

Tập 3. Đá phiến sét bột kết chứa vôi, đá phiến sét vôi, màu xám, phong hoá màu vàng nhạt, chứa bộ ba thùy *Damesella* sp. Bề dày khoảng 50m.

Tập 4. Đá vôi oolit, đá vôi sét, đá phiến sét vôi, màu xám đen, xám tro, phân lớp trung bình, không đều. Bề dày khoảng 30m.

Tập 5. Đá phiến sét bột kết chứa vôi, đá phiến sét vôi, ít đá vôi sét, màu xám tro,

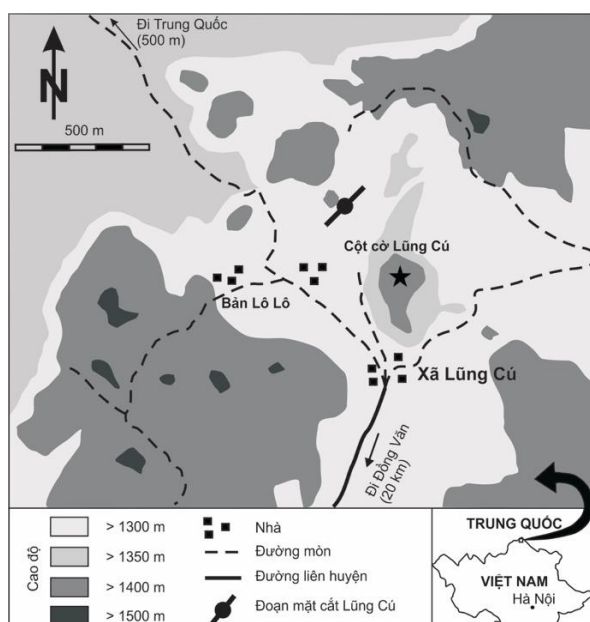
phong hoá màu vàng nhạt. Bề dày khoảng 90m.

Tập 6. Đá vôi, đá vôi sét, đá vôi oolit, đá vôi vón cục, đá vôi dạng dăm, ít đá vôi sét. Hầu hết các đá có màu xám sẫm, phân lớp trung bình và tương đối đều đặn. Bề dày khoảng 250m.

Tập 7. Đá phiến sét vôi màu xám, phong hoá màu vàng nhạt. Bề dày khoảng 10m.

Tập 8. Đá vôi màu xám, phân lớp trung bình, đều đặn, xen kẽ ít lớp mỏng đá vôi sét hay đá phiến sét vôi màu xám. Bề dày khoảng 15m.

Tập 9. Đá phiến sét bột kết chứa vôi, đá phiến sét vôi, màu xám xanh, phong hoá màu vàng nhạt phớt đỏ gụ, chứa rất nhiều bộ ba thùy thuộc đời *Prosaukia angulata* (F.456), tuổi Cambri muộn. Bề dày khoảng 120m.



Hình 2. Sơ đồ thể hiện vị trí mặt cắt Lũng Cú của hệ tầng Chang Pung tại xã Lũng Cú, huyện Đông Ván, tỉnh Hà Giang, Việt Nam.

Tập 10. Đá vôi, đá vôi oolit màu đen, phân lớp trung bình khá đều đặn, chứa rất nhiều tay cuộn và bộ ba thùy *Dictyella* sp., *Saukia* sp.. Bề dày khoảng 10m.

Tập 11. Đá phiến sét bột kết chứa vôi màu xám xanh, phong hóa màu vàng phớt đỏ, chứa bộ ba thùy *Calvinella walcotti*. Bề dày khoảng 45m.

Tập 12. Đá vôi màu xám, phân lớp trung bình, khá đều đặn. Bề dày khoảng 20m.

Tập 13. Đá phiến sét vôi, sét bột kết chứa vôi, màu xám, phong hóa màu vàng phớt đỏ, chứa bộ ba thùy *Calvinella walcotti*, tay cuộn *Eoorthis* sp. tuổi Cambri muộn phần cao. Bề dày khoảng 18m.

Dựa đặc điểm trầm tích cho thấy hệ tầng Chang Pung được lắng đọng trong môi trường biển nông với năng lượng thay đổi từ yên tĩnh (đá vôi vi hạt) đến xáo động với năng lượng trung bình đến cao (đá vôi trứng cá) (Nguyễn Đức Phong và nnk., 2015, 2017, 2018).

Sự tiến hóa địa chất của khu vực chịu ảnh hưởng mạnh mẽ bởi các dao động mực nước biển toàn cầu trong Cambri giữa - muộn, như được ghi nhận qua các biến đổi đồng vị carbon (Saltzman và nnk, 2000). Các sự kiện lộ trên cạn xen kẽ, liên quan đến sự giảm mực nước biển tương đối, đã định hình các

đặc điểm biến đổi như khe nứt và dolomit hóa, trong khi các giai đoạn chôn vùi sau đó để lại dấu ấn qua nén ép và kết tinh xi măng sâu hơn (Flügel, 2004). Mặt cắt Lũng Cú có các vết lộ rất tốt các đặc điểm địa chất đa dạng, đóng vai trò là một cửa sổ quan trọng để hiểu sự phát triển của nền carbonat trong bối cảnh địa chất khu vực Đông Bắc Việt Nam và rộng hơn là khối nền Nam Trung Quốc (Torsvik và Cocks, 2017).

3. Phương pháp nghiên cứu

3.1 Nghiên cứu thạch học

Nghiên cứu này tập trung vào việc thu thập mẫu từ mặt cắt địa chất Lũng Cú của hệ tầng Chang Pung. Tổng cộng là 200 mẫu đá được thu thập dựa trên sự thay đổi về màu sắc, hình dạng và cấu trúc bên trong của các lớp trầm tích. Nghiên cứu thạch học được tiến hành theo quy trình sau:

1. Các mẫu đá thu thập được cắt thành miếng để có bề mặt nhẵn để nghiên cứu đặc điểm trầm tích cũng như sản phẩm của quá trình biến đổi thứ sinh. Các miếng mẫu đá được đánh bóng và ăn mòn, sau đó dùng máy ảnh để lưu giữ hình ảnh trước khi làm lát mỏng. Các khu vực quan trọng cho phân tích thạch học được xác định và tiến hành gia công lát mỏng.

2. Quan sát dưới kính hiển vi với độ phóng đại thấp và cao nhằm thu thập tổng quan cũng như thông tin chi tiết về đặc điểm trầm tích và biến đổi hậu trầm tích từ lát mỏng.

3. Tiếp theo, phân tích phát quang âm cực (cathodoluminescence - CL) được thực hiện. Sự xuất hiện của các màu huỳnh quang khác nhau đặc biệt hữu ích trong việc xác định tương đối thời gian hình thành của các hệ thống khe nứt và mạch xuyên cắt.

4. Một nửa của mỗi lát mỏng sau đó được nhuộm bằng dung dịch Alizarin Red-S và K-ferricyanide và quan sát dưới kính hiển vi ánh sáng truyền qua để phân biệt dolomit và calcit, cũng như khoáng vật carbonat có chứa sắt hoặc không chứa sắt. Nếu quá trình nhuộm được thực hiện trước khi quan sát CL, màu huỳnh quang gốc có thể bị che lấp do lớp phủ nhuộm. Do đó, lớp phủ này cần được loại bỏ trước khi thực hiện phân tích CL.

3. 2 Kính hiển vi phân cực

Mẫu đá được cắt và đánh bóng, sau đó ăn mòn bằng HCl và nhuộm màu bằng Alizarin Red-S và K-ferricyanide (Dickson, 1966). Phương pháp này giúp phân biệt calcit (màu hồng) và dolomit (không có màu), calcit chứa sắt (màu tím) và dolomit chứa sắt (màu xanh lam). Lát mỏng được gia công từ các mẫu đã chọn và nghiên cứu dưới kính hiển vi ánh sáng phân cực truyền qua để xác định các giai đoạn của quá trình biến đổi thứ sinh và quan hệ xuyên cắt.

3. 3 Kính hiển vi phát quang âm cực

Phân tích phát quang âm cực được thực hiện bằng thiết bị Technosyn Cold Cathodoluminescence model 8200, Mark II với các thông số vận hành điện áp súng điện từ 11-12 kV, dòng điện chùm 200-300 μ A, áp suất chân không 0,05 Torr, độ rộng chùm tia 5 mm. Khi bề mặt lát mỏng bị bắn phá bởi chùm electron năng lượng cao, ánh sáng nhìn thấy được phát ra - quá trình này gọi là phát quang âm cực. Bước sóng, màu sắc và cường độ ánh sáng phụ thuộc vào điều kiện vận hành và sự cân bằng giữa các chất ức chế (inhibitor) và kích hoạt (activator). Trong khoáng vật carbonat, Mn^{2+} là tác nhân kích hoạt quan trọng, trong khi Fe^{2+} là chất ức

chế quan trọng (Machel et al., 1991; Tucker, 1995).

Ứng dụng của CL trong nghiên cứu trầm tích và quá trình biến đổi thứ sinh cung cấp thông tin quan trọng mà các phương pháp thạch học thông thường khó nhận diện. Phương pháp này giúp xác định tương đối thời gian diễn ra các quá trình như nứt gãy, hình thành đường khâu gấp khúc (stylolitisation) và sự kết tủa xi măng thông qua quan hệ xuyên cắt. CL cũng hỗ trợ phân biệt các pha xi măng mà phương pháp ánh sáng truyền qua không thể nhận diện.

Ngoài ra, CL còn cho phép xác định hình thái ban đầu của tinh thể xi măng, phân biệt các pha bị ảnh hưởng bởi quá trình tái kết tinh và các quá trình biến đổi thứ sinh khác.

4. Kết quả và thảo luận

Các quá trình quan trọng nhất trong giai đoạn biến đổi thứ sinh của trầm tích Cambri trung - thượng ở vùng Đồng Văn, Hà Giang bao gồm: gắn kết vi tinh (micritization), kết tinh xi măng (cementation), hòa tan (dissolution), dolomit hóa (dolomitization), khử dolomit (dedolomitization) và nén ép (compaction). Việc nghiên cứu lát mỏng đóng vai trò quan trọng trong việc nhận diện môi trường biến đổi sau trầm tích và xác định trình tự tạo khoáng trong đá carbonat. Khôi phục lịch sử biến đổi sau trầm tích phụ thuộc rất nhiều vào khả năng nhận diện hình thái tinh thể ban đầu của xi măng, đường khâu gấp khúc, vi mạch, dolomit và mối quan hệ cắt chéo giữa chúng.

4.1 Quá trình gắn kết vi tinh

Quá trình gắn kết vi tinh là một quá trình trong đó các rìa của hạt carbonat hoặc toàn bộ thể tích của hạt được thay thế bằng các tinh thể carbonat ẩn tinh hoặc vi tinh (Flügel, 2004). Thuật ngữ "lớp vỏ vi tinh" được Bathurst (1964) sử dụng lần đầu tiên trong nghiên cứu về các thay đổi đồng sinh và quá trình biến đổi thứ sinh ảnh hưởng đến các hạt carbonat. Thuật ngữ này dùng để chỉ một lớp phủ mỏng, không phân lớp, gồm hạt rất mịn bao quanh các hạt carbonat, đặc biệt là các mảnh vụn sinh vật hoặc hạt trứng cá. Quá trình gắn kết vi tinh mạnh mẽ cho thấy sự tồn tại của một vùng biển rất nông.

4.2 Kết tinh xi măng

Dựa trên hình thái và đặc điểm phát quang âm cực của chúng, ít nhất bốn loại xi măng calcit trong quá trình thành đá sớm riêng biệt đã được nhận diện, bao gồm xi măng sợi tỏa tia, xi măng hạt, xi măng khối và xi măng calcit tăng trưởng chồng chất:

Xi măng sợi tỏa tia (Radial fibrous cements)

Hình thành giữa các mảnh đá lớn (Hình 3A, B, C và D), các xi măng này bao gồm các tinh thể calcit lớn, thường đục và mờ, chứa nhiều tạp chất với hiện tượng tắt dần gọn sóng. Chiều dài của chúng thường dao động từ 30 đến 900 μ m. Tỷ lệ chiều dài so với chiều rộng của tinh thể thay đổi từ 1:3 đến 1:10. Màu phát quang âm cực của các xi măng này nói chung là từ nâu đến cam. Bên trong mỗi vi tinh thể phân kỳ ra khỏi bề mặt nền, xuất hiện một kiểu đối lập của trục quang hội tụ về phía xa, được gây ra bởi sự uốn cong của các mặt cắt khai và các phiến song tinh (Bathurst, 1959, 1982; Kendall và Tucker, 1973; Kendall, 1985). Các xi măng này được diễn giải là có nguồn gốc từ biển đồng trầm tích, biển chôn vùi nông (Halley và Scholle, 1985), hoặc khí quyển trên cạn.

Xi măng hạt (Granular cements)

Được đặc trưng bởi các tinh thể nhỏ lấp đầy lỗ rỗng, có kích thước tương đối đồng đều (Hình 3E, F). Kích thước của các tinh thể calcit thường dao động từ 80 đến 300 μ m. Sự khác biệt so với các loại xi măng khác dựa trên kích thước tinh thể đồng đều hoặc tăng dần về phía tâm lỗ rỗng. Các pha tinh thể này cũng có thể bắt nguồn từ quá trình tái kết tinh của các xi măng hoặc hạt vi tinh đã tồn tại trước đó. Xi măng này hiển thị màu phát quang từ nâu đến cam dưới kính hiển vi phát quang âm cực. Các xi măng này được cho là hình thành trong môi trường khí quyển-tầng nước ngầm nông và chôn vùi, và cuối cùng trong môi trường khí quyển tầng thấp (Flügel, 2004).

Xi măng khối (Blocky cements)

Bao gồm các tinh thể từ trung bình đến thô mà không có định hướng ưu tiên (Hình 4A, B). Kích thước của các tinh thể này dao

động từ 100 đến 400 μ m. Kích thước tinh thể tăng dần về phía tâm của lỗ rỗng. Màu phát quang âm cực của loại xi măng này thay đổi giữa nâu và cam. Các cấu trúc khối này cũng có thể bắt nguồn từ quá trình tái kết tinh của các xi măng đã tồn tại trước đó, nhưng trong trường hợp đó, sự tăng dần kích thước tinh thể không xuất hiện. Loại xi măng này được cho là đã hình thành trong môi trường khí quyển (khí quyển - tầng nước ngầm nông và tầng thấp) và môi trường chôn vùi (Flügel, 2004).

Xi măng calcit tăng trưởng chồng chất (Syntaxial calcite overgrowth cements)

Là các lớp phát triển được khống chế bởi chất nền, bao quanh một hạt chủ làm từ hạt đơn tinh, ví dụ như crinoid (Hình 4C, D). Quá trình kết tinh xi măng phát triển tạo thành sự liên tiếp mạng tinh thể học với chất nền của chúng. Màu của hạt chủ là xám, còn xi măng phát triển quá mức thì trong suốt. Xi măng calcit tăng trưởng chồng chất là đặc trưng cho các môi trường biển gần mặt nước, tầng thấp-biển và khí quyển-tầng nước ngầm nông (Flügel, 2004).

Bốn loại xi măng biến đổi sớm sau trầm tích khác biệt được tìm thấy trong đá của hệ tầng Chang Pung tại mặt cắt Lũng Cú. Xi măng sợi tỏa hướng hình thành giữa các mảnh đá lớn. Chúng thường có kích thước lớn, đục, chứa nhiều tạp chất và có sự dập tắt ánh sáng không đồng đều dưới kính hiển vi phân cực. Loại xi măng này thường được ghi nhận là thể hệ xi măng đầu tiên trong nhiều đá vôi hình thành trong môi trường biển đồng trầm tích, biển nông bị chôn vùi hoặc môi trường khí quyển trên cạn (Halley & Scholle, 1985). Xi măng dạng hạt thuộc thể hệ thứ hai, có đặc điểm là các tinh thể nhỏ, gần như đẳng hướng, lấp đầy lỗ rỗng. Chúng có thể hình thành từ quá trình tái kết tinh của các loại xi măng có trước. Loại xi măng này hình thành trong môi trường khí quyển tầng thấp, khí quyển - tầng nước ngầm nông, và chôn vùi (Flügel, 2004). Xi măng dạng khối có xu hướng lấp đầy hoàn toàn các lỗ rỗng giữa hạt với các tinh thể có kích thước trung bình đến thô. Chúng thường nằm ở trung tâm lỗ rỗng mà không có hướng ưu tiên. Kết cấu dạng

khối này cũng có thể phát sinh từ quá trình tái kết tinh của các xi măng trước đó. Loại xi măng này hình thành trong môi trường khí quyển (khí quyển-tầng nước ngầm nông và tầng thấm) và môi trường chôn vùi (Flügel, 2004). Xi măng calcit phát triển đồng hướng được quan sát thấy trên các hạt có vỏ bọc. Sự phát triển này có hướng ưu tiên mạnh và có tính liên tục quang học với nhân của hạt được bọc. Các bao bọc hạt vi tinh trên bề mặt hạt và trong các lỗ rỗng bên ngoài có thể ngăn cản sự phát triển của loại xi măng này. Bằng chứng về kết cấu cho thấy sự phát triển đồng thời giữa loại xi măng này và các xi măng biển sớm, với hiện tượng giao thoa phản ánh sự cạnh tranh trong quá trình kết tinh. Một số nghiên cứu cho rằng sự phát triển của loại xi măng này có liên quan đến môi trường khí quyển nước ngọt (Halley & Harris, 1979; Land, 1970; Jacka & Brand, 1977; Meyers, 1978; Longman, 1980). Loại xi măng này đặc trưng cho các môi trường biển gần mặt nước, tầng thấm và khí quyển - tầng nước ngầm nông (Flügel, 2004).

4.3 Hòa tan

Khe nứt

Các đặc điểm khe nứt bao gồm các lỗ rỗng hoặc khe nứt có kích thước vài milimet, định hướng thẳng đứng, ngang hoặc xiên so với lớp đá, và được lấp đầy bởi trầm tích bên trong gồm đá vôi vi hạt, tinh thể thạch anh và plagiocla không chứa hóa thạch (Hình 7). Chúng xuất hiện trong đá vôi hạt trung bình đến đá vôi hạt lớn chứa hạt trứng cá, mảnh vụn nội sinh đến mảnh đá, xi măng sợi tỏa tia và xi măng tinh thể, vi mạch, tinh thể dolomit và dolomit bị khử, cùng với vật liệu lấp đầy chỉ thị trọng lực cổ. Các mảnh dolomit trong khoang rỗng cho thấy rằng quá trình dolomit hóa liên quan đến bất chỉnh hợp xảy ra trước khi khoang được lấp đầy, do đó quá trình dolomit hóa này diễn ra sớm và có lẽ xảy ra trong giai đoạn mực nước biển giảm, có thể thông qua các quá trình biến đổi thứ sinh pha trộn nước. Các đặc điểm khe nứt này hình thành trong thời kỳ phơi lộ trên cạn với sự hòa tan trong môi trường khí quyển-tầng thấm, biển-tầng thấm hoặc khí quyển-tầng nước ngầm nông (Flügel, 2004). Hầu hết các

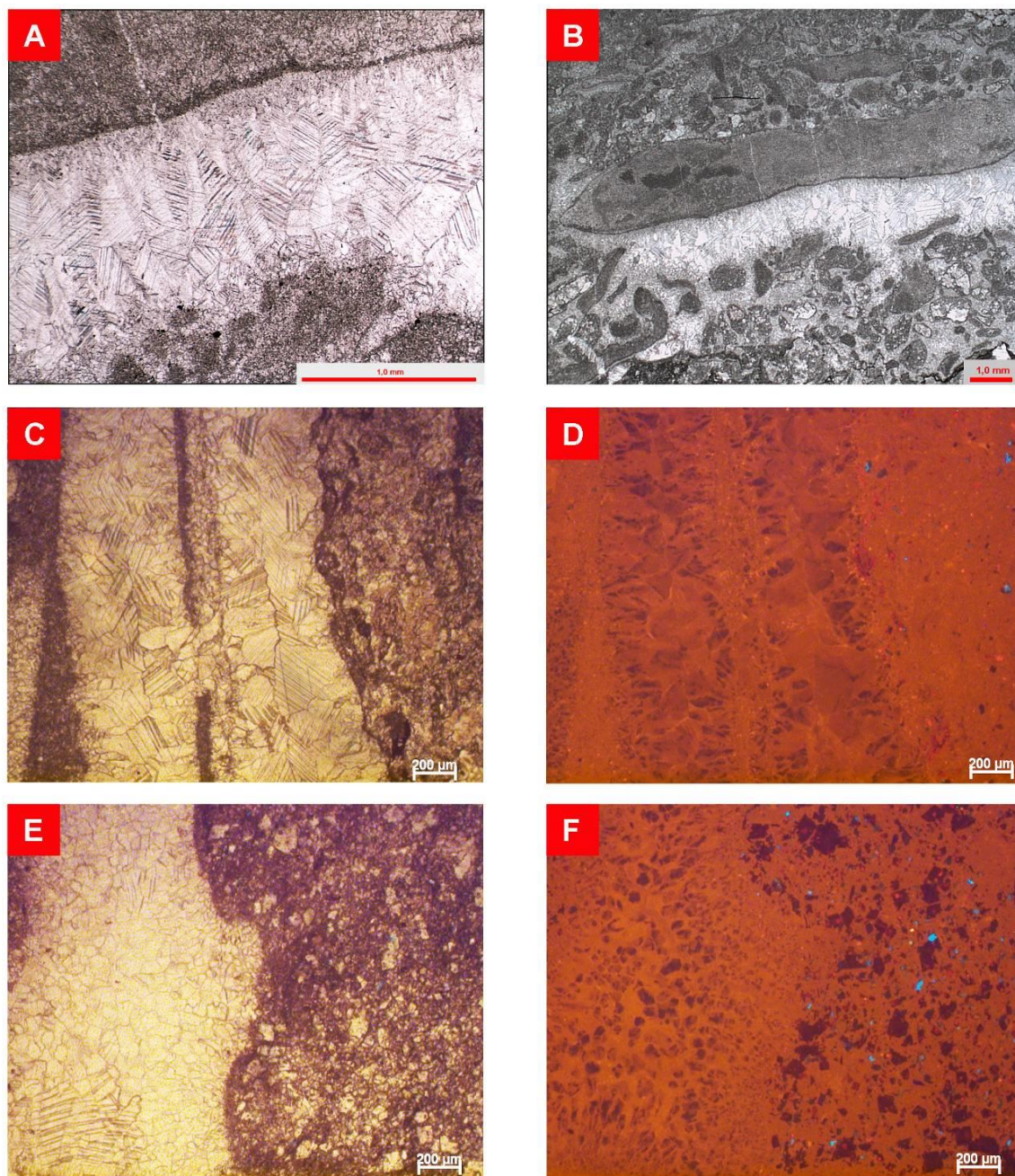
khe nứt dưới điều kiện khí quyển bắt nguồn từ nơi đá vôi biển nông trở nên phơi lộ trên cạn do sự giảm mực nước biển tương đối (Wright và Smart, 1994).

4.4 Dolomit hóa và dolomit khử

Dolomit là một khoáng vật carbonat calcit magie ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Hiện nay có ba loại mô hình dolomit hóa chính để diễn giải các dolomit cổ, bao gồm các mô hình liên quan đến biển (vôi nước biển nguyên chất, nước biển bốc hơi và thấm ngược), mô hình hỗn hợp và chôn vùi. Dựa trên hình thái và phân bố của chúng, hai loại dolomit tại mặt cắt Lũng Cú có thể được phân biệt, cụ thể là dolomit loại 1 và loại 2. Cấu trúc dolomit được mô tả dưới đây tuân theo mô hình phân loại của Sibley và Gregg (1987).

Dolomit loại 1: Bao gồm các tinh thể nhỏ mịn (10-30 μm), thỉnh thoảng là các tinh thể dolomit tự hình (Hình 6C). Do đó, các dolomit này có cấu trúc đặc trưng “đường”. Mức độ dolomit hóa thay đổi từ các khối vuông đơn lẻ trôi nổi trong nền vi tinh đến sự phát triển của cấu trúc khảm tự hình. Trong phân tích phát quang âm cực (CL), dolomit loại 1 thường cho thấy sự phân đới (các đới ngoài có sắc đỏ khác nhau với lõi hiển thị màu đỏ sáng hơn dưới CL, Hình 6D). Nhìn mắt thường đá dolomit loại 1 xuất hiện trong đá vôi hạt trung bình đến đá vôi hạt lớn màu xám tối. Dolomit loại 1 thể hiện sự phân bố không đều trong lớp đá. Theo Sibley và Gregg (1987) và Warren (2000), điều này chỉ ra nhiệt độ kết tủa dưới 50-60 °C (tức là giai đoạn hình thành sớm trong quá trình chôn vùi nông).

Dolomit loại 2: Có tinh thể thô (kích thước 50-150 μm) với các tinh thể dolomit tự hình hoặc bán tự hình (Hình 5E, F và 6C, D, E, F). Mức độ dolomit hóa thay đổi từ cấu trúc khảm tự hình đến bán tự hình. Chúng thường thể hiện mô hình phân đới CL tương tự như dolomit loại 1, bao gồm lõi sáng hơn được bao quanh bởi viền đỏ tối. Cấu trúc này được báo cáo là hình thành ở nhiệt độ trên 50-60 °C (tức là kết tủa muộn trong quá trình chôn vùi sâu hơn) (Sibley và Gregg, 1987 và Warren, 2000).



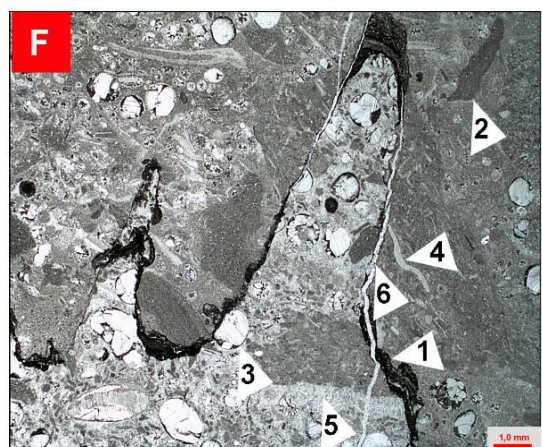
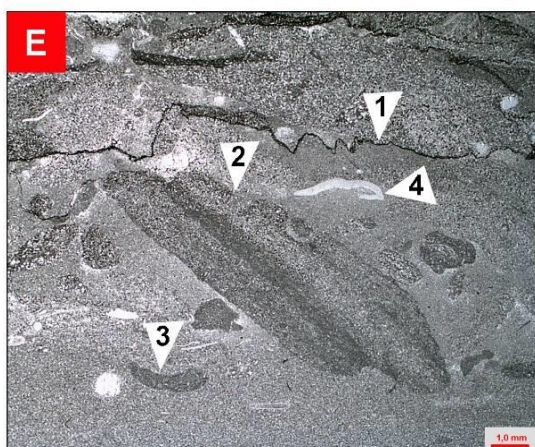
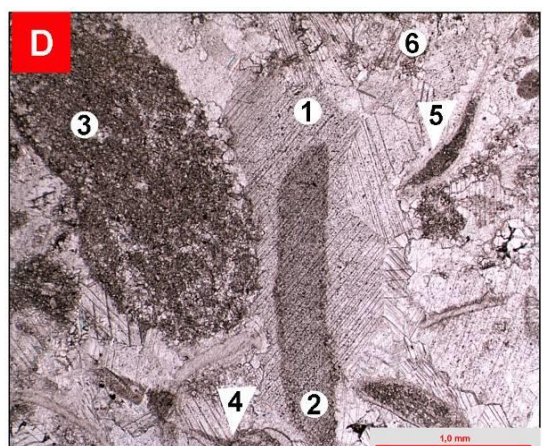
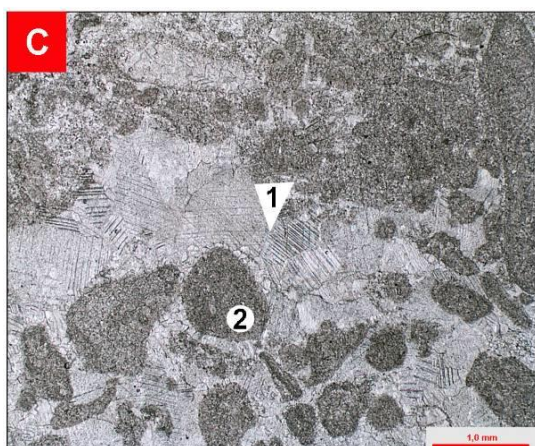
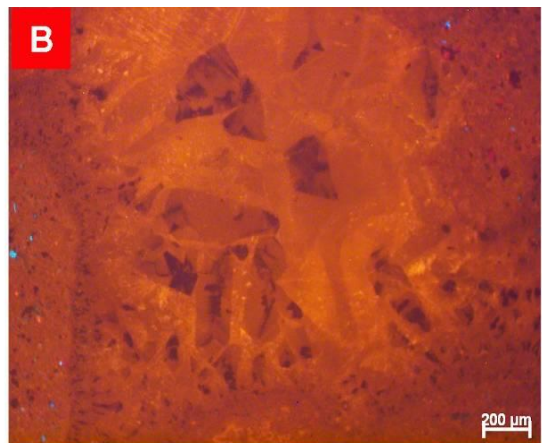
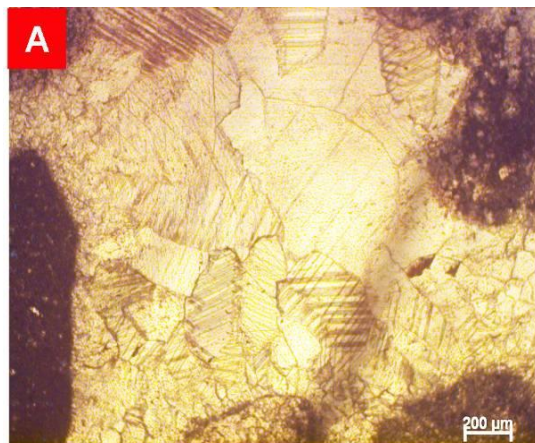
Hình 3. Ảnh vi chụp ánh sáng truyền qua và CL của xi măng sợi tỏa tia và hạt. (A, B, C và D) Xi măng sợi tỏa tia. Đá vôi hạt trung bình: mảnh vụn nội sinh - mảnh đá, vi mạch và xi măng calcit vi tinh. (E và F) Xi măng hạt. Đá vôi hạt lớn: dolomit (đỏ) và thạch anh (xanh).

Tucker và Wright (1990) cho rằng các ion Mg^{2+} trong nước biển được ngậm nước mạnh hơn so với ion Ca^{2+} và cũng tham gia vào việc ghép đôi ion. Điều này có nghĩa là có ít ion Mg^{2+} hơn để phản ứng và ion Ca^{2+} dễ dàng đi vào các tinh thể carbonat

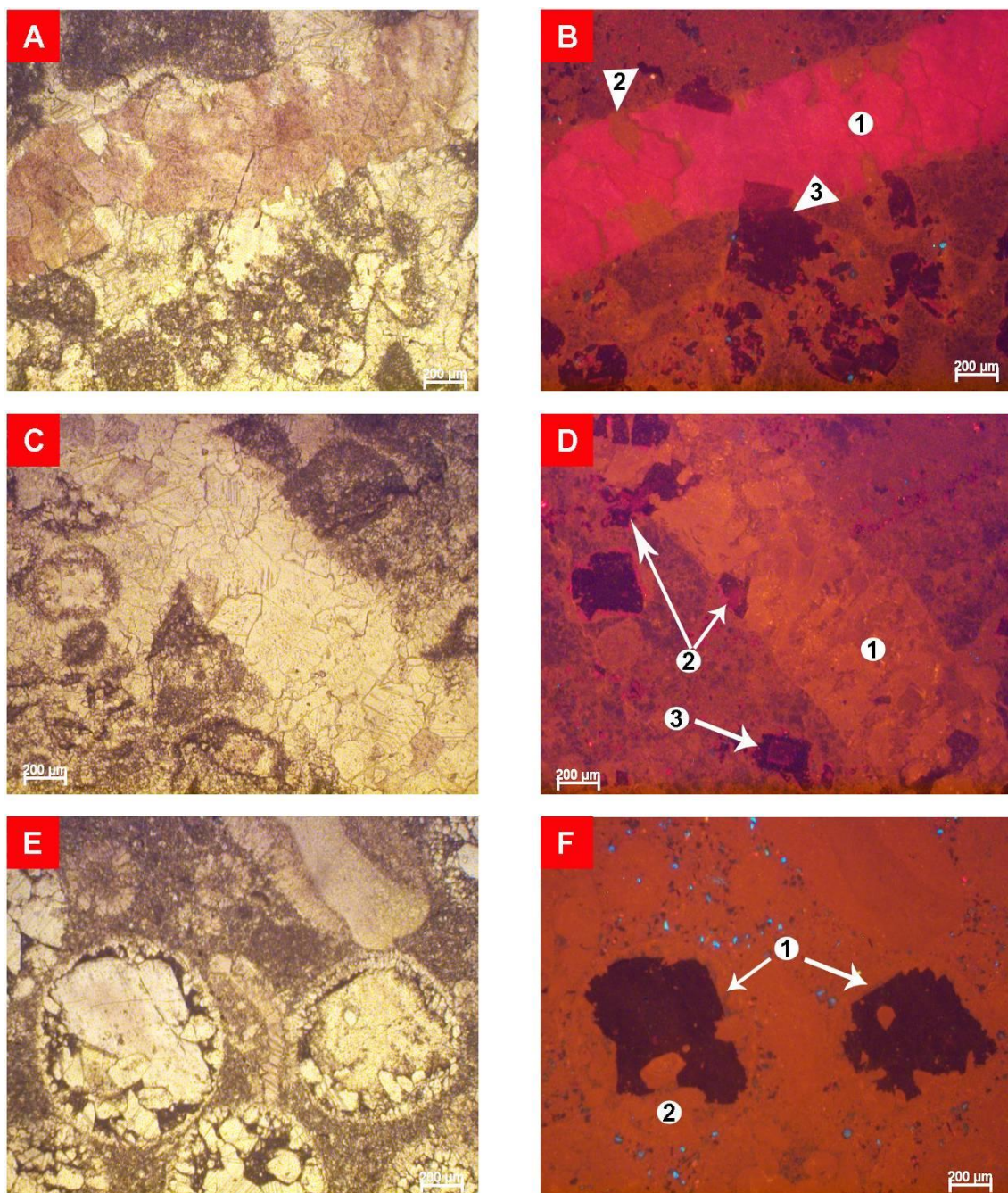
Ca-Mg đang phát triển hơn. Khi đã được tích hợp vào bề mặt tinh thể đang phát triển, các ion Mg^{2+} ngậm nước sau đó tạo ra một rào cản đối với các anion CO_3^{2-} . Sự ngậm nước của Mg^{2+} dễ dàng được vượt qua thông qua sự phát triển tinh thể ở nhiệt độ

cao hơn, vì vậy đây là yếu tố thường được đưa ra để ủng hộ dolomit hóa chôn vùi. Dolomit loại 2 có thể được tìm thấy ở bất kỳ vị trí địa tầng nào trong các mặt cắt địa chất

thông qua các lát mỏng. Những dolomit này thỉnh thoảng xuất hiện bên trong hạt trứng cá hoặc vi mạch. Dolomit loại 2 xuất hiện sau quá trình nén ép.



Hình 4. Ảnh vi chụp ánh sáng truyền qua và CL của xi măng khối và calcit tăng trưởng chồng chất cùng với các đường khâu gấp khúc. (A và B) Xi măng khối ở đá vôi hạt lớn. (C và D) Xi măng calcit tăng trưởng chồng chất (1). Đá vôi hạt lớn: mảnh vụn nội sinh (2) mảnh đá (3), bọt ba thùy (4), bọt biến (5), và xi măng hạt (6). (E) đường khâu gấp khúc biên độ nhỏ (1).



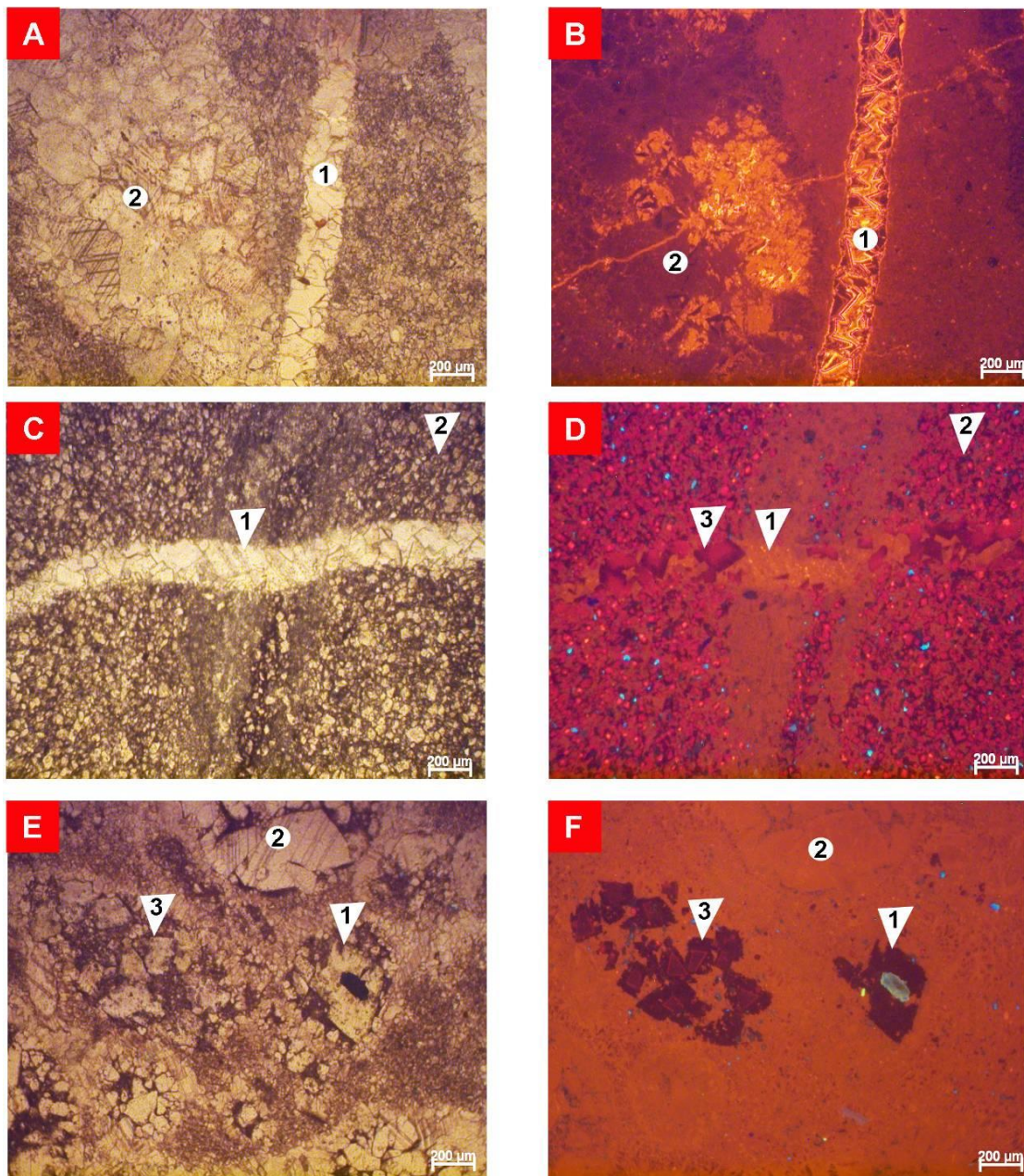
Hình 5. Ảnh vi chụp ánh sáng truyền qua và CL của vi mạch và dolomit loại 2. (A và B) Calcit (2) và dolomit loại 2 (3) trong các vi mạch màu hồng (1), và thạch anh (xanh). (C và D) Dolomit loại 2 (2) trong các vi mạch màu nâu (1), và dolomit khur (3). (E và F) Dolomit loại 2 (1) và calcit (2) trong hạt trùng cá, và hạt thạch anh (xanh).

Dolomit khur (Dedolomite): Bao gồm các lỗ rỗng hình khối vuông hoặc được lấp đầy hoàn toàn bằng xi măng calcit vi tinh hoặc, phổ biến hơn, bao gồm một viên tinh thể mỏng hình khối vuông với chất lấp đầy nền vi tinh (Hình 5C, D và 6E, F). Hầu hết các

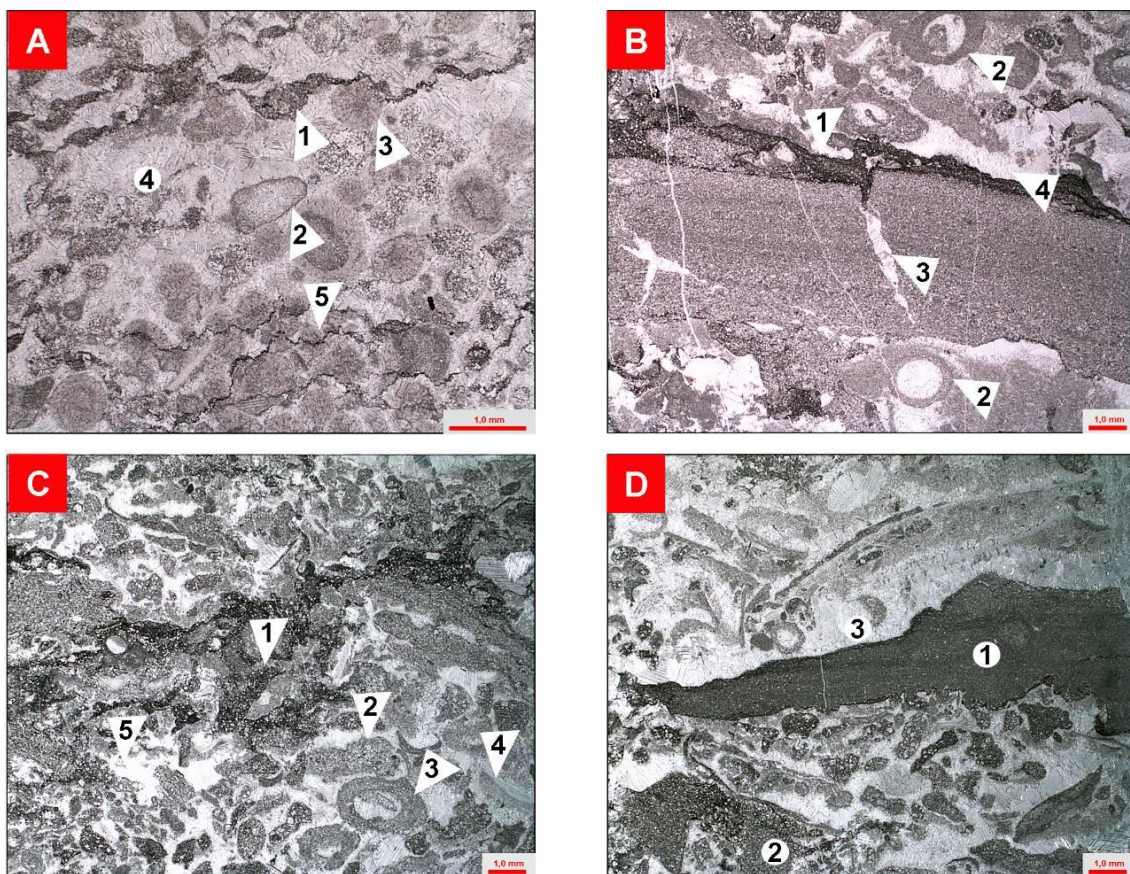
khối vuông bị thiếu một hoặc nhiều góc. Về hình học và kích thước tinh thể, tất cả dolomit bị khur đều tương ứng với dolomit loại 2. Dolomit bị khur xuất hiện bên trong các tinh thể dolomit loại 2. Rõ ràng quá trình khur dolomit xảy ra sau quá trình dolomit hóa

loại 2. Hầu hết các tác giả coi khử dolomit là một quá trình gần bề mặt liên quan đến phong hóa (Nader và nnk, 2008). Do đó, các tầng dolomit bị khử liên tục theo chiều ngang có thể chỉ ra sự hiện diện của các bất chỉnh hợp (Brown và Friedman, 1970). Guo và nnk (1996) đã chứng minh rằng dolomit khử Ordovic, đặc trưng bởi hàm lượng Fe^{2+} thấp

và giá trị $\delta^{18}\text{O}$ cạn kiệt, xảy ra trong quá trình nâng lên, phơi lộ trên cạn và karst hóa thông qua sự lưu thông của nước khí quyển trong các dolomit rỗng. Sự giải phóng Fe^{2+} vào dung dịch oxy hóa (gần bề mặt) khi khử dolomit gây ra sự kết tủa của oxit/hydroxit sắt ở một số vị trí trong các ống dẫn/mạng lưới karst.



Hình 6. Ảnh vi chụp ánh sáng truyền qua và CL của vi mạch, dolomit và dolomit bị khử. (A và B) vi mạch đỏ - tím (1) và xi măng khối (2) ở đá vôi hạt lớn. (C và D) Dolomit loại 1 (2) (10-30 μm), dolomit loại 2 (50-150 μm) (3) vi mạch màu nâu (1), và thạch anh (xanh) ở đá vôi hạt lớn. (E và F) Dolomit loại 2 (1) và calcit (2) trong đá vôi trứng cá, dolomit khử (3) và thạch anh (xanh) ở đá vôi hạt lớn.



Hình 7. Ảnh vi chụp ánh sáng truyền qua của vật liệu lấp đầy khe nứt. (A) Khe nứt (1) được lấp đầy calcit vì tinh, mảnh đá (2), hạt trứng cá (3), và xi măng vì tinh (4) và đường khâu gấp khúc biên độ nhỏ (5). (B) Khe nứt (1) được lấp đầy tinh thể thạch anh và plagiocla, hạt trứng cá được lấp đầy và xi măng vì tinh (2), khe nứt được lấp đầy và xi măng vì tinh (3, 4). (C) Khe nứt (1) được lấp đầy tinh thể thạch anh và plagiocla, mảnh đá (2), hạt oncoïd được lấp đầy xi măng (3), Xi măng calcit tăng trưởng chống chất (4) và xi măng vì tinh. (D) Khe nứt (1) được lấp đầy đá vôi vì hạt màu đen, mảnh đá (2) và xi măng vì tinh.

Trong nghiên cứu này xảy ra hai giai đoạn dolomit hóa và một giai đoạn khử dolomit. Sự hiện diện của dolomit loại 1 với tinh thể nhỏ và cấu trúc “đường” bên trong khe nứt là bằng chứng của dolomit hóa 1. Giai đoạn này xảy ra sau hòa tan. Bằng chứng của giai đoạn thứ hai là sự hiện diện của dolomit loại 2 với tinh thể thô bên trong hạt trứng cá hoặc vi mạch. Giai đoạn dolomit hóa 2 này diễn ra sau nén ép 1. Dolomit bị khử xuất hiện bên trong tinh thể dolomit của dolomit loại 2. Điều này cho thấy khử dolomit xảy ra sau dolomit hóa 2.

4.5 Nén ép

Đường khâu gấp khúc (Stylolite)

Là các mặt tiếp xúc không đều, dạng zích zắc và giống như đường khâu. Biên độ của

đường khâu gấp khúc có thể dao động từ dưới 1 mm đến 5 mm (Hình 4E, F). Đường khâu gấp khúc cắt qua toàn bộ đá, giao với các hạt và xi măng. Đường khâu gấp khúc thường song song hoặc gần song song với lớp đá. Đường khâu gấp khúc xuất hiện ở độ sâu chôn vùi nông khoảng 90 m (Shlanger, 1964), có thể ở độ sâu nông khoảng 60 m (Dunnington, 1967). Chúng hình thành do nén ép hóa học trong điều kiện chôn vùi (Flügel, 2004).

Vi mạch

Là các khe nứt nhỏ được lấp đầy bởi các tinh thể thô của calcit và/hoặc dolomit. Chiều rộng của vi mạch dao động từ vài milimet đến hơn một centimet. Thành của vi mạch thường gần song song, phẳng hoặc gợn sóng

không đều. Dựa trên hình thái, màu phát quang âm cực và đặc điểm quan hệ cắt ngang, ba loại vi mạch có thể được phân biệt, bao gồm vi mạch màu nâu, đỏ-tím và hồng (Hình 6A, B, C, D). Misik (1966) phân biệt vi mạch hình thành do lực kéo với những vi mạch hình thành do lực nén bằng cách sử dụng đặc điểm vật liệu lấp đầy và mối quan hệ với đường khâu gấp khúc nhỏ. Tác giả này đã chú ý đến một loại vi mạch đặc biệt, được đặc trưng bởi tập hợp các vi mạch mỏng song song, cách nhau bởi hạt vi tinh và được cho là hình thành qua quá trình nứt gãy và tái kết tinh lặp đi lặp lại, tức là cơ chế nứt - lấp đầy (Misik, 1998).

Bằng chứng của sự nén ép được thể hiện rõ rệt tại mặt cắt Lũng Cú, bao gồm đường khâu gấp khúc và hạt trứng cá biến dạng. Hai giai đoạn nén ép được quan sát thấy. Bằng chứng của giai đoạn nén ép 1 là sự hiện diện của hạt trứng cá biến dạng, vi mạch và đường khâu gấp khúc biên độ nhỏ cắt qua toàn bộ đá, cùng với các tinh thể dolomit loại 1. Giai đoạn này hình thành trong quá trình nén ép hóa học dưới điều kiện chôn vùi sau dolomit hóa 1. Sự hiện diện của đường khâu gấp khúc biên độ lớn hơn cắt qua toàn bộ đá, các tinh thể dolomit loại 2, hạt trứng cá và xi măng là bằng chứng của giai đoạn nén ép 2 trong quá trình nén ép hóa học dưới điều kiện chôn vùi sau dolomit hóa 2. Mối quan hệ giữa giai đoạn nén ép 2 và quá trình khử dolomit không được quan sát thấy.

5. Kết luận

Nghiên cứu phần dưới của hệ tầng Chang Pung tại mặt cắt Lũng Cú, vùng Đồng Văn, Hà Giang, đã làm sáng tỏ lịch sử quá trình biến đổi thứ sinh phức tạp và đa dạng, định hình sự tiến hóa của dãy carbonat Cambri trung - thượng này. Thông qua phân tích thạch học chi tiết, bao gồm kính hiển vi phân cực và phát quang âm cực (CL), chúng tôi xác định được một loạt các quá trình biến đổi thứ sinh, bao gồm quá trình gắn kết vi tinh, kết tinh xi măng, hòa tan, dolomit hóa, dolomit khử và nén ép, phản ánh sự chuyển đổi qua các môi trường từ biển đồng trầm tích, khí quyển trên cạn đến chôn vùi sâu.

Kết quả nghiên cứu cho thấy quá trình gắn kết vi tinh là quá trình sớm, tạo ra các lớp vỏ vi tinh mỏng bao quanh hạt chủ và hạt trứng cá, đặc trưng cho môi trường biển rất nông ngay sau khi lắng đọng. Kết tinh xi măng được ghi nhận qua bốn loại xi măng calcit trong quá trình thành đá sớm: (1) xi măng sợi tỏa tia, với tinh thể lớn (30-900 μm) và màu CL nâu đến cam, hình thành trong môi trường biển đồng trầm tích hoặc chôn vùi nông; (2) xi măng hạt (80-300 μm), phát triển trong môi trường khí quyển-tầng nước ngầm nông, chôn vùi hoặc tầng thấm, thường liên quan đến tái kết tinh; (3) xi măng khối (100-400 μm), lấp đầy lỗ rỗng trong môi trường khí quyển và chôn vùi; và (4) xi măng calcit tăng trưởng chồng chất, với sự liên tục quang học trên hạt đơn tinh, điển hình cho môi trường biển gần mặt nước hoặc khí quyển-tầng nước ngầm nông. Sự hòa tan được chứng minh qua các đặc điểm khe nứt, bao gồm các lỗ rỗng và khe nứt chứa đá vôi vi hạt, thạch anh và plagiocla, hình thành trong giai đoạn phơi lộ trên cạn do mực nước biển giảm, cắt qua xi măng sợi tỏa tia và xi măng tinh thể.

Dolomit hóa diễn ra qua hai giai đoạn riêng biệt: dolomit loại 1, với tinh thể nhỏ (10-30 μm) và cấu trúc “đường” trong khe nứt, chỉ ra quá trình sớm ở nhiệt độ thấp (<50-60°C) trong môi trường chôn vùi nông hoặc pha trộn nước; và dolomit loại 2, với tinh thể thô hơn (50-150 μm) trong hạt trứng cá và vi mạch, hình thành ở nhiệt độ cao (>50-60°C) trong điều kiện chôn vùi sâu hơn sau nén ép lần đầu. Quá trình khử dolomit, xuất hiện dưới dạng lỗ rỗng hình khối vuông chứa calcit trong dolomit loại 2, xảy ra sau dolomit hóa loại 2, liên quan đến phong hóa gần bề mặt bằng nước khí quyển. Nén ép được ghi nhận qua hai giai đoạn: giai đoạn 1 với hạt trứng cá biến dạng, vi mạch và đường khâu gấp khúc biên độ nhỏ (<1 mm), hình thành sau dolomit hóa loại 1; và giai đoạn 2 với đường khâu gấp khúc biên độ lớn hơn (lên đến 5 mm), cắt qua dolomit loại 2 và xi măng, đánh dấu nén ép hóa học sâu hơn.

Trình tự quá trình biến đổi thứ sinh được xây dựng từ quan sát các mối quan hệ cắt ngang này cho thấy một tiến trình liên tục:

quá trình gắn kết vi tinh và kết tinh xi măng sợi tỏa tia khởi đầu trong môi trường biển đồng trầm tích, tiếp theo là hòa tan khe nứt và dolomit hóa loại 1 trong giai đoạn phơi lộ trên cạn, sau đó là kết tinh xi măng hạt/khối, dolomit hóa loại 2 và nén ép trong môi trường chôn vùi, cuối cùng là khử dolomit và xi măng calcit tăng trưởng chồng chất trong giai đoạn nâng lên tiếp xúc với khí quyển, trước khi nén ép lần hai kết thúc chuỗi. Các đặc điểm này phản ánh sự thay đổi môi trường phức tạp, chịu ảnh hưởng của dao động mực nước biển và hoạt động kiến tạo trên khối nền Nam Trung Quốc trong Cambri giữa - muộn.

Những phát hiện này không chỉ khẳng định vai trò của các sự kiện phơi lộ trên cạn (khe nứt, dolomit khử) trong việc định hình nền carbonat mà còn cung cấp một khung chi tiết để hiểu các yếu tố khống chế quá trình biến đổi thứ sinh trong bối cảnh địa chất vùng Đồng Văn, Hà Giang. Kết quả nghiên cứu bổ sung dữ liệu quan trọng về quá trình biến đổi thứ sinh trong việc phát triển các hệ thống carbonat nhiệt đới Cambri giữa - muộn trên khối nền Nam Trung Quốc.

Lời cảm ơn

Nghiên cứu được tài trợ bởi đề tài Khoa học và Công nghệ cấp Bộ Tài nguyên và Môi trường “Nghiên cứu điều kiện cổ khí hậu, cổ môi trường trầm tích Cambri tại một số di sản địa chất đặc trưng Bắc Việt Nam”, Mã số: TNMT.2023.562.12; và đề tài Khoa học và Công nghệ cấp Tỉnh Hà Giang “Nghiên cứu điều tra giá trị khoa học về di sản địa chất ở một số đoạn đường mở mới hoặc mở rộng phục vụ bảo tồn và phát huy giá trị Công viên Địa chất Toàn cầu Cao nguyên đá Đồng Văn”, Mã số: ĐTCN.HG-04/2023; và nhiệm vụ theo kinh phí thường xuyên giao tự chủ năm 2025 Phòng Cổ sinh và Địa tầng, Mã số: ĐCKS.2025.03.

Tài liệu tham khảo

Bathurst, R.G.C., 1959. The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. *Journal of Geology*, 67, 506-521

Bathurst, R.G.C., 1964. The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall.

In: Approaches to Paleoecology, Imbrie, J., và Newell, N.D. (Eds.), Wiley, New York, pp. 357-376.

Bathurst, R.G.C., 1982. Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups. *J. Geol. Soc. London*, 139, 165-181.

Deprat, J., 1915. Etudes géologiques sur la région septentrionale du Haut Tonkin. *C. R. Acad. Sci. France*, 161/25, Paris.

Deprat, J., 1915. Sur la découverte du Cambrien moyen et supérieur au Tonkin, au Kuangsi et dans le Yunnan méridional. *C. R. Acad. Sci. France*, T. 161, N. 25, p. 794-796. Paris.

Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J Sediment Petrol* 36:491-505.

Dovjikov, A.E., (ed) et al., 1965. The Geology of the Northern part of Vietnam. *Geological Survey of Vietnam. (in Vietnamese)*.

Dunnington, H.V., 1967. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. *Proc.- World Pet. Congr.* 7, 339-352.

Flügel, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks - analysis, interpretation and application. *Springer, Berlin Heidelberg New York*, 976 pp.

Guo, B., Sanders, J.E. và Friedman, G.M., 1996. Timing and origin of dedolomite in Upper Wappinger Group (Lower Ordovician) strata, southeastern New York. *Carbonates Evaporites*, 11, 113-133.

Halley, R.B. và Scholle, P.A., 1985. Radial fibrous calcite as early-burial, open-system cement: isotopic evidence from Permian to China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69, 261, Tulsa.

Đặng Trần Huyền, Đoàn Nhật Trường, Đỗ Bạt, Nguyễn Đình Hữu, Nguyễn Đức Chính, Nguyễn Hữu Hùng, Phạm Văn Hải, Trần Hữu Dân, Nguyễn Linh Ngọc, Phạm Đức Lương, Nguyễn Đức Phong, Nguyễn Thị Thuý, Nguyễn Thị Hồng Nhung, Nguyễn Thế Văn, Trần Minh Khang, 2007. Địa tầng các trầm tích Phanerozoic ở Đông Bắc Bộ. *Lưu trữ TT Thông tin - Lưu trữ Địa chất. Hà Nội*.

Kendall, A.C. và Tucker, M.E., 1973. Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. - *Sedimentology*, 20, 365-389, Amsterdam.

Kendall, A.C., 1985. Radial fibrous calcite: a reappraisal. *In: Schneidermann, N. và Harris, P.M.*

(eds.): Carbonate cements. - *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 36, 59-77, 14 Figs., Tulsa.

Kobayashi, T., 1944. On the Cambrian formations in Yunnan and Haut Tonkin and the Trilobites contained. *Jap. J. geol. geogr*, 19, 1-4, Tokyo.

Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64/4, 461-487, 18 Figs., Tulsa.

Machel, H.G. và Burton, E.A., 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: C. Barker và O.C. Kopp (Editors), *Luminescence Microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications. Soc. Econ. Paleont. Min.*, pp. 37-57, Tulsa.

Mansuy, H., 1915. Faunes cambriens du Haut Tonkin. *Mém. Serv. Géol. Indoch.*, vol. IV, fasc. 2, 35 p., Hanoi.

Mansuy, H., 1916. Faunes Cambriens de l'Extrême-Orient méridional. *Mém. Serv. Géol. Indoch.*, vol. V, fasc. 1, 48p. Hanoi.

Metcalf, I., 1998. Paleozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region, multidisciplinary constraints and implications for biogeography. In: R. Hall & J.D. Hollaway (Editors), *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia. Backhuys Publishers, Amsterdam*, pp. 25-41.

Metcalf, I., 2005. Asia: South-East. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, vol. 1. Elsevier, Oxford, pp. 169-198.

Meyers, W.J., 1978. Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. - *Sedimentology*, 25, 371-400, 18 Figs., Amsterdam.

Misik, M., 1966. Tentative classification of veinlets in limestones. - *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, 17, 337-344.

Misik, M., 1998. Peculiar types of thin veins in the Mesozoic carbonates and silicates of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 49, 271-279.

Nader, F.H., Swennen, R., và Ellam, R.M., 2008. Reflux dolomite cementation in the Permian of the Southern Alps: evidence from petrography and geochemistry. *Sedimentary Geology*, 211(3-4), 54-67.

Nie, S., Rowley, D.B. và Ziegler, A.A., 1990. Constraints on the locations of Asian microcontinents in Paleo-Tethys during the Late Paleozoic. In: W.S. McKerrow & C.R. Scotese (Editors), *Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Geol. Soc. Mem.*, 12: 397-409.

Nguyễn Đức Phong, Trần Nghi, Trần Tân Văn, Rudy Swennen, Toshifumi Komatsu, Trần Hữu Dân, Nguyễn Xuân Phong (2015), “Sự có mặt và ý nghĩa các hạt carbonat trong trầm tích hệ tầng Chang Pung, khu vực Lũng Cú, Đồng Văn, Hà Giang”, *Địa chất và Khoáng sản*, T.11, tr. 1-7, Hà Nội.

Nguyễn Đức Phong và nnk. (2017), Nghiên cứu ứng dụng phương pháp địa tầng phân tập cho các trầm tích Cambri trung - Ordovic hạ ở Đông Bắc Việt Nam, *Báo cáo kết quả đề tài KHCN cấp Bộ, Cục Thông tin Khoa học và Công nghệ Quốc Gia, Hà Nội.*

Nguyễn Đức Phong và nnk. (2018), Nghiên cứu địa tầng phân tập trầm tích Cambri trung - Ordovic hạ vùng Đồng Văn, Đông Bắc Việt Nam, *Lược án Tiến sỹ khoa học, Thư viện Quốc gia, Hà Nội.*

Saltzman, M.R., Runnegar, B. và Lohmann, K.C., 1998. Carbon isotope stratigraphy of the Upper Cambrian (Stoptoean Stage) sequence of the eastern Greta basin: record of a global oceanographic event. *GSA Bulletin*, 110: 285-297.

Saltzman, M.R., Ripperdan, R.L., Brasier, M.D., Lohmann, K.G., Robison, R.A., Chang, W.T., Peng, S., Ergaliev, E.K. và Runnegar, B., 2000. A global carbon isotope excursion (SPICE) during the Late Cambrian: relation to trilobite extinctions, organic-matter burial and sea level. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162: 211-223.

Saurin, E., 1956. Lexique stratigraphique international. *Asia. Indochine. Vol. III, fasc. 6a.*

Shlanger, S.O., 1964. Petrology of limestones of Guam. *Geol. Surv. Prof. Pap. (US.)* 403, D1-D52.

Sibley, D.F., Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 967-975.

Tổng Duy Thanh, Vũ Khúc (Chủ biên) 2005. Các phân vị địa tầng Việt Nam. *NXB Đại học Quốc Gia*, 504tr.. Hà Nội.

Hoàng Xuân Tình (chủ biên) và nnk., 1976. Báo cáo địa chất từ Bảo Lạc tỷ lệ 1/200.000. *Trung tâm Thông tin - Lưu trữ địa chất. Hà Nội.*

Hoàng Xuân Tình (chủ biên) và nnk., 2000. Báo cáo địa chất tờ Bảo Lạc tỷ lệ 1/200.000. Trung tâm Thông tin - Lưu trữ địa chất. Hà Nội.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2017. Earth history and paleogeography. *Cambridge University Press*, pp.317

Tucker, M.E., và Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications, London*. 310p.

Warren, J. (2000). "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations." *Earth-Science Reviews* 52(1-3): 1-81.

Wright, V.P., và Smart, P.L., 1994. Paleokarst (dissolution diagenesis): Its occurrence and hydrocarbon exploration significance. In: *K.H. Wolf & G.V. Chilingarian (Eds.): Diagenesis IV. Developments in Sedimentology, 51, Elsevier, Amsterdam, 489-502.*

Yoo, C.M., Lee, Y.I., 1998. Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow platform carbonates, Yeongheung Formation (middle Ordovician), Korea. *Sed. Geol.* 118, 141-157.

Summary

Diagenetic processes of the Middle - Upper Cambrian carbonate sediments in the Đồng Văn region, Hà Giang

Nguyễn Đức Phong, Nguyễn Thị Thủy, Đinh Công Tiến, Nguyễn Thị Hồng Nhung

Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources. 67 Chien Thang, Van Quan, Ha Dong, Ha Noi

* Corresponding author: phongcs@gmail.com

The Middle - Upper Cambrian carbonate sediments in the Đồng Văn region, Hà Giang, record a complex diagenetic history that has contributed to shaping the evolution of this carbonate succession. This study employs petrographic analysis using optical microscopy and cathodoluminescence (CL) to identify diagenetic processes, including micritization, cementation, dissolution, dolomitization, dedolomitization, and compaction. The results indicate that micritization formed thin micrite coatings around bioclastic fragments and ooids in a very shallow marine environment, while cementation produced four types of early calcite cements: (1) radial fibrous (30-900 µm, syndepositional marine or shallow burial), (2) granular (80-300 µm, meteoric-phreatic or burial), (3) blocky (100-400 µm, meteoric and burial), and (4) syntaxial calcite overgrowth (near-surface marine or meteoric-phreatic).

Dissolution is evidenced by fissure filled with micrite and lithoclast, formed due to subaerial exposure during sea-level fall. Dolomitization occurred in two stages: Type 1 (10-30 µm) within fissures, representing early, low-temperature dolomitization (<50-60°C), and Type 2 (50-150 µm) within ooids and microfractures, indicating late-stage, high-temperature dolomitization (>50-60°C), followed by near-surface dedolomitization. Compaction involved two stages, with small stylolites forming in Stage 1 and larger stylolites in Stage 2, following Type 2 dolomitization.

The proposed diagenetic sequence highlights a transition from syndepositional marine to meteoric exposure and deep burial, influenced by sea-level fluctuations and tectonic activity on the South China Block. These findings provide a deeper understanding of the controlling factors of early diagenesis in the development of the Middle to Upper Cambrian carbonate system in the Đồng Văn region, Hà Giang.

Keyword: Diagenesis, Cambrian, Chang Pung Formation, Dong Van, Ha Giang