TUYỂN TẬP BÁO CÁO HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC

KHOA HỌC TRÁI ĐẤT VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG

Hà Nội, 12 - 11 - 2020

ERSD 2020

NHÀ XUẤT BẢN GIAO THÔNG VẬN TẢI

EARTH SCIENCES AND
NATURAL RESOURCES FOR
SUSTAINABLE DEVELOPMENT

TUYỂN TẬP BÁO CÁO HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC
KHOA HỌC TRÁI ĐẤT VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG

TIỂU BAN
ĐỊA CHẤT KHU VỰC

ĐƠN VỊ TỔ CHỨC

Trường Đại học Mỏ - Địa chất (HUMG)

CÁC ĐƠN VỊ PHỐI HỢP TỔ CHỨC

Tập đoàn Công nghiệp Than - Khoáng sản Việt Nam
Tập đoàn Dầu khí Việt Nam
Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam
Tổng hội Địa chất Việt Nam
Cục Đo đạc, Bản đồ và Thông tin địa lý Việt Nam
Hội Khoa học Công nghệ Mỏ Việt Nam
Hội Công trình ngầm Việt Nam
Hội Địa chất Thủy văn Việt Nam
Hội Địa chất Công trình và Môi trường Việt Nam
Hội Kỹ thuật Nổ mìn Việt Nam
Hội Khoa học Kỹ thuật Địa vật lý Việt Nam
Hội Trắc địa - Bản đồ - Viễn thám Việt Nam
Viện Địa chất và Địa vật lý biển
Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản
Trường Đại học Công nghệ Đồng Nai
Trường Đại học Đông Á
Trường Đại học Thủ Dầu Một

BAN TỔ CHỨC

Trưởng ban
GS.TS Trần Thanh Hải, *Trường Đại học Mỏ Địa - chất*

Phó Trưởng ban
GS.TS Bùi Xuân Nam, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Triệu Hùng Trường, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Ủy viên
GS.TS Võ Chí Mỹ, *Hội Trắc địa - Bản đồ - Viễn thám Việt Nam*
GS.TS Nguyễn Quang Phích, *Hội Công trình ngầm Việt Nam*
PGS.TS Trần Tuấn Anh, *Viện Địa chất, Viện HLKH&CN Việt Nam*
PGS.TS Đoàn Văn Cánh, *Hội Địa chất Thủy văn Việt Nam*
PGS.TS Tạ Đức Thịnh, *Hội Địa chất Công trình và Môi trường Việt Nam*
PGS.TS Nguyễn Như Trung, *Viện Địa chất và Địa vật lý biển, Hội Khoa học kỹ thuật Địa vật lý Việt Nam*
TS Nguyễn Đại Đồng, *Cục Đo đạc, Bản đồ và Thông tin địa lý Việt Nam*
TS Trần Xuân Hòa, *Hội Khoa học và Công nghệ Mỏ Việt Nam*
TS Hoàng Văn Khoa, *Tổng hội Địa chất Việt Nam*
TS Đỗ Hồng Nguyên, *Tập đoàn Công nghiệp Than - Khoáng sản Việt Nam*
TS Nguyễn Văn Nguyên, *Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam*
TS Lê Văn Quyền, *Hội Kỹ thuật Nổ mìn Việt Nam*
TS Trịnh Hải Sơn, *Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản, Bộ Tài nguyên và Môi trường*
TS Nguyễn Quốc Thập, *Tập đoàn Dầu khí quốc gia Việt Nam*
TS Đặng Kim Triết, *Trường Đại học Công nghệ Đồng Nai*
TS Trần Văn Trung, *Trường Đại học Thủ Dầu Một*
TS Đỗ Trọng Tuấn, *Trường Đại học Đông Á*
TS Nguyễn Thanh Tùng, *Viện Dầu khí Việt Nam*

BAN KHOA HỌC

Trưởng ban

GS.TS Bùi Xuân Nam, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Phó trưởng ban

PGS.TS. Đỗ Ngọc Anh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Ủy viên

GS.TSKH Hoàng Ngọc Hà, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
GS.TS Võ Trọng Hùng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
GS.TS Trương Xuân Luận, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
GS.TS Đỗ Như Tráng, *Trường Đại học Công nghệ GTVT*
PGS.TS Bùi Hoàng Bắc, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Đỗ Văn Bình, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Phùng Mạnh Đắc, *Hội KHCN Mỏ Việt Nam*
PGS.TSKH Hà Minh Hòa, *Viện Khoa học Đo đạc và Bản đồ*
PGS.TS Phạm Văn Hòa, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Lê Văn Hưng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Hoàng Văn Long, *Viện Dầu khí Việt Nam*
PGS.TS Phạm Văn Luận, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Nguyễn Quang Minh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Phạm Xuân Núi, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Khổng Cao Phong, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Nguyễn Văn Sáng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Ngô Xuân Thành, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Đặng Trung Thành, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Tạ Đức Thịnh, *Hội Địa chất Công trình và Môi trường Việt Nam*
PGS.TS Nguyễn Thế Vinh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Lê Hồng Anh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Trần Quốc Cường, *Viện Địa chất, Viện HLKH&CN Việt Nam*
TS Công Tiến Dũng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Trần Tuấn Dũng, *Viện Địa chất và Địa vật lý biển, Viện HL KH&CN Việt Nam*
TS Nguyễn Đại Đồng, *Cục Đo đạc, Bản đồ và Thông tin địa lý Việt Nam*
TS Nguyễn Mạnh Hùng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Quốc Phi, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Bùi Thị Thu Thủy, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Thế Truyện, *Viện NC Điện tử, Tin học, Tự động hóa*
TS Nguyễn Văn Xô, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

BAN BIÊN TẬP

Trưởng ban

TS Nguyễn Viết Nghĩa, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Phó Trưởng ban

TS Nguyễn Thạc Khánh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Ủy viên

PGS.TS Bùi Hoàng Bắc, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Phạm Văn Luận, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Trần Tuấn Minh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Bùi Ngọc Quý, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Đỗ Như Ý, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Thị Mai Dung, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Mạnh Hùng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Phạm Trung Kiên, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Quốc Phi, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

BAN THƯ KÝ

Trưởng ban

PGS.TS Đỗ Ngọc Anh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Phó Trưởng ban

TS Nguyễn Thạc Khánh, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

Ủy viên

PGS.TS Phạm Văn Luận, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
PGS.TS Nguyễn Văn Sáng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Tô Xuân Bản, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Trọng Dũng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Lê Quang Duyến, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Duy Huy, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Quốc Phi, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Ngô Thanh Tuấn, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
TS Nguyễn Mạnh Hùng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
ThS Nguyễn Ngọc Dung, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
ThS Hoàng Thu Hằng, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
ThS Nguyễn Thanh Hải, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
ThS Phạm Đức Nghiệp, *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

LỜI NÓI ĐẦU

Hội nghị Toàn quốc Khoa học Trái đất và Tài nguyên với Phát triển bền vững - ERSD được Trường Đại học Mỏ - Địa chất (HUMG) và các đối tác tổ chức 2 năm một lần để các nhà chuyên môn trong và ngoài nước tụ hội, giới thiệu những kết quả và hướng nghiên cứu khoa học mới, thảo luận về các xu thế phát triển, thách thức và cơ hội mới đối với nhiều lĩnh khác nhau của Khoa học Trái đất, Tài nguyên và các ngành khác có liên quan.

Tiếp nối thành công của Hội nghị lần thứ nhất năm 2018 (ERSD 2018) và được sự cho phép của Bộ Giáo dục và Đào tạo, Hội nghị Toàn quốc Khoa học Trái đất và Tài nguyên với Phát triển bền vững lần thứ hai (ERSD 2020) được Trường Đại học Mỏ - Địa chất (HUMG) đăng cai tổ chức với sự phối hợp đồng tổ chức của nhiều đơn vị quản lý, nghiên cứu khoa học, đào tạo và sản xuất có uy tín trong nước gồm Tập đoàn Công nghiệp Than - Khoáng sản Việt Nam, Tập đoàn Dầu khí Quốc gia Việt Nam, Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam, Cục Đo đạc, Bản đồ và Thông tin địa lý Việt Nam, Viện Địa chất và Địa vật lý biển, Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản, Trường Đại học Công nghệ Đồng Nai, Trường Đại học Đông Á, Trường Đại học Thủ Dầu Một, Tổng hội Địa chất Việt Nam, Hội Khoa học Công nghệ Mỏ Việt Nam, Hội Công trình ngầm Việt Nam, Hội Địa chất Thủy văn Việt Nam, Hội Địa chất Công trình và Môi trường Việt Nam, Hội Kỹ thuật Nổ mìn Việt Nam, Hội Khoa học Kỹ thuật Địa vật lý Việt Nam, Hội Trắc địa - Bản đồ - Viễn thám Việt Nam, và với sự tham gia của nhiều tổ chức và cá nhân khác.

Các chủ đề chính của Hội nghị lần này tập trung vào thảo luận các kết quả khoa học công nghệ và hướng nghiên cứu mới của Khoa học Trái đất và Tài nguyên thiên nhiên, Khai thác và sử dụng tài nguyên địa chất, Môi trường và các lĩnh vực khoa học khác có liên quan như Cơ - Điện, Công nghệ Thông tin, Xây dựng, … cũng như việc ứng dụng chúng vào phát triển bền vững đối với nhiều lĩnh vực khác nhau của khoa học công nghệ, kinh tế và xã hội.

Trong quá trình tổ chức Hội nghị, Ban Tổ chức đã nhận được sự quan tâm của đông đảo các nhà khoa học, chuyên môn và quản lý trong và ngoài nước, trong đó có hơn 300 báo cáo khoa học liên quan tới các chủ đề của Hội nghị đã được gửi tới Ban biên tập. Trên cơ sở đó, 255 báo cáo có chất lượng đã được lựa chọn và xuất bản trong Tuyển tập tóm tắt các báo cáo và Tuyển tập các báo cáo toàn văn của Hội nghị. Báo cáo toàn văn được tập hợp thành 16 tập, mỗi tập ứng với một chủ đề khoa học sau:

1. Địa chất khu vực
2. Địa chất công trình - Địa chất thủy văn
3. Tài nguyên địa chất và phát triển bền vững
4. Môi trường trong khai thác tài nguyên và phát triển bền vững
5. An toàn mỏ
6. Công nghệ và thiết bị khai thác
7. Thu hồi và chế biến khoáng sản
8. Công trình ngầm và Địa kỹ thuật
9. Vật liệu và kết cấu
10. Kỹ thuật dầu khí tích hợp
11. Trắc địa
12. Bản đồ, Viễn thám và Hệ thống thông tin địa lý
13. Khoa học Cơ bản trong lĩnh vực Khoa học Trái đất và Môi trường
14. Cơ khí, điện và Tự động hóa
15. Công nghệ thông tin
16. Phân tích dữ liệu và học máy

Toàn bộ thông tin khoa học về hội nghị, trong đó có Tuyển tập các báo cáo toàn văn, được đưa lên trang Website chính thức của Hội nghị tại địa chỉ: http://ersd2020.humg.edu.vn/.

Ban tổ chức xin trân trọng cảm ơn Trường Đại học Mỏ - Địa chất, với tư cách là đơn vị đăng cai tổ chức Hội nghị, cùng các đơn vị đồng tổ chức đã hợp tác và góp phần quan trọng vào sự thành công của Hội nghị này. Cảm ơn các nhà khoa học đã đóng góp các công bố khoa học có giá trị cho Hội nghị. Ban tổ chức cũng đánh giá cao sự nỗ lực của Ban biên tập và các chuyên gia biên tập để nâng cao chất lượng của các báo cáo khoa học cũng như sự cố gắng lớn của Ban thư ký trong việc chuẩn bị và tổ chức hội nghị này.

Ban tổ chức mong muốn tiếp tục nhận được sự hợp tác chặt chẽ và góp ý chân thành của các đơn vị và cá nhân đối với việc chuẩn bị, tổ chức, biên tập, và xuất bản các báo cáo khoa học, nhằm nâng cao chất lượng của các hội nghị tiếp theo, góp phần thúc đẩy sự phát triển bền vững của các hoạt động nghiên cứu khoa học, chuyển giao công nghệ thuộc các lĩnh vực Khoa học Trái đất và Tài nguyên và các lĩnh vực khoa học khác có liên quan.

TRƯỞNG BAN TỔ CHỨC

GS.TS Trần Thanh Hải

MỤC LỤC

TIỂU BAN
ĐỊA CHẤT KHU VỰC

Đặc điểm địa chất và thạch học các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An
Phạm Thị Vân Anh, Lê Tiến Dũng, Nguyễn Khắc Giảng, Trần Văn Đức, Nguyễn Thị Ly Ly 1

Tai biến thiên nhiên ảnh hưởng đến phát triển đất nông nghiệp tại khu vực trung du và miền núi phía Bắc
Tô Xuân Bản, Lê Tiến Dũng, Phạm Thị Vân Anh, Lê Thị Ngọc Tú, Nguyễn Trung Thành, Hà Thành Như, Nguyễn Thị Ly Ly, Nguyễn Khắc Giảng, Trần Văn Đức 8

Đặc điểm trầm tích tầng mặt vùng biển đảo Lý Sơn
Phan Văn Bình, Hoàng Văn Long, Trịnh Nguyên Tính, Đỗ Tử Chung, Ngô Thị Kim Chi, Bùi Vinh Hậu, Nguyễn Hữu Hiệp 14

Các đơn vị kiến trúc-hình thái khu vực Tây Nam trũng sâu Biển Đông
Ngô Thị Kim Chi, Đặng Văn Bát, Phan Văn Bình, Nguyễn Hữu Hiệp, Bùi Vinh Hậu, Bùi Thị Thu Hiền . 21

Hóa thạch Trùng lỗ trong trầm tích Holocen vùng biển nông từ Phú Lộc (Thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam) (0-60 mét)
Ngô Thị Kim Chi, Hoàng Văn Long, Nguyễn Minh Quyền, Nguyễn Hữu Hiệp, Bùi Vinh Hậu, Phan Văn Bình, Bùi Thị Thu Hiền , Phạm Thị Thanh Hiền, Hoàng Thị Thoa 27

Mô hình hóa dịch chuyển ô nhiễm nước tại các khu công nghiệp tỉnh Ninh Bình
Trần Văn Đức, Lê Tiến Dũng, Trần Vũ Long, Nguyễn Hữu Trọng, Nguyễn Mạnh Hùng, Phạm Thị Kim Giang 33

Phân tích và dự đoán về sự có mặt các ống nổ kimberlit chứa kim cương ở khu vực Tây Nguyên
Lê Tiến Dũng, Tô Xuân Bản, Phạm Trung Hiếu, Nguyễn Hữu Trọng, Trần Văn Đức 40

Đặc điểm phân bố và tiềm năng của Cobalt và Niken tại khu vực Núi Nưa - Thanh Hóa
Nguyễn Khắc Giảng, Lê Tiến Dũng, Tô Xuân Bản, Trần Văn Đức, Phạm Thanh Đăng , Đinh Đức Anh . 47

Đặc điểm cấu trúc các đá phiến chứa granat của hệ tầng Nậm Cô, khu vực Sơn La, đới khâu Sông Mã, Tây Bắc Việt Nam
Bùi Vinh Hậu, Trần Thanh Hải, Ngô Xuân Thành, Ngô Thị Kim Chi 53

Tuổi đồng vị U-Pb của zircon trong đá plagiogranit phức hệ Điệng Bông và ý nghĩa địa chất của chúng
Bùi Vinh Hậu, Trần Thanh Hải, Ngô Xuân Thành 59

Đặc điểm kiến tạo của granitoid phức hệ Trà Bồng trên cơ sở tuổi U-Pb và thành phần địa hóa của zircon
Bùi Vinh Hậu, Ngô Xuân Thành, Trần Mỹ Dũng 63

Tuổi đồng vị U-Pb zircon trong cung magma rìa lục địa tích cực thuộc đới Đà Lạt và ý nghĩa địa chất
Nguyễn Hữu Hiệp, Andrew Cater, Hoàng Văn Long, Trịnh Thế Lực, Phạm Như Sang, Ngô Thị Kim Chi, Phan Văn Bình 69

Đặc điểm manti thạch quyển á-lục địa bên dưới Việt Nam: Bằng chứng từ bao thể Sp-lherzolite trong basalt kiềm Pliocene-Pleistocene
Nguyễn Hoàng, Trần Thị Hường 75

Tuổi U-Pb và thành phần địa hóa zircon của đá granitoid khu vực Phước Thành, Quảng Nam: Ý nghĩa kiến tạo và sinh khoáng Cu-Au
Nguyễn Quốc Hưng, Ngô Xuân Thành, Ngô Thị Kim Chi, Khương Thế Hùng 82

Nghiên cứu hệ thống hóa bộ chỉ số và phương pháp xác định tính dễ bị tổn thương môi trường biển ở Việt Nam
Nguyễn Văn Niệm, Nguyễn Thạch Đăng, Nguyễn Minh Trung, Trịnh Thanh Trung, Nguyễn Hữu Tới, Phạm Nguyễn Hà Vũ, Nguyễn Thanh Thảo 88

Phương pháp địa chất trong địa nghiên cứu địa nhiệt
Hoàng Đình Quế, Bùi Vinh Hậu 94

Ứng dụng các phương pháp địa hóa trong thăm dò địa nhiệt
Hoàng Đình Quế, Bùi Vinh Hậu, Trần Thanh Hải 100

Bản chất kiến tạo và tuổi các thành tạo amphibolit phía nam tổ hợp ophiolite Tam Kỳ-Phước Sơn
Ngô Xuân Thành, Bùi Vinh Hậu, Nguyễn Minh Quyền, Trần Thanh Hải, Khương Thế Hùng, Vũ Anh Đạo, Nguyễn Quốc Hưng 107

Thạch luận và sinh khoáng Cu-Ni của đá siêu mafic khu vực Phan Thanh, Cao Bằng
Ngô Xuân Thành, Vũ Mạnh Hào, Trần Văn Miến 111

Đặc điểm các đá phun trào felsic Mesozoi khu vực Tây Bắc Việt Nam
Lê Thị Ngọc Tú, Lê Tiến Dũng, Nguyễn Khắc Giảng, Phạm Thị Vân Anh, Tô Xuân Bản 118

Đặc điểm thành phần vật chất của đất trồng khu vực Đại Thịnh - Mê Linh - Hà Nội
Đặng Thị Vinh, Nguyễn Trung Thành, Nguyễn Khắc Giảng, Trần Thị Hồng Minh, Phạm Xuân Quyền . 124

HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC KHOA HỌC TRÁI ĐẤT
VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG (ERSD 2020)

Đặc điểm địa chất và thạch học các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An

Phạm Thị Vân Anh[1,*], Lê Tiến Dũng[1], Nguyễn Khắc Giảng[1], Trần Văn Đức[2], Nguyễn Thị Ly Ly[3]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2] *Trung tâm Triển khai công nghệ khoáng chất*
[3] *Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản*

TÓM TẮT

Các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có không gian phân bố gắn liền với các trầm tích carbonat hệ tầng Bắc Sơn mức tuổi Carbon-Permi. Tại đây, các đá carbonat bị biến chất và có màu trắng, khác biệt so với các đá vôi hệ tầng Bắc Sơn ở những khu vực khác. Thành phần thạch học chủ yếu là đá hoa sạch, ít đá silicat calci. Chúng là sản phẩm của quá trình biến chất sớm với đại diện là các đá hoa hạt nhỏ, sau đó giai đoạn biến chất tiếp xúc nhiệt phân đới dạng vòm đồng tâm do các thể xâm nhập granitoid Phu Loi cho sản phẩm là các đá hoa hạt thô, đá hoa phlogopit và đá sừng silicat calci. Đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An được sử dụng để làm đá ốp lát, sản xuất bột carbonat calci, đảm bảo độ an toàn khi chế biến và sử dụng.

Từ khóa: Metacarbonat; Tây Nghệ An; hệ tầng Bắc Sơn.

1. Đặt vấn đề

Đá metacarbonat là một trong các nhóm đá biến chất có ý nghĩa quan trọng trong quá trình nghiên cứu địa chất. Nghiên cứu các đá metacarbonat góp phần làm sáng tỏ cấu trúc địa chất khu vực, lịch sử phát triển và tiến hoá địa chất, liên quan với các đá metacarbonat có nhiều loại khoáng sản có giá trị sử dụng và giá trị kinh tế. Trên lãnh thổ Việt Nam, các đá metacarbonat có sự phân bố rất rộng rãi, liên quan với nhiều giai đoạn hoạt động địa chất, có nhiều khoáng sản liên quan, trong đó quan trọng nhất là đá quý, đá ốp lát, đá mỹ nghệ, nguyên liệu làm bột carbonat calci. Nhiều đối tượng khoáng sản như đá hoa trắng, đá quý (ruby) đã trở thành thế mạnh về tài nguyên của các tỉnh Yên Bái, Nghệ An.

Các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có không gian phân bố gắn liền với các trầm tích carbonat hệ tầng Bắc Sơn mức tuổi Carbon-Permi. Tại đây, các đá carbonat bị biến chất và có màu trắng, khác biệt so với các đá vôi hệ tầng Bắc Sơn ở những khu vực khác. Nghiên cứu làm sáng tỏ thành phần khoáng vật, thành phần hoá học, đặc điểm địa hoá, xác lập các cân bằng khoáng vật biến chất; đánh giá điều kiện hoá lý thành tạo, trình độ biến chất của các đá metacacbonat trong khu vực Tây Nghệ An giúp khôi phục thành phần hoá học nguyên thuỷ, bối cảnh thành tạo của chúng, từ đó cho thấy được quy luật phân bố của các loại đá metacarbonat trong khu vực nghiên cứu, mối liên quan của chúng với các loại khoáng sản.

2. Phương pháp nghiên cứu

Để hoàn thành công trình này, nhóm tác giả dựa trên những phương pháp nghiên cứu địa chất truyền thống bao gồm thu thập các tài liệu có trước, tham khảo tài liệu các công trình khoan, khảo sát, đo vẽ các mặt cắt địa chất, lập các sơ đồ khối; xác định thành phần thạch học, phân tích các tổ hợp đá, phân tích mối quan hệ không gian, thời gian, nguồn gốc các nhóm đá; phân tích lát mỏng thạch học, phân tích thành phần hoá học các loại đá, phân loại gọi tên các đá metacarbonat theo các tiêu chuẩn của IUGS (Oleg Rosen và nnk, 2007).

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Đặc điểm địa chất

Các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có không gian phân bố gắn liền với trầm tích carbonat hệ tầng Bắc Sơn (C-P*bs*). Các khối đá carbonat hệ tầng Bắc Sơn (C-P*bs*) gắn liền với các nhân nếp lõm, tạo nên các khối núi đá địa hình phân cắt. Giữa các khối đá hoa ngăn cách bởi các dải đá trầm tích lục nguyên và phiến sét cấu tạo phân lớp. Tại đây ghi nhận sự có mặt của các đá metacarbonat ở ba khu vực: Tân Kỳ, Quỳ Hợp và Bản Ngọc.

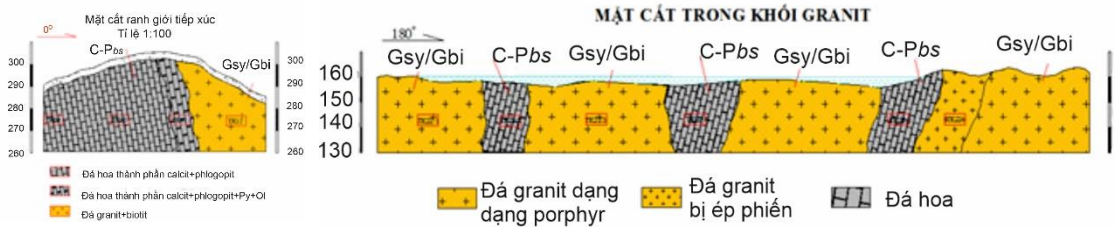
[*] *Tác giả liên hệ*
Email: phamthivananh@humg.edu.vn

3.1.1. Khối metacarbonat khu vực Tân Kỳ

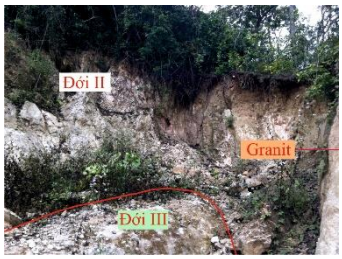
Đây là khối đá có quy mô lớn nhất trong toàn vùng với tổng diện tích 300 km^2, có địa hình phân cắt, đỉnh cao nhất có độ cao 420 m và có xu hướng thấp dần về phía đông nam. Thành phần thạch học của khối gồm đá hoa màu trắng phân lớp mỏng ở dưới, đá hoa màu trắng phân lớp dày ở trên. Các đá phiến sét và sét vôi màu xám xanh, xám đen hệ tầng La Khê nằm lót đáy tầng đá hoa màu trắng. Quan hệ chuyển tiếp giữa đá hoa màu trắng hệ tầng Bắc Sơn và đá phiến sét vôi hệ tầng La Khê được quan sát tại nhiều vết lộ địa chất. Xuyên cắt và gây biến chất tiếp xúc nhiệt các đá hoa hệ tầng Bắc Sơn là khối granitoid Phu Loi thuộc phức hệ Bản Chiềng. Đặc điểm của khối được thể hiện qua một số mặt cắt tiêu biểu dưới đây:

Mặt cắt địa chất chi tiết Lèn Rỏi-Xuân Tiến theo đường tỉnh lộ Xuân Tiến-Yên Hòa phương tây bắc-đông nam, dài 30 km, đi qua khối granitoid Phu Loi và tầng đá vôi bị biến chất không đều tại khu vực Lèn Rỏi- Xuân Tiến. Mặt cắt chi tiết gồm đầy đủ 03 đới biến chất và đới skarn (Hình 1):

Đới đá vôi màu xám xanh, tái kết tinh yếu (đới I): khối đá vôi Lèn Rỏi nằm ở phần rìa phía đông nam khối đá metacarbonat Tân Kỳ. Thành phần thạch học của khối bao gồm các đá vôi màu xám xanh, xám trắng hoặc loang lổ, đá hoa hạt nhỏ màu xám trắng hoặc loang lổ, thành phần khoáng vật gồm calcit, dolomit, vi hạt thạch anh. Đá có kiến trúc hạt vừa đến hạt trung, cấu tạo phân lớp.



Hình 1. Mặt cắt địa chất phân đới biến chất Lèn Rỏi- Xuân Tiến



Hình 2. Ranh giới tiếp xúc khối xâm nhập với các đới biến chất

Hình 3. Các thấu kính đá hoa màu trắng, xám trắng bị bao dưới dạng xenolit trong đá granitoid

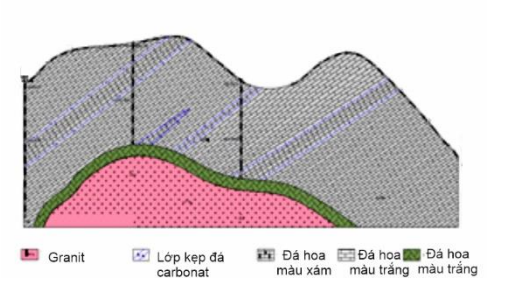
Đới đá hoa màu trắng có phlogophit, tremolit (đới II): nằm sát khối granitoid Phu Loi, gặp các lớp đá hoa màu trắng, đá hoa màu xám loang lổ, cấu tạo khối, phân lớp trung bình đến dày, kiến trúc hạt trung bình đến thô. Thành phần khoáng vật gồm calcit (90-95%), dolomit, phlogopit, tremolit (1-5%) (Hình 2).

Đới đá calci silicat có olivin và pyroxen (đới III): Thành phần thạch học bao gồm các đá sừng calcit có chứa olivin và pyroxen màu trắng, cấu tạo khối phân lớp trung bình đến dày, kiến trúc hạt trung bình đến lớn. Thành phần khoáng vật chủ yếu, ngoài calcit và dolomit, có mặt các khoáng vật pyroxen và olivin (10-20%). Chiều dày đới III trên mặt cắt đang mô tả khoảng 1m đến dưới 10m, mỏng hơn nhiều so với đới II (Hình 2).

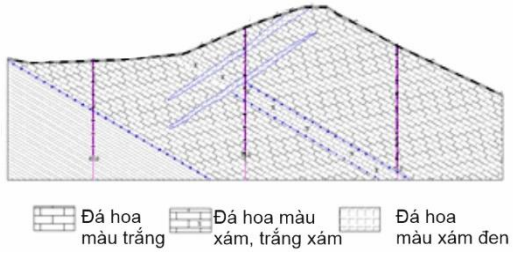
Các đá biến chất trao đổi skarnơ hóa: Theo mặt cắt, đoạn cắt qua khối Phu Loi, khu vực Tân Lập, xuất hiện nhiều thấu kính đá hoa màu trắng, xám trắng bị bao dưới dạng xenolit trong đá granitoid (Hình 3). Một số thể đá hoa bị biến chất trao đổi mạnh, tạo nên các đá skarnơ màu xám xanh, xám trắng loang lổ. Kích thước các thể đá skarnơ không lớn, dao động từ 0,5 m đến 1-2 m. Thành phần khoáng vật chủ yếu gồm calcit đi cùng diopxit, olivin. Đá cấu tạo khối, loang lổ dạng da báo, kiến trúc hạt biến tinh.

Khối metacarbonat Lèn Kẻ Bút nằm ở rìa phía đông nam khối Tân Kỳ, thuộc xã Tân Xuân, đá hoa có cấu tạo phân lớp mỏng đến dạng khối, đường phương cấu tạo lớp theo hướng tây bắc-đông nam, thế nằm chung 170-190∠20-30^0 (Hình 4) (Lê Tiến Dũng và nnk., 2009a; Vũ Xuân Lực và nnk., 2009; Lương Quang Khang, và nnk., 2007). Tại đây chỉ có mặt hai đới: *Đới đá hoa màu trắng tinh khiết và đá hoa màu xám chứa phlogopit (đới II)*: thành phần thạch học gồm các hệ lớp đá hoa màu trắng (85%) có xen các lớp, thấu kính đá hoa màu xám, sọc dải (15%), kích thước hạt rất không đồng đều, thành phần khoáng vật của đá hoa màu trắng gồm calcit (99,9-100%), ít vảy graphit; đá hoa màu xám trắng gồm calcit (98-99%), phlogopit (1-2%), graphit (0-0,5%). *Đới đá sừng calci silicat có olivin và pyroxen (đới III)*: có chiều dày không lớn,

dao động từ 2-3 m đến 4-5 m, tạo nên một vành khăn bám quanh khối granitoid. Đá sừng màu xám trắng, hạt mịn, cấu tạo khối cứng chắc, thành phần khoáng vật gồm calcit đi cùng diopxit, olivin, đôi khi có thêm tremolit, wolastonit (Hình 4).



Hình 4. Mặt cắt khối đá hoa Lèn Kẻ Bút



Hình 5. Mặt cắt khối Con Trâu

Khối metacarbonat Lèn Bác thuộc xã Trung Độ, nằm ở phía tây bắc khối Tân Kỳ trên diện tích khoảng 0,5 km^2. Tại đây không có xâm nhập granitoid. Các lớp đá hoa có chiều dày từ 15-20 cm đến 1-2 m, thành phần gồm đá hoa màu trắng cấu tạo khối hoặc dạng sọc dải, một số thấu kính hoặc ổ đá hoa màu xám xanh. Thành phần khoáng vật của đá hoa màu trắng: calcit 100%, ít graphit; đá hoa màu xám xanh cấu tạo sọc dải: calcit 98-99 %, graphit 0-1 %, phlogopit 1-2 %, tương đương với đới II đã mô tả ở khối Lèn Kẻ Bút.

Khối Con Trâu thuộc địa bàn huyện Tân Kỳ, có thành phần thạch học gồm đá hoa tinh khiết và đá hoa có chứa tremolit hoặc phlogopit (Hình 5). Đặc biệt, trong phạm vi khối Con Trâu, gặp một số ổ và mạch đá tương tự skarnơ có chứa humit và corindon đi cùng olivin, pyroxen và calcit. Đây là một trong một số điểm có biểu hiện skarnơ hóa trong khối metacarbonat Tân Kỳ (Hình 5).

Từ các đặc điểm trên có thể thấy, khối đá metacarbonat Tân Kỳ có quy mô không gian rộng lớn, gắn liền với không gian phân bố của hệ tầng Bắc Sơn, bị khối granitoid Phu Loi xuyên cắt làm tái kết tinh và gây biến chất đá vôi. Các đá metacarbonat khu vực Tân Kỳ bị biến chất không đồng đều và mang tính phân đới. Các khối đá vôi nằm xa thể granitoid có mức độ tái kết tinh thấp. Càng vào gần khối xâm nhập, mức độ tái kết tinh càng mạnh mẽ, tạo nên các đá hoa màu trắng và đá hoa màu xám có chứa phlogophit và tremolit, thuộc đới II. Nằm sát khối xâm nhập, xuất hiện các đá sừng calci silicat có olivin, pyroxen, wolastonit đi cùng calcit, thuộc đới III. Các đá skarnơ có khối lượng không lớn, tạo nên các ổ và thấu kính nằm trong đới II và đới III, hoặc nằm ngay trong khối granitoid dưới dạng ổ, mạch hoặc thấu kính. Các hoạt động biến chất nhiệt dịch nhiệt độ thấp mang tính cục bộ, tạo nên các đới và ổ giầu graphit, các ổ và mạch có chứa sulphur.

3.1.2. Khối metacarbonat Quỳ Hợp

Khối metacarbonat Quỳ Hợp có diện tích khoảng 100km^2, phân bố ở khu vực thị trấn Quỳ Hợp và các xã Châu Cường, Thọ Hợp, độ cao thấp dần theo hướng từ tây bắc xuống đông nam, vắng mặt các đá xâm nhập granitoid. Các khối đá hoa nằm trong dải đá vôi hệ tầng Bắc Sơn (C-P*bs*), lộ ra trong các khu mỏ với các đặc điểm chính sau:

Các mỏ ở xã Châu Cường gồm: ***mỏ Châu Cường*** có hai hệ lớp: *Hệ lớp dưới:* đá hoa màu xám xanh, xám đen, một số lớp mỏng (5-20 cm) có màu xám trắng hoặc loang lổ, tổng chiều dày khoảng 200m; thành phần khoáng vật: calcit, ít phlogopit (1-2%); *Hệ lớp trên*: đá hoa mầu trắng, trắng hồng, cấu tạo phân lớp dày, khối, độ hạt từ trung bình đến lớn, chiều dày 120-150 m; thành phần khoáng vật chủ yếu là calcit. Các ***mỏ Thung Nậm, Thung Hẹo*** gặp chủ yếu các tập đá hoa trắng cấu tạo khối hoặc phân lớp dày với thành phần khoáng vật calcit (99-100%). **Mỏ Thung Thom** gồm hai phần: *Phần dưới*- Đá hoa hạt nhỏ đến lớn màu trắng, xám đen, phân lớp dày xen ít lớp mỏng đá phiến argilit và philit màu đen; *Phần trên*- Đá hoa màu trắng, đôi chỗ phớt hồng, xám trắng hạt trung đến lớn xen ít lớp hạt nhỏ, đá phân lớp dày đến dạng khối, thành phần khoáng vật gồm calcit, ít phlogopit (Nguyễn Phương và nnk., 2009). ***Khu mỏ Thung Dên*** có các lớp đá hoa màu trắng, cấu tạo phân lớp vừa đến dày, thành phần gồm: đá hoa hạt thô, màu trắng, trắng phớt xanh, phớt hồng, kích thước hạt 2-4mm, thành phần calcit 100%, rất tinh khiết; đá hoa hạt nhỏ đến vừa màu xám loang lổ có thành phần calcit (98-99%), ít phlogopit và tremolit (1-2%). ***Mỏ Thùng Xèn Xén*** (trung tâm khối Quỳ Hợp): đá hoa cấu tạo phân lớp, gồm hai phần: *Phần dưới*- đá hoa trắng, kiến trúc hạt nhỏ đến lớn, màu trắng, trắng xám, thành phần khoáng vật chủ yếu là calcit; *Phần trên*- đá hoa trắng, hạt vừa đến lớn, phân lớp dày, thành phần khoáng vật calcit (98-99%), ít phlogopit (1-2%) (Nguyễn Phương và nnk., 2008). ***Mỏ Thùng Xán*** (xã Liên Hợp và Châu Lộc): đá hoa cấu tạo dạng khối hoặc phân lớp dày, thành phần thạch học gồm đá hoa hạt vừa đến lớn màu trắng, trắng xám, thành phần khoáng vật: calcit (99-100%), ít graphit, dolomit (Nguyễn Phương và nnk., 2007). ***Mỏ đá hoa dolomit Lèn Chu*** (xã Thọ Hợp và

Minh Hợp): đá hoa dolomit tạo thành dải kéo dài theo phương đông bắc-tây nam, đá có màu trắng sữa, trắng phớt hồng, phớt vàng, xám trắng, thành phần khoáng vật gồm: dolomit (80-99%), calcit (1-17%), phlogopit (1-2%), cấu tạo phân lớp dày đến dạng khối.

Từ các mô tả trên, có thể thấy các đá metacarbonat khối Quỳ Hợp gồm các loại đá hoa màu trắng, đá hoa màu xám tái kết tinh mạnh đi cùng các thấu kính đá hoa dolomit. Thành phần khoáng vật gồm calcit ít phlogophit, đôi khi có chứa graphit. THCSKV tiêu biểu tương đương với đới II như đã mô tả ở khối Tân Kỳ gồm Cal ± Tr ± Phl và Cal + Dol + Phl.

3.1.3. Khối đá metacarbonat Bản Ngọc

Khối Bản Ngọc có diện tích nhỏ nhất (30 km^2), tiếp xúc với khối biến chất Bù Khạng ở phía bắc qua đới đứt gãy tây bắc-đông nam và đông bắc-tây nam. Thành phần thạch học bao gồm các đá hoa màu trắng xen với các đá hoa màu xám xanh, đá hoa màu loang lổ. Đặc điểm khối đá thể hiện rõ qua các mỏ đang thăm dò và khai thác ở xã Châu Hồng, Châu Tiến.

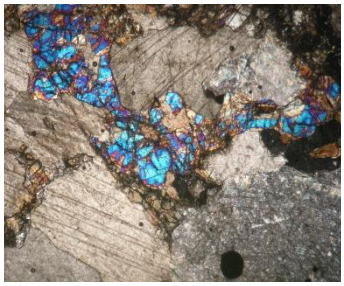
Mỏ Bản Ngọc*:** thân quặng đá hoa kéo dài phương á đông tây, chiều dài 522-555m; chiều rộng theo hướng bắc nam 177-310m, gồm các lớp đá hoa màu trắng với thành phần calcit 100% xen với các lớp và thấu kính đá hoa màu xám xanh, xám đen, đá hoa phân dải với thành phần calcit 99-100%, ít phlogopit (Lê Tiến Dũng và nnk., 2009b). ***Mỏ Châu Hồng* c**ó thành phần thạch học gồm đá hoa hạt từ lớn đến thô màu trắng, phân lớp dày, thành phần khoáng vật: calcit 99-100%, ít phlogopit. Tại đây có mặt các đá mạch spersartit màu xám xanh sẫm dày 0,5-0,6m. ***Mỏ Thung Phá Nghiến (xã Châu Tiến) có đá hoa hạt vừa đến lớn màu trắng, trắng xám, phân lớp dày hoặc dạng khối, thành phần khoáng vật của đá hoa trắng chủ yếu là calcit, đá hoa màu xám xanh là calcit, ít tremolit, phlogopit và thạch anh (1-2%). ***Mỏ Núi Phá Thăm*** (xã Châu Tiến) có đá hoa màu trắng chiếm khối lượng lớn, ít đá hoa màu xám trắng, cấu tạo phân lớp, khối. *Đá hoa trắng* kiến trúc hạt vừa đến lớn, thành phần khoáng vật calcit 100%. Đá hoa màu trắng xám nằm xen kẹp trong thân đá hoa màu trắng, kiến trúc hạt vừa đến lớn, thành phần khoáng vật chủ yếu là calcit (97-99%), phlogopit và tremolit (1-3%). ***Khối đá metacarbonat Bản Hạt*** có các lớp đá hoa màu trắng phân lớp dày đến trung bình có xen các lớp đá hoa màu xám hoặc loang lổ. Đá hoa màu trắng có thành phần calcit (100%), đá hoa màu xám xanh hoặc xám trắng có calcit, ít phlogopit, tremolit và graphit (1-2%). Đá metacarbonat trong khu mỏ Bản Hạt thuộc về đới đá hoa có phlogophit (đới II).

Từ các mô tả chi tiết trên, có thể thấy, trong phạm vi khối metacarbonat Bản Ngọc, ngoài các đá metacarbonat, chưa gặp các khối lộ đá granitoid, chỉ gặp các đai mạch lamprophyr. Các đá metacarbonat có thế nằm nghiêng, cấu tạo phân lớp từ dày đến mỏng, có sự xen kẽ giữa đá hoa màu trắng với các lớp đá hoa màu xanh, xanh xám và loang lổ. Đá hoa màu trắng gồm calcit đơn khoáng; loại đá hoa màu xám xanh, xanh hoặc xám trắng gồm calcit, có mặt phlogopit và tremolit với hàm lượng 1-5%. Các đá metacarbonat khối Bản Ngọc bị biến chất tương đối đồng nhất, thuộc đới đá hoa có phlogopit, tương tự như đới II khu vực Tân Kỳ và Quỳ Hợp. Theo các tài liệu hiện có, chưa ghi nhận sự xuất hiện các đới đá skarnơ, đới đá sừng calci silicat.

3.2. Đặc điểm thành phần vật chất

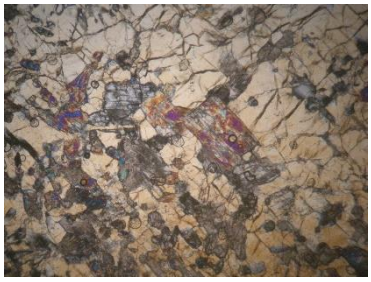
Các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An gồm các nhóm đá có các đặc điểm về thành phần khoáng vật, thành phần hoá học như sau:

Nhóm đá hoa hạt mịn màu xám trắng (đới I): gặp ở khu vực Lèn Rỏi. Đá hoa hạt mịn, màu xám trắng, cấu tạo phân lớp, thành phần khoáng vật gồm calcit, ít dolomit và thạch anh vi hạt. Các mô tả chi tiết cho thấy, đá hoa hạt mịn có nguồn gốc từ đá vôi, bị tái kết tinh yếu. Mức độ biến đổi có thể so sánh với giai đoạn metagenes muộn; *Nhóm các đá hoa, đá hoa dolomit và đá hoa chứa phlogopit (đới II)*, gồm: a) *Đá hoa sạch tinh khiết màu trắng* chiếm khối lượng lớn nhất, tạo nên các tập dạng thấu kính, chiều dày vài mét đến vài chục mét nằm xen với các đá hoa màu xám, xám trắng, xám xanh, cấu tạo phân lớp mỏng, phân lớp dày, khối, phân dải, hạt từ mịn đến rất thô, thành phần khoáng vật chủ yếu gồm calcit tinh khiết, rất ít graphit, thành phần hóa học: CaO 52-55%; MgO 0,14-0,67%; ΣFe 0,01-0,04%; SiO_2 0,01-2,64%; Al_2O_3 0,01-0,32 %; SO_3 0,01-0,05 %, độ trắng 95-96%. b) *Đá hoa màu xám trắng và loang lổ* dạng các ổ, lớp, thấu kính xen với đá hoa màu trắng và đá hoa màu xám xanh, thành phần khoáng vật: calcit (>99%) phlogopit+tremolit (<1%). Thành phần hóa học CaO 50-53%; MgO 0,26-6,71%; SiO_2 0,01-3,86%; SO_3 0,01-0,15 %, độ trắng 69-82%, so với đá hoa màu trắng tinh khiết có hàm lượng MgO, SiO_2 và ΣFe tăng cao. c) *Đá hoa màu xanh và xám xanh* có đặc điểm cấu tạo, kiến trúc hoàn toàn tương tự với các đá hoa màu trắng, sự khác biệt lớn nhất là có chứa phlogopit, tremolit (2-3%) và ít graphit, độ trắng dưới 70%; *Nhóm các đá sừng calci silicat (đới III):* có quy mô nhỏ, nằm bao quanh sát ven rìa khối granioid Phu Loi và các vệ tinh của chúng, chiều dày đới 1-2 m. Đá có màu xám trắng, hạt mịn rất cứng chắc; kiến trúc que, hạt, tấm biến tinh. Thành phần khoáng vật gồm calcit, diopxit, đôi khi có tremolit, phlogophit, olivin (Hình 6), wolastonit (Hình 7) và corindon.



Hình 6. Đá hoa chứa olivin

Hình 7. Đá hoa chứa wolastonit



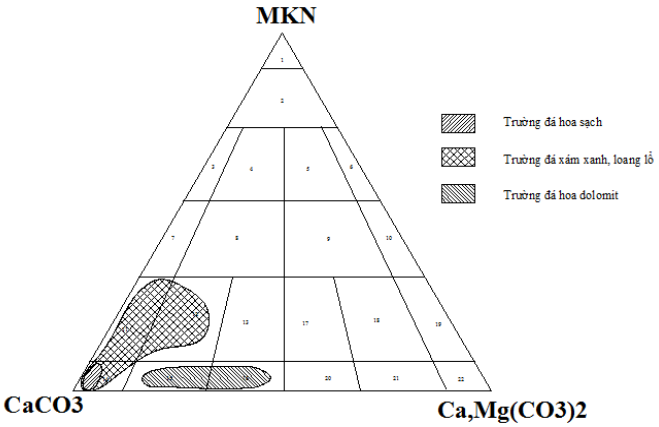
Hình 8. Pyroxen và olivin trong skarnơ khu vực núi Phu Loi

Bảng 1. Bảng so sánh thành phần hóa học trung bình của các đá hoa với các đá sừng

STT	Khối	Hàm lượng (%)						
		CaO	MgO	SiO_2	TFe	Al_2O_3	SO_3	MKN
1	Đá metacarbonat Tân Kỳ	54,55	0,26	0,07	0,03	0,04	0,02	43,64
2	Đá metacarbonat Quỳ Hợp	54,26	0,42	0,67	0,03	0,01	0,02	43,23
3	Đá metacarbonat Bản Ngọc	54,71	0,33	0,02	0,03	0,38	0,02	43,23
4	Đá sừng calci silicat	42,78	9,63	0,35	0,20	5,78	0,04	40,13

Các kết quả phân tích thành phần hóa học các mẫu đá sừng cho thấy thành phần các oxit tạo đá chính SiO_2 0,25-22,04%, MgO 1,79-15,81%, CaO 34,08-52,90%, ΣFe 0,04-1,24%. So với thành phần hóa học trung bình (Bảng 1) các loại đá hoa, có thể nhận thấy hàm lượng SiO_2, hàm lượng sắt tăng cao khá nhiều trong các đá sừng calci silicat. Sự tăng cao hàm lượng SiO_2 và ΣFe có nguồn gốc từ dung thể granitoid khối Phu Loi.

Nhóm các đá biến chất trao đổi skarn: Các đá skarnơ phân bố hạn hẹp, được ghi nhận ở hai vị trí: khu mỏ Đồi Con Trâu và khu vực Tân Lập (khối metacarbonat Tân Kỳ). Các đá skarn hoàn toàn khác biệt với các đá sừng calci silicat bởi vị trí địa chất, cấu tạo phân đới, đặc điểm thành phần khoáng vật. *Skarnơ khu Đồi Con Trâu* có dạng thấu kính, kéo dài trên 10m, rộng 1-2m, định hướng theo đứt gãy tây bắc-đông nam. Đá skarnơ có màu xám trắng, loang lổ, hạt lớn đến vừa, thành phần khoáng vật gồm calcit, humit, corindon và margarit, cấu tạo phân đới hoặc dị ly với các dải ổ khoáng vật humit trên nền calcit và margarit. *Skarnơ khu vực núi Phu Loi* có chiều dày 0,2-0,3 m, nằm dọc theo tiếp xúc giữa đá hoa với granit biotit, đá màu xám xanh, cấu tạo loang lổ, kiến trúc hạt vừa, thành phần khoáng vật gồm calcit, diopxit, olivin, corindon, tremolit, plagioclas (Hình 8). THCSKV của các đá skarnơ đang mô tả: Cal + Dol + Ol + Cpy + Mar + Hu + Cori. Rất đáng quan tâm, trong các thành tạo skarnơ thấy có mặt các khoáng vật corindon dạng hạt, đây có thể là một trong các chứng cớ về nguồn gốc đá quý khu vực Tây Nghệ An.



Hình 9. Biểu đồ khôi phục thành phần nguyên thủy đá metacarbonat Tây Nghệ An (L.B. Rukhin)

3.3. Khôi phục thành phần nguyên thủy đá metacarbonat Tây Nghệ An

Quá trình biến chất để tạo nên các khối đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có tính đẳng hóa, do đó, căn cứ vào các kết quả phân tích hóa học, có thể khôi phục tính chất của các đá carbonat nguyên thủy. Trên biểu đồ phân loại đá carbonat của L.B Rukhin (Hình 9), có thể khôi phục thành phần nguyên thủy tầng đá

metacarbonat Tây Nghệ An như sau: thành phần chủ yếu gồm đá vôi, đá vôi chứa dolomit, xen một ít các lớp đá vôi sét chứa dolomit, đá vôi dolomit và một khối lượng không lớn đá dolomit chứa vôi. Các đá có nguồn gốc hóa học với sự tham gia không nhiều các hoạt động của sinh vật.

3.4. Đặc điểm biến chất và phân đới biến chất

Từ các kết quả phân tích, tổng hợp sự phân bố các tổ hợp đá và các THCSKV, có thể nhận thấy, mức độ biến chất của các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An không đồng nhất. Các THCSKV biến chất trình độ cao, nằm sát ven rìa các khối xâm nhập granitoid, ra xa khối xâm nhập, trình độ biến chất giảm. Trên bản đồ địa chất, ghi nhận sự có mặt của ba đới biến chất tiêu biểu sau đây: *Đới đá vôi không bị ảnh hưởng của các yếu tố biến chất (đới 0)*- nằm rất xa khối xâm nhập, không bị biến đổi, đá màu xám đen đến xám xanh, cấu tạo khối, kiến trúc hạt nhỏ, thành phần khoáng vật chủ yếu là calcit; *Đới đá vôi tái kết tinh hạt không đều (đới I)*- nằm xa khối xâm nhập granitoid, các tầng đá hoa hạt nhỏ, tái kết tinh yếu, thành phần khoáng vật gồm calcit, vi hạt thạch anh. Mặt cắt tiêu biểu của đới I được mô tả ở khối đá hoa hạt nhỏ Lèn Rỏi; *Đới đá hoa chứa phlogopit (đới II)*- Diện phân bố rất lớn, chiếm khối lượng chủ yếu của các khối Tân Kỳ, Quỳ Hợp và Bản Ngọc, THCSKV của đới II là: *Cal* ± *Tre* ± *Phl* đi cùng với graphit, có thể so sánh với phần thấp nhất của tướng sừng albit epidot (nhiệt độ khoảng 500^0C và áp suất khoảng 1,0-2,0 kbar); *Đới đá sừng silicat calci chứa olivine pyroxen (đới III)*- quy mô phân bố hẹp, nằm sát các khối xâm nhập granitoid, THCSKV tiêu biểu gồm Cal + Tr; Cal + Wo + Di + Tr và Cal + Ol + Di + Tr ± Graphit, có thể so sánh với tướng sừng hornblend (nhiệt độ khoảng 550-650^0C, áp suất khoảng 2-3 kbar).

3.5. Khái quát lịch sử hoạt động biến chất khu vực Tây Nghệ An

Các đá hoa khu vực Tây Nghệ An có nguồn gốc biến chất tiếp xúc nhiệt và biến chất trao đổi cục bộ. Lịch sử hình thành các đới biến chất trên tầng đá hoa hệ tầng Bắc Sơn khu vực Tây Nghệ An là lâu dài, trải qua các giai đoạn sau đây: *Giai đoạn biến chất sớm (metagenes) dạng diện*: toàn bộ các đá vôi và các trầm tích lục nguyên carbonat mức tuổi Carbon-Permi, bao gồm các đá vôi hệ tầng Bắc Sơn có chứa bauxit, các trầm tích lục nguyên ít carbonat hệ tầng La Khê bị uốn nếp và biến chất đồng nhất. Nguyên nhân của hoạt động uốn nếp và biến chất thấp mức metagenes liên quan với hoạt động kiến tạo Indosini. Sản phẩm là các đá hoa hạt nhỏ kiểu Lèn Rỏi và bauxit biến chất yếu; *Giai đoạn biến chất tiếp xúc nhiệt phân đới dạng vòm đồng tâm*: Nguyên nhân của biến chất tiếp xúc nhiệt là các xâm nhập granitoid kiểu Phu Loi, mức tuổi Paleogen. Hoạt động biến chất tiếp xúc nhiệt mang tính phân đới. Các đá hoa hạt nhỏ và đá vôi nằm sát khối xâm nhập bị biến chất cao, kèm theo biến chất trao đổi cục bộ, tạo nên đá sừng silicat calci, tương ứng với đới III, thuộc tướng sừng hornoblend. Các đá hoa nằm xa khối Phu Loi hoặc nằm trên các khối batholit ẩn bị biến chất đồng nhất thuộc với đới II, tương ứng với tướng sừng albit epidot. Trong quá trình biến chất tiếp xúc nhiệt, tại các vị trí thuận lợi, quá trình biến chất trao đổi mạnh mẽ, dẫn tới hình thành các thể skarnơ quy mô nhỏ có chứa corindon. Nguồn gốc corindon trong khu vực Tây Nghệ An chủ yếu liên quan với quá trình biến chất trao đổi giữa đá hoa với các đá granitoid kiểu Phu Loi. Theo mô hình này, vẫn còn nhiều vấn đề mâu thuẫn, chưa lý giải được quy mô rất lớn của các đá hoa chứa phlogopit, trong khi đó đới đá sừng silicat calci quy mô lại rất hạn hẹp. Việc giả thiết tồn tại các xâm nhập thành phần axit ẩn kiểu Phu Loi quy mô lớn chưa có tài liệu địa vật lý để minh giải.

4. Kết luận

Về mặt địa tầng, các đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có không gian phân bố gắn liền với các trầm tích carbonat hệ tầng Bắc Sơn (C-P); Kết quả phân tích thành phần thạch học, khoáng vật cho thấy, ở khu vực nghiên cứu, loại đá hoa sạch chiếm chủ yếu, chỉ có ít đá silicat calci; Các đá metacarbonat ở khu vực Nghệ An là sản phẩm của quá trình biến chất sớm với đại diện là các đá hoa hạt nhỏ, sau đó giai đoạn biến chất tiếp xúc nhiệt phân đới dạng vòm đồng tâm do các thể xâm nhập granitoid Phu Loi cho sản phẩm là các đá hoa hạt thô, đá hoa phlogopit và đá sừng silicat calci. Đá metacarbonat khu vực Tây Nghệ An có thể sử dụng để làm đá ốp lát, sản xuất bột carbonat calci, đảm bảo độ an toàn khi chế biến, sử dụng.

Tài liệu tham khảo

Lê Tiến Dũng và nnk, 2009a. Báo cáo thăm dò đá hoa tại khu vực Lèn Kẻ Bút 2, xã Tân Xuân và xã Gia Xuân, huyện Tân Kỳ, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.*

Lê Tiến Dũng và nnk, 2009b. Báo cáo thăm dò đá hoa tại khu vực Bản Ngọc, Xã Châu Hồng, huyện Quỳ Hợp, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.*

Lương Quang Khang và nnk, 2007. Báo cáo thăm dò đá vôi trắng tại khu vực Lèn Bút, xã Tân Xuân và Giai Xuân, huyện Tân Kỳ, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.*

Vũ Xuân Lực và nnk, 2009. Báo cáo thăm dò đá hoa trắng tại khu vực Lèn Kẻ Bút 3, xã Tân Xuân và xã Giai Xuân, huyện Tân Kỳ, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.*

Nguyễn Phương và nnk, 2008. Báo cáo thăm dò đá hoa trắng tại Thung Xèn Xén, xã Châu Lộc, huyện Quỳ Hợp, tỉnh Nghệ An. Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.

Nguyễn Phương và nnk, 2007. Báo cáo thăm dò đá hoa trắng tại khu vực Thung Xán, xã Liên Hợp và xã Châu Lộc, huyện Quỳ Hợp, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.*

Nguyễn Phương và nnk, 2009. Báo cáo thăm dò đá hoa tại khu vực Thung Thom, xã Châu Cường, huyện Quỳ Hợp, tỉnh Nghệ An. *Lưu trữ Trung tâm Thông tin Lưu trữ Địa chất, Hà Nội*.

Rosen Ole, Desmons Jacqueline, Fettes Douglas, 2007. Metacarbonate and related rocks. In: Desmons H, Fettes D (eds) Metamophic rocks. A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge.

ABSTRACT

Geological and lithological characteristics of metacarbonate rocks in the western area of Nghe An province

Pham Thi Van Anh[1], Le Tien Dung[1], Nguyen Khac Giang[1], Tran Van Duc[2], Nguyen Thi Ly Ly[3]

[1] *Hanoi University of Mining and Geology*

[2] *The Centre for Mineral technology Development*

[3] *Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources*

Metacarbonate rocks in the western area of Nghe An province distribute in associassion with carbonate sediments of Bac Son Formation aged Carbon-Permian. The rocks are metamorphosed and white in color, different from the limestones of the Bac Son Formation in other areas. Clarifying cheminal and mineral compositions, geochemical characteristics, establishing metamorphic mineral balances, evaluating physical and chemical conditions and metamorphic levels of the metacarbonate rocks in the area helps to restore the original chemical composition and formation context. Consequently, it helps to understand the distribution of the metacarbonate rocks in the area, and their correlation with minerals.

Keywords: Metacarbonate; western area of Nghe An province; Bac Son Formation.

Tai biến thiên nhiên ảnh hưởng đến phát triển đất nông nghiệp tại khu vực trung du và miền núi phía Bắc

Tô Xuân Bản[1,*], Lê Tiến Dũng[1], Phạm Thị Vân Anh[1], Lê Thị Ngọc Tú[1], Nguyễn Trung Thành[1], Hà Thành Như[1], Nguyễn Thị Ly Ly[2], Nguyễn Khắc Giảng[1], Trần Văn Đức[1]
[1]Trường Đại học Mỏ - Địa chất
[2] Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản

TÓM TẮT

Khu vực trung du và miền núi phía Bắc gồm 14 tỉnh kéo dài từ tây sang đông. Khu vực này có những đặc thù riêng về địa lý, địa chất và khí hậu tự nhiên cho các địa phương khác nhau. Đất nông nghiệp tại khu vực phân bố không đồng đều và mang tính chất cục bộ cao, bao gồm 3 dạng chính: 1) Các cánh đồng giữa núi: ở khu vực Tây Bắc, Đông Bắc, các đồng bằng giữa núi phân bố rải rác được khống chế bởi các đứt gãy kiến tạo vùng Tây Bắc. Các tai biến thiên nhiên(TBTN) thường xuyên là trượt lở, lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông; 2) Dải trầm tích và đồi thấp ven các dòng sông lớn: nằm trên hệ thống thung lũng các dòng sông lớn, gồm các tích tụ trầm tích Đệ tứ ven sông trùng với các bậc thềm và bãi bồi tạo nên các cánh đồng phân cắt yếu.Các TBTN thường là lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông; 3) Đất sản xuất nông nghiệp ở các đồi núi thấp trên vỏ phong hóa chủ yếu phân bố tại các tỉnh Phú Thọ, Bắc Giang, Hòa Bình. Lớp đất có chiều dày không lớn, nằm trực tiếp trên nền đất phong hóa chịu tác động mạnh mẽ của quá trình trượt lở, xói mòn. Trong vùng nghiên cứu, các TBTN chủ yếu là trượt lở đất đá, lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông.. Độ phân cắt địa hình của phía tây khu vực so với phía đông lớn hơn vì thế TBTN ở phía tây cũng mạnh mẽ hơn phía đông.

Từ khóa: Tai biến thiên nhiên; Đất nông nghiệp; Trung du miền núi phía Bắc.

1. Đặt vấn đề

Vùng trung du và miền núi phía Bắc gồm 14 tỉnh có ranh giới giáp với 3 tỉnh Quảng Đông, Quảng Tây và Vân Nam của Trung Quốc ở phía bắc, phía tây giáp Lào, phía nam và đông nam giáp Đồng bằng sông Hồng và Bắc Trung Bộ. Tổng diện tích là 95.261,9 km², tổng dân số năm 2019 là 12.569.300 người, mật độ đạt 132 người/km² (Tổng cục Thống kê, 2019). Phía Tây khu vực nghiên cứu gồm các tỉnh Hòa Bình, Sơn La, Lai Châu, Điện Biên, Lào Cai, Yên Bái, với đặc trưng là vùng có địa hình núi cao, phân cắt mạnh, khí hậu nhiệt đới ẩm có mùa đông lạnh ít hơn so với phía Đông. Phía Đông khu vực nghiên cứu gồm các tỉnh Phú Thọ, Thái Nguyên, Tuyên Quang, Hà Giang, Bắc Kạn, Cao Bằng, Lạng Sơn, Bắc Giang, với đặc thù có địa hình núi trung bình thấp, khí hậu nhiệt đới ẩm, mùa đông lạnh. Khu vực nghiên cứu là vùng thưa dân, tập trung đồng bào dân tộc thiểu số sinh sống lớn nhất nước (35/54 dân tộc). Mật độ dân số ở miền núi là 50 - 100 người/km^2. Do địa hình vùng núi cao, phân cắt, cơ sở hạ tầng hạn chế, dân cư sống phân tán, trình độ dân trí thấp, kinh tế của khu vực chủ yếu là dựa vào ngành nông nghiệp.

Tai biến thiên nhiên (TBTN) (natural hazards) được hiểu là những quá trình (hiện tượng) tự nhiên có những tác động tiêu cực, gây hại đến con người, các đối tượng kinh tế,xã hội và môi trường. Trong phạm vi nghiên cứu tại khu vực trung du và miền núi phía bắc, TBTN tiêu biểu và đặc trưng cho từng vùng nghiên cứu, bao gồm các TBTN như trượt lở đất đá, lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông. Các TBTN đã gây ra những thiệt hại lớn về người và tài sản của nhân dân tại địa phương. TBTN trượt lở được hiểu ở đây là các "quá trình sườn trọng lực" bao gồm các quá trình chuyển động của các khối đất, đá về phía chân sườn dốc dưới tác động của trọng lực. TBTN lũ quét, lũ bùn đá được hiểu là những dòng lũ ở miền núi, xảy ra đột ngột, bão hoà vật liệu rắn, sinh ra khi mưa lớn, khi tuyết tan, cũng như khi phá vỡ đập chắn trong thung lũng sông, ở đấy có một lượng lớn những vật liệu bở rời. TBTN xói lở bờ sông do sự biến động của quá trình thuỷ động - hình thái của dòng chảy (độ uốn khúc) tạo nên lực gây xói lở, mái dốc bờ và các tính chất cơ lý của đất đá tạo bờ làm nên sức chống chịu xói lở của chúng. Tai biến lũ quét vận chuyển vật liệu trầm tích từ thượng lưu bồi lấp thu hẹp lòng sông, suối làm thay đổi hướng, cũng như tốc độ dòng chảy, tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình xói lở xảy ra ở những mức độ khác nhau. Hầu như không có một sông nào ở nước ta ở phần đồng bằng hạ lưu không có hiện tượng xói lở bờ và không gây

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: toxuanban@humg.edu.vn

những thiệt hại (Nguyễn Trọng Yêm và nnk, 2016).

Phân loại đất nông nghiệp: Theo tiêu chuẩn theo FAO (1976) thì đất nông nghiệp là đất trồng cây hàng nămnhư ngũ cốc, rau màu; đất trồng cỏ tự nhiên cho gia súc; đất trồng cây lâu nămnhư cây ăn quả. Theo Luật Đất đai năm 2013, đất nông nghiệp bao gồm: đất trồng cây hàng năm gồm đất trồng lúa và đất trồng cây hàng năm khác; đất trồng cây lâu năm; đất rừng sản xuất; đất rừng phòng hộ; đất rừng đặc dụng; đất nuôi trồng thủy sản; đất làm muối; đất nông nghiệp khác gồm đất sử dụng để xây dựng nhà kính và các loại nhà khác phục vụ mục đích trồng trọt, kể cả các hình thức trồng không trực tiếp trên đất; xây dựng chuồng trại chăn nuôi gia súc, gia cầm và các loại động vật khác được pháp luật cho phép, nghiên cứu thí nghiệm; đất ươm tạo cây giống, con giống và đất trồng hoa, cây cảnh.

Nguồn gốc địa chất các loại đất nông nghiệp và phân bố đất, TBTN trong khu vực nghiên cứu

Đất nông nghiệp khu vực miền núi và trung du phía bắc phân bố không đồng đều phụ thuộc vào điều kiện địa mạo, địa hình, tân kiến tạo, các hoạt động phong hóa, khí hậu, dựa vào các điều kiện đó có thể phân thành ba dạng đất sản xuất nông nghiệp sau đây:

Nhóm đất có nguồn gốc bồi tích*:* liên quan với các tích tụ aluvi hiện đại gắn liền với các thung lũng sông, suối. Chúng hiện diện trong các bãi bồi, các trầm tích tạo nên các bậc thềm. *Dải trầm tích và đồi thấp ven các dòng sông lớn***.** Khu vực công tác, nằm trên hệ thống thung lũng các dòng sông lớn: sông Mã, sông Đà, sông Chảy, sông Lô, sông Cầu và các sông lớn khác. Các tích tụ trầm tích Đệ tứ ven sông trùng với các bậc thềm và bãi bồi tạo nên các cánh đồng phân cắt yếu. Phần đất dốc ven sông trên các khối núi thấp cùng với các địa hình tích tụ tạo nên các diện tích sản xuất nông nghiệp kéo dài dọc sông. Nằm ở địa hình thấp ven sông, các dải đất sản xuất nông nghiệp chịu các tai biến sạt lở, trượt đất, xói mòn với cường độ cao.

Nhóm đất nguồn gốc phong hóa: gắn liền với quá trình phong vật lý và phong hóa hóa học, thường nằm trên cùng các mặt cắt phong hóa. Nhóm đất này thường phân bố ở các sườn và đỉnh các đồi/núi ở khu vực trung du và miền núi. *Đất sản xuất nông nghiệp ở các đồi núi thấp trên vỏ phong hóa*. Tiêu biểu cho dạng đất này là các vùng trồng cây ăn quả và cây công nghiệp trên địa bàn các tỉnh Phú Thọ, Bắc Giang, Vĩnh Yên, Hòa Bình.

Nhóm đất nguồn gốc hỗn hợp: sự kết hợp giữa quá trình trầm tích hiện đại và quá trình phong hóa. Nhóm đất này thường phân bố ở các sườn đồi, núi thấp và các khu vực chân núi đồi thấp. *Các cánh đồng giữa núi.* Ở khu vực Tây Bắc, Đông Bắc, các đồng bằng giữa núi phân bố rải rác được khống chế bởi các đứt gãy kiến tạo vùng Tây Bắc, như các cánh đồng Mường Thanh, Mường Lò, Mường Than, Mường Tấc. Với tổng diện tích không lớn nhưng các cánh đồng này là kho lương thực cho vùng núi phía bắc. Các đồng bằng giữa núi nằm trùng với địa hình trũng, bao quanh là các dãy núi cao, lấp đầy bởi các trầm tích Kainozoi chưa gắn kết. Các tai biến thiên nhiên tiềm ẩn thường xuyên là lũ lụt, sạt lở đất, lũ bùn lũ đá.

2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

Bài báo được xây dựng trên cơ sở các tài liệu thu thập, tổng hợp từ báo cáo của Viện nghiên cứu địa chất và khoáng sản, năm 2015 về "*Điều tra, đánh giá và phân vùng cảnh báo nguy cơ trượt lở đất đá các vùng miền núi Việt Nam*", báo cáo (2018) của Viện nghiên cứu địa chất và khoáng sản "*Kế hoạch thi công Bước VIII-năm 2019. Đề án: Điều tra, đánh giá và phân vùng cảnh báo nguy cơ trượt lở đất đá các vùng miền núi Việt Nam*". Báo cáo của Nguyễn Trọng Yêm và nnk (2016). "Báo cáo tổng kết Đề tài Nghiên cứu xây dựng bản đồ phân vùng tai biến thiên nhiên lãnh thổ Việt Nam". Đề tài KC.08.01. "Nghiên cứu đánh giá trượt - lở, lũ quét - lũ bùn đá một số vùng nguy hiểm ở miền núi bắc bộ, kiến nghị các giải pháp phòng tránh, giảm nhẹ thiệt hại", mã số KC.08.01.BS. Các kết quả khảo sát, kiểm tra, đánh giá thuộc phạm vi đề tài "*Nghiên cứu đánh giá tình hình khai thác sử dụng đất nông nghiệp và các tai biến thiên nhiên ảnh hưởng tới sự phát triển nông nghiệp bền vững tại khu vực trung du và miền núi phía Bắc*" mã số CT.2019.01.01 từ tháng 6/2018 đến 11/2019.

Các phương pháp nghiên cứu bao gồm điều tra thu thập các số liệu hiện có liên quan, phương pháp phân tích không ảnh viễn thám và thông tin địa lý (GIS), phương pháp điều tra khảo sát thực địa, phương pháp hiệu đính các bản đồ, phương pháp tổng hợp, xử lý số liệu và viết báo cáo.

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Tai biến trượt lở đất

Kết quả điều tra khảo sát của Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản (2015), trên khu vực trung du và miền núi phía bắc trượt sạt lở được phân làm các cấp theo quy mô trượt lở gồm: nhỏ (diện tích < 200m^3), trung bình (200-1000m^3), lớn (1000-2000m^3), rất lớn (20.000 - 100.000m^3), và đặc biệt lớn (> 100.000m^3). Kết quả cho thấy có tổng số trên 8554 điểm trượt lở toàn khu vực Trung du và miền núi phía Bắc, trong đó khu vực phía Tây (gồm các tỉnh Hòa Bình, Lai Châu, Sơn La, Điện Biên, Lào Cai, Yên Bái) với đặc điểm địa hình núi cao, chia cắt sâu có tổng số

điểm sạt lở là 5220 điểm (chiếm 61%), trong khi khu vực phía Đông (gồm các tỉnh Tuyên Quang, Hà Giang, Bắc Kạn, Cao Bằng, Lạng Sơn, Bắc Giang) tổng số điểm trượt lở là 3334 điểm (chiếm 39,0%) so với toàn vùng. Về quy mô khối trượt với các cấp từ mức nhỏ (< 200 m^3) đến mức đặc biệt lớn (> 100.000 m^3) cũng có sự khác biệt giữa khu vực phía Tây và phía Đông vùng nghiên cứu. Theo cấp từ nhỏ đến đặc biệt lớn lần lượt tại khu vực phía Tây là 2432 điểm (56,8%), 1756 điểm (62,5%), 959 điểm (74,2%), 53 điểm (25,4%), và 20 (64,5%); tại khu vực phía Đông là 1851 điểm (43,2%), 1055 điểm (37,5%), 333 điểm (25,8%), 156 điểm (74,6%), 11 điểm (35,5%). Có thể thấy quy mô và số lượng các điểm trượt lở khu vực phía Tây, khu vực có địa hình núi cao, phân cắt, lớn hơn khu vực phía Đông, nơi có địa hình thấp, ít phân cắt hơn.

Bảng 1. Tổng hợp tai biến trượt lở đất đá tại khu vực Trung du, miền núi phía Bắc

Khu vực	TT	Tỉnh	Tổng số điểm	Quy mô (m^3)					Ảnh hưởng		Số điểm sạt lở đất từ 2001 - 2017*
				Đặc biệt lớn >100.000	Rất lớn 20.000-100.000	Lớn 1000-20.000	Trung bình 200-1000	Nhỏ <200	Nông nghiệp	Khu vực cây lâm nghiệp	
Phía Tây	1	Hòa Bình	184			34	81	69		98	66
	2	Lai Châu	970	10	18	280	325	337	46	0	43
	3	Điện Biên	673	6	12	139	181	335	0	146	46
	4	Sơn La	1694	0	11	266	622	795			77
	5	Lào Cai	534		3	53	162	316	21	151	80
	6	Yên Bái	1165	4	9	187	385	580	35	201	81
	7	Thái Nguyên									25
	Tổng		***5220***	***20***	***53***	***959***	***1756***	***2432***	***102***	***596***	***418***
	%		61,0%	64,5%	25,4%	74,2%	62,5%	56,8%	30,1%	32,9%	*51,4%*
Phía Đông	8	Tuyên Quang	246			1	94	151	21	92	15
	9	Hà Giang	967	8	145	76	288	522			88
	10	Bắc Kạn	720	1	9	123	282	305	6	326	38
	11	Cao Bằng	88			25	42	21	1	48	135
	12	Lạng Sơn	1011	2	2	92	255	660	192	657	94
	13	Bắc Giang	302			16	94	192	17	93	10
	14	Phú Thọ									15
	Tổng		***3334***	***11***	***156***	***333***	***1055***	***1851***	***237***	***1216***	***395***
	%		39,0%	35,5%	74,6%	25,8%	37,5%	43,2%	69,9%	67,1%	48,6%
Tổng			**8554**	**31**	**209**	**1292**	**2811**	**4283**	**339**	**1812**	**813**

*(Theo tài liệu báo cáo giai đoạn của Viện Địa chất và Khoáng sản, 2015; * Theo báo cáo của Ban chỉ đạo Trung ương về phòng, chống thiên tai thực hiện năm 2019)*

Tổng hợp các kết quả nghiên cứu cho thấy: các tỉnh thuộc khu vực miền núi Tây Bắc có nguy cơ trượt lở đất đá cao nhất, trong đó các tỉnh Lai Châu, Điện Biên, Sơn La, Hà Giang, Lào Cai, Yên Bái, được đánh giá có nguy cơ trượt lở đất đá rất cao (Hình 1). Các tỉnh Cao Bằng, Bắc Kạn, Tuyên Quang, Hòa Bình, Lạng Sơn, Quảng Ninh có nguy cơ trượt lở đất đá cao (Hình 2). Tỉnh Bắc Giang có nguy cơ trượt lở đất đá thấp.

Hình 1. Điểm trượt lở đất và lũ ống tại xã Bản Lang, Phong Thổ, Lai Châu (7/2020)

Hình 2. Điểm trượt lở (2/8/2015) tại xã Cần Nông, Thông Nông, Cao Bằng. (Viện KHĐCKS, 2015)

Tai biến trượt lở khu vực nghiên cứu chủ yếu ảnh hưởng đến cơ sở hạ tầng như đường giao thông, hệ thống điện đài, trường trạm, thủy văn, thoát nước, gây sạt lở nhiều tuyến công trình đường, gây đình trệ, tắc ngẽn giao thông, công trình giao thông, như các tuyến đường liên tỉnh, liên huyện, liên xã, thôn, ảnh hưởng đến đất nông nghiệp và phát triển nông nghiệp. Tuy nhiên, trượt lở đất đá đã vùi lấp nhiều diện tích canh tác, ảnh hưởng đến sản xuất nông nghiệp tại các tỉnh Hòa Bình, Lào Cai, Yên Bái, Lạng Sơn, Bắc Giang (Bảng 1). Các kết quả trên cũng

tương đồng với các kết quả khảo sát về tình hình sạt lở đất trên địa bàn từ năm 2001 đến năm 2017 của Ban chỉ đạo Trung ương về phòng, chống thiên tai thực hiện năm 2019 (Bảng 1).

Nguyên nhân tai biến trượt lở: bao gồm các nguyên nhân (yếu tố) tự nhiên và nhân sinh

Các nguyên nhân tự nhiên: Đặc điểm địa chất: bao gồm: 1) thành phần đá gốc tạo vỏ phong hóa dày đóng vai trò quan trọng tạo nên lớp vỏ phong hóa có tính chất cơ lý mềm yếu, bở rời; 2) Kiến tạo đứt gãy, đới dập vỡ nứt nẻ kèm theo là cấu trúc thuận lợi cho sự phát triển quá trình trượt lở đất đá, trong đó thế nằm của đá gốc cùng hướng với hướng sườn địa hình cũng dễ gây nên hiện tượng trượt lở đất đá. Hầu hết dọc theo các đứt gãy lớn, đứt gãy đang hoạt động thường có các đới cà nát dập vỡ, dăm kết kiến tạo mạnh mẽ (hệ thống đứt gãy phương Tây Bắc - Đông Nam, phát triển mạnh ở khu vực Tây vùng nghiên cứu) với chiều rộng từ vài chục mét đến hàng trăm mét. Hầu hết các hiện tượng trượt lở đất đá sẽ dễ dàng phát sinh theo các đới dập vỡ, nứt nẻ dọc theo hệ thống đứt gãy kiến tạo. Trong các yếu tố trên, yếu tố về đứt gãy, đới dập vỡ, nứt nẻ và thành phần thạch học đá gốc đóng vai trò quan trọng trong quá trình gây nên hiện tượng trượt lở đất đá. Khí hậu, thủy văn: các điểm trượt lở đất đá xảy ra đều sau những lần mưa, lũ kéo dài, tạo lượng nước mặt ứ đọng lớn, không tiêu thoát kịp.

Nguyên nhân nhân sinh: Có thể thấy trượt lở đất đá thường xảy ra trong địa bàn các khu dân cư và hệ thống đường giao thông; tại đây do nhu cầu xây dựng công trình dân dụng và các đường giao thông nên thường phải tạo mặt bằng, tạo nên hệ thống các vách taluy khá cao; 2) Suy giảm nhanh mức độ che phủ thực vật do quá trình khai thác rừng, phá rừng lấy đất làm nương rẫy, cải tạo và chuyển đổi mục đích sử dụng đất; 3) Các công trình xây dựng như san gạt tạo mặt bằng xây dựng các công trình dân dụng, giao thông tạo nên hệ thống các vách ta luy, phá vỡ sự cân bằng của sườn. Đây là nguyên nhân chính gây nên hiện tượng trượt lở đất đá trong vùng.

3.2. Tai biến lũ ống, lũ quét

Lũ ống, lũ quét gây ra nhiều thiệt hại như phá hủy, trôi nhà cửa, gia súc, gia cầm, tài sản, vùi lấp đất đai, hoa màu, vùi lấp, thu hẹp diện tích đất canh tác, gây chết người, gây ách tắc giao thông, phá hủy cơ sở hạ tầng, ảnh hưởng đến cảnh quan môi trường, gây thiệt hại rất lớn về kinh tế xã hội cho nhân dân địa phương tại các tỉnh trung du và miền núi phía Bắc. Lũ ống, lũ quét gây bồi lấp, thu hẹp lòng sông suối, gây đổi dòng, dẫn tới xói lở, bồi tụ bờ sông, bờ suối.

Theo kết quả điều tra của Viện nghiên cứu Địa chất và Khoáng sản (2015), tổng số vị trí tai biến lũ ống, lũ quét trên địa bàn là 207 điểm, trong đó khu vực phía Tây vùng nghiên cứu có 150 điểm (Chiếm 72,5%) toàn vùng, tập trung chủ yếu tại tỉnh Sơn La (57 điểm), Yên Bái (47 điểm), Lai Châu (18 điểm). Khu vực phía Tây vùng nghiên cứu có 57 điểm (chiếm 27,5%), trong đó chủ yếu tại các tỉnh Hà Giang (32 điểm), Bắc Kạn (12 điểm) (Bảng 2).

Nguyên nhân xảy ra lũ ống, lũ quét thường ở địa hình cao, độ dốc lớn, bị phân cắt mạnh, vỏ phong hoá dày, các sản phẩm phong hóa gồm các vật liệu trầm tích có độ gắn kết yếu, dễ bị trượt lở, thảm thực vật ở thượng nguồn bị tàn phá do khai thác gỗ và phát nương, làm rẫy. Các khu vực này khi có cường độ mưa lớn, thời gian mưa lớn kéo dài liên tục, dẫn đến mức độ tập trung nước quá lớn, làm lưu lượng và mực nước ở các con sông, suối tăng lên đột ngột hình thành lũ ống, lũ quét (Hòa Bình, Sơn La, Điện Biên, Yên Bái, Lai Châu, Hà Giang, Cao Bằng, Lạng Sơn, Bắc Kan). Các tỉnh miền núi phía Tây vùng nghiên cứu có điều kiện địa hình phân cắt mạnh, thung lũng khe suối hẹp, dốc, nên không tránh khỏi nguy cơ lũ quét và hiện nay chưa có giải pháp khắc phục khả thi. Tại khu vực phía Đông vùng nghiên cứu, các tỉnh trung du và miền núi phía bắc (Tuyên Quang, Hà Giang, Bắc Kạn, Cao Bằng, Lạng Sơn, Bắc Giang). Quy mô và mức độ ít hơn phần phía Tây vùng nghiên cứu do địa hình ít phân cắt hơn. Tuy nhiên cũng gây hậu quả tại các hệ thống sông lớn như sông Lô, sông Gâm (Tuyên Quang). Ngoài ra do tập quán cũng như điều kiện địa hình dốc, nên hầu hết nhà ở cũng như các công trình xây dựng công cộng đều được xây dựng gần hoặc sát ngay bờ suối do đó khi có lũ quét sẽ rất dễ bị phá hủy. Hơn nữa, lũ thường xảy ra vào ban đêm nên mọi người dân không kịp phản ứng và có biện pháp ứng cứu kịp thời.

Bảng 2. Tổng hợp TBTN lũ ống, lũ quét và xói lở bờ sông khu vực Trung du và miền núi phía Bắc

Khu vực	TT	Tỉnh	**TBTN *lũ ống, lũ quét***		**TBTN xói lở bờ sông**	
			Số điểm	Vị trí (số điểm)	Số điểm	Vị trí (số điểm)
Phía Tây	1	Hòa Bình	7	T.P Hòa Bình (1), Lạc Sơn (4), Mai Châu (1), Tân Lạc (1)	7	Lạc Sơn (4), Lạc Thủy (3)
	2	Lai Châu	18	Mường Tè (5), Nậm Nhùn (5), Phong Thổ (5), Sìn Hồ (1), Tam Đường (1), Than Uyên (1)	42	Mường Tè (7), Nậm Nhùn (6), Phong Thổ (10), Sìn Hồ (12), Tam Đường (1), Tân Uyên (2), Than Uyên (4)
	3	Điện Biên	14	9 huyện: Điện Biên (2), Mường Ẳng	82	Điện Biên (3), Điện Biên Phủ

Khu vực	TT	Tỉnh	TBTN *lũ ống, lũ quét*		TBTN xói lở bờ sông	
			Số điểm	Vị trí (số điểm)	Số điểm	Vị trí (số điểm)
				(1), Tuần Giáo (5), Mường Lay (4), Tủa Chùa (2)		(1), Mường Ẳng (39), Tuần Giáo (28), Mường Lay (4), Mường Nhé (4), Tủa Chùa (2)
	4	Sơn La	57	11 huyện: Bắc Yên (9), Mai Sơn (5), Mộc Châu (8), Mường La (3), Phù Yên (7), Quỳnh Nhai (6), Sông Mã (7), Sốp Cộp (5), Thuận Châu (4), Yên Châu (6)	40	Bắc Yên (7), Mai Sơn (4), Mộc Châu (3), Mường La (2), Phù Yên (3), Quỳnh Nhai (2), Sông Mã (9), Sốp Cộp (4), Thuận Châu (2), Yên Châu (5)
	5	Lào Cai	7	Bắc Hà (1), Bảo Yên (1), Văn Bàn (2), Sa Pa (3)	5	Bảo Yên (2), Bát Xát (1), Văn Bàn (2)
	6	Yên Bái	47	TP Yên Bái (1), Lục Yên (30), Mù Căng Chải (2), Trần Yên (2), Văn Chấn (4), Văn Yên (2), Yên Bình (6)	37	Lục Yên (7), Mù Căng Chải (19), Văn Yên (5), Yên Bình (6)
	Tổng (%)		***150 (72,5%)***		***213 (67,6%)***	
Phía Đông	7	Tuyên Quang	2	Hàm Yên (1), Na Hang (1)	3	Chiêm Hóa (1), Sơn Dương (2)
	8	Hà Giang	32	Vị Xuyên, Bắc Mê, Hoang Su Phì, Xín Mần, Quang Bình, Bắc Quang, Quản Bạ	14	
	9	Bắc Kạn	12		24	
	10	Cao Bằng	2		1	Bảo Lâm (1)
	11	Lạng Sơn	4	Bình Gia (1), Tràng Định (3), Văn Lãng (1), Văn Quan (1)	5	Bình Gia (1), Tràng Định (2), Văn Quan (2)
	12	Bắc Giang	5		55	
	Tổng (%)		**57 (27,5%)**		**102 (32,4%)**	
Tổng			**207**		**315**	

(Theo tài liệu báo cáo giai đoạn của Viện Địa chất và Khoáng sản, 2015)

Hình 3. Nguy cơ lũ ống, lũ quét tại bản Nậm Si Tan, Phong Thổ, Lai Châu (7/2020)

Hình 4. Xói lở bờ sông Mã, Bó Xinh, huyện Sông Mã, (Sơn La), (Viện ĐCKS, 2015)

3.3. Tai biến xói lở bờ sông

Xói lở thường xảy ra ở các đoạn uốn khúc của dòng chảy, do động lực dòng chảy khoét sâu vào chân bờ làm mất trọng lực gây xói lở. Ngoài ra các tính chất cơ lý của đất đá tạo bờ hình thành các khu vực xói lở. Quá trình vận chuyển vật liệu trầm tích từ thượng lưu bồi lấp thu hẹp lòng sông, suối làm thay đổi hướng, cũng như tốc độ dòng chảy, tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình xói lở xảy ra ở những mức độ khác nhau.

Công tác khảo sát của Viện nghiên cứu Địa chất và Khoáng sản (2015), cho thấy tổng số vị trí TBTN xói lở bờ sông trên địa bàn là 315 điểm, cũng như với TBTN trượt lở đất và lũ quét, lũ ống, khu vực phía Tây vùng nghiên cứu chịu ảnh hưởng TBTN xói lở bờ sông lớn hơn khu vực phía Đông vùng nghiên cứu. Khu vực phía Tây vùng nghiên cứu có 213 điểm (chiếm 67,6%), tập trung chủ yếu tại tỉnh Điện Biên (82), Lai Châu (42 điểm), Sơn La (40 điểm). Khu vực phía Tây vùng nghiên cứu có 102 điểm (chiếm 32,4%), trong đó chủ yếu tại các tỉnh Bắc Giang (55 điểm), Bắc Kạn (24 điểm) và Hà Giang (14 điểm) (Bảng 2).

Xói lở bờ sông có nguyên nhân chủ yếu do cơ chế động lực dòng chảy thay đổi về hướng và cường độ, nước chảy xiết trong các trận mưa lớn kéo dài hoặc lũ lớn, tại các khúc ngoặt, khúc uốn đột ngột của dòng chảy đã khoét sâu vào chân bờ sông (bãi bồi hoặc các bậc thềm sông) làm mất cân bằng gây xói lở, dọc các đoạn bờ có lớp trầm tích Đệ tứ hoặc lớp vỏ phong hoá dày, các tính chất cơ lý của đất đá tạo bờ hình thành các khu vực xói lở. Xói lở đường bờ đã làm sạt lở bờ sông suối, làm hư hại các công trình xây dựng liền kề, đặc biệt là hệ thống đường giao thông dọc hai bên bờ sông, suối gây thiệt hại diện tích đất đai, cây trồng

của nhân dân địa phương, thu hẹp diện tích canh tác. Tại các tỉnh trung du và miền núi phía bắc, việc khắc phục xói lở bờ sông là rất khó khăn do thung lũng sông hẹp, cấu tạo đất đá đường bờ ít ổn định, dòng chảy hướng thẳng vào bờ, nên vào mùa lũ xỏi lở tất yếu sẽ xảy ra. Ngoài ra việc khai thác cát sỏi làm vật liệu xây dựng trái phép trên sông đã phần nào làm ảnh hưởng biến dạng dòng chảy, ví dụ tại Nậm Rốm (Điện Biên), Phú Thọ, Hiệp Hòa (Bắc Giang), và Lào Cai.

4. Kết luận

Đất nông nghiệp tại khu vực có tính cục bộ rất cao, phân bố không đồng đều, bao gồm 3 dạng chính: 1) Các cánh đồng giữa núi ở khu vực Tây Bắc, Đông Bắc, phân bố rải rác được khống chế bởi các đứt gãy kiến tạo vùng Tây Bắc. TBTN trượt lở, lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông; 2) Dải trầm tích và đồi thấp ven các dòng sông lớn: nằm trên hệ thống thung lũng các dòng sông lớn, thành phần là tích tụ trầm tích Đệ tứ ven sông trùng với các bậc thềm và bãi bồ. TBTN thường là lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông; 3) Đất nông nghiệp trên các đồi núi thấp trên vỏ phong hóa: tại các tỉnh Phú Thọ, Bắc Giang, Hòa Bình, đất có chiều dày nhỏ nằm trực tiếp trên nền đất phong hóa chịu tác động mạnh mẽ của quá trình trượt lở, xói mòn.

TBTN chủ yếu trong vùng nghiên cứu bao gồm trượt lở đất đá, lũ ống, lũ quét, xói lở bờ sông. Khu vực phía Tây vùng nghiên cứu với đặc thù địa hình núi cao phân cắt mạnh chịu tác động mạnh với các TBTN hơn khu vực phía Đông nơi có địa hình núi trung bình- thấp.

Tài liệu tham khảo

Ban chỉ đạo Trung ương về Phòng, chống Thiên tai, 2019. *Tài liệu hướng dẫn kỹ thuật phòng chống lũ quét- sạt lở đất*. Hà Nội.

FAO, 1976. A Framework for Land Evaluation. *Soil Bul. No.32. Rome*.

Quốc hội, 2013. Luật Đất đai (Luật số 45/2013/QH13).

Nguyễn Trọng Yêm, Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu và nnk, 2016. Báo cáo tổng kết Đề tài" Nghiên cứu xây dựng bản đồ phân vùng tai biến thiên nhiên lãnh thổ Việt Nam". *Đề tài KC.08.01. "Nghiên cứu đánh giá trượt - lở, lũ quét - lũ bùn đá một số vùng nguy hiểm ở miền núi bắc bộ, kiến nghị các giải pháp phòng tránh, giảm nhẹ thiệt hại"*. Mã số KC.08.01.BS.

Tổng cục Thống kê, 2019. *Niên giám Thống kê 2019*. Nhà xuất bản Thống kê.

Viện Nghiên cứu Địa chất và Khoáng sản, 2015. Điều tra, đánh giá và phân vùng cảnh báo nguy cơ trượt lở đất đá các vùng miền núi Việt Nam. Đề án Chính phủ.

Viện Nghiên cứu Địa chất và Khoáng sản, 2018. Kế hoạch thi công Bước VIII-năm 2019. Đề án: Điều tra, đánh giá và phân vùng cảnh báo nguy cơ trượt lở đất đá các vùng miền núi Việt Nam. Đề án Chính phủ.

ABSTRACT

Natural harzards affecting development of agricultural land in the Northern midlands and mountains

To Xuan Ban[1], Le Tien Dung[1], Pham Thi Van Anh[1], Le Thi Ngoc Tu[1], Nguyen Trung Thanh[1], Ha Thanh Nhu[1], Nguyen Thi Ly Ly[2], Nguyen Khac Giang[1], Tran Van Duc[1]

[1]Hanoi University of Mining and Geology

[2]Institue of Geoscience and Mineral Resources

The Northern midlands and mountain area remarked with geographical, geological and natural climatic features consists of 14 provinces spreading from west to east. Agricultural land in the area is highly localized and unevenly distributed, including three main types: 1) Between-mountain rice fields located in the Northwest, Northeast. The fields of scattered distribution are controlled by tectonic faults in the Northwest. The related natural hazards (TBTNs) are landslides, flood, flash floods, riverbank erosion; 2) Sedimentary strip and hills along great rivers: located on the great rivers' valley, including Quaternary deposits along rivers coinciding with the terraces and alluvial flats forming fields of weekly topographic difference. TBTNs are flash flood, riverbank erosion; 3) Agricultural land on weathered crust of hills located in Phu Tho, Bac Giang and Hoa Binh provinces. The thickness of soil layer is thin, lying directly on the weathered rocks, being strongly affected by landslide and erosion. In the study area, TBTN include landslides, floods, flash floods, riverbank erosion. The Western site of the study area, characterized by dissected high mountainous terrain, is more strongly affected by the TBTNs than the East which is featured with the medium-low terrance.

Keywords: Natural hazards; argiculture land; Northern midlands and mountains.

Đặc điểm trầm tích tầng mặt vùng biển đảo Lý Sơn

Phan Văn Bình[1,*], Hoàng Văn Long[2], Trịnh Nguyên Tính[3], Đỗ Tử Chung[3]
Ngô Thị Kim Chi[1], Bùi Vinh Hậu[1], Nguyễn Hữu Hiệp[1]
[1] Trường Đại học Mỏ - Địa chất
[2] Viện Dầu khí Việt Nam
[3] Trung tâm Quy hoạch và Điều tra Tài nguyên Môi trường Biển khu vực phía bắc

TÓM TẮT

Các tác giả đã thu thập 201 mẫu độ hạt và 27 mẫu định lượng khoáng vật trong trầm tích tầng mặt tại vùng biển đảo Lý Sơn, tỉnh Quảng Ngãi để xác định đặc điểm phân bố và nguồn gốc trầm tích. Các phương pháp khảo sát địa chất, phân tích thành phần độ hạt và định lượng khoáng vật đã được sử dụng để làm sáng tỏ đặc điểm trầm tích tầng mặt tại khu vực này. Qua kết quả nghiên cứu thành phần độ hạt đã cho thấy trầm tích tầng mặt vùng biển đảo Lý Sơn gồm 09 trường khác nhau: sạn cát bùn, cát, cát sạn, cát lẫn sạn, cát bùn sạn, cát bùn lẫn sạn, cát bùn, cát bột, bùn sạn. Kết quả phân tích định lượng khoáng vật chứng tỏ rằng trầm tích vùng biển đảo Lý Sơn chứa chủ yếu là thạch anh (15,0-71.0%), vụn vỏ sinh vật (27,0-81.0%), ít mảnh đá, felspat. Điều này chỉ ra rằng, nguồn cung cấp vật liệu chủ yếu cho trầm tích tầng mặt ở khu vực nghiên cứu đa nguồn gốc. Sự phân bố của các trường trầm tích phức tạp: Khu vực phía Bắc của vùng chủ yếu tập trung các trầm tích hạt thô (sạn cát, cát …), trong khi đó khu vực phía Nam có sự tham gia của hợp phần bùn và bột vào các trường trầm tích. Đối sánh với bề mặt địa hình, địa mạo đáy biển nhận thấy: các trầm tích hạt thô hơn như sạn cát bùn, cát sạn thường tập trung ở phần địa hình dốc xung quanh các đảo nổi, trong khi đó các trầm tích hạt mịn hơn như cát, cát bột…tập trung ở các trục đào khoét và chân các sườn ngầm. Như vậy cho thấy yếu tố địa hình đáy biển và thủy động lực dòng chảy đóng vai trò quan trọng trong sự phân bố trầm tích tầng mặt vùng biển đảo Lý Sơn.

Từ khóa: Độ hạt; thành phần khoáng vật; trầm tích tầng mặt; đảo Lý Sơn.

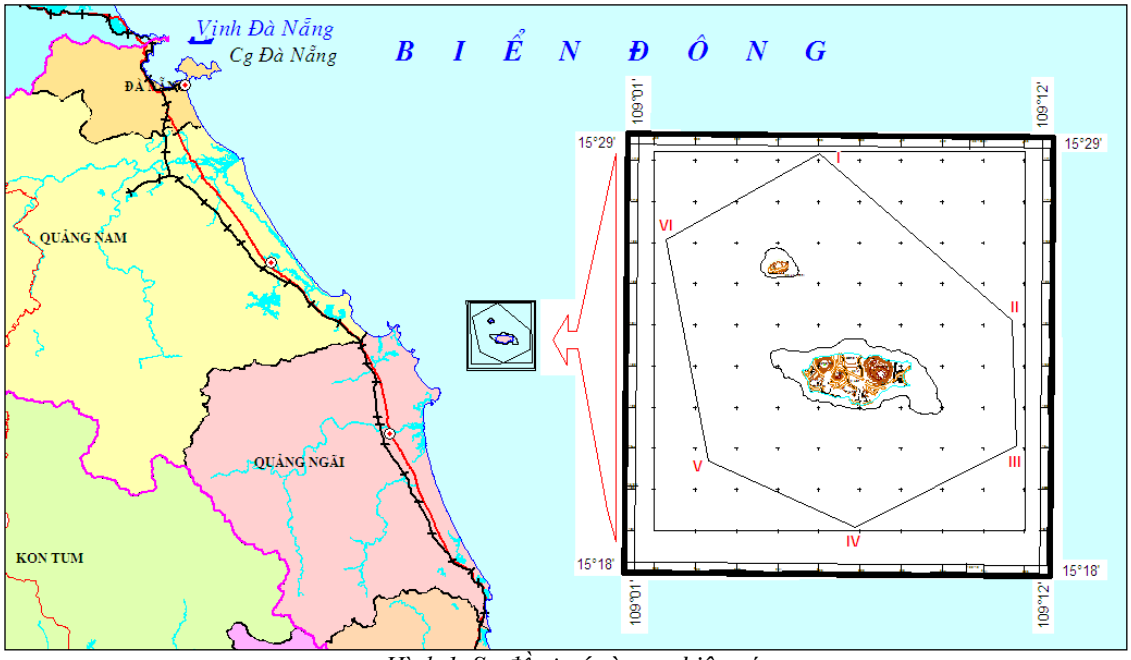
1. Đặt vấn đề

Đảo Lý Sơn thuộc huyện đảo Lý Sơn của tỉnh Quảng Ngãi gồm có 2 đảo nổi: đảo chính là đảo Lý Sơn và một đảo nhỏ là Cù Lao Bờ Bãi (Hình 1). Vùng nghiên cứu có diện tích 200 km^2, được giới hạn bởi 6 điểm có tọa độ địa lý được thể hiện ở bảng dưới đây (Bảng 1).

Nhiều năm gần đây, công tác nghiên cứu biển đã được nhà nước đẩy mạnh để đáp ứng yêu cầu phát triển kinh tế, an ninh quốc phòng và hội nhập với khoa học biển thế giới. Trong đó kể tới là các công trình nghiên cứu của Nguyễn Văn Trang (1986) thành lập "Bản đồ địa chất-khoáng sản tỷ lệ 1:200.000 loạt tờ Huế-Quảng Ngãi sau được Nguyễn Xuân Bao hiệu đính; công trình nghiên cứu của Nguyễn Biểu và nnk (2009) đã tiến hành điều tra tỷ lệ 1:500.000 ở độ sâu từ 30-100m nước (trong đó có diện tích đảo Lý Sơn) thuộc khuôn khổ thực hiện dự án "Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, địa chất khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất các vùng biển Việt Nam tỷ lệ 1:500.000"; công trình nghiên cứu của Trịnh Nguyên Tính và nnk (2013) thực hiện dự án "Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, địa chất khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất vùng biển Thừa Thiên Huế-Bình Định (0-60 m nước), tỷ lệ 1:100.000"; công trình nghiên cứu của Đỗ Tử Chung và nnk " Điều tra địa mạo, địa chất, khoáng sản một số đảo và cụm đảo lớn, quan trọng" Thuộc Dự án thành phần 2, trong đó có đảo Lý Sơn.

Tuy nhiên, việc nghiên cứu đặc điểm trầm tích tầng mặt một cách chi tiết chưa được tiến hành trong khu vực nghiên cứu. Do đó, qua bài báo các tác giả đưa ra những đặc điểm, quy luật phân bố trầm tích tầng mặt. Kết quả của bài báo sẽ làm cơ sở cho việc nghiên cứu tướng đá cổ địa lý, góp phần vào việc xác định sự biến đổi của các yếu tố cổ môi trường và kiến tạo khống chế quá trình phong hóa, xói mòn, vận chuyển và lắng đọng trầm tích từ nguồn đến nơi lắng đọng.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: phanvanbinh@humg.edu.vn



Hình 1. Sơ đồ vị trí vùng nghiên cứu

Bảng 1. Tọa độ giới hạn vùng nghiên cứu

STT	Số hiệu điểm	Tọa độ		STT	Số hiệu điểm	Tọa độ	
		Vĩ độ	Kinh độ			Vĩ độ	Kinh độ
1	I	15°28' 48,22"	109°5' 55,35"	4	IV	15°18' 57,26"	109° 7' 0,95"
2	II	15°24' 26,52"	109°11' 11,29"	5	V	15°20' 40,98"	109° 2' 58,39"
3	III	15°21' 8,63"	109°11' 20,47"	6	VI	15°26' 29,65"	109° 1' 46,49"

2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Cơ sở tài liệu

Để hoàn thành bài báo, nhóm tác giả đã sử dụng số liệu thuộc đề án "Điều tra cơ bản tài nguyên, môi trường một số hải đảo, cụm đảo lớn, quan trọng phục vụ quy hoạch phát triển kinh tế biển và bảo vệ chủ quyền lãnh hải" do Trung tâm Tài nguyên Môi trường biển (nay là Trung tâm Quy hoạch và điều tra Tài nguyên-Môi trường biển khu vực phía Bắc) chủ trì. Các tác giả của bài báo cũng là những thành viên trực tiếp tham gia vào chuyên đề trầm tích biển trong đề án này. Các số liệu cụ thể gồm: 201 mẫu độ hạt và 27 mẫu định lượng khoáng vật trong trầm tích tầng mặt tại vùng biển đảo Lý Sơn.

2.2. Phương pháp nghiên cứu

a. Phương pháp khảo sát địa chất: Thành viên của nhóm nghiên cứu đã trực tiếp tham gia công tác thực địa. Thiết bị lấy mẫu được sử dụng là cuốc đại dương. Tại mỗi điểm khảo sát, chúng tôi tiến hành thu thập và ghi chép đầy đủ các số liệu về tọa độ điểm khảo sát, độ sâu đáy biển, điều kiện thời tiết, chế độ hải văn, lấy mẫu và mô tả mẫu chi tiết trong nhật ký thực địa.

b. Phương pháp nghiên cứu trong phòng

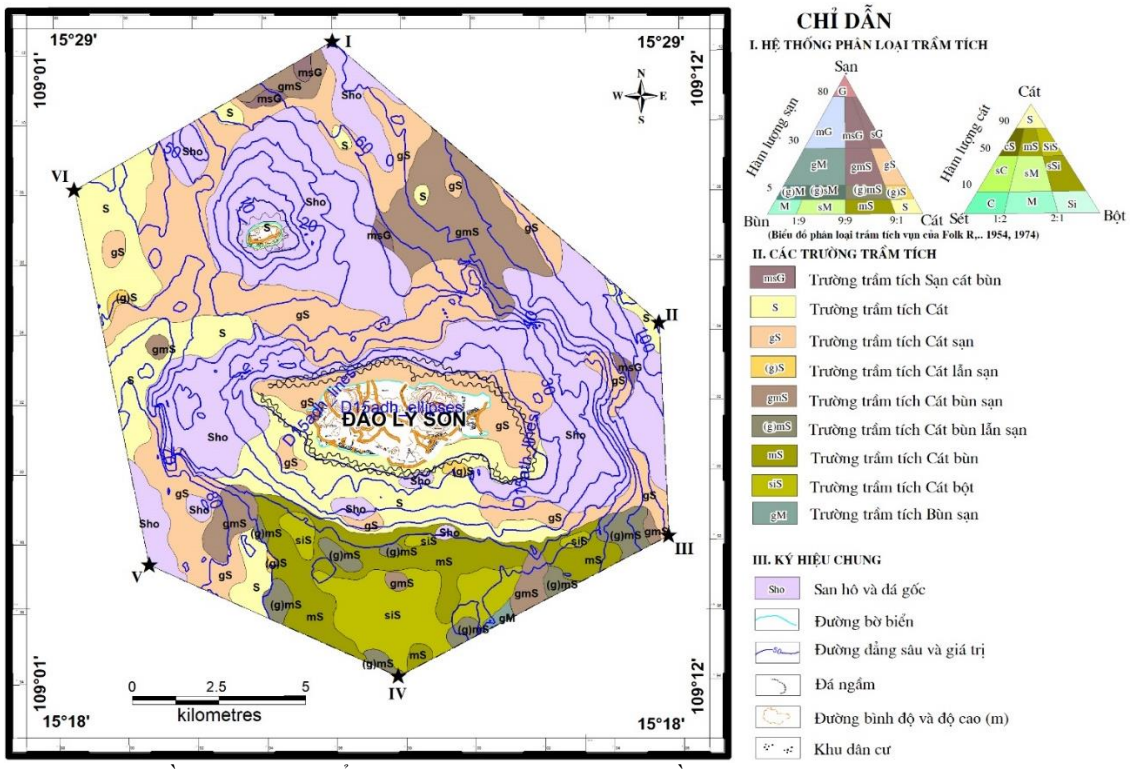
- Phương pháp phân tích độ hạt: Mẫu trầm tích sau khi lấy về sẽ được gia công và phân tích độ hạt bằng rây và pipet. Sau khi có kết quả phân tích các cấp hạt theo phương pháp của Wentworth. (1922), nhóm tác giả đã sử dụng phương pháp của Rukhin. (1969) để tiến hành xử lý thống kê để xây dựng đồ thị đường cong tích lũy, đường cong phân bố độ hạt và tính các thông số vật lý trầm tích như: hệ số chọn lọc (So), độ lệch (Sk), đường kính trung bình cấp hạt (Md).
- Phương pháp phân loại trầm tích: Dựa trên cơ sở kết quả phân tích độ hạt, tỷ lệ phần trăm trọng lượng của các cấp hạt trầm tích được ghép theo các nhóm: sạn (%), cát (%), bùn (bột và sét) (%), bột (%) và sét (%). Sử dụng chương trình xử lý để phân loại các trường trầm tích theo biểu đồ của Folk. (1954) để xác định tên của các trường trầm tích.
- Phương pháp phân tích định lượng khoáng vật bằng kính hiển vi hai mắt: Để làm sáng tỏ thành phần

cũng như nguồn gốc vật liệu của từng loại trầm tích, nhóm tác giả đã sử dụng kính hiển vi hai mắt để phân tích thành phần các hạt vụn (thạch anh, felspat, mảnh đá, vụn sinh vật….).

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Kết quả

Trên cơ sở các kết quả phân tích mẫu độ hạt, chúng tôi đã xác định được 09 trường trầm tích gồm: sạn cát bùn, cát, cát sạn, cát lẫn sạn, cát bùn sạn, cát bùn lẫn sạn, cát bùn, cát bột và bùn sạn có sự phân bố như trên Hình 2.



Hình 2. Sơ đồ TTTM vùng biển đảo Lý Sơn thu nhỏ từ bản đồ tỷ lệ 1:50.000 (H.V.Long và nnk, 2015)

Các trường trầm tích được mô tả như sau:

1. Trầm tích sạn cát bùn - msG

Trầm tích sạn cát bùn có màu xám, xám nâu, xám xanh phân bố với diện tích nhỏ rải rác xung quanh khu vực đảo (phía Đông Bắc đảo Lý Sơn và phía Bắc Cù Lao Bờ Bãi). Trầm tích phân bố ở mực nước từ 50-80m.

Thành phần cấp hạt: sạn chiếm (31,1-35,2%), trung bình = 33,58%; cát (40,17-57,82%), trung bình = 51,78%; bùn (7,02-26,97%), trung bình = 14,64%. Trầm tích có kích thước hạt không đều (hạt trung-thô): Md (0,4-0,69mm), trung bình = 0,53mm. Trầm tích chọn lọc kém: So (3,24-10,38), trung bình = 5,18. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,61-4,56), trung bình = 2,42: trầm tích tập trung chủ yếu vào hạt kích thước lớn (sạn, cát hạt trung -thô).

2. Trầm tích cát-S

Trầm tích cát màu xám-xám nâu-xám xanh, tương đối sạch, dính kết yếu, chiếm diện tích là 6,7 km^2, tập trung chủ yếu ở khu vực phía Tây-Tây Nam Cù Lao Bờ Bãi ở mực nước 30-60m và phía Nam đảo Lý Sơn ở mực nước 8-50m mước.

Thành phần cấp hạt: sạn rất ít trung bình = 1,92 ; cát (95,17-100%), trung bình = 98,07%; bùn (0,0-0,3%) trung bình= 0,08%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt không đều (trung-mịn): Md (0,25-0,86mm), trung bình = 0,43mm. Trầm tích chọn lọc tốt đến trung bình: So (1,2-2,26), trung bình = 1,50. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,7-1,49) trung bình = 1,11: trầm tích tập trung chủ yếu vào hạt kích thước lớn (cát hạt trung). Tỷ lệ thành phần trầm tích vụn có nguồn gốc xen lẫn giữa nguồn vật liệu là vụn sinh vật, vụn san hô và nguồn cát thạch anh: thạch anh trung bình chiếm 46,02%, mảnh đá chiếm trung bình 3,99%; vụn sinh vật chiếm 49,98%.

3. Trầm tích cát sạn-gS

Trầm tích cát sạn có màu xám, xám vàng, xám sáng, chiếm diện tích lớn (S = 28 km^2) phân bố xung quanh khu vực Cù Lao Bờ Bãi ở độ sâu 30-90m nước và khu vực ven đảo và rải rác xung quanh khu vực đảo Lý Sơn. Trầm tích nằm xen lẫn giữa trường trầm tích cát với nền lộ đá gốc và san hô.

Thành phần cấp hạt: sạn (5,04-62,34%), trung bình = 17,61%; cát (37,66-94,96%), trung bình = 82,22%; bùn (0,0-6,72%), trung bình = 0,59%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt không đều (thô-trung): Md (0,29-3,26mm), trung bình =0,83mm. Trầm tích có độ chọn lọc tốt đến trung bình: So (1,22-3,19), trung bình = 1,9. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,23-2,5) trung bình = 1,18: trầm tích nghiêng nhiều về phía hạt thô. Tỷ lệ thành phần trầm tích vụn: thạch anh trung bình = 35,81%; mảnh đá trung bình = 3,83%; felpat hiếm thấy, vụn sinh vật trung bình = 55,37%.

4. Trầm tích cát lẫn sạn-(g)S

Trầm tích cát lẫn sạn dạng bở rời, màu xám- xám xanh, xám nâu. phân bố tạo thành các thấu kính nhỏ rải rác tại một số điểm xung quanh khu vực phía Tây Nam Cù Lao Bờ Bãi và phía Tây Nam đảo Lý Sơn ở mực nước sâu 50-60m.

Thành phần cấp hạt: sạn (2,02-3,80%), trung bình = 2,94%; cát (88,57-98,57%), trung bình = 93,78%; bùn (0,31- 9,41%), trung bình = 4,17%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt trung mịn: Md (0,28-0,39mm), trung bình = 0,33mm. Trầm tích có độ chọn lọc tốt: So (1,31-1,51), trung bình = 1,42. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,96-1,13), trung bình = 1,05: trầm tích nghiêng về cát hạt lớn. Thành phần trầm tích có sự pha trộn giữa nguồn vật liệu vụn sinh vật (trung bình chiếm 37,15%) và cát thạch anh (thạch anh= 59,34%, mảnh đá = 3,51%).

5. Trầm tích cát bùn sạn-gmS

Trầm tích cát bùn sạn có màu xám, xám tối, xám xanh, dính kết yếu phân bố trên diện tích tương đối lớn ở khu vực phía Bắc và phía Đông Cù Lao Bờ Bãi và ít hơn ở khu vực phía Nam-Tây Nam đảo Lý Sơn, trầm tích tập trung chủ yếu ở độ sâu 30-65m nước có nới sâu từ 50-85 m nước.

Thành phần cấp hạt: sạn (5,26-29,88%), trung bình = 17,24%; cát (51,2-78,3%), trung bình = 64,05%; bột (2,65-28,76%), trung bình= 10,69%, bùn trung bình =18,72%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt thô: Md (0,1-0,67mm), trung bình = 0,33mm. Trầm tích có độ chọn lọc kém: So (1,44-4,95), trung bình = 2,81. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,22-4,96) trung bình = 1,53: trầm tích nghiêng nhiều về phía hạt thô. Tỷ lệ thành phần trầm tích vụn: thạch anh (19,24-55,61%), trung bình = 42,01%; mảnh đá (3,06-4,40%), trung bình = 3,57%; felpat rất ít, vụn sinh vật (41,14-77,7%), trung bình =54,42% chứng tỏ thành phần trầm tích chủ yếu có thành phần nguồn gốc sinh vật (từ các vụn vỏ sò, ốc, vụn san hô…) nhiều hơn là nguồn gốc từ lục địa.

6. Trầm tích cát bùn lẫn sạn-(g) mS

Nhìn chung trầm tích cát bùn lẫn sạn có màu xám- xám xanh, xám xanh, trạng thái dính kết yếu tập trung không nhiều, rải rác nhưng vẫn có sự phân bố rõ ràng, chủ yếu tập trung ở phía Nam đảo Lý Sơn ở mực nước là 50-80m nước.

Thành phần cấp hạt: sạn (1,16-4,40%), trung bình = 2,48%; cát (56,53-85,83%), trung bình = 76,25%; bột (7,66- 27,55%), trung bình = 14,18%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt trung mịn: Md (0,1- 0,34mm), trung bình = 0,2mm. Trầm tích có độ chọn lọc tốt: So (1,53-3,71), trung bình = 2,01. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,23-1,64), trung bình = 0,84: trầm tích nghiêng về cát hạt lớn. Thành phần trầm tích có sự pha trộn giữa nguồn vật liệu vụn sinh vật (trung bình chiếm 41,97%) và cát thạch anh (thạch anh = 54,02%, mảnh đá = 4,01%).

7. Trầm tích cát bùn-mS

Trầm tích cát bùn có màu xám, xám vàng, phân bố tương đối lớn trong vùng khảo sát, chủ yếu ở khu vực phía Nam đảo Lý Sơn ở độ sâi 40-70 m nước, mà rải rác nằm tiếp xúc với các trường trầm tích cát bột và cát bùn lẫn sạn.

Thành phần cấp hạt: sạn rất nhỏ trung bình = 0,43%; cát (62,12-87,79%), trung bình = 74,69%; bùn (11,41-37,45%), trung bình = 24,88%. Trầm tích có kiến trúc cát hạt không đều (mịn-trung): Md (0,09-0,25 mm), trung bình =0,15 mm. Trầm tích có độ chọn lọc trung bình đến kém: So (1,35-5,06) trung bình = 2,19. Hệ số bất đối xứng Sk: (0,11-1,11) trung bình = 0,64: trầm tích nghiêng nhiều về phía hạt mịn. Tỷ lệ thành phần trầm tích vụn: thạch anh trung bình = 64,63%; mảnh đá trung bình = 3,72%; felpat và mica hầu như không có, vụn sinh vật trung bình = 31,65%.

8. Trầm tích cát bột-siS

Phân bố tại khu vực phía Nam đảo Lý Sơn ở độ sâu 50-70 m nước. Trầm tích cát bột màu xám xanh, xám tối, dính kết yếu, ít dẻo dính.

Thành phần các cấp hạt: sạn hầu như không có; cát chiếm (56,71-79,62%) trung bình = 68,28%; bột (14,34-35,0%) trung bình = 23,91%; sét (5,76 - 11,13%) trung bình = 7,81%. Trầm tích có kiến trúc cát-bột hạt rất mịn: Md (0,09-0,15 mm), trung bình =0,11mm. Trầm tích có độ chọn lọc trung bình- kém So: (1,45-3,09) trung bình = 2,35; hệ số bất đối xứng Sk: (0,15-1,12) trung bình = 0,53: trầm tích nghiêng về cấp hạt bột. Tỷ lệ thành phần trầm tích vụn: thạch anh trung bình = 60,68%, mảnh đá trung bình = 3,47%, felspat và mica hầu như không có, vụn sinh vật trung bình = 35,84%.

9. Trầm tích bùn sạn-gM

Trầm tích bùn sạn phân bố tại khu vực phía Nam đảo Lý Sơn. Trầm tích có màu xám tối, xám xanh, hơi dẻo dính.

Thành phần cấp hạt: sạn chiếm (11,8%), cát (42,6%), bùn (45,59%). Trầm tích có kích thước hạt rất mịn: Md = 0,098; độ chọn lọc kém So = 5,793; trầm tích nghiêng về các hạt có kích thước hạt mịn: Sk = 0,459. Trong mẫu có một số thành phần khoáng vật sét: gotit (5%), clorit (9%), kaolinit (15%), illit (14%).

Ảnh 1: Trầm tích sạn cát bùn màu xám-xám nâu tại trạm LS14-T05

Ảnh 2: Trầm tích cát màu xám-xám nâu tại trạm LS14-T31

Ảnh 3: Trầm tích cát sạn màu xám-xám vàng-xám sáng tại trạm LS14- T110

Ảnh 4: Trầm tích cát bùn sạn màu xám-xám xanh-xám tối tại trạm LS14-T89

Ảnh 5: Trầm tích cát bùn lẫn sạn màu xám-xám xanh tại trạm LS14-T296

Ảnh 6: Trầm tích cát lẫn sạn màu xám-xám nâu tại trạm LS14-T52

3.2. Thảo luận

Về sự phân bố không gian của các trường trầm tích tầng mặt, trên Hình 2 cho thấy khu vực xung quanh đảo Lý Sơn chủ yếu tích tụ các trầm tích hạt thô (sạn cát bùn, cát sạn, cát, ...) rất ít các trầm tích hạt mịn (bùn sạn, cát bột). Như vậy chế độ xói mòn đóng vai trò chủ đạo trong quá trình trầm tích. Có thể nói khu vực này có chế độ năng lượng dòng chảy lớn dẫn đến hình thành các trầm tích hạt thô, còn trầm tích hạt mịn yếu thế hơn. Đối sánh với bề mặt địa hình, địa mạo đáy biển nhận thấy: các trầm tích hạt thô hơn như sạn cát bùn, cát sạn thường tập trung ở phần địa hình dốc xung quanh Cù Lao Ré và Cù Lao Bờ Bãi, trong khi đó các trầm tích hạt mịn hơn như cát, cát bột, bùn sạn tập trung ở các trục đào khoét sâu và địa hình trũng thấp như chân sườn các đảo. Do đó sự phân dị về trầm tích độ hạt bị chi phối khá mạnh do bề mặt đáy biển phức tạp, phân cắt và dốc. Các khu vực nổi cao như các cồn ngầm và xung quanh các đảo địa hình tương đối dốc phân bố chủ yếu là các ám tiêu san hô đã chết hoặc vẫn đang phát triển, ít hơn là các cồn cát

ngầm. Diện tích đá gốc (basalt) lộ ra trên bề mặt đáy biển chiếm đến gần 50% diện tích khảo sát. Trên bề mặt của đá gốc này san hô thường phát triển mạnh, san hô chết đi là nguồn cung cấp vật liệu vụn trầm tích chính cho khu vực và các vùng lân cận.

Bên cạnh sự chi phối của bề mặt địa hình đáy biển dẫn đến quá trình phân dị trầm tích khác nhau ở khu vực này thì yếu tố thủy động lực cũng đóng vai trò quan trọng. Từ bản đồ trầm tích tầng mặt (Hình 2) cho thấy khu vực phía Bắc và quanh đảo độ sâu (0-40 m nước) của vùng chủ yếu tập trung các trầm tích hạt thô, theo kết quả phân tích mẫu độ hạt thì trầm tích có kích thước hạt trung bình (Md = 0.393 mm), có độ mài tròn kém (So trung bình = 2,9463) và hoàn toàn vắng mặt các trầm tích hạt mịn, trong khi đó khu vực phía Nam địa hình đáy biển thoải hơn và có sự tham gia của hợp phần bùn và bột trong các trường trầm tích. Có thể giải thích cho sự khác biệt này là do chế độ thủy động lực thay đổi theo mùa. Các yếu tố về chế độ gió, sóng, dòng chảy mặt và đặc biệt là dòng đáy ảnh hưởng lớn đến quá trình vận chuyển, lắng đọng trầm tích. Khu vực nghiên cứu nói riêng và miền Trung Việt Nam nói chung có chế độ gió, sóng và dòng chảy theo mùa rõ rệt. Mùa đông dòng chảy có hướng từ Bắc di chuyển xuống phía Nam và mùa hè có hướng ngược lại. Vì vậy chính yếu tố thủy động lực tác động đến quá trình phân dị và lắng đọng trầm tích của khu vực.

Về các thông số thành phần, nguồn gốc vật liệu trầm tích, như đã trình bày ở trên thì các trầm tích khu vực này chủ yếu là cát trầm tích hạt thô, trong đó hợp phần cát và sạn chiếm lượng lớn, các hợp phần bùn-sét-bột rất ít và không đáng kể. Các hợp phần hạt thô chủ yếu là vụn vỏ, xương sinh vật (vỏ sò, xương san hô...) chiếm 25-81%, và một lượng lớn là thạch anh (Q: 15-71%), mảnh đá (R: 1,6-6%), felspat và mica rất ít. Với thành phần chủ yếu là các trầm tích vụn vỏ sinh vật nên độ mài tròn và chọn lọc kém. Vì vậy phần lớn nguồn trầm tích là vụn sinh vật tàn dư tại chỗ, hoặc từ các rạn san hô chết nằm ngay trên mặt đá gốc cung cấp.

4. Kết luận

Dựa trên kết quả nghiên cứu của các mẫu trầm tích tầng mặt vùng biển đảo Lý Sơn, các tác giả đưa ra một số kết luận sau:

- Các trầm tích vùng biển đảo Lý Sơn gồm 09 trường khác nhau gồm: sạn cát bùn, cát, cát sạn, cát lẫn sạn, cát bùn sạn, cát bùn lẫn sạn, cát bùn, cát bột, bùn sạn.
- Kết quả phân tích định lượng cho thấy với thành phần trầm tích chủ yếu là các trầm tích hạt thô có hàm lượng vụn vỏ sinh vật cao, có độ mài tròn, độ chọn lọc kém và hàm lượng thạch anh nhỏ hơn. Vì vậy phần lớn nguồn trầm tích là vụn sinh vật tàn dư tại chỗ, hoặc từ các rạn san hô chết nằm ngay trên mặt đá gốc cung cấp, it hơn là trầm tích có nguồn gốc từ lục địa đưa ra.
- Sự phân bố của các trường trầm tích trong không gian khá phức tạp, các trường trầm tích không tuân theo quy luật phân bố trầm tích và chịu ảnh hưởng lớn của quá trình vận chuyển trầm tích chiếm ưu thế, năng lượng dòng chảy bị chi phối bởi bề mặt địa hình ven đảo và đáy biển. Các yếu tố về chế độ gió, sóng, dòng chảy mặt, dòng đáy thay đổi theo mùa làm ảnh hưởng lớn đến quá trình vận chuyển, lắng đọng và phân dị trầm tích vùng biển đảo Lý Sơn.

Lời cảm ơn

Các tác giả ghi nhận sự giúp đỡ của Trung tâm Quy hoạch và điều tra Tài nguyên-Môi trường biển khu vực phía Bắc đã tạo điều kiện để tác giả tham gia công tác thực địa và cung cấp các kết quả phân tích mẫu độ hạt, mẫu định lượng khoáng vật để các tác giả thực hiện bài báo này. Bên cạnh đó bài báo có sự tham khảo từ đề tài cấp cơ sở của chính tác giả thực hiện: **"**Nghiên cứu đặc điểm địa mạo kiến tạo vùng biển đảo Lý Sơn (Quảng Ngãi) phục vụ phát triển du lịch địa chất của vùng". Mã số T20-28.

Tài liệu tham khảo

Nguyễn Biểu và nnk., 2001. Báo cáo tổng kết Đề án -Điều tra Địa chất và tìm kiếm khoáng sản rắn biển nông ven bờ (0-30m nước) Việt Nam, tỷ lệ 1:500.000-. Lưu trữ tại Trung tâm Điều tra tài nguyên- môi trường biển, Hà Nội.

Hoàng Văn Long và nnk., 2015. Lập bản đồ trầm tích tầng mặt đảo Lý Sơn, thuộc dự án -Điều tra cơ bản tài nguyên, môi trường một số hải đảo, cụm đảo lớn, quan trọng phục vụ quy hoạch phát triển kinh tế biển và bảo vệ chủ quyền lãnh hải.

Trịnh Nguyên Tính., 2009. Báo cáo - Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, địa chất khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất vùng biển Cửa Thuận An-Ninh Chữ từ 30-100m nước tỷ lệ 1:500.000. Lưu trữ Trung tâm Điều tra tài nguyên - môi trường biển, Hà Nội

Trịnh Nguyên Tính và nnk., 2012, Báo cáo tổng kết Dự án - Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, địa chất khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất các vùng biển Việt Nam, Trung tâm Điều tra tài nguyên - môi trường biển, Hà Nội.

Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks, Austin, Texas. Hemphill Press, 182 pp.
Rukhin, L. B., 1969. Cơ sở trầm tích luận (Tiếng Nga). National Technical Publishing House, Moscow.
Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30, 22.

ABSTRACT

Characteristics of surface sediments in Ly Son island

Phan Van Binh[1,*], Hoang Van Long[2], Trinh Nguyen Tinh[3], Do Tu Chung[3]
Ngo Thi Kim Chi[1], Bui Vinh Hau[1], Nguyen Huu Hiep[1]
[1]Hanoi university of Mining and Geology
[2]Vietnam Petroleum Institute
[3]Northern Center for Planing and Investigation of Marine resources - environment

The authors collected 201 grain size samples and 27 quantitative mineral samples of surface sediments in Ly Son Island, Quang Ngai Province of Vietnam to determine their distribution and origin characteristics. Geological survey method, grain size analysis, and mineral quantification were used to elucidate the characteristics of surface sediments in this area. The grain size results show that surface sediments of Ly Son island include 09 different fields: muddy sandy gravel, sand, gravelly sand, gravel mixed sand, gravelly muddy sand, gravelly mud mixed sand, muddy sand, silty sand, gravelly mud. The quantitative mineral results display that surface sediments of Ly Son island consist mainly of quartz (15.0−71.0%), shelf fragments (27.0−81.0%), little rock detritus, and feldspar. This indicates that surface sediments can come from multi-origins in this studied area. The distribution of sedimentary fields are quite complex. The northern region mainly contains coarser grained sediments (i.e., sanddy gravel, sand, etc.), while the southern region hightly apears finer grained sediments (i.e., mud and silt). The coarser grained sediments such as muddy sandy gravel, gravelly sand are often concentrated in the steep terrain around floating islands, while finer grained sediments more like sand, silty sand ... mostly occur on excavated shafts and underground slopes. This shows that the seabed morphology and hydrodynamic currents play an important role in controlling the surface sediment distribution in Ly Son island.

Keywords: Grain size; mineral compositions; surface sediments; Ly Son island.

Các đơn vị kiến trúc-hình thái khu vực Tây Nam trũng sâu Biển Đông

Ngô Thị Kim Chi[1,*], Đặng Văn Bát[2], Phan Văn Bình[1], Nguyễn Hữu Hiệp[1], Bùi Vinh Hậu[1], Bùi Thị Thu Hiền[2]

[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2] *Tổng hội Địa chất Việt Nam*

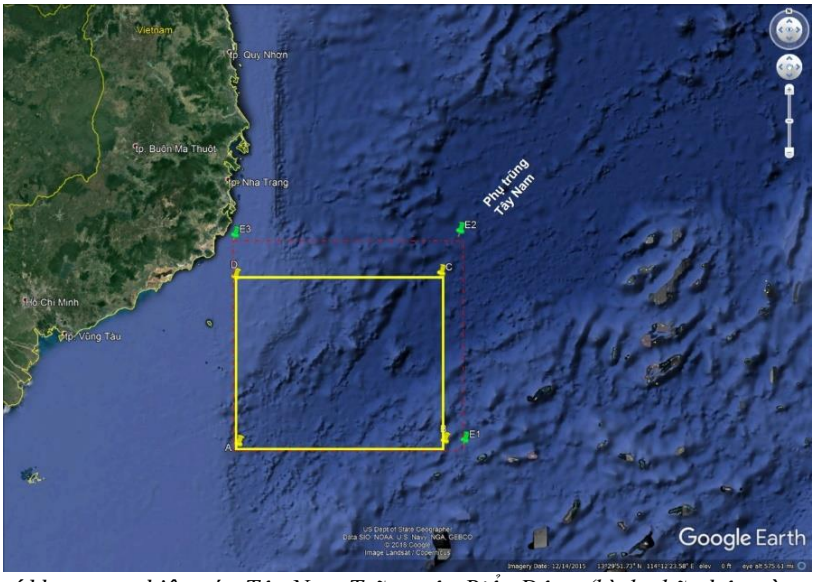
TÓM TẮT

Nghiên cứu các đơn vị kiến trúc-hình thái khu vực Tây Nam trũng sâu Biển Đông, các tác giả đã phân chia kiến trúc-hình thái theo Meseriakov Iu.A (1965). Kết quả phân chia như sau: Khu vực nghiên cứu thể hiện rõ 3 đơn vị kiến trúc hình thái lớn (kiến trúc hình thái bậc I) của vỏ Trái đất là kiến trúc hình thái thềm lục địa, sườn lục địa và đáy biển sâu; Kiến trúc hình thái thềm lục địa gồm hai đơn vị cấp II là: kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa bằng phẳng và kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa phân dị; Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo có hai đơn vị cấp II là: Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam và kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Bắc-Nam; Kiến trúc hình thái đáy biển sâu gồm 6 đơn vị bậc II là: Kiến trúc hình thái đồng bằng thoải, kiến trúc hình thái đồng phân bậc, kiến trúc hình thái núi ngầm phía đông bắc đới tách giãn, kiến trúc hình thái biển sâu liên quan đến đới tách giãn, kiến trúc hình thái nâng (núi sót) trên đới tách giãn và kiến trúc hình thái núi ngầm phía Tây Nam đới tách giãn.

Từ khóa: Kiến trúc-hình thái; trũng sâu Biển Đông.

1. Đặt vấn đề

Biển Đông là một vùng có cấu trúc biển rìa điển hình cho quá trình chuyển tiếp lục địa-đại dương. Khu vực nghiên cứu nằm ở Tây Nam trũng sâu Biển Đông có tọa độ từ 109°15 - 111°45’ kinh độ Đông và từ 9°00’ - 11°00’ vĩ độ Bắc (hình chữ nhật màu vàng trên hình 1). Đây là khu vực nước sâu, điều kiện tiếp cận khó khăn nên có rất ít các công trình nghiên cứu về địa mạo (như Đặng Văn Bát, 1992, Nguyễn Thế Tiệp, 2010) đề cập đến. Việc nghiên cứu các đơn vị kiến trúc-hình thái trong khu vực góp phần xây dựng các tiền đề tìm kiếm khoáng sản rắn (Fe, Mn) là một vấn đề rất mới tại đây.



Hình 1. Vị trí khu vực nghiên cứu Tây Nam Trũng sâu Biển Đông (hình chữ nhật màu vàng)(nguồn Google Earth).

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: ngothikimchi@humg.edu.vn

Khu vực nghiên cứu có đặc điểm địa hình phức tạp. Độ sâu đáy biển giao động từ -100m ở phía tây đến -3500m ở phía đông của khu vực nghiên cứu. Như vậy độ sâu của đáy biển tăng dần từ tây, nơi gắn với thềm lục địa và sang phía đông, nơi gắn với đới tách giãn Biển Đông. Hình thái các đường đẳng sâu cho thấy phương phát triển chung của địa hình là phương Đông Bắc-Tây Nam, phù hợp phương cấu trúc chung của khu vực cũng như phương tách giãn Biển Đông.

2. Cơ sở khoa học

2.1. Cơ sở phân tích kiến trúc-hình thái

Khái niệm về kiến trúc hình thái lần đầu tiên được đưa ra là Viện sỹ Geraximov I.P vào năm 1946. Theo Geraximov I.P thì toàn bộ địa hình bề mặt Trái đất được chia thành 3 cấp với quy mô khác nhau. Cấp lớn nhất là cấp hành tinh hay cấp I được gọi là địa kiến trúc. Địa hình bề mặt Trái đất được chia thành 2 đơn vị địa kiến trúc bậc I là lục địa và đại dương. Tiếp theo, trên lục địa lại chia ra các kiến trúc hình thái. Như vậy, kiến trúc hình thái là đơn vị phân chia cấp II theo bảng phân loại của Geraximov I.P. Trên lục địa các kiến trúc hình thái cấp II có thể là núi uốn nếp, ví dụ như núi uốn nếp Trường Sơn. Trong đó núi là hình thái và uốn nếp là cấu trúc, các cấu trúc uốn nếp Paleozoi-Mesozoi ở khu vực Trường Sơn, hoặc đồng bằng sụt lún địa hào sông Hồng, trong đó đồng bằng là hình thái, sụt lún địa hào là cấu trúc. Như vậy, rõ ràng các kiến trúc hình thái phản ánh nguồn gốc thành tạo địa hình. Nhưng nguồn gốc ở đây chủ yếu là nguồn gốc nội sinh. Vai trò của các chuyển động nội sinh thắng thế. Như vậy, có thể hiểu kiến trúc hình thái là những dạng lớn của địa hình trong những phạm vi từng đại lục, đại dương được hình thành trong quá trình tương tác giữa các quá trình địa chất nội và ngoại sinh. Trong đó quá trình nội sinh thắng thế, địa hình cho sự ra đời của các hình thái địa hình. Ở đây có đề cập đến những dạng lớn của địa hình. Vậy quy mô, diện tích kiến trúc hình thái như thế nào? Meseriakov Iu.A (1965) đã phát triển học thuyết của Geraximov I.P và đưa ra một bảng phân loại địa hình theo tương quan hình thái cấu trúc địa hình. Theo bảng này, trong địa kiến trúc diện tích của lục địa hoặc đại dương khoảng 1 triệu km^2 trở lên là những kiến trúc bậc I, ví dụ như các khối nâng lục địa, thềm lục địa hoặc những bồn đại dương. Diện tích nhỏ hơn (nhỏ hơn 1 triệu km^2) là những địa kiến trúc bậc II. Ví dụ các đồng bằng nền, đai tạo núi (như sống núi giữa đại dương). Theo bảng này, nhóm kiến trúc hình thái có diện tích 105-103km^2 là kiến trúc hình thái bậc I, ví dụ như đồng bằng cao, đồng bằng biển thẳm, vùng trũng đại dương. Từ kiến trúc hình thái bậc I chia ra các kiến trúc hình thái bậc II có diện tích 103-102km^2. Và cuối cùng có thể chia tiếp đến kiến trúc hình thái bậc III với diện tích 102-10km^2. Còn diện tích nhỏ hơn, Meseriakov Iu.A gọi là vi địa hình kiến tạo.

Như vậy có thể hiểu kiến trúc hình thái là những dạng lớn của địa hình trong phạm vi đại lục, đại dương được hình thành và phát triển trong quá trình tương tác giữa các quá trình địa chất nội sinh và ngoại sinh. Trong đó quá trình nội sinh chiếm ưu thế và định hướng cho sự phát triển địa hình. Một đơn vị kiến trúc hình thái phải là một đơn vị sơn văn kiến tạo, trong đó có sự ăn khớp rõ rệt giữa khoanh vi địa hình và khoanh vi cấu trúc địa chất ví dụ như bồn trũng Cửu Long, một khoanh vi địa hình của một bồn trầm tích trùng với cấu trúc sụt lún của bồn trong giai đoạn Kainozoi. Một số ví dụ nữa có thể nêu ra là khu vực Tư Chính-Vũng Mây, một khu vực ở phía nam của khu vực nghiên cứu này. Về bản chất khu vực Tư Chính-Vũng Mây cũng là một kiến trúc hình thái của một bồn trầm tích phát triển trên thềm lục địa Việt Nam.

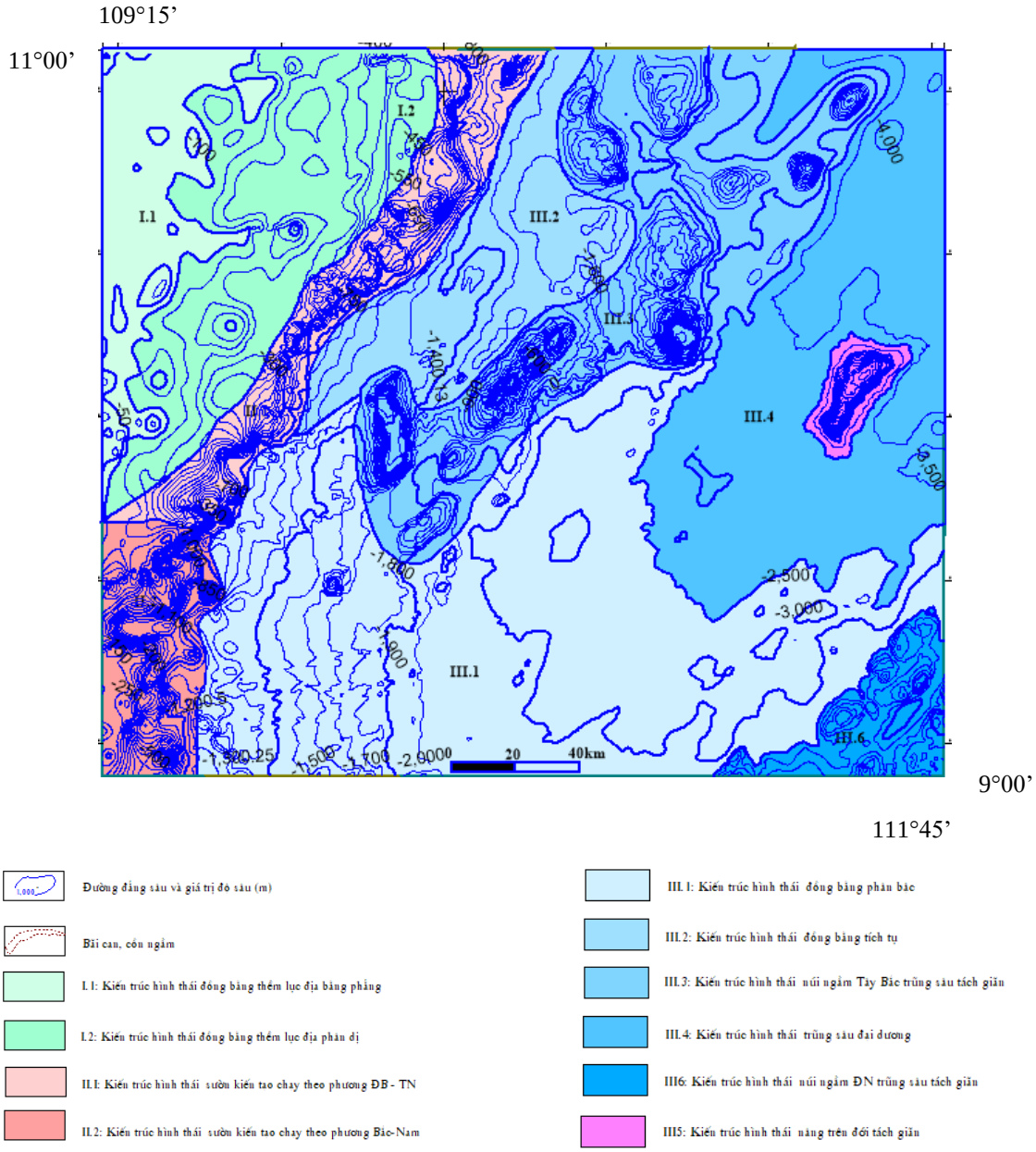
Trên đây là những vấn đề lý luận về kiến trúc hình thái được áp dụng chung cho địa hình Trái đất. Nhưng trên thực tế, khi áp dụng những khái niệm này vào một khu vực cụ thể nào đó, thì thông thường khu vực đó được coi như một đơn vị địa hình lớn của bề mặt Trái đất. Trên khu vực đó có thể phân chia ra các kiểu kiến trúc hình thái bậc I, bậc II.

2.2. Các tiêu chí phân chia kiến trúc-hình thái ở khu vực nghiên cứu

Khu vực nghiên cứu Tây Nam trũng sâu Biển Đông là một khu vực rộng lớn của phía tây Thái Bình Dương. Khu vực này có cấu trúc địa chất phức tạp bao gồm cả thềm lục địa, sườn lục địa và đáy biển sâu. Trên sơ đồ kiến trúc-hình thái (Hình 2), các tác giả chia ra kiến trúc hình thái bậc I và kiến trúc hình thái bậc II.

Tiêu chí của kiến trúc hình thái bậc I là tiêu chí cấu trúc địa chất. Ba đơn vị cấu trúc cơ bản ở đây là thềm lục địa, sườn lục địa và đáy biển sâu.

Từ kiến trúc hình thái bậc I được chia ra các kiến trúc hình thái bậc II. Các kiến trúc hình thái bậc II được chia ra theo tiêu chí hình thái, các hình thái địa hình khác nhau bởi các yếu tố như mức độ chia cắt, phân dị, phương phát triển của địa hình. Các kiến trúc hình thái được gọi tên theo cấu trúc địa chất (thềm lục địa, sườn lục địa, đáy biển) cho kiến trúc hình thái bậc I và theo yếu tố hình thái cho kiến trúc hình thái bậc II. Kiến trúc hình thái bậc I được ký hiệu bằng chữ số La mã, còn kiến trúc hình thái bậc II được ký hiệu bằng chữ số thường.



Hình 2. Bản đồ kiến trúc hình thái khu vực nghiên cứu

3. Kết quả nghiên cứu

3.1. Kiến trúc hình thái thềm lục địa

Kiến trúc hình thái nằm ở góc Tây Bắc khu vực nghiên cứu (Hình 2), chiếm diện tích khoảng hơn 9000km^2. Độ sâu đáy biển ở đây tới 500m, đáp ứng với tiêu chí quốc tế về độ sâu đáy biển của thềm lục địa. Về nguồn gốc thềm lục địa được hình thành từ lục địa, do quá trình sụt lún của lục địa. Quá trình sụt lún này liên quan đến giai đoạn tách giãn Biển Đông trong Kainozoi. Về mặt địa hình, kiến trúc hình thái thềm lục địa thể hiện là một đồng bằng lượn sóng với phương pháp triển chủ yếu theo phương Bắc-Nam. Tính lượn sóng ở đây được thể hiện bằng những trũng sâu khép kín ở độ sâu -100m. Kiến trúc hình thái bậc I này được chia thành hai kiến trúc hình thái bậc II:

- I.1. Kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa bằng phẳng
- I.2. Kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa phân dị

a. Kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa bằng phẳng (I.1) nằm ở góc Tây Bắc vùng nghiên cứu. Ở đây phương địa hình phát triển theo phương Bắc-Nam được thể hiện bằng đường đẳng sâu -150m kéo dài theo phương này. Đường đẳng sâu -150m uốn lượn và có xu thế chạy theo phương kinh độ về phía nam

của thềm, đường đẳng sâu này lệch về phía đông. Các trũng sâu -100m trên kiến trúc hình thái này có hình tròn nằm theo phương Bắc-Nam giữa các đường đẳng sâu -110m và -130m.

b. Kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa phân dị (I.2) phân bố ở khu vực quanh kinh độ 109^o -110^o đông được đặc trưng bởi các đường đẳng sâu từ -200m đến -500m. Địa hình ở đây cũng chạy theo phương Bắc Nam. Từ đồng bằng thềm lục địa bằng phẳng (I.1) địa hình chuyển xuống đồng bằng thềm lục địa phân dị (I.2) bằng một mép sườn dốc ở phía bắc và thoải mở rộng về phía nam, tây nam. Tính phân dị của đồng bằng được thể hiện bằng các đường đẳng sâu từ -200m đến -500m có chỗ chạy theo phương Bắc-Nam (ở phía tây), song phần lớn là ngoằn nghèo, phức tạp. Đường đẳng sâu -500m chạy trên một khoảng diện tích lớn ở trung tâm đồng bằng là cho trung tâm đồng bằng trở nên bằng phẳng hơn. Ở phía tây địa hình mang tính phân bậc.

3.2. Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo

Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo hoàn toàn trùng với sườn lục địa phía Đông Việt Nam. Từ đồng bằng thềm lục địa, địa hình chuyển xuống sườn kiến tạo bằng một mép phân bậc đột ngột từ địa hình bằng phẳng xuống sườn dốc. Kiến trúc hình thái nằm từ độ sâu -500m đến -1300m, chiều rộng khoảng 6-30km, độ dốc địa hình đạt 8^0. Địa hình bị phân cắt phức tạp thể hiện bởi những rãnh mài mòn được bắt đầu từ mép sườn trên xuống chân sườn. Những rãnh mài mòn này làm cho quá trình xói lở ngầm xảy ra mạnh.

Căn cứ vào hình thái địa hình, kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chia thành 2 đơn vị cấp II:

- II.1: Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam
- II.2: Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Bắc-Nam.

a. Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam (II.1) nằm ở phía bắc khu vực nghiên cứu, bắt đầu từ vĩ độ 11^{o}00’ bắc, kinh độ 110^{o}10’- 110^{o}20’ đông chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam đến vĩ độ 9^{o}20’ bắc, kinh độ 109^{o}10’-109^{o}30’ đông. Các đường đẳng sâu ở đây từ -500m đến -1300m chạy song song và xít lại với nhau. Một số nơi đường đẳng sâu bị uốn cong, tạo thành những khe, rãnh. Địa hình ở sườn kiến tạo này bị thu hẹp ở vĩ độ 10^{o}40’ bắc, nơi chiều ngang của nó chỉ đạt 6km, các đường đẳng sâu rất gần nhau làm cho địa hình ở khu vực này phức tạp và dốc nhất.

b. Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Bắc-Nam (II.2) nằm ở góc Tây Nam khu vực nghiên cứu, các đường đẳng sâu từ -500m đến -1300m chạy từ tây sang đông trên khoảng 2500km^2. Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo theo phương Đông Bắc-Tây Nam đến vĩ độ 9^{o}50’ bắc được chuyển sang hướng Bắc Nam tạo nên kiến trúc hình thái này. Tại đây, trên độ sâu 1000-1300m nổi lên những bề mặt đỉnh tròn bằng phẳng của độ sâu -500m. Các bề mặt đỉnh này cũng chạy theo phương Bắc Nam (hình 2). Các đường đẳng sâu uốn lượn, tạo nên những rãnh mài mòn. Các rãnh mài mòn ở đây mở rộng hơn ở phía bắc. Sự thay đổi hướng của các kiến trúc hình thái sườn kiến tạo liên quan tới quá trình tách giãn Biển Đông hướng Đông Bắc-Tây Nam có lẽ bị ảnh hưởng bởi quá trình tách giãn Biển Đông, ảnh hưởng đó yếu đi, phương của sườn kiến tạo lại chạy theo bắc nam gắn với đứt gãy sườn đông thềm lục địa Biển Đông.

3.3. Kiến trúc hình thái đáy biển sâu

Kiến trúc hình thái đáy biển sâu nằm ở phía đông, chiếm hầu hết (gần ¾ diện tích) vùng nghiên cứu. Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chuyển tiếp xuống kiến trúc hình thái đáy biển sâu bằng một ranh giới từ độ dốc lớn (>20^o) chuyển sang vùng đáy biển tương đối bằng phẳng. Kiến trúc hình thái đáy biển sâu có cấu trúc địa chất và địa hình phức tạp, bị chi phối mạnh mẽ của đới tách giãn Biển Đông. Trong khu vực này, đới tách giãn nằm ở khu vực trung tâm, chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam có độ sâu lớn đến -3000m. Đây là đầu mút cuối cùng của đới tách giãn Biển Đông. Chiều rộng của đới này rộng >70km. Xung quanh đới tách giãn này là hai dãy núi ngầm ở hai cánh: cánh Đông Bắc và Tây Nam. Các dãy núi ngầm này cũng có phương chung là Đông Bắc-Tây Nam, trùng với phương tách giãn. Rìa tây của kiến trúc hình thái biển sâu là những địa hình đồng bằng tiếp giáp với kiến trúc hình thái sườn kiến tạo.

Căn cứ vào đặc điểm cấu trúc và hình thái, kiến trúc hình thái đáy biển sâu được chia ra các kiến trúc hình thái bậc II cao hơn như sau (từ Tây sang Đông):

- III.1: Kiến trúc hình thái đồng phân bậc
- III.2: Kiến trúc hình thái đồng bằng tích tụ
- III.3: Kiến trúc hình thái núi ngầm phía Tây Bắc đới tách giãn.
- III.4: Kiến trúc hình thái trũng sâu đại dương
- III.5. Kiến trúc hình thái nâng (núi sót) trên đới tách giãn
- III.6: Kiến trúc hình thái núi ngầm phía Đông Nam đới tách giãn

a. Kiến trúc hình thái đồng bằng phân bậc (III.1) phân bố ở phía nam tờ bản đồ có độ sâu từ -1000m đến -2000m, -2500m. Độ sâu lớn dần từ tây sang đông trên một khoảng chiều rộng gần 200km. Phía tây đồng bằng giáp với kiến trúc hình thái sườn kiến trúc bằng một đường ranh giới gấp khúc từ dốc đến thoải trên độ sâu gần đồng nhất khoảng -1300m. Phía bắc đồng bằng tiếp giáp với kiến trúc hình thái núi ngầm

cánh Tây Bắc bằng một đường diềm bao quanh từ độ sâu -1400m đến -2500m. Ranh giới phía đông chuyển tiếp dần xuống trũng sâu Biển Đông ở độ sâu -2500m và chuyển xuống núi ngầm Đông Nam. Tính phân bậc của địa hình được thể hiện rất rõ bằng các đường đẳng sâu hầu như chạy song song với nhau và cách đều nhau. Khoảng cách giữa các đường đẳng sâu trung bình khoảng 8km. Địa hình nhìn chung là dốc đều, tuy vậy phía tây đồng bằng, độ dốc lớn hơn, phía đông thì thoải hơn. Trên bề mặt đồng bằng, đôi nơi gặp những trũng sâu ở độ sâu khác nhau. Điển hình là hai trũng sâu ở phía đông trên -2000m và -2500m chạy theo phương Tây Bắc-Đông Nam. Phía tây tồn tại những trũng sâu với kích thước nhỏ.

b. Kiến trúc hình thái đồng bằng tích tụ (III.2) nằm ở vị trí trung tâm của vùng nghiên cứu, phía tây giáp với kiến trúc hình thái sườn kiến tạo phía đông giáp với kiến trúc hình thái núi ngầm phía Đông Bắc đới tách giãn. Đồng bằng có độ sâu -1300m ở phía sườn lục địa đến độ sâu -2000m ở phía núi ngầm. Chiều rộng nhất của đồng bằng đạt 60km. Các đường đẳng sâu có phương Đông Bắc-Tây Nam. Trên đáy đồng bằng tồn tại 2 đồng bằng nhỏ được thể hiện bằng những đường đẳng sâu doãng. Đồng bằng nhỏ ở phía Tây, có độ sâu 1300m đến 1500m là đồng bằng thoải, độ dốc 10^0, chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam. Đồng bằng nhỏ ở phía Đông có đáy mở rộng, độ sâu từ 1500m đến 2000m. Ranh giới giữa hai đồng bằng này là một sườn thoải nằm ở độ dâu 1500-1600m.

c. Kiến trúc hình thái núi ngầm Tây Bắc đới tách giãn (III.3), kiến trúc bậc II này nằm ở trung tâm vũng nghiên cứu có phương Đông Bắc-Tây Nam với độ sâu -1000m đến -2000m. Địa hình ở đây bị chia cắt mạnh thể hiện bằng những đường đẳng sâu sát nhau trên một khoảng không gian rộng lớn. Chiều rộng của kiến trúc kiến tạo này từ 30km ở phía Nam và mở rộng dần về phía Bắc đến 80km. Trên kiến trúc hình thái này xuất hiện một bề mặt bằng phẳng nằm ngang ở độ sâu -500m. Đó là bề mặt bằng phẳng nằm ngang ở phía Tây chạy theo phương Bắc-Nam và bề mặt bằng phẳng nằm ngang ở trung tâm cũng chạy theo phương Bắc-Nam (hình 2). Một Gaiot nằm ở độ sâu -1000m sát với đồng bằng phía bắc cũng được phát hiện. Gaiot này chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam. Đây có thể là những Gaiot điển hình ở đáy biển Việt Nam, một dấu hiệu địa mạo quan trọng để tìm kiếm vỏ Fe-Mn. Bên cạnh các Gaiot, trên đồng bằng cũng tồn tại những trũng sâu nằm ở độ sâu -2000m ở phía Bắc. Một số nơi hình hài của đường đẳng sâu tạo thành những rãnh mài mòn-xói lở, thậm chí thành tạo những dòng sông ngầm. Điển hình là dòng sông ngầm phía Bắc.

d. Kiến trúc hình thái trũng sâu đại dương (III.4) nằm ở phía Đông khu vực nghiên cứu, có độ sâu từ -2500m đến -4000m, sâu dần từ Tây Nam lên Đông Bắc. Kiến trúc có phương Tây Bắc-Đông Nam, trùng với phương tách giãn của Biển Đông. Đây là đầu mút cuối cùng của đới tách giãn. Chiều rộng của kiến trúc hình thái khá lớn, đạt 90km. Độ dốc của đới tách giãn không lớn, khoảng 3^o, các đường đẳng sâu nằm xa nhau. Trên bề mặt đáy biển xuất hiện những trũng nhỏ, có kích thước không lớn khoảng vài chục km^2.

e. Kiến trúc hình thái nâng (núi sót) trên đới tách giãn (III.5) nằm ở giữa đới tách giãn, có diện tích khoảng $636km^2$. Đây là núi ngầm sót, trên nền độ sâu đáy biển -3000m, một đỉnh núi cao -1000m nổi lên với bề mặt đỉnh khá bằng phẳng, chạy theo phương cấu trúc chung Đông Bắc-Tây Nam. Đỉnh núi ngầm có sườn dốc 15^0, độ dốc xung quanh núi tương đối đều nhau. Chiều dài của núi khoảng 35km, chiều rộng khoảng 21km. Đây cũng là một Gaiot nằm sâu nhất khu vực nghiên cứu.

f. Kiến trúc hình thái núi ngầm Đông Nam trũng sâu tách giãn (III.6) phân bố ở Đông Nam khu vực nghiên cứu là một dãy núi ngầm ứng với kiến trúc hình thái núi ngầm Đông Nam trũng sâu tách giãn. Độ sâu ở đây dao động từ -500m đến -3500m. Địa hình núi phức tạp, bị chia cắt mạnh. Phương phát triển của núi cũng theo phương Đông Bắc-Tây Nam. Ranh giới với kiến trúc hình thái trũng sâu là một đường diềm trên đường đẳng sâu từ -1900m.

4. Kết luận

Từ những kết quả phân chia các đơn vị kiến trúc hình thái đáy biển khu vực Tây Nam Trũng sâu Biển Đông, có thể rút ra một số kết luận như sau:

- Khu vực nghiên cứu thể hiện rõ 3 đơn vị kiến trúc hình thái lớn (kiến trúc hình thái bậc I) của vỏ Trái đất là kiến trúc hình thái thềm lục địa, sườn lục địa và đáy biển.
- Kiến trúc hình thái thềm lục địa gồm hai đơn vị cấp II là: kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa bằng phẳng và kiến trúc hình thái đồng bằng thềm lục địa phân dị.
- Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo có hai đơn vị cấp II là: Kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Đông Bắc-Tây Nam và kiến trúc hình thái sườn kiến tạo chạy theo phương Bắc-Nam.
- Kiến trúc hình thái đáy biển sâu gồm 6 đơn vị bậc II là: Kiến trúc hình thái đồng bằng thoải, kiến trúc hình thái đồng phân bậc, kiến trúc hình thái núi ngầm phía đông bắc đới tách giãn, kiến trúc hình thái biển sâu liên quan đến đới tách giãn, kiến trúc hình thái nâng (núi sót) trên đới tách giãn, và kiến trúc hình thái núi ngầm phía Tây Nam đới tách giãn.
- Các kiểu kiến trúc hình thái đã phản ảnh đầy đủ cấu trúc địa chất của khu vực, thể hiện mối quan hệ giữa cấu trúc địa chất với địa hình khu vực.

Lời cảm ơn

Báo cáo được hoàn thành với sự trợ giúp của đề tài cấp nhà nước KC.09.30/16-20, đề tài cơ sở T20-29, Trường Đại học Mỏ - Địa chất. Các tác giả xin trân trọng cảm ơn sự giúp đỡ đó.

Tài liệu tham khảo

Đặng Văn Bát, 1992. Bài giảng Địa mạo-Tân kiến tạo. Tài liệu phục vụ giảng dạy cao học Trường Đại học Mỏ - Địa chất. 105 trang.

Nguyễn Thế Tiệp, 2010. Nghiên cứu cấu trúc địa chất vùng biển nước sâu (>200m nước) Nam Việt Nam là cơ sở khoa học để tìm kiếm Tài nguyên khoáng sản liên quan. Đề tài KHCN cấp nhà nước KC09-18/06-10.

Geraximov I.P, 1946. Kinh nghiệm lý giải địa mạo cho sơ đồ chung của cấu trúc địa chất Liên Xô. Những vấn đề của địa lý tự nhiên. Nhà xuất bản Viện Hàn lâm Liên Xô, 1946, tập 12, Moxkva (bản Tiếng Nga).

Geraximov I.P, Mesiriakov Iu.A, 1967. Khái niệm về kiến trúc hình thái và hình thái điêu khắc và việc sử dụng chúng với mục đích phân tích địa mạo. Địa hình Trái đất, Nhà xuất bản Khoa học, trang 7-12.

ABSTRACT

The structural-morphological units in the East Sea southwestern region

Ngo Thi Kim Chi[1,*], Dang Van Bat[2], Phan Van Binh[1], Nguyen Huu Hiep[1],
Bui Vinh Hau[1], Bui Thi Thu Hien[3]

[1] Hanoi university of Mining and Geology, Dong Ngac, Tu Liem, Ha Noi

[2] Vietnam Union of Geological Sciences

Studying the structural-morphological units of the East Sea southwestern, as per Meseriakov Iu.A (1965) method, the authors divided the structural-morphological units as follows: The area shows clearly 3 major structural-morphological units of the Earth's crust, which are the structure of continental shelf, continental slope and deep seabed; The structure-morphology of the continental shelf consists of two units of level II, namely: flat continental shelf plain morphology and continental shelf uneven morphological structure; The structure-morphology of the continental slope having two units of level II, namely: structure-morphology continental slope tectonic running in the northeast-southwest direction and another structure-morphology continental slope tectonic running in the north-south direction. The structure-morphology of deep seabed consisting of 6 units of level II, namely: flat plain, stepped plain, submerged mountain in the northeast of the rift zone, deep sea of the rift zone, the remainded mountain on the rift zone, and the submerged mountain in the southwest of the rift zone.

Keywords: East Sea; structure-morphology.

Hóa thạch Trùng lỗ trong trầm tích Holocen vùng biển nông từ Phú Lộc (Thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam) (0-60 mét)

Ngô Thị Kim Chi[1,*], Hoàng Văn Long[2], Nguyễn Minh Quyền[1], Nguyễn Hữu Hiệp[1], Bùi Vinh Hậu[1], Phan Văn Bình[1], Bùi Thị Thu Hiền[1] , Phạm Thị Thanh Hiền[1], Hoàng Thị Thoa[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2] *Viện Dầu khí Việt Nam*

TÓM TẮT

Trùng lỗ (Foraminifera) là đối tượng nghiên cứu trong địa chất học để giải quyết các vấn đề về môi trường thành tạo trầm tích, địa tầng và cổ địa lý. Tuy nhiên hiện nay, tài liệu nghiên cứu về nhóm sinh vật hóa thạch này trong trầm tích biển ở Việt Nam nói chung cũng như trong khu vực biển nghiên cứu nói riêng còn rất khiêm tốn. Bài báo trình bày kết quả nghiên cứu các hóa thạch Trùng lỗ trong trầm tích Holocen vùng biển nông từ Phú Lộc (Thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam) (0-60m nước). Trên cơ sở kết quả phân tích 59 mẫu đã xác định được 93 loài, 28 họ, 48 giống thuộc 5 phụ bộ Trùng lỗ theo hệ thống phân loại của Loeblich A.R và Tappan H., cụ thể gồm các phụ bộ sau: Miliolina Delage et Hérouard, 1896 gồm 06 họ, 18 giống và 40 loài; Rotaliina Delage et Hérouard, 1896 gồm 12 họ, 15 giống và 29 loài; Textulariina Delage et Hérouard, 1896 gồm 03 họ, 05 giống và 07 loài; Lagenina Delage et Hérouard, 1896 gồm 03 họ, 04 giống và 07 loài; Globigerinina Delage et Hérouard, 1896 gồm 04 họ, 06 giống và 10 loài. Phần lớn trong số chúng đều thuộc nhóm sinh thái biển nông gần bờ, có đặc điểm giải phẫu chịu được chế độ thủy động lực tương đối cao, thích nghi được với sự thay đổi về độ mặn, nhiệt độ.

Từ khóa: Trùng lỗ; biển nông; Thừa Thiên-Huế.

1. Giới thiệu chung

Bộ Trùng lỗ (*Foraminifer* Eichwald, 1830) thuộc lớp *Rhizopoda* Siebold, 1848, phụ ngành *Sarcodina* Schmarda, 1871, ngành *Protozoa* Siebold, 1848 (Loeblich và Tappan, 1988) là đối tượng nghiên cứu trong địa chất học để giải quyết các vấn đề về môi trường thành tạo trầm tích, địa tầng và cổ địa lý. Tuy nhiên hiện nay, tài liệu nghiên cứu về nhóm sinh vật hóa thạch này trong trầm tích biển ở Việt Nam nói chung cũng như trong khu vực biển nghiên cứu nói riêng còn rất khiêm tốn. Công trình khoa học mang tính khái quát về Trùng lỗ ở nước ta là "Hóa thạch Trùng lỗ Kainozoi thềm lục địa và các vùng lân cận ở Việt Nam" của các nhà nghiên cứu Nguyễn Ngọc, Nguyễn Hữu Cử, Đỗ Bạt, 2006 (Nguyễn Ngọc và nnk, 2006). Trong đó, 241 loài, thuộc 90 giống, 49 họ và 6 phụ bộ của bộ Foraminifera đã được xác định và mô tả chi tiết.

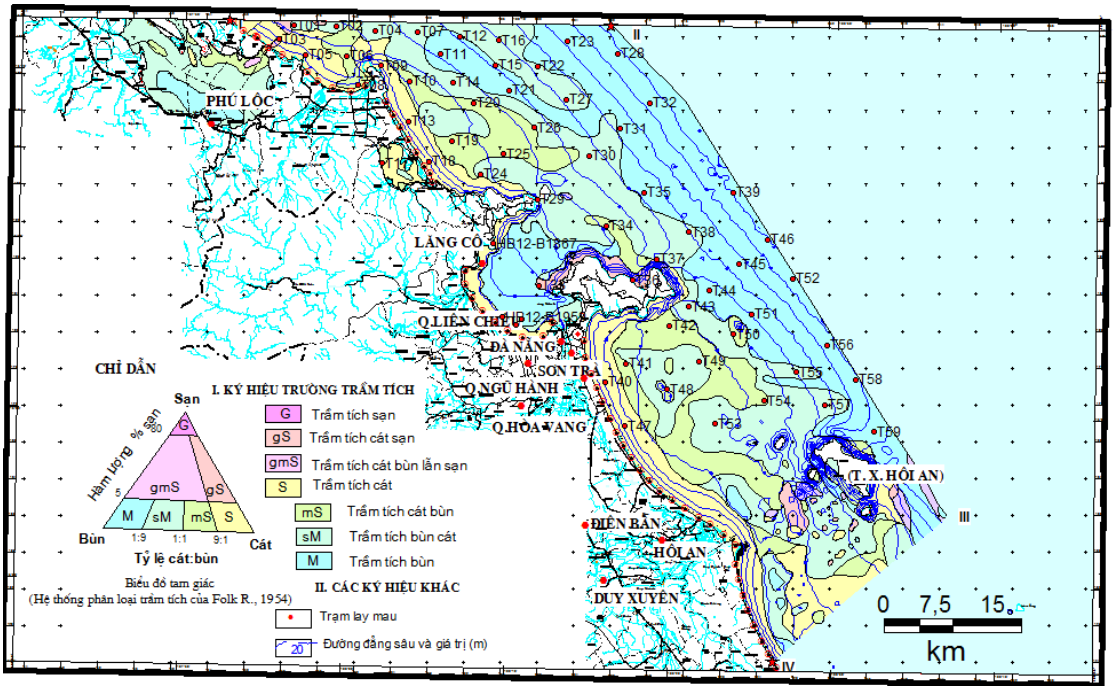
Trong những năm gần đây, công tác điều tra cơ bản về địa chất các vùng biển nông ven bờ và gần bờ được đẩy mạnh trong đó có vùng biển từ Phú Lộc (Thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam) (0-60m nước). Trong các dự án này, một trong các phương pháp cổ sinh địa tầng đã được áp dụng là phân tích Trùng lỗ để khôi phục hoàn cảnh cổ địa lý, cổ môi trường và cổ khí hậu.

2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Cơ sở tài liệu

Nội dung bài báo này được xây dựng trên cơ sở kết quả phân tích 59 mẫu vi cổ sinh (*Foraminifera*) trong trầm tích vùng biển nông (0-60m nước) từ Phú Lộc (Thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam) (xem Hình 1). Vùng biển nghiên cứu được giới hạn bởi tọa độ của 4 điểm ghi ở Bảng 1. Toàn bộ mẫu do Trung tâm Địa chất và Khoáng sản biển thu thập trong quá trình thực hiện đề án "Điều tra đặc điểm địa chất, địa động lực, địa chất khoáng sản, địa chất môi trường và dự báo tai biến địa chất vùng biển Thừa Thiên-Huế - Bình Định (0-60 m nước), tỷ lệ 1:100.000".

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: ngothikimchi@humg.edu.vn



Hình 1. Sơ đồ phân bố trường trầm tích và vị trí điểm lấy mẫu khu vực nghiên cứu (Hoàng Văn Long và nnk)

Bảng 1. Giới hạn tọa độ vùng nghiên cứu

STT	***Vĩ độ Bắc***	***Kinh độ Đông***	***STT***	***Vĩ độ Bắc***	***Kinh độ Đông***
1	16º22’49.06”	107º52’43.20”	3	15º54’13.85”	108º37’02.06”
2	16º23’58.28”	108º16’05.61”	4	15º45’35.90”	108º26’26.05”

2.2. Phương pháp nghiên cứu

Mẫu trầm tích sau khi lấy ở biển về được gia công bằng dụng cụ chuyên dụng, rửa mẫu dưới vòi nước với bộ cốc có lưới lọc (đường kính 63µm). Mẫu sau khi rửa sạch, còn lại các vật liệu vụn trong đó có hóa thạch được cho vào sấy khô (với nhiệt độ 60ºC, trong 24 giờ). Sau khi sấy khô, mẫu được bọc trong các túi giấy (có ghi số hiệu mẫu), kết thúc quá trình gia công, chuyển sang phân tích mẫu.

Tác giả đã sử dụng kính hiển vi (2 mắt) để quan sát chi tiết các cấu tạo hình thái bên ngoài và bên trong và các đặc điểm đặc trưng của hóa thạch. Sau đó đối chiếu với phần mô tả lần đầu của các tác giả về loài, giống, khi có sự trùng khớp nhau thì có thể khẳng định tên khoa học của hóa thạch. Sau khi xác định được tên loài, tác giả sắp xếp một cách có hệ thống các loài vào hệ thống phân loại Trùng lỗ theo Loeblich và Tappan (1964). Để chụp lại hình thái của hóa thạch, các tác giả sử dụng kính SEM.

3. Một số nét về đặc điểm trầm tích tầng mặt khu vực nghiên cứu

Về đặc điểm trầm tích tầng mặt vùng nghiên cứu được phân chia theo hệ thống phân loại của Folk R. gồm 7 loại: Cát (S), cát sạn (gS), cát bùn (mS), cát bùn lẫn sạn (gmS), bùn (M), sạn (G), bùn sát (sM) (xem Hình 1). Trong đó chiếm phần lớn diện tích vùng nghiên cứu là cát phân bố dọc ven bờ từ 0 m đến trên dưới 10 m nước. Ở dải từ 10-30 m nước, cát xen kẽ với cát bùn, cát sạn, cát bùn lẫn sạn. Ở độ sâu hơn 30 m trầm tích chủ yếu là bùn cát và bùn. Trong đó bùn chiếm diện tích lớn hơn. Nhìn chung, trong vùng biển nghiên cứu trầm tích có đặc điểm là kích thước hạt giảm dần từ bờ ra khơi (tuân theo quy luật tỷ trọng).

4. Kết quả nghiên cứu

4.1. Đặc điểm thành phần phân loại

Kết quả phân tích 59 mẫu vi cổ sinh trong khu vực nghiên cứu đã xác định được 93 loài thuộc 48 giống, 28 họ và 5 phụ bộ của bộ Trùng lỗ (theo phân loại của Loeblich và Tappan, 1964) (trong đó có 36 loài được minh họa trong các bản ảnh 1, 2, 3, 4 và 5). Trong đó phong phú hơn cả về thành phần giống loài thuộc phụ bộ Miliolina, tiếp theo là phụ bộ Rotaliina (12 họ, 15 giống và 30 loài), ít hơn nữa là phụ bộ Textulariina (3 họ, 5 giống và 7 loài) và phụ bộ Globigerinina (4 họ, 6 giống và 10 loài), ít nhất là Lagenina (3 họ, 4 giống và 7 loài).

a. Phụ bộ Miliolina Delage et Hérouard, 1896 gồm 6 họ, 18 giống và 40 loài (bản ảnh 1)

1. Họ Spiroloculinidae Wiesner, 1920 gồm 3 giống, phong phú nhất là giống *Adelosina* d'Orbigny, 1826 gồm 6 loài: 1. *Adelosina costata*; 2. *Ad. philippinensis*; 3. *Ad. pulchella*; 4. *Ad. semireticulata*; 5. *Ad. pseudoreticulata*; 6. *Adelosina* sp.; Giống *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826 gồm 4 loài: 1.*Spiroloculina.communis*; 2.*Sp. penglaiensis*; 3 *Sp. lucida*; 4. *Spiroloculina* sp.; *Cribrolinoides* Cushman and Leroy, 1939 có 2 loài: *1. Cribrolinoides* sp.; 2.*Cribrolinoides curta;*

2. Họ Hauerinidae Schwager, 1870 gồm 9 giống, *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826 đa dạng nhất (07 loài): 1.*Quinqueloculina akneriana ; 2.Q. boueana*; 3.*Q. cuvieriana* ; 4.*Q. dosonensis; 5.Q.elongata*; 6.*Q. tonkinensis; 7.Quinqueloculina* sp.; 03 giống có 2 loài góp mặt là giống *Pyrgo* Defrance, 1824 (1.*Pyrgo vespertilio*; 2.*Pyrgo* sp.); *Triloculina* d'Orbigny, 1826 (1.*Triloculina tricarinata*; 2.*Tri.trigonula*); *Massilina* Schlumberger, 1893 (1.*Massilina secans*; 2.*Massilina* sp.); 05 giống còn lại mỗi giống góp mặt 1 loài là: *Schulumbergerina* Munier-Chalmas, 1882 (có *Schlumbergerina* sp.); *Flintina* Cushman, 1921 (*Flintina bradyana* Cushman,1921); *Siphonaperta* Vella, 1957 (*Siphonaperta agglutinans*); *Hauerina* d'Orbigny, 1839 (*Hauerina* sp.); *Ammomassilina* Cushman, 1933 (*Ammomassilina* sp.)

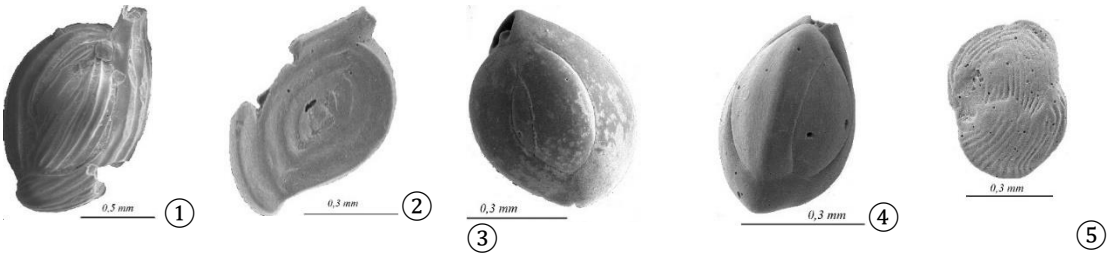
3. Họ Cornuspiridae Schultze, 1854 có duy nhất 01 giống *Cornuspira* Schultze, 1854 trong đó có 01 loài *Cornuspira involvens.*

4. Họ Ophthalmidii-dae Wiesner, 1920 có 01 giống là *Edentostomina* Collins, 1958 với 02 loài là: 1.*Edentostomina cultrata*; 2.*Edentostomina* sp.

5. Họ Peneroplidae Schultze, 1854 với 03 giống: *Peneroplis* de Montfort, 1808 có 02 loài: 1.*Peneroplis* sp.; 2.*Peneroplis planatus; Coscinospira* Ehrenberg, 1839 có 01 loài là *Coscinospira hemprichii;* và giống *Dendritina* d'Orbigny, 1826 gồm 02 loài: 1. *Dendritina cuvieri; 2.Dendritina* sp.

6. Họ Ficherinidae Millett, 1898 có 1 giống *Vertebralina* d'Orbigny, 1826 với 02 loài 1.*Vertebralina striata*; 2.*Vertebralina* sp.

Bản ảnh 1



Chú giải: ①*Adelosina costata;* ②*Spiroloculina communis;* ③*Quinqueloculina akneriana;* ④*Triloculina trigonula;* ⑤*Vertebralina striata*

b. Phụ bộ Rotaliina Delage et Hérouard, 1896 có 12 họ, 15 giống và 29 loài (bản ảnh 2)

1. Họ Rotaliidae Ehreberg, 1839 đang dạng nhất, có 03 giống: *Ammonia* Brunnich, 1772 gồm 04 loài: 1.*Ammonia annectens;* 2.*A. beccarri*; 3.*A. japonica*; 4.*Ammonia* sp.; giống *Pseodorotalia* Reis and Merling, 1958 có 03 loài: 1.*Pseudorotalia indopacifica*; 2.*P. Schroeteriana;*3.*Pseudorotalia* sp.; *Asterorotalia* Hofker, 1950 gồm 02 loài 1. *Asterorotalia gaimardii* ; 2. *A. Multispinosa;*

2. Họ Nummulitidae Blainville, 1827 có 02 giống *Operculina* d'Orbigny, 1826 với 02 loài 1.*Operculina* sp.; 2.*Operculina ammonoides* và *Heterostegina* d'Orbigny, 1826 có 01 loài *Heterostegina* sp.

3. Họ Elphidiidae Galloway, 1933 có 01 giống *Elphidium* de Montfort, 1808 với 05 loài 1.*Elphidium advenum*; *2.E. crispum* ; 3.*E. hispidulum*; 4.*E. jenseni*; 5.*Elphidium* sp.

4. Họ Cibicididae Cushman, 1927 với 01 giống *Cibicides* de Montfort, 1808 có 02 loài 1.*Cibicides refungens*; 2.*Cibicides* sp.

5. Họ Amphisteginidae Cushman, 1927 có 01 giống *Amphistegina* d'Orbigny, 1826 gồm *1.Amphistegina lessoni*; 2. *A. madagascariensis*

6. Họ Nonionidae Schultz, 1854 với 01 giống *Nonion* de Montfort, 1808 gồm 02 loài *1.Nonion japonicum* ; 2.*Nonion* sp.

7. Họ Eponididae Hofker, 1951 có 01 giống *Eponides* de Montfort, 1808 với *1.Eponides repandus;* 2.*Eponides* sp.

8. Họ Bolivintidae Glaesner, 1937 với 01 giống *Bolivina* d'Orbigny, 1839 01 loài *Bolivina* sp.

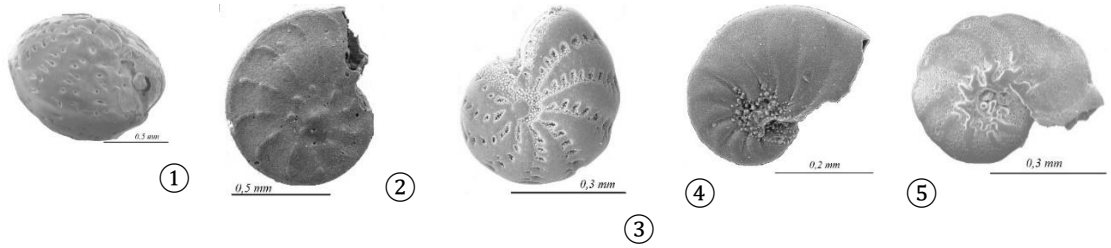
9. Họ Gavelinellidae Hofker, 1951 có 01 giống *Hanzawaia* Asano, 1944, với loài *Hanzawaia* sp.

10. Họ Bagginidae Cushman, 1927 giống *Cancris* de Montfort, 1808, loài *Cancris* sp.

11. Họ Rosalinidae Reiss, 1963 giống *Rosalina* d'Orbigny, 1826, loài *Rosalina* sp.

12. Họ Calcarinidae Schawager, 1876, giống *Calcarina* d' Orbigny, 1826, loài *Calcarina spengleri*

Bản ảnh 2



Chú giải: ①*Pseudorotalia indopacifica;* ②*Operculina ammonoides;* ③*Elphidium advenum*; ④*Nonion* sp.; ⑤*Hanzawaia* sp.

c. Phụ bộ Textulariina Delage et Hérouard, 1896 có 3 họ, 5 giống và 7 loài (bản ảnh 3)

1. Họ Textulariidae Ehrenberg, 1838 có 02 giống, mỗi giống có 01 loài là: giống *Textularia* Defrance, 1824 với loài *Textularia* sp. (bản ảnh 3); giống *Bigeneria* d'Orbigny, 1826 với loài *Bigenerina* sp.

2. Họ Lituolidae Blainville, 1827 gồm 02 giống: *Trochammina* Parker et Jones, 1859 có 02 loài 1.*Trochammina japonica*; 2.*Trochammina* sp. Và giống *Ammobaculites* Cushman, 1910 với 01 loài *Ammobaculites* sp.

3. Họ Hormosinidae Haeckel, 1894 có 01 giống *Reophax* Montfort, 1808 với 02 loài 1.*Reophax excentricus*; 2.*Reophax* sp.

d. Phụ bộ Globigerinina Delage et Hérouard, 1896 gồm 4 họ, 6 giống và 10 loài

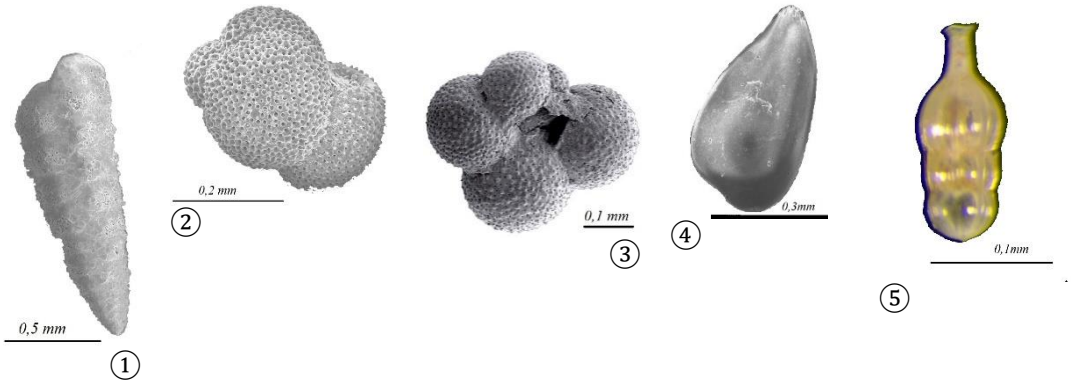
1. Họ Globigerinidae Carpenter, Parker and Jones, 1862 có 3 giống. Đa dạng nhất là giống *Globigerinoides* Cushman, 1827 với 3 loài: *1. Globigerinoides ruber*; 2.*G. trilobus* (bản ảnh 3); 3.*G. sacculifer.* 02 giống còn lại mỗi giống góp 01 loài: giống *Globigerina* d'Orbigny, 1826 (loài *Globigerina calida)* (bản ảnh 3)*; giống Globigerinella* Cushman, 1827 (loài *Globigerinella* Cushman, 1827)

2. Họ Hastigerinidae Bolli, Loeblich et Tappan, 1957 có 01 giống là *Hastigerina* Thomson, 1876 gồm 01 loài *Hastigerina pelagica.*

3. Họ Globorotaliidae Cushman, 1927 góp 01 giống *Globorotalia* Cushman, 1927 với 02 loài là 1.*Globorotalia menardyi;* 2.*Globorotalia* sp.

4. Họ Catapsydracidae Bolli, Loeblich and Tappan, 1957 có 01 giống với 02 loài 1.*Globoquadrina* sp.; 2. *Globoquadrina siphonifera*

Bản ảnh 3



Chú giải: ①*Textularia* sp.; ② *Globigerinoides trilobus;* ③*Globigerina calida*; ④*Guttulina pacifica*; ⑤*Lagenonodosaria scalaris*

e. Phụ bộ Lagenina Delage et Hérouard, 1896 có 3 họ, 4 giống và 7 loài

1. Họ Vaginulidae Reuss, 1850 đa dạng nhất với 2 giống là *Lagenonodosaria* Silvestri, 1900 có 02 loài 1.*Lagenonodosaria scalaris* (bản ảnh 3); 2.*Lagenonodosaria* sp.; giống *Lenticulina* Lamarck, 1804 có duy nhất 01 loài *Lenticulina* sp.

2. Họ Polymorphinidae d'Orbigny, 1839 có 01 giống là *Guttulina* d'Orbigny, 1839 với 03 loài 1.*Guttulina* sp.; 2.*G. striata*; 3.*G. pacifica* (bản ảnh 3).

3. Họ Glandulinidae Reuss, 1860 có 01 giống *Glandulina* d'Orbigny, 1839 và 01 loài *Glandulina laevigata*

4.2. Đặc điểm sinh thái

Kết quả phân tích cho thấy đặc điểm Trùng lỗ trong vùng nghiên cứu phần lớn là các giống, loài sống đáy (benthonic foraminifera). Chúng không chỉ đa dạng về thành phần phân loại (giống, loài), mà còn phong phú về số lượng cá thể. Trong các mẫu phân tích các mẫu cát, mức độ bảo tồn cũng như số lượng hóa thạch ít, các mẫu hạt mịn hơn có mức độ bảo tồn tốt hơn và phong phú hơn về thành phần giống loài. Càng ra xa bờ, ở độ sâu > 30 m gặp một số dạng sống trôi nổi (planktonic foraminifera) thuộc phụ bộ Globigerinina có mức độ bảo tồn và số lượng cá thể nhiều hơn.

Các giống, loài đáy được thống kê trong vùng nghiên cứu phần lớn thuộc nhóm sinh thái rộng muối như *Ammonia beccarri*, *Elphidium hispidulum*, *Spiroloculina communis*, *Trochammina japonica*, *Nonion japonicum*. Những dạng này có khả năng thích nghi với điều kiện môi trường sống có độ mặn giao động với biên độ lớn, đặc trưng cho môi trường cửa sông ven biển. Bên cạnh đó một số loài có đặc điểm hình thái dẹt dễ chao liệng (hình đĩa, hình cầu dẹt), vỏ rắn chắc, có khả năng thích nghi với môi trường có động lực mạnh như *Operculina* sp., *Ammonia annectens*, *Ammonia japonica*, *Cornuspira involvens*, *Spiroloculina penglaiensis*, *Amphistegina madagascariensis* và một số loài của giống *Elphidium*.

5. Kết luận

Trên cơ sở kết quả phân tích thành phần các giống loài *Foraminifera* ở vùng biển nông ven bờ từ Phú Lộc (thừa Thiên-Huế) đến Hội An (Quảng Nam), chúng tôi rút ra một số kết luận như sau:

- Trong trầm tích vùng nghiên cứu, các tác giả đã xác định được 93 loài thuộc 48 giống, 28 họ và 5 phụ bộ của bộ Trùng lỗ theo hệ thống phân loại của Loeblich và Tappan (1964).
- Phần lớn trong số chúng đều thuộc nhóm sinh thái biển nông gần bờ, ven bờ, nơi có nồng độ muối trong nước không ổn định và có chế độ thủy động lực tương đối cao.
- Ba loài *Foraminifera* có tính chất định tuổi Holocen trong vùng nghiên cứu là: *Flintina bradyana, Globigerina calida, Siphonaperta agglutinans*.

Lời cảm ơn

Bài báo được hoàn thành với sự hỗ trợ của Trung tâm Địa chất và Khoáng sản Biển, đề tài cấp nhà nước KC.09.30/16-20 và đề tài cơ sở 20T-29. Các tác giả xin chân thành cảm ơn sự giúp đỡ quý báu đó!

Tài liệu tham khảo

Hoàng Văn Long và nnk. Báo cáo chuyên đề Lập bản đồ trầm tích tầng mặt vùng biển cửa Tư Hiền (Thừa Thiên-Huế)-Bình Sơn (Quảng Ngãi từ 0-60m nước, tỷ lệ 1:100000)

Loeblich A.R.Jr., Tappan H., 1964. Treatise in invertebrate paleontology. *Ptc. Portista New-York Geol.Soc.Amer.Univ.Kansas.Press*

Loeblich A.R.Jr., Tappan H., 1988. *Foraminiferal* genera and their classification. *Department of Earth and Space sciences and Center for the study of Evolution and the origin of Life University of California, Los Angeles, 2114 pages.*

Nguyễn Ngọc, Nguyễn Hữu Cử, Đỗ Bạt, 2006. Hóa thạch Trùng lỗ Kainozoi thềm lục địa và các vùng lân cận ở Việt Nam. *Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Hà Nội, 392 trang.*

ABSTRACT

Foraminifera fauna in the Holocene marine sediments at the shallow sea from Phu Loc (Thua Thien- Hue) to Hoi An (Quang Nam) (0-60 m of water depth)

Ngo Thi Kim Chi[1,*], Hoang Van Long[2], Nguyen Minh Quyen[1], Phan Văn Binh[1], Bui Vinh Hau[1], Pham Thi Thanh Hien[1], Hoang Thi Thoa[1]

[1] *Hanoi university of Mining and Geology*

[2] *Vietnam Petroleum Institute, Vietnam*

Foraminifera is the subject of geological studies to solve the environmental problems of sedimentary, stratigraphic and paleo-geography. However, at present, the research documents on the *Foraminifera* in the marine sediments in Vietnam in general as well as in the marine research area in particular are still very modest. This paper presents research results of Foraminifera fauna in Holocene marine sediments from Phu Loc (Thua Thien- Hue) to Hoi An (Quang Nam) (0-60 m of water depth). 93 species, belonging to 48 genras, 28 families and 5 suborders Foraminifera have been identified based on the analysis of 59 available samples. Miliolina Delage and Hérouard, 1896 has 06 families, 18 genras and 40 species; Rotaliina Delage and Hérouard, 1896 has 12 families, 15 genras and 29 species; Textulariina Delage and Hérouard, 1896 has 03 họ, 05 genras and 07 species; Lagenina Delage and Hérouard, 1896 has 03 họ, 04 genras and 07 species; Globigerinina Delage and Hérouard, 1896 has 04 họ, 06 genras and 10 species.

All of them belong to ecological group of shallow nearshore, coastal marine, where the salt concentration in the water is not stable and hydrodynamic regime of relatively high.

Keywords: Foraminifera; shallow sea; Thua Thien-Hue.

Mô hình hóa dịch chuyển ô nhiễm nước tại các khu công nghiệp tỉnh Ninh Bình

Trần Văn Đức[1,*], Lê Tiến Dũng[1], Trần Vũ Long[1], Nguyễn Hữu Trọng[1]
Nguyễn Mạnh Hùng[2], Phạm Thị Kim Giang[3]
[1] *Trung tâm Triển khai Công nghệ Khoáng chất, Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2] *Ban quản lý các khu công nghiệp Ninh Bình*
[3] *Trường Đại học Giáo dục, Đại học Quốc gia Hà Nội*

TÓM TẮT

Các khu công nghiệp với nhiều ngành nghề đóng vai trò quan trọng trong việc phát triển kinh tế tỉnh Ninh Bình. Ô nhiễm môi trường nước mặt và nước ngầm tại các khu công nghiệp đang là vấn đề báo động. Tại nhiều nơi, chất lượng nước đang bị suy giảm nhanh chóng vượt qua khả năng tự làm sạch của tự nhiên. Mô hình MIKE 11 (cho nước mặt) và Modflow (cho nước ngầm) đã được ứng dụng để mô hình hóa quá trình vận động của các chất ô nhiễm trong môi trường nước. Kết quả cho phép đánh giá, dự báo sự dịch chuyển ô nhiễm trong môi trường nước, làm căn cứ đề xuất các giải pháp xử lý, bảo vệ môi trường tại các khu công nghiệp tỉnh Ninh Bình.

Từ khóa: Ô nhiễm nước; mô hình hóa; khu công nghiệp Ninh Bình.

1. Đặt vấn đề

Trong môi trường tự nhiên, nước mặt và nước dưới đất luôn vận động theo những quy luật phức tạp. Quá trình vận động, kéo theo sự dịch chuyển các yếu tố và tác nhân gây ô nhiễm. Mô hình hóa dịch chuyển các chất gây ô nhiễm trong môi trường nước, là một trong các giải pháp công nghệ có tính hiện thực, được ứng dụng rộng rãi trên thế giới và trong nước. Các mô hình được xây dựng trong các khu vực cụ thể, trở thành một phương tiện để xác định hướng và diễn biến các quá trình di chuyển của các chất gây ô nhiễm, xây dựng các giải pháp giảm thiểu có hiệu quả và bền vững.

2. Sơ lược về đặc điểm địa chất, địa chất thủy văn các khu công nghiệp

2.1. Hệ thông sông ngòi

Toàn tỉnh Ninh Bình có 811,2 km chiều dài sông suối và 2367,5 km kênh mương, mật độ trong khoảng 0,6 - 0,9 km/km^2. Những con sông chính chảy qua tỉnh là sông Đáy, sông Bôi, sông Hoàng Long, sông Đằng, sông Vạc, sông Vân. Sông Hoàng Long và sông Đáy là đường giao thông thủy quan trọng, nối liền các vùng trong tỉnh và mở rộng giao thông với các tỉnh xung quanh, đặc biệt với đồng bằng sông Hồng.

2.2. Đặc điểm địa chất, địa chất thủy văn tại các khu công nghiệp

Bảng 1. Đặc điểm địa chất, địa chất thủy văn các khu công nghiệp

TT	Khu công nghiệp	Lớp địa chất	Độ sâu (m)			Mô tả
			Từ	Đến	Dày	
1	Gián Khẩu	Lớp 1	0	5	5	Sét và sét pha, thấm nước yếu.
		Lớp 2	5	24	19	Sét màu xám vàng, trạng thái dẻo mềm
		Lớp 3	24	38	14	Sét màu xám trắng
		Lớp 4	38	44	6	Sét màu xám xanh
		Lớp 5	44	46	2	Cát hạt thô lẫn dăm sạn thạch anh
		Lớp 6	46	55	9	Nền đá vôi cứng chắc, ít nứt nẻ, rất nghèo nước.
2	Khánh Phú	Lớp 1	0	2	2	Cát và cát pha, thấm nước tốt.
		Lớp 2	2	28	26	Á sét, sét pha

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: ductnmtvn@gmail.com

		Lớp 3	28	31	3	Cát hạt nhỏ, màu đen, là tầng chứa nước.
		Lớp 4	31	60	29	Sét và sét pha mầu tím
		Lớp 5	60	70	10	Sét màu xám xám xanh.
		Lớp 6	70	75	5	Sét pha màu vàng đến nâu đỏ.
		Lớp 7	75	100	25	Cát hạt thô lẫn dăn sạn thạch anh, chứa nước tốt.
3	Tam Điệp	Lớp 1	0	22	22	Laterit sắt, sét và sét pha màu nâu đỏ, nâu vàng.
		Lớp 2	22	45	23	Thành phần gồm đá vôi cứng chắc, nứt nẻ kém.
		Lớp 3	45	50	5	Đá vôi nứt nẻ và karst hóa.

2.3. Hiện trạng ô nhiễm môi trường nước

Khu công nghiệp Gián Khẩu. Nguồn nước dưới đất đã bị ô nhiễm các kim loại nặng, trong đó có asen, cadimi, chì, mangan. Nồng độ asen dao động trong khoảng 1,468 mg/l đến 1,462 mg/l; nồng độ cadimi dao động trong khoảng 0,021 mg/l đến 0,024 mg/l; nồng độ chì dao động từ mức 0,07 mg/l đến 0,05 mg/l; nồng độ mangan dao động trong khoảng 8,50 mg/l đến 8,55 mg/l. Nguồn nước mặt bị ô nhiễm amoni, hàm lượng dao động từ 0,319 mg/l đến 0,8 mg/l.

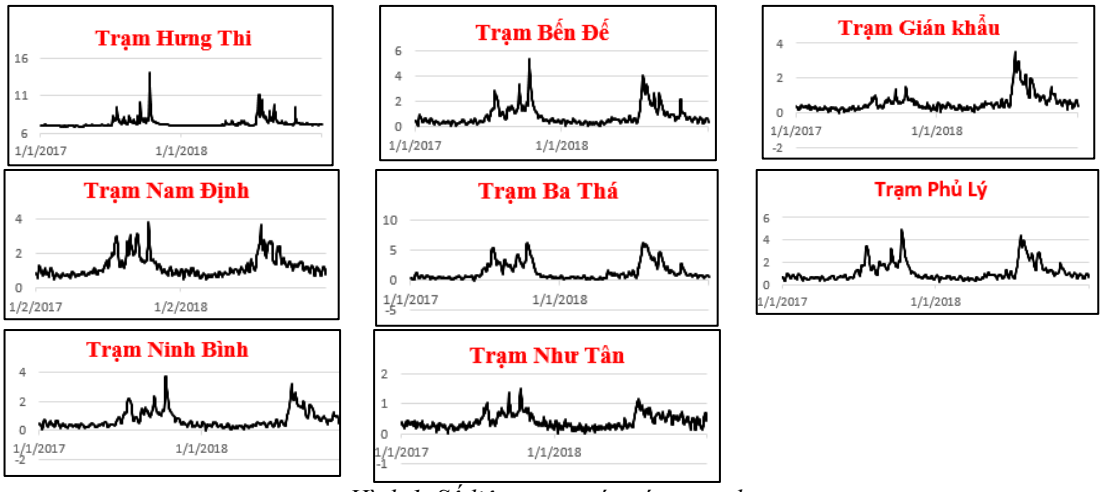
Khu công nghiệp Khánh Phú. Tầng chứa nước thứ nhất bị ô nhiễm asen. Hàm lượng asen dao động trong khoảng từ 0,487 mg/l đến 0,283 mg/l;. Một số chỉ tiêu khác gồm cadimi, chì, clorua, mangan, amoni cũng vượt ngưỡng cho phép. Nguồn nước mặt bị ô nhiễm amoni, hàm lượng dao động trong khoảng 0,319 mg/l đến 0,5 mg/l.

Khu công nghiệp Tam Điệp. Nguồn nước dưới đất và nước mặt chưa có dấu hiệu bị ô nhiễm.

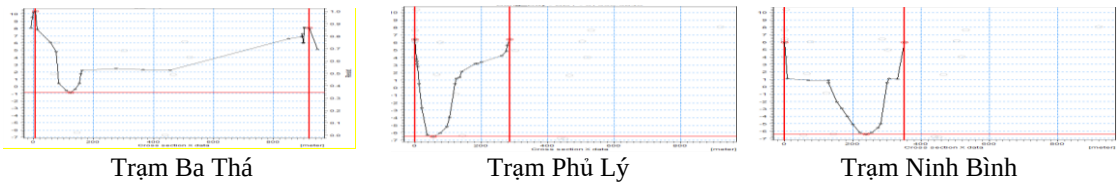
Nước mặt trong các hồ chứa. Nước trong các hồ lớn: Đầm Chương, Đồng Quang, Thường Sung, Yên Thắng, Hồ 1, Hồ 2, Hồ 3, Hồ 4, chưa có dấu hiệu bị ô nhiễm.

3. Thiết lập và xây dựng mô hình nước mặt

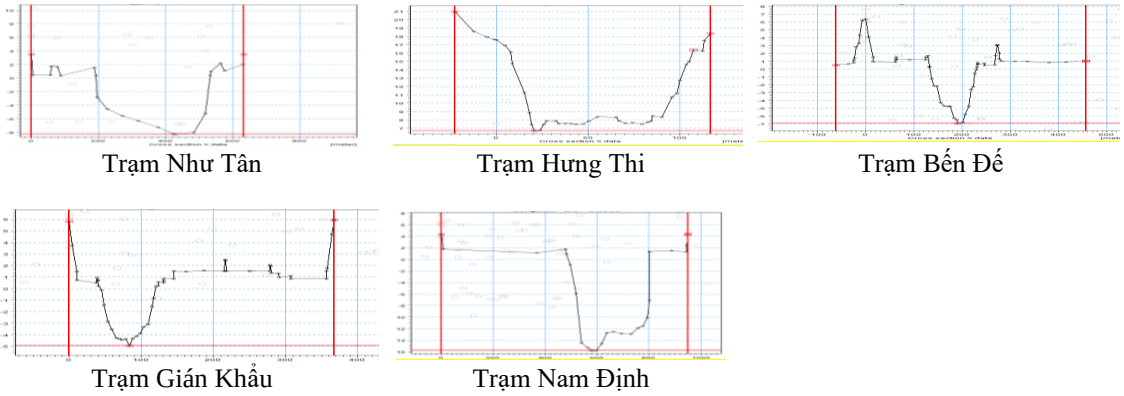
Xây dựng mô hình và dự báo sự dịch chuyển ô nhiễm trong môi trường nước mặt trong tương lai, trong bài báo trình ứng dụng phần mềm với model code MIKE11(DHI, 2017). Các số liệu đầu vào bao gồm: bình đồ mạng lưới sông, các mặt cắt địa hình dòng sông, các số liệu mực nước tại các trạm (Trần Văn Đức và nnk, 2020) (Hình 1, 2).



Hình 1. Số liệu mực nước các trạm đo



Trạm Ba Thá Trạm Phủ Lý Trạm Ninh Bình

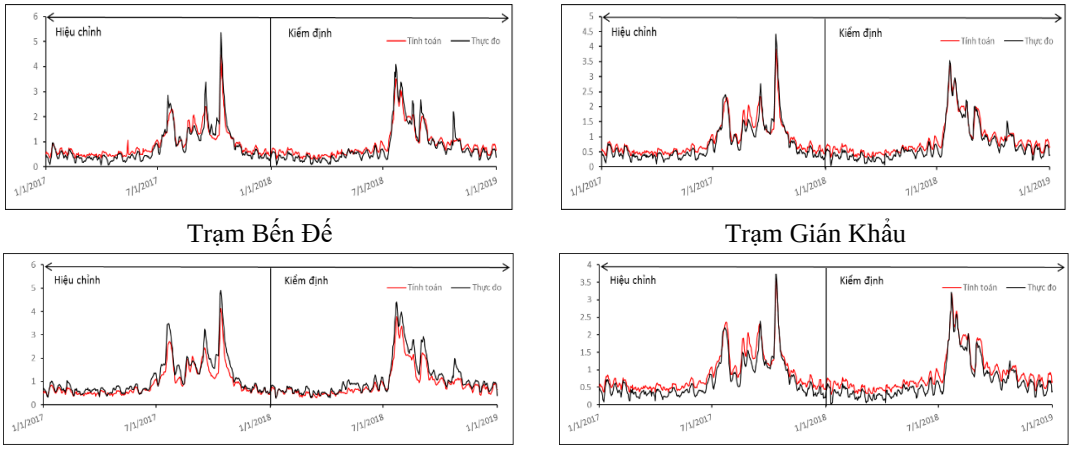


Hình 2. Mặt cắt địa hình đáy sông tại các trạm đo

Mực nước tại các trạm thủy văn Bến Đế, Gián Khẩu, Phủ Lý, Ninh Bình được hiệu chỉnh theo ngày từ 1/1/2017 đến 31/12/2017 và được kiểm định từ 1/1/2018 đến 31/12/2018. Khoảng giá trị giới hạn của chỉ tiêu Nash dao động từ -∞ đến 1. Về cơ bản, giá trị của Nash càng tiến tới 1, kết quả mô phỏng càng chính xác và lớn hơn 0.5 là đã có thể được chấp nhận. Kết quả mô phỏng mực nước được hiểu chỉnh tại các sông được như sau (Trần Văn Đức và nnk 2020) (Hình 3).

Bảng 2. Thang phân loại chỉ tiêu Nash và R2

TT	Cấp độ	Nash, R^2	TT	Cấp độ	Nash, R^2
1	Rất tốt	$0.75 < Nash, R^2 \leq 1$	3	Chấp nhận được	$0.5 < Nash, R^2 \leq 0.65$
2	Tốt	$0.65 < Nash, R^2 \leq 0.75$	4	Không đạt	$Nash, R^2 \leq 0.5$



Hình 3. Kết quả mô phỏng mực nước tại các trạm đo

Đánh giá theo chỉ tiêu Nash và R^2, quá trình hiệu chỉnh và kiểm định tại trạm Ninh Bình lần lượt đạt 0,86÷0,96 và 0,86÷0,98 (Bảng 3).

Bảng 3. Kết quả hiệu chỉnh, kiểm định mực nước (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

Trạm thủy văn	Hiệu chỉnh (2017)		Kiểm định (2018)	
	Nash	R^2	Nash	R^2
Bến Đế	0,89	0,90	0,9	0,94
Gián Khẩu	0,90	0,95	0,92	0,97
Phủ Lý	0,86	0,95	0,88	0,97
Nam Định	0,86	0,96	0,86	0,98

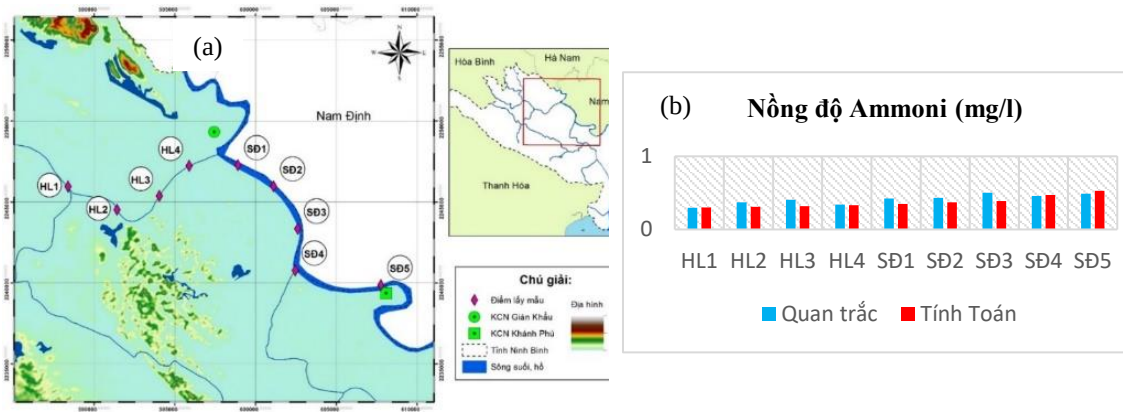
Các chỉ tiêu Nash và R^2 trong các quá trình hiệu chỉnh và kiểm định tại 4 trạm Bến Đế, Gián Khẩu, Phủ Lý, Ninh Bình đều có giá trị lớn hơn 0,75 - đạt ngưỡng rất tốt. Kết quả của quá trình này sẽ được đánh giá

theo chỉ tiêu PBIAS, là một loại phân tích sai số thống kê định lượng khả năng mô phỏng các giá trị của mô hình để đánh giá giới hạn dao động của chuỗi dữ liệu quan trắc được (Bảng 4).

Bảng 4. Thang phân loại chỉ tiêu PBIAS

Cấp độ	PBIAS(%)	Cấp độ	PBIAS(%)
Rất tốt	PBIAS<±10	Chấp nhận được	±15≤PBIAS<±25
Tốt	±10≤PBIAS<±15	Không đạt	PBIAS≥±25

Do hạn chế thông tin về dữ liệu đo đạc nồng độ amoni trên các sông, nghiên cứu này chỉ thực hiện quá trình hiệu chỉnh mô hình tại 9 điểm (4 vị trí trên sông Hoàng Long và 5 vị trí trên sông Đáy) (Hình 4a).

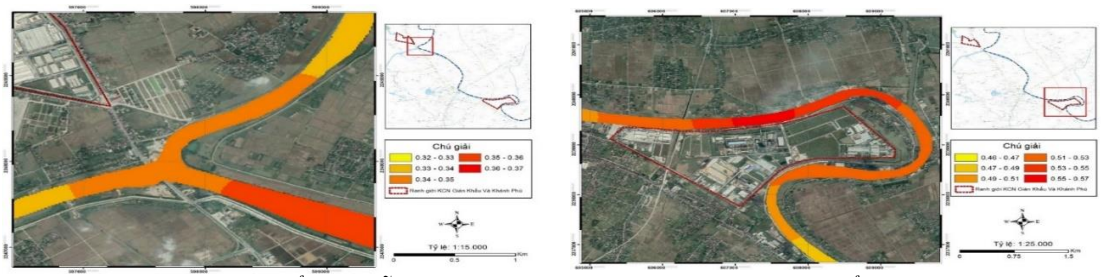


Hình 4. Vị trí các điểm và kết quả hiệu chỉnh nồng độ amoni

Từ kết quả trên thấy rằng, kết quả mô phỏng tại các điểm HL1, HL4, SĐ4 và SĐ5 tương đối trùng khớp với kết quả quan trắc (Hình 4b). Tại các điểm còn lại nồng độ amoni quan trắc có xu hướng cao hơn tính toán, nguyên nhân có thể là do tại khu vực ngoài hai nguồn xả chính từ 2 KCN Gián Khẩu và Khánh Phú vẫn còn các điểm xả nhỏ lẻ khác từ các khu dân cư dọc hai bên bờ sông. Nghiên cứu này chưa tính đến ảnh hưởng từ các nguồn này do chúng phân bố rất rời rạc và không liên tục gây khó khăn trong việc xác định và đo đạc.

Đánh giá theo chỉ tiêu PBIAS, kết quả hiệu chỉnh nồng độ amoni đạt 9.3%, kết quả tính toán chỉ ra rằng mức độ trung bình của các giá trị mô phỏng nồng độ được đánh giá là rất tốt (PBIAS <±10), như vậy bộ thông số của quá trình này có thể được chấp nhận để sử dụng trong các bước kế tiếp.

Dựa trên các số liệu đầu vào và kết quả hiệu chỉnh mực nước, hiệu chỉnh nồng độ, kết quả ứng dụng phần mềm MIKE 11 cho kết quả mô hình dịch chuyển ô nhiễm amoni trong nước mặt được thể hiện dưới đây MIKE (DHI, 2017) (Hình 5).



Hình 5. Mô hình dịch chuyển ô nhiễm amoni trong nước mặt tại KCN Gián Khẩu (trái) và KCN Khánh Phú (phải)

4. Thiết lập và xây dựng mô hình nước dưới đất

Tương tự như công tác xây dựng mô hình dịch chuyển ô nhiêm nước mặt, để xây dựng mô hình dịch chuyển ô nhiễm nước ngầm, bài báo đã ứng dụng phần mềm model code Modflow và MT3DMS.

4.1. Cơ sở dữ liệu đầu vào

Thu thập dữ liệu địa hình. Bề mặt địa hình được xây dựng dựa trên thông tin từ bản đồ địa hình được số

hoá và gán các thông tin trên cơ sở nền bản đồ địa hình tỉ lệ 1/10.000.

Xác định hệ số khuếch tán. Trong các hệ thống phân tầng ngang, đối với dòng chảy song song với phân tầng, giá trị của độ phân tán ngang trên phân tầng có thể tương tự với giá trị của hệ số khuếch tán hiệu quả (Lecturer note by Mackay, 2010). Với diện tích lựa chọn xây dựng mô hình cho các khu công nghiệp, giá trị khuếch tán được tính toán và xác định dưới bảng sau:

Bảng 5. Giá trị khuếch tán của các khu công nghiệp (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

TT	Khu công nghiệp	Đơn vị	Chiều dài theo chiều mô hình (m)	Hệ số khuếch tán (K)		
				$\alpha_L = \sqrt{L}$	α_H =0,1 α_L	α_V =0,1 α_H
1	KCN Gián Khẩu	m	5000	70	7	0,7
2	KCN Khánh Phú	m	7000	83	8,3	0,83
3	KCN Tam Điệp	m	4000	63	6,3	0,63

Thông số ô lưới. Việc lựa chọn khoảng cách kích thước các ô lưới của mô hình phải được đánh giá qua hệ số Peclet (Pe) (Batu, V. 2006). Giá trị Pe < 2, thì số liệu kích thước mạng ô lưới được chấp nhận. Do vậy, đề tài đã lựa chọn lưới mô hình cho 3 khu công nghiệp như sau:

Bảng 6. Tạo lập thông số kích thước ô lưới (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

TT	Khu công nghiệp	Dài (m)	Rộng (m)	Số cột	Số hàng	KC cột	KC hàng
1	KCN Gián Khẩu	5000	3000	250	150	20	20
2	KCN Khánh Phú	7000	4000	350	200	20	20
3	KCN Tam Điệp	4000	2000	200	100	20	20

Thông số lớp. Dựa vào các số liệu địa chất, địa chất thủy văn cho phép xác định các lớp địa chất trong khu vực nghiên cứu làm căn cứ để phân các lớp khác nhau phục vụ cho việc xây dựng mô hình.

Bảng 7. Tạo lập thông số lớp mô hình (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

KCN	Lớp	Độ cao		KCN	Lớp	Độ cao		KCN	Lớp	Độ cao	
		Đỉnh	Đáy			Đỉnh	Đáy			Đỉnh	Đáy
Gián Khẩu	Lớp 1	+ 2	-41	Khánh Phú	Lớp 1	+ 49	+ 29	Tam Điệp	Lớp 1	+ 49	+ 29
	Lớp 2	-41	-46		Lớp 2	+ 29	+ 4		Lớp 2	+ 29	+ 4
	Lớp 3	-46	-53		Lớp 3	+4	-1		Lớp 3	+4	-1
(Độ cao lớp mô hình được lấy so với mực nước biển)									Lớp 4	-1	-51

Thông số địa chất, địa chất thủy văn. Dựa vào số liệu địa chất thủy văn hệ số thấm tham khảo các tài liệu đã nghiên cứu trước những công trình giai đoạn trước, bổ xung và kiểm chứng thêm các tài liệu được xây dựng trong quá trình thực hiện đề tài. Hệ số thấm của các lớp thống kê trong bảng dưới đây:

Bảng 8. Hệ số thấm của các lớp trong các khu công nghiệp (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

STT	**Lớp**	**Hệ số thấm K (m/ ngày)**		
		KCN Gián Khẩu	KCN Khánh Phú	KCN Tam Điệp
1	Lớp 1	20	20	40
2	Lớp 2	40	40	30
3	Lớp 3	8	5	1625
4	Lớp 4		80	20

Thông số khí tượng thủy văn. Được lấy theo lượng mưa quan trắc trung bình theo các tháng trong các năm 2010 - 2018 dao động 1.356,1mm đến 1.945,9mm.

Điều kiện biên. Dựa vào điều kiện thực tế, các loại biên trong mô hình bao gồm: Biên sông (River), biên biển (H = const), biên không dòng chảy (no-flow) (Q=0), biên mực nước xác đinh (H = const).

Bảng 9. Hệ thông điều kiện biên khu công nghiệp Gián Khẩu (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

KCN	$H_đ$ (Mực nước sông đầu mô hình)	H_c (Mực nước cuối sông cuối mô hình)	H_b (Mực nước tĩnh ở lỗ khoan xung quanh)	Mực nước tĩnh tại lỗ khoan
Gián Khẩu (m)	1,38	0,59	1,19	1,3
Khánh Phú (m)	0,5	0,4	0,6	0,35

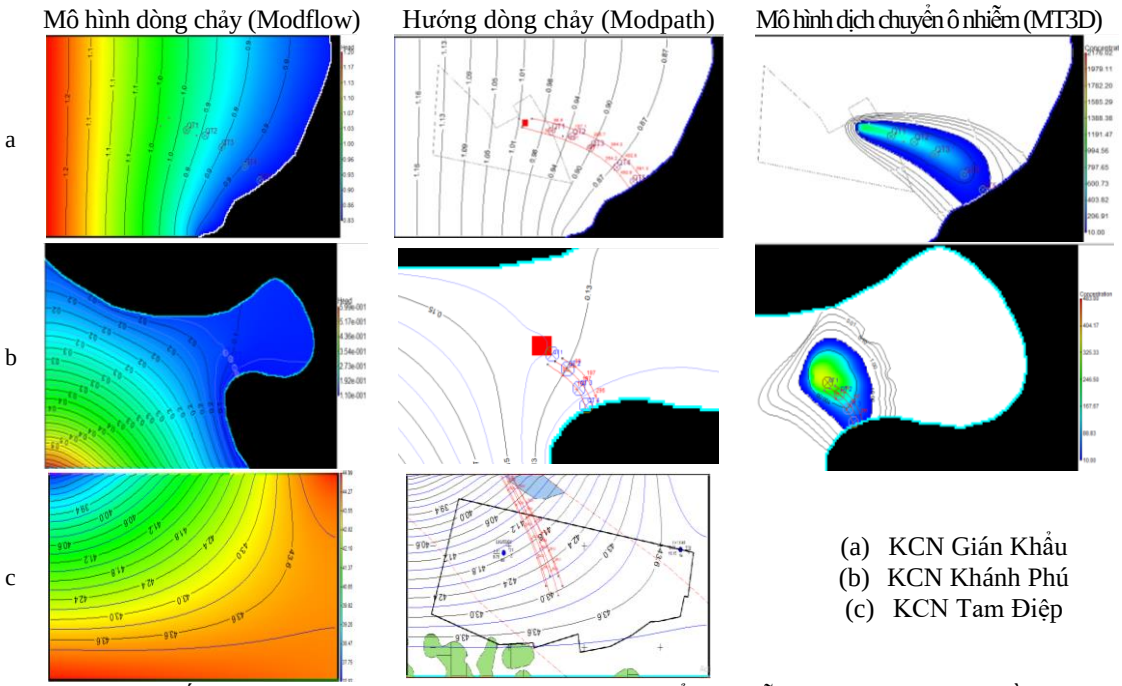
Thông số ô nhiễm. được xác định qua kết quả lấy mẫu thí nghiệm nước trong các năm 2018 đến 2019.

Bảng 10. Thông số ô nhiễm (Trần Văn Đức và nnk, 2020)

TT	KCN	Đơn vị	Nồng độ ô nhiễm	Nồng độ ô nhiễm			
			TCVN	2018	6.2019	7.2019	9.2019
1	Gián Khẩu	µg	10	1468	1462	1464	1466
2	Khánh Phú	µg	10		275,5	387	385
3	Tam Điệp	µg	10	KPH	KPH	KPH	KPH

4.2. Xây dựng mô hình dịch chuyển ô nhiễm nước ngầm

Cập nhật các thông số đầu vào đã được thu thập vào *model code Modflow, modpath và MT3DMS* (Zheng, 1990; Harbaugh và nnk, 2000). Hình 6 thể hiện mô hình ô nhiễm mô phỏng từ dòng chảy, hướng dòng chảy, hướng và nồng độ dịch chuyển chất ô nhiễm.



Hình 6: Kết quả mô hình dòng chảy và hướng dịch chuyển ô nhiễm Asen trong nước ngầm

5. Các kết quả dự báo ô nhiễm từ các mô hình

Căn cứ vào các số liệu thu thập, khảo sát, quan trắc và phân tích, đề tài đã sử dụng phần mềm MIKE 11 để xây dựng kịch bản lan truyền ô nhiễm nước mặt và ứng dụng phần mềm Groundwater Vista để xây dựng mô hình theo các kịch bản ô nhiễm khác nhau trong nước dưới đất. Các kết quả đề tài cho phép dự báo được sự dịch chuyển của các chất ô nhiễm nhằm phục vụ dự báo tác động của các chất ô nhiễm trong môi trường nước ngầm và nước mặt, cụ thể:

Trong môi trường nước mặt: *Khu công nghiệp Gián Khẩu*, xả thải với công suất khoảng 1000 m^3/ngày.đêm, nồng độ amoni tại điểm xả thải là 0.306 mg/l. Trên sông Đáy, từ khu công nghiệp Gián Khẩu amoni lan truyền 8 km ngược lên thượng lưu và 10 km về hạ lưu trước khi nồng độ đạt 0.3 mg/l- đạt nồng độ theo tiêu chuẩn QCVN 08-MT:2015/BTNMT. Trên sông Hoàng Long, amoni di chuyển theo hướng thượng lưu và đạt giá trị 0.3 mg/l tại vị trí cách KCN Gián Khẩu 12km; di chuyển về phía hạ lưu trùng với hướng dịch chuyển trên dòng sông Đáy. *Khu công nghiệp Khánh Phú*, xả thải với công suất khoảng 8.375 m^3/ngày.đêm, nồng độ amoni tại điểm xả thải là 0.56 mg/l. Trên sông Đáy, từ khu công nghiệp Khánh Phú, hàm lượng amoni lan truyền 25 km ngược lên thượng lưu và 24 km về hạ lưu trước khi nồng độ đạt 0.3 mg/l- đạt nồng độ theo tiêu chuẩn: QCVN 08-MT:2015/BTNMT. Trên sông Hoàng Long, amoni di chuyển về phí thượng lưu và đạt 0.3 mg/l tại vị trí cách KCN Khánh Phú 27 km.

Trong môi trường nước ngầm: *Khu công nghiệp Gián Khẩu*, với nồng độ ban đầu tại nguồn là 1,468 mg/l, arsen dịch chuyển về phía đông nam khu công nghiệp. Thời gian xuất hiện ô nhiễm tại biên của mô hình trên bờ phải của dòng sông Đáy sau khoảng 600 năm. *Khu công nghiệp Khánh Phú*, với nồng ban đầu tại nguồn là 0,387 mg/l, As dịch chuyển về phía đông - đông nam khu. Thời gian xuất hiện ô nhiễm tại bở phải của dòng sông Đáy vào khoảng 300 năm; *Khu công nghiệp Tam Điệp:* dựa trên các thông số địa chất, dòng chảy ngầm theo hướng tây bắc của khu. Đây sẽ là cơ sở để tiếp tục xây dựng hướng dịch chuyển ô

nhiễm khi phát hiện các yếu tố ô nhiễm.

Tài liệu tham khảo

Batu, V., 2006. Applied flow and solute transport modeling in aquifers: Fundamental principles and analytical and numerical methods, Boca Raton, FL: Taylor & Francis.

DHI, MIKE 11, 2017. A Modelling System for Rivers and Channels Reference Manua

Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. & Mcdonald, M.G. 2000. MODFLOW- 2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process, U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92.

Lecturer note by Mackay, 2010. Estimation of longitudinal dispersion for macroscopic scales.

Trần Văn Đức và nnk, 2020. Ứng dụng phương pháp mô hình hóa trong công tác quản lý, đánh giá tác động môi trường, kế hoạch bảo vệ môi trường nước ngầm, nước mặt các khu công nghiệp trên địa bàn tỉnh Ninh Bình. Tạp chí khoa học tỉnh Ninh Bình.

Zheng, C., 1990. MT3D, A modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Report to the U.S. Environmental Protection Agency, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Ada, OK.

ABSTRACT

Modeling of solute transport in water at industrial zones in Ninh Binh province

Tran Van Duc[1,*], Le Tien Dung[1], Tran Vu Long[1], Nguyen Huu Trong[1],
Nguyen Manh Hung[2], Pham Thi Kim Giang[3];
[1] The Center for Technology Development of Minerals, Hanoi University of Mining and Geology;
[2] Ninh Binh Industrial Zones Management Board;
[3] VNU University of Education;

Main industrial zones with discipline of industries plays an important role in economic development of Ninh Binh province. Polluting surface water and groundwater in the industrial zones is an alarming problem. In many places, water quality is deteriorating rapidly outpacing nature's ability of self-cleaning. Applying model code MIKE 11 (for surface water) and Modflow (for groundwater) to simulute solute transport in water environment. The results allows to evaluate and to predict movement of polluted water and are used as basic to recommend solutions and to protect water environment in the main industrial zones of Ninh Binh province.

Keywords: Water pollution; numerical model; Ninh Binh industrial zones.

Phân tích và dự đoán về sự có mặt các ống nổ kimberlit chứa kim cương ở khu vực Tây Nguyên

Lê Tiến Dũng[1], Tô Xuân Bản[1], Phạm Trung Hiếu[3], Nguyễn Hữu Trọng[1,*], Trần Văn Đức[2]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất;*
[2] *Trung tâm triển khai Công nghệ và Khoáng chất*
[3] *Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, ĐHQG-HCM*

TÓM TẮT

Các ống nổ kimberlit trên thế giới được ghi nhận trong các vùng nền cổ Tiền Cambri, nơi có gradien địa nhiệt thấp, tổng chiều dày lớp vỏ và lớp thạch quyển đến khoảng 130-160 km. Hầu hết các ống nổ kimberlit chứa kim cương ở Nền Nga, Nam Phi, Botswana phân bố trong vùng lớp phủ nền, cắt qua các đá trầm tích nằm ngang, mức tuổi Fanerozoi. Trong các khối nền cổ Hoa Nam, đã mô tả các thể kimberlit, các đá carbonatit, lamproit có chứa kim cương. Các tài liệu địa chất, địa vật lý trên lãnh thổ Việt Nam và Đông Dương, cho thấy, có các tiền đề và dấu hiệu địa chất về sự có mặt các thể kimberlit và kimberlit chứa kim cương. *Đó là*: *(1)* sự có mặt các khối nền cổ Indosini với lớp thạch quyển có chiều dày đủ lớn; *(2)* các đới dị thường từ hàng không liên quan với các thành tạo địa chất ẩn sâu, trong đó có thể là các ống nổ kimberlit có từ tính cao; *(3)* các dấu hiệu khoáng vật nặng chỉ thị cho kimberlit trên các bản đồ trọng sa tỷ lệ 1:200.000 và 1:50.000; *(4)* các hạt kim cương đã được tìm thấy ở Lộc Ninh tỉnh Bình Phước.

Từ khóa: Kim cương; kimberlit; lamproit; Tây Nguyên.

1. Khái quát về kim cương và sự có mặt của kim cương ở Việt Nam

Kim cương là một trong các dạng thù hình được biết đến nhiều nhất của cacbon, như trong các dạng thù hình như graphit, kim cương và cacbon vô định hình. Tinh thể kim cương có cấu trúc lập phương nên có tính đối xứng cao bao gồm 1 nguyên tử cacbon nằm giữa và cách đều 4 nguyên tử cacbon khác tạo thành một tứ diện. Vì có một nguyên tử cacbon liên kết với 4 nguyên tử cacbon gần nhất ở khoảng cách bằng nhau nên kim cương có rất nhiều tính chất đặc trưng riêng như là một trong những chất cứng nhất, trong suốt và không dẫn điện.

Trên thế giới đã có rất nhiều nghiên cứu về sự xuất hiện của kim cương trong các ống nổ kimberlit, trong đá lamproit và trong các đới hút chìm (Schmidberger et al., 2007; Rege et al., 2008; Liu and Zhao, 1991).

Ở Việt Nam, đã có những công trình tìm kiếm đánh giá về sự có mặt của kim cương, như phát hiện sự có mặt của 2 hạt kim cương ở huyện Lộc Ninh, tỉnh Bình Phước (Ma Công Cọ và nnk., 2001), hay như công trình tìm kiếm của GS. Phan Trường Thị trong khu vực Tây Nguyên trong năm 2019, song cho đến nay những báo cáo, nghiên cứu về sự có mặt của kim cương ở Việt Nam vẫn còn hạn chế. Trong bài báo này nhóm tác giả thông qua những phân tích, lý luận cũng như các dấu hiệu, tiền đề về sự có mặt kim cương trên thế giới cũng như trong nước và đưa ra những dự đoán về sự có mặt kim cương ở Tây Nguyên.

2. Các phương pháp tìm kiếm và thăm dò kim cương

2.1. Lựa chọn diện tích tìm kiếm

Việc lựa chọn một khu vực và các phương pháp để tìm kiếm kim cương (Morgan, 1995) về mặt kỹ thuật, cần phải cân nhắc các vấn đề sau đây: (1) Khả năng chứa kim cương của vùng trên cơ sở phân tích cấu trúc địa chất và các tài liệu địa vật lý; (2) Sự hiện diện của các thể kimberlit, lamproit và các thành tạo xâm nhập có liên quan với kim cương; (3) Sự hiện diện của các hạt kim cương trong các mẫu đãi; (4) Sự hiện diện của tổ hợp khoáng vật chỉ thị cộng sinh tiêu biểu cho các thể kimberlit chứa kim cương.

2.2. Lựa chọn các phương pháp tìm kiếm

Để lựa chọn được tổ hợp phương pháp công tác và trình tự thi công hợp lý, cần dựa trên các yếu tố chủ

* Tác giả liên hệ
Email: huutronghumg@gmail.com

yếu sau đây: (i) Các đặc điểm cấu trúc và kiến tạo có liên quan đến các thể kimberlit (White et al., 1995); (ii) Biến đổi địa hình và hệ thống thủy văn; (iii) Đặc điểm vỏ phong hóa và xói mòn; (iv) Độ sâu của thể đá kimberlit chưa bóc lộ trên mặt địa hình; (v) Hiệu ứng hoạt động của các phương pháp địa vật lý của các loại đất đá; (vi) Cơ sở hạ tầng và điều kiện giao thông.

Phương pháp viễn thám: Mục đích sử dụng ảnh viễn thám là khoanh định các diện tích có thể phân bố các ống nổ kimberlit kim cương dựa trên phân tích các yếu tố bề mặt địa hình. Phương pháp dựa trên tư liệu hình ảnh vệ tinh đa phổ LandSAT-7 ETM +, kết hợp với các phương pháp địa chất và địa vật lý. Các khối lộ kimberlit và lamproit thường có các dị thường địa vật lý địa chấn, trọng lực, dị thường từ, thường có cấu tạo đồng tâm.

Phương pháp lấy mẫu các khoáng vật nặng trong lớp phủ: Các số liệu thống kê cho thấy, chỉ có khoảng 10% ống kimberlit mang kim cương, và thậm chí kimberlit giàu kim cương chỉ có khoảng 0,000007%. Từ mạng lưới lấy mẫu, căn cứ theo không gian phân bố của các khoáng vật chỉ thị, khoanh định và rút gọn được các diện tích triển vọng có chứa các thể kimberlit. Các khoáng vật chỉ thị phổ biến nhất được sử dụng trong việc điều tra kim cương là garnat, cromit, olivin, clinicopyroxen, ilmenit (Mitchell, 1986; Sobolev, 1997).

Nghiên cứu các khoáng vật chỉ thị (tiêu hình): Các khoáng vật của kimberlit được thành tạo ở dưới sâu, trong điều kiện áp suất rất cao, do đó có nhiều nét đặc thù, khác với các khoáng vật thành tạo trong vỏ. Đã có nhiều công trình nghiên cứu chi tiết về các thành phần chính và nguyên tố vi lượng các khoáng vật chỉ thị kim cương. Một trong những ví dụ về khoáng vật chỉ thị kim cương là phân loại pyrop theo hàm lượng CaO và Cr_2O_3 trong harzburgit (dunit), lherzolit, và wehrlit (Solobev, 1973).

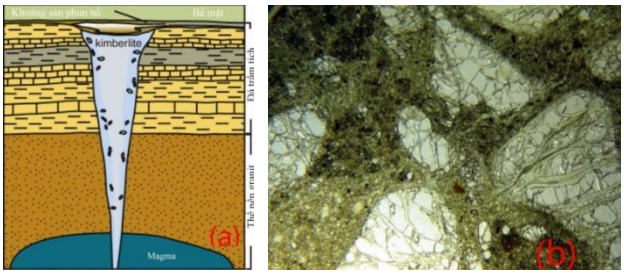
3. Các loại hình nguồn gốc của kim cương trong vỏ Trái đất

Quá trình hình thành kim cương ở trong thạch quyển diễn ra ở độ sâu khoảng 140÷200 km, nhiệt độ lên đến 1160±100^{0}C (Stachel and Harris, 2009). Đối với kim cương có nguồn gốc liên quan đến các hoạt động địa chất có hai loại đó là liên quan tới các ống nổ kimberlit-lamproit và liên quan đến quá trình hút chìm vỏ đại dương (Rege et al., 2008; Schmidberger et al., 2007) (Hình 1).

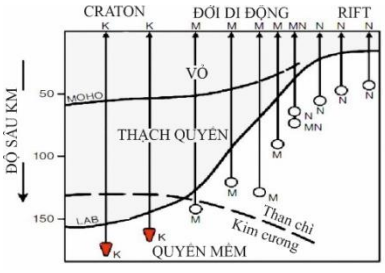
3.1. Kim cương được đưa lên trên mặt đất bởi ống nổ kimberlit và lamproit

Kimberlit là đá siêu mafic kiềm cao kali, phân bố trong các ống nổ kimberlit. Trong quá trình thành tạo, các hoạt động phun nổ, mang theo các đá chứa kim cương của manti như peridotit, eclogit. Các đá này như là các thể tù (xenolit) trong các ống nổ kimberlit. Các bao thể của granat trong, eclogit được thành tạo trong điều kiện T: 900-1400^{o}C, P: 4-6 Gpa (Hình 1). Trong một số thể kimberlit cũng đã gặp các đá eclogit có chứa các khoáng vật áp suất cao như coexit và kyanit. Một số bao thể eclogit và peridotit có chứa kim cương. Trong kimberlit có chứa các hạt kim cương riêng lẻ, đôi khi có hàm lượng cao 0,05-0,2 g/t (Hình 2).

Lamproit cao kali cũng là một loại đá siêu mafic cao kali**,** có nguồn gốc từ manti. Trong rất nhiều mạch lamproit ở Tây Úc, nền Nga đã tìm thấy các hạt kim cương thương phẩm. Đá lamproit có chứa kim cương có các đặc điểm thành phần gần gũi với kimberlit. Khác với kimberlit, lamproit chứa ít vật liệu carbonat, không có calcit nguyên sinh. Kim cương trong lamproit và kimberlit có các đặc điểm gần giống nhau. Các ống nổ kimberlit và lamproit chỉ có thể được thành tạo trong các khu vực có lớp thạch quyển tương đối dày (đến 150 km) (Hình 2).



Hình 1. Mặt cắt mô phỏng ống nổ kimberlit (a) và đá kimberlit (b). Theo Kansas Geological Survey (http://www.kgs.ku.edu/ Publications/pic16/pic16_2.html)



Hình 2. Mô hình giải thích sự xuất hiện của kimberlit trong các craton. Theo Mitchell (2005). *K- kimberlit; M- melilitit; N- nephelinit; MN- nephelinit melilit; LAB- biên thạch quyển-quyển mềm.*

3.2. Kim cương trong các đới hút chìm (subduction zone)

Trong các đới hút chìm xảy ra tại ranh giới hội tụ mảng đại dương và mảng lục địa, vỏ đại dương bị hút chìm xuống dưới vỏ lục địa. Ở độ sâu trên 110 km nhiệt độ lên đến trên 900^0C, tạo điều kiện xảy ra các phản ứng biến chất để biến các đá metabasic thành đá eclogit (Rege et al., 2008; Frezzotti et al., 2011). Đá eclogit có thành phần granat giàu Mg và pyroxen kiềm loại omphacit. Với điều kiện thành tạo như vậy, trong các đá eclogit có thể chứa kim cương. Đáng lưu ý, trong các viên kim cương này đã phát hiện các bao thể có chứa khoáng vật có thành phần tương ứng với các khoáng vật của lớp vỏ đại dương. Đây là bằng chứng cho thấy, kim cương được thành tạo trong các đới hút chìm.

Chopin (2003) phát hiện nhiều bằng chứng về sự có mặt các đá biến chất áp suất siêu cao của đới va chạm trong Phanerozoi. Các bằng chứng về biến chất áp suất siêu cao (UHP) là sự có mặt các đá chứa coesit và các vi hạt kim cương. Sự xuất hiện của các thành tạo biến chất UHP là bằng chứng: quá trình hút chìm đã xảy ra ngay trong Tiền Cambri, ít nhất trong thời kỳ Proterozoi muộn (Schmidberger et al., 2007).

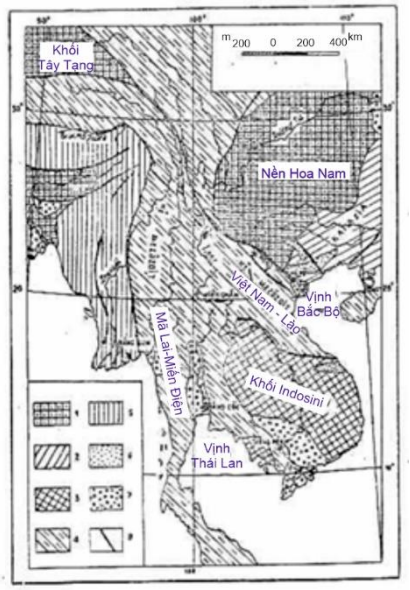
Các đá metapelit biến chất chứa coesit được xem là những đá biến chất áp suất siêu cao (UHP). Đã tìm thấy các hạt coesit bao thể trong granat và trong các đá eclogit ở khu vực Na Uy (Chopin, 1984; Smith, 1984) . Các thành tạo áp suất siêu cao (UHP) cũng đã được mô tả trong đai tạo núi Dabie và Su-Lu (Trung Quốc) (Liu and Zhao, 1991).

Trong các đá gneis biến chất áp suất siêu cao ở khu vực Erzgebirge phía bắc nước Đức đã tìm thấy các hạt bao thể zircon trong hạt granat, có chứa các hạt kim cương kích thước siêu nhỏ 5÷10 μm. Các bao thể kim cương trong garnat trên các đá gneis khu vực Konchetav cũng được Sobolev và Shatsky mô tả năm 1990. Theo Sobolev, các đá biến chất chứa kim cương, được thành tạo ở áp suất cao hơn 4 GPa, nhiệt độ lớn hơn 900^oC, tương đương 150 km.

4. Các chứng cứ để dự đoán về khả năng có mặt của kimberlit chứa kim cương trên lãnh thổ Việt Nam

4.1. Khối nền cổ và lớp phủ nền trên địa khối Indosini, lãnh thổ Việt Nam

Các kết quả điều tra và nghiên cứu địa chất trên lãnh thổ Việt Nam gần 100 năm qua đã xác định được các yếu tố cấu trúc lớn, phản ảnh lịch sử phát triển địa chất lâu dài từ Tiền Cambri, cách đây trên 3 tỷ năm cho đến nay. Sự có mặt các khối nền cổ và các lớp phủ nền là một trong các tiền đề để dự đoán sự có mặt các thể kimberlit (Hình 3).



Hình 3. Vị trí các địa khối Việt Bắc (nền Hoa Nam) và Indosinia trên sơ đồ kiến tạo Âu-Á.
1.Các địa khối cổ Trước Cambri; 2-5. Các đai tạo núi uốn nếp và magma Fanerozoi; 6-7. Các vùng trũng Kainozoi; 8. Các đứt gãy lớn

Địa khối Indosini: là một khối lục địa cổ bao gồm móng kết tinh và lớp phủ trầm tích tuổi Mesozoi (J-K). *Móng kết tinh tiền Cambri* được tạo lập nên bởi đá biến chất trước Cambri. "*Khối nhô Kon Tum*" trong các văn liệu địa chất, có thể so sánh với các khiên cổ của thế giới. *Lớp phủ nền Mesozoi muộn:* phân bố rộng khắp ở phần phía nam, tây nam và phía tây địa khối Indosini với diện tích lớn, trên các khu vực Gia Lai, Đắk Lắc, Đắk Nông, Đồng Nai, Phú Yên, qua Lào, Campuchia và Thái Lan. Về mặt hình thái và cấu

tạo địa chất, các trầm tích Mesozoi muộn có thể so sánh với lớp phủ của miền nền, che khuất phần lớn khiên cổ Kon Tum. Một phần lớn diện tích của móng kết tinh và lớp phủ trầm tích bị che phủ bởi các lớp đá phun trào basalt Kainozoi và các trầm tích Đệ tứ (Trần Văn Trị, 2009).

Hoạt động magma, kiến tạo muộn xảy ra trong giai đoạn Paleozoi muộn đã phá vỡ lục địa cổ, các đai tạo núi Trường Sơn, địa khối Indosini, rift Sông Đà-Tú Lệ, các đá núi lửa tuổi Jura-Kreta Nha Trang-Đà Lạt. Các hoạt động địa chất kiến tạo Faneroizoi làm biến dạng, biến cải và phá hủy từng phần các thành tạo của các địa khối cổ.

4.2. Mô hình kiến tạo các mỏ kim cương trên thế giới mở ra tiền đề tìm kim cương trên lãnh thổ Việt Nam trong đó có khu vực Tây Nguyên, nam Việt Nam

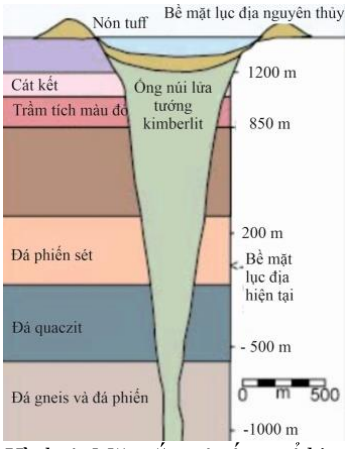
Cốt lõi khoa học của dự báo này là nhận diện một hình thái cấu trúc địa chất được gọi là *"khối lục địa cổ*" với nền móng kết tinh có tuổi trước 1 tỷ năm và các thành tạo của lớp phủ nền nằm ngang, có chiều dày lớn. Những mỏ kim cương ở Siberi (Nga) cũng xuất phát từ sự đối sánh so với Nam Phi. Hiện nay ở Siberi có nhiều mỏ kim cương quy mô lớn nhất thế giới. Các mỏ kim cương tiêu biểu của thế giới như mỏ Jubilee (nền Sibira) trữ lượng 125,4 triệu carats, mỏ Jwaneng (Botswana, châu Phi) có trữ lượng 149,1 triệu carats.

Trên khối nền cổ Nga, tại vùng mỏ kim cương Lomnosov ở Tây Bắc nước Nga, hầu hết các ống nổ kimberlit đều cắt qua lớp phủ nền có tuổi từ 600 đến 300 triệu năm. Chúng nằm phủ bất chỉnh hợp trên các đá biến chất Archeozoi thuộc khiên Ban tích. Cũng như vậy, hầu hết các ống nổ kimberlit ở Nam Phi và Botswana cũng đều cắt qua lớp phủ nền chứ không phải chỉ cắt qua các đá biến chất Tiền Cambri. Các ống nổ đều có dạng phễu, xuyên cắt lớp phủ nền hầu như nằm ngang (Hình 4).

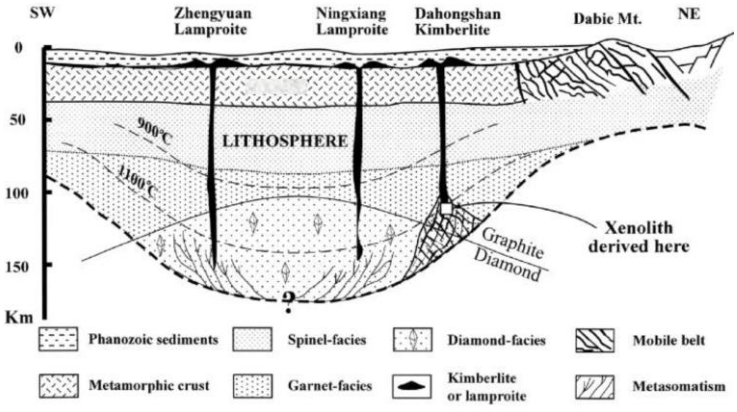
Các tài liệu địa chất khu vực nền cổ Dương Tử có móng kết tinh tuổi Neoproterozoic (1.85÷0.85 Ga) và lớp phủ gồm các trầm tích Phanerozoic. Nền cổ Dương Tử Đã ghi nhận sự có mặt của 3 trường phát triển các thể kimberlit và lamproit chứa kim cương (Hình 5), đó là Dahongshan ở tỉnh Hồ Bắc, Ningxiang trong tỉnh Hồ Nam, và Zhengyuan tỉnh Quý Châu.

Cấu trúc hình thái của khối lục địa cổ Indosini có các nét tương tự các khối nền cổ Nam Phi, Bắc Mỹ, Siberi (Nga), Botswana (Nam Phi), Châu Úc và Dương Tử....Trong các khối nền cổ nói trên, đã và đang khai thác kim cương trong các thể kimberlit và lamproit.

Theo phương pháp so sánh, có các cơ sở khoa học để dự đoán về sư có mặt các trường kimberlit chứa kim cương trên các nền cổ của lãnh thổ Việt Nam, trong đó có khu vực Tây Nguyên.



Hình 4. Mặt cắt một ống nổ kim cương ở Nam Phi (Theo Hawthorne, 1975).



Hình 5. Sơ đồ mặt cắt của thạch quyển tại craton Dương Tử, cùng với sự xuất hiện ống nổ kimberlit và lamproit do nóng chảy từng phần manti giàu (Theo Liu and Zhao, (1991)

4.3. Các cấu trúc thạch quyển và các đới dị thường từ hàng không

Cấu trúc thạch quyển lãnh thổ Việt Nam đã được xác minh bằng các tài liệu địa chấn và trong lực. Cao Đình Triều (2012) Bề dày vỏ Trái đất và thạch quyển ở lãnh thổ Việt Nam và các khu vực kế cận biến đổi trong giới hạn từ 12-38 km và 60-115Km. Như vậy, tổng chiều dày lớp thạch quyển trên lãnh thổ Việt Nam có thể đến 120-130km, tương đương chiều dày thạch quyển ở craton Dương Tử (Hình 5), đủ để có thể tạo nên các thể kimberlit.

Trên bản đồ Trường từ hàng không T_{1990} Việt Nam, phần đất liền tỷ lệ 1:1.000.000 (Tăng Mười, 1995) tồn tại rất nhiều đới dị thường từ quy mô khác nhau. Có khá nhiều dị thường từ được giải thích được bởi các thể địa chất có từ tính cao lộ trên bề mặt địa hình hiện đại. Mặt khác có nhiều dị thường không liên quan với các đối tượng địa chất đã lộ ra trên mặt đất, được minh giải bằng các giả thiết khác nhau, có thể

liên quan với các khối magma ẩn có từ tính cao. Trong số đó, đáng quan tâm là các cụm dị thường từ *khu xứ một cách có hệ thống* trên diện tích phân bố lớp phủ Mesozoi của địa khối Indosini. Trên thế giới bằng phương pháp từ hàng không đã tìm ra các ống nổ chứa kim cương, điều này cho phép nhận dạng các diện tích có tiềm năng kim cương trên lãnh thổ Việt Nam.

4.4. Các dấu hiệu trực tiếp về kim cương khu vực Lộc Ninh

Trên khu vực xã Lộc Thành, huyện Lộc Ninh (Bình Phước) nhà địa chất Ma Công Cọ (2001) đã tìm thấy hai hạt kim cương có kích thước nhỏ 0,5*0,6mm và 0,3*0,35mm. Khu vực có hai hạt kim cương nói trên trùng với diện phân bố các đá trầm tích Neogen-hệ tầng Bà Miêu, hệ Trias hệ tầng Sông Sài Gòn, hệ tầng Dầu Tiếng. Thành phần gồm các trầm tích lục nguyên và sét vôi, vắng mặt các đá núi lửa và vụn núi lửa. Khu vực Lộc Thành nằm trong diện phân bố dị thường từ hàng không, Lộc Thành, Lộc Ninh, tỉnh Tây Ninh.

4.5. Các dấu hiệu khoáng vật nặng trong các mẫu trọng sa

Tài liệu mẫu trọng sa hiện có khá phong phú, đi cùng các công trình đo vẽ Bản đồ địa chất tỷ lệ 1:200.000, 1:50.000. Các vành phân tán khoáng vật đặc thù cho kimberlit, như granat, pyroxen, ilmenit chưa được quan tâm nghiên cứu. Các kết quả mẫu đãi trọng sa sơ bộ của nhóm tác giả năm 2019 tại khu vực Bản Đôn (Đăk Lắc) cho thấy sự có mặt rất phong phú các khoáng vật granat, ilmenit. Việc khai thác các nguồn tư liệu về các khoáng vật nặng tiêu biểu cho kimberlit, có thể mang lại các thông tin có giá trị.

5. Dự đoán các vùng có khả năng phát hiện Kimberlit chứa kim cương khu vực Tây Nguyên

5.1. Các tiêu chí lựa chọn diện tích

Trong phạm vi bài báo này, nhóm tác giả sẽ tập trung vào các diện tích dự kiến có triển vọng khu vực Tây Nguyên. Việc lựa chọn diện tích dự kiến có triển vọng để thực hiện công tác điều tra dựa trên các tiêu chí sau:

- Phân bố các đá tầng đá trầm tích Phanerozoi nằm ngang hoặc rất thoải.
- Trùng với các dị thường từ trên bản đồ từ hàng không.
- Có các biểu hiện kim cương đã ghi nhận trong mẫu trọng sa.

5.2. Dự đoán các diện tích có thể phát triển kimberlit chứa kim cương khu vực Tây Nguyên

Theo các nguyên tắc trên, chồng ghép các bản đồ địa chất và bản đồ từ hàng không, nhóm tác giả dự đoán 4 khu vực có mặt các ống nổ kimberlit và kim cương (Bảng 1). Mỗi khu vực có diện tích từ 200 đến trên 1000 km^2, phát triển các thành tạo trầm tích chủ yếu có tuổi Mesozoi, gồm cuội kết, cát kết, bột kết, sét vôi. Các đá phân lớp, nằm ngang, góc cắm không lớn. Các xâm nhập xuất hiện không nhiều trong vùng nghiên cứu, thành phần granit đến granodiorit. Tại một số diện tích, nền đá gốc bị phủ bởi các trầm tích Neogen và basalt Kainozoi.

Các diện tích được lựa chọn điều tra kim cương đều nằm trùng với các đới dị thường từ hàng không, kéo dài chủ yếu theo phương tây bắc đông nam, một số theo phương kinh tuyến và đông tây. Trên bản đồ địa chất, chưa tìm thấy mối quan hệ của các dị thường từ với các thành tạo magma xâm nhập, các đá trầm tích và biến chất có từ tính cao. Các dị thường từ dự đoán liên quan với các đối tượng địa chất ẩn sâu, có từ tính cao, trong đó có khả năng là các thể kimberlit. Trong 4 khu đề xuất, khu vực Lộc Thành, Lộc Ninh và Ea Mơ-Ea Sup có triển vọng lớn hơn hai khu Bản Đôn-Buôn Mê Thuật và Đồng Phú-Tân Uyên.

Bảng 1: Tổng hợp các đặc điểm của 4 khu vực đề xuất có triển vọng các ống nổ kimberlit

Khu vực / Đặc điểm	Khu vực Ea Mơ-Ea Sup	Khu vực Bản Đôn-Buôn Mê Thuật	Khu vực Đồng Phú-Tân Uyên	Khu vực Lộc Thành, Lộc Ninh
Diện tích (km^2)	850	1100	1250	200
Vị trí địa lý	Huyện Chư Prông tỉnh Gia Lai và Ea Sup tỉnh Đắk Lắc	Huyện Bản Đôn và thành phố Buôn Mê Thuật, tỉnh Đắk Lắc	Đồng Phú (Bình Phước), Vĩnh Cửu (Đồng Nai), Tân Uyên (Bình Dương)	Xã Lộc Thành, Huyện Lộc Ninh, (Tây Ninh)
Đặc điểm địa hình	Khá thoải, phân cắt yếu	Tương đối thoải, có các khối núi nhỏ dạng "đảo sót"	Địa hình thoải, phân cắt yếu	Địa hình đồi thoải, không phân cắt
Trầm tích lớp phủ nền	Trầm tích Jura	Trầm tích Jura	Trầm tích Jura	Trầm tích Mezosoi
Basalt Kainozoi	Không có	Khá rộng	Không nhiều	Không nhiều

Khu vực / Đặc điểm	Khu vực Ea Mơ-Ea Sup	Khu vực Bản Đôn-Buôn Mê Thuật	Khu vực Đồng Phú-Tân Uyên	Khu vực Lộc Thành, Lộc Ninh
Trầm tích Neogen	Không có	Không có	Không nhiều	Rất nhiều
Trầm tích Đệ tứ	Aluvi hiện đại phân bố dọc theo các dòng suối	Phân bố dọc theo các dòng suối và các bậc thềm	Aluvi hiện đại phân bố dọc theo các dòng suối	Aluvi hiện đại phân bố dọc theo các dòng suối
Đặc điểm cấu tạo của lớp trầm tích phủ nền	Nằm ngang, cục bộ tăng cao gần các đứt gãy	Nằm ngang, cục bộ tăng cao gần các đứt gãy	Nằm ngang, cục bộ tăng cao gần các đứt gãy	Lộ hẹp, dọc theo các khe suối
Magma xâm nhập và núi lửa trước Kainozoi	Không có	Không có	Các thể xâm nhập nhỏ granodiorit	Không có
Đặc điểm dị thường từ	Đới dị thường từ kéo dài TB-ĐN kích thước lớn, cường độ cao	Các dị thường từ độc lập, nằm cách xa nhau 20÷30 km, phương á vĩ tuyến, cường độ cao	Đới dị thường từ quy mô trung bình, kéo dài phương á kinh tuyến , cường độ cao	Đới dị thường từ quy mô nhỏ, cường độ thấp
Dấu hiệu các hạt kim cương	Không	Không	Không	hai hạt kim cương
Dự đoán các thể địa chất dưới lớp vỏ phong hóa hoặc ẩn sâu gây nên dị thường từ	Các thể kimberlit, các đới quặng sắt magnetit và pyrotin	Các thể kimberlit, các đới quặng sắt magnetit và pyrotin	Các thể kimberlit, khối siêu mafic các đới quặng sắt magnetit và pyrotin	Các thể kimberlit, khối siêu mafic các đới quặng sắt magnetit và pyrotin
Phân cấp triển vọng kimberlit	B	B	B	A

6. Kết luận và kiến nghị

- Tổng hợp các nguồn tài liệu hiện có, phân tích các tài liệu địa chất địa vật lý, tiếp thu và vận dụng các mô hình mỏ kimberlit trên thế giới và các khu vực lân cận, cho phép nhóm tác giả dự đoán về sự có mặt các thể kimberlit chứa kim cương ở một số vùng trong khu vực Tây Nguyên trên lãnh thổ Việt Nam.

- Các vùng dự đoán có thể phát triển kimberlit chứa kim cương thường nằm trùng với các đới dị thường từ hàng không cường độ cao và các lớp phủ trầm tích lục nguyên carbonat Phanerozoi.

- Để tăng cường mức độ tin cậy của các dự đoán, để trả lời câu hỏi có hay không có kimberlit chứa kim cương làm cơ sở hoạch định công tác điều tra, đánh giá và thăm dò kim cương, trước hết cần triển khai các công việc tổng hợp, phân tích tài liệu lưu trữ, bổ sung các tài liệu thực địa với khoản đầu tư không lớn.

Công tác nghiên cứu, điều tra, đánh giá, thăm dò kim cương là một việc làm rất tốn kém và rủi ro rất cao. Tuy nhiên, nếu như tìm được kim cương, sẽ mang lại các lợi ích kinh tế rất to lớn và thiết thực cho nền kinh tế của đất nước. Cũng như các đối tượng địa chất khoáng sản khác, các đề án địa chất cũng như các chương trình nghiên cứu về kim cương cần phải tập hợp được đội ngũ kỹ sư địa chất có tính chuyên nghiệp cao.

Lời cảm ơn: Để hoàn thành bài viết này, nhóm tác giả xin trân trọng cảm ơn các gợi ý và trao đổi khoa học quý báu của Giáo sư Phan Trường Thị, giám đốc Viện Đá quý vàng và trang sức Việt.

Tài liệu tham khảo

Cao Đình Triều, Mai Xuân Bách and Phạm Nam Hưng, 2012. Một số nét cơ bản về cấu trúc manti và thạch quyển Đông Nam Á. *TC Địa chất*, 331-332.

Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to mineralogy and petrology*, 86(2).

Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and planetary science letters*, 212(1-2): 1-14.

Frezzotti, M.L., Selverstone, J., Sharp, Z.D. and Compagnoni, R., 2011. Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps. *Nature geoscience*, 4(10): 703-706.

H, M.R., 1986. Kimberlites: Mineralogy,Geochemistry,and Petrology. *Plenum Press*.

Liu, Y.S. and Zhao, C.H., 1991. The first discovery of fresh garnet lherzolite nodule from Pengjiabang kimberlite pipe in the Dahongshan area, Hubei Province. Geological Science and Technology Information, 10: 109-116.

Ma Công Cọ, Nguyễn Thị Dăm và Mai Văn Trì, 2001. Thông báo phát hiện kim cương ở Lộc Ninh.

Mitchell, R.H., 2005. Potassic Magmas Derived from Metasomatized Lithospheric Mantle: Nomenclature and Relevance to Exploration for Diamond-Bearing Rocks. *Journal of the Geological Society of India*, 67: 317-327.

Morgan, P., 1995. Diamond exploration from the bottom up: regional geophysical signatures of lithosphere conditions favorable for diamond exploration. *Journal of geochemical exploration*, 53(1): 145-165.

Rege, S. et al., 2008. Trace-element geochemistry of diamondite: Crystallisation of diamond from kimberlite−carbonatite melts. *Lithos*, 106(1): 39-54.

Schmidberger, S.S., Simonetti, A., Heaman, L.M., Creaser, R.A. and Whiteford, S., 2007. Lu-Hf, in-situ Sr and Pb isotope and trace element systematics for mantle eclogites from the Diavik diamond mine: Evidence for Paleoproterozoic subduction beneath the Slave craton, Canada. *Earth and planetary science letters*, 254(1-2): 55-68.

Smith, D.C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*: 641-644.

Sobolev, N., 1997. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. *Lithos*, 39(3-4): 135-157.

Sobolev, N.V. and Shatsky, V.S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, 343(6260): 724-746.

Solobev, N.V., 1973. Minor elements in rutiles from eclogites. *Geol. i. Geofiz*, 13(11): 108-112.

Spetsius, Z.V. et al., 2008. Diamondiferous xenoliths from crustal subduction: garnet oxygen isotopes from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia. *European journal of mineralogy (Stuttgart)*, 20(3): 375-385.

Stachel, T. and Harris, J.W., 2009. Formation of diamond in the Earth's mantle. *Journal of Physics*, 36(21).

Tăng Mười, 1995. *Thành lập bản đồ từ hàng không tỷ lệ 1:500.000 và 1:1.000.000 toàn quốc*, Lưu trữ địa chất. Hà Nội.

Trần Văn Trị, Vũ Khúc., 2009. *Địa chất và Tài Nguyên Việt Nam*. Nhà xuất bản Khoa học Tự nhiên và Công Nghệ, Hà Nội.

White, S.H., de Boorder, H. and Smith, C.B., 1995. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of geochemical exploration*, 53(1): 245-264.

ABSTRACT

Analysis and prediction of the presence of diamond-containing Kimberlite explosive tubes in the Central Highlands, Vietnam

Le Tien Dung[1], To Xuan Ban[1], Pham Trung Hieu[3], Nguyen Huu Trong[1,*], Tran Van Duc[2]

[1] *Hanoi University of Mining and Geology*

[2] *The Center for Technologial Development of Minerals*

[3] *University of science VNU-HCM, Viet Nam*

The world's kimberlits were recorded in the ancient pre-Cambrian basins, where the geothermal gradient was low, the total thickness of the crust and the lithosphere over 130-160 km. Most of the kimberlit explosive containing diamonds in Russia, South Africa, Botswana, cut through the horizontal Fanerozoi sedimentary rocks. In the ancient South China blocks, diamonds, carbonatite, and lamproite are described as kimberlits. The geological and geophysical documents on the territory of Vietnam and Indochina show that there are geological premises and signs for the presence of diamond-containing kimberlits and kimberlits. These are: (1) the presence of ancient Indosini basins rocks with a lithosphere of sufficient thickness; (2) the aerospace anomalous zones are associated with deeply hidden geological formations, including high magnetic kimberlit blast tubes; (3) heavy mineral indicators for kimberlit on 1: 200,000 and 1: 50,000 scale gravitational maps; (4) Diamonds were found at Loc Ninh, Binh Phuoc province.

Keywords: Dianmond; kimberlite; lamproite; Central Highlands.

Đặc điểm phân bố và tiềm năng của Cobalt và Niken tại khu vực Núi Nưa - Thanh Hóa

Nguyễn Khắc Giảng[1,*], Lê Tiến Dũng[1], Tô Xuân Bản[1], Trần Văn Đức[2],
Phạm Thanh Đăng[3] , Đinh Đức Anh[4]
[1] Trường Đại học Mỏ - Địa chất, [2]Trung Tâm Triển Khai Công nghệ Khoáng chất, [3]Viện Địa chất-Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, [4]Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam

TÓM TẮT

Trong một vài năm trở lại đây, cùng với xu hướng thay thế các động cơ đốt trong gây ô nhiễm bằng động cơ điện xanh trong lĩnh vực giao thông vận tải, nhu cầu kim loại Co và Ni trên thế giới đã tăng đột biến. Khu vực Núi Nưa, Thanh Hóa là nơi xuất lộ khối siêu mafic Núi Nưa lớn nhất Việt Nam với diện lộ khoảng gần 70 Km^2 là một nơi có tiềm năng rất đáng chú ý về Ni và Co. Ngoài cromit và serpentinit đi kèm với khối Núi Nưa đã được khai thác từ hàng chục năm nay phục vụ cho các nhu cầu trong nước và xuất khẩu, tại Núi Nưa và các thung lũng xung quanh có mặt khối lượng lớn Niken và Cobalt, nhưng chưa được quan tâm nghiên cứu đúng mức. Kết quả khảo sát bước đầu của Đoàn Địa chất 401 trong giai đoạn 1975-1982 và của nhóm tác giả trong thời gian gần đây cho thấy Cobalt và Niken tại Núi Nưa có thể được xếp vào loại hình quặng silicat của nhóm quặng Laterit Ni-Co. Tại Núi Nưa, quặng Co-Ni phân bố trong hai loại hình chính: 1) Trong vỏ phong hóa trên các đá siêu mafic tại các sườn và đỉnh của dãy Núi Nưa; 2) Trong các trầm tích Đệ Tứ xung quanh khối Núi Nưa (một phần đã chuyển thành bùn thải của các moong khai thác-tuyển Cromit tại các khu vực Mỹ Cái, Cổ Định và Mậu Lâm).
Kết quả nghiên cứu cho thấy Co và Ni tồn tại dưới các dạng sau: 1) Thay thế đồng hình cho Mg và Fe và được hấp phụ trên bề mặt của các khoáng vật silicat (Hydro-Serpentin, Feri-Saponit, Nontronit….); 2) Được hấp thụ/thay thế đồng hình cho Fe và Mn trong các khoáng vật oxit/hydroxit (Goethit, Asbolan/ Psilomelan). Hàm lượng Ni trong quặng thay đổi trong khoảng từ 0,5 đến 1,6%, hàm lượng Co dao động từ 0,15 đến 0,55%. Trong đó Co có xu hướng tập trung nhiều hơn trong các hydroxit Fe-Mn (Asbolan/Goethit), còn Ni tập trung nhiều trong các khoáng vật sét (Ferrisaponit, Nontronit). Kết quả khảo sát cho thấy khu vực Núi Nưa có tiềm năng Ni có thể lên tới hàng trăm ngàn tấn; trữ lượng Co có thể lên đến vài chục ngàn tấn. Đây là một nguồn tài nguyên quý giá cần phải được đầu tư nghiên cứu một cách bài bản để phục vụ cho việc khai thác nhằm đáp ứng nhu cầu Ni-Co đang tăng cao trên thế giới.

Từ khóa: Cobalt; niken; siêu mafic; quặng laterit; Nui Nưa-Thanh Hóa.

1. Đặt vấn đề

Cobalt (Co) và Nickel (Ni) là những kim loại đã được con người biết đến và khai thác, sử dụng từ khá lâu. Trong khi Ni đã được quan tâm và khai thác từ lâu với sản lượng hàng triệu tấn kim loại/năm để phục vụ cho sản xuất các loại thép chất lượng cao và công nghiệp mạ thì Co mới bắt đầu được quan tâm chú ý trong thời gian gần đây. Hiện nay, cùng với sự phát triển của điện thoại di động và trên thế giới và xu hướng chuyển mạnh từ xe hơi sử dụng nhiên liệu quy ước (xăng dầu) sang sử dụng năng lượng điện nên nhu cầu Co và Ni kim loại đang tăng vọt để phục vụ cho lĩnh vực chế tạo Pin và Acquy phục vụ điện thoại di động và xe hơi với nhu cầu hiện tại hàng năm là hàng trăm ngàn tấn kim loại và sẽ đạt tới hàng triệu tấn trong tương lai gần (Shedd K. B., 2018).

Trên lãnh thổ Việt Nam, các mỏ quặng sulphua Ni có chứa Co đã được tìm thấy ở Bản Phúc (Sơn La), Suối Củn, Hà Trì (Cao Bằng). Ngoài quặng Ni-Co có nguồn gốc nội sinh còn có loại hình quặng Ni-Co có nguồn gốc ngoại sinh phân bố trong vỏ phong hóa trên các đá siêu mafic ở khu vực Cao Bằng, Sông Đà, Thanh Hóa. Kết quả tìm kiếm của Đoàn Địa chất 401 (1983) cho thấy có một trữ lượng khá lớn của Ni và Co tại khu vực Núi Nưa (Thanh Hóa). Mặc dù có giá trị như vậy nhưng loại hình quặng này cho đến gần đây vẫn chưa được chú ý đánh giá đúng mức để đưa vào khai thác.

Để góp phần làm sáng tỏ thành phần vật chất cũng như đặc điểm phân bố của Ni và Co tại khu vực Núi

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: nguyenkhacgiang@humg.edu.vn

Nưa nhằm phục vụ cho công tác thăm dò và khai thác loại hình khoáng sản này, trong thời gian vừa qua nhóm tác giả đã tiến hành thu thập các tài liệu, tiến hành khảo sát thực địa để nghiên cứu, thu thập và phân tích mẫu, đánh giá bước đầu đặc điểm phân bố cũng như tiềm năng của quặng Ni-Co tại khu vực Núi Nưa.

2. Cơ sở lý thuyết và phương pháp nghiên cứu

2.1. Cơ chế hình thành quặng Ni-Co ngoại sinh

Có nhiều cách phân loại và gọi tên quặng Ni-Co nhưng đa số người ta đều phân ra hai nhóm quặng chính: Quặng sulfua (hoặc sulphide) và quặng laterit (laterite).

- *Quặng sulfua Ni-Co*. Là loại quặng có nguồn gốc nội sinh. Thành phần gồm các khoáng vật là hợp chất của lưu huỳnh với các kim loại (Fe, Cu, Mn, Ni, Co…) như pentlandit ($(Ni^{2+},Fe^{2+})_9S_8$), pyrit (FeS_2) và pyrotin (FeS) chứa Ni, Co… Trên thế giới có nhiều mỏ quặng loại hình này đã được phát hiện và khai thác ở khu vực Sudbury (Canada), Norinski (Nga), Kereti (Phần Lan), Kambada (Australia).

- *Quặng laterit Ni-Co (Ni-Co laterite)*. Là loại quặng có nguồn gốc ngoại sinh, được phân thành hai loại quặng chính (Berger V.I et al. 2011): saprolit (hay còn gọi là quặng silicat Ni) và limonit (còn được gọi quặng oxit). Thành phần của quặng này chủ yếu là goethit (FeOOH), hematit (Fe_2O_3), asbolan ((Ni^{2+},Co^{3+}), $Mn^{4+}(O,OH)_4.nH_2O$), có thể chứa 1-2% Ni và 0,1-0,5% Co. Trong nhiều trường hợp vỏ phong hóa không có đới quặng này do bị xói mòn. Quặng silicat Ni (hoặc loại quặng saprolit) có thể chứa 1,5-2,5% Ni và 0,1-0,3% Co. Thành phần khoáng vật của loại quặng này chủ yếu là hydroserpentin $(Mg^{2+},Fe^{2+}, Ni^{2+})_3Si_2O_5(OH)_4.H_2O$ bị rửa lũa Mg và làm giàu Ni, garnierit hoặc Ni-serpentin ($(Ni,Mg)_4\ Si_6O_{15}(OH)_2.6H_2O$-$(Mg,Ni)_3Si_2O_5(OH)_4$), nhóm smectit, chủ yếu là nontronit ($Na_{0.3}Fe_2^{3+}\ (Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$) và Ni-saponit ($(Ca^{2+},Na)_{0.3}(Mg^{2+},Ni^{2+},Fe^{2+})_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.4H_2O$). Tùy theo thành phần khoáng vật quặng người ta phân ra 4 nhóm quặng laterit A, B, C, D.

Quặng Ni-Co có nguồn gốc ngoại sinh thường liên quan đến quá trình phong hóa và tái trầm tích sản phẩm phong hóa các đá siêu mafic và dẫn xuất của chúng (serpentinit). Trong quá trình phong hóa, các khoáng vật nguyên sinh như olivin, pyroxen (và sản phẩm biến chất của chúng là serpentin) bị phân hủy tạo thành keo silic, giải phóng các ion Fe, Mg và Ni vào dung dịch và thành tạo các khoáng vật giàu Ni theo các phản ứng tiêu biểu như sau (Butt and Cluzel., 2016):

$$(Fe,Mg)_2[SiO_4] + 5H^{2+}\ (dd) \leftrightarrow 2FeOOH + H_4[SiO_4](dd) + Mg^{2+}(dd)$$

Olivin **Goethit** **Axit silisic**

$$4Mg_2[SiO_4] + Ni^{2+}\ (dd) = 10\ H^- \leftrightarrow MgNi_3[Si_4O_{10}](OH)_2 + 2Mg^{2+} + 4H_2O\ (dd)$$

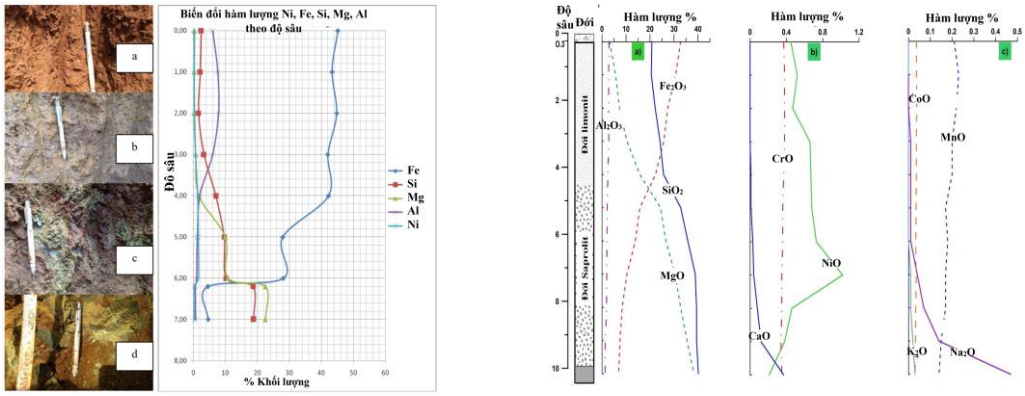
Forsterit **Ni- Saponit**

Theo Golightly (1981), phản ứng quan trọng nhất dẫn tới thành tạo Ni-serpentin/garnierit trong vỏ phong hóa là phản ứng thay thế trao đổi (chuyển hóa) của Ni^{2+} (có tính oxy hóa cao hơn) trong nước ngầm cho Mg^{2+} (có tính oxy hóa thấp hơn) trong serpentin:

$$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + 3Ni^{2+}\ (dd) \leftrightarrow (Mg,Ni)_3[Si_2O_5](OH)_4 + Mg^{2+}\ (dd)$$

Lizardit (Serpentin) **Ni-Serpentin/Garnierit**

Ngoài việc có mặt trong cấu trúc của các khoáng vật sét và garnierit, Ni còn tham gia cấu trúc và bị hấp phụ trên bề mặt các khoáng vật hydroxit Fe-Mn như goethit, asbolan... Kết quả sẽ tạo ra các tích tụ Ni trong vỏ phong hóa có hàm lượng cao hơn nhiều so với trong đá gốc (Hình 1).



(a) (b)

Hình 1. Biến đổi hàm lượng Ni và Co trong vỏ phong hóa trên các đá tại khu vực Serakaman Areas, Sebuku Island, South Kalimantan (Indonesia) (Yoga Aribowo1 et al, 2018) (a) và tại Núi Nưa (Phạm Thanh Đăng và nnk, 2020) (b)

Cobalt trong đá gốc siêu mafic (SMF) cũng tham gia vào trong cấu trúc của các khoáng vật olivin, serpentin và các oxit tương tự với Ni. Ngoài ra Co còn tham gia vào trong cấu trúc của pyroxen. Trong quá trình phong hóa một phần nhỏ Co sẽ được chuyển sang cấu trúc các khoáng vật sét nhưng phần lớn Co sẽ được giải phóng vào nước và sau đó tham gia vào cấu trúc hoặc bị hấp phụ bởi các keo sắt và đặc biệt là keo Mn (asbolan). Đó là sự khác biệt khá rõ rệt trong hành vi của Co so với Ni trong điều kiện ngoại sinh.

2.2. Các phương pháp nghiên cứu

Để làm sáng tỏ đặc điểm phân bố và thành phần vật chất của quặng Ni-Co ở khu vực Núi Nưa, nhóm tác giả đã thu thập các tài liệu có liên quan đến quặng laterit Ni-Co ở trong và ngoài nước, đặc biệt là các công bố của các tác giả có trước và các đề án khảo sát thăm dò quặng cromit, quặng Ni ở khu vực Núi Nưa như Phạm Văn An và Nguyễn Thanh Huyền. (1981), Nguyễn Khắc Giảng (1998), Nguyễn Văn Phổ và nnk. (2018), Phạm Thanh Đăng và nnk. (2020), kết quả của phương án tìm kiếm của Đoàn Địa chất 401 do Nguyễn Xuân Đạo làm chủ biên (1983). Nhóm tác giả cũng tiến hành thực địa bổ sung theo các mặt cắt điển hình của vỏ phong hóa trên khối Núi Nưa và khảo sát các khu vực khai thác quặng cromit tại Mỹ Cái, Cổ Định và Mậu Lâm nhằm thu thập thông tin về đặc điểm cấu trúc của vỏ phong hóa chứa Ni-Co cũng như đặc điểm phân bố của các trầm tích chứa quặng tại các thung lũng xung quanh. Các mẫu thu thập được gửi đi phân tích xác định hàm lượng Ni, Co, Cr bằng phương pháp quang phổ plasma tại Trung tâm phân tích thí nghiệm Địa chất. Các mẫu lát mỏng được phân tích tại Bộ môn Khoáng Thạch và Địa hóa.

3. Đặc điểm phân bố quặng Ni-Co tại khu vực Núi Nưa

3.1. Đặc điểm vỏ phong hóa (VPH) khối Núi Nưa và các trầm tích xung quanh

Tại Núi Nưa, vỏ phong hóa (VPH) phát triển khá mạnh và có các mặt cắt đầy đủ (với đới trên cùng là đới laterrit/limonit) và mặt cắt thiếu với đới trên cùng là sét/saprolit. Bề dầy của vỏ phong hóa dao động từ 0,5m đến khoảng 10m tùy thuộc vào địa hình, mực nước ngầm, mức độ nứt nẻ của đá gốc và mức độ bảo tồn VPH... VPH với đới trên cùng là limonit/laterit chỉ chiếm diện tích nhỏ trên các bề mặt san bằng ở phần đỉnh núi gần Am Tiên và Na Sơn. Đa số diện tích VPH trên các thành tạo SMF ở khu vực Núi Nưa là loại mặt cắt thiếu với đới trên cùng là sét mịn hoặc các sản phẩm bán phong hóa (saprock).

Ngoài đối tượng là vỏ phong hóa tàn dư được làm giàu Ni-Co, xung quanh khối Núi Nưa còn có mặt một khối lượng lớn các sản phẩm phong hóa được vận chuyển xuống và lắng đọng trong các thung lũng cạnh sườn phía đông nam và tây bắc của dãy núi. Các số liệu khảo sát cho thấy các trầm tích hiện đại ở phía đông bắc thường có bề dầy lớn hơn (có nơi đến vài chục m) ở phía tây nam (thường có bề dầy <10m) của Núi Nưa Các sản phẩm trầm tích Đệ Tứ hiện đại này khá giàu cromit sa khoáng đi kèm với Ni và Co. Đã có nhiều văn liệu mô tả về đặc điểm địa chất của các sa khoáng này. Theo các tài liệu tìm kiếm đã công bố của Đoàn 401 (1983), tại các khu vực An Thượng Mỹ Cái, Cổ Định, Tĩnh Mễ, Mậu Lâm có các thân sa khoáng cromit với trữ lượng có thể lên tới hàng triệu tấn đi kèm với các thân quặng Ni và Co.

Trong quá trình khảo sát bổ sung gần đây, chúng tôi cũng đã khảo sát nhiều khu vực trầm tích chứa sa khoáng cromit và khoáng sản Ni-Co đi kèm tại Mỹ Cái, Cổ Định và Mậu Lâm. Tại các khu vực này, quá trình khai thác sa khoáng cromit đã bắt đầu cách đây hàng chục năm, để lại một khối lượng bùn thải lên đến hàng chục triệu tấn, lượng Ni-Co hầu như vẫn được giữ nguyên và chuyển vào trong các bùn thải.

3.2. Đặc điểm phân bố của Ni và Co trong VPH khối Núi Nưa và các trầm tích xung quanh

3.2.1. Phân bố của Ni-Co trong VPH

Như đã trình bày ở phần trên, Ni và Co phân bố trong các khoáng vật nguyên sinh (olivin, serpentin), trong quá trình phong hóa sẽ được giải phóng và được hấp phụ trở lại trong các khoáng vật thứ sinh như hydroserpentin, feri-saponit, nontronit, các hydroxit Fe-Mn (goethit, asbolan…)

Tương tự như trên VPH ở đỉnh và sườn Núi Nưa, trong các tầng trầm tích vây quanh Núi Nưa, Co và Ni tồn tại trong cả các khoáng vật oxit-hydroxit Fe-Mn và các khoáng vật silicat. Chúng tạo nên hai loại quặng chính, đó là quặng limonit giàu Ni-Co (giàu các vón kết hydroxit Fe-Mn chứa Ni, Co) và loại quặng saprolit-Ni-Co (giàu nontronit, saponit và serpentin chứa Co-Ni). Kết quả nghiên cứu của Phạm Văn An và Nguyễn Thanh Huyền (1981), Nguyễn Khắc Giảng (1998), và nghiên cứu bổ sung của nhóm tác giả cho thấy hàm lượng Ni trong vỏ phong hóa trên các siêu mafic khối Núi Nưa dao động từ 0,3 % đến 1,1%, hàm lượng Co dao động từ 0,01 đến 0,20 % tùy thuộc vào vị trí trong mặt cắt VPH. Khái quát phân bố hàm lượng Ni-Co trong mặt cắt vỏ phong hóa tại khu vực nghiên cứu được thể hiện ở Bảng 1.

Bảng 1. Khái quát các đặc điểm phân bố của Ni và Co trong VPH tại khu vực Núi Nưa

TT	Tên đới	Bề dầy (m)	Khoáng vật chứa Ni-Co chủ yếu	Hàm lượng Ni (%)	Hàm lượng Co (%)
4	Limonit	0-3m	Goethit, feri-serpentin, nontronit, asbolan	0,3-0,9	0,02-0,20
3	Phong hóa mạnh (saptrolit)	0,5-5	Saponit, nontronit, hydro-sepentin, hydrogoethit	0,3-0,8	0,02-0,08
2	Phong hóa yếu (saprock)	0,5-5	Hydroserpentin, saponit, nontronit, hydrogoethit, garnierit ?	0,4-1,1	0,02-0,15
1	Đá gốc		Serpentin, cromit, cromspinel, olivin	0,2-0,3	0,01-0,02

3.2.2. Phân bố của Ni -Co trong các thành tạo trầm tích.

Sau quá trình hàng triệu năm bị phong hóa, bóc mòn và rửa lũa, một khối lượng lớn các sản phẩm phong hóa từ Núi Nưa có chứa Ni-Co đã được đưa xuống các thung lũng xung quanh tạo thành các lớp trầm tích có bề dầy từ vài m đến hàng chục m. Đặc biệt ở phần đáy của các bồn trầm tích này thường có những thành tạo hạt thô giàu sa khoáng cromit đi kèm Ni và Co (đặc biệt là trong các kết vón hydroxit Fe-Mn-asbolan và goethit).

Kết quả tìm kiếm của Đoàn 401 (1983) và kết quả nghiên cứu của nhóm tác giả cho thấy trong các thân quặng Ni-Co trầm tích ở Núi Nưa, hàm lượng Ni dao động trong khoảng từ 0,6 đến 1.3%, hàm lượng Co dao động từ 0,01 đến 0,25%. Ni thường có mặt trong cả các loại khoáng vật sét (nontronit, saponit, hydroserpentin) và trong hydroxit Fe (goethit) còn Co có mặt chủ yếu trong các hydroxit Fe-Mn (goethit, asbolan), thậm chí có những mẫu làm giàu kết vón hydroxit Fe-Mn (Hình 2.b), hàm lượng Ni lên tới hơn 1,8%, Co lên đến hơn 0,5%. Đặc biệt công tác khai thác và tuyển cromit sa khoáng những khu khai thác xung quanh Núi Nưa đã để lại hàng triệu tấn bùn thải có chứa Ni-Co. Đây là nguồn quặng quan trọng cần có nghiên cứu đánh giá chi tiết. Để đánh giá sơ bộ tiềm năng Ni-Co trong quặng thải này, chúng tôi đã tiến hành phân tích hàm lượng Ni và Co trong một số mẫu điển hình. Kết quả được thể hiện ở Bảng 2.

Bảng 2. Hàm lượng Ni-Co trong một số mẫu trầm tích nguyên khai và sau sàng tuyển ở khu vực Núi Nưa

TT	**Ký hiệu mẫu**	**Khu vực**	**Mô tả sơ bộ mẫu và thành phần khoáng vật (theo thứ tự hàm lượng giảm dần)**	**Hàm lượng (ppm)**		
				Ni	**Co**	**Mn**
1	CĐ-02/1	Mỹ Cái	Sản phẩm dưới sàng trong hồ bùn thải: Sét-sạn, bột sản phẩm thải của tuyển cromit, màu xám nâu, mềm bở, Lấy từ đống thải phía ngoài khu Mỹ Cái. Thành phần chủ yếu là hydroserpentin, nontronit, goethit, thạch anh, kaolinit, hydromica	0,48	0,03	-
2	CĐ-03/1	Mỹ Cái	Sạn sỏi cát các kết vón sắt lẫn lộn, màu nâu đen, đáy mương xói của hồ thải tại Mỹ Cái. Thành phần chủ yếu là, goethit, hydroserpentin, thạch anh, kaolinit	0,75	0,19	-
3	CĐ-15/1	Mậu Lâm	Sét bột dưới sàng trong hồ bùn thải, màu xám xanh, độ sâu dưới mặt ruộng 0,5-1m, Rãnh đào phía ngoài ra gần đập ngăn chứa bùn tại thung lũng Mậu Lâm. Thành phần khoáng vật chủ yếu là nontronit, saponit, hydroserpentin, goethit	0,30	0,04	-
4	CĐ-17/1	Mậu Lâm	Sét trầm tích hạt mịn nguyên khai, màu xám xanh, độ sâu dưới mặt ruộng 1m-1,5m. Thành phần khoáng vật chủ yếu là nontronit, saponit, hydroserpentin, goethit	0,47	0,02	-
5	ML 51/1		Vón kết Sắt-Mn màu nâu đen, kích thước vài mm đến >1cm, có lẫn ít các mảnh serpentin kích thước vài mm đến >1cm bị phong hóa (sản phẩm trên sàng của đãi tuyển tại khu Mậu Lâm). Thành phần khoáng vật quặng chủ yếu là goethit, asbolan, serpentin	1,81	0,55	9,24
6	ML 51/2	Mậu Lâm	Vón kết Sắt-Mn màu nâu đen, kích thước vài mm đến >1cm, có lẫn nhiều các mảnh serpentin kích thước vài mm đến >1cm bị phong hóa (sản phẩm trên sàng của đãi tuyển tại khu Mậu Lâm). Thành phần khoáng vật quặng	1,36	0,39	6,88

			chủ yếu là goethit, asbolan, serpentin			
7	ML.51/3	Mậu Lâm	Vón kết Sắt-Mn màu nâu đen, kích thước vài mm đến >1cm, có lẫn các mảnh serpentin kích thước vài mm đến >1cm bị phong hóa (sản phẩm trên sàng của đãi tuyển tại khu Mậu Lâm). Thành phần khoáng vật quặng chủ yếu là goethit, asbolan, serpentin	1,60	0,45	7,52
8	ML.52/1	Mậu Lâm	Đống sản phẩm bã thải trên sàng, hạt thô lẫn phần mịn hơn, màu xám nâu, nâu đen, khu Mậu Lâm. Thành phần chủ yếu là hydroserpentin, saponit, nontronit, goethit	1,08	0,27	4,34

Qua kết quả phân tích các mẫu từ bùn thải của tuyển cromit có thể thấy rõ hàm lượng Ni và Co có sự khác biệt rất lớn giữa các sản phẩm hạt thô (trên sàng) hoặc lấy từ lớp đáy của bồn thải) và các sản phẩm trầm tích mịn (sét bột). Hàm lượng Ni trong các bùn thải hạt mịn thường <0,5%, còn hàm lượng Co thường nhỏ hơn 0,05%, trong khi hàm lượng Ni trong phần hạt thô có thể đạt tới 1,8 %, còn hàm lượng Co có thể đạt khoảng 0,55% và có quan hệ tỷ lệ thuận rất chặt với hàm lượng Mn trong mẫu.

4. Kết luận và kiến nghị

Qua các số liệu đã được công bố và kết qủa nghiên cứu bổ sung của nhóm tác giả cho phép rút ra những kết luận ban đầu như sau:

- Ni và Co tại khu vực nghiên cứu có mặt trong VPH trên các đá siêu mafic và trong các trầm tích Đệ tứ xung quanh khối Núi Nưa, chủ yếu tập trung trong các khoáng vật hydroserpentin, ferisaponit, nontronit, goethit, asbolan.

- Có sự khác biệt nhất định về dạng tồn tại của Ni và Co trong VPH và trong các trầm tích xung quanh Núi Nưa. Trong đó Ni chủ yếu thay thế cho Mg và Fe trong các khoáng vật hydroserpentin, ferisaponit, nontronit. Một phần nhỏ thay thế cho Fe trong goethit và bị hấp phụ trong các khoáng vật sét. Cobalt một phần nhỏ thay thế cho Fe trong các khoáng vật sét, còn đại bộ phận bị hấp phụ bởi các khoáng vật sét và thay thế cho Fe trong các kết vón hoặc các màng keo hydroxit Fe-Mn (goethit và asbolan).

- Ni và Co tại khu vực Núi Nưa thường có hàm lượng tăng cao ở phần thấp của vỏ phong hóa và tập trung ở trong các lớp trầm tích hạt thô tại phần đáy của bồn trầm tích xung quanh Núi Nưa, tạo nên các thân quặng Ni-Co có giá trị công nghiệp.

- Qua các kết quả nghiên cứu đã công bố và các khảo sát bổ sung của nhóm tác giả cho thấy tiềm năng Ni và Co ở khu vực Núi Nưa khá lớn. Trong thực tế, Đoàn Địa chất 401 đã tiến hành tìm kiếm quặng Cr-Ni-Co tại khu vực Núi Nưa trên diện tích 100Km^2 và đã khoanh nối được các thân quặng với hàm lượng biên Cr-1,5%, Ni-0,5%, Co-0,1% với trữ lượng cấp C_2 là 1.187.449 tấn Cr_2O_3, 41.852 tấn Ni và 10.075 tấn Co (Nguyễn Văn Đạo, 1983).

Các thông tin về đặc điểm phân bố và tiềm năng Ni-Co tại khu vực Núi Nưa mới chỉ là những kết quả nghiên cứu và đánh giá ban đầu. Để phục vụ cho việc khai thác và sử dụng hợp lý và hiệu quả quặng Ni-Co ở khu vực Núi Nưa, cần phải tiến hành khảo sát, thăm dò toàn bộ diện tích các trầm tích Đệ tứ xung quanh khối Núi Nưa, phân bố của Ni và Co trong các bùn thải. Ngoài ra cần nghiên cứu chi tiết thêm dạng tồn tại và phân bố của Ni-Co trong các trầm tích này.

Lời cảm ơn

Các tác giả của báo cáo xin chân thành cám ơn Trung tâm Triển khai Công nghệ Khoáng chất, Đại học Mỏ Địa chất và đề tài "*Nghiên cứu công nghệ thu hồi Coban và Niken kim loại từ bùn thải của quá trình tuyển quặng cromit Cổ Định, Thanh Hóa*" đã tạo điều kiện cho đi khảo sát thực địa và phân tích các loại mẫu bổ sung phục vụ cho báo cáo này.

Tài liệu tham khảo

Berger V. I, Singer D. A., Bliss J. D, & Moring B. C., 2011. Ni-Co Laterite Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models. *Open-File Report 2011-1058. U.S. Geological Survey.*

Charles R. M. Butt and Dominique Cluzel., 2016. Nickel Laterite Ore Deposits: Weathered Serpentinitised Laterite. *Elements-An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. DOI: 10.2113/gselements.9.2.123/

Golightly J.P., 1981. Nickeliferous laterite deposits. *Economic Geology*. 75th Anniversary Vol. 1981, 710-735.

Nguyễn Khắc Giảng, & Phạm Văn An, 1998. Cơ chế làm giàu Nickel trong quá trình phong hóa các khoáng vật của đá SMF trong điều kiện nhiệt đới ẩm ở Việt Nam. *Tạp chí Địa Chất & Nguyên liệu khoáng, 1*, 18-23.

Nguyen Van Pho, Pham Tich Xuan, Pham Thanh Dang, 2018. Occurrence of supergene nickel ores in the

Ha Tri Massive, Hoa An District, Cao Bang Province. *Vietnam Journal of Earth Sciences*, 40(2), 153-164

Nguyễn Xuân Đạo (chủ biên), 1983. *Báo cáo tìm kiếm Crom-Nicken-Coban vùng Núi Nưa, Thanh Hóa*. Lưu trữ Tổng cục Địa chất và Khoáng sản, Hà Nội, 200 trang.

Phạm Thanh Đăng, Nguyễn Văn Phổ, Phạm Tích Xuân, Đoàn Thị Thu Trà, Nguyễn Thị Liên, Nguyễn Xuân Quả, 2020. Một số nét về đặc điểm phong hóa đá siêu mafic khối Hà Trì (Cao Bằng) và sự tập trung của Niken. *Tạp chí Địa chất*, loạt A, số 371-372/2020.

Phạm Văn An, & Nguyễn Thanh Huyền, 1981. Dạng tồn tại của Ni-Co trong VPH trên đá SMF Núi Nưa. *Tuyển tập CTNCKH ĐH MĐC (1980-1981). ĐH Mỏ-Địa chất Hà Nội*, 12-17.

Shedd K. B., 2018. Cobalt Statistics and Information. *U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2018*.

ABSTRACT

Distribution characteristics and potential of Ni-Co in Nui Nua area, Thanh Hoa province

Nguyen Khac Giang[1], Le Tien Dung[1], To Xuân Ban[1], Tran Van Duc[2], Pham Thanh Dang[3], Dinh Duc Anh[4]

[1]Hanoi University of Mining and Geology

[2]Center for Mineral Technology Development, [2]Institute of Geology

[3]National Academy of Science and Technology

[4]General Department of Geology and Minerals

In the past few years, along with the tendency of replacing polluting internal combustion engines with green electric motors in the transport sector, the demand for Co and Ni metals in the world has skyrocketed. The Nui Nua area, Thanh Hoa province is the site exposed largest ultramafic intrusion in Vietnam in an area of about 70 km^2 with a remarkable potential for Ni and Co. In addition to the chromite and serpentinite associated with Nui Nua massif, which has been exploited for decades for domestic and export needs, there are quite large quantities of Ni and Co in Nui Nua and surrounding valleys. These minerals, however, have not been given proper research attention. Survey results of the Geological Division 401 in the period of 1975-1983 and in press authors recently showed that Co and Ni in Nui Nua could be classified as silicate ore type of laterite Ni-Co ore. At Nui Nua, Co-Ni ore is distributed in two main types: 1) In weathering crust (regolith) on ultramafic rocks at the slopes and peaks of Nui Nua mountain range; and 2) In Quaternary sediments in the valleys surrounding Nui Nua Masiff (partly converted into sludge from cromite mining pits and processing mud waste in My Cai, Co Dinh and Mau Lam areas).

The results show that Co and Ni exist in the following forms: 1) Isomorphic replacement for Mg and Fe in the mineral lattice or/and be adsorbed on the surface of silicate minerals (Hydrated Serpentine, Ferisaponite, Nontronite….); and 2) Absorbed or replace isomorphically for Fe and Mn in the Fe-Mn oxide / hydroxide minerals (Goethite, Asbolan/Psilomelan). The content of Ni in ores varies from 0.5 to 1,6%, Co content ranges from 0.15 to 0.55%. Where Co tends to concentrate in Fe-Mn hydroxides, while Ni is more concentrated in clay minerals such as ferisaponite, nontronite. Survey results show that the Nui Nua area has a large Ni resources which can reach hundreds of thousands of tons; Co resources can be up to several tens of thousands of tons. This is a valuable resource that needs to be thoroughly researched in order to be soon exploited to meet the rising demand of Ni-Co in industrial sector.

Keywords: Cobalt; nickel; ultramafic; laterite ore; Nui Nua - Thanh Hoa.

HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC KHOA HỌC TRÁI ĐẤT
VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG (ERSD 2020)

Đặc điểm cấu trúc các đá phiến chứa granat của hệ tầng Nậm Cô, khu vực Sơn La, đới khâu Sông Mã, Tây Bắc Việt Nam

Bùi Vinh Hậu[1,*], Trần Thanh Hải[1], Ngô Xuân Thành[1], Ngô Thị Kim Chi[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

TÓM TẮT

Đặc điểm cấu trúc, tổ hợp cộng sinh khoáng vật của các trầm tích pelit biến chất chứa granat thuộc hệ tầng Nậm Cô, đới khâu Sông Mã, vùng Tây Bắc Việt Nam được nghiên cứu chi tiết để làm tiền đề phục vụ việc tính toán và xác định quá trình tiến hóa nhiệt động (áp suất-nhiệt đô- thời gian) của khu vực nghiên cứu. Các đá trầm tích pelit biến chất có tổ hợp cộng sinh khoáng vật bao gồm granat, chlorit, albit, thạch anh và muscovit, đi cùng với các khoáng vật phụ như apatit, zircon, monazite, xenotit, ilmelit. Tổ hợp muscovit và chlorit cấu thành mặt phiến chính trong đá (S_n). Albit và granat có cấu trúc là các hạt ban tinh, kích thước lần lượt từ 0,2-1 mm và 0,5-1,2 mm. Các ban tinh albit thường có giàu các thể tù là các khoáng vật có trước như thạch anh, muscovit, chlorit, zircon, granat, các khoáng vật này sắp xếp định hướng bên trong albit tạo thành dấu vết của mặt phiến có trước (S_{n-1}). Ban tinh granat thường nghèo các thể tù, bị biến đổi ở rìa và bị thay thế bởi khoáng vật thứ sinh như biotit, chlorit. Đặc điểm cấu trúc trên cho thấy có ít nhất 2 pha biến chất và biến dạng chính đã tác động lên các đá pelit trong khu vực. Pha thứ nhất hình thành nên tổ hợp cộng sinh khoáng vật tồn tại dạng thể tù trong các ban tinh albit và hình thành mặt phiến S_{n-1}. Pha biến dạng và biến chất thứ hai hình thành tổ hợp cộng sinh khoáng vật là các ban tinh granat, albit và các khoáng vật nền thạch anh, muscovit, chlorit, thạch anh.

Từ khóa: Nậm Cô; Đới khâu Sông Mã; đá phiến chứa granat.

1. Đặt vấn đề

Những năm gần đây, việc nghiên cứu các đá trầm tích biến chất liên quan đến quá trình hút chìm cũng được nhiều nhà địa chất trên toàn thế giới quan tâm nghiên cứu để đưa ra những góc nhìn đa chiều về đặc điểm, sự hình thành và phát triển của một đới khấu kiến tạo (Chmielowski và Berry, 2012; Skora và nnk., 2015, Maldonado và nnk. 2018). Những nghiên cứu này đã góp phần quan trọng trong việc làm sáng tỏ quá trình va chạm giữa hai mảng kiến tạo, giai đoạn bắt đầu hút chìm vỏ đại dương cho đến giai đoạn va chạm lục địa. Trong đó, một loại đá trầm tích đặc biệt được quan tâm là các đá pelit gồm chủ yếu là các khoáng vật sét, rất dễ bị biến đổi trong quá trình thay đổi điều kiện nhiệt độ và áp suất, được coi là một loại đá chỉ thị để xác định điều kiện nhiệt độ và áp suất của quá trình biến chất liên quan đến va chạm kiến tạo (Tinkham và nnk., 2001; Smye và nnk., 2010; Carmona và nnk., 2013; Maldonado và nnk. 2018). Đá pelit nằm trong đới khâu, do đó đã trở thành đối tượng nghiên cứu quan trọng trong việc nghiên cứu quá trình hình thành và phát triển của một đới khâu (Azañón và nnk., 1998; Meyre và nnk., 1999; Maldonado và nnk., 2018).

Đới khâu Sông Mã ở Tây Bắc Việt Nam từ lâu đã được đông đảo các nhà khoa học cho rằng đó là ranh giới hội nhập giữa hai địa mảng kiến tạo Nam Trung Hoa và Đông Dương (Hình 1a; Fidlay và Phan, 1997; Lepvrier và nnk., 1997, 2004, 2008; Hoa và nnk., 2008; Liu và nnk., 2012; Nakano và nnk., 2010; Vượng và nnk., 2013; Zhang và nnk., 2013; Thanh và nnk., 2016; Hiếu và nnk., 2017; Hậu và nnk., 2018). Quan điểm trên xuất phát từ sự tồn tại của các tổ hợp mafic-siêu mafic mà thành phần của chúng được cho là phần còn lại của một vỏ đại dương cổ (Hình 1a; Thanh và nnk., 2016), cùng với đó là sự xuất hiện của các đá biến chất áp suất cao như granulit và eclogit ở phần tây bắc của đới khâu Sông Mã (Hình 1a; Nakano và nnk., 2008, 2010; Zhang và nnk., 2013). Cho đến này, việc nghiên cứu các đá trầm tích biến chất liên quan đến đới khâu Sông Mã còn khá hạn chế, chủ yếu dừng lại ở mô tả đặc điểm thạch học, ngoại trừ nghiên cứu các đá eclogit và granulit ở phần tây bắc đới khâu Sông Mã (Fidlay và Phan, 1997; Trần Văn Trị và Vũ Khúc, 2011; Nakano và nnk., 2008, 2010; Zhang và nnk., 2013). Điều này làm cho việc kết nối lịch sử địa chất khu vực còn nhiều khó khăn và tồn tại nhiều tranh luận về bản chất và vai trò kiến tạo của chúng trong lịch sử phát triển kiến tạo giữa hai địa mảng kiến tạo Nam Trung Hoa và Đông Dương.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: buivinhhau@humg.edu.vn

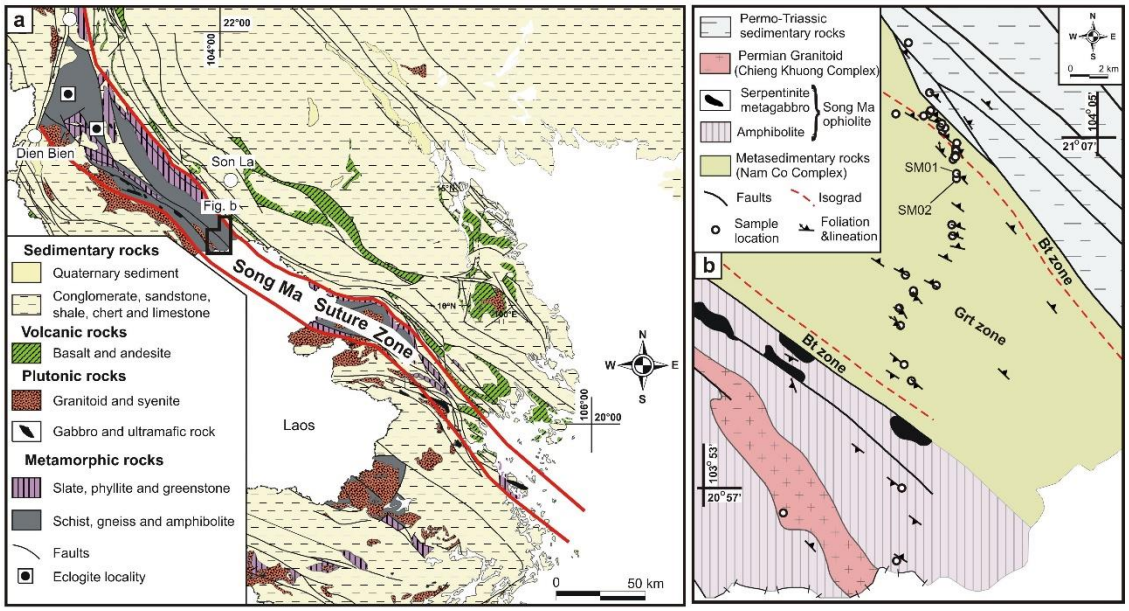
Do đó, trong bài báo này, đặc điểm về cấu trúc, tổ hợp cộng sinh khoáng vật của các phiến chứa granat (trầm tích pelit biến chất) thuộc hệ tầng Nậm Cô nằm trong khu vực Sơn La sẽ được nghiên cứu chi tiết tạo tiền đề cho việc tính toán và xác định quá trình tiến hóa lịch sử biến chất (áp suất-nhiệt độ-thời gian (P-T-t)) của các đá trầm tích biến chất trong khu vực từ đó làm cơ sở khôi phục lịch sử tiến hóa kiến tạo của ranh giới mảng Đông Dương và Nam Trung Hoa.

2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

Theo Hậu và nnk (2018), hệ tầng Nậm Cô trong khu vực Sơn La được cấu thành chủ yếu bởi các đá pelit bị biến chất nằm xen kẹp với các đá cát kết hạt nhỏ. Trên bình đồ kiến trúc khu vực, hệ tầng Nậm Cô nằm trong nhân của nhân của phức nếp nồi Sông Mã (Song Ma anticlinorium, Fidlay và Phan, 1997) và có thể chia làm hai đới biến chất khác nhau là đới biotit ở ngoài và đới granat ở trung tâm (Hình 1b). Tổ hợp cộng sinh khoáng vật của đới biotit bao gồm thạch anh + biotit + muscovite + chlorit, trong khi đó đới granat bao gồm thạch anh + granat + muscovite + chlorit ± biotit. Zircon, ilminit, xenotit, monazit, apatit là các khoáng vật phụ xuất hiện ở cả 2 đới biến chất biotit và granit.

Hai mươi mẫu đã được lấy cắt ngang qua hệ tầng Nậm Cô dọc theo đường 4G từ Sơn La đi Sông Mã (Hình 1b), và 2 mẫu thuộc đới biến chất granat đã được chọn để làm lát mỏng phục vụ việc nghiên cứu tổ hợp cộng sinh khoáng vật và vi cấu trúc (Mẫu SM01 và SM02). Lát mỏng được cắt vuông góc với các cấu tạo phiến và song song với các cấu tạo đường trên mặt phiến. Tỷ lệ phần trăm của các khoáng vật được phân tích và tính toán bằng phương pháp đếm điểm (15 000 điểm).

Thành phần địa hóa khoáng vật của mẫu SM01 được phân tích bằng máy điện tử quét JEON JXA 8500F đặt tại Korea Polar Reseach Institute (KOPRI) (phương pháp phân tích và điều kiện cài đặt máy xem chi tiết tại Kim và nnk., 2019).



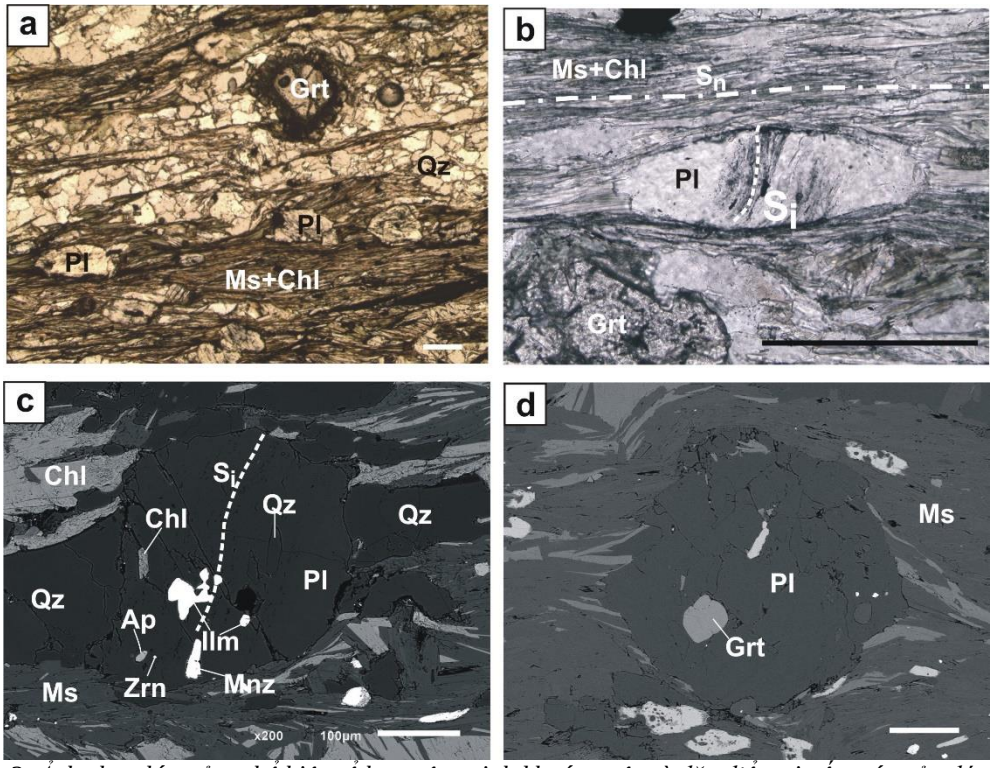
Hình 1: a) Đới khâu Sông Mã trong khu vực Tây Bắc Việt Nam, b) sơ đồ địa chất khu vực nghiên cứu và vị trí lấy mẫu.

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật và đặc điểm vi cấu tạo

Tổ hợp cộng sinh khoáng vật trong hai mẫu đá phiến chứa granat SM01 và SM02 gồm có thạch anh + granat + muscovite + chlorit, đi cùng với các khoáng vật phụ như apatit, zircon, monazite, xenotit, ilmelit. Muscovit và chlorit có dạng ép dẹt kéo dài kích thước theo chiều từ 0,1-0.5 cm (Hình 2a-d) và thường phát triển cùng với nhau để cấu thành mặt phiến chính trong đá (S_n) (Hình 2a, b). Plagiocla và granat có cấu trúc là các hạt ban tinh, kích thước lần lượt từ 0,2-1 mm và 0,5-1,2 mm (Hình 2a-d). Các ban tinh plagiocla thường có giàu các thể tù là các khoáng vật có trước như thạch anh, muscovit, chlorit, zircon granat (Hình 2 c,d), các khoáng vật này sắp xếp định hướng bên trong albit tạo thành dấu vết của mặt phiến có trước (S_{n-1}) (Hình 2c). Ban tinh granat thường nghèo các thể tù, bị biến đổi ở rìa và bị thay thế bởi khoáng vật thứ sinh như biotit, chlorit (Hình 2a). Đặc điểm cấu trúc trên cho thấy có ít nhất 2 pha biến chất và biến dạng chính đã tác động lên các đá pelit trong khu vực. Pha thứ nhất hình thành nên tổ hợp cộng sinh khoáng vật tồn tại dạng thể tù trong các ban tinh albit và hình thành mặt phiến S_{n-1}. Pha biến dạng và biến chất thứ hai

hình thành tổ hợp cộng sinh khoáng vật là các ban tinh granat, albit và các khoáng vật nền thạch anh, muscovit, chlorit, thạch anh.



Hình 2. Ảnh chụp lát mỏng thể hiện tổ hợp cộng sinh khoáng vật và đặc điểm vi cấu trúc của đá phiến chứa granat thuộc hệ tầng Nậm Cô, khu vực Sơn La; (a, b) chụp bằng kính hiển vi quang học dưới 1 nicon; (c, d) chụp bằng kính hiển vi điện tử quét (SEM); các ký hiệu: Grt, granat; Ms, muscovit; Chl, chlorit; Pl, plagiocla; Ill, Ilmenit; Ap, apatit; Mnz, monazite; Qz, thạch anh; Zrn, zircon. Thước tỷ lệ tương ứng với 0.1 mm.

3.2. Đặc điểm thành phần địa hóa khoáng vật

a) Granat

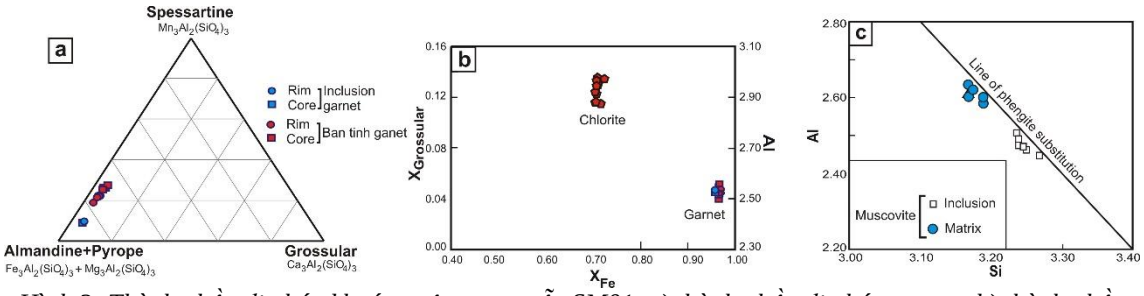
Ban tinh granat trong mẫu SM01 chiếm khoảng 2 % diện tích trong lát mỏng và đặc điểm địa hóa có sự thay đổi thành phần từ trong nhân ra ngoài, được thể hiện bởi sự giảm dần của thành phần spessatin tương ứng với sự tăng dần của thành phần almandine theo hướng từ nhân ra ngoài rìa, điều này cho thấy các ban tinh granat này được hình thành trong một giai đoạn biến chất (Woodsworth, 1977) (Hình. 3a). Ban tinh granat trong mẫu SM01 giàu thành phần almandine và spessatin nhưng lại có hàm lượng grossular và pyrope thấp ((Xalm=0.63-0.74; Xsps=0.18-0.27; Xprp=0.03-0.05 and Xgrs=0.04-0.05). Trong khi đó các hạt granat tồn tại dạng thể tù trong các ban tinh plagiocla có thành phần khá đồng nhất từ trong nhân ra ngoài, đặc trưng bởi giàu thành phần almandin nhưng thành phần spessatin, pyrop và grossula lại tương đối nghèo (Xalm=0.83-0.84; Xsps=0.07-0.08; Xprp=0.03 and Xgrs=0.06) (Hình. 3a, b). Giá trị X_{Fe} của cả ban tinh granat và granat dạng thể tù tương đối giống nhau (X_{Fe} = 0.96) (Hình. 3b).

b) Muscovite

Muscovit chiếm khoảng 42 % diện tích trong lát mỏng và có giá trị Na/(Na + K + Ca) thay đổi từ 0.07-0.09, hàm lượng Si và Al được tính toán theo 11 nguyên tử O trong cấu trúc phân tử lần lượt là 3.17-3.19 apfu và 2.50-2.65 apfu (atom per formula unit). Trong khi đó giá trị Na/(Na + K + Ca) và hàm lượng Si, Al của muscovite dạng thể tù trong mẫu SM01 lần lượt là 0.05-0.07, 3.24-3.27 apfu và 2.31-2.54 apfu (Hình 3c).

c) Chlorit và plagiocla

Chlorit nền trong mẫu SM01 chiếm khoảng 13 % diện tích trong lát mỏng có thành phần khá đồng nhất với giá trị XFe là ~0.71, hàm lượng Al được tính toán theo 14 nguyên tử O trong cấu trúc phân tử là 2.87-2.97 apfu (Hình 3b).



Hình 3: Thành phần địa hóa khoáng vật trong mẫu SM01, a) thành phần địa hóa granat, b) thành phần địa hóa chlorit và granat, c) thành phần địa hóa muscovit

Plagiocla chiếm khoảng 4% diện tích lát mỏng và có thành phần địa hóa là khá đồng nhất với hàm lượng Ab (albite) = 0.93-0.99. Như vậy từ thành phần địa hóa khoáng vật chúng ta có thể nhận thấy sự khác nhau về thành phần của các khoáng vật ban tinh granat, khoáng vật nền như muscovite so với các khoáng vật granat và muscovite tồn tại dưới dạng thể tù trong các ban tinh plagiocla. Sự khác nhau về thành phần khoáng vật này chỉ ra rằng các khoáng vật tồn tại dạng thể tù trong ban tinh plagiocla được hình thành trong một giai đoạn biến chất và biến dạng khác với giai đoạn biến chất biến dạng để hình thành các ban tinh granat và plagiocla và khoáng vật nền muscovite, chlorit (Hình 3a, c).

3.3. Đặc điểm kiến tạo khu vực

Kết quả phân tích thành phần địa hóa khoáng vật cùng với đặc điểm vi cấu tạo trong lát mỏng trình bày ở trên cho thấy các đá pelit biến chất chứa granat của hệ tầng Nậm Cô trong khu vực Sơn La đã trải qua hai giai đoạn biến chất và biến dạng khác nhau (M_1 và M_2). Pha biến dạng và biến chất thứ nhất (M_1) được xác định bằng tổ hợp cộng sinh khoáng vật tồn tại dạng thể tù trong các ban tinh plagiocla bao gồm granat + chlorit + muscovit + rutil/ilmenit + monazite, các khoáng vật này được sắp xếp định hướng và cấu thành nên mặt phiến S_{n-1}. Thành phần khoáng vật hình thành trong giai đoạn M_1 được đặc trưng bởi muscovite có hàm lượng Si cao (3.24-3.27 apfu) và granat giàu almandine (X_{alm}=0.83-0.84; X_{sps}=0.07-0.08; X_{prp}=0.03 và X_{grs}=0.06). Trong khi đó tổ hợp cộng sinh khoáng vật gồm các ban tinh granat + plagiocla và các khoáng vật nền như thạch anh + muscovite+ chlorit được hình thành và ép phiến (S_n) trong giai đoạn biến chất muộn hơn (M_2).

Fidlay và Phan, 1997 cũng đã tìm thấy những bằng chứng chứng tỏ các đá biến chất của đới khâu Sông Mã đã trải qua ba giai đoạn biến chất và biến dạng. Giai đoạn thứ nhất (M1) tạo ra các đá phiến thạch anh mica (S_1), giai đoạn thứ hai (M_2) đặc trưng bởi sự phân phiến mạnh mẽ của đá phiến mica và hình thành các vi uốn nếp (S_2) và cuối cùng là giai đoạn (M_3) phát triển các cấu tạo dạng thớ nhíu và các dải mica theo mặt phiến. Những nghiên cứu gần đây của Nakano và nnk, 2010; Zhang và nnk, 2013 trên các đá biến chất áp suất cao như granunit và eclogit ở khu vực phía Tây Bắc đới khâu Sông Mã đã chỉ ra rằng các đá biến chất áp suất cao trong khu vực có tuổi biến chất khoảng 230-243 tr.n. Tuy nhiên, kết quả tuổi khoảng 424 tr.n. cũng đã được ghi nhận từ một số các vi hạt monazit xuất hiện kiểu bao thể trong các hạt granat (Nakano và nnk, 2010). Trần Thanh Hải và nnk, 2014 cũng đã xác định được 2 pha biến dạng, biến chất chính tác động nên các đá trong địa khối Đông Dương: D_1 đặc trưng bởi quá trình biến chất khu vực tạo nên các cấu tạo dạng phiến và sự milonit hóa đi cùng với các thành tạo magma felsic tuổi khoảng 430 tr.n; D_2 là giai đoạn kiến tạo tạo thành những nếp uốn khu vực phương TB-ĐN và các biến dạng dẻo khác, giai đoạn này diễn ra trong khoảng 260-240 tr.n.

Như vậy từ kết quả nghiên cứu thành phần địa hóa khoáng vật cũng như vi cấu tạo của các đá phiến chứa granat của hệ tầng Nậm Cô trong khu vực Sơn La kết hợp với những công trình nghiên cứu trước đó trong khu vực cho thấy các đá của hệ tầng Nậm Cô nói riêng và các đá nằm trong đới khâu Sông Mã nói chung đã trải qua quá trình biến chất và biến dạng đa kỳ. Tuy nhiên, để có thể kết nối các quá trình biến chất và biến dạng xác định được trong hệ tầng Nậm Cô với các giai đoạn kiến tạo chính diễn ra trong khu vực Đông Dương thì cần có thêm các nghiên cứu chi tiết về đặc điểm biến chất và tuổi biến chất của các thành tạo biến chất trong khu vực.

4. Kết luận

Kết quả phân tích thành phần địa hóa khoáng vật cùng với đặc điểm vi cấu tạo trong lát mỏng trình bày ở trên cho thấy các đá pelit biến chất chứa granat của hệ tầng Nậm Cô trong khu vực Sơn La đã trải qua hai giai đoạn biến chất và biến dạng khác nhau (M_1 và M_2). Pha biến dạng và biến chất thứ nhất (M_1) được xác định bằng tổ hợp cộng sinh khoáng vật tồn tại dạng thể tù trong các ban tinh plagiocla bao gồm granat + chlorit + muscovit + rutil/ilmenit + monazite, các khoáng vật này được sắp xếp định hướng và cấu

thành nên mặt phiến S_{n-1}. Trong khi đó tổ hợp cộng sinh khoáng vật gồm các ban tinh granat + plagiocla và các khoáng vật nền như thạch anh + muscovite+ chlorit được hình thành và ép phiến (S_n) trong giai đoạn biến chất muộn hơn (M_2).

Lời cảm ơn

Để hoàn thành được bài báo này nhóm tác giả xin gửi lời cảm ơn giáo sư Kim Yoonsup của Trường Đại học Quốc gia Chungbuk, Hàn Quốc và các cán bộ phòng phân tích tại Korea Polar Reseach Institute (KOPRI) đã giúp đỡ nhóm nghiên cứu có được kết quả phân tích mẫu đáng tin cậy. Nhóm nghiên cứu xin cảm ơn sự giúp đỡ và tạo điều kiện vô cùng quý báu của các thầy cô trong Bộ môn Địa chất, Khoa Khoa học và Kỹ thuật Địa chất, các Phòng Ban chức năng của Nhà Trường đã tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình nghiên cứu của nhóm tác giả. Kết quả nghiên cứu được sự hỗ trợ từ Đề tài nghiên cứu cấp cơ sở mã số T19-40 của Trường Đại học Mỏ - Địa chất

Tài liệu tham khảo

Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Goffé, B. 1998. Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex (Betic Cordillera). Tectonophysics, 285, 231-252.

Carmona, A.L., Pitra, P., Abati, J., 2013. Blueschist-facies metapelites from the Malpica-Tui Unit (NW Iberian Massif): phase equilibria modelling and H2O and Fe2O3 influence in high-pressure assemblages. Journal of Metamorphic Geology, 31, 263-280.

Chmielowski, R.M and Bery, R.F. 2012. he Cambrian metamorphic history of Tasmania: The Metapelites. Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia, 59:7, 1007-1019.

Findlay, R.H., Phan, T.T., 1997. The structural setting of the Song Ma region, Vietnam and the Indochina plate boundary problem. Gondwana Research, 1, 11-33.

Hau, B.V., Kim, Y., Thanh, N.X., Hai, T.T., Yi, K., 2018. Neoproterozoic deposition and Triassic metamorphism of metasedimentary rocks in the Nam Co complex, Song Ma Suture Zone, NW Vietnam. Geosciences Journal, 22, 459-568.

Hieu, P.T., Qing, S., Yu, Y., Thanh, N.X., Dung, L.T., Tu, V.L., Siebel, W., Chen, F., 2017. Stages of late Paleozoic to early Mesozoic magmatism in the Song Ma belt, NW Vietnam: evidence from zircon U-Pb geochronology and Hf isotope composition. International Journal of Earth Sciences, 106, 855-874.

Hoa, T.T., Tran, T.A., Ngo, T.P., Pham, T.D., Tran, V.A., Izohk, A.E., Borisenko, A.S., Lan, C.Y., Chung, S.L., Lo, C.H., 2008. Permo-Triassic intermediate-felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina. Comptes Rendus Geoscience, 340, 112-126.

Kim, T., Kim, Y., Cho, M., Lee, J.I., 2019. P-T evolution and episodic zircon growth in barroisite eclogites of the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. Journal of Metamorphic Geology. Doi: 10.1111/jmg.12474.

Lepvrier, C., Maluski, H., Vu, V.T., Leyreoup, A., Phan, T.T., Vuong, N.V., 2004. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif): implications for the geodynamic evolution of Indochina. Tectonophysics, 393, 87-118.

Lepvrier, C., Maluski, H., Vuong, N.V., Roques, D., Axente, V., Rangin, C., 1997. Indosinian NW-trending shear zones within the Truong Son belt (Vietnam): 40Ar-39Ar Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints. Tectonophysics, 283, 105-127.

Lepvrier, C., Vuong, N.V., Maluski, H., Phan, T.T, Tich, V.V., 2008. Indosinian tectonics in Vietnam. Comptes Rendus Geoscience, 340, 94-111.Liu, J., Tran, M., Tang, Y., Nguyen, Q.L., Tran, T.H., Wu, W., Chen, J., Zhang, Z., Zhao, Z., 2012. Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: geochronology, geochemistry and tectonic implications. Gondwana Research, 22, 628-644.

Liu, J., Tran, M., Tang, Y., Nguyen, Q.L., Tran, T.H., Wu, W., Chen, J., Zhang, Z., Zhao, Z., 2012. Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: geochronology, geochemistry and tectonic implications. Gondwana Research, 22, 628-644.

Maldonado, R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., 2018. High-pressure metamorphic evolution of eclogite and associated metapelite from the Chuacus complex (Guatemala Suture Zone): constraints from phase equilibria modelling coupled with Lu-Hf and U-Pb geochronology. Journal of Metamorphic Geology, 36, 95-124.

Nakano, N., Osanai, Y., Sajeev, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Minh, N.T., Owada, M., Windley, B., 2010. Triassic eclogite from northern Vietnam: inferences and geological significance. Journal of Metamorphic Geology, 28, 59-76.

Skola, S., Mahlen, N.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Lapen, T.J., Beard, B.L., Szilvagyi, E.R., 2015. Evidence for protracted prograde metamorphism followed by rapid exhumation of the Zermatt-Saas

Fee ophiolite. Journal of Metamorphic Geology, 33, 711-734.

Smye, A.J., Greenwood, L.V., Holland, T.J.B., 2010: Garnet-chloritoid-kyanite assemblages: eclogite facies indicators of subduction constraints in orogenic belts. J. Metamorphic Geol., 28, 753-768.

Thanh, N.X., Santosh, M., Tran, T.H., Hieu, P.T., 2016. Subduction initiation of Indochina and South China blocks: insight from the forearc ophiolitic peridotites of the Song Ma Suture Zone in Vietnam. Geological Journal, 51, 421-442.

Tinkham, D.K., Zuluaga, C.A., Stonwell, H.H., 2001. Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: the effect of variable Al2O3 and MgO/(MgO+FeO) on mineral stability. Geological Materials Research, 3, 1-42.

Tran, T.H., Zaw, Khin, Halpin, J., Manaka, T., Meffre, S., Lai, C.K., Lee, Y.J., Le, V.H., Dinh, S., 2014. The Tamky-Phuoc Son Shear Zone in Central Vietnam: tectonic and metallogenic implications. Gondwana Research, 26 (1), 144-164.

Tran Van Tri., Vu Khuc (Eds.), 2011. Geology and Earth Resources of Vietnam. Publishing House for Science and Technology (645 pp.).

Vuong, N.V., Hansen, B.T., Wemmer, K., Lepvrier, C., Tich, V.V., Thang, T.T., 2013. U/Pb and Sm/Nd dating on ophiolitic rocks of the Song Ma Suture Zone (northern Vietnam): evidence for upper Paleozoic Paleotethyan lithospheric remnants. Journal of Geodynamics, 69, 140-147.

Zhang, R.Y., Lo, C.H., Chung, S.L., Grove, M., Omori, S., Ilzuka, Y., Liou, J.G., Tri, T.V., 2013. Origin and tectonic implication of ophiolite and eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina blocks. Journal of Metamorphic Geology, 31, 49-62.

ABSTRACT

Microstructure characteristics of the ganet-bearing schist from Nam Co formation, Son La area, Song Ma suture zone, Northwestern Vietnam

Bui Vinh Hau[1,*], Tran Thanh Hai[1], Ngo Xuan Thanh[1]
[1]*Hanoi University of Mining and Geology*

The mineral assemblage and microstructure characteristics of garnet-bearing shists from the Nam Co formation, Song Ma suture zone, northwestern Vietnam were investigated, preliminarily to constrain pressure-temperature-time paths of the study area. The meta-pelites have an identical mineral assemblage consisting of garnet, chlorte, albite, quartz and muscovite, together with accessory apatite, zircon, monazite, xenotime, and ilmenite. An aggregate of muscovite and chlorite defines the major foliations (Sn). Both albite and garnet occur as a porphyroblast, ranging in size from 0.2 to 1 mm and from 0.5 to 1.2 mm, respectively. Albite porphyroblasts commonly have the curved to sigmoidal inclusion trails defined by graphitic materials (Sn-1). Garnet porphyroblasts in the sample is generally characterized by paucity of inclusions and retrograde corona of bitotite and chlorite. Garnet also occur as an inclusion within albite porphyroblast. All the above microstructures suggest two deformation and metamorphic stages (M_1 and M_2) were affected to metapelites of the Nam Co formation, Song Ma suture zone. Relic mineral inclusions inside porphyroblastic albite such as garnet + muscovite + chlorite + rutile/ilmenite + monazite represent earlier metamorphic stage M_1 and defined foliation S_{n-1}. Porphyroblastic garnet + muscovite + chlorite + albite ± biotite + monazite + ilmenite denote the later metamorphic stage M_2 and foliation S_n.

Keywords: Nam Co formation; Song Ma suture zone; granet-bearing schists.

Tuổi đồng vị U-Pb của zircon trong đá plagiogranit phức hệ Điệng Bông và ý nghĩa địa chất của chúng

Bùi Vinh Hậu[1,*], Trần Thanh Hải[1], Ngô Xuân Thành[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

TÓM TẮT

Phức hệ Điệng Bông phân bố chủ yếu ở phần phía bắc của địa khối Kon Tum với thành phần chủ yếu bao gồm các đá plagiogranit, diorit và granit. Plagiogranit trong nghiên cứu này phân bố thành những thể xâm nhập nhỏ, kéo dài theo phương cấu trúc Tây Bắc-Đông Nam và xuyên cắt vào các đá của hệ tầng Khâm Đức. Tuổi kết tinh của plagiogranit phức hệ Điệng Bông được xác định bằng phương pháp phân tích tuổi tuyệt đối U-Pb cho 2 mẫu (ĐB01 và ĐB02) có kết quả lần lượt là 497.7 ± 1.4 triệu năm (Tr.n) và 498 ± 1.3 Tr.n. Kết quả này phù hợp với các nghiên cứu trước đây, khi cho rằng hoạt động magma cung đảo diễn ra khá mạnh mẽ trong khoảng thời gian ~500-530 Tr.n.

Từ khóa: Plagiogranit; tuổi U-Pb; magma cung đảo.

1. Đặt vấn đề

Phức hệ Điệng Bông do Nguyễn Văn Trang và nnk. (1996) xác lập và phân bố rộng rãi ở phía bắc địa khu Kon Tum. Thành phần chủ yếu bao gồm các đá plagiogranit, diorit và granit. Các đá thuộc phức hệ Điệng Bông tồn tai dưới dạng các khối xâm nhập nhỏ kích thước khác nhau từ vài chục mét đến vài kilomet và xuyên khá chỉnh hợp với các thành tạo trầm tích phun trào của hệ tầng Núi Vú và các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức tạo thành các đới biến đổi hẹp ở khu vực tiếp xúc (Hoàng Hoa Thám và nnk., 2009). Tuổi của phức hệ này từ trước đến nay được nhiều nhà địa chất quan tâm nghiên cứu. Chúng được xếp vào các thành tạo có tuổi trước Cambri; Paleozoi muộn và một số kết quả xác định bằng các phương pháp định lượng đồng vị U-Pb trong zircon cho tuổi 500 -520 Tr.n (Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019). Như vậy, vấn đề tuổi vẫn còn những tồn tại nhất định như việc xếp chúng vào giai đoạn Silur muộn - Devon sớm hayvào giai đoạn trước Cambri.

Các kết quả nghiên cứu gần đây của các tác giả trong và ngoài nước cho thấy khu vực nghiên cứu có lịch sử phát triển địa chất lâu dài, chịu ảnh hưởng của quá trình biến chất và biến dạng mạnh mẽ (Trần Thanh Hải và nnk., 2014; Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019). Việc xác định đúng thời gian thành tạo của phức hệ Điệng Bông là cần thiết giúp hiểu biết thêm về lịch sử tiến hóa địa chất khu vực nghiên cứu. Trong nghiên cứu này chúng tôi lựa chọn phương pháp phân tích đồng vị U-Pb trong zircon bằng phương pháp LA-ICP-MS để xác định tuổi kết tinh các đá granitogneis phức hệ Điệng Bông.

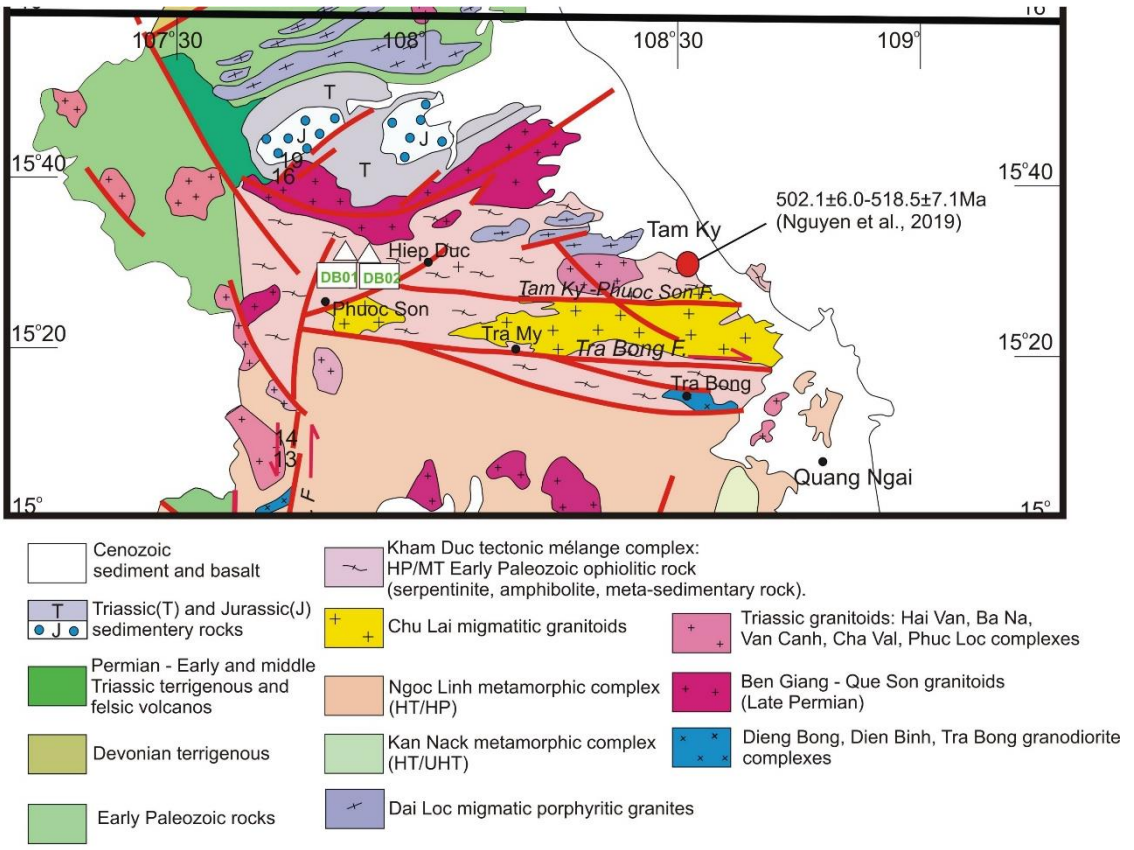
2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

Trong nghiên cứu này, các tác giả tiến hành khảo sát và thu thập mẫu tại hai vết lộ của phức hệ Điệng Bông tại huyện Đông Giang, Quảng Nam trên đường AH17 (Hình 1). Các đá magma lộ ra là các đá plagiogranit sáng màu, ép phiến yếu tạo nên cấu tạo khối hoặc cấu tạo định hướng.

Mẫu cục lấy từ thực địa được nghiền nhỏ sau đó đãi sạch và lấy các khoáng vật ở phần nặng để tách lấy zircon. Đa số zircon có dạng lăng trụ ngắn, chiều dài khoảng 100 µm - 180 µm. Sau khi tuyển, zircon được gắn bằng nhựa epoxy vào một khuôn vòng tròn, và được đánh bóng bằng giấy ráp, kích cỡ khác nhau, để lộ phần trung tâm hạt. Khi phân tích bằng phương pháp LA-ICP-MS mẫu thường được mài đến khoảng 1/2 bề dày hạt. Mẫu zircon sau khi đánh bóng, được phân tích đặc điểm cấu trúc phân đới bằng phương pháp kính hiển vi điện tử quét (SEM) tại Viện nghiên cứu Khoa học Hàn Quốc (KBSI). Điểm phân tích đồng vị U-Pb zircon bằng LA-ICP-MS có đường kính 20 µm, thường được chọn tại rìa của các tinh thể khi đã quan sát, phân tích ảnh âm cực phát quang để tránh các nhân sót của các pha trước hoặc rìa biến chất của pha muộn hơn. Điểm phân tích thường được chọn bề mặt các hạt zircon sạch, không có vết nứt, không chứa bao thể. Quá trình phân tích được tiến hành tại Phòng thí nghiệm MC-LA-ICP-MS Viện nghiên cứu Khoa

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: buivinhhau@humg.edu.vn

học Hàn Quốc.



Hình 1: Sơ đồ địa chất khu vực nghiên cứu và vị trí lấy mẫu

3. Kết quả và thảo luận

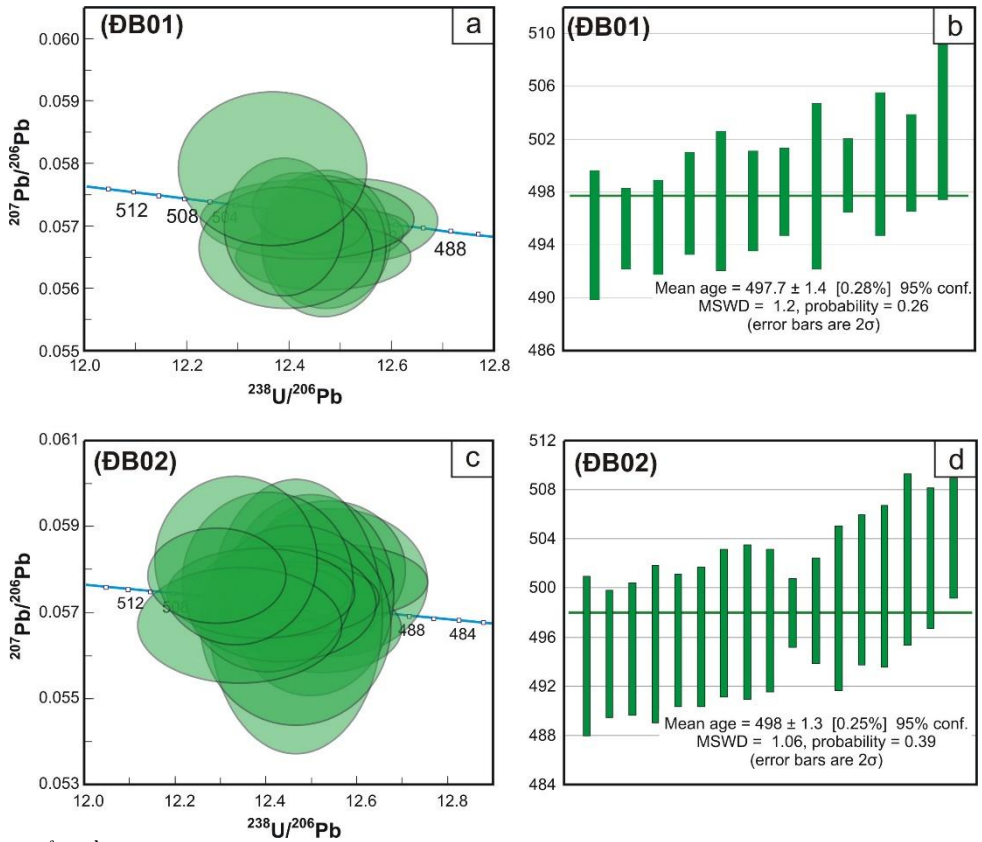
3.1. Tuổi kết tinh của các đá plagiogranit phức hệ Điệng Bông

Các kết quả phân tích chi tiết được thể hiện trên các biểu đồ đường cong Tera-Wasserburg biểu diễn các kết quả phân tích (Hình 2). Kết quả tuổi ^{238}U /^{206}Pb thích hợp nhất được hiệu chỉnh từ đồng vị ^{207}Pb sử dụng phần mền Isoplot 3.0 (Lugwig, 2003) với sai số của đồng vị của chúng là 1-sigma. Trong các ảnh phát quang âm cực (cathodoluminescence, CL), ảnh điện tử tán xạ ngược (back scattered electron, BSE) và quan sát zircon dưới kính soi nổi cho thấy zircon thường bị dập vỡ khá mạnh do quá trình nghiền mẫu, một số tinh thể zircon còn giữ được hình thái ban đầu dạng tự hình và có cấu trúc phân đới khá rõ ràng (oscillatory zoning), điển hình cho các zircon được thành tạo từ nguồn magma.

12 điểm phân tích trong 12 tinh thể zircon của Mẫu ĐB01 cho kết quả là hàm lượng U, Th lần lượt từ 130-1254 ppm và 62-504 ppm. Tỷ số Th/U thay đổi từ 0,05 đến 0,84, tuy nhiên phân lớn kết quả nghiên cứu cho thấy tỷ số Th/U vào khoảng 0,5 đến 0,8. Trên biểu đồ đường cong Tera-Wasserburg, các kết quả hầu hết nằm trên hoặc gần với đường cong Concordia (Hình 2a) và có tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trong khoảng 495 đến 503 Tr.n (Hình 2). 12 điểm phân tích này cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình là 497,7 ± 1,4 Tr.n (MSWD=1,2 MSWD giá trị trung bình trọng lượng; hình 2b).

Kết quả phân tích từ 17 điểm trên 17 tinh thể zircon trong mẫu ĐB02 cho thấy zircon từ mẫu này có hàm lượng U, Th lần lượt là 67-725 ppm và 22-608 ppm. Tỷ số Th/U thay đổi từ 0,27 to 0,84. Các kết quả phân tích nằm trên đường cong Concordia (Hình 2c) cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ từ 496 đến 502 Tr.n và tuổi trung bình được tính là 498 ± 1,3 Tr.n (Hình 2d).

Từ các đặc trưng về cấu trúc của các tinh thể zircon với cấu trúc phân đới rõ ràng kết hợp với tỷ số Th/U cao (>0,1) cho thấy các tinh thể zircon được phân tích trong 2 mẫu ĐB01 và ĐB02có nguồn gốc magma, do đó tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình của các mẫu trên có thể được xem là tuổi kết tinh của plagiogranit phức hệ Điệng Bông



Hình 2: Biểu đồ đường cong Concordia hình thành trong tương quan giữa $^{207}Pb/^{206}Pb$ và $^{238}U/^{206}Pb$ (a, c) và biểu đồ tính giá trị tuổi trung bình (b, d) của zircon trong 2 mẫu ĐB01 và ĐB02

3.2. Ý Nghĩa địa chất

Các thành tạo magma plagiogranit phức hệ Điệng Bông trong nghiên cứu này được xác định tuổi đồng vị U và Pb của zircon bằng phương pháp LAICP-MS cho kết quả ~497-498 Tr.n, tương ứng với gian đoạn Cambri muộn phù hợp với kết luận tuổi "trước Devon" của các tác giả trước đây (Nguyễn Văn Trang và nnk., 1986). Kết quả nghiên cứu này trẻ hơn so với kết quả nghiên cứu của Nguyễn Minh Quyền và nnk. (2019) cho các thành tạo trondhjemit-tonalit-diorite của phức hệ Điệng Bông khu vực Tam Kỳ (502-520 Tr.n). Theo Nguyễn Minh Quyền và nnk. (2019) các thành tạo trondhjemit-tonalit-diorite thuộc phức hệ Điệng Bông có thành phần địa hóa đặc trưng bởi giàu SiO_2, Na_2O và Y, nhưng nghèo Al_2O_3, K_2O, Sr và Rb, những đặc điểm này cho thấy các đá của phức hệ Điệng Bông có nguồn gốc từ magma cung đảo.

Từ kết quả phân tích tuổi của phức hệ Điệng Bông trong nghiên cứu này và của Nguyễn Minh Quyền và nnk. (2019) cho thấy phức hệ Điệng Bông bao gồm nhiều các khối xâm nhập nhỏ có thành phần từ plagiogranit đến diorite và tuổi của các khối này từ 497 Tr.n đến 520 Tr.n và được hình thành trong môi trường magma cung đảo do sự hút chìm của đại dương cổ nằm giữa khối Trường Sơn và địa khối Kon Tum trong giai đoạn Cambri muộn.

4. Kết luận

Tuổi kết tinh của granitogneis phức hệ Điệng Bông trong khu vực huyện Đông Giang, Quảng Nam được xác định bằng phương pháp LA-ICP-MS U-Pb zircon là ~497-498 Tr.n tương ứng với giai đoạn Cambri muộn. Kết quả này phù hợp với các nghiên cứu trước đây, khi khu vực nghiên cứu ghi nhận một pha magma kiến tạo tích cực hoạt động trong môi trương magma cung đảo xảy ra ở rìa Bắc địa khối Kon Tum.

Lời cảm ơn

Để hoàn thành được bài báo này nhóm tác giả xin gửi lời cảm ơn giáo sư Kim Yoonsup của Trường Đại học Quốc gia Chungbuk, Hàn Quốc và các cán bộ phòng phân tích tại Viện Nghiên cứu Khoa Học Cơ Bản Hàn Quốc đã giúp đỡ nhóm nghiên cứu có được kết quả phân tích mẫu đáng tin cậy. Nhóm nghiên cứu xin cảm ơn sự giúp đỡ và tạo điều kiện vô cùng quý báu của các thầy cô trong Bộ môn Địa chất, Khoa Khoa học và Kỹ thuật Địa chất, các Phòng Ban chức năng của Nhà Trường đã tạo điều kiện thuận lợi cho quá

trình nghiên cứu của nhóm tác giả. Kết quả nghiên cứu được sự hỗ bởi Bộ Giáo dục và Đào tạo trong đề tài mã số B2019-MDA-562-15.

Tài liệu tham khảo

Hoàng Hoa Thám., Nguyễn Thị Bích Thủy., Trần Thanh Nhàn., 2009. Về sự phân bố các phức hệ đá magma khu vực Thừa Thiên Huế và khoáng sản Liên Quan. Tạp chí khoa học, Đại học Huế, 53.

Ludwig, K.R., 2013. Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Special Publication 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley (2003)

Nguyễn Minh Quyền, Feng Q., Zi J.W., Zhao,T., Tran, T.H., Ngo, X.T., Tran, M.D., Nguyen, Q.H., 2019. Cambrian intra-oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. Gondwana Research 70, 151-170.

Nguyễn Văn Trang và nnk., 1996. Bản đồ địa chất Việt Nam tỷ lệ 1:200000, nhóm từ Thua Thien Hue-Quang Ngai: E-48-XXXV (Huong Hoa), E-48-XXXVI (Thua Thien Hue), D-48-XII (Dac To), E-49-XXXI (Da Nang), D-48-VI (Ba Na), D-49-I (Hoi An), D-48-VII (Quang Ngai). Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam.

Trần Thanh Hải, Zaw, K., Halpin, J. A., Manaka, T., Meffre, S., Lai, C. K., Lee, Y., Hai, L.V., Dinh, S., 2014. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications. Gondwana Research 26, 144-164.

ABSTRACT

U-Pb zircon age of plagiogranit of the Dieng Bong complex and their geological significances

Bui Vinh Hau[1,*], Tran Thanh Hai[1], Ngo Xuan Thanh[1]
[1] *Hanoi University of Mining and Geology*

Dieng Bong plagiogranit manily distributed on the northern Kontum massif. It is composed of plagiogranite, diorite and granite. In this study, plagiogranit in the form of small, stratiform- or lenticular-shaped bodies that display oriented structures, and are conformably distributed within surrounding foliated metamorphic rocks of the Kham Duc complex. Zircons separated from two plagiogranite samples (DB01 and DB02) collected in the Dieng Bong complex were analyzed for U-Pb age using an LA-ICP-MS to determine the emplacement ages of the complex. Data acquired from two samples DB01 and DB02 yielded the weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ ages of 497.7 ± 1.4 Ma and 498 ± 1.3 Ma indicating tha the emplacement ages of the Dieng Bong complex. This result is consistent with previous study that suggested that there was an intra-oceanic arc system in the time of ~500-530 Ma.

Keywords: Plagiogranite; U-Pb zircon age; magmatic arc.

Đặc điểm kiến tạo của granitoid phức hệ Trà Bồng trên cơ sở tuổi U-Pb và thành phần địa hóa của zircon

Bùi Vinh Hậu[1,*], Ngô Xuân Thành[1], Trần Mỹ Dũng[2]
[1]*Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2]*Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam*

TÓM TẮT

Đặc điểm về thành phần địa hóa và tuổi đồng vị của các khoáng vật zircon được tách ra từ các đá granitoid của phức hệ Trà Bồng, khu vực rìa bắc khối Kon tum được nghiên cứu chi tiết nhằm xác định bối cảnh kiến tạo của khu vực. Kết quả phân tích tuổi đồng vị U-Pb cho zircon từ hai mẫu PT và 676 bằng phương pháp LA-ICP-MS lần lượt là 447±7 triệu năm (Tr.n) và 444±6 Tr.n . Kết quả phân tích thành phần khoáng vật zircon của 2 mẫu này cho thấy các đá magma chứa tinh thể zircon được phân thích thuộc magma kiểu I và hình thành liên quan đến cung hút chìm rìa lục địa. Kết hợp với các kết quả nghiên cứu đã công bố trong khu vực cho thấy loạt magma giai đoạn 520-440 Tr.n trong khu vực rìa bắc địa khối Kon Tum thuộc magma liên quan đến cung lục địa giai đoạn Paleozoi sớm.

Từ khóa: Kon Tum, Tam Kỳ - Phước Sơn, Paleozoi sớm, cung lục địa, U-Pb zircon.

1. Đặt vấn đề

Rìa bắc địa khối Kon Tum được cho là có cấu trúc địa chất phức tạp, gồm các thành tạo địa chất được cho là thuộc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn (TKPS). Tại rìa bắc địa khối Kon Tum các đá magma xuất hiện khá phong phú và đa dạng về thành phần, và được cho là có tuổi thành tạo từ tiền Cambri đến Kainozoi (Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk, 2009). Trong số đó, các đá magma xâm nhập trong khu vực có tuổi Proterozoi muộn - Paleozoi sớm và Paleozoi muộn-Mesozoi sớm chiếm chủ đạo, ngoài ra còn có các thể xâm nhập granitoid được cho là có tuổi Jura - Kreta. Các đá magma giai đoạn Paleozoi sớm trong khu vực bị biến dạng mạnh do các sự kiện kiến tạo, biến chất chồng chéo từ Paleozoi sớm đến Kainozoi. Đặc điểm nguồn gốc kiến tạo và tuổi thành tạo của các đá magma khu vực này còn nhiều tranh cãi. Các đá granitoid khu vực này trước đây trong một số công trình xếp chúng vào tuổi Proterozoi muộn - Paleozoi sớm (Nguyễn Văn Trang và nnk., 1996). Tuy nhiên một số kết quả nghiên cứu tuổi thành tạo trên cơ sở số liệu đồng vị phóng xạ đã cho thấy rằng phần lớn chúng được hình thành vào giai đoạn Ocdovic-Silua (Đinh Quang Sang, 2017; Nguyễn Minh Quyên và nnk., 2019; Trần Thanh Hải và nnk., 2014). Về điều kiện kiến tạo liên quan đến loạt granitoid giai đoạn Paleozoi sớm trong khu vực, hiện nay còn có một số ý kiến khác nhau như chúng là magma liên quan đến pha hút về phía bắc dưới đai tạo núi Trường Sơn (Nguyễn Minh Quyên và nnk., 2019; Trần Thanh Hải và nnk., 2014), chúng là sản phẩm của đới hút chìm về 2 phía (Gardner và nnk., 2017) trong giai đoạn Paleozoi sớm. Nakano và nnk., 2013 lại cho rằng đới hút chìm về phía bắc kéo dài từ Paleozoi sớm đến Paleozoi muộn. Trong nghiên cứu gần đây của Nguyễn Minh Quyên và nnk (2019) cho rằng giai đoạn magma Cambri-Ocdovic liên quan đến kiểu cung đảo và va chạm giữa cung đảo này với khối Trường Sơn vào khoảng 430 Tr.n.

Trong nghiên cứu này, trên cơ sở số liệu tuổi đồng vị U-Pb và thành phần địa hóa khoáng vật (2 mẫu) của zircon thu thập ở phần rìa bắc địa khối Kon Tum, trong đới va chạm TKPS (Hình 1) kết hợp với các số liệu trước đây chúng tôi trình bày về giai đoạn thành tạo magma Paleozoi sớm của khu vực cũng như bản chất kiến tạo và ý nghĩa của chúng đối với nghiên cứu lịch sử phát triển kiến tạo rìa bắc địa khối Kon Tum.

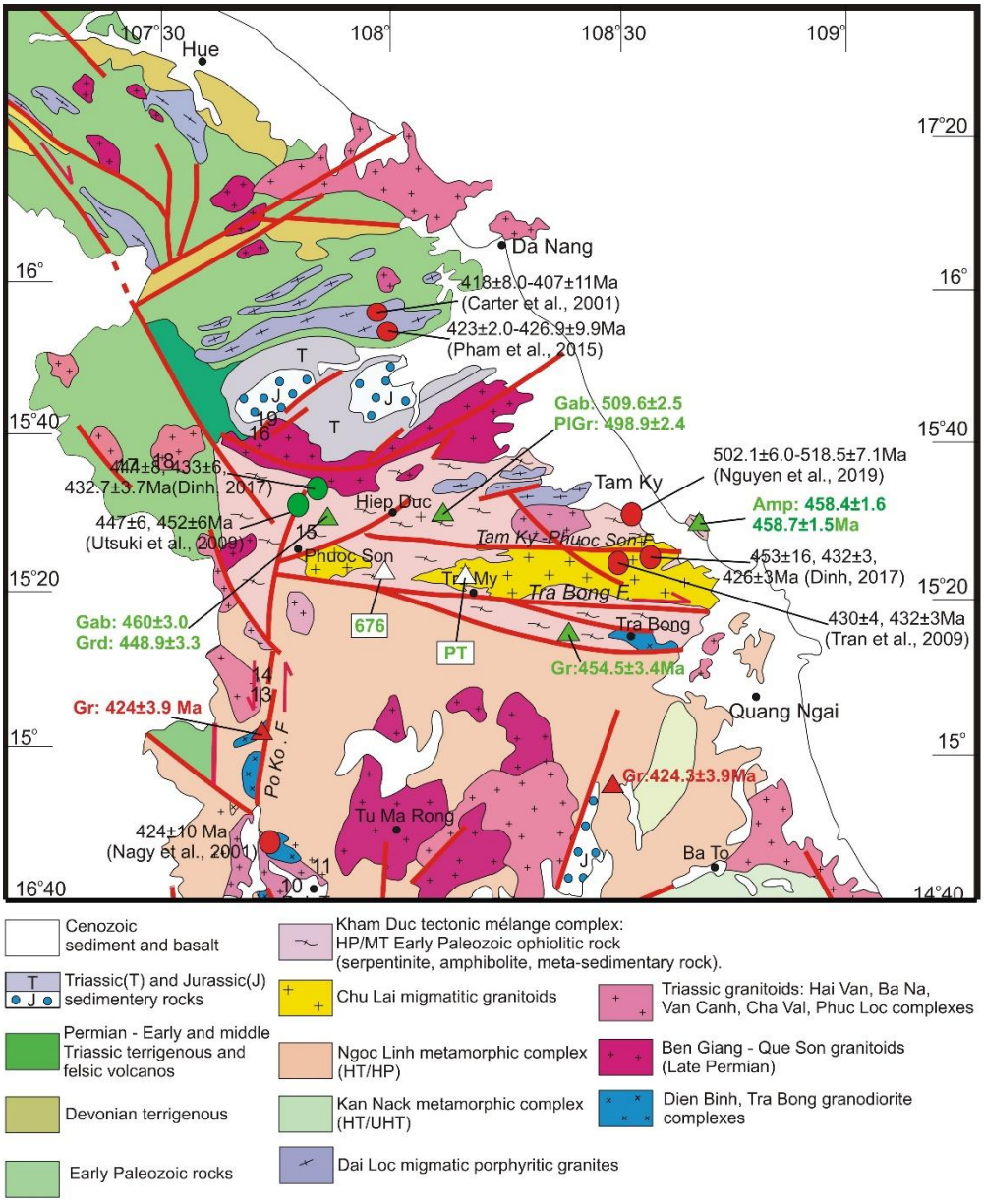
2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Cơ sở tài liệu

Nằm ở rìa Bắc địa khối Kon Tum, vùng nghiên cứu chủ yếu được cấu thành từ các đá biến chất tiền Cambri phức hệ Khâm Đức và các thành tạo granitoid tuổi Silua muộn - Devon sớm và Permi muộn - Trias.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: buivinhhau@humg.edu.vn

Các đá của phức hệ Khâm Đức phân bố khá rộng rãi, chiếm phần lớn diện tích vùng, thành phần chủ yếu là đá phiến thạch anh-biotit, gneis biotit-amphibol, gneis biotit, phiến thạch anh hai mica, đôi khi xen kẹp một ít lớp mỏng amphibolit dạng thấu kính. Thế nằm chung của cấu tạo phiến theo phương tây bắc-đông nam (TB-ĐN) với góc dốc 60-80º. Phức hệ Trà Bồng phân bố trong khu vực nghiên cứu bao gồm các thể xâm nhập có thành phần diorite - granodiorit, gồm 3 pha xâm nhập thực thụ và một pha đá mạch, trong đó dioritoid (pha 1) kém phát triển nhất; phổ biến nhất là các đá pha 2 (granodiorit, granit hornblen - biotit); các đá pha 3 ít phổ biến hơn (Granit biotit chứa ít amphibol). Khá phổ biến đá mạch spessartit và diorite porphyr (Huỳnh Trung và Nguyễn Xuân Bao, 1981). Các đá phức hệ trà bòng có tuổi thành tạo được cho là khoảng 445 Tr.n (Nguyễn Xuân Bao và nnk., 2000). Các đá granit được cho là thuộc phức hệ Chu Lai lộ thành diện lớn ở góc phía tây bắc và thành những khối nhỏ phân bố rải rác trong vùng nghiên cứu. Các thành tạo này bào gồm granit-hai mica, granit biotit, và granit sáng màu, tuổi thành tạo của chúng vào khoảng 426-444 Tr.n (Đinh Quang Sang và nnk, 2017). Trong khu vực cũng có sự xuất hiện của các thành tạo granit phức hệ Bà Nà dưới dạng các khối nhỏ và đai mạch xuyên cắt các đá trong khu vực, thành phần chính bao gồm granit biotit, granit hai mica hạt vừa đến lớn dạng porphyr sáng màu và granit alaskit hạt nhỏ, được cho là có tuổi đồng vị U-Pb zircon trong khoảng 240÷245 Tr.n (Nguyễn Trung Minh và nnk, 2005; Lê Đức Phúc, 2017).



Hình 1: Sơ đồ địa chất và vị trí lấy mẫu khu vực rìa bắc khối Kon Tum

Hai mẫu PT và 676 thuộc phức hệ Trà Bồng được thu thập và nghiên cứu trong bài báo này. Mẫu PT được thu thập ở một khối diorite của phức hệ Trà Bồng dọc theo đường DT616, cách đập sông Tranh khoảng 30km về phía Nam, trong khi đó mẫu 676 được lấy ở khu vực mỏ G18.

2.2. Phương pháp nghiên cứu

Mẫu cục lấy từ thực địa được nghiền nhỏ sau đó đãi sạch và lấy các khoáng vật ở phần nặng để tách lấy zircon. Mỗi mẫu khoảng 100 tinh thể zircon được lựa chọn bằng tay dưới kính hiển vi. Các tinh thể zircon được gắn trên tấm nhựa epoxy cùng với zircon chuẩn có ký hiệu là FC1 (có tuổi là 1099.0 ± 0,6 Tr.n), sau đó mài bóng để lộ phần trung tâm của hạt. Cấu trúc bên trong của các hạt zircon được phân tích bằng phát quang âm cực (cathodoluminescence, CL) và phương pháp điện tử tán xạ ngược (back scattered electron, BSE) tại Hàn Quốc. Các hình ảnh về cấu trúc bên trong của zircon sẽ đươc dùng để luận giải nguồn gốc zircon cũng như chọn vị trí thích hợp cho điểm bắn phân tích tuổi đồng vị. Tuổi đồng vị và thành phần địa hóa của zircon được phân tích bằng tổ hợp máy Laser ablation ICP-MS đặt Viện Khoa Học Cơ Bản Hàn Quốc (KBSI) và Đại học Địa chất Trung Quốc. Quy trình tuyển chọn zircon và các tham số về tổ hợp máy Laser ablation ICP-MS để phục vụ việc phân tích tuổi và thành phần địa hóa zircon có thể tham khảo trong các bài báo như (Kim và nnk., 2019; Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019).

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Tuổi đồng vị U-Pb của zircon

Các kết quả phân tích chi tiết được thể hiện trên các biểu đồ đường cong Tera-Wasserburg biểu diễn các kết quả phân tích (Hình 2). Kết quả tuổi $^{238}U/^{206}Pb$ thích hợp nhất được hiệu chỉnh từ đồng vị ^{207}Pb sử dụng phần mền Isoplot 3.0 (Lugwig, 2003) với sai số của đồng vị của chúng là 1-sigma. Trong các ảnh phát quang âm cực (cathodoluminescence, CL), ảnh điện tử tán xạ ngược (back scattered electron, BSE) và quan sát zircon dưới kính soi nổi cho thấy zircon có dạng lăng trụ tự hình và có cấu trúc phân đới khá rõ ràng (oscillatory zoning), điển hình cho các zircon được thành tạo từ nguồn magma.

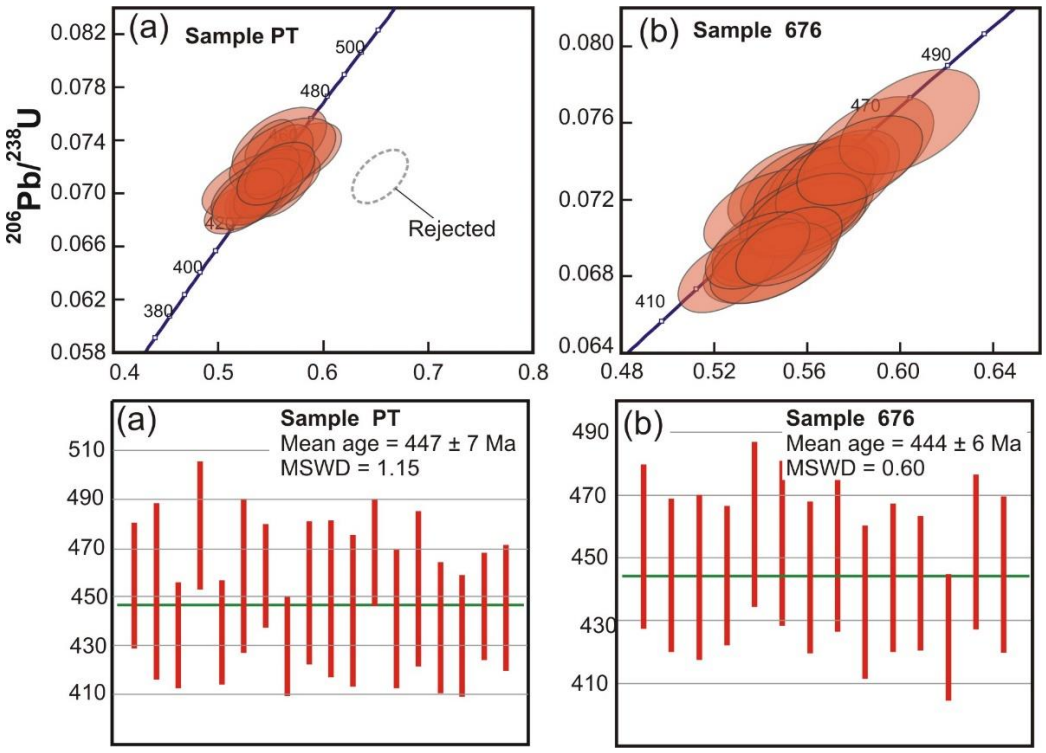
Mẫu PT có 18 điểm phân tích nằm trên đường chỉnh hợp (Concordia line) cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ từ 438 đến 468 Tr.n và tuổi trung bình được tính là 447±7 Tr.n. Trong khi đó, kết quả phân tích tuổi đồng vị U-Pb của mẫu 676 cho 14 tinh thể zircon cho các kết quả nằm trên đường chỉnh hợp có tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ từ 444 Tr.n đến 460 Tr.n và tuổi trung bình được tính là 444±6 Tr.n (Hình 3). Từ các đặc trưng về cấu trúc của các tinh thể zircon kết hợp với tỷ số Th/U cao (>0,1) cho thấy các tinh thể zircon được phân tích có nguồn gốc magma, do đó tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình của các mẫu trên có thể được xem là tuổi thành tạo của các đá granitoid tương ứng.

3.2. Thành phần địa hóa của zircon

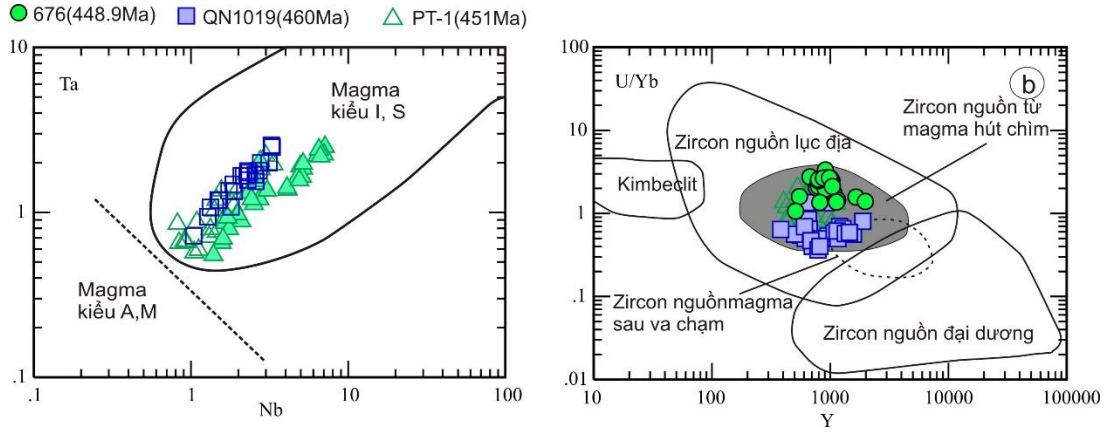
Thành phần địa hóa zircon sau khi phân tích được xem xét khả năng ảnh hưởng của các khoáng vật rất nhỏ khác nằm trong zircon, các giá trị số liệu có La >1ppm, Ti >50ppm được loại bỏ. Zircon của 2 mẫu nghiên cứu có hàm lượng Ti thấp (1,5 đến 10,62ppm), hàm lượng U (482,8 - 1421ppm), Th (75,2 - 540ppm) rất cao, các tỷ số U/Yb, Gd/Yb và Hf/Th lần lượt là 0,3-3, 0,02-0,1, 20-800. Ngoài ra, trong nghiên cứu này chúng tôi sử dụng số liệu của Quyen và nnk., 2019 để đối sánh (Hình 4).

3.3. Bản chất kiến tạo các đá magma.

Các nghiên cứu trước đây (Grimbs và nnk., 2015) cho thấy các nguyên tố REE, Y, Th, U, Nb, and Ta trong zircon bị tác động mạnh bởi thành phần magma, sử dụng các tỷ số địa hóa của chúng có thể đánh giá được bản chất kiến tạo đá magma chứa chúng. Trong nghiên cứu này, 2 mẫu có tuổi thành tạo từ khoảng 445-450 Tr.n được sử dụng phân tích thành phần zircon. Các đá này có tuổi cổ hơn tuổi va chạm của đới khâu TKPS (430 Tr.n, Trần Thanh Hải và nnk., 2014). Trên biểu đồ đối sánh giữa Nb với Ta (Sawaki và nnk., 2017), tất cả các mẫu nghiên cứu đều thuộc trường magma kiểu I, S khác biệt với zircon từ magma kiểu A, M, kết hợp với sự có mặt của hocblend trong các đá nghiên cứu cho thấy chúng là magma kiểu I (Hình 2a). Sử dụng biểu đồ tương quan giữa U/Yb và hàm lượng Hf, Y của zircon (Hình 2b), tất cả các mẫu nghiên cứu đều thuộc kiểu zircon liên quan đến magma hình thành từ cung hút chìm, khác biệt với zircon hình thành từ tách dãn (rift) hay sau va chạm (Hình 2b). Ngoài ra nhóm tác giả còn sử dụng nhiều biểu đồ tương quan khác của Barth *và nnk*. 2010 để đánh giá kết quả cho thấy toàn bộ mẫu nghiên cứu đều thuộc kiểu magma liên quan đến đới hút chìm liên quan đến cung lục địa. Như vậy, các mẫu zircon từ các đá magma nghiên cứu thể hiện một giai đoạn magma 451 đến 460 Tr.n liên quan đến đới hút chìm giữa mảng đại dương dưới mảng lục địa, khác với kiểu cung đại dương.



Hình 2: Các biểu đồ đường cong Concordia và tuổi trung bình của 2 mẫu nghiên cứu



Hình 3: Các biểu đồ phân chia trường kiến tạo cho đá basalt khu vực nghiên cứu (Nguồn biểu đồ trong Barth và Wooden, 2010); Grimes và nnk., 2015)

3.4. Ý nghĩa kết quả nghiên cứu với địa chất rìa bắc địa khối Kon Tum

Các kết quả nghiên cứu tuổi magma trong nghiên cứu này cho thấy loạt magma Paleozoi sớm có tuổi thành tạo từ 450 Trn đến 440 Tr.n, khá phù hợp với các nghiên cứu trước đây (VD. Đinh Quang Sang 2017). Tuy nhiên, kết quả nghiên cứu này trẻ hơn số liệu công bố gần đây (Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019) giai đoạn magma 502 - 518 Tr.n liên quan đến magma kiểu cung đảo. Trên cơ sở số liệu địa hóa và và thành phần zircon các tác giả trong Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019 cho rằng giai đoạn Paleozoi sớm hút chìm dọc theo đới khâu TKPS thuộc kiểu cung đảo, va chạm giữa cung đảo này với đai tạo núi Trường Sơn xảy ra vào trước Silua sớm (khoảng 430 Tr.n). Kết quả trong nghiên cứu này cho thấy loạt magma tuổi 450 đến 460 Tr.n được hình thành liên quan đến cung lục địa. Như vậy, trong khu vực rìa bắc địa khối Kon Tum tồn tại hai loại magma: kiểu cung đảo và kiểu cung lục địa thể hiện hai môi trường kiến tạo khác nhau giữa magma giai đoạn Camri và Ocdovic. Sự có mặt của hai loại magma hình thành ở môi trường kiến tạo khác nhau là những số liệu mới trong khu vực, đòi hỏi những nghiên cứu kỹ hơn về địa chất và kiến tạo khu vực rìa bắc địa khối Kon Tum để đưa ra mô hình kiến tạo hợp lý.

4. Kết luận

Các số liệu về tuổi đồng vị và thành phần địa hóa của 2 mẫu granitoid trong khu vực rìa bắc địa khu Kon Tum, kết hợp với các tài liệu nghiên cứu trước đây trong khu vực nghiên cứu cho thấy rằng: 1) các đá magma Paleozoi sớm rìa bắc địa khối Kon Tum hình thành chủ yếu trong giai đoạn Cambri đến Ocdovic, trong đó giai đoạn Ocdovic là giai đoạn magma chủ đạo; 2) các đá magma giai đoạn Ocdovic hình thành liên quan đến đới hút chìm kiểu cung lục địa, khác với kiểu magma giai đoạn Cambri magma thuộc kiểu cung đảo.

Lời cảm ơn

Để hoàn thành được bài báo này nhóm tác giả xin gửi lời cảm ơn tới các cán bộ phòng phân tích LA-ICP-MS thuộc Viện Khoa học cơ bản Hàn Quốc và Đại học địa chất Trung Quốc đã giúp đỡ nhóm nghiên cứu có được kết quả phân tích mẫu đáng tin cậy. Nghiên cứu này được tài trợ bởi Bộ Giáo dục và Đào tạo trong đề tài mã số B2019-MDA-562-14.

Tài liệu tham khảo

Barth A.P., Wooden J.L., 2010. Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the sources of granitic magmas. Chem Geol 277(1-2):149-159

Đinh Quang Sang, 2017. Đặc điểm thạch học và tuổi đồng vị U-Pb zircon các thành tạo granitogneiss tuổi Silur sớm khu vực Chu Lai - Khâm Đức (Quảng Nam). Science & Technology development Journal: Natural Science, V. 1, Issue 6.

Gardner, C.J., Graham, I.T., Belousova, E., Booth, G.W., Greig, A., 2017. Evidence for Ordovician subduction-related magmatism in the Truong Son terrane, SE Laos: implications for Gondwana evolution and porphyry Cu exploration potential in SE Asia. Gondwana Research 44, 139-156.

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E., 2015. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. Contrib Miner Petrol 170:46.

K.R. Ludwig., 2013. Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Special Publication 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley (2003)

Kim, T., Kim, Y., Cho, M., Lee, J.I., 2019. P-T evolution and episodic zircon growth in barroisite eclogites of the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. Journal of Metamorphic Geology. Doi: 10.1111/jmg.12474.

Lê Đức Phúc, 2009. Đặc điểm thạch học - khoáng vật, thạch địa hóa các đá granitoid khối Bà Nà. Tạp chí Phát triển Khoa học và Công nghệ, 12(7): 58-71.

Nakano, N., Osanai, Y., Owada, M., Tran, N.N., Charusiri, P., Khamphavong, K., 2013. Tectonic evolution of high-grade metamorphic terranes in central Vietnam: Constraints from large-scale monazite geochronology. Journal of Asian Earth Sciences 73, 520-539.

Nguyễn Trung Minh, 2005. Xác định tuổi thành tạo khối Bà Nà tương ứng với pha kiến tạo Indosini bằng phương pháp U-Pb. Tạp chí Địa chất, 287: 20-25

Nguyễn Văn Trang và nnk., 1996.Bản đồ địa chất và khoáng sản tờ Hội An D-49-I và thuyết minh. Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam.

Nguyễn Văn Trang và nnk., 1997. Bản đồ địa chất và khoáng sản tờ Quảng Ngãi D - 49 - VII & D - 49 - VIII và thuyết minh. Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam.

Nguyễn Xuân Bao, Vũ Như Hùng, Trịnh Long 2000. Hiệu chỉnh tuổi một số phân vị địa tầng Mesozoi ở Nam Việt Nam. Địa chất, Tài nguyên, Môi truờng Nam Việt Nam: 16-19. Liên đoàn Bản đồ Địa chất Miền Nam. Tp Hồ Chí Minh.

Nguyen, M.Q., Feng Q., Zi J.W., Zhao,T., Tran, T.H., Ngo, X.T., Tran, M.D., Nguyen, Q.H., 2019. Cambrian intra-oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. Gondwana Research 70, 151-170.

Sawaki, Y., Suzuki, K., Asanuma, H., Okabayashi, S., 2017. Geochemical characteristics of zircons in the Ashizuri A-type granitoids: An additional granite topology tool for detrital zircon studies. Island Arc, Volume26, Issue 6

Tran Thanh Hai, Zaw, K., Halpin, J. A., Manaka, T., Meffre, S., Lai, C. K., Lee, Y., Hai, L.V., Dinh, S., 2014. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications. Gondwana Research 26, 144-164.

ABSTRACT

Tectonic setting of the Tra Bong complex in the northern Kontum massif: evidences from U-Pb age and compositions of zircon

Bui Vinh Hau[1], Ngo Xuan Thanh[1], Tran My Dung[2]
[1] *Hanoi University of Mining and Geology*
[2]*General Department of Geology and Minerals*

The characteristics of the isotopic age and composition of zircon extracted from the Tra Bong granitoid complex, northern Kontum massif have been studied in detail to determine the tectonic context of the region. Two samples PT and 676 were dated U-Pb zircon ages by LA-ICP-MS method yielding ages ranging from 447±7 Ma and 444±6 Ma, respectively. Petrography and zircon compositions of 2 samples indicate that the rocks are of I-type member formed in an early Paleozoic continental arc. In combination with previous studies suggest that the magma formed during 520 - 424 Ma in the northern Kontum massif related to continental and oceanic arc tectonic setting.

Keyword: Kontum massif, Tam Ky-Phuoc Son, continental arc, U-Pb zircon.

Tuổi đồng vị U-Pb zircon trong cung magma rìa lục địa tích cực thuộc đới Đà Lạt và ý nghĩa địa chất

Nguyễn Hữu Hiệp[1,2*], Andrew Cater[3], Hoàng Văn Long[4], Trịnh Thế Lực[2], Phạm Như Sang[2], Ngô Thị Kim Chi[2], Phan Văn Bình[2]

[1] *Trung tâm Phân tích, Thí nghiệm, Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

[2] *Khoa Khoa học Kỹ Thuật Địa chất, Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

[3]*Department of Earth and Planetary Sciences, Birkbeck University of London, U.K.*

[4] *Viện Dầu khí Việt Nam*

TÓM TẮT

Tinh thể zircon trong các mẫu đá granit được thu thập trong cung magma rìa lục địa tích cực thuộc đới Đà Lạt để xác định tuổi đồng vị U-Pb zircon và nghiên cứu ý nghĩa địa chất của chúng. Trong nghiên cứu này tinh thể zircon trải qua quá trình tuyển tách và phân tích bằng phương pháp LA-ICP-MS. Kết quả phân tích cho thấy tuổi đồng vị U-Pb zircon từ 92.01±0.25 đến 113.4±0.42 triệu năm. Tuổi này tương ứng với tuổi kết tinh của khoáng vật zircon trong quá trình thành tạo. Giá trị tuổi này gần với các kết quả phân tích trước đây bằng phương pháp U-Pb trên đơn khoáng zircon cũng như bằng phương pháp Rb-Sr trong đá tổng và phương pháp Ar-Ar. Đồng thời tuổi cổ cũng xuất hiện trong mẫu phân tích 1.8 tỷ năm cung cấp bằng chứng mới về khoảng thời gian hoạt động của một giai đoạn magma ở đới Đà Lạt trong Paleoproterozoi muộn. Giai đoạn này có thể là một giai đoạn hình thành nên vỏ lục địa cổ khu vực đới Đà Lạt.

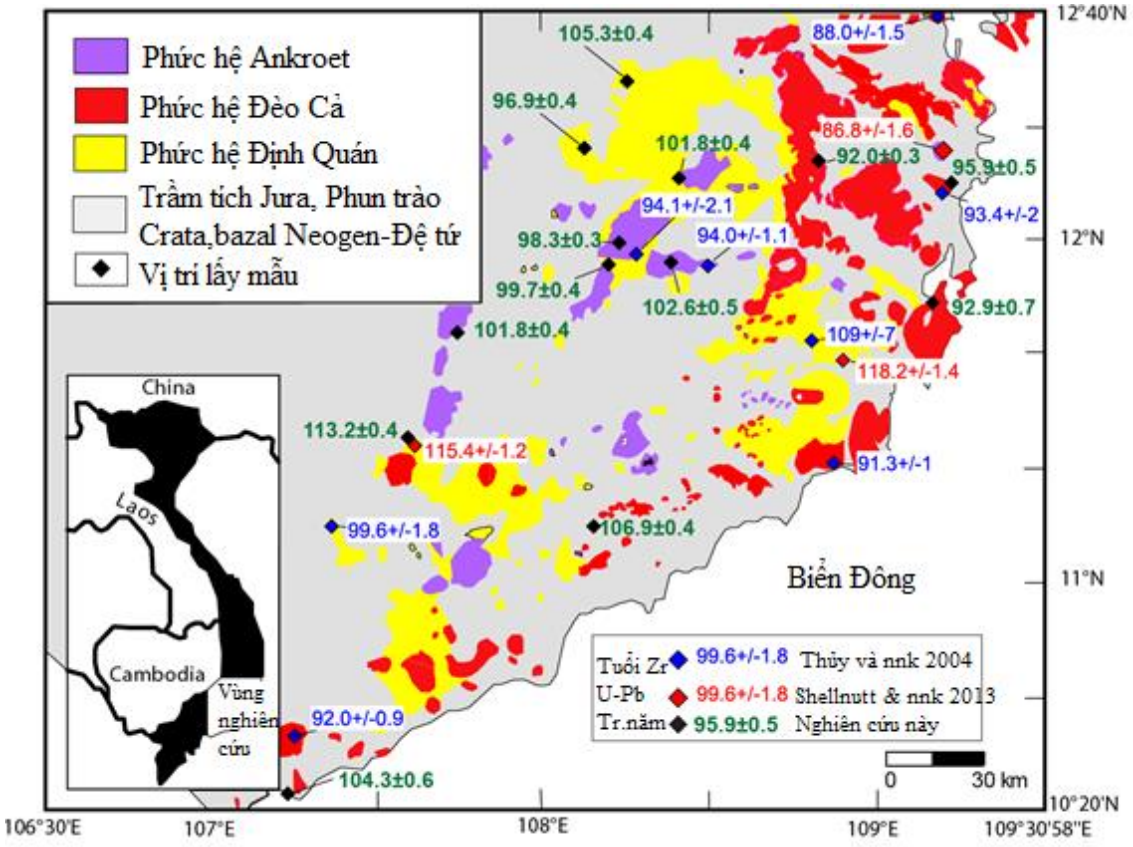
Từ khóa: Tuổi đồng vị; U-Pb zircon; đá granit; đới Đà Lạt.

1. Đặt vấn đề

Trong các phương pháp định tuổi đồng vị sử dụng hiện nay, phương pháp uranium chì là lâu đời nhất và đáng tin cậy nhất. Không giống như các phương pháp nào khác, phương pháp định tuổi tuyệt đối uranium chì trên đơn khoáng zircon có kiểm tra chéo tự nhiên được xây dựng dựa trên đường hiệu chỉnh Concordia của $^{206}Pb/^{238}U$ và $^{207}Pb/^{235}U$ nên phương pháp có độ tin cậy và chính xác rất cao. Do đó, phương pháp được sử dụng rộng rãi để định tuổi trái đất, nhiều thành hệ và phức hệ trên thế giới. Cung magma rìa lục địa tích đới Đà Lạt phát triển mạnh mẽ đai xâm nhập-núi lửa chủ yếu vôi-kiềm trên đới hút chìm (Hình 1). Cung magma rìa lục địa tích cực Đới Đà Lạt có 3 phức hệ magma bao gồm: Định Quán, Đèo Cả và Ankroet. Trong đó phức hệ Định Quán và Đèo Cả phân bố chủ yếu dọc ven biển. Thành phần thạch học của phức hệ Định Quán bao gồm hornblen-biotit diorit, granodiorit và ít granit. Phức hệ đèo cả bao gồm granodiorit, granite hornblen-biotit (pha 1), granit biotit-hornblen, granosyenite và biotit syenite (pha 2), và granite porphyrite, granular aplite và pegmatite (pha dike mạch). Tuổi Zircon U-Pb của các phức hệ này được ghi nhận từ 88±1.5-109±7.0 triệu năm (Thủy và nnk., 2004) đến 115.4±1.2-118.2±1.4 triệu năm (Shellnutt và nnk., 2013). Phức hệ Ankroet bao gồm các đá granite biotit hạt trung bình đến thô, có diện lộ nhỏ hơn phức hệ Định Quán và Đèo Cả và chủ yếu nằm sâu trong đất liền. Tuổi zircon U-Pb trong khoảng 93.4±2.0-96.1±1.1 triệu năm (Thủy và nnk., 2004) và 86.8±1.6 Ma (Shellnutt và nnk., 2013). Trầm tích Kainozoi nguồn gốc sông biển trong vùng nghiên cứu bao gồm hệ tầng Di Linh tuổi Oligo-Miocene, hệ tầng Sông Lũy tuổi Piocene-Pleistocene, hệ tầng Ba Miêu tuổi Pliocene-Pleistocene. Kết quả phân tích tuổi U-Pb zircon trong các hệ tầng này đều ghi nhận sự phổ biến của phổ tuổi Kreta, Permian-Triassic và Ordovic-Silua. Ngay cả trong hệ tầng trẻ nhất cũng ghi nhận sự có mặt đáng kêt của tuổi tiền Cambri (Hennig và nnk., 2018). Trong vùng nghiên cứu Bazan Kainoizoi cũng phân bố rộng khắp với chiều dày lên đến vài trăm mét (Hoàng và Flower, 1998). Magma bazan kiềm bắt đầu xuất hiện từ Miocene giữa có đặc điểm địa hóa giống với nguồn vỏ đại dương biến chất tái sinh từ chùm Manti Hải Nam (cột magma Hải Nam) (An và nnk., 2017). Quá trình phun trào và dòng dung nham thường xuất hiện trong những đới đứt gãy địa phương tái hoạt động liên quan đến việc mở ra Biển Đông.

* *Tác giả liên hệ*
Email: nguyenhuuhiep@humg.edu.vn

Tuổi của các phức hệ đá magma trong cung magma rìa lục địa tích cực đới Đà Lạt đã được một số tác giả nghiên cứu (Thủy và nnk., 2004; Shellnutt và nnk., 2013) nhưng là những nghiên cứu đơn lẻ về từng phức hệ trong khu vực. Để khắc phục những thiếu xót này, các phức hệ ở đới Đạt Lạt sẽ được nghiên cứu một các tổng thể để định tuổi bằng phương pháp U-Pb zircon và luận giải những ý nghĩa địa chất liên quan. Nghiên cứu sẽ góp phần giải quyết vấn đề về tuổi thành tạo của các thành phần địa chất trong khu vực nghiên cứu đồng thời mang lại thông tin quan trọng cho việc luận giải kiến tạo của khu vực cũng như của Việt Nam. Từ đây, nguồn gốc, cơ chế sinh khoáng của khoáng sản rắn trong khu vực và sa khoáng ven biển Nam Trung Bộ có thể được làm sáng tỏ.



Hình 1. Sơ đồ địa chất vùng nghiên cứu thể hiện vị trí lấy mẫu của nghiên cứu này và các nghiên cứu trước đây

2. Cơ sở lý thuyết và phương pháp nghiên cứu

15 mẫu đá granite gồm 7 mẫu của phức hệ Đèo Cả, 5 mẫu của phức hệ Ankroet và 3 mẫu của phức hệ Định Quán đã được thu thập trong nghiên cứu này (Hình 1). Toàn bộ mẫu được định tuổi theo phương pháp U-Pb, LA-ICP-MS trên đơn khoáng zircon. Zircon được tuyển tách từ mẫu đá và phân tích tại trung tâm London Geochronology có trụ sở tại Trường Đại học London. Mẫu cục được nghiền tới độ hạt 0,27- 0,10 mm và đãi bằng bàn đãi để phân loại các khoáng vật theo tỷ trọng. Tiếp theo đó, dùng phương pháp tuyển từ để tách các khoáng vật nhiễm từ. Mẫu zircon sau khi mài tới phần trung tâm và được đánh bóng, lựa chọn những hạt tự hình, không có khuyết tật để phân tích tuổi. Các hạt zircon đơn khoáng đã được lựa chọn được đúc với nhựa epoxy 2 thành phần trên tấm kính lát mỏng. Mục tiêu mài đến tâm của hạt zircon lát mỏng được mài và đánh bóng. Khi lát mỏng chứa các hạt zircon đã đánh bóng đủ tiêu chuẩn các hạt zircon sẽ được phân tích cấu trúc của hạt với kính hiển vi điện tử quét theo phương pháp phát quang âm cực (Cathodoluminescence (CL)). Ảnh phát quang âm cực sẽ được dùng để phân tích tuổi của từng hạt zircon bằng hệ thống laser (LA) kết hợp hệ thống phổ khối cảm ứng (ICP-MS). Các phân tích U-Pb zircon bằng thiết bị LA-ICP-MS được tiến hành cho các vùng phân đới khác nhau trong từng tinh thể zircon. Sử dụng hệ thống cắt laze bằng sóng Newn way 193 nm kết hợp với ICP-MS dựa trên tứ cực Agilent 7700. Các điểm ăn mòn điển hình đã sử dụng các điểm 25 µm với tốc độ lặp lại 10 Hz và mức lưu loát năng lượng ca. 2.5 J/cm^2. Phân tích nguyên tố mục tiêu Pb, Th và U đã được hiệu chỉnh khi sử dụng zircon tiêu chuẩn từ

Plesovice (Sláma et al., 2008). Số liệu tuổi được minh giải theo thời gian ghi lại các tỷ lệ đồng vị với độ mỗi tinh thể được xử lý bằng phần mềm minh giải số liệu chuyên dụng.

3. Kết quả và thảo luận

Các hạt zircon trong ảnh phát quang âm cực thể hiện kích thước vừa và lớn, một số hạt không thể hiện cấu trúc phân đới bên trong một cách rõ nét (Hình 2). Khoảng tuổi kế thừa phổ biến nhất của hạt zircon có tuổi Triassic tiếp theo là Proterozoic và Carboniferous đến tuổi Ordovician (Bảng 1). Các khoảng tuổi này tương ứng với đá móng của địa khối Kontum ở phía bắc vùng nghiên cứu (Carter và nnk., 2001; Nam và nnk., 2001). Có thể liên hệ rằng thành phần đá móng nằm dưới lớp phủ trầm tích phủ trên bề mặt cũng tương tự trong khu vực nghiên cứu. Shellnut và nnk. (2013) có nhận định rằng, thành phần của đá granite tại phía Nam Việt Nam được hình thành bằng cả thành phần vật chất đới hút chìm (basalt và trầm tích) hoặc thành phần nóng chảy của đá móng. Tuổi kế thừa của nhân hạt zircon trong khu vực nghiên cứu này là phù hợp với thành phần nóng chảy của đá móng.

Bảng 1. Tuổi zircon kế thừa (sót, dư) được xác định trong phức hệ Đèo Cả và Định Quán

STT	Mẫu	Phức hệ	Tuổi U-Pb (Tr. năm)	
1	07-05-15-06a	Đèo Cả	255±7	961±22
2	07-05-15-06b	Đèo Cả	253±7 252±6 248±6 235±6 240±7 239±7 263±7 252±7 245±6	2335±54 489±11 335±8 823±20
3	08-05-15-10	Đèo Cả	249±3	
4	13-05-15-34	Đèo Cả	254±7	
5	11-05-15-30	Ankroet		391±9 383±10
6	15-03-15-29	Định Quán	228±6	1841±70
7	15-03-15-30	Định Quán	234±6 211±6	1868±49
8	11-05-15-29	Định Quán		1872±57

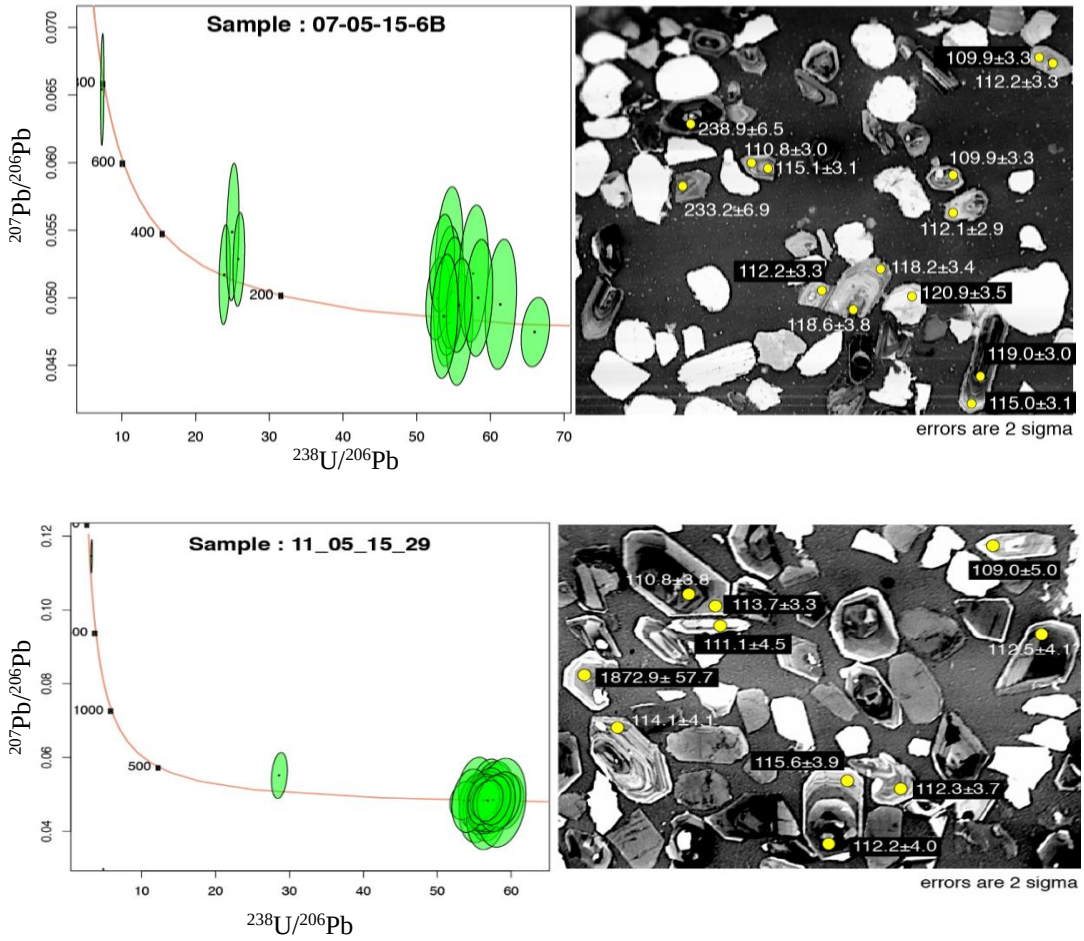
Kết quả phân tích trên các hạt zircon trong đá granit với chất lượng khá tốt gần như tuổi nằm sát đường hiệu chỉnh concordant (Bảng 2). Mặc dù vậy, vẫn có một số mẫu có giá trị độ lệch lớn MSWD sau khi đã loại bỏ điểm bắn vào nhân của hạt zircon để tính tuổi (loại bỏ nhân kế thừa để xác định tuổi kết tinh cuối cùng của khoáng vật Zircon).

Bảng 2. Kết quả phân tích tuổi tuyệt đối U-Pb Trên đơn khoáng zircon

STT	Mẫu	Phức hệ	Vĩ độ	Kinh độ	Tuổi U-Pb	MSWD
1	14-03-15-15	Đèo Cả	12°10’05.1’’	109°11’30.9’’	95.97±0.52	1.9
2	14-03-15-16	Đèo Cả	12°13’52.1’’	108°47’33.3’’	92.01±0.25	4.7
3	07-05-15-06a	Đèo Cả	13°03’37.0’’	109°77’23.3’’	107.5±0.42	2
4	07-05-15-06b	Đèo Cả	13°03’37.0’’	109°17’23.3’’	113.4±0.42	10
5	08-05-15-10	Đèo Cả	12°10’05.1’’	109°08’43.0’’	92.88±0.66	0.68
6	09-05-15-24	Đèo Cả	10°22’51.1’’	107°15’09.8’’	104.3±0.56	4
7	13-05-15-34	Đèo Cả	11°09’46.2’’	108°08’50.2’’	106.9±0.44	11
8	14-03-15-23	Ankroet	11°59’21.0’’	108°12’06.0’’	98.3±0.26	0.84
9	14-03-15-24	Ankroet	12°10’34.2’’	108°22’44.3’’	101.8±0.39	3.9

10	15-03-15-26	Ankroet	11°55’53.5’’	108°21’33.9’’	102.6±0.51	1.9
11	11-05-15-30	Ankroet	11°43’19.5’’	107°43’32.3’’	101.8±0.39	3.9
12	15-03-15-29	Ankroet	11°55’29.8’’	108°10’24.4’’	98.89±0.47	10
13	15-03-15-30	Định Quán	12°15’44.7’’	108°05’30.0’’	96.85±0.43	1.1
14	15-03-15-31	Định Quán	12°27’27.6’’	108°12’59.2’’	105.3±0.35	0.67
15	11-05-15-29	Định Quán	11°24’59.7’’	107°35’08.7’’	113.2±0.37	0.29

Nghiên cứu này đã chỉ ra còn có một vài hạt zircon cho tuổi cổ tương ứng ~1,8 tỷ năm. Tuổi này là các vật liệu zircon kế thừa, chúng được mang lên do quá trình nóng chảy và kết tinh phức hệ granitoid Định Quán-Đèo Cả. Giai đoạn magma ~1,8 tỷ năm tại Việt Nam gần đây đã được phát hiện ở khu vực Phan Si Păng ở Tây Bắc Việt Nam và nhiều các zircon di sót khu vực Kon Tum, khu vực đới khâu Sông Mã và khu vực đới Đà Lạt. Khoảng tuổi ~1,8 tỷ năm trong zircon kế thừa cung cấp bằng chứng mới về khoảng thời gian hoạt động của một giai đoạn magma ở đới Đà Lạt trong Paleoproterozoi muộn. Giai đoạn này có thể là một giai đoạn hình thành nên vỏ lục địa cổ khu vực đới Đà Lạt. Sau đó bị giai đoạn hoạt động magma trong suốt Triat-Creta hoạt hóa tạo nên đới Đà Lạt như hiện nay. Chuyển động kiến tạo Permi-Trias kéo dài trong khoảng 260Tr.n đến 220Tr.n (Michel và nnk., 2018) tạo ra hoạt động magma mạnh mẽ trong khu vực và được ghi lại trên tuổi kế thừa (phần sót của Zr) (Bảng 1).



Hình 2. Ảnh phát quang âm cực CL của mẫu 07-05-15-6B và 11-05-15-29 bao gồm tuổi, điểm bắn và vị trí ăn mòi laser

4. Kết luận

Tinh thể zircon trong các mẫu đá granit được thu thập trong cung magma rìa lục địa tích cực thuộc đới Đà Lạt để nghiên cứu tuổi đồng vị U-Pb zircon và luận giải ý nghĩa địa chất liên quan. Kết quả nghiên cứu cho phép đưa ra những kết luận sau:

- Kết quả phân tích tuổi đồng vị U-Pb zircon trong cung magma rìa lục địa tích cực đới Đà Lạt cho thấy giá trị tuổi từ 92.01±0.25 đến 113.4±0.42. Đây là kết quả mới và tổng quát về khu vực nghiên cứu và chưa có nghiên cứu nào trước đây đạt được. Kết quả nghiên cứu này đã góp phần làm sáng tỏ lịch sử hình thành đới Đà Lạt cũng như lịch sử hoạt động magma ở Việt Nam.

- Tuổi tuyệt đối của các đá magma rìa lục địa tích cực đới Đà Lạt là sản phẩm minh chứng cho sự tồn tại một giai đoạn phát triển vỏ lục địa vùng nghiên cứu vào Creta. Các giá trị tuổi cổ của phần nhân zircon kế thừa có tuổi Proterozoic và Carboniferous đến tuổi Ordovician tiếp theo là Triassic chứng tỏ lịch sử phát triển địa chất lâu dài có ý nghĩa lớn đối với nghiên cứu kiến tạo và hoạt động tìm kiếm thăm dò khoáng sản trong khu vực.

Lời cảm ơn

Tập thể tác giả xin trân thành cảm ơn Trung tâm Phân tích, Thí nghiệm Công nghệ cao, Trường Đại học Mỏ - Địa chất và Trung tâm London Geochronology, Trường Birkbeck-University of London, U.K đã hỗ trợ công tác gia công phân tích mẫu. Công trình được hoàn thành từ nguồn kinh phí của Quỹ phát triển khoa học công nghệ Quốc gia với mã số đề tài 105.99-2019.302.

Tài liệu tham khảo

An, A. R., Choi, S. H., Yu, Y., Lee, D. C., 2017. Petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocksfrom southern Vietnam. Lithos, 272, 192-204.

Bui, M.T., 2010. Magma activity in Vietnam. Institute of Geosciences and Minerals, Hanoi, 368 pp.

Carter, A., Roques, D., Bristow, C., Kinny, P., 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. Geology, 29, 211-214.

Charvet, J., Lapierre, H., Yu, Y., 1994. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 9, 387-396.

Trần Đức Lương, Nguyễn Xuân Bao và nnk., 1988. Địa chất Việt Nam, tập II- Các thành tạo magma. Cục Địa chất Việt Nam, Hà Nội, 359 pp.

Hennig, J., Breitfeld, H., Gough, A., Hall, R., Van Long, T., Mai Kim, V., Dinh Quang, S., 2018. U-Pb Zircon Ages and Provenance of Upper Cenozoic Sediments from the Da Lat Zone, SE Vietnam: Implications For an Intra-Miocene Unconformity and Paleo-Drainage of the Proto-Mekong River. Journal of Sedimentary Research, 88, 495-515.

Hiep Huu Nguyen, Andrew Carter, Long Van Hoang, Son Trung Vu., 2018. Provenance, routing and weathering history of heavy minerals from coastal placer deposits of southern Vietnam. Sedimentary Geology, 373, 228-238.

Hoang, N., Flower, M. F. J., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a ‘diffuse igneous province. Journal of Petrology, 39, 369-395.

Michel Faure, Van Vuong Nguyen, Luong Thi Thu Hoai, Claude Lepvrier., 2018. Early Paleozoic or Early-Middle Triassic collision between the South China and Indochina Blocks: The controversy resolved? Structural insights from the Kon Tum massif (Central Vietnam). Journal of Asian Earth Sciences, 166, 162-180.

Nam, T.N., Sano, Y., Terada, K., Toriumi, M., Quynh, P.V. and Dung, L.T., 2001. First Shrimp U-Pb zircon dating of granulites from the Kontum massif (Vietnam) and tetonothermal implications. Journal of Asian Earth Sciences, 19, 77-84.

Nguyễn Xuân Bao, Nguyễn Văn Bình, Nguyễn Kim Hoàng, Vũ Như Hùng, Đỗ Văn Lĩnh, Phạm Huy Long, Trịnh Văn Long, Nguyễn Hữu Tý, Mai Kim Vinh., 2000. Báo cáo Nghiên cứu Kiến tạo và Sinh khoáng Nam Việt Nam. Lưu trữ Liên đoàn Bản đồ Địa chất miền Nam.

Shellnutt, J.G., Lan, C-Y., Long, T. V., Usuki, T., Yang, H-J., Mertzman, S.A., Lizuka, Y., Chung, S-L., Wang, K-L., Huse, W-Y., 2013. Formation of Cretaceous Cordilleran and post-orogenic granites and their microgranular enclaves from the Dalat zone, southern Vietnam: Tectonic implications for the evolution of Southeast Asia. Lithos, 229-241.

Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk., 2009. Địa chất và Tài nguyên Việt Nam. Nxb Khoa học và Công nghệ, Hà Nội, 390 pp.

Thuy, N.T.B., Muharren, S., Wolfgang, S., Fukun, C., 2004. Granitoids in the Dalat zone, Southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications. International Journal of Earth Science, 93, 329-340.

ABSTRACT

Zircon U-Pb dating from active continental margin magma arc of the Dalat zone and geological significance

Nguyen Huu Hiep[1, 2], Andrew Catter[3], Hoang Van Long[4], Trinh The Luc[1], Pham Nhu Sang[2], Ngo Thi Kim Chi[2], Phan Van Binh[2]

[1]*Center for Excellence in Analysis and Experiment, Hanoi University of Mining and Geology*

[2]*Faculty of Geosciences and Geoengineering, Hanoi University of Mining and Geology*

[3]*Department of Earth and Planetary Sciences, Birkbeck University of London, U.K.*

[4]*Vietnam Petroleum Institute*

Zircon crystals in granite samples were collected in the active continental margin magma arc of the Dalat zone to determine U-Pb zircon ages and their geological significance. In this study, zircon crystals have undergone the process of separation and analyzed by using LA-ICP-MS method. The analytical results indicate that the U-Pb zircon ages range from 92.01±0.25 to 113.4±0.42 million years. These ages correspond to the crystallization age of zircon mineral formations. The age values are close to the results of previous studies using the U-Pb method of single mineral zircon as well as the Rb-Sr method of total rock and the Ar-Ar method. Furthermore, the analytical results also appear U-Pb zircon age at 1.8 billion years, suggesting a new evidence for a magma period in the Dalat zone at the late Paleoproterozoic. This period can be related to an ancient continental crust formation in the Dalat zone.

Keywords: Isotopic age, U-Pb zircon, Granite, The Dalat zone.

Đặc điểm manti thạch quyển á-lục địa bên dưới Việt Nam: Bằng chứng từ bao thể Sp- lherzolite trong basalt kiềm Pliocene-Pleistocene

Nguyễn Hoàng[1,2,*], Trần Thị Hường[1,2]
[1]*Viện Địa Chất, Viện HLKH&CN Việt Nam*
[2]*Học viện Khoa học và Công nghệ Việt Nam, Viện HLKH&CN Việt Nam*

TÓM TẮT

Clinopyroxene (Cpx) tách từ các bao thể (thể sót) lherzolite- spinel trong basalt kiềm tuổi Pliocene - Pleistocene tại các tỉnh Gia Lai, Lâm Đồng, BR - VT và khu vực Hòn Tro được phân tích thành phần hoá học nguyên tố và đồng vị Sr-Nd-Pb nhằm tìm hiểu đặc điểm địa hoá nguồn manti thạch quyển á- lục địa (SCLM: sub-continental lithospheric mantle) bên dưới các khu vực liên quan. Các thể sót siêu mafic mang đặc điểm nghèo địa hoá nguyên tố và đồng vị Sr-Nd-Pb, là hệ quả của quá trình nóng chảy mà chúng trải qua. Cpx thể sót có tính dị phần địa hoá cao, tuy nhiên phần lớn phân bố giữa trường manti nghèo (DM) và giàu kiểu EM1 và 2. Tính dị phần địa hoá cao trong SCLM có thể do quá trình tái giàu liên quan hoạt động biến chất trao đổi với đai mạch mafic và/hoặc dung thể magma xâm nhập từ quyển mềm lên. Số liệu đồng vị của Cpx thể sót được so sánh với Cpx thể sót tại phía Đông Trung quốc, và với basalt đồng - tách giãn kiểu - MORB Biển Đông để tìm hiểu các đặc điểm tương đồng và dị biệt trong thành phần đồng vị của SCLM bên dưới các khu vực ĐA và ĐNA, đồng thời để tìm hiểu nguồn nóng chảy hình thành MORB-Biển Đông.

Từ khoá: Basalt kiềm; bao thể siêu mafic; đồng vị; manti thạch quyển á- lục địa.

1. Giới thiệu

Bao thể siêu mafic manti do basalt kiềm mang lên bề mặt là những thể sót tái kết tinh sau khi nóng chảy tại manti trên hình thành dung thể basalt. Các thể sót này tạo thành một hợp phần của manti thạch quyển (lithospheric mantle), là lớp vật chất ngăn cách vỏ trái đất bên trên và manti đối lưu bên dưới. Phụ thuộc các độ nóng chảy khác nhau mà đá siêu mafic đã trải qua mà thể sót của nó có các độ giàu nghèo khác nhau. Qua việc nghiên cứu các hệ thống đồng vị và đặc điểm địa hoá nguyên tố của các thể sót siêu mafic lịch sử hình thành và tiến hoá của chúng nói riêng và manti thạch quyển nói chung cũng có thể được sáng tỏ (De Paolo, 1981; Menzies và nnk, 1993). Các quá trình nghèo hoá có thể dễ dàng phát hiện thông qua đặc điểm thành phần địa hoá nguyên tố và/hoặc đồng vị; tuy nhiên, tìm hiểu quá trình giàu hoá thì phức tạp hơn vì các hoạt động biến chất trao đổi (metasomatism) sau có thể xoá hoặc che lấp các dấu hiệu của các hoạt động trước (Ionov và nnk, 2005). Nhiều công trình cho thấy đá chủ basalt kiềm và bao thể siêu mafic thường không có quan hệ nguồn gốc. Chúng được dung thể basalt hình thành từ vùng manti sâu hơn, có áp suất phun trào cao, cuốn vào trên đường đi lên bề mặt. Do vậy, nghiên cứu các bao thể siêu mafic còn gián tiếp giúp hiểu thêm về độ sâu thành tạo basalt chủ (Nguyễn Hoàng, 2005).

Hoạt động núi lửa Kainôzôi xuất hiện ồ ạt nhiều nơi tại Việt Nam, đặc biệt là vùng Tây Nguyên và Đông Nam bộ ngay sau kiến tạo tách giãn Biển Đông ngừng nghỉ, phát sinh do động lực va đẩy giữa mảng Ấn Độ vào Âu Á cách đây khoảng 40 triệu năm (Tapponnier và nnk, 1982; Flower và nnk, 1998). Hoạt động núi lửa thời kỳ này tại Việt Nam được ghi nhận từ khoảng 15,5 tr. năm đến nay, tuy nhiên giai đoạn tích cực bắt đầu từ giữa Pliocene đến nay, xuất hiện kiểu phun trào đơn nguồn (monogenic), có diện tích phân bố giới hạn (hàng chục km2), có thành phần thạch học và hoá học khá dị phần nhưng chủ yếu là basalt á kiềm và basalt kiềm, cùng một ít tholeiite (Hoang và Flower, 1998; Lê Đức Anh và nnk, 2017). Các thể sót (bao thể) siêu mafic chủ yếu là lherzolite- spinel xuất hiện rộng rãi tại các vùng như Nghĩa Đàn, Pleiku, Đức Trọng, Lộc Ninh, Gia Kiệm, Xuân Lộc, Đất Đỏ (tỉnh BR - VT), trên thềm lục địa tại cụm núi ngầm Hòn Tro (Koloskov và nnk, 1986; Huong và Hoang, 2018; Nguyễn Hoàng và nnk, 2019).

Để tìm hiểu đặc điểm thạch học, địa hoá nguyên tố và đồng vị, đồng thời tìm hiểu các thời kỳ địa động lực quan trọng trong manti thạch quyển bên dưới lục địa Việt Nam chúng tôi đã thu thập nhiều thể sót siêu

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: hoang_geol@hotmail.com

mafic trong basalt kiềm tại Pleiku, Đức Trọng, Xuân Lộc (Đồng Nai), Đất Đỏ (BR - VT), Hòn Tro… để phân tích thành phần thành phần thạch học, hoá học nguyên tố và đồng vị của clinopyroxene (Cpx), chiết ra từ thể sót. Số liệu địa hoá được xử lý để tìm hiểu các đặc điểm giàu - nghèo địa hoá của nguồn, các quá trình tương tác vật chất, và so sánh các đặc điểm địa hoá của chúng với Cpx khu vực Đông Trung quốc và basalt đồng- tách giãn kiểu- MORB Biển Đông nhằm tìm hiểu bản chất địa hoá lớp manti thạch quyển á-lục địa (SCLM) bên dưới Đông và ĐN Châu Á.

2. Thể sót siêu mafic manti

Hình thái và đặc điểm thạch học của thể sót siêu mafic các khu vực khác nhau tại Việt Nam được mô tả chi tiết trong Huong và Hoang (2018) và Hoang và nnk (2019b). Ở đây có thể giới thiệu tổng quát là, chúng không đa dạng thạch học, chủ yếu là các lherzolite spinel, cùng lượng nhỏ đá khác như harzburgite, wehrlite, và dunit. Các thể sót siêu mafic có kích thước từ vài centimet hoặc đến 30x20x10cn như tại Pleiku, Đất Đỏ và khu vực Hòn Tro (Hình 1).

Hình 1. Thể sót lherzolite spinel tại mỏ đá Đất Đỏ (trái) và Ia Băng, Pleiku (phải) kích thước thể sót đến 10x20x30 cm

3. Gia công và phân tích mẫu

Mẫu thể sót siêu mafic manti cùng một số các đá chủ- basalt kiềm và clinopyroxene được xử lý để phân tích thành phần hoá học, sử dụng XRF (PANalytical) và EPMA (JEOL 8800) tại Sở Địa chất Nhật Bản. Thành phần nguyên tố chính của thể sót đại diện và khoáng vật tạo đá được trình bày trong Huong và Hoang (2018) và Hoang và nnk (2019b). Cpx được nhặt dưới kính hiển vi sau đó được giã nhỏ hơn để nhặt chất ngoại lai như mảnh olivine, orthopyroxene, v.v., và tiếp tục rửa siêu âm trong nước sạch nhiều lần. Mẫu được sấy khô, lấy khoảng 100 mg, qui trình chuẩn bị mẫu được trình bày trong Hoang và Uto (2006). Thành phần nguyên tố vết được phân tích bằng khối phổ cảm ứng plasma kép (Q)- ICP-MS) Neptune Elemental, các nguyên tố Sr, Nd và Pb được tách bằng phương pháp sắc ký (Hoang và nnk, 2019b), và phân tích các tỉ số đồng vị $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ bằng máy (khối phổ) MC-ICP-MS tại Khoa Vật lý và Địa chất, Đại học Ryukyu, Okinawa, Nhật Bản. Thành phần nguyên tố được trình bày trong Hoang và nnk (2019a). Kết quả tỉ số đồng vị đại diện được trình bày trong Bảng 1.

Bảng 1. Thành phần đồng vị đại diện các khu vực phát hiện bao thể manti trong basalt kiềm Việt Nam

Sample	Location	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	D8/4Pb
VH090410-3X	Pleiku	0.70315	0.51304	18.112	15.578	38.117	59.24
VH090410-4X	Hàm Rồng	0.70307	0.51342	18.067	15.553	38.143	67.25
VH090411-3X	Bien Ho	0.70285	0.51320				
IDC-BK81/1	Hòn Tro	0.70330	0.51315	17.767	15.430	37.734	62.67
IDC-BK81/3	Hòn Tro	0.70282	0.51293	18.630	15.540	38.258	10.73
IDC_62/7	Phú Quý	0.70282	0.51293	18.630	15.540	38.258	10.73
VNU15-MX	Đất Đỏ	0.70426	0.51280	18.056	15.510	38.233	77.66
MC-DT	Đức Trọng	0.70245	0.51317	18.557	15.455	37.696	
BMT-MX	B. M. Thuột	0.70226	0.51334	17.826	15.49	37.687	50
ND-MX	Nghĩa Đàn	0.70269	0.70269	18.359	15.55	38.534	71

4. Kết quả phân tích

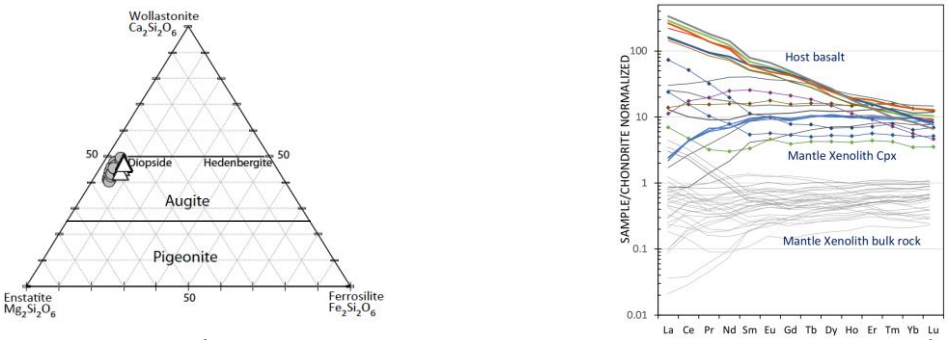
4.1. Đặc điểm địa hóa nguyên tố clinopyroxene

Clinopyroxene trong các thể sót lherzolite spinel có thành phần $En_{47.9-48.9}$, $Fs_{5.2-6.1}$, $Wo_{45.1-46.1}$, phân bố trong trường diopside, trùng với trường phân bố pyroxene trong các thể sót peridotite tìm thấy tại các đới tách giãn giữa đại dương (Hình 2, trái). Thành phần địa hoá Cpx thể sót Việt Nam tương tự như Cpx thể sót siêu mafic trong basalt kiềm tại khu vực Đông và ĐB Trung Quốc (Tatsumoto và nnk, 1992). Thành phần nguyên tố vết của Cpx thể sót Tây Nguyên, Đông Nam bộ và thềm lục địa Việt Nam được quy chuẩn

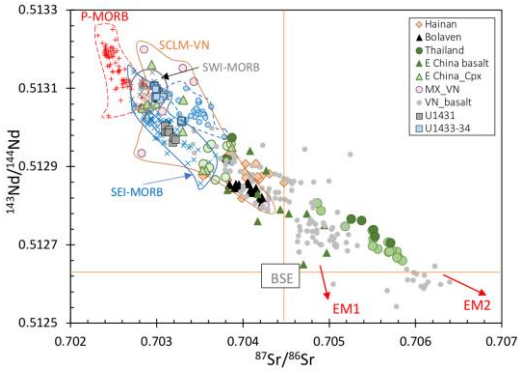
về chondrite (theo Sun and McDonough, 1989) được trình bày trên Hình 2 (trái) (theo Hoang và nnk, 2019a).

4.2. Địa hoá đồng vị clinopyroxene

Thành phần đồng vị $^{87}Sr/^{86}Sr$, dao động từ 0.7025 đến 0.7042 và $^{143}Nd/^{144}Nd$ thay đổi từ 0.51322 đến 0.51328 của Cpx thể sót Việt Nam (Bảng 1) được trình bày trên Hình 3. Đồng vị Sr-Nd của Cpx thể sót nghèo hoặc rất nghèo, phân bố trong trường manti nghèo, và nằm trong hướng tiến hoá của hệ đồng vị Sr-Nd từ một nguồn manti, gần với thành phần đồng vị Cpx thể sót các khu vực ĐB Trung quốc (Tatsumoto và nnk, 1992; Choi và nnk, 2008), và hầu như tương đồng với trường basalt đồng- tách giãn Biển Đông (32-16 triệu năm) (Zhang và nnk, 2018) (Hình 3). Basalt Hải Nam cùng với basalt kiềm Khorat (Thái Lan), Bolaven (Nam Lào) chụm hình thành trường giàu hơn MORB nhưng nghèo hơn phần lớn basalt kiềm và hawaiite Khorat và basalt kiềm Đông Trung quốc. Để ý một số mẫu Đông Trung quốc có xu hướng tiến về trường EM1 (Tatsumoto và nnk, 1992). (Basalt) MORB- BĐ phân bố giữa trường SWI- và SEI-MORB, tách biệt khỏi Pacific (P)-MORB, chứng tỏ nguồn manti của chúng có những đặc điểm tương đồng (Hình 3).

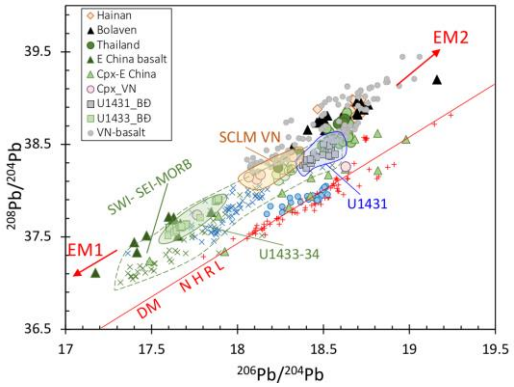


Hình 2. Cpx thể sót siêu mafic Việt Nam là Cr-diopside (trái); (phải) đường đặc điểm phân bố thành phần đất hiếm của Cpx thể sót các khu vực khác nhau, basalt chủ, và đá tổng thể sót tương ứng tính toán theo mô hình nóng chảy phân đoạn theo tỉ lệ thành phần khoáng vật (Hoang và nnk, 2019b).



Hình 3. Biểu đồ tương quan đồng vị $^{87}Sr/^{86}Sr$ và $^{143}Nd/^{144}Nd$ của Cpx thể sót Việt Nam (Bảng 1; Huong và Hoang, 2018; Hoang và nnk, 2019a). Cùng biểu diễn để so sánh có trường P-MORB (White và nnk, 1987), TN- và ĐN-IMORB (Holm, 2002; Mahoney và nnk, 2002;); số liệu MORB-BĐ của Zhang và nnk (2018); Hawaii theo Tatsumoto và nnk (1987). Basalt và Cpx thể sót Đông Trung quốc theo Tatsumoto và nnk (1992). Basalt Thái Lan theo Zhou và Mukasa (1997) và Hoang và nnk (2018). Basalt Hải Nam theo Wang và nnk (2012).

Thành phần đồng vị $^{206}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ của Cpx thể sót Việt Nam phân bố trong trường basalt rift P-MORB, giữa trường MORB-BĐ và cùng hướng tiến hoá với basalt Đông Trung Quốc, với tỉ số $^{206}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ cao hơn basalt rift tách giãn ẤĐD (SWI- và SEI-MORB), và hầu như tách biệt với trường phân bố của basalt và Cpx thể sót Đông Trung quốc. Trường phân bố của Bolaven, Hải Nam và phần lớn basalt Khorat có $^{206}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ cao, phân bố vào trường riêng biệt (Hình 4). Các trường basalt và Cpx thể sót phân bố phản ánh tính dị phần địa phương và khu vực; tuy nhiên các trường phân bố bị khống chế bởi 3 hợp phần manti chính là DM (P-MORB), manti giàu kiểu 1 (EM1) và kiểu 2 (EM2) (Hình 3 và 4).



Hình 4. Tương quan $^{206}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ của Cpx thể sót Việt Nam và basalt MORB các khu vực Ấn Độ Dương (ÂĐD), Thái Bình Dương (TBD), và Biển Đông (BĐ). Để ý basalt Đông Trung quốc phân bố sâu về phía trường EM1, giàu hơn Cpx thể sót, và giàu hơn nhiều phần lớn các MORB. Cpx thể sót Việt Nam phân bố trong trường I-MORB, giữa hai trường MORB-BĐ là trũng TN và Đông, bên trên trường P-MORB và Hawaii, nhưng thấp hơn trường của basalt Bolaven, Hải Nam và phần lớn basalt Khorat. Nguồn số liệu như trong giải thích Hình 3.

5. Thảo luận

5.1. Tính giàu - nghèo địa hoá của manti -thạch quyển á-lục địa (SCLM)

Thể sót siêu mafic manti thông thường mang đặc điểm nghèo địa hoá; sau khi trở thành một hợp phần của manti thạch quyển, thể sót có thể tương tác với đai mạch mafic và/hoặc dung thể mafic gây biến chất trao đổi (Carlson và Irwing, 1994; Turner và Hawkesworth, 1995; White, 2010).

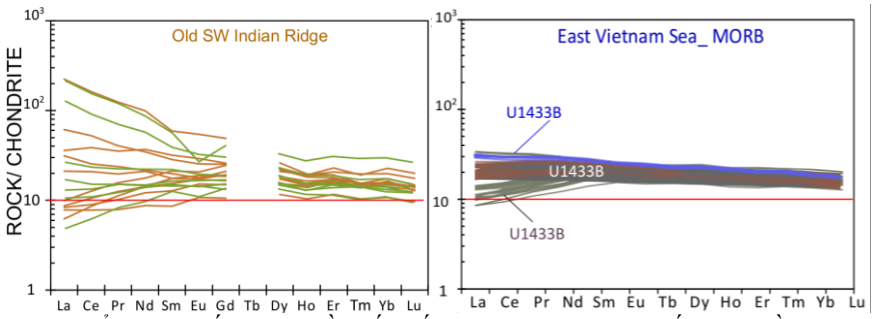
Tuổi mô hình Sm-Nd của Cpx thể sót Việt Nam được Huong và Hoang (2018) và Hoang và nnk (2019b) báo cáo cho thấy: manti thạch quyển bên dưới Pleiku có xáo trộn địa động lực từ giữa Devon đến Carbon (385 - 300 Ma), cá biệt còn vào Neoproterozoi- Giữa (745 Ma). Bên dưới Lâm Đồng các pha địa động lực quan trọng đã xảy ra từ Jura- Giữa đến Jura- Cuối (175 - 144 Ma). Bên dưới khu vực thềm lục địa (Hòn Tro) tuổi mô hình Sm-Nd chỉ 2.64 Ma. Các sự kiện địa động lực quan trọng đủ mạnh đã tác động trên phạm vi đủ rộng để có thể gây nóng chảy và/hoặc tương tác với các đá vây quanh, làm thay đổi hướng tiến hoá của hệ đồng vị Sm-Nd (DePaolo, 1981). Như vậy, trừ khu vực bên dưới Hòn Tro, SCLM bên dưới lục địa Việt Nam đủ cổ để các hệ đồng vị có thể đại diện tính địa hoá (White, 2010).

Basalt Kainozoi Việt Nam xuất hiện ồ ạt trên thềm và lục địa sau khi mở BĐ ngừng nghỉ, là sản phẩm nóng chảy dưới tác động giảm áp và nhiệt manti cao tiếp sau quá trình tách giãn thạch quyển và nâng lên của manti trên (Hoang and Flower, 1998). Basalt Việt Nam cũng như nhiều vùng basalt Kainôzôi muộn sau- tách giãn BĐ tại nhiều nơi ở Đông và ĐN Châu Á (Tatsumoto và nnk, 1992) mang dị thường đồng vị chì DUPAL (Dupré và Allègre, 1983). Chúng có tỉ số $^{207}Pb/^{204}Pb$ và $^{208}Pb/^{204}Pb$ cao tương đối với $^{206}Pb/^{204}Pb$ so với P-MORB, (White và nnk, 1987). Cũng như basalt đồng- và sau- tách giãn BĐ (32-16 Ma, Li và nnk, 2014: Zhang và nnk, 2018) xuất hiện, lần lượt là, do tách giãn vỏ đại dương và sự nâng lên của vật chất quyển mềm (Jiang và nnk, 2018; Qian và nnk, 2020) đều mang đặc điểm DUPAL. Nguồn gốc dị thường đồng vị chì được cho là (i) sự xâm nhập của manti ÂĐD bên dưới biển Tethys bị ép hướng đông-tây khi biển bị khép lại (Hoang và nnk, 1996), (ii) do bào mòn đáy thạch quyển nền Trung-Triều nghi ngờ chứa hợp phần EM1 (gần gũi với DUPAL) hoà vào manti bên dưới, dưới tác động của dòng manti đối lưu (Menzies và nnk, 1993).

5.2. Bản chất đồng vị manti thạch quyển á-lục địa Đông và Đông Nam Á

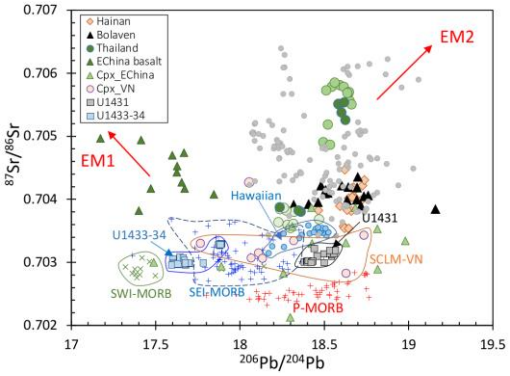
Basalt đồng tách giãn BĐ có đặc điểm địa hoá nguyên tố nghèo thành phần đất hiếm nhẹ kiểu rift giữa đại dương (thí dụ P-MORB hoặc ÂĐD (Hình 5) điều này khẳng định basalt đồng tách giãn BĐ là sản phẩm nóng chảy vật chất manti đã trải qua nóng chảy.

MORB- BĐ phân bố giữa trường SWI- và SEI-MORB trong các tương quan đồng vị, mang đặc điểm giàu EM1 (DUPAL) tương tự như I-MORB. Chúng phủ lên trường Cpx thể sót Việt Nam, có thể chúng có nguồn tương đồng. Trong các MORB- BĐ, tại phụ- trũng TN chúng giàu thành phần EM1 và phân bố gần trường TN-IMORB hơn so với basalt phụ- trũng Đông, gần với trường ĐN-IMORB, có xu hướng gần EM2 hơn (Hình 4, 6). Do MORB- BĐ xuất hiện trong môi trường nội mảng, nhưng đặc điểm nghèo địa hoá nguyên tố và đồng vị cho thấy chúng được hình thành từ nóng chảy nguồn nghèo, do đó có thể giả thiết chúng được hình thành từ vật chất manti thạch quyển đã qua nóng chảy. Như vậy, có thể giả thiết SCLM bên dưới BĐ trước khi tách giãn là một phần của SCLM Đông Nam Á, trong đó có Việt Nam.



Hình 5. Đặc điểm phân bố thành phần đất hiếm của MORB-BĐ có cấu hình gần với TN- và ĐN-IMORB, hơn là P-MORB (không mình hoạ). Các vùng MORB đều có thành phần đất hiếm nặng cao, khác với basalt các vùng nội mảng phản ánh tính giàu nghèo địa hoá nguồn, mặt khác phản ánh thành phần thạch học nguồn manti tham gia nóng chảy hình thành dung thể. Basalt tại 2 lỗ U1433 và U1434 (trũng TN), giàu đất hiếm nhẹ hơn so với U1431 (trũng Đông), trong đó U1434B còn giàu hơn U1433 (theo Zhang và nnk, 2018). Số liệu của TN-IMORB của Mahoney và nnk (2002).

Người ta từng tin rằng hợp phần đồng vị EM1 trong basalt Đông Trung quốc có nguồn gốc SCLM (Tatsumoto và nnk, 1992; Menzies và nnk, 1993; Fan và nnk, 2000). Tuy nhiên, như quan sát trên Hình 6, basalt Đông Trung quốc phân bố sâu vào trường EM1 so với Cpx thể sót; do đó chúng chỉ có thể xuất phát từ vùng manti sâu hơn. Người ta cũng phát hiện rằng, đáy nền cổ Trung- Triều nghi là giàu hợp phần EM1 đã bị bòn mòn từ độ dày hơn 120 km trong Paleozoi còn chỉ hơn gần 60 km trong Kainôzôi (Menzies và nnk, 1993; Fan và nnk, 2000). Phần vật chất bị bào mòn bị cuộn xuống và hỗn nhiễm vào manti hình thành hợp phần pha trộn giữa DM và EM1, trở thành nguồn manti của basalt kiềm Kainôzôi muộn giàu EM1 khu vực Đông Trung quốc ngày nay (Tatsumoto và nnk, 1992). Trên cơ sở đồng vị, Choi và nnk (2008) cho rằng hợp phần EM1 và EM2 trong basalt không phải xuất phát từ vùng SCLM bên dưới, mà là kết quả của các quá trình biến chất trao đổi giữa manti nghèo (DM) với đai mạch Cr-diopside giàu EM1 trong manti thạch quyển.



Hình 6. Tương quan giữa $^{87}Sr/^{86}Sr$ và $^{206}Pb/^{204}Pb$ của basalt và Cpx thể sót các khu vực Việt Nam, Thái Lan, Nam Lào, Hải Nam và Đông Trung quốc. Cpx thể sót Việt Nam phân bố hầu như trùng với trường MORB- BĐ, giữa trường I-MORB, bên trên P-MORB. Basalt Đông Trung quốc hướng về trường EM1, trong khi Cpx thể sót trong basalt này phân tán trong trường nghèo, giữa P-MORB và I-MORB. Basalt Bolaven, Khorat và Hải Nam và phần lớn basalt Việt Nam hướng mạnh về trường EM2. Nguồn số liệu như trình bày trong Hình 3.

5.3. Tiến hoá nguồn manti trong basalt đồng- và sau- tách giãn Biển Đông

Basalt sau-tách giãn BĐ (STG-BĐ, <15 Ma- nay) tại lục địa Đông Dương, Hải Nam và trong trũng BĐ bộc lộ bản chất địa hoá magma nội mảng (Hoang và nnk, 1996; Le và nnk, 2017), khác biệt basalt đồng-tách giãn BĐ (Yan và nnk, 2008; Zhang và nnk, 2018; Qian và nnk, 2020). Basalt STG lục địa Việt Nam bắt đầu từ khoảng 15,5 Ma, xuất hiện qua nhiều giai đoạn cho đến cuối Pleistocene, nhưng đặc biệt ồ ạt chỉ trong giai đoạn từ 3,5 đến 0,5 Ma. Các giai đoạn phun trào mang các đặc điểm địa nguyên tố và hoá đồng vị riêng, trong đó các basalt giai đoạn sớm nghèo thành phần đồng vị Sr-Nd-Pb, nghèo thành phần nguyên tố không tương thích mạnh (Rb, Ba, đất hiếm nhẹ…), phản ánh nguồn manti nghèo, có thể SCLM (Hoang và nnk, 1996). Các giai đoạn muộn hơn có đặc điểm địa hoá nguyên tố và đồng vị giàu hơn và dị phần hơn (Hình 3, 4, 6), chứng tỏ chúng có nguồn manti giàu, phong phú hơn; tuy nhiên tính dị phần có thể hình thành do tương tác với vật chất SCLM trên đường đi lên bề mặt của chúng (Hoang và Flower, 1998; Hong-Anh và nnk, 2018). Mô hình địa động lực manti hình thành basalt STG cho thấy khả năng pha trộn giữa nguồn manti nghèo với hợp phần giàu- EM1, trước khi tương tác với nguồn giàu- EM2 và/hoặc vật chất vỏ (Hoang và nnk, 2019a). Basalt giai đoạn sớm là sản phẩm nóng chảy SCLM, các giai đoạn tiếp theo là sản

phẩm nóng chảy quyển mềm giàu- EM1 trước khi tương tác với EM2 tại SCLM hoặc vỏ dưới. Mô hình này hoàn toàn có thể giải thích được cho magma ĐTG và STG tại trũng sâu Biển Đông.

Lời cảm ơn

Nghiên cứu này được KC09.31/16-20 tài trợ. Chúng tôi xin chân thành cám ơn.

Tài liệu tham khảo

Carlson R.W., Irving A.J., 1994. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd, and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from northern Wyoming Craton. Earth Planet Sci. Lett., 126, 457-472.

Choi, S.H., Mukasa, S.B., et al., 2008. Mantle dynamics beneath Easst Asia constrained by Sr, Nd, Pb và Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China. Chemical Geology 248, 40-61.

DePaolo, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust - mantle evolution in the Proterozoic. Nature 291, 193-197.

Fan, W.M., Zhang, H.F., Baker, J., Jarvis, K.E., Mason, P.R.D. and Menzies, M.A., 2000. On and off the North China craton: where is the Archaean keel? Journal of Petrology 41(7), 933-950.

Hoang, N., Flower, M.F.J., 1998. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implications for the origin of a 'diffuse igneous province'. Journal of Petrology, vol. 39, No 3, pp. 369-395.

Hoang, N., Shinjo, R., La T, P., và nnk, 2019a. Pleistocene basalt volcanism in the Krông Nô area and vicinity, Dac Nong provicne (Vietnam). J Asian Earth Sciences 181, 103903

Hoang, N., Tran T. Huong, Le Duc Anh, 2019b. Geochemistry and petrology of spinel-lherzolite xenoliths in Cenozoic alkaline basalt in Vietnam: implications for lithospheric mantle source domain. Geology and Metallogeny of Vietnam, Int Symposium, Hanoi March 2019, 77-94, ISBN 978-604-913-809-6.

Holm P.M., 2002. Sr, Nd and Pb isotopic composition of in situ lower crust at the Southwest Indian Ridge, results from ODP Leg 176. Chemical Geology 184, 195-216.

Ionov, D., Prikhodko, V.S., Bodinier, J-L., và nnk, 2005. Lithopheric mantle beneath the south-east Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths ib basalts from the Tokinsky Stanovik. Cont Min Petrol 149, 647-665

Jiang, T., Gao, H-F., He, J., Tian, D., 2019. Post- spreading volcanism in the central South China Sea: insights from zircon U-Pb dating on volcaniclastic breccia and seismic features. Marine Geophys Res 40, 185-198.

Koloskov, R. V., Flerov, G. B., Han, N. X., 1986. Petrological features of Late Cenozoic volcanism in Vietnam. Proceedings of 1st International Conference on Geology of Indochina 3, Ho Chi Minh, 5-7 December, pp. 1115-1117.

Le, D.A., Hoang, N., Shakirov, R.B., Tran Thi Huong, 2017. Geochemistry of late Miocene-Pleistocene basalts in the Phu Quy island area (East Vietnam Sea): Implication for mantle source feature and melt generation. Vietnam Journal of Earth Sciences, 39(3), 270-288, DOI: 10.15625/0866-718/39/3/10559

Li C.-F. et al, 2014. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349 Geochemistry, Geophysics, Geosystems 14, 4958-4983.

Mahoney J.J, Graham D.W., Christie D.M., Johnson K.T.M., Hall S.L., Vonderhaar D.L., 2002. Between a hotspot and a cold spot: Isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86E - 118E. J Petrol 43 (7), 1155-1176.

Menzies, M.A., Fan, W., Zhang M., 1993. Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: H.M. Prichard và nnk (Eds.), Magmatic processes and Plate tectonics. Geol. Soc., Spec. Publ., pp. 71-81.

Qian, S-P., Zhou, H-Y., Zhang, L., Cheng, R., 2020. Mantle heterogeneity beneath the South China Sea: chemical and isotopic evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. Lithos 354-355, 10535.

Tatsumoto M., Hegner E., Unruh D.M., 1987. Origin of the West Maui volcanic rocks inferred from Pb, Sr, and Nd isotopes and a multicomponent model for oceanic basalt. Volcanism in Hawaii, chapter 26, USGS Prof Paper 1350.

Tatsumoto, M., Basu, A.R., Huang, W., Wang, J., Xie, G., 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. Earth Planet Sci. Letters 113, 107-128.

Tran T. Huong, Nguyen Hoang, N., 2018. Petrology, geochemistry, and Sr, Nd isotopes of mantle xenoliths in Nghia Dan alkaline basalt (West Nghe An): implications for lithospheric mantle characteristics

beneath the region. Vietnam Journal of Earth Sciences 40(3), 207-227.

Turner, S., Hawkesworth, C., 1995. The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major composition of continental flood basalts. Chemical Geology 120, 295-314.

Wang X.-C., Li X.-H., Li J., và nnk, 2012. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia, a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? Journal of Petrology 53, 177-233.

White, W.M., Hofmann, A.W. and Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. Journal of Geophysical Research 92(B6), 4881-4893.

Yan, Q-S., Shi, X-F, Wang, et al, 2008. Major element, trace element, and Sr, Nd, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea. Sci China Ser D-Earth Sci vol. 51 (4), 550-566.

Zhang, G.L., Luo, Q., Zhao, J., Jackson, M.G., Guo, L.S., Zhong, L.F., 2018. Geochemical nature of sub-ridge mantle and opening dynamics of the South China Sea. Earth Planet Sci Lett 489, 145-155.

Zhou, P., Mukasa, S.B., 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis. Chemical Geology 137, 175-193.

ABSTRACT

Sub-continental lithospheric mantle beneath Vietnam: Evidence from Pliocene-Pleistocene alkaline basalt-borne Sp- lherzolite

Nguyen Hoang[1,2,*], Tran Thi Huong[1,2]

[1]*Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology*

[2]*Graduate University of Science and Technology, Vietnam Academy of Science and Technology*

Clinopyroxene (Cpx) extracted from spinel-lherzolite (residue) in alkaline basalt of Pliocene - Pleistocene age in Gia Lai, Lam Dong, BR - VT provinces, and Hon Tro region were analyzed for elemental chemistry and Sr-Nd-Pb isotope to study the geochemical characteristics of sub-continental lithospheric mantle (SCLM) sources below the relevant areas. The ultramafic residues are characterized by depleted geochemical elements and the Sr-Nd-Pb isotope, resulting from their undergoing melting events. The residual Cpx shows highly geochemical heterogeneity, but most distributed between the depleted (DM) and rich EM1 and EM2 types. The high localization heterogeneity in SCLM may be due to the enrichment process related to the metasomatic activity on mafic lenses and magmatic melt penetrating from the asthenosphere below. Isotopic data of the residual Cpx were compared with those of Cpx in Eastern China and co-East Vietnam Sea's spreading MORB-type basalt to identify the similarities and differences in the isotopic composition of SCLM below the East Asia and SE Asia regions and to investigate the mantle source of the melting forming the East Vietnam Sea MORB-type.

Keywords: Alkaline basalt; ultramafic xenolith; isotope; sub-continental lithospheric mantle.

Tuổi U-Pb và thành phần địa hóa zircon của đá granitoid khu vực Phước Thành, Quảng Nam: Ý nghĩa kiến tạo và sinh khoáng Cu-Au

Nguyễn Quốc Hưng[1], Ngô Xuân Thành[1,*], Ngô Thị Kim Chi[1], Khương Thế Hùng[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ Địa chất*

TÓM TẮT

Trong nghiên cứu này mẫu granodiorit nằm trong đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn (TPSZ) được thu thập và phân tích về đặc điểm thạch học, tuổi U-Pb zircon kết hợp với thành phần khoáng vật zircon để thảo luận về bản chất kiến tạo của đá. Tuổi U-Pb zircon của đá granodiorite của phức hệ Trà Bồng được xác định là 447.3±3.8tr.n. tương đồng với loạt magma Paleozoi sớm đã được xác định trong khu vực. Thành phần địa hóa zircon cho thấy chúng có tỷ số Sc/Yb, Nb/Yb và U/U cao, điển hình cho kiểu magma cung hút chìm. Các tỷ số địa hóa của đá được sử dụng để đánh giá khả năng kết tinh phân đoạn, mức độ bão hòa oxy của magma, các kết quả này cho thấy magma nghiên cứu không có đặc trưng điển hình của magma liên quan đến sinh khoáng Cu-Au.

Từ khóa: Tam Kỳ-Phước Sơn; quặng Cu-Au; G18; Zircon LA ICPMS.

1. Đặt vấn đề

Đới khâu Tam Kỳ-Phước Sơn (TKPS) được nhiều nhà địa chất trong và ngoài nước chú ý nghiên cứu trong những năm gần đây bởi chúng không những là chìa khóa để nghiên cứu tiến hóa kiến tạo khối Đông Dương mà đây còn là đới sinh khoáng Au quan trọng của Việt Nam. Đới khâu TKPS nằm ở rìa bắc địa khu biến chất cao Kon Tum, là một phần diện tích của á địa khu Nam-Ngãi với các đá biến chất tuổi Proterozoi-Paleozoi sớm thuộc khối kiến trúc Khâm Đức. Đới có phương cấu trúc phát triển theo phương á vĩ tuyến với bề rộng của đới khoảng 60km, dài 120km. Trong TPSZ có sự xuất hiện khá nhiều các thể magma có thành phần granit đến granodiorite với kích thước khác nhau (Hình 1a). Tuy vậy, nghiên cứu về tuổi và điều kiện thành tạo khả năng sinh khoáng của chúng còn ít được chú ý.

Để góp phần làm rõ hơn về đặc điểm magma của TPO, trong nghiên cứu này tập thể tác giả đã tiến hành nghiên cứu đá granit khu vực Phước Sơn (mỏ vàng G18) (Quảng Nam) nhằm làm rõ đặc điểm thạch học, tuổi kết tinh và bản chất kiến tạo của đá.

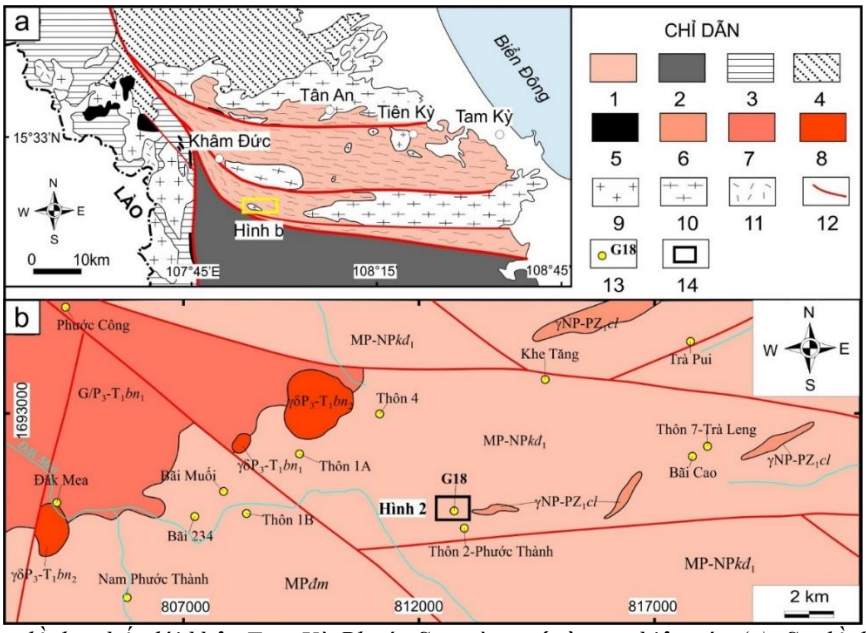
2. Đặc điểm địa chất

Các đá của phức hệ Khâm Đức phân bố khá rộng rãi, chiếm phần lớn diện tích vùng, thành phần chủ yếu là đá phiến thạch anh-biotit, gneis biotit-amphibolit, gneis biotit, phiến thạch anh 2 mica, đôi khi xen kẹp một ít lớp mỏng đá amphibolit dạng thấu kính. Thế nằm chung của phiến theo phương tây bắc-đông nam (TB-ĐN) với góc dốc 60-80^o. Các đá granit được cho là thuộc phức hệ Chu Lai lộ thành diện lớn ở góc phía tây bắc và thành những khối nhỏ phân bố rải rác trong vùng nghiên cứu. Nghiên cứu các đá này ở phần đông nam đới khâu TKPS, khu vực Quảng Ngãi, Đinh Quang Sang (2017) cho rằng các đá granit phức hệ Chu Lai có thành phần khá phức tạp, gồm đá granite 2 mica, granite biotite, và granite sáng màu (leucogranite), tuổi thành tạo của chúng vào khoảng 426-444 tr.n. Trong khu vực cũng có sự xuất hiện của các thành tạo granit phức hệ Bà Nà xuất hiện dạng các khối nhỏ và đai mạch xuyên cắt các đá trong khu vực, thành phần chính bao gồm granit biotit, granit 2 mica hạt vừa đến lớn dạng porphyr sáng màu và granit alaskit hạt nhỏ, được cho là có tuổi đồng vị U-Pb zircon trong khoảng 240÷245 tr.n (Lê Đức Phúc, 2017) (Hình 1b).

Theo Trần Thanh Hải và nnk. (2014), các đá đới khâu Tam Kỳ-Phước Sơn trải qua 5 pha kiến tạo tác động, trong đó pha sớm nhất (D_1) là pha cấu tạo phiến dẻo trong khu vực diễn ra liên quan đến va chạm mảng dọc theo đới khâu khoảng 430tr.n trước đây. Trong vùng nghiên cứu, hệ thống phiến phát triển chủ đạo theo phương TB-ĐN đến á vĩ tuyến. Dọc theo đới phiến này các hệ thống đứt gãy nghịch, chờm nghịch kèm theo các nếp uốn nghiêng, nếp uốn đảo vòm hẹp phát triển khá rõ, đặc biệt các quan hệ chờm nghịch

* *Tác giả liên hệ*
Email: ngoxuanthanh@humg.edu.vn

giữa đá phiến và đá magma phức hệ Chu Lai, thế nằm của các đứt gãy khá thoải (30-45º). Cấu tạo phiến trong các đá của phức hệ Chu Lai có phương gần song song với phương của phiến trong các đá thuộc phức hệ Khâm Đức chứng tỏ chúng được hình thành cùng pha kiến tạo, có thể liên quan đến loạt D1, D2 (Trần Thanh Hải và nnk., 2014).



Hình 1. Sơ đồ địa chất đới khâu Tam Kỳ-Phước Sơn và vị trí vùng nghiên cứu (a); Sơ đồ địa chất và khoáng sản khu vực G18 và vùng lân cận (b)

1- Đá phiến thạch anh biotit, gneis amphybol, amphibolit phức hệ Khâm Đức; 2- Phức hệ đá biến chất Ngọc Linh; 3- Đá phiến phức hệ Sa Thầy; 4- Các trầm tích tuổi Trias; 5- Đá mafic, siêu mafic; 6- Granitoid phức hệ Chu Lai tuổi Ordovic-Silua; 7- Granit biotit pha 1 phức hệ Bà Nà tuổi Permi muộn-Trias sớm; 8- Granit hai mica, granit aplit pha 2 phức hệ Bà Nà tuổi Permi muộn-Trias sớm; 9- Granitoid tuổi Permi-Trias; 10- Granitoid dạng gneis; 11- Bazan; 12- Đứt gãy; 13- Điểm quặng vàng; 14- Diện tích khu mỏ G18 và vị trí lấy mẫu QN-676.

3. Vị trí lấy mẫu và kết quả phân tích

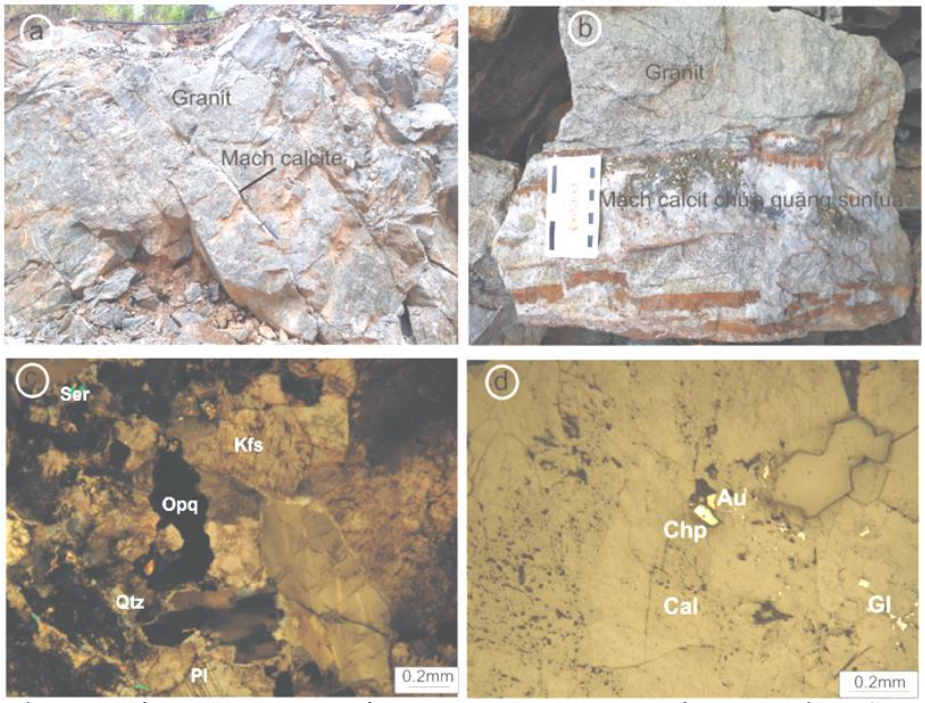
3.1. Vị trí lấy mẫu

Mẫu granit được lấy tại moong khai thác quặng khu vực mỏ quặng G18 nằm giữa đới khâu TKPS (Hình 2). Khu vực mỏ G18 lộ chủ yếu các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức, phần trong tâm khu mỏ lộ một khối granit nhỏ cấu tạo khối đến phiến yếu, đá bị cắt qua bởi các đứt gãy và hệ thống khe nứt mở phương á kinh tuyến đến TB-ĐN. Các mạch quặng chủ đạo lấp đầy các đới dập vỡ phá hủy của các khe nứt đi kèm mạch calcit, thạch anh chứa quặng sulfur (Hình 2a, b).

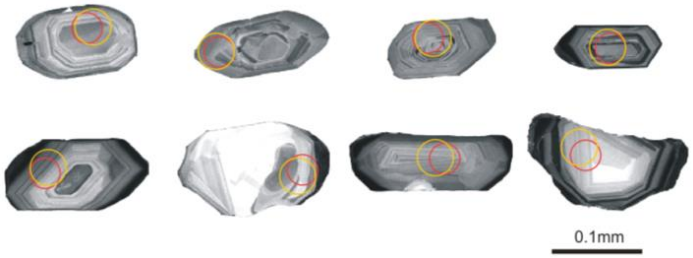
3.2. Kết quả phân tích

Kết quả phân tích thạch học: Thành phần thạch học của đá granit gồm chủ yếu thạch anh (~35-40%), felspart-K (15-20%), plagioclas (30-35%), biotit (~5%), hocblend (3-5%) và khoáng vật phụ khác, sự xuất hiện khá phong phú hocblend có thể là chỉ dấu cho granit kiểu I. Các khoáng vật plagioclas bị biến đổi mạnh, hiện tượng thay thế sericit xảy ra phổ biến, đặc biệt phần đá dọc theo các mạch calcit (Hình 2c). Mạch calcit chứa quặng sunfua xuyên vào trong các đá magma tạo nên ranh giới rõ ràng (Hình 2b). Thành phần khoáng vật quặng chủ yếu là pyrit, chalcopyrit, acsenopyrit, galenit, vàng xuất hiện dạng các hạt đơn lẻ, không tự hình (Hình 2d).

Kết quả phân tích tuổi U-Pb và thành phần zircon: Quan sát ảnh CL cho thấy zircon có kích thước chủ yếu khoảng 100-150µm, cấu trúc zircon cho thấy các riềm tăng trưởng phát triển đều đặn, sắc nét từ nhân ra riềm chứng tỏ chúng được thành tạo trong cùng một giai đoạn nhiệt kiến tạo (Hình 3). Đặc điểm cấu tạo zircon này thể hiện chúng được hình thành trong các quá trình liên quan đến magma.



Hình 2. Ảnh chụp vết lộ đá granit cho thấy chúng bị các đới đứt gãy cắt qua (a); Ảnh mẫu nghiên cứu cho thấy quặng đi theo mạch calcit (b); Ảnh thạch học lát mỏng của đá magma mẫu nghiên cứu (c) và khoáng vật quặng trong đới calcit (d)
(Pl: plagioclas, Kfs: feldspar K, Qtz: thạch anh, Bi: biotit; Ser: Sericit; Chp: chalcopyrit; Gl: galenit; Au: vàng; Cal: calcit)



Hình 3. Một số hình ảnh phát quang âm cực (CL) của khoáng vật zircon trong mẫu QN-676 thể hiện các điểm xác định tuổi (vòng tròn màu đỏ) và thành phần (vòng tròn màu vàng)

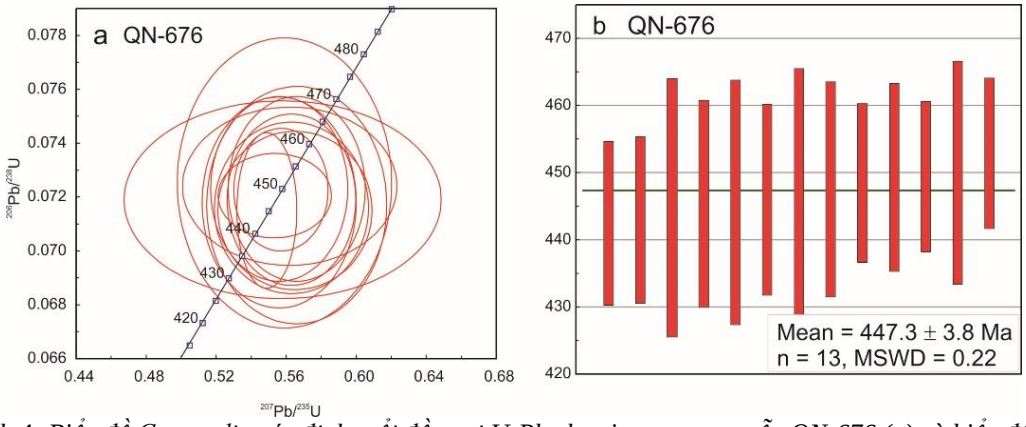
Các kết quả phân tích thành phần đồng vị U-Pb của zircon từ mẫu nghiên cứu được đưa lên trên biểu đồ Tera-Wasserburg concordia (Hình 4a), trên biểu đồ biểu diễn tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ và $^{207}Pb/^{235}U$, phần lớn các kết quả phân tích và sử dụng tính tuổi tập trung trên hoặc gần với đường cong Concordia, thể hiện tính phù hợp cao. Tất cả các kết quả phân tích đều cho tỷ số Th/U lớn hơn 0.1. 15 điểm phân tích từ khoáng vật zircon magma trong mẫu Qn-676 cho kết quả tuổi $^{207}Pb/^{235}U$ trung bình tương ứng với 447.3±3.1tr.n với 95% phù hợp, trọng số (MSWD) 0,93 (Hình 4b).

4. Thảo luận

4.1. Tuổi thành tạo magma

Phân tích đặc điểm cấu trúc của zircon sử dụng định tuổi cho thấy cấu trúc riềm tăng trưởng của chúng điển hình với kiểu zircon hình thành liên quan đến hoạt động magma. Hơn nữa, các kết quả phân tích đều có tỷ số Th/U>0,1 là tỷ số điển hình thành phần zircon kết tinh từ nguồn dung thể magma hoặc từ nguồn nhiệt dịch magma (Hoskin, 2005). Zircon là khoáng vật được kết tinh trong điều kiện nhiệt độ cao, theo Hoskin (2005), zircon trong các đá magma granit được hình thành ở điều kiện khoảng trên 680^{o}C. Như vậy nhiệt độ này tương ứng với giai đoạn kết tinh sớm của các thể magma xâm nhập granit. Kết quả phân tích tuổi đồng vị U-Pb trên khoáng vật zircon từ các đá granit nghiên cứu cho kết quả tuổi trung bình là 447.3±3.8 tr.n. Với các đặc điểm địa hóa và cấu trúc zircon như đã mô tả trên trên cho phép chúng tôi kết

luận đây là giá trị tuổi kết tinh của khối đá magma nghiên cứu khu vực mỏ vàng G18 thuộc đới cấu trúc Tam Kỳ-Phước Sơn (Quảng Nam).

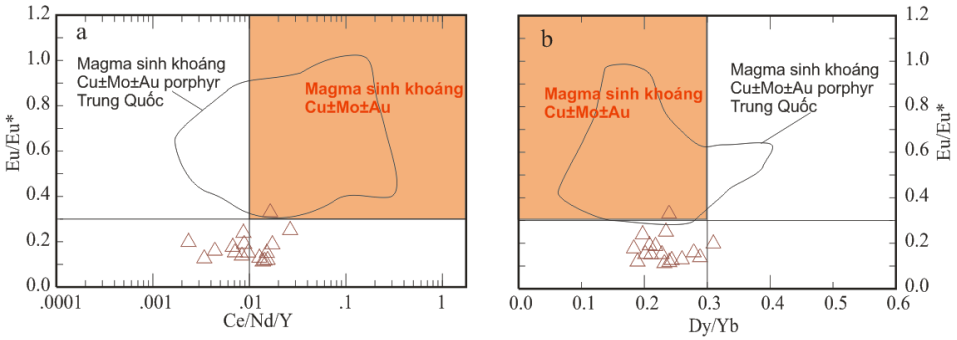


Hình 4: Biểu đồ Concordia xác định tuổi đồng vị U-Pb cho zircon trong mẫu QN-676 (a) và biểu đồ thể hiện tuổi trung bình của các kết quả nghiên cứu (b).

4.2. Đánh giá khả năng tạo khoáng Cu-Au của magma

Khả năng tạo khoáng Cu-Au của các khối xâm nhập granit được nhiều nhà nghiên cứu quan tâm, trong đó Au có xu hướng tập trung trong pha hơi của chất lỏng ở nhiệt độ và áp suất cao. Thành phần magma ban đầu có vai trò quan trọng trong sinh khoáng nói chung và sinh khoáng Cu, Au nói riêng. Ballard và nnk. (2002) đã nghiên cứu magma liên quan đến sinh khoáng Cu-Au mỏ Chuquicamata-El Abra ở phía bắc Chile xác nhận zircon từ magma sinh khoáng Cu-Au có Eu/Eu*>0.4. Dilles và nnk. (2015) cũng cho rằng tỷ số Eu/Eu* > 0.4 trong zircon magma là một dấu hiệu quan trọng để đánh giá khả năng sinh khoáng Cu, Au, Mo của các đá magma khu vực Salvador (Chile), Yanacocha (Peru), Yerington (Nevada, Mỹ). Tỷ số Ce^{4+}/Ce^{3+}trong zircon là số liệu phản ánh mức độ oxy hóa trong dung thể magma giai đoạn sớm, các magma có mức độ oxy hóa cao là yếu tố quan trọng để tạo điều kiện thuận lợi cho sinh khoáng Cu-Au (Ballard và nnk., 2002).

Sử dụng loạt biểu đồ tương quan giữa các tỷ số (Ce/Nd)/Y và Dy/Yb với tỷ số Eu/Eu* cũng như (Ce/Nd)/Y và (Eu/Eu*)/Y cho thấy tất cả các số liệu nghiên cứu đều nằm trong trường có Eu/Eu*<0,3, (Ce/Nd)/Y<0,02 (Hình5a), Dy/Yb giao động trong khoảng 0,2 đến 0,3 (Hình5b), tỷ số (Eu/Eu*)/Y <0.001 (Hình5c). Như vậy magma nghiên cứu có thể có sự phân dị yếu của amphibol và plagioclas giai đoạn sớm của magma, tuy nhiên nếu đối sánh với kiểu magma sinh khoáng Cu-Au, Mo trên thế giới thì chúng không thuộc loại magma điển hình liên quan đến sinh khoáng Cu, Au, Mo.



Hình 5. Biểu đồ tương quan thành phần địa hóa zircon giữa Eu/Euvới tỷ số (Cr/Nd)/Y (a) và Dy/Yb (b), giữa (Eu/Eu)/Y với (Ce/Nd)/Y (Eu/Eu*=(Eu_N/(Sm_N ×Gd_N)$^{1/2}$, Ce/Ce*= (Ce_N/(La_N× Pr_N)$^{1/2}$*

4.3. Ý nghĩa địa chất khu vực nghiên cứu

Khối Kon Tum được coi là nhân cổ của địa khối Đông Dương với sự xuất hiện phong phú các đá magma và biến chất tuổi tiền Cambri đến Kainozoi (Trần Văn Trị, Vũ Khúc và nnk., 2009). Phía bắc khối Kon Tum được giới hạn bởi đới khâu Tam Kỳ-Phước Sơn kéo dài theo phương á vĩ tuyến, sự xuất hiện của các đá biến chất mafic, siêu mafic trong đới khâu được cho là những thể di sót của mảng đại dương cổ (ophiolit). Tuy nhiên nghiên cứu tuổi tuyệt đối của các thành tạo này hiện nay còn khá hạn chế.

Mẫu granit được lấy từ các thực thể chứa vàng trong mỏ G18 thuộc đới khâu Tam Kỳ-Phước Sơn có sự xuất hiện khá phong phú các khoáng vật amphibol và biotit điển hình cho đá granit kiểu I, tuổi thành tạo của chúng được xác định là 447.3±3,1 tr.n. Thành phần địa hóa zircon của các đá này cho thấy chúng có tỷ số Hf/Th (20 - 100), Sc/Yb (0.08 - 2), U/Yb (0.87 - 3.4) điển hình cho magma sinh thành liên quan đến các cung hút chìm. Đặc điểm kiến tạo và tuổi này tương đồng với loạt đá magma xâm nhập giai đoạn Paleozoi sớm phân bố trong khu vực Kon Tum, đặc biệt là phần rìa bắc, điển hình như các đá magma phức hệ Trà Bồng, Diên Bình 415 ± 3 tr.n. (Nagy et al., 2001) và 444 ± 17tr.n. (Carter và nnk., 2001). Như vậy, kết quả tuổi 447,3±3,8 tr.n. của các đá granodiorit trong khu vực mỏ G18 thuộc đới TPO có tuổi cổ hơn so với một số kết quả nghiên cứu đã xác định trước đây các đá granit được hình thành có thể liên quan đến pha hút chìm vào Paleozoi sớm dọc theo đới hút chìm cổ Tam Kỳ-Phước Sơn. Đặc điểm địa hóa của mẫu nghiên cứu cho thấy chúng liên quan đến kiểu magma hút chìm, khá tương đồng với magma phức hệ Trà Bồng đã được nghiên cứu trước đây trong khu vực (Trị và Khúc, 2009). Như vậy, sự xuất hiện các đá liên quan đến hút chìm ở phần phía nam TPSZ là minh chứng quan trọng cho thấy hoạt động hút chìm này có thể liên quan đến hút chìm về phía nam của đới hút chìm cổ dưới lục địa Kon Tum trong giai đoạn Ordovic. Cho đến nay với các số liệu magma khu vực rìa bắc địa khối Kon Tum cho thấy sự tồn tại của tổ hợp magma kiểu cung đảo giai đoạn Cambri rìa bắc TPSZ (Quyền và nnk., 2019) và các magma liên quan đến hút chìm giai đoạn Ordovic (rìa nam TPSZ), tuy nhiên sự liên quan giữa hai tổ hợp đá này với các giai đoạn kiến tạo trong khu vực cần có những nghiên cứu chi tiết hơn.

5. Kết luận

- Đá magma granodiorit thuộc TPO khu vực mỏ vàng G18 mang đặc trưng của granit kiểu I, tuổi kết tinh của đá được xác định là 447,3±3,8 tr.n., liên quan đến kiểu magma đới hút chìm.
- Khả năng sinh khoáng Cu-Au của các đá granodiorit này không tương đồng với kiểu magma tạo khoáng tương đương trên thế giới.
- Các thành tạo magma trong nghiên cứu này tương đồng với các đá liên quan đến hút chìm đã phát hiện trong địa khối Kon Tum, chứng tỏ có hoạt động hút chìm về phía nam dưới địa khối Kon Tum trong giai đoạn Ordovic.

Lời cảm ơn

Nghiên cứu này được tài trợ bởi Bộ Giáo dục và Đào tạo trong đề tài mã số B2019-MDA-562-14.

Tài liệu tham khảo

Ballard J.R., Palin J.M., and Campbell I.H., 2002. Relative oxidation states of 689 magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper 690 deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 144: 347-364.*

Carter A., Roques D., Bristow C., Kinny P., 2001. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. *Geology (2001) 29 (3): 211-214.*

Đinh Quang Sang, 2017. Đặc điểm thạch học và tuổi đồng vị U-Pb zircon các thành tạo granitogneiss tuổi Silur sớm khu vực Chu Lai - Khâm Đức (Quảng Nam). *Tạp chí Phát triển Khoa học và Công nghệ, 1(6): 258-272.*

Trần Thanh Hải, Zaw K., Halpin J.A., Manaka T., Meffre S., Lai C.K., Lee Y., Hai L.V., Dinh Quang Sang, 2014. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications. *Gondwana Research, 26: 144-164.*

Hoskin P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 69: 637-648.*

Lê Đức Phúc, 2009. Đặc điểm thạch học - khoáng vật, thạch địa hóa các đá granitoid khối Bà Nà. *Tạp chí Phát triển Khoa học và Công nghệ, 12(7): 58-71.*

Nagy E.A., Maluski H., Lepvrier C., Schärer U., Thi P.T., Leyreloup A., Tich V.V., 2001. Geodynamic Significance of the Kontum Massif in Central Vietnam: Composite 40Ar/39Ar and U-Pb Ages from Paleozoic to Triassic. *The Journal of Geology, 109(6): 755-770.*

Nguyễn Thị Dung, Phạm Trung Hiếu, Nguyễn Trung Minh, 2015. Tuổi đồng vị U-Pb của zircon trong đá granitogneis phức hệ Đại Lộc và ý nghĩa địa chất của chúng. *Tạp chí Các Khoa học về Trái Đất, 37 (1): 28-35.*

Quyen N.M., Feng Q.L., Zi J.W., Zhao T.Y., Hai T.T., Thanh N.X., Tran M.D., Hung N.Q., 2019. Cambrian intra-oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. *Gondwana Research, 70: 151-170.*

Mikucki, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review. *Ore Geology Reviews, 13, 307-321.*

Ballard, J.R., Palin, J.M., and Campbell, I.H., 2002, Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 144, p. 347-364.*

Dilles, J.H., Kent, A.J.R., Wooden, J.L., Tosdal, R.M., Koleszar, A., Lee, R.G., and Farmer, L.P., 2015, Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore forming arc magmas. *Economic Geology, v. 110, p. 241-251.*

ABSTRACT

U-Pb age and compositions of zircon from granodioritic rock of Tam Ky-Phuoc Son ophiolitic complex and its significance in tectonics and Cu-Au genesis

Nguyen Quoc Hung[1], Ngo Xuan Thanh[1,*], Ngo Thi Kim Chi[1], Khuong The Hung[1]
[1]*Hanoi University of Mining and Geology*

In this study, we mentioned some structural characteristics of the G18 mine and related ore distribution characteristics, and a sample of granite containing veins of Cu-Au sulphide ore were collected and studied. The petrographic characteristics of granite show that they are weakly deformed, consisting of biotite-honblende in coarse-grained. The main ore component is chalcopyrite, pyrite, galanite, asenopyrite and Au-Ag gold materials, they formed along with the late hydrothermal phase containing calcite and quartz that cut through the magmatic complex. U-Pb zircon age of the granite was determined to be 447.3 ± 3.8Ma, similary with the early Paleozoic magma series of the Tra Bong complex which was identified in the area, possibly related to the magmatic activity of a southward subduction zone along the TKPS during the early Paleozoic period. Zircon compositions from the magma suggested that this magma is not high potential fertile magma generating Cu-Au porphyry.

Keywords: Tam Ky - Phuoc Son; Cu-Au genesis; G18; zircon LA ICPMS.

Nghiên cứu hệ thống hóa bộ chỉ số và phương pháp xác định tính dễ bị tổn thương môi trường biển ở Việt Nam

Nguyễn Văn Niệm[1,*], Nguyễn Thạch Đăng[2], Nguyễn Minh Trung[2],
Trịnh Thanh Trung[2], Nguyễn Hữu Tới[2], Phạm Nguyễn Hà Vũ[3], Nguyễn Thanh Thảo[1]
[1]*Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản*
[2]*Tổng Cụ biển và Hải đảo Việt Nam*
[3]*Trường Đại học Khoa học Tự nhiên - ĐHQGHN*

TÓM TẮT

Nghiên cứu bộ chỉ số và phương pháp xác định tổn thương môi trường biển sẽ góp phần quản lý và phân vùng quy hoạch phát tiển kinh tế - xã hội không gian biển được thế giới áp dụng phổ biến. Ở Việt Nam cũng nghiên cứu khá nhiều trong thời gian hiện nay, tuy nhiên, chưa có một bộ chỉ số mang tính hệ thống và một phương pháp xác định tổn thương toàn diện cho môi trường biển Việt Nam. Nghiên cứu này đã tổng hợp và đưa ra bộ chỉ số phù hợp, có tính hội nhập làm cơ sở tính toán tính dễ bị tổn thương môi trường biển Việt Nam. Bộ chỉ số gồm: 8 chỉ số "nội tại"; 12 chỉ số về biến đổi khí hậu và liên quan; 7 chỉ số về khí tượng; 5 chỉ số về các quá trình địa chất; 33 chỉ số nhân sinh. Phương pháp xác định tính dễ bị tổn thương môi trường biển được áp dụng kết hợp theo các phương trình của UNDP (2006) và tính trọng số Entropy, phát triển được mối quan đa biến, phản ánh thực tiễn khách quan nhất hiện nay.

Từ khóa: Chỉ số; trọng số Entropy.

1. Đặt vấn đề

Tính dễ bị tổn thương là mức độ mà một hệ thống dễ bị ảnh hưởng hoặc không thể đối phó với các tác động bất lợi của các tác động bên ngoài hoặc bên trong, được phân chia theo ba thành phần: 1) mức độ phơi lộ (Exposure - E) của các mối nguy hiểm/tai biến; (2) Độ nhạy cảm (Sensitivity - S) của hệ thống đối với các mối nguy hiểm; và (3) Khả năng thích ứng của hệ thống (Adaptive capacity - AC) (IPCC, 2001). Độ nhạy cảm và phơi lộ có thể được kết hợp với nhau để sinh ra tác động tiềm ẩn (Allison và nnk, 2009). Vì vậy, xác định tính dễ bị tổn thương theo phương trình chung: V = f(E, S, AC).

Xác định tính dễ bị tổn thương môi trường biển là đánh giá được mức độ tổn thất, suy thoái về tài nguyên - môi trường biển; đánh giá mức độ chống chịu, phục hồi, ứng phó của tài nguyên - môi trường biển (gồm cả vai trò của con người) trước các tác động từ bên ngoài (tai biến và các hoạt động nhân sinh). Thành phần/yếu tố phục vụ trực tiếp cho việc xác định tính dễ bị tổn thương chính là các chỉ số (indicators) được định lượng hóa ba thành phần (E, S, AC) để chuẩn hóa điểm, trọng số theo nhiều phương pháp khác nhau. Nghiên cứu này sẽ lựa chọn bộ chỉ số và phương pháp hợp lý nhất trong đánh giá tổn thương môi trường biển ở Việt Nam, lập được cơ sở dữ liệu hệ thống, hướng tới quản lý quy hoạch phát triển bền vững không gian biển.

2. Cơ sở lý thuyết và phương pháp nghiên cứu

Nghiên cứu cơ sở khoa học của thế giới về các bộ chỉ số và phương pháp xác định tính dễ bị tổn thương môi trường nói chung, môi trường biển và các ngành nghề nói riêng. Từ đó, lựa chọn, đề xuất một bộ chỉ số chung nhất và các tiêu chí chuẩn để phát triển chỉ số gồm (EEA, 2004; Birkmann, 2004; NZOSA, 2004 (Internet); Berry và nnk, 1997; Parris, 2000): Đo lường được; đại diện cho một vấn đề quan trọng đối với chủ đề liên quan; Liên quan đến chính sách; chỉ đo các yếu tố quan trọng thay vì cố gắng chỉ ra mọi khía cạnh; Có tính phân tích và thống kê; có thể hiểu được, dễ hiểu; Nhạy cảm, đặc biệt với hiện tượng cơ bản; Có hiệu lực/ chính xác; Tái sử dụng; Dựa trên dữ liệu có sẵn; So sánh được dữ liệu; Phạm vi thích hợp; Chi phí hiệu quả.

So sánh các phương pháp đánh giá tính dễ bị tổn thương của SOPAC, USAID, UNDP, Shannon (trọng số Entropy), quy trình phân cấp (AHP) v.v... Từ đó lựa chọn phương pháp thích hợp cho nghiên cứu tính dễ bị tổn thương môi trường biển nói chung ở Việt Nam.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: niemnv78@gmail.com

3. Kết quả nghiên cứu và thảo luận

3.1. Kết quả bộ chỉ số

3.1.1. Bộ chỉ số "nội tại" đánh giá tính dễ bị tổn thương môi trường biển Việt Nam

Khi đánh giá tổn thương tài nguyên - môi trường biển, có rất nhiều yếu tố tác động. Tuy nhiên, trước khi đánh giá điều đó, không thể quên khả năng thích ứng của bản thân nội tại tài nguyên - môi trường biển. Bộ chỉ số này được coi như việc xác định khả năng thích ứng của nội tại (theo chức năng, cấu trúc) của hệ thống. Vì thế bộ chỉ số này sẽ luôn đi kèm với các bộ chỉ số khác (Tai biến thiên nhiên, sự cố môi trường, nhân sinh v.v…): (1) Chỉ số loài đặc hữu (Số loài đặc hữu trên 10.000 km^2); (2) Chỉ số suy thoái san hô (Xác định theo tỷ lệ diện tích rạn san hô bị suy thoái (%); (3) Chỉ số tỷ lệ rừng ngập mặn còn lại (Tính theo phần trăm diện tích rừng ngập mặn còn lại); (4) Chỉ số tảo nở hoa có hại (Chỉ số này được tính theo số lượng tảo nở hoa có hại bao gồm ciguatera, thủy triều đỏ, v.v trong 5 năm/ 10.000 km^2 vùng biển); (5) Chỉ số loài đã tuyệt chủng (Số loài đã tuyệt chủng trong thế kỷ hiện tại/ 10.000 km^2 và (0,5*diện tích ven biển); (6) Chỉ số nguy cơ tuyệt chủng (Số loài có nguy cơ tuyệt chủng và bị đe dọa/ 10.000 km^2 (khu vực ven biển lấy 0,5 diện tích); (7) Chỉ số tỷ lệ đường bờ biển và đất liền (Đơn giản nhất là số liệu lấy theo phân chia địa giới hành chính (chiều dài khu vực tính theo phương từ bờ biển vào lục địa); (8) Chỉ số các loài xâm lấn ngoài khu vực (Tính theo % xâm lấn trong 5 năm).

3.1.2. Bộ chỉ số về biến đổi khí hậu

- Chỉ số tăng nhiệt độ không khí (Tính theo mức nhiệt độ tăng trung bình trong năm (^{0}C/năm);
- Chỉ số tăng nhiệt độ bề mặt nước biển (Chỉ số này được đánh giá theo mức thay đổi nhiệt độ nước biển theo trung bình năm (^{0}C/năm);
- Chỉ số nước biển dâng (Chỉ số này tính tính theo tỷ lệ mực nước biển thay đổi tương đối (RSLC; cm/năm);
- Chỉ số thay đổi tổng lượng mưa (mm/năm);
- Chỉ số axit hóa môi trường biển (Chỉ số không có sẵn nên cần phải điều tra, đánh giá trực tiếp);

Ngoài ra, một số chỉ số liên quan đến biến đổi khí hậu, có thể áp dụng cho các vùng trọng điểm, ngành trọng điểm, vùng sinh thái, cụ thể như sau:

- Chỉ số Carbon dioxide (Xác định bởi số tấn CO_2 trong nhiên liệu hóa thạch được đốt cháy/năm);
- Chỉ số độ ẩm tương đối (Chỉ số này được định lượng hóa theo (%) độ ẩm tương đối);
- Chỉ số thời kỳ không có sương giá (d): tính theo số ngày có sương giá trong năm): Thời gian không có sương giá càng ngắn, sinh khối thực vật càng nhỏ và sức ép của môi trường càng lớn. Chỉ số này khi lựa chọn phải xem xét điều kiện, đặc điểm hệ sinh thái khu vực ven biển, đảo. Đây cũng là chỉ số có mối quan hệ ngược với mức độ dễ bị tổn thương;
- Chỉ số bức xạ mặt trời (kcal/cm^3/năm): Bức xạ mặt trời càng thấp, sinh khối của thực vật cũng càng thấp thì môi trường càng chịu sức ép lớn. Chỉ số có mối quan hệ nghịch với mức độ dễ bị tổn thương;
- Chỉ số thông lượng CO_2 (CO_2 flux) (Tấn/ha/năm): Lượng khí thải càng cao, xu hướng vi khí hậu cục bộ nóng lên càng lớn thì môi trường sinh thái càng căng thẳng;
- Chỉ số thông lượng N_2O (kg/ha/năm): Lượng khí thải càng cao, xu hướng vi khí hậu cục bộ nóng lên càng lớn thì môi trường sinh thái càng căng thẳng. Nó cũng có mối quan hệ nghịch biến với tính dễ bị tổn thương;
- -/ Chỉ số thông lượng CH_4 (kg/ha/năm): Lượng khí thải càng cao, xu hướng vi khí hậu cục bộ nóng lên càng lớn thì môi trường sinh thái càng căng thẳng và nó có mối quan hệ nghịch biến với tính dễ bị tổn thương.

3.1.3. Bộ chỉ số về khí tượng

- Lượng mưa liên quan đến lũ lụt: Lượng mưa *theo số tháng trong 5 năm,* với hơn 20% lượng mưa lớn hơn so với lượng mưa trung bình 30 năm cho tháng đó (nguy cơ lũ lụt) thuộc khu vực nghiên cứu và có thể quan tâm đến vùng ảnh hưởng;
- Lượng mưa liên quan đến hạn hán: Việc xác định chỉ số này *theo số tháng trong 5 năm qua* với hơn 20% lượng mưa thấp hơn lượng mưa trung bình 30 năm cho tháng đó (*rủi ro hạn hán*);
- Lốc xoáy: số lượng lốc xoáy loại 1-5 (áp suất trung tâm <994 hPa) / thập kỷ / 10.000 km vuông (chỉ tính theo một thập kỷ cuối cùng so với hiện tại);
- Chỉ số nhiệt độ tối đa giữa ngày và tháng: Số ngày trung bình trong năm (tính trong 5 năm) có nhiệt độ tối đa > 5^{o}C so với mức nhiệt độ tối đa trung bình hàng tháng (được tính trong 30 năm qua);
- Chỉ số nhiệt độ tối thiểu giữa ngày và tháng: Số ngày trung bình trong năm (tính trong 5 năm) có nhiệt độ tối thiểu > 5^{o}C so với mức nhiệt độ tối thiểu trung bình hàng tháng (được tính trong 30 năm qua); 6/ Chỉ số cơn bão và lốc xoáy nghiêm trọng: Số cơn bão và lộc xoáy nghiêm trọng/ 10.000 km vuông / thập kỷ (10 năm qua);

- Chỉ số lũ lụt: Số trận lụt trong 5 năm gần nhất ở khu vực nghiên cứu.

3.1.4. Bộ chỉ số về các quá trình địa chất (Tự nhiên)

- Động đất: Tính theo số trận động đất trong 50 năm qua/ 10.000 km^2 với cường độ > 6,0 Richter. Nhìn chung, đối với biển Việt Nam, chỉ số này không đặc trưng. Và có thể áp dụng số liệu thống kê theo chu kỳ 50 năm như của SOPAC;

- Chỉ số tốc độ phá hủy đường bờ: Tính theo tỷ lệ thay đổi đường bờ (cm/năm). Số liệu này có thể dựa trên phân tích ảnh viễn thám có điều tra bổ sung hoặc điều tra theo chu kỳ nhất định;

- Chỉ số độ cao sóng (m): Theo nghiên cứu của T. Srinivasa Kumar, R.S. Mahendra, Shailesh Nayak, K. Radhakrishnan, and K.C. Sahu (2010): Độ cao của sóng phụ thuộc vào đặc điểm của gió chịu trách nhiệm tạo ra chúng (Ashok Kumar, Raju và Sanil Kumar, 2005). Chiều cao sóng đáng kể là chiều cao trung bình (từ đáy đến đỉnh) là 1/3 độ cao của sóng cao nhất trong khoảng thời gian 12 giờ được chỉ định. Chiều cao sóng có ý nghĩa trung bình được sử dụng ở đây như là một ủy quyền cho năng lượng sóng, điều khiển sự vận chuyển trầm tích ven biển (Usgs, 2005). Nhìn chung, độ cao của sóng được coi là phân định ranh giới dễ bị tổn thương dọc theo bờ biển. Nghiên cứu tính dễ bị tổn thương dựa trên chiều cao sóng là một bước quan trọng trong việc thiết lập hệ thống quản lý và cảnh báo nguy hiểm (Usgs, 2005) nói chung;

- Chỉ số độ dốc: Xác định theo % độ dốc. Bản thân dộ dốc không phải là một tai biến thiên nhiên. Tuy nhiên, các tai biến có thể gây ra tổn thương như thế nào còn phụ thuộc vào nhiều yếu tố tương tác với nó, trong đó có độ dốc;

- Chỉ số thủy triều: Phạm vi thủy triều được liên kết với các tai biến ngập úng vĩnh viễn. Từ quan điểm tính dễ bị tổn thương, đó là một xu hướng rõ ràng để chỉ định các khu vực ven biển có phạm vi thủy triều cao là rất dễ bị tổn thương. Quyết định này dựa trên khái niệm rằng phạm vi thủy triều lớn có liên quan đến dòng thủy triều mạnh. Rừng ngập mặn là đối tượng hệ sinh thái nằm trong đới triều nên không thể tránh khỏi các quy luật của thủy triều nơi chúng sinh sống. Vì vậy các yếu tố tai biến tự nhiên xảy ra sẽ tương tác với chỉ số về thủy triều, quyết định tính dễ bị tổn thương các loài trong rừng ngập mặn. Tính theo diện tích thủy chiều có thể xâm lấn sâu nhất vào đất liền

3.1.5. Bộ chỉ số nhân sinh

Trên cơ sở nghiên cứu của SOPAC và các nghiên cứu khác, có thể đưa ra một số chỉ số nhân sinh tác động đến tài nguyên - môi trường biển như sau:

- Chỉ số sử dụng đất nông nghiệp hữu cơ: tỷ lệ % đất nông nghiệp hữu cơ trong vùng ven biển, đảo;

- Chỉ số thuốc trừ sâu trong nông nghiệp: Tính theo tấn thuốc trừ sâu được sản xuất hoặc nhập khẩu/ 10.000 km^2 diện tích đất ven biển/ năm (trung bình 5 năm gần nhất). Tuy nhiên, đối với hệ sinh thái dưới biển không bị tác động trực tiếp nên cần nghiên cứu trực tiếp những tác động do thuốc trừ sâu liên quan đến đới ven biển của vùng nghiên cứu. Từ đó đưa ra phương pháp tính điểm phù hợp;

- Chỉ số phân bón N, P, K trong nông nghiệp: Số tấn phân bón N, P, K được sản xuất hoặc nhập khẩu/ 10.000 km^2 diện tích / năm (trung bình 5 năm qua). Nếu tính cho một quốc gia thì hoàn toàn áp dụng không phải điều chỉnh. Đối với hệ sinh thái biển cần xác định riêng cho diện tích đất ven biển và đảo;

- Chỉ số phá rừng: Tỷ lệ phá rừng nguyên sinh (% rừng bị mất mỗi năm) (trung bình 5 năm qua). Ở đây chúng ta tính cho rừng ngập mặn hoặc các khu đảo, các rừng phòng hộ ven biển;

- Chỉ số canh tác nông nghiệp cơ giới hóa, độc canh hoặc thương mại (cho thủy canh vùng biển và ven biển): Phương pháp canh tác hóa học bao gồm phân bón hóa học, kháng sinh, sử dụng thuốc trừ sâu, thuốc diệt nấm, v.v cho nuôi trồng thủy sản có thể làm tổn thương đến hệ sinh thái biển. Xác định chỉ số này bằng cách lấy: Tỷ lệ đất nông nghiệp được cơ giới hóa, độc canh và / hoặc thương mại;

- Chỉ số tàu đánh cá thương mại nội địa ven bờ: Số lượng tàu đánh cá nội địa thương mại/ 10.000 km^2 diện tích ven biển/ năm (trung bình của 5 năm qua);

- Chỉ số tàu đánh cá thương mại nội địa ngoài khơi (xa bờ): Số lượng tàu đánh cá xa bờ (khu vực) / năm (trung bình 5 năm qua);

- Chỉ số đánh bắt hủy diệt: dựa vào các phương pháp đánh bắt hủy diệt (thuốc nổ, xyanua, muro ami, rotenone) và phân theo các mức: phổ biến, đôi khi và không;

- Chỉ số hoạt động tuần tra biển và vùng biển: Tính theo số lượng tuần tra hoạt động (thuyền hoặc máy bay)/ 10.000 km^2/ năm (trung bình 5 năm qua);

- Chỉ số giám sát thủy hải sản: dựa vào các tham số đánh giá theo mức có (yes) - điểm thấp nhất và không (No) - điểm cao nhất. Do đó, chỉ số này cũng có quan hệ nghịch với mức độ tổn thương;

- Chỉ số dự trữ/bảo vệ vùng biển: Xác định theo phần trăm vùng biển được dành làm dự trữ (thuộc vùng thủy triều cao đến thềm lục địa);

- Chỉ số luật pháp: tính theo 3 mức là có luật, có dự thảo luật và không. Hai mức sau sẽ thể hiện mức tổn thương cao, trong đó mới có dự thảo luật cũng chỉ xem như bước đầu quan tâm đến giám sát môi trường, rất ít có ý nghĩa bảo vệ. Điều này rất hợp lý với việc làm luật ở Việt Nam khi chưa có hệ thống hoàn chỉnh

cũng như thói quen khai thác môi trường tự do, nhỏ lẻ v.v;

- Chỉ số đánh giá tác động môi trường: tính theo phần trăm các dự án phát triển có đánh giá tác động môi trường (ĐTM);
- Chỉ số về công viên - khu bảo tồn quốc gia: xác định bởi phần trăm diện tích dành làm khu bảo tồn - công viên quốc gia thuộc khu vực biển, đảo và ven biển;
- Chỉ số khai thác san hô: Tính theo số tấn san hô khai thác/ năm/ 10.000 km^2 của vùng ven biển (trung bình 5 năm qua);
- Chỉ số khai thác cát/sỏi ven bờ: Xác định theo số nghìn tấn của cát/ sỏi được khai thác/ năm/10.000 km^2 diện tích vùng biển (trung bình 5 năm gần nhất);
- Chỉ số vật liệu khai thác biển: số tấn của tất cả các vật liệu khai thác (quặng + chất thải) được khai thác ven biển và biển/10.000 km^2 / năm (trung bình 5 năm qua);
- Chỉ số tăng dân số nghề biển: Tỷ lệ tăng dân số nghề biển/ vùng biển đảo và ven biển hàng năm (trung bình trong 5 năm qua);
- Chỉ số tăng dân số vùng ven biển và đảo: Tính theo tỷ lệ tăng dân số vùng ven biển và đảo hàng năm (trung bình trong 5 năm qua);
- Chỉ số mật độ dân số hàng năm (Tương tự chỉ số áp lực dân số): mức độ tăng dân số trung bình trong năm hoặc mật độ dân số/km^2 khu vực ven biển, đảo như trên đã nêu;
- Chỉ số cảng biển (Vận chuyển, sản xuất tàu): Số lượng cảng vận chuyển, duy trì và / hoặc sản xuất tàu/diện tích 10.000 km^2 của vùng duyên hải/biển;
- Chỉ số xử lý nước thải thứ cấp: Giai đoạn đầu hay còn gọi là xử lý sơ cấp đặt nước thải vào ao nuôi. Giai đoạn thứ hai hay còn gọi là xử lý thứ cấp: loại bỏ vật liệu sinh học hòa tan và lơ lửng. Giai đoạn ba: Giai đoạn làm sạch thêm nước thải lần cuối cùng, nước sẽ được thải vào môi trường nhạy cảm. Chỉ số này tính theo phần trăm dân số ven biển và đảo có xử lý nước thải thứ cấp ít nhất;
- Chỉ số nhu cầu du lịch: số lượng khách du lịch với số ngày du lịch trung bình trong một năm (365 ngày) trong phạm vi 100km^2 theo giai đoạn 5 năm liên tục tại thời điểm đang xác định, số khách du lịch x trung bình số ngày ở trong năm/365 ngày (tính trung bình trong 5 năm đến thời điểm hiện tại);
- Chỉ số đánh bắt quá mức: Phần trăm trữ lượng thủy sản bị đánh bắt quá mức;
- Chỉ số diện tích ảnh hưởng do khai thác mỏ: Phần trăm tổng diện tích đáy biển bị ảnh hưởng bởi khai thác mỏ của khu vực nghiên cứu;
- Chỉ số giáo dục: Tính theo tỷ lệ % người biết chữ;
- Chỉ số về tính linh hoạt trong thích ứng: Tuổi thọ trung bình và Chỉ số bất bình đẳng (GINI), chỉ số GINI là thước đo bất bình đẳng thu nhập, cũng được sử dụng như một thước đo gián tiếp cho tính linh hoạt của khu vực và tính trung bình theo giai đoạn nhất định. Theo SOPAC, tính tổn thương môi trường chung cho một quốc gia, liên quốc gia (liên khu vực) theo phạm vi rộng thì chỉ lấy tuổi thọ trung bình làm một chỉ số. Do đó, đối với môi trường biển, chúng ta có thể sử dụng chỉ số về tuổi thọ trung bình hoặc dùng thêm cả chỉ số GINI tùy theo mức độ số liệu. Nhưng theo chúng tôi nên sử dụng cả hai. Vì chỉ số GINI đang là xu hướng của thế giới, đánh giá trong nhiều lĩnh vực vì mục tiêu phát triển con người nói chung hay kinh tế - xã hội. Hai chỉ số phụ nêu trên là nguồn số liệu được các quốc gia quan tâm, đánh giá thường xuyên nên khả năng thu thập dữ liệu đầu vào cũng khá đơn giản;
- Chỉ số tổ chức xã hội: Chỉ số tổ chức xã hội được đo bằng *Chỉ số hiệu quả của chính phủ (GEI)* ở mỗi vùng ven biển hay của chính phủ (tính cho một nước). Hiệu quả của chính phủ được Ngân hang thế giới xác định;
- Chỉ số ô nhiễm biển: Tính theo lượng nước thải công nghiệp đổ ra biển trên một đơn vị bờ biển;
- Chỉ số tài sản: Gồm các chỉ số phụ sau: Tài sản tài chính; tài sản tự nhiên. Tài sản tài chính được tính bằng GDP bình quân đầu người của các vùng ven biển, tài sản tự nhiên được thể hiện bằng cách sử dụng diện tích biển liền kề chia cho đầu người ở mỗi vùng ven biển (Bình quân diện tích cho đầu người vùng nghiên cứu), những dữ liệu này được lấy từ Niên giám thống kê;
- Chỉ số nghèo đói (Tính tỷ lệ nghèo đói các khu vực ven biển, đảo so với tổng số dân vùng nghiên cứu);
- Chỉ số nguồn gây ô nhiễm đầu vào (Chỉ số mức độ ô nhiễm): Chỉ số này được đánh giá bằng mức độ gây ô nhiễm so với tiêu chuẩn môi trường, như vậy chỉ số này khác với chỉ số ô nhiễm biển bởi mức độ gây ô nhiễm theo các tiêu chuẩn quy định.

3.2. Áp dụng phương pháp định lượng hóa các chỉ số tính dễ bị tổn thương môi trường biển Việt Nam

Qua đánh giá các phương pháp xác định tính dễ bị tổn thương của SOPAC, USAID, IPCC, UNDP, Shannon v.v cho thấy: phương pháp chuẩn hóa điểm của UNDP (2006) và tính trọng số Entropy của Shanon được kết hợp và vận dụng linh hoạt để đạt được hiệu quả ứng dụng trong đánh giá tính dễ bị tổn thương biển nói chung (rất nhiều tiêu chí, chỉ số được áp dụng đơn giản). Chuẩn hóa điểm theo UNDP (2006) được thực hiện đơn giản, phạm vi ứng dụng linh hoạt, áp dụng cho mọi chỉ số và nhiều người ứng dụng nhất.

Trước khi tính trọng số Entropy cũng sử dụng phương pháp tính điểm này như công thức dưới đây:

$$y_{ij} = \frac{x_{ij} - \underset{i}{Min}\{x_{ij}\}}{\underset{i}{Max}\{x_{ij}\} - \underset{i}{Min}\{x_{ij}\}} \quad (1)$$

Trong đó: y_{ij} dao động từ 0 - 1; x_{ij} - Chỉ số thành phần j (ví dụ lượng mưa) của vùng I

Công thức tính trọng số Entropy của Shannon (sau khi đã tính điểm theo UNDP nêu trên):

Thứ nhất, chuẩn hóa điểm các chỉ số:

$$f_{ij} = \frac{y_{ij}}{\sum_{i=1}^{m} y_{ij}} \quad (2)$$

Trong đó: j- chỉ số, i giá trị của chỉ số.

Thứ 2, tính chỉ số Entropy của chỉ số thứ j:

$$H_i = -k\sum_{i=1}^{m} f_{ij} \ln f_{ij} \quad (3)$$

Trong đó: $k = \frac{1}{\ln m}$

Thứ 3, tính hệ số riêng của chỉ số thứ j:

$$g_i = 1-H_i \quad (4)$$

Cuối cùng, tính trọng số Entropy:

$$w_i = \frac{1-H_i}{\sum_{i=1}^{m}(1-H_i)} \quad (5)$$

4. Kết luận

Bộ chỉ số (65 chỉ số) đánh giá tính dễ bị tổn thương môi trường biển Việt Nam được hệ thống hóa đầy đủ cả yếu tố vật lý và kinh tế - xã hội, mang tính đa chiều, có tính giai đoạn cụ thể, được định lượng hóa từ các tiêu chí mà thế giới đã áp dụng. So với các công trình trước đây của Việt Nam, bộ chỉ số này toàn diện hơn cho phạm vi rộng lớn, đơn giản nhưng liên ngành vì thế chúng cũng có tính thực tiễn cao khi nguồn giữ liệu thu thập hoặc điều tra trực tiếp chuẩn.

Tương ứng với bộ chỉ số này, việc kế thừa, sử dụng phương pháp chuẩn hóa điểm của UNDP (2006), kết hợp tính trọng số Entropy đều mang tính mở (linh hoạt) nhưng vẫn xác định được yếu tố quan trọng và kế thừa được vai trò của các chuyên gia ngay từ khi xây dựng các chỉ số. Ở đây, nếu chỉ dùng nguyên phương pháp của UNDP sẽ lược bỏ thuộc tính các yếu tố. Khi sử dụng kết hợp với trọng số Entropy để khắc phục hạn chế này và sử dụng được bất kỳ chỉ số nào khi cần bổ sung cũng như nghiên cứu chuyên sâu cho phạm vi hẹp (vùng nhỏ, theo ngành nghề).

Bài báo được thực hiện trên cơ sở kết quả nghiên cứu của đề tài: "Nghiên cứu cơ sở khoa học xây dựng quy định nội dung, phương pháp, quy trình, tiêu chí đánh giá mức độ tổn thương tài nguyên - môi trường biển (Áp dụng thử nghiệm cho một vùng trọng điểm). Mã số: TNMT.2017.06.04 do ThS Nguyễn Thạch Đăng làm chủ nhiệm.

Lời cám ơn: Tập thể tác giả xin trân trọng cảm ơn Tổng cục Biển và Hải đảo Việt Nam đã tạo điều kiện trong quá trình hoàn thiện bài báo này

Tài liệu tham khảo

Alves, T.M.; Kokinou, E.; Zodiatis, G, 2015. Modelling of oil spills in confined maritime basins: The casefor early response in the Eastern Mediterranean Sea. *Environ. Pollut. 2015, 206, 390-399.*

Daniel Kaufmann, 2010. The Worldwide Governance Indicators: Methodology and Analytical Issues. www.govindicators.org.

Francesca De Serio, Elvira Armenio, Michele Mossa and Antonio Felice Petrillo, 2018. How to Define Priorities in Coastal Vulnerability Assessment. Geosciences 2018, 8(11), 415; https://doi.org/10.3390/geosciences8110415.

United States Agency for International Development (USAID) Philippines, 2013. Vulnerability Assessment Tools for Coastal Ecosystems: A Guidebook**.** *The Marine Science Institute University of the*

Philippines mcquibilan@gmail.com

Qi Chen, Weiteng Shen 1 ssand Bing Yu, 2018. Assessing the Vulnerability of Marine Fisheries in China: Towards an Inter-Provincial Perspective. *Sustainability 2018, 10, 4302*.

Saaty, T.L, 1997. A scaling method for priorities in hierarchical structures. J. Math. Psychol. 15, 234-281. [Google Scholar] [CrossRef]

Saaty, T.L.; Vargas, L.G. Prediction, Projection, and Forecasting: Applications of the Analytic Hierarchy Process in Economics, Finance, Politics, Games, and Sport; Springer Netherlands: Heidelberg, Germany, 1991. [Google Scholar]

SOPAC, 2004. Environmental Vulnerability Index. SOPAC technical Report 2004. *South Pacific Applied Geoscience Commission*.

C. E. Shannon, 1948. A Mathematical Theory of Communication. *The Bell System Technical Journal, Vol. 27, pp. 379-423, 623-656*.

Short, F.T., Neckles, H.A., 1999. The effects of global climate change on seagrasses. *Aquat. Bot., 63: 169-196*.

Thieler, E.R. Hammar-Klose, E.S., 2018. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast; U.S. Geological Survey, Open-File Report; 1999. *Available online: https://pubs.usgs.gov/of/1999/of99-593 (accessed on 20 September 2018)*.

Word Bank Group, 2017. Environmental, health, and safety guidelines ports, harbors, and terminals.

Agency for International Development (USAID) (2009). Adapting to Coastal Climate Change: A Guidebook for Development Planners.

World Development Indicators, 2005, The World Bank.

ABSTRACT

Systemization of indicators and methods for determining the marine environment vulnerability in Vietnam

Nguyen Van Niem[1,*], Nguyen Thach Dang[2], Nguyen Minh Trung[2], Tring Thanh Trung[2], Nguyen Huu Toi[2], Do Duc Nguyen[1], Pham Nguyen Ha Vu[3], Tong Thi Thu Ha[1]

[1] *Vietnam Institute of Sciences and Mineral Resources*

[2] *Vietnam Administration of Seas and Islands*

[3] *VHU Univesity of Science*

Studying a set of indicators and methods to identify marine environment vulnerability will contribute to the management and marine spatial socio-economic development planning, which has been universally applied by the world. In Vietnam, there has been a lot of research in the present time, however, there is not yet a systematic set of indicators and a comprehensive method of vulnerability assessment for Vietnam's marine environment. This study has synthesized and provided appropriate and integrated indicators as a basis for calculating vulnerability to marine environment in Vietnam. The set of indicators includes: 8 "internal" indicators; 12 indicators on climate change and related; 7 indicators on meteorology; 5 indicators of geological processes; 33 indicators on human. The method of determining marine environmental vulnerability was applied in combination with the equations of UNDP (2006) and Entropy weight, developing multivariate relationships, reflecting the most objective reality today.

Keywords: Indicator; Entropy weight.

HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC KHOA HỌC TRÁI ĐẤT
VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG (ERSD 2020)

Phương pháp địa chất trong địa nghiên cứu địa nhiệt

Hoàng Đình Quế[1,*], Bùi Vinh Hậu[1]
Bộ môn Địa chất, Trường Đại học Mỏ - Địa chất

TÓM TẮT

Địa chất là phương pháp truyền thống quan trọng trong tìm kiếm, thăm dò, và đánh giá các nguồn địa nhiệt. Để hiểu rõ được quy luật phân bố của hệ thống địa nhiệt, các phương pháp địa chất phải là các nghiên cứu tiên phong giúp làm sáng tỏ bối cảnh địa chất và kiến tạo khu vực dự án. Sự hiểu biết yếu tố địa chất rất quan trọng trong việc đánh giá tiềm năng nhiệt thông qua xác định được các cấu trúc địa chất phức tạp như các hệ thống đứt gãy vàhệ thống khe nứt đóng vai trò là kênh lưu thông, vận chuyển vật chất từ dưới sâu đi lên hoặc từ trên đi xuống trong các hệ thống địa nhiệt. Các đơn vị thạch học và địa tầng đóng vai trò vừa là bồn lưu trữ dung dịch nhiệt dịch và đồng thời cho phép chất lỏng hoặc khí di chuyển qua như một loại kênh dẫn tự nhiên cũng như có thể là đới ngăn cản vật chất và năng lượng truyền qua như là một đới mũ chùm kín lên hệ thống địa nhiệt. Sự tăng giảm nhiệt độ và áp suất của dung dịch nhiệt dịch hay tương tác đá với dung dịch tạo ra biến đổi nhiệt dịch bề mặt cho phép xác định nguồn địa nhiệt bên dưới. Sự kết hợp các tài liệu địa chất có sẵn với đo vẽ và khảo sát địa chất, và các dữ liệu khoan có trước cho phép xây dựng mặt cắt địa chất hai chiều và mô hình ba chiều có thể định dạng cấu trúc bồn địa nhiệt giúp quyết định áp dụng kỹ thuật và phương pháp khảo sát, thăm dò và khai thác phù hợp nguồn tài nguyên địa nhiệt.

Từ khóa: Nhiệt dịch ; địa chất ; biến đổi nhiệt dịch ; địa nhiệt kế khoáng vật; thạch học và địa tầng.

1. Tổng quan

Nguồn địa nhiệt là một phần của toàn bộ hệ thống địa chất bao gồm các yếu tố địa chất như, thạch học, địa tầng, đứt gãy, khe nứt, trường ứng suất, cơ chế biến dạng của đá, thành đá, hóa học chất lỏng, địa hóa, có vai trò khống chế chủ đạo các thông số như tính thấm, độ lỗ hổng, dòng nhiệt dịch, sự phân bố dòng nhiệt dịch theo chiều đứng và nằm ngang, và toàn bộ hành vi của bồn địa nhiệt (Moeck., 2014). Hơn nữa, nghiên cứu địa chất cho thấy các yếu tố địa chất như cấu trúc đứt gãy, thạch học và địa tầng thông qua đo đạc và thành lập các bản đồ địa chất đóng vai trò rất quan trọng trong việc định dạng hệ thống cấu trúc bồn địa nhiệt và quyết định việc áp dụng kỹ thuật và phương pháp khảo sát, thăm dò và khai thác phù hợp nguồn tài nguyên địa nhiệt (Philipp và nnk., 2007, Siler và nnk., 2019). Các hoạt động địa nhiệt thường dẫn tới sự biến đổi không chỉ thành phần hóa học của dung dịch nhiệt dịch, mà còn gây sự biến đổi của các đá vây quanh nơi dung dịch nhiệt dịch di chuyển qua dẫn tới thành tạo những tổ hợp khoáng vật biến đổi điển hình của từng kiểu hệ thống nhiệt dịch đặc trưng khác nhau tương ứng với bối cảnh địa chất và kiến tạo đặc trưng nhất định (Browne, 1978; Glassley, 2010; Lawless, 1988; Browne, 1989). Việc xác định trực tiếp hoặc gián tiếp biểu hiện bề mặt hoặc trong mẫu lõi khoan cho phép ước lượng tiềm năng nhiệt cũng như xác định được có hay không sự tồn tại của hệ thống địa nhiệt hoạt động hay đã dừng. Trong nghiên cứu này, chúng tôi tổng hợp các phương pháp địa chất phổ biến nhất trong nghiên cứu địa nhiệt giúp định hướng cho công tác tìm kiếm và thăm dò ra các nguồn địa nhiệt có giá trị kinh tế.

2. Các phương pháp địa chất trong nghiên cứu địa nhiệt

2.1. Đo vẽ địa chất và xác định kiểu hệ thống nguồn địa nhiệt

Các nghiên cứu địa chất bao gồm cả công tác thực địa có thể được thực hiện ở cả mức độ khu vực và địa phương trên cơ sở các tài liệu địa chất có sẵn. Các nghiên cứu địa chất nguyên thủy tập trung vào việc tìm hiểu tổng thể về địa chất của khu vực dự án và xác định các khu vực tiềm năng nhất cho việc thăm dò chi tiết hơn. Mục tiêu cụ thể của nghiên cứu nguyên địa chất nguyên thủy này là tìm hiểu các kênh dẫn đưa dung dịch nhiệt dịch từ nguồn dưới sâu đi lên cũng như đánh giá sơ bộ tiềm năng của hệ thống địa nhiệt có thể được khai thác đem lại giá trị kinh tế để sản xuất năng lượng địa nhiệt.

Ngoài ra, nghiên cứu địa chất cần đánh giá về tính đúng đắn và sự phù hợp của các bản đồ và mặt cắt

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: hoangdinhque@humg.edu.vn

hiện có bằng cách so sánh chúng với các quan sát thực địa. Khi bản đồ hiện tại là đủ chất lượng, nhưng các mặt cắt vẫn chưa được thiết lập cho khu vực dự án thì cần phải hoàn thiện. Trong trường hợp, bản đồ và mặt cắt hiện tại không đủ chất lượng, thì việc thực hiện đo vẽ thành lập bản đồ địa chất mới là cần thiết. Trong cả hai trường hợp, việc xây dựng nhiều mặt cắt qua khu vực dự án để trình bày và đánh giá cấu trúc ba chiều dưới bề mặt cần phải được thực hiện. Dữ liệu từ các giếng hiện tại cũng có thể hữu ích trong việc cung cấp dữ liệu để khống chế cấu trúc dưới bề mặt. Trong nhiều trường hợp, các nhà thăm dò thấy rằng bản đồ địa chất hiện tại có chất lượng tốt, nhưng cần có bản đồ bổ sung tập trung vào các khu vực và các vấn đề liên quan đặc biệt đến thăm dò địa nhiệt.

Việc xác định nguồn địa nhiệt của hệ thống địa nhiệt có thể xác định được trực tiếp hoặc được suy ra. Nguồn địa nhiệt có thể liên quan trực tiếp hoặc gián tiếp tới các hoạt động magma hoặc khu vực có dòng nhiệt cao. Các hoạt động núi lửa felsic thường được liên quan với các lò magma nông có thể là nguồn nhiệt cho các hệ thống địa nhiệt, trong khi đó núi lửa mafic có xu hướng được bắt nguồn từ các lò magma sâu hơn, ít có khả năng truyền tới hệ thống địa nhiệt nông (Elders et al., 1984). Các loại đá lửa tuổi Pliocen hoặc tuổi trẻ hơn (<5 triệu năm tuổi) là đối tượng đáng quan tâm nhất. Vì chúng hầu như có mối liên hệ với các lò magma mà nhiệt vẫn đang thoát ra đáng kể.

2.2. Xác định biến đổi nhiệt dịch

Sự biến đối nhiệt dịch của đá liên quan tới sự thay đổi khoáng vật, kiến trúc, và thành phần hóa học của đá thường là kết quả của sự thay đổi nhiệt độ (và áp suất) và thành phần hóa học của môi trường do sự tương tác của đá với nước nóng, hơi hoặc khí của hệ thống địa nhiệt. Sự biến đổi nhiệt dịch này có thể quan sát trực tiếp được ở nơi nước nóng xuất lộ ra hoặc gián tiếp thông qua mẫu thu thập được từ lỗ hoặc giếng khoan. Một số khu vực mà thiếu các biểu hiện địa nhiệt tích cực bề mặt, nhưng sự hiện diện trước đó của chúng có thể chỉ ra những bằng chứng về sự tồn tại của nguồn địa nhiệt. Các dấu hiệu của các khu vực hoạt động suối nước nóng trước đây bao gồm sự kết tủa hoặc trầm tích suối nước nóng (sinter, travertine, v.v.), các khu vực bị phủ trắng do biến đổi nhiệt dịch, và xi măng silic hóa của các kết tủa nông, tất cả đều là biểu hiện nước nóng đã chảy qua khu vực (Browne, 1989).

Các khoáng vật biến đổi trong hệ thống địa nhiệt một phần nào đó phản ánh sự phụ thuộc hoặc ảnh hưởng của nhiệt độ và thành phần hóa học của dung dịch địa nhiệt, cũng như thành phần của đá vây quanh. Khi dung dịch địa nhiệt mất nhiệt, nguội đi và di chuyển xa nguồn nhiệt, các khoáng vật hòa tan sẽ bắt đầu kết tủa. Trong một vài trường hợp, xung quanh vị trí xuất lộ bề mặt (suối nước nóng, họng phun, và hố phụt) hình thành các tích tụ khoáng, chẳng hạn như: 1) các loại sinter silic (tích tụ của các loại khoáng vật silica khác nhau) với dung dịch nhiệt độ cao (>176^{o}C); 2) travectin (thành phần chính là $CaCO_3$) khi nhiệt độ dung dịch địa nhiệt thấp hơn; 3) borat, sulfat và clorua (Glassley, 2010) dung dịch địa nhiệt bị nguội trước khi di chuyển được tới bề mặt hoặc không có khả năng di chuyển tới được bề mặt do xuất hiện các dòng thấm ngang ở các tầng chứa nước sâu hơn hoặc sự có mặt của các lớp đá không thấm nước (Hình 1).

Hình 1. Các tích tụ khoáng biến đổi tại trường địa nhiệt Coso (California, Hoa Kỳ). (Eneva, 2010)

Một số loại khoáng hóa thường liên quan đến các hệ thống nhiệt dịch, bao gồm các kết tủa/lắng đọng lưu huỳnh (S), thủy ngân (Hg), vàng (Au), bạc (Ag) và antimon (Sb). Sự hiện diện của các kết tủa/lắng đọng như vậy có thể chỉ ra sự tồn tại tiềm năng của một hệ thống địa nhiệt, bởi vì sự tuần hoàn của dung dịch địa nhiệt tập trung các khoáng chất này có thể thành các mỏ có giá trị kinh tế. Do đó, bất kỳ sự xuất lộ hoặc biểu hiện khoáng hóa như vậy nên được quan tâm và đo vẽ chi tiết. Mặc dù sự tích tụ của các khoáng chất này đôi khi có liên hệ với các hệ thống địa nhiệt tích cực, nhưng cũng cần chú ý rằng không phải bất kỳ mỏ khoáng nào như vậy đều là dấu hiệu của các hệ thống địa nhiệt tích cực. Bởi vì các mỏ trên bề mặt này có thường là biểu hiện của hệ thống địa nhiệt đã tắt trong thời gian dài, trong khi các mục tiêu khai thác

hấp dẫn tiềm năng có giá trị kinh tế là các hệ thống địa nhiệt hoạt động (Lawless, 1988; Browne , 1989).

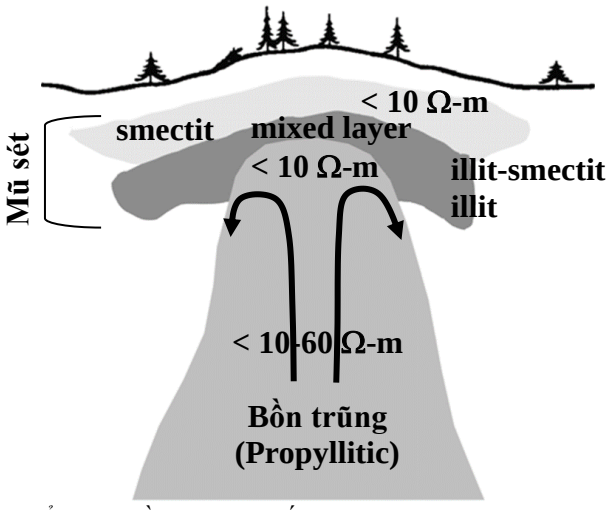
Ngoài việc tích tụ tạo ra một số khoáng sản kinh tế nhất định, dung dịch địa nhiệt còn gây biến đổi các đá nơi chúng đi qua, cũng như làm thay đổi hàm lượng khoáng chất của chúng. Kết quả phổ biến nhất là tương tác giữa đá và dung dịch hình thành khoáng vật sét (Browne, 1978). Các khoáng vật sét này đôi khi có nhiều màu sắc nhưng cũng có thể chỉ là màu trắng hoặc xám trắng. Những đới biến đổi đất sét này là một trong những dấu hiệu nổi bật nhất của hệ thống địa nhiệt. Tuy nhiên, tương tự như với các mỏ khoáng được mô tả ở trên, các đới biến đổi này có thể là kết quả của hoạt động cổ xưa hơn là hoạt động hiện tại. Trong một số khu vực địa nhiệt, việc đo vẽ cẩn thận các loại và kiểu biến đổi này sẽ cung cấp cái nhìn sâu sắc về lịch sử hoạt động nhiệt của khu vực.

2.3. Nhiệt kế địa hóa khoáng vật

Trong hệ thống địa nhiệt, một số khoáng vật sét được thành tạo trong điều kiện địa chất, nhiệt độ và pH nhất định và do vậy chúng được sử dụng như là nhiệt kế địa nhiệt khoáng (Browne, 1993). Các mẫu bề mặt được thu thập có thể cung cấp nhiều dữ liệu hữu ích và được bổ sung bằng dữ liệu từ lõi khoan trong trường hợp thích hợp.

Sét là khoáng chất aluminosilicate (nhôm silic) ngậm nước, có cấu trúc nhạy cảm với những thay đổi cả về nhiệt độ và môi trường địa hóa. Sự thay đổi các yếu tố nhiệt độ và pH hoặc tương tác với đất đá hoặc nước mặt trong quá trình di chuyển của dòng nhiệt dịch thường dẫn tới tạo thành các khoáng vật sét, zeolit và calci silicat. Chúng có kích thước hạt rất nhỏ cỡ nano mét và do đó thành phần của chúng có thể thay đổi nhanh chóng để duy trì trạng thái cân bằng hóa học với môi trường trực tiếp của chúng. Trong nghiên cứu về sự biến đổi nhiệt dịch, khoáng vật sét được sử dụng rộng rãi như là nhiệt kế địa nhiệt khoáng vật nhạy cảm và là dấu hiệu cho sự thay đổi trong môi trường hóa học.

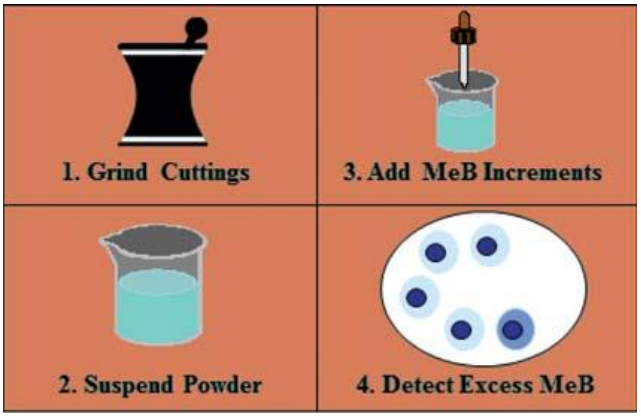
Ví dụ, các khoáng sét như kaolinit, dickit, pyrophyllit và diaspore bền vững trong điều kiện axit, có thể liên quan với sự biến đổi axit trên các đới dòng chảy lên, dọc theo các đứt gãy hoặc trong bồn chứa. Các khoáng vật sét như smectit (đôi khi được gọi là montmorillonit), chlorite và illite bền vững trong môi trường trung tính (pH=7) cho thấy sự biến đổi từ từ theo nhiệt độ. Thật vậy, Harvey và Browne (1991) đã nghiên cứu quá trình chuyển biến từ smectite qua một lớp hỗn hợp illit-smectit rộng rãi hơn ở Wairakei so với những nơi khác (Harvey và Browne, 2000) và họ tìm thấy quy luật như sau. Smitit ổn định đến khoảng 70°C, trên nhiệt độ này chúng bắt đầu chuyển biến qua một loạt sét khác có cấu trúc lớp hỗn hợp theo hướng illit hoặc chlorit. Trong một số hệ thống địa nhiệt, smectit có thể tồn tại ở nhiệt độ cao hơn, có lẽ do không có khả năng tương tác đá-nước để đạt đến trạng thái cân bằng trong các điều kiện tính thấm thấp có thể dẫn đến trương nở sét. Các lớp illit-smitit hoặc chlorit-smitit xen kẹp thường bền vững trong khoảng 70°C-210°C. Độ kết tinh của sét tăng khi tăng nhiệt độ (T). Illite bở rời bền vững trên ~ 210°C. Trong một số hệ thống địa nhiệt ở điều kiện bazơ hơn, đã tìm thấy sự biến đổi thành phần chlorit phụ thuộc vào nhiệt độ. Đối với zeolit và calci silicat, đã được tìm thấy quy luật biến đổi như sau; mordenit bền vững ở nhiệt độ 120°C, laumontit (bền vững ở 120°C - 210°C), wairakit (bền vững ở 210°C - >300°C), epidot bền vững trên 250°C, Ca-garnet bền vững trên ~ 290°C, prehnit bền vững trên ~ 220°C, và actinolit bền vững trên ~ 290°C.



Hình 2. Đới biến đổi sét điển hình nằm trên hệ thống nhiệt dịch nhiệt độ cao hoạt động (Johnston và nnk, 1992)

Hình 2 là một sơ đồ minh họa một đới sét biến đổi điển hình trên một hệ thống địa nhiệt nhiệt độ cao.

Có một lợi thế rõ ràng trong thăm dò nhiệt kế địa nhiệt có thể phân biệt giữa lớp smectit và lớp smectit-illit hỗn hợp. Do kích thước hạt rất nhỏ của chúng cho nên đến tận khi phân tích nhiễu xạ tia X (X-ray diffraction) được phát triển vào những năm 1930, cấu trúc của khoáng sét mới được hiểu rõ. Ngày nay hầu hết các phòng thí nghiệm phân tích liên quan đến thăm dò địa nhiệt đều có thiết bị nhiễu xạ tia X. Tuy nhiên, vì các phòng thí nghiệm nhiễu xạ tia X thường ở xa các địa điểm thăm dò, nên thường có sự chậm trễ trong việc luận giải do phải mất thời gian vận chuyển các mẫu từ thực địa đến phòng thí nghiệm. Trong những năm 1990, Harvey et al. (2000) đã phát triển một công cụ địa chất giàn khoan khắc phục một phần vấn đề này bằng cách cho phép xác định sự hiện diện của sét smectite bằng việc sử dụng thuốc nhuộm hóa học cụ thể (methylen xanh). Hình 3 mô phỏng phương pháp luận, Gunderson và nnk (2000) đã sử dụng thành công kỹ thuật methylen xanh ở Indonesia cho dữ liệu điện trở suất mặt đất.



Hình 3. Phương pháp luận sử dụng trong phân tích sự tồn tại của sét smectit trương nở trong mẫu mùn khoan (Harvey và nnk, 2000)

2.4 Thạch học và địa tầng

Trình tự địa tầng trong khu vực nào đó cho phép hiểu rõ hơn về quy luật phân bố của các loại thạch học khác nhau (Rosenberg và nnk, 2009). Ở những khu vực có đứt gãy thuận lớn lộ trên đồi và núi có thể cung cấp manh mối cho những gì nằm dưới bề mặt trong thung lũng liền kề. Tuy nhiên, các dữ liệu khoan có sẵn từ bất kỳ giếng sâu nào hoặc cần thiết tiến hành khoan trong khu vực dự án để kiểm nghiệm sự tồn tại dù có hay không các phân vị và trình tự địa tầng địa tầng là cần thiết (Sepulveda và nnk., 2012).

Việc xác định các đơn vị thạch học và địa tầng còn cung cấp thông tin về khả năng thấm của đá. Đây là điều là tiêu chí quan trọng hàng đầu của bất cứ dự án địa nhiệt nào khi nhắm mục tiêu tới việc khoan giếng. Các đơn vị thạch học nhất định có tiềm năng lớn hơn là đá bồn chứa. Các đơn vị thạch học như vậy có thể có tính thấm nguyên thủy cao và/hoặc tính thấm thứ cấp. Đá có độ thấm nguyên thủy cao bao gồm đá cát kết, đá vôi, đá thạch anh, đá hoa, gneiss, dòng dung nham, dòng chảy breccia (dăm) và pyroclastic (vụn). Sự hiện diện của các đơn vị đá giòn có thể duy trì các khe nứt và khi bị biến dạng có thể cung cấp không gian để tăng tính thấm mà khe nứt đóng vai trò khống chế (thứ cấp), có thể cung cấp đường dẫn chính cho dung dịch nhiệt dịch.

Các đá hoặc đới đá tiềm năng (ít thấm và ít chứa) rất quan trọng để xác định (Facca và Tonani, 1967). Đây là những đơn vị có độ thấm thấp như đất sét, bùn, đá phiến sét, đá phiến, bột kết và các loại đá khác. Do đó, sự phân bố của các loại đá có tính thấm thấp và tính thấm cao có thể xác định đường dẫn của dòng dung dịch dẫn đến một bồn chứa địa nhiệt với kích thước hoặc hình dạng cụ thể. Ngoài ra, sự biến đổi argillic hóa (một loại biến đổi sét hóa) liên quan đến sét hoặc khoáng vật sét và/hoặc silic hóa của các đơn vị thạch học hiện có liên quan đến một hệ thống địa nhiệt hoạt động và có thể tạo ra một mũ ít thấm bên trên một bồn chứa địa nhiệt hoặc đới ít thấm ở rìa của hệ thống.

2.5. Cấu trúc và kiến tạo

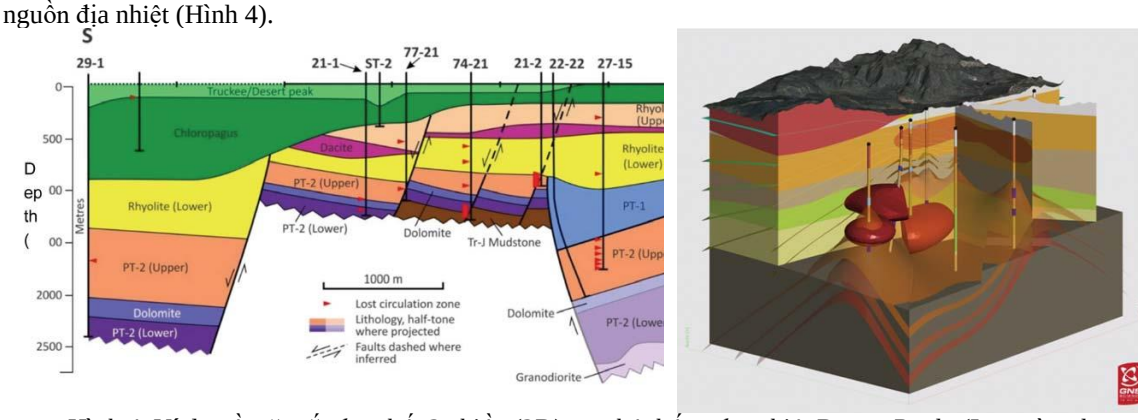
Các cấu trúc địa chất đóng vai trò định hình hình dạng hệ thống địa nhiệt và cấu trúc khống chế sự di chuyển của dòng nhiệt dịch. Việc phân tích cấu trúc địa chất khu vực cho phép hiểu được bối cảnh địa chất của khu vực dự án. Các đặc điểm căng giãn phạm vi lớn chẳng hạn như địa hào hoặc nhân phức hệ biến chất hoặc bất kỳ đặc điểm cấu trúc nào khác dẫn đến hoặc là kết quả của việc làm mỏng vỏ cần được quan tâm đặc biệt. Ngoài ra, vị trí, hướng và phân bố của các đới đứt gãy sâu mang tính khu vực rất quan trọng, bởi vì các đứt gãy này có thể đóng nhiều vai trò trong hệ thống địa nhiệt, từ các họng dung dịch đến các rào cản đến dòng chảy dung dịch cũng như tạo ra hoặc tăng cường tính thấm thứ cấp (Blewitt và nnk.,

2003).

Cấu trúc địa chất địa phương có tầm quan trọng cao trong bất kỳ dự án địa nhiệt nào. Các hệ thống địa nhiệt thường được liên kết với các mức cao cấu trúc và trong nhiều trường hợp, các đơn vị chúi xuống có thể truyền dung dịch địa nhiệt từ dưới sâu qua khoảng cách đáng kể (ví dụ, nguồn hoặc bồn chứa có thể được bù đắp theo hướng ngang từ các biểu hiện bề mặt). Để phát triển một mô hình khái niệm toàn diện, các thông số về độ sâu, hướng, và độ dày của các phân vị bồn chứa tiềm năng và các phân vị có tính thấm thấp hơn cần được hiểu một cách thấu đáo. Điều quan trọng không kém là phải hiểu các yếu tố cấu trúc chẳng hạn vị trí, phương và hướng của cấu tạo trượt dọc theo cả hai cấu trúc khu vực (ví dụ: các đứt gãy là ranh giới địa hào) và các cấu trúc địa phương (ví dụ: các đứt gãy xuyên cắt).

2.6. Thành lập mặt cắt 2 chiều và 3 chiều

Trong khu vực thăm dò địa nhiệt, khi ngày càng có nhiều dữ liệu dưới bề mặt được thu thập từ các hoạt động thăm dò đang triển khai, có thể phát triển các mặt cắt hai chiều (2D) hoặc tổng hợp cả yếu tố cấu trúc và địa tầng để thành lập mô hình 3 chiều (3D) để minh họa khung địa tầng và cấu trúc cơ bản của hệ thống nguồn địa nhiệt (Hình 4).



Hình 4. Ví dụ về mặt cắt địa chất 2 chiều (2D) qua hệ thống địa nhiệt Desert Peak. (Lutz và nnk., 2009) và mặt cắt địa chất 3 chiều (3D) qua hệ thống địa nhiệt. Nguồn: GNS Science New Zealand.

Các mô hình 3D đã được minh chứng là cực kỳ hữu ích để xác định đối tượng tốt và trực quan hóa cấu trúc và địa tầng (Milicich et al., 2010). Các mô hình tinh vi/công phu như vậy chỉ có thể được phát triển sau khi một số giếng đã được khoan.

3. Kết luận

Địa chất luôn là phương pháp truyền thống quan trọng, hữu ích và tiết kiệm kinh phí nhất trong bất kỳ một dự án thăm dò hoặc phát triển địa nhiệt nào. Việc áp dụng tổ hợp các phương pháp địa chất từ đo vẽ địa chất xác định kiểu nguồn, xác định đới biến đổi nhiệt dịch để xác định nguồn, xác định nhiệt độ hệ thống địa nhiệt bằng nhiệt kế địa nhiệt, xác định tính thấm bằng nghiên cứu thạch học và địa tầng, xác định kênh dẫn dung dịch nhiệt dịch thông qua nghiên cứu yếu tố cấu trúc đứt gãy, khe nứt và uốn nếp, và cuối cùng là kết hợp các thạch học và địa tầng với cấu trúc để xây dựng mặt cắt hai chiều và ba chiều cho phép xác định nhiều thông tin quan trọng của toàn bộ hệ thống địa nhiệt. Các phương pháp địa chất này kết hợp với phương pháp viễn thám, địa hóa, địa vật lý cho phép xây dựng mô hình khái niệm và góp phần bổ sung điều kiện tiên quyết cho phép tiến hành khoan thử nghiệm ở pha khoan thăm dò tiếp theo.

Lời cảm ơn

Chúng tôi xin gửi lời cảm ơn tới tất cả thành viên của Bộ môn Địa chất cho những đóng góp về mặt ý tưởng, thảo luận thú vị và hoàn thiện bài báo này. Nghiên cứu này được tài trợ bởi đề tài cơ sở mã số T19-40 của Trường Đại học Mỏ - Địa chất.

Tài liệu tham khảo

Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Ann. *Review Earth and Planetary Science*. 6: 229-250.

Browne, P. R., 1993. Application of mineralogical methods to assess the thermal stabilities of geothermal reservoirs. *In 18th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, SGP-TR-145 (pp. 73-78).

Browne, P. R. L., 1989. Contrasting alteration styles of andesitic and rhyolitic rocks in geothermal fi elds of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *In Proceeding of 11th New Zealand Geothermal Workshop 1989* (pp. 111-116).

Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E., and Schiffman, P., 1984. Hydrothermal fl ow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico, *Geothermics*, Volume 13, Issues 1-2, Pages 27-47.

Eneva, M., 2010. Geothermal Exploration in Eastern California Using ASTER Thermal Infrared Data, *California Energy Commission, PIER Program*, CEC - 500 - 2012 - 005

Glassley, W. E., 2010. Geothermal Energy: *Renewable Energy and the Environment, CRC Press.*

Lawless, J. V., 1988. Punctuated equilibrium and paleohydrology. *In Proceedings of the 10th Annual Geothermal Workshop*, Auckland University: 165 (Vol. 171).

Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37: 867-882.

Harvey, C.C. and Browne, P.R.L., 1991. Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, *New Zealand, Clay and Clay Minerals*, 39: 614-621.

Harvey, C.C. and Browne, P.R.L., 2000. Mixed-layer clays in geothermal systems and their effectiv ness as mineral geothermometers. *Proc. World Geothermal Congress, Kyushu-Tohuku, Japan, May 2000.*

Philipp, S. L., Gudmundsson, A., & Oelrich, A. R., 2007. How structural geology can contribute to make geothermal projects successful. *In European Geothermal Congress* (Vol. 30).

Siler, D.L., Faulds, J.E., Hinz, N.H., Dering, G.M., Edwards, J.H. and Mayhew, B., 2019. Three-dimensional geologic mapping to assess geothermal potential: examples from Nevada and Oregon. *Geothermal Energy*, 7(1): 1-32.

ABSTRACT

Geological methods in geothermal study

Hoang Dinh Que[1,*], Bui Vinh Hau[1]
[1]*Department of Geology, Hanoi University of Mining and Geology*

Geology is an important and traditional method for investigation, exploration, and evaluation of geothermal resources. To understand the distribution of geothermal systems, geological methods must be pioneering studies to clarify the geological and tectonic setting of the project area. Understanding of geology is important to assess the heat potential through identification of complex geological structures such as opened and closed faults, intersection of fracture systems, which are considered as circulation channels, transporting materials from deep source upward to surface of geothermal systems. Lithological and stratigraphic units play both as storage basin and permition of the hydrothermal fluid as a type of natural channel, as well as being considered as a cap zone that covers geothermal system and help preventing release of matter and energy from the system. The increase or decrease in the temperature and pressure of the hydrothermal fluid or rock-fluid interaction produces a surface hydrothermal alternation that allows determining the underlying geothermal source. Combination of existed geological data with geological surveys, and pre-drilled data allows construction of two-dimensional geological cross-sections and three-dimensional models that can also help shaping the basin structure of the geothermal system and contribute to decide application of appropriate techniques and methods for investigation and exploration of geothermal resources.

Keywords: Geology; hydrothermal fluid; hydrothermal alternation; mineral geothermometer; lithology and stratigraphy.

HỘI NGHỊ TOÀN QUỐC KHOA HỌC TRÁI ĐẤT
VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG (ERSD 2020)

Ứng dụng các phương pháp địa hóa trong thăm dò địa nhiệt

Hoàng Đình Quế[1,*], Bùi Vinh Hậu[1], Trần Thanh Hải[1]
[1]*Bộ môn Địa chất, Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

TÓM TẮT

Địa hóa là (một trong những) công cụ hữu ích trong tìm kiếm, thăm dò, và đánh giá các nguồn địa nhiệt. Ngay cả ở giai đoạn đầu của việc thăm dò, việc thu thập mẫu chất lỏng và khí, sau đó là phân tích, tính toán, và luận giải là rất quan trọng để hiểu biết về cơ chế nhiệt của hệ thống địa nhiệt. Trong nghiên cứu địa nhiệt, các phương pháp địa hóa được xây dựng dựa trên sự hiểu biết về tính chất hóa-lý và sự thay đổi thành phần của các nguyên tố và hợp chất hóa học trong pha khí và lỏng được sinh ra trong quá trình hình thành và phát triển của hệ thống địa nhiệt. Các nguyên tố và hợp chất hóa học này phụ thuộc nhiều vào đặc tính của bồn chứa địa nhiệt chẳng hạn như bối cảnh kiến tạo, chế độ nhiệt, địa chất thủy văn, hóa học chất lỏng, và sự tương tác chất lỏng-đá, lỏng-khí dẫn tới sự làm giầu hoặc nghèo vật chất trong dung dịch hoặc khí địa nhiệt. Dựa trên kết quả phân tích hóa lý của chất lỏng và khí cho phép xây dựng các địa nhiệt kế mà từ đó có thể suy đoán nguồn nhiệt tiềm ẩn dưới sâu cũng như xây dựng mô hình pha trộn để luận giải về nguồn gốc địa hóa và địa nhiệt. Việc lựa chọn công cụ địa nhiệt kế là bước quan trọng trong pha thăm dò tiếp theo.

Từ khóa: Địa hóa ; địa nhiệt kế chất tan ; địa nhiệt kế khí ; địa nhiệt kế đồng vị.

1. Tổng quan

Việc ứng dụng các phương pháp địa hóa vào nghiên cứu tìm kiến và thăm dò địa nhiệt đã được tiến hành hơn thế kỷ (Boltwood, 1905; Schlundt và Moore, 1909; Isitani và Manabe,1910, 1912); Isitani và Yamakawa,1912, 1913; Ono, S.,1914; Hemmeter và Zueblin,1915; Steichen,1916; Kuroda 1940; D'Amore và Panichi,1980; Arnorsson và Svavarsson,1985; Mwangi, 2013). Ngày nay nó trở lên thành phương pháp phổ biến, hữu hiệu ở cả trước, trong và sau giai đoạn thăm dò địa nhiệt (Gómez-Díaz và cộng sự (2018); Minissale,2018). Các phương pháp nghiên cứu địa hóa trong thăm dò địa nhiệt chủ yếu dựa trên nghiên cứu sự thay đổi thành thành phần hóa học của chất hòa tan trong môi trường lỏng, các chất khí, và đồng vị. Trong các cấu thành này, một bộ phận tồn tại dưới dạng trơ (không phụ thuộc và sự thay đổi pH, nhiệt độ, độ dẫn điện), ví dụ khí H_2, He, Rn, CO_2, H_2S di chuyển từ nguồn tới vị trí lấy mẫu đóng vai trò truy xuất nguồn nhiệt và dung dịch (Amore and Panichi, 1980; Arnorsson và Gunnlaugsson, 1985), ngược lại một bộ phận khác là các chất hòa tan nhạy cảm với sự thay đổi hóa-lý hay quá trình phản ứng, tương tác hóa học, sự thoạt hơi, sự pha loãng hoặc pha trộn với các nguồn nước khí tượng đóng vai trò như là các chỉ thị địa hóa, ví dụ Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+}, S^{2-}, O^{2-}, H^+…,dùng để xác định nguồn gốc địa hóa và sự tiến hóa của dung dịch nhiệt dịch. Do đó, việc áp dụng phương pháp địa hóa để tính toán nhiệt độ bồn nhiệt là rất quan trọng trong quá trình thăm dò địa nhiệt (ví dụ phương pháp địa nhiệt kế chất tan và đồng vị bởi Fournier, 1977 và Arnorsson, 2000). Các nguyên tố hóa học ở dạng ion hòa tan (Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+}) trong nhiều trường hợp là nhạy với sự thay đổi của thông số hóa lý. Do đó, việc xây dựng quy trình lấy mẫu và phân tích rất quan trọng để hạn chế gây ra sai số mà có thể dẫn tới việc tính toán nhiệt độ bồn nhiệt không chính xác cũng như sai lệch bản chất tự nhiên trong quá trình luận giải. Trong khuôn khổ bài báo này, chúng tôi tóm lược quy trình lấy mẫu, phân tích và ba phương pháp địa hóa dùng để tính toán nhiệt độ bồn nhiệt đó làphương pháp địa nhiệt kế của chất hòa tan trong dung dịch, khí, và đồng vị.

2. Quy trình lấy mẫu, phân tích và kỹ thuật địa hóa trong nghiên cứu địa nhiệt

2.1. Quy trình lấy mẫu và phân tích chất lỏng và khí

2.1.1. Lấy mẫu chất lỏng

Khi các biểu hiện địa nhiệt đã được xác định, định vị và định rõ đặc điểm, mẫu dung dịch, hơi nước đại diện được thu thập cho mẫu địa hóa (Giggenbach và Goguel, 1989). Các mẫu dung dịch được lấy mẫu phải

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: hoangdinhque@humg.edu.vn

được bảo quản và phân tích đúng quy trình cho việc phân tích silic, cation, anion và đồng vị trong nước và sunfat. Khi có nhiều biểu hiện địa nhiệt tồn tại trong một khu vực chẳng hạn nơi có nhiệt độ thoát và độ dẫn điện cao nhất nên được ưu tiên lấy mẫu. Ngoài ra, nếu các phép đo ngoài thực địa như nhiệt độ, pH, và độ dẫn điện thì nên chọn một loạt các mẫu (ví dụ mẫu nước mặt, nước ngầm, nước nóng) để giúp tìm hiểu về cách dung dịch nhiệt dịch trộn với các thành phần nước khác (D'Amore và Panichi, 1985). Nếu trong khu vực không xác định được các biểu hiện địa nhiệt, thì nên lấy mẫu từ các suối hoặc giếng có mức độ dẫn điện tăng dần, có bọt khí và mùi bất thường hoặc mùi vị. Mặc dù có thể không phải trong mọi trường hợp, tuy nhiên các thuộc tính này đôi khi là kết quả của một dấu hiệu của hệ thống nhiệt dịch ẩn.

2.1.2. Lấy mẫu khí-đất

Phương pháp khí-đất được sử dụng để nội suy bản chất của địa chất/địa hóa dưới bề mặt được cho rằng các khí được giải phóng từ các hệ thống địa nhiệt hoạt động có thể tích tụ tăng lên thông qua lớp phủ nằm trên và có thể được phát hiện ở gần bề mặt. Tính linh động cao của một số loại khí (He, Rn, H_2S, Hg, CO_2) làm cho chúng trở thành chất dẫn đường tốt nhất để phát hiện ra tài nguyên địa nhiệt ẩn. Thật vậy, các khí được tạo ra hoặc tích lũy trong các bồn chứa địa nhiệt có thể thoát ra bề mặt bằng cách khuếch tán thông qua sự vận chuyển của dòng chất lỏng nóng đi lên dọc theo các khe nứt và đứt gãy. Do đó, biểu hiện của dị thường khí qua khe nứt và đứt gãy là bằng chứng thuyết phục về các đặc điểm kiến tạo. Ngoài ra, các hệ thống địa nhiệt chứa các khí không ngưng tụ, thành phần chính là CO_2 và thường có mức thủy ngân tăng cao dần (Kreuger, 1979, Harvey cùng cộng sự., 2011). Do đó, các khảo sát lấy mẫu khí đất được thiết kế để định vị nồng độ CO_2 và/hoặc Hg. Các biểu hiện tăng cao của nồng độ khí CO_2 và/hoặc Hg có thể là dấu hiệu của một hệ thống địa nhiệt tiềm năng dưới sâu (Harvey cùng cộng sự., 2011). Ngoài hai phương pháp đo khí CO_2 và Hg, phương pháp phát hiện Rn và nghiên cứu về đồng vị Rn cũng có thể hữu ích trong việc xác định các đứt gãy hoạt động hoặc hoạt động bề mặt (Kreuger, 1979).

2.2.3. Phân tích mẫu

Tất cả chỉ tiêu lý hóa của các mẫu chất lỏng địa nhiệt nên được phân tích ở một phòng thí nghiệm uy tín. Một bộ nguyên tố và nhóm hợp chất điển hình nên bao gồm Na, K, Ca, Mg, Li, Cl, B, SO_4^{2-}, NH_3, TDS, pH, độ kiềm như HCO_3 và CO_3 và tổng độ kiềm như HCO_3, và SiO_2, được đo trực tiếp ngoài thực địa hay trong phòng thí nghiệm. Ngoài ra, các đồng vị bền như Sr, Rb, Mn, F^-, ^{18}O và D (^3H) trong nước và ^{18}O trong SO_4^{2-} hòa tan là cực kỳ hữu ích trong quá trình tính toán nhiệt độ bồn chứa và xác định nguồn gốc dung dịch địa nhiệt. Việc kiểm tra chất lượng của tất cả các phân tích cũng rất quan trọng. Chất lượng của kết quả phân tích các thành phần chính trong dung dịch địa nhiệt có thể xác định bằng một cân bằng cation-anion (CBE):

$$CBE\ (\%) = [(\Sigma z \times m_c - \Sigma z \times m_a)/ (\Sigma z \times m_c + \Sigma z \times m_a)]*100 \quad (1)$$

Trong đó: m_c - số mol (mol trên kilogam) của cation;
m_a - số mol (mol trên kilogam) của anion;
z - điện tích ion (Coulomb).

Đối với các phân tích chất lượng tốt, cân bằng cation-anion nên dưới ±5%. Các phân tích đã hoàn thành phải được tổng hợp vào bảng tính hoặc nhập vào cơ sở dữ liệu trước khi luận giải bằng cách sử dụng công cụ địa kế địa nhiệt hóa học, mô hình pha trộn và các tính toán nguyên dạng có thể được mô tả dưới đây.

2.2. Cơ sở lý thuyết của các kỹ thuật địa hóa trong nghiên cứu địa nhiệt

Địa nhiệt kế hóa học lần đầu tiên được đề xuất vào những năm 1960, phát sinh từ các nghiên cứu tương tác nước-đá. Có nhiều cách tiếp cận khác nhau đã được thử nghiệm, bao gồm kết quả thực nghiệm thực nghiệm (Hemley, 1967), tính toán nhiệt động học lý thuyết (Helgeson, 1969) và nghiên cứu thực địa ở khu vực địa nhiệt New Zealand (Browne và Ellis, 1970). Một giả định cơ bản cho tất cả các tính toán của tính toán địa nhiệt kế hóa học chất lỏng và khí là các điều kiện cân bằng tồn tại trong bồn chứa địa nhiệt (Giggenbach, 1980, 1981). Các phương pháp này được xây dựng dựa trên các giả định khác như (1) pH của nước bị khống chế bởi các cân bằng độ mặn và hàm lượng nhôm silic liên quan đến các ion kim loại kiềm (Mn^+) và ion hydro (H^+), (2) nồng độ Ca^{2+} và bicarbonate (HCO^{3-}) có liên quan đến pH, (3) hàm lượng CO_2 bị khống chế bởi mối quan hệ giữa các sản phẩm hòa tan và hằng số ion hóa (4) nồng độ Mg bị khống chế ở mức thấp bằng các chất cân bằng silicat (chlorit và smitit), và (5) nồng độ cation trong dung dịch bị khống chế bởi các phản ứng phụ thuộc nhiệt độ giữa sét, feldspar và các khoáng chất khác.

Địa nhiệt kế hóa học và đồng vị cấu thành một công cụ địa hóa quan trọng để thăm dò và phát triển tài nguyên địa nhiệt. Trong pha thăm dò, địa nhiệt kế được sử dụng để ước tính nhiệt độ dưới bề mặt (tức là nhiệt độ dự kiến sẽ gặp phải khi khoan). Việc tính toán này dựa trên cơ sở số liệu phân tích thành phần hóa học và đồng vị của mạch nước nóng hoặc khí, họng phun thoát ra bền mặt hoặc nước ngầm nóng. Trong các giai đoạn sau này trong phát triển và giám sát địa nhiệt, địa kế địa nhiệt đã được áp dụng để luận giải thành phần pha trộn giữa nước nóng và nước lạnh, nước trên mặt và nước dưới sâu hoặc nước cổ với nước khí tượng tái nạp. Hầu hết các địa nhiệt kế xây dựng trên nguyên tắc các phản ứng cân bằng hóa học trong từng trường hợp cụ thể. Kết quả tính toán từ địa nhiệt kế cung cấp cái nhìn sâu sắc có giá trị về bản chất

của hệ thống cũng như việc lựa chọn và luận giải dữ liệu từ địa nhiệt kế. Tuy nhiên, việc áp dụng địa nhiệt kế cần phải cẩn trọng, nếu không các kết quả và luận giải có thể làm phát sinh các lỗi nghiêm trọng. Do đó, những hạn chế của bất kỳ địa nhiệt kế phải được cân nhắc kỹ trước khi áp dụng một cách phù hợp trong từng điều kiện cụ thể của hệ thống địa nhiệt. Để giảm thiểu những lỗi trong tính toán nhiệt độ bồn địa nhiệt, việc áp dụng nhiều công cụ địa nhiệt kế khác nhau để kiểm tra chéo mức độ sai lệch của các phương pháp khác nhau.

3. Các phương pháp địa hóa trong nghiên cứu địa nhiệt

Một số địa nhiệt kế là theo thực nghiệm, ví dụ: địa nhiệt kế Na-K-Ca, D'Amore và Panichi (1980), và địa nhiệt kế khí, trong khi một số khác dựa trên các đặc tính nhiệt động học (ví dụ: Na-K, K-Mg). Do các yếu tố khống chế địa nhiệt kế theo thực nghiệm chưa hoàn toàn được biết đến, nên trong một số trường hợp, địa nhiệt kế lý thuyết có thể đáng tin cậy hơn. Về cơ bản, địa nhiệt kế được phân loại thành: (1) địa nhiệt kế nước và chất tan, (2) địa nhiệt kế khí và hơi, và (3) địa nhiệt kế đồng vị.

3.1. Địa nhiệt kế chất tan

Địa nhiệt kế chất tan quan trọng nhất là địa nhiệt kế silica (thạch anh và mã não), Na/K, Na-K-Ca. Còn các địa nhiệt kế khác là dựa trên tỷ số các cation và bất cứ chất không mang điện trong dung môi miễn là trạng thái cân bằng kéo dài (Arnorsson và Svavarsson, 1985).

3.1.1. Địa nhiệt kế silica

Phương trình nhiệt độ cho địa nhiệt kế là phương trình nhiệt độ cho trạng thái cân bằng suy ra trong điều kiện phản ứng dung dịch - khoáng chất nhất định. Địa nhiệt kế Silica được xây dựng dựa trên cơ sở thực nghiệm do sự thay đổi độ hòa tan của các loại silica khác nhau trong nước phụ thuộc vào nhiệt độ và áp suất. Phản ứng cơ bản của sự hòa tan này được thể hiện như sau: SiO_2(thạch anh) + $2H_2O$ = H_4SiO_4. Trong hầu hết các hệ thống địa nhiệt, dung dịch nhiệt dịch dưới sâu ở nhiệt độ lớn hơn 180^{o}C là ở trạng thái cân bằng của thạch anh và nó ổn định tới nhiệt độ 87^{o}C, và có mức hòa tan thấp nhất so với các silica đa hình khác. Thạch anh phổ biến dưới dạng khoáng vật hình thành trong đá (thường là nhiệt dịch) nguyên sinh và thứ sinh. Thạch anh đa hình với cấu trúc tinh thể sắp xếp ít trật tự hơn (tức là vô định hình như mã não, opal, cristoblit) có mức độ hòa tan cao hơn so với thạch anh và tạo thành ở nhiệt độ thấp hơn 180^{o}C. Fournier (1992, 1977) đã báo cáo về nhiều nghiên cứu thực nghiệm về độ hòa tan silica, tạo thành cơ sở của một số phương trình đo địa nhiệt silica. Nhiệt độ bồn nhiệt được tính toán và áp dụng trong từng điều kiện cụ thể về nhiệt độ. Các công thức tính nhiệt độ bồn nhiệt trong từng điều kiện nhiệt độ cụ thể được liệt kê dưới đây, trong đó T là nhiệt độ bồn địa nhiệt cân bằng tính toán (tính bằng độ Celcius -^{o}C) và S là nồng độ silica tính theo phần triệu (mg/kg - ppm):

Quartz (thất thoát nhiệt tối đa)	T = 1522/(5.75-log10S) - 273.15	Fournier (1977)	(2)
Chalcedony (T=120-180^{o}C)	T = 1112/(4.69-log10S) - 273.15	Arnorsson và cộng sự (1985)	(3)
Opal-CT (T=120-180^{o}C)	T = 781/ (4.51-log10S) - 273.15	Fournier (1977)	(4)
Silica vô định hình (T=120-180^{o}C)	T = 731/(4.52-log10S) - 273.15	Fournier (1977)	(5)

3.1.2. Địa nhiệt kế Na-K

Phương pháp tính toán này dựa trên tỷ số cation của Na/K. Tỷ số này phụ thuộc vào sự phản ứng trao đổi cation giữa khoáng vật feldspa-K và albit, trong đó tỷ số Na/K giảm xuống khi nhiệt độ chất lỏng tăng lên và được thể hiện dưới phương trình phản ứng sau:

$$NaAlSi_3O_8 + K^+ = KAlSi_3O_8 + Na^+ \quad (6)$$

Albite feldspa-K

Có nhiều nghiên cứu đã công bố địa nhiệt kế dùng cation. D'Amore (1992) và Giggenbach (1992) đã đánh giá nhiều công trình tại thời điểm đó. Tất cả đã được xác định từ các mối quan hệ thực nghiệm giữa nhiệt độ bồn chứa và các phân tích hóa học của chất lỏng và khí qua một loạt các hệ thống địa nhiệt. Các công thức công bố cho phép đo địa nhiệt cation là quá nhiều để liệt kê tất cả chúng ở đây. Tuy nhiên, như hai ví dụ của phương trình tính toán địa nhiệt kế Na-K (sử dụng nồng độ cation tính bằng phần triệu) của Fournier và Potter (1979), và Giggenbach và cộng sự (1988) dưới công thức sau:

T = 1217/[1.438+log10(Na/K)] - 273.19	Fournier và Potter (1979)	(7)
T = 1390/[1.75+log10(Na/K)] - 273.19	Giggenbach và cộng sự (1988)	(8)

Nhiệt kế đo địa nhiệt trên là phù hợp xác định bồn chứa địa nhiệt có nhiệt độ khoảng 180^{o}C, kiểu nước giầu thành phần clorua (Cl). Ưu điểm của địa nhiệt kế này là ít ảnh hưởng bởi sự pha loãng và sự thất thoát hơi nước do bay hơi vì dựa trên tỷ số. Địa nhiệt kế này là có khả năng áp dụng tới nhiệt độ 350^{o}C khi hệ tái cân bằng chậm hơn địa nhiệt kế silica-thạch anh. Do vậy, địa nhiệt kế Na-Ka có thể là chỉ thị liên quan tới phần sâu của hệ thống so với địa nhiệt kế silica-thạch anh, và nó phụ thuộc vào hệ thống thủy văn. Dung dịch dâng lên từ từ có thể tái cân bằng ở mức nông và nhiệt độ nguội lạnh hơn. Nhược điểm của địa nhiệt kế Na-K là khả năng áp dụng kém trong hệ thống bồn nhiệt có nhiệt độ thấp hơn 100^{o}C và không phù hợp

trong trường hợp nước chứa hàm lượng Ca cao như trong suối có trầm tích travetin.

3.1.3. Địa nhiệt kế Na-K-Ca:

Địa nhiệt kế cation được sử dụng phổ biến khác là địa nhiệt kế sử dụng Na-K.Ca của Fournier và Truesdell (1973). Địa nhiệt kế này được sử dụng rộng rãi và thường xuyên cung cấp đúng đắn/phù hợp chính xác với nhiệt độ bồn được đo trực tiếp và có thể áp dụng cả đối với nước có hàm lượng Ca cao. Đây là một địa nhiệt kế được xây dựng trên cơ sở cả về mặt thực nghiệm và lý thuyết bao gồm trạng thái cân bằng giữa các feldspat Na-K cộng với việc chuyển đổi các khoáng vật silicat Al-Ca (ví dụ plagiocase) tới canxit. Điều kiện để áp dụng một cách đúng đắn địa nhiệt kế Na-K-Ca là dựa trên sự tính tính log ($Ca^{1/2}$/Na) + 2.06), và có hai trường hợp xảy ra được áp dụng trong từng điều kiện cụ thể như sau:

$$T = 1647/[\log (Na/K) + \beta \log(Ca1/2/Na + 2.24] - 273.19 \quad (9)$$

- Nếu giá trị trên là dương, thì sử dụng β = 4/3 trong công thức xác định nhiệt độ và nếu nhiệt độ tính toán được thấp hơn 100°C là phù hợp.
- Nếu giá trị trên là âm, thì sử dụng β = 4/3 trong công thức xác định nhiệt độ là không phù hợp và sử dụng giá trị β = 1/3.

Ưu điểm của địa nhiệt kế Na-K-Ca so với địa nhiệt kế thạch anh, và đặc biệt là địa nhiệt kế Na/K, là nó không cho kết quả cao và gây hiểu lầm cho vùng nước lạnh và hơi ấm,và không cân bằng. Nhược điểm địa nhiệt kế Na-K-Ca là không áp dụng được trong điều kiện nước có tính axít và feldspa chưa đạt trới trạng thái cân bằng và không phù hợp áp dụng cho hệ nước trong đá quá cao hoặc thấp hàm lượng kiềm trừ khi áp dụng sự hiệu chỉnh với nhiệt độ đo được là sẵn có. Sự thay đổi hàm lượng do sôi hoặc pha loãng sẽ ảnh hưởng tới nhiệt độ áp dụng Na-K-Ca. Sự ảnh hưởng chính là sự thất thoát CO_2 bởi vì sự sôi của nước dẫn tới sự kết tủa $CaCO_3$, dẫn tới giảm hàm lượng kiềm. Việc mất Ca, dẫn tới việc tính toán nhiệt độ của bồn nhiệt dùng địa nhiệt kế Na-K-Ca là quá cao.

3.1.4. Địa nhiệt kế Na-Li

Đây là công thức tính toán nhiệt độ bồn nhiệt dịch dựa trên thực nghiệm và tỷ số Na/Li trong dung dịch. Có hai phương trình được áp dụng với hàm lượng Cl khác nhau (lớn hơn và nhỏ hơn 1100 mg/kg). Địa nhiệt kế Na-Li được xây dựng dựa trên lý thuyết về sự phụ thuộc nhiệt độ của phản ứng hóa học hòa tan của khoáng vật sét:

$$\text{Clay-Li} + H^+ = \text{Clay-H} + Li^+ \quad (10)$$

Trong thực tế, sự khống chế cân bằng là có thể dựa trên sự trao đổi cation với khoáng vật sét và zeolit hơn là sự hình thành của pha khoáng vật rời rạc. Công thức tính toán được đề xuất bởi Fouillac và cộng sự (1981) như sau:

$$T\ (°C) = 1195/\ [\log (Na/Li) + 0.13] - 273.15 \quad (11)$$

(Áp dụng khi hàm lượng Cl>0.3 mol/kg)

$$T\ (°C) = 1195/\ [\log (Na/Li) + 0.389] - 273.15 \quad (12)$$

(Áp dụng khi hàm lượng Cl<0.3 mol/kg)

3.1.5. Địa nhiệt kế K-Mg

Địa nhiệt kế K-Mg được phát triển bởi Giggenbach và cộng sự. (1988) và được áp dụng trong trường hợp bão hòa nơi các cation Na và Ca chưa cân bằng giữa tương tác dung dịch và đá. Địa nhiệt kế này tái cân bằng nhanh ở nhiệt độ nguội hơn liên quan tới phản ứng:

$$0.8\text{K-mica} + 0.2\text{chlorite} + 5.4\text{silica} + 2K^+ = 2.8\text{K-feldspar} + 1.6H_2O + Mg^{2+} \quad (13)$$

Phương trình tính toán nhiệt độ được đề xuất bởi Giggenbach và cộng sự. (1988) như sau:

$$T\ (°C) = 4410/[\log (K2/Mg) + 14.0] - 273.15 \quad (14)$$

3.2. Địa nhiệt kế khí

Các biểu hiện bề mặt của hầu hết trường địa nhiệt là bao gồm các họng phun, suối, và mặt đất nóng. Ở những nơi mà tầng nước ngầm là nằm sâu dưới bề mặt, không có suối xuất lộ, trong trường hợp này không thể áp dụng địa nhiệt kế để dự đoán nhiệt độ bồn nhiệt. Điều này đã thúc đẩy các nhà khoa học sử dụng khí để tính toán nhiệt độ bồn nhiệt. Người tiên phong là D'Amore and Panichi (1980), ông dựa trên ba cơ sở, đó là (1) sự cân bằng khí-khí, (2) sự cân bằng khoáng vật-khí, (3) Sự cân bằng khí vật-khí bao gồm cả các khí dư chẳng hạn CH_4, H_2, H_2S. Nhiệt độ phụ thuộc vào sự cân bằng khí-khí hoặc khoáng vật-khí khống chế hàm lượng các khí CO_2, H_2S, H_2, N_2, NH_3 và CH_4 trong dung dịch bồn địa nhiệt. Arnorsson và Gunnlaugsson (1985) đã đề xuất các chức năng nhiệt độ cho sáu địa kế địa nhiệt áp dụng cho hơi nước họng phun. Nồng độ khí tính bằng mmol/kg hơi. (ở đây rất nhiều khí, nhưng ở bên trên tổng quan ko đề cập)

$$T(°C) = 44.1 + 269.25\log [CO_2] - 76.88 (\log [CO_2])^2 + 9.42(\log[CO_2])^3 \quad (15)$$

$$T(°C) = 246.7 + 44.8\log [H_2S] \quad (16)$$

$$T(°C) = 277.2 + 20.99\log [H_2] \quad (17)$$

$$T(°C) = 341.7 + 28.57\log [CO_2/H_2] \quad (18)$$

$$T(^oC) = 304.1 + 39.48\log [H_2S/H_2] \quad (19)$$

$$T(^oC) = 4625/ (10.4 + \log [CH_4/H_2]) - 273.15 \quad \text{(Giggenbach 1991)} \quad (20)$$

3.3 Địa nhiệt kế đồng vị

Phản ứng trao đổi đồng vị đạt được trạng thái cân bằng trong hệ thống tự nhiên là phụ thuộc vào nhiệt độ. Đồng vị của các nguyên tố phân dị trong các quá trình hóa học vận động trong các hệ thống nước tự nhiên (Ellis và Mahon, 1977). Phân dị này là lớn nhất đối với các nguyên tố nhẹ được tìm thấy trong các hệ thống địa nhiệt, chẳng hạn như He, H, C, O và S. Phản ứng trao đổi đồng vị có thể là giữa khí và pha hơi, pha khoáng vật và pha khí, nước và chất tan hoặc chất tan và chất tan. Mặc dù có nhiều quá trình trao đổi đồng vị, một số ít đã được sử dụng vì việc thu thập và chuẩn bị mẫu đơn giản, dễ đo đồng vị, tốc độ phù hợp để đạt được trạng thái cân bằng đồng vị và kiến thức về hằng số cân bằng. Phân dị đồng vị xảy ra khi hơi nước tách ra khỏi nước nóng. Thành phần đồng vị của cả hơi nước và nước trong mẫu giếng có thể được xác định từ tổng lưu lượng, có phần hơi và nước xác định được. Các yếu tố phân dị đồng vị thường được ký hiệu là α. Biểu thức tổng quát cho sự phân dị giữa hai hợp chất A và B như sau:

$$1000 \ln AB = \delta A - \delta B, \quad (21)$$

trong đó δA và δB chỉ định tỷ lệ đồng vị tương ứng trong các hợp chất A và B (Arnorsson, 2000).

3.3.1. Địa nhiệt kế đồng vị CH_4 và CO_2

Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học sau:

$$^{12}CO_2 + {}^{13}CH_4 = {}^{13}CO_2 + {}^{12}CH_4 \quad (22)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 15.25x103/T + 2.432x106/T^2 - 9.56 \quad (23)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 400°C)

$$T(^oC) = 15790/ (1000 \ln\alpha + 9.0) - 273.15 \quad (24)$$

(Có giá trị trong phạm vi 150 - 500°C)

3.3.2.Địa nhiệt kế đồng vị hệ CH_4 - H_2

Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học

$$H_2 + CH^3D = HD + CH_4 \quad (25)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 288.9x103/T + 31.86x106/T2 - 238.28 \quad (26)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 400°C)

3.3.3. Địa nhiệt kế đồng vị hệ H_2O - H_2

Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học

$$HD + H_2O = H_2 + HDO \quad (27)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 396.8x103/T + 11.76x106/T^2 - 217.3 \quad (28)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 400°C cho cân bằng giữa H_2 và hơi)

3.3.4. Địa nhiệt kế đồng vị hệ SO_4 - H_2O

Tốc độ phản ứng trao đổi đồng vị là phụ thuộc vào nhiệt độ và tỷ lệ nghịch với pH dung dịch. Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học

$$^{32}SO_4 + H_2{}^{18}O = {}^{32}SO_3{}^{18}O + H_2{}^{16}O \quad (29)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 3.25x106/T^2 - 5.6 \quad (30)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 350°C)

Hạn chế của địa nhiệt kế này là việc pha trộn mang nước ngầm nông mang sunfat và sự oxy hóa H_2S có thể làm thay đổi thành phần đồng vị của sunfat hòa tan, do đó nó không còn phản ánh sunfat địa nhiệt sâu. Sự bốc hơi và pha trộn với nước ngầm nông cũng sẽ ảnh hưởng đến thành phần đồng vị nước.

3.3.5. Địa nhiệt kế đồng vị hệ SO_4 - H_2S

Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học

$$^{32}SO_4 + H_2{}^{34}S = {}^{34}SO_4 + H_2{}^{32}S \quad (31)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 6.04x106/T^2 + 2.6 \quad (32)$$

(Có giá trị trong phạm vi >150°C)

3.3.6 Địa nhiệt kế đồng vị CO_2 - H_2O

Phương pháp tính toán này dựa trên phản ứng hóa học

$$C^{16}O_2 + H_2{}^{18}O = C^{18}O_2 + H_2{}^{16o} \quad (33)$$

Phương trình nhiệt độ được tính như sau:

$$1000\ln\alpha = 7.849x103/T + 2.491x106/T2 - 887.28 \quad (34)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 400°C cho cân bằng giữa CO_2 và hơi)

$$1000\ln\alpha = -18.29x103/T + 7.262x106/T2 + 19.6 \quad (35)$$

(Có giá trị trong phạm vi 100 - 400°C cho cân bằng giữa CO_2 và nước)

4. Lựa chọn địa nhiệt kế phù hợp

Mức độ cho ra kết quả của địa nhiệt kế lỏng và khí với sự thay đổi nhiệt độ rất khác nhau. Địa nhiệt kế khác nhau cũng cho ra kết quả khác nhau đối với sự tương tác giữa các loại đá khác nhau và trong điều kiện bồn chứa khác nhau (Giggenbach, 1992). Địa nhiệt kế silica cho ra kết quả tương đối nhanh nhưng có thể không được công nhận do sự pha trộn và pha loãng với nước phi nguồn địa nhiệt bề mặt gần (nước ngầm). Địa nhiệt kế cation cho ra kết quả chậm hơn và vì chúng dựa trên tỷ lệ, chúng ít bị ảnh hưởng bởi pha loãng. Các địa nhiệt kế cation thường cung cấp các tính toán đáng tin cậy hơn về nhiệt độ bồn chứa sâu. Nói một cách khái quát, các suối nước nóng có tốc độ dòng chảy cao nhất và nhiệt độ cao nhất có xu hướng cung cấp dữ liệu hữu ích và đáng tin cậy hơn từ phép đo địa nhiệt hóa học. Tuy nhiên, tất cả các suối xuất lộ (nước chảy ra) với tốc độ dòng chảy lớn hơn 1 lít/giây cũng nên được lấy mẫu và phân tích để đối sánh và loại bỏ yếu tố gây nhiễu do sự pha trộn các nguồn nước nóng với nước lạnh.

Các nhà địa hóa học thường khuyến kích việc tính toán nhiệt độ bồn nhiệt nên sử dụng một bộ công cụ nhiệt địa nhiệt (Powell và Cumming, 2010). Thay cho lời kết luận, việc sử dụng địa nhiệt kế silica, cation và và đồng vị nên được tính toán và tổng hợp trong một bảng trong đó các kết quả khác nhau có thể được so sánh với nhau. Dựa trên việc đánh giá các địa nhiệt kế hóa học dựa trên thông tin địa chất và khoáng vật học trong giếng khoan và các dữ liệu khoa học trái đất khác, nhà địa hóa học sau đó chọn nhiệt độ địa nhiệt kế phù hợp nhất.

Lời cảm ơn

Chúng tôi xin gửi lời cảm ơn tới tất cả thành viên của Bộ môn Địa chất cho những đóng góp về mặt ý tưởng, những thảo luận thú vị và hoàn thiện bài báo này. Nghiên cứu này được tài trợ bởi đề tài cơ sở mã số T19-40 của Trường Đại học Mỏ - Địa chất.

Tài liệu tham khảo

Arnórsson S., D´Amore F., and Gerardo J., 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration (ed. S. Arnórsson). *Vienna, International Atomic Energy Agency*, 351p

Arnorsson, S., Sigurdsson, S., and Svavarsson, H., 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland I. Calculations of aqueous species from 0 to 370ºC. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, Vol. 46, 1513-1532.

Browne, P.R.L. and Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; Mineralogy and related geochemistry. *Am Journ Sci*. 269, pp 97-131.

D'Amore, F.and Panichi, C., 1985. Geochemistry in geothermal exploration. *International journal of energy research*, 9(3), 277-298.

Ellis, Albert James, and W. A. J. Mahon., 1979. Chemical geothermometry in geothermal systems. *Chemical Geology*, 25(3), 219-226.

Fouillac, C. and Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10(1), pp.55-70.

Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geothermal Resources Council Trans*. 3, pp. 221-224.

Fournier, R.O., 1992. Water geothermometers applied to geothermal energy. In Applications of geochemistry in geothermal reservoir development. Co-ord F. D'Amore: *Unitar/UNDP Rome 1992*. pp. 37-69.

Fournier, R.O. and Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. et Cosmochem. Acta*. 43, 1543-1550.

Fournier, R. O. and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca chemical geothermometer for natural waters. *Geochim. et Cosmochem. Acta*. 37, 515-525.

Giggenbach, W.F., 1980. Geochemical gas equilibria. *Geochim. et Cosmochem. Acta*. 44, 2021-2032.

Giggenbach, W.F., 1981. Geochemical mineral equilibria. *Geochim. et Cosmochem. Acta*. 45, 393-410.

Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et cosmochimica acta*, 52(12), pp.2749-2765.

Giggenbach, W.F. and Goguel, R.L., 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic waters and gas discharges. *D.S.I.R. Chemistry Division Report CD* 2401, 81pp.

Giggenbach, W.F., 1992. Application of geochemistry in geothermal exploration: In D'Amore, F. coordinator, Application of geochemistry in geothermal reservoir development. *UNITAR/UND Publication, Rome*, 119-142.

Gómez-Díaz, E. and Marin-Cerón, M.I., 2018. Preliminary geochemical study of thermal waters at the Puracé volcano system (South Western Colombia): an approximation for geothermal exploration. *Boletín*

de Geología, 40(1), pp.43-61.

Harvey, Mark C., Phil J. White, Ken M. MacKenzie, and Brian G. Lovelock., 2011. Results from a soil CO_2 flux and shallow temperature survey at the San Jacinto-Tizate geothermal power project, Nicaragua. *In New Zealand Geothermal Workshop 2011 Proceedings*.

Hemmeter, J. C., & Zueblin, E., 1915. The radioactivity of the mineral waters of hot springs, warm springs, and healing springs in hot springs, VA. *Archives of Internal Medicine*, 15(2), 188-203.

Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 267. 729-804.

Hemley, J.J., 1967. Aqueous Na/K ratios in the system (K20-Na2O-Al2O3-H2O) (abs). *Program, 1967 Annual Meeting, Geological Soc of America, New Orleans*, 94-95.

Kreuger, P., 1979. Radon release from geothermal resources. *Trans of the American Nuclear Society*, v 33, 1-380.

Isitani, D., & Manabe, K., 1912. Radioactivity of Mineral Springs at Arima and Neighbouring Districts. *Proceedings of the Tokyo Mathematico-Physical Society*. 2nd Series, 6(15), 220-229.

Isitani, D., & Yamakawa, I., 1912. Radioactivity of Mineral Springs in Taiwan (Formosa). *Proceedings of the Tokyo Mathematico-Physical Society*. 2nd Series, 6(12), 178-194.

Isitani, D., & Yamakawa, I., 1913. Radioactivity of the Hot Springs in the Beppu Region, Bungo. *Proceedings of the Tokyo Mathematico-Physical Society*. 2nd Series, 7(3), 32-36.

Kuroda, K., 1940. Radium, Vanadium, Chromium and Molybdenum Contents of the Hot Springs of Yunohanazawa, and their Seasonal Variations. *Bulletin of the Chemical Society of Japan*, 15(2), 65-70.

Mwangi, S.M., 2013. Application of geochemical methods in geothermal exploration in Kenya. *Procedia earth and planetary science*, 7, pp.602-606.

Minissale, A.A., 2018. A simple geochemical prospecting method for geothermal resources in flat areas. Geothermics, 72, pp.258-267.

Ono, S., 1914. Radioactivity of Hot Springs in the Southern Part of the Province Higo. *Proceedings of the Tokyo Mathematico-Physical Society*. 2nd Series, 7(21), 419-422.

Schlundt, H., & Moore, R. B., 1909. Radioactivity of the thermal waters of Yellowstone National Park. *US Government Printing Office*.

Steichen, A., 1916. The variation of the radioactivity of the hot springs at Tuwa. The London, *Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 31(184), 401-403.

ABSTRACT

Application of geochemical methods in geothermal exploration

Hoang Dinh Que[1,*], Bui Vinh Hau[1], Tran Thanh Hai[1]
Department of Geology, Hanoi University of Mining and Geology

Geochemistry is a useful tool ininvestigation, exploration, and evaluation of geothermal resources. In the early stages of exploration, the collection of liquid and gas samples and subsequent analysis, estimation, and interpretation are important to understanding the thermal mechanisms of geothermal systems. In geothermal research, geochemical methods are based on the understanding of physicochemical properties and the change in composition of elements and chemical compounds in term of gas and liquid phases, which generate through processes of formation and development of geothermal systems. These elements and chemical compounds are highly dependent on the feature of geothermal reservoir such as tectonic setting (fractures, faults, stress-extention, lithological sequence), thermal regime, geohydrology, fluid dynamics, fluid chemistry, and fluid-rock and liquid-gas interactions leading to enrichment or depletion of elements or isotopes in fluid/gas compostions. Based on the results of physicochemical analysis of liquids and gases, it is possible to estimate geothermometers from which it can infer the potential heat source underground as well as to construct a mixing model to interpret geothermal and geochemistry sources. The suitable selected geothermometer toools are an important step in the next exploration phase.

Keywords: Geochemistry; cation geothermometers; gas geothermometers; isotope geothermometers.

Bản chất kiến tạo và tuổi các thành tạo amphibolit phía nam tổ hợp ophiolite Tam Kỳ-Phước Sơn

Ngô Xuân Thành[1,*], Bùi Vinh Hậu[1], Nguyễn Minh Quyền[1], Trần Thanh Hải[1],
Khương Thế Hùng[1], Vũ Anh Đạo[1], Nguyễn Quốc Hưng[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

TÓM TẮT

Đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn nằm ở phía bắc địa khối Kon Tum, tổ hợp đá trong ophiolit Tam Kỳ - Phước Sơn gồm các thành tạo serpentinit phức hệ Hiệp Đức, ampibolit phức hệ Khâm Đức nằm xen kẹp với các đá phiến kết tinh được cho là có tuổi Paleozoi sớm. Kết quả phân tích số liệu địa hóa các mẫu amphibolit cho thấy các đá amphibolit có thành phần SiO_2 biến đổi từ 49-55%, thuộc đá mafic đến trung tính. Đặc trưng dị thường dương của U, Pb và đặc biệt dị thường âm của Nb, Ti, các tỷ số La/Nb (<3) và (Y<25) Th/Ta (2,6-5,3) đặc trưng magma bị tác động của hỗn nhiễm vật chất vỏ mạnh. Đặc điểm magma này khá tương đồng với kiểu magma liên quan đến hút chìm (SSZ), có thể là kiểu trước cung hoặc sau cung, hơn là kiểu đại dương thực thụ (MOR). Năm mẫu định tuổi đá bằng phương pháp U-Pb zircon cho tuổi từ 452,4±3,1 Tr.n đến 460.9±6.6 Tr.n, thể hiện giai đoạn thành tạo magma Ocdovic giữa - muộn.

Từ khóa: Tam Kỳ - Phước Sơn; Khâm Đức; Kon Tum; U-Pb zircon.

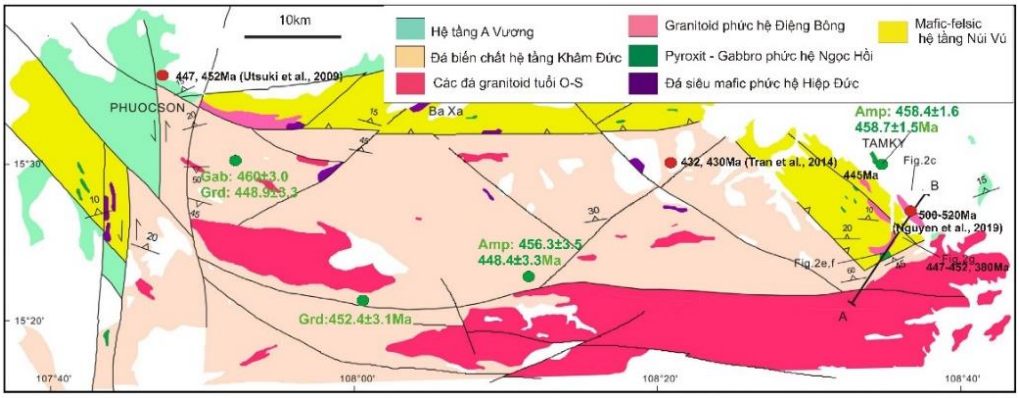
1. Đặt vấn đề

Đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn (TKPS) nằm phía bắc địa khối Kon Tum, kéo dài từ thành phố Tam Kỳ đến khu vực Phước Sơn (Quảng Nam) theo phương gần như đông tây (Trần Thanh Hải và nnk., 2014). Phân bố trong đới khâu chủ yếu là các đá trầm tích lục nguyên dạng phiến bị biến chất, amphibolit, peridotit bị biến dạng mạnh. Trên cơ sở nghiên cứu đặc điểm thạch học, thành phần địa hóa khoáng vật trong các đá siêu mafic (Izokh và nnk., 2006; Phạm Thị Dung và nnk., 2006) cho rằng các đá siêu mafic ở đới khâu TKPS có những đặc điểm chứng tỏ chúng là những thể đá thuộc tổ hợp ophiolite kiểu MOR. Tuy nhiên, đặc điểm thạch học, địa hóa các đá mafic bị biến chất trong khu vực chưa được nghiên cứu chi tiết để đánh giá bản chất kiến tạo của các đá nghiên cứu. Về tuổi thành tạo của đới khâu, Trần Văn Trị và Vũ Khuc (2009) cho rằng tuổi của các đá trong tổ hợp ophiolite là Ocdovic - Silua sớm dựa trên một số kết quả nghiên cứu tuổi dựa trên cơ sở đồng vị đá tổng Rb-Sr cho tuổi các đá meta-mafic trong khu vực vào khoảng Odovic sớm. Như vậy, cho đến nay nghiên cứu các đặc điểm thạch địa hóa cũng như tuổi U-Pb zircon trong các đá amphibolit thuộc tổ hợp ophiolite TKPS còn chưa được tiến hành. Trong nghiên cứu này, chúng tôi trình bày kết quả phân tích địa hóa (nguyên tố chính, hiếm), tuổi U-Pb zircon của 15 mẫu (các vị trí mẫu như Hình 1) nhằm đánh giá bản chất kiến tạo của các đá và đánh giá vai trò của chúng trong bình đồ cấu trúc khu vực.

2. Cơ sở tài liệu và phương pháp nghiên cứu

Mười ba mẫu được chọn để phân tích thành phần địa hóa với phương pháp phân tích địa hóa được mô tả chi tiết trong Nguyễn Minh Quyền và nnk (2019). Năm mẫu sử dụng để tách zircon, cấu trúc bên trong của các hạt zircon được phân tích bằng phương pháp phát quang âm cực (cathodoluminescence, CL) và điện tử tán xạ ngược (back scattered electron, BSE), sau đó mẫu được đưa vào phân tích các đồng vị U, Th, Pb nhằm xác định tuổi trên thiết bị LA (MC) ICPMS tại Viện Nghiên Cứu Khoa Học Cơ Bản Hàn Quốc Hàn Quốc (KBSI) với kích thước điểm bắn được chọn có đường kính 20µm. Mẫu chuẩn 91500 (1065 Tr.n) và mẫu chuẩn Plešovice (337.13 ± 0.37 Tr.n) được sử dụng để hiệu chỉnh kết quả.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: ngoxuanthanh@humg.edu.vn

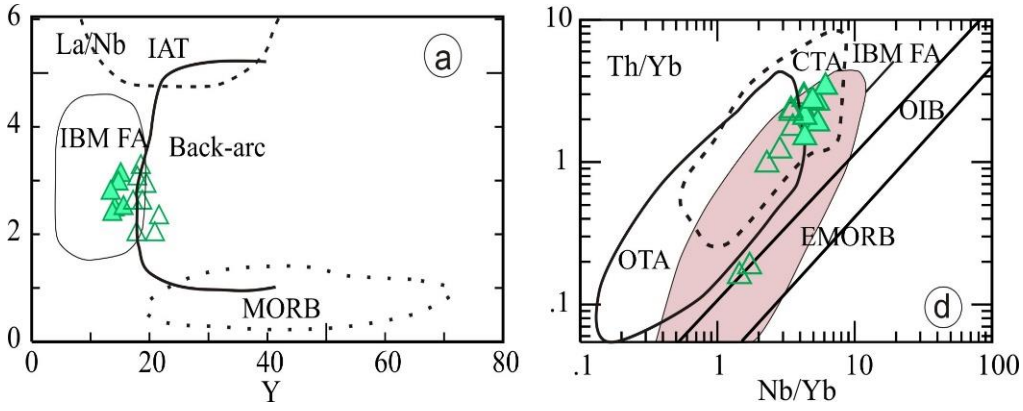


Hình 1: Sơ đồ địa chất khu vực nghiên cứu (Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019) thể hiện các vị trí lấy mẫu và kết quả định tuổi (số và chữ màu xanh).

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Đặc điểm thạch - địa hóa của các đá nghiên cứu

Kết quả phân tích địa hóa cho thấy các đá amphibolit trong đới khâu TKPS đặc trưng bằng hàm lượng SiO2 biến đổi từ 49-55%, chỉ số Mg# khá cao (55-63), TiO_2 thấp đến trung bình (0,8-1,2%), thấp K_2O (0,12-0,25%), tổng kiềm (Na_2O-K_2O) cao (2,2-4,9%), hàm lượng Ni và Cr khá thấp, lần lượt là 30-94ppm và 4,7-40ppm, thuộc kiểu basalt tholeiite. Đối sánh Chondrit và Manti nguyên thủy các đá cho thấy nhóm LREE được làm giàu yếu (La_N/Gd_N)=0,8-1,2; nhóm HREE gần như nằm ngang (Gd_N/Yb_N)=0,9-1,1 điển hình cho basalt nguồn manti chứa spinel. Nguyên tố Eu có dị thường âm yếu, điển hình cho xu thế kết tinh phân đoạn của plagioclas. Các nguyên tố U, Th, Ta và Pb có dị thường dương mạnh trong khu Ti và Nb thể hiện dị thường âm. Nhìn chung các mẫu nghiên cứu có đường phân bố trên các biểu đồ Chondrit và Manti nguyên thủy khá tương đồng.



Hình 2: Các biểu đồ phân chia trường kiến tạo cho đá basalt khu vực nghiên cứu (Bignold và nnk., 2003; Ngô Xuân Thành và nnk., 2012) (IAT: đá tholeit cung đảo, IBM FA: đá trước cung đới Mariana, MORB: basalt sống núi giữa đại dương, OTA: cung đại dương, CTA: cung lục địa)

3.2. Tuổi U-Pb zircon

Hai mẫu QN1709-01 và QN1709-02 lấy tại khu vực Tam Hải cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình theo thứ tự là 460.9±6.6 Tr.n và 459.5±6.8 Tr.n.. Mẫu QN1709-20 lấy trong khu vực Sông Tranh cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình là 456,3±3,5 Tr.n.. Mẫu diorite thu thập tại thủy điện Sông Tranh cho kết quả tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình là 448,9±3,3 tr.n. Một mẫu diorite đến granodiorite hạt trung nằm trong khu vực mỏ G18 cho tuổi $^{206}Pb/^{238}U$ trung bình là 452,4±3,1 Tr.n (Hình 1).

3.3. Bản chất kiến tạo của các đá amphibolite

Các mẫu nghiên cứu có hàm lượng SiO2 biến đổi từ 49-55%, tỷ ($100xMg^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$) khá cao (55-63) trong khi Th, Zr khá thấp, tỷ số Th/Yb và Zr/Yb lần lượt là 1,3-2,2 và 30-87 chứng tỏ magma bị tác động bởi vật chất vỏ trong quá trình kết tinh đông nguội không đáng kể. Đặc điểm địa hóa nguyên tố chính cho thấy các đá nghiên cứu có thành phần từ mafic đến trung tính. Đặc trưng dị thường dương của U, Pb

và đặc biệt dị thường âm của Nb chứng tỏ nguồn hình thành magma đã bị tác động bởi các vật liệu từ mảng hút chìm (Bignold và nnk., 2003; Ngô Xuân Thành và nnk., 2012). Tỷ số La/Nb trong mẫu nghiên cứu cao hơn kiểu MORB, tương đồng với kiểu basalt trước cung (Hình 2a), hàm lượng Y trong mẫu thấp (10-30ppm) điển hình cho magma hình thành liên quan đến hút chìm có thể kiểu trước cung hoặc sau cung (Hình 2a, b), tỷ số Th/Yb trong các mẫu nghiên cứu có sự biến đổi khá mạnh trong khi tỷ số Nb/Yb gần như không thay đổi, đặc trưng này điển hình của kiểu magma liên quan đến đới hút chìm, tương đương với kiểu biến đổi trong basalt hình thành liên quan đến hút chìm có sự tác động mạnh của vật chất vỏ lục địa (Hình 2b). Ngoài ra, chúng tôi cũng đánh giá các đặc điểm khác của địa hóa magma nghiên cứu, điển hình như Ti và V thấp trong các mẫu nghiên cứu điển hình cho magma kiểu lục địa hơn là kiểu cung đảo (Bignold và nnk., 2003; Ngô Xuân Thành và nnk., 2012). Sự có mặt khá phong phú các nhân zircon hình ovan tuổi cổ (900-1500 Tr.n) trong các mẫu nghiên cứu cũng là minh chứng cho thấy magma bị hỗn nhiễm bởi các vật chất từ nguồn vật liệu trầm tích. Như vậy, các đá magma nghiên cứu có nhiều đặc trưng của magma hình thành liên quan đến nguồn manti bị hỗn nhiễm vật chất trầm tích của đới hút chìm, chúng không điển hình của kiểu basalt liên quan đến tách giãn sống núi giữa đại dương (MORB). Các mẫu nghiên cứu đều có tỷ số La/Nb <3 và Y<25 điển hình cho magma kiểu trước cung (forearc) hoặc sau cung (backarc) hơn là kiểu magma cung (arc) (Bignold và nnk., 2003; Ngô Xuân Thành và nnk., 2012).

3.4. Tuổi của ophiolit TKPS và ý nghĩa kiến tạo khu vực

Các mẫu sử dụng định tuổi trong tổ hợp ophiolit đới khâu TKPS phần phía nam cho tuổi từ 452,4±3,1 Tr.n đến 460.9±6.6 Tr.n, thể hiện giai đoạn thành tạo magma Ocdovic giữa - muộn. Loạt magma ở trong nghiên cứu này cho tuổi trẻ hơn loạt magma plagiogranit phức hệ Điệng Bông là khoảng 502 - 518 Tr.n (Nguyễn Minh Quyền và nnk., 2019). Kết quả này cho thấy tuổi thành tạo của các đá trong tổ hợp ophiolit Tam Kỳ - Phước Sơn có tuổi thuộc giai đoạn Cambri - Ocdovic giữa-muộn, sớm hơn so với nhận định trước đây là Ocdovic - Silua như trước đây.

Mặc dù cần có những phân tích chi tiết hơn kết hợp với các số liệu đồng vị để đánh giá nguồn magma, tuy nhiên các đặc trưng địa hóa có thể là dấu hiệu cho thấy chúng có thể là những magma hình thành liên quan đến trước cung hoặc sau cung giai đoạn hút chìm trong Paleozoi sớm. Hơn nữa, đặc điểm địa hóa trong các mẫu nghiên cứu cho thấy vật chất magma có sự hỗn nhiễm mạnh của vật chất vỏ lục địa liên quan đến cung lục địa hơn là kiểu cung đảo của phức hệ Điệng Bông phần phía bắc TPSZ. Magma trong đới trước cung và sau cung được hình thành do căng giãn của mảng nằm trên đới hút chìm trong giai đoạn sớm của đới hút chìm (trước cung) hoặc giai đoạn quá trình hút chìm của mảng đại dương xuống sâu vào quyển mềm manti gây nên tách giãn sau cung magma (Dilek và Furnes 2014). Hiện tượng căng giãn này tạo điều kiện cho manti bị nóng chảy, đồng thời do tác động của mảng hút chìm làm cho phần manti này bắt đầu có sự làm giàu của dòng nhiệt dịch và một số trầm tích nóng chảy đi vào trong nguồn manti tạo nên kiểu magma có đặc điểm địa hóa khác với tách giãn ở sống núi giữa đại dương (MOR) (Stern và nnk., 1692). Tuổi các magma kiểu cung đảo ở phần phía bắc TPSZ (Cambri) cổ hơn các đá kiểu cung lục địa (Ocdovic) trong nghiên cứu này cho thấy có hai giai đoạn kiến tạo khác biệt hình thành nên các thành tạo magma này. Cần có nghiên cứu cụ thể hơn để đánh giá bản chất kiến tạo của các đá trong tổ hợp ophiolit trong TPSZ từ đó có những nhận định cụ thể hơn về tiến hóa kiến tạo của địa khối Đông Dương.

4. Kết luận

- Tuổi thành tạo của các đá mafic thuộc hệ tầng Khâm Đức trong tổ hợp ophiolit TKPS khoảng 450-560 Tr.n., thuộc giai đoạn Ocdovic giữa - muộn.
- Các đá mafic trong nghiên cứu này cho thấy chúng thuộc kiểu ophiolit liên quan đến hút chìm (SSZ) (có thể trước cung hoặc sau cung) hơn là kiểu vỏ đại dương thực thụ (MORB) hoặc kiểu cung đảo.
- Các đá trong tổ hợp ophiolit thuộc TPSZ được hình thành liên quan đến các giai đoạn kiến tạo khác nhau trong giai đoạn Paleozoi sớm.

Lời cảm ơn

Nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển khoa học và công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.99-2017.314.

Tài liệu tham khảo

Bignold, S.M., Treloar, P.J., 2003. Northward subduction of the Indian Plate beneath the Kohistan island arc, Pakistan Himalaya: new evidence from isotopic data. Journal of the Geological Society of London 160, 377-384.

Trần Thanh Hải, Khin Zaw, Halpin, J.A., Manaka, T., Meffre, S., Lee, Y., Le Van Hai, Lai , C.K., Sang Dinh, The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in Central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications.

Gondwana Research, v. 26, 144-164, 2014

Izokh, A.E., Tran, T.H., Ngo, T.P., Tran, Q.H., 2006. Ophiolite ultramafic-mafic associations in the northern structure of the Kon Tum block (central Vietnam). Journal of Geology, Department of Geology and Minerals of Vietnam B (28), 20-26.

K.R. Ludwig., 2013. Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Special Publication 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley (2003)

Kim, T., Kim, Y., Cho, M., Lee, J.I., 2019. P-T evolution and episodic zircon growth in barroisite eclogites of the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. Journal of Metamorphic Geology. Doi: 10.1111/jmg.12474.

Ngô Xuân Thành, V.J. Rajesh, Tetsumaru Itaya, Brian Windley, Sanghoon Kwon, Chan-Soo Park, 2012. A Cretaceous forearc ophiolite in the Shyok suture zone, Ladakh, NW India: Implications for the tectonic evolution of the Northwest Himalaya. Lithos 155 (2012) 81-93.

Nguyễn Xuân Bao và Trần Đức Lương, 1988. Bản đồ địa chất Việt Nam tỷ lệ 1/500.000. Tổng cục Mỏ và Địa chất xuất bản năm 1988.

Nguyễn Minh Quyền, Feng Q., Zi J.W., Zhao,T., Tran, T.H., Ngo, X.T., Tran, M.D., Nguyen, Q.H., 2019. Cambrian intra-oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. Gondwana Research 70, 151-170.

Phạm Thị Dung, Trần Trọng Hòa, Ngô Thị Phượng, Trần Tuấn Anh, Bùi Ấn Niên (2006). Characteristics of mineral composition (olivine, pyroxene, chrome spinel) of ultramafic intrusions located in the margin of the Kon Tum block. The Journal of Earth Sciences (Vietnam).

Stern, R.J., Bloomer, S.H., 1992. Subduction zone infancy; examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. Geological Society of America Bulletin 104, 1621-1636.

Trần Văn Trị và Vũ Khúc (2009). Địa chất và Tài nguyên Việt Nam. Nhà xuất bản Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, 589tr

Yildirim Dilek and Harald Furnes, 2014. Ophiolites and Their Origins. ELEMENTS, VOL. 10, PP. 93-100.

ABSTRACT

Geochemical characteristic and U-Pb ages of amphibilote of Tam Ky-Phuoc Son ophilitic complex

Ngo Xuan Thanh[1,*], Bui Vinh Hau[1], Nguyen Minh Quyen[1], Tran Thanh Hai[1],
Khuong The Hung[1], Vu Anh Dao[1], Nguyen Quoc Hung[1]
[1]*Hanoi University of Mining and Geology*

The Tam Ky - Phuoc Son Suture Zone (TPSZ) is located in the north Kon Tum terrane. The Tam Ky - Phuoc Son ophiolit is composed of amphibolite of Kham Duc complex, serpentinite - meta-gabbro of Hiep Duc complex, Dieng Bong and Nui Vu complex. Geochemistry data from the Kham Duc amphibolite shows SiO_2 content of 49-55%, positive U, Pb anomalies and negative Nb, Ti anomalies, the ratios of La/Nb (<3), (Y<25) and Th/Ta (2,6-5,3) similar to magma form in a SSZ (backarc or forearc) rather than those of MORB or island arc. Five samples dated U-Pb zircon yield ages ranging from 452,4±3,1 Ma to 460.9±6.6 Ma, suggesting a middle - late Ocdovician magma formation.

Keywords: Tam Ky - Phuoc Son; U-Pb zircon ages; supra-subduction zone (SZZ); forearc, Kham Đuc.

Thạch luận và sinh khoáng Cu-Ni của đá siêu mafic khu vực Phan Thanh, Cao Bằng

Ngô Xuân Thành[1,*], Vũ Mạnh Hào[1,2], Trần Văn Miến[2]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2]*Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam*

TÓM TẮT

Các đá siêu mafic khu vực Cao Bằng có thành phần thạch học chủ yếu là lherzolit, ít hazburgit. Kết quả nghiên cứu địa hóa nguyên tố chính, nguyên tố vết và địa hóa nhóm Platin (PPGE) chỉ ra chúng xuất phát từ nguồn manti có mức độ nóng chảy từ thấp đến trung bình (~3-10%), tương ứng với điều kiện hình thành kiểu magma sinh khoáng Ni, PGE là chủ yếu. Quá trình hỗn nhiễm vật chất vỏ trong manti đóng vai trò quan trọng, tạo điều kiện bão hòa S trong dung thể magma đi lên làm tăng khả năng tập trung quặng sunfur trong phần đáy khối, đặc biệt tại các đới tiếp xúc giữa magma với đá trầm tích (giàu graphit) trong khu vực.

Từ khóa: Cao Bằng, đá siêu mafic, Cu-Ni-PGE, Suối Củn, Phan Thanh.

1. Đặt vấn đề

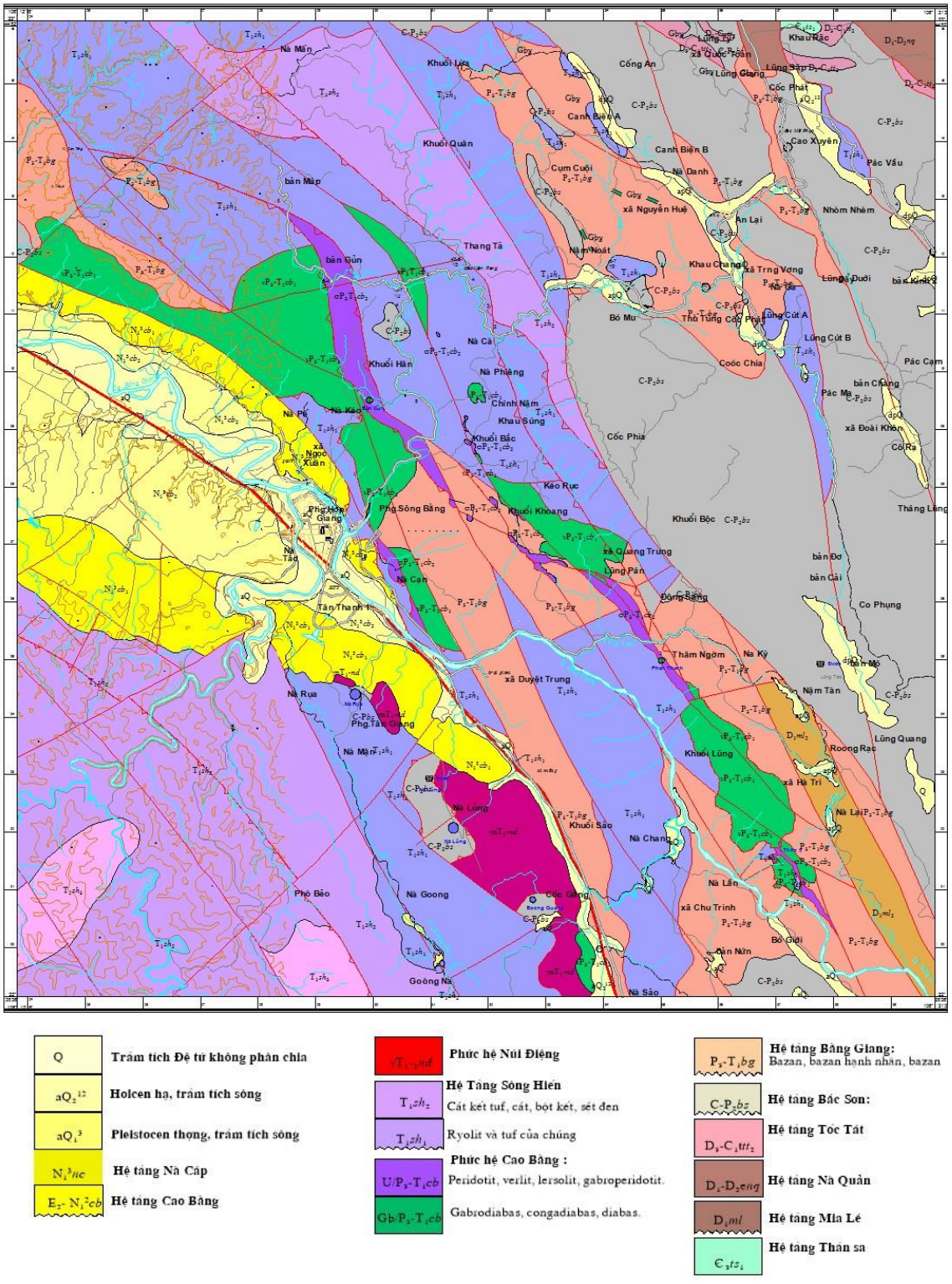
Đới cấu trúc Sông Hiến thuộc vùng Đông Bắc Việt Nam có cấu trúc dạng tuyến kéo dài theo phương TB-ĐN, đới được cấu thành từ các đá trầm tích lục nguyên, lục nguyên xen carbonat và cacbonat có tuổi từ Devon đến Triat xen với các tập đá phun trào bị xuyên cắt bởi các khối xâm nhập có thành phần đa dạng từ siêu mafic, mafic đến axit. Các thể siêu mafic chứa khoáng hoá Ni, Cu khu vực Cao Bằng phân bố thành một dải kéo dài phương TB-ĐN (Hình 1). Hiện nay, luận giải về cơ chế địa chất và điều kiện hình thành quặng hóa còn nhiều tranh luận. Kết quả phân tích sự phân bố Pt, Pd và Rh trong quặng hóa chỉ ra sự phân tách sulfur trong khối xảy ra ở độ sâu trước khi kết tinh olivin (Glotov và nnk., 2004; Balykin và nnk., 2006); trong khi đó Svetlitskaya và nnk. (2014) cho rằng các đá magma khu vực được hình thành bởi nhiều pha phun trào và xâm nhập, trong đó quặng sulfur trong các khối hình thành từ các đá magma cao Mg có nguồn nghèo PGE, quặng lắng đọng ở phần thấp của các khối xâm nhập và chúng bị phá hủy, di chuyển lên các phần cao do các dòng magma khác nhau tác động. Trên cơ sở số liệu địa hóa nguyên tố chính, nguyên tố vết và PGE của đá siêu mafic Suối Củn, Phan Thanh, kết hợp với các số liệu địa hóa tổng hợp từ những nghiên cứu có trước, chúng tôi thảo luận về cơ chế và điều kiện thành tạo các khối xâm nhập siêu mafic trong khu vực và tiềm năng sinh khoáng của chúng.

2. Cơ sở lý thuyết và phương pháp nghiên cứu

2.1. Đặc điểm địa chất khối siêu mafic Suối Củn và Phan Thanh

Khối siêu mafic Suối Củn và Phan Thanh có dạng thấu kính dài kéo dài theo phương TB-ĐN (Hình 1), thành phần thạch học chủ yếu là lherzolit chứa plagiocla, lượng ít melanogabbro chứa olivin và wehrlit và lherzolit (kiểu hạt nhỏ nghèo quặng sulfur và kiểu hạt lớn có hàm lượng quặng sunfur cao đến đặc sít). Số liệu nghiên cứu thực địa cho thấy các thể đá siêu mafic trong khu vực có quan hệ kiến tạo với các đá vây quanh, chúng chủ yếu lộ ra thành những khối không liên tục, bị các đứt gãy nghịch, chờm nghịch cắt qua ở phần đáy và phần nóc, và bị các hệ thống đứt gãy trượt bằng làm dịch chuyển (Hình 1, 2). Phía phía tây và tây nam khối Suối Củn, quan hệ giữa đá siêu mafic và mafic thể hiện bằng các đới phá hủy dập vỡ, đới trượt và phiến hóa. Dọc các đới trượt là đới mylonit trong các đá basalt và đá siêu mafic quy mô khác nhau, đi cùng là các mạch thạch anh, calcit bị biến dạng, uốn nếp mạnh mẽ (Hình 2a). Trong nội khối, các đới trượt tạo nên các đới serpentinit bị phiến hóa, biến dạng mạnh mẽ thể hiện có sự dịch trượt mạnh giữa các khối nhỏ (Hình 2b). Các đới trượt chờm nghịch chủ đạo cắm về phía đông nam với góc dốc từ 0- 30^o.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: ngoxuanthanh@humg.edu.vn



Hình 1. Sơ đồ địa chất khu vực Hòa An, tỉnh Cao Bằng (cập nhật đến 2020)

Khối Phan Thanh, phần rìa phía tây bắc khối bị các đá trầm tích phun trào rhyolit chờm phủ, ranh giới giữa chúng là một đới trượt chờm nghịch tạo thành một đới phiến hóa dày khoảng 20-30m trong các đá rhyolit (Hình 2c) và làm đá siêu mafic bị phong hóa, phá huỷ mạnh. Ngoài ra, đới chờm nghịch trong đá siêu mafic tạo ranh giới giữa đá siêu mafic hạt nhỏ (nghèo quặng) nằm dưới tập siêu mafic hạt lớn (giàu quặng) nằm trên. Đới trượt này làm cho các đá siêu mafic bị phiến hóa, uốn nếp (Hình 2d). Các đới đứt gãy nghịch, chờm nghịch chủ yếu cắm về phía tây nam với góc dốc biến đổi từ 20-50^{o}. Mặc dù không quan sát

rõ được ranh giới phía đông và đông nam, tuy nhiên trong nội khối siêu mafic Phan Thanh chúng tôi cũng quan sát được khá nhiều các đới trượt nghịch, chờm nghịch đi kèm các đới phiến hóa và đới mylonit serpentinit. Phía tây nam khối bị khống chế bởi hệ thống đứt gãy trượt bằng Cao Bằng - Tiên Yên.

Hình 2. Một số hình ảnh thực địa thể hiện quan hệ chờm nghịch giữa đá siêu mafic/mafic.

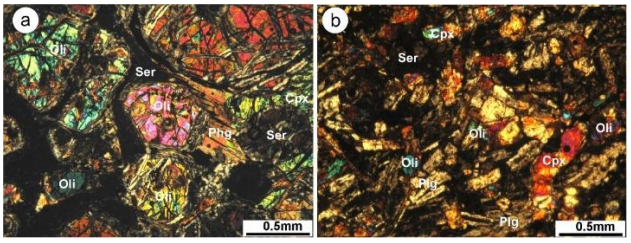
(a) Đới phiến hóa trong đá basalt khu vực TN khối Suối Củn, (b) đới mylonit trượt chờm trong nội khối Suối Củn, (c) đá hệ tầng Sông Hiến bị phá hủy biến dạng mạnh ven rìa đứt gãy chờm nghịch khu vực ĐB khối Phan Thanh, (d) các hệ thống chờm trượt quan sát được trong khối Phan Thanh

Về tuổi thành tạo các đá magma mafic, siêu mafic: Trong khu vực, Hoa và nnk. (2008) đã xác định tuổi thành tạo cho các đá gabbro, gabbrodolerit trong khối Suối Củn trên cơ sở phân tích U-Pb zircon bằng phương pháp SHRIMP cho ra kết quả lần lượt là 273,9 ± 3,1 tr.n., 263,7 ± 3,0 trn. và 260,0 ± 3,5trn., đối với lherzolite chứa plagiocla, kết quả phân tích thu được từ một hạt zircon là 262 ± 2,7 tr.n. Halpin và nnk. (2016) xác định tuổi các đá lherzolit khu vực Suối Củn cho kết quả tuổi 274 ± 18 tr.n. Các tuổi này cổ hơn rất nhiều so với các thành tạo granitoid trong khu vực (khoảng 245 - 255 trn., Halpin và nnk., 2016 và các tài liệu tham khảo liên quan). Các kết quả này tương đồng với tuổi 263 tr.n. trên cơ sở phân tích Rb-Sr (Thanh và nnk., 2014), trẻ hơn tuổi 334 ± 31 trn. trên cơ sở Rb-Sr xác định trên basalt cầu gối khu vực Cao Bằng (Trần Thanh Hải và nnk., 2007).

2.2. Đặc điểm thạch địa hóa các đá siêu mafic khối Phan Thanh và Suối Củn

2.2.1. Đặc điểm thạch học

Kết quả phân tích thạch học cho thấy các đá chủ yếu là lherzolit chứa plagioclas, thành phần khoáng vật gồm olivin, pyroxen, plagioclas, phlogopit và khoáng vật quặng. Khoáng vật biến đổi chủ yếu là serpentin, amphibol và chlorit. Trong đó các mẫu lấy từ phần siêu mafic hạt thô, giàu quặng có hàm lượng olivin cao hơn so với mẫu còn lại. Phần lớn olivin đã bị biến đổi thành serpentin dọc theo các khe nứt và riềm. Khoáng vật phlogopit xuất hiện dọc theo các đới biến đổi serpentinit hóa là minh chứng cho thấy quá trình serpentinit xảy ra khá sớm liên quan đến quá trình đông nguội magma, đồng thời biotit hình thành trong giai đoạn biến đổi nhiệt dịch về sau này (Hình 3). Ở phần riềm và các khe nứt của khoáng vật pyroxen cũng có sự phát triển khá đa dạng khoáng vật biến đổi thứ sinh amphibol. Chlorit biến đổi dọc riềm của cả khoáng vật pyroxen, amphibol và plagioclas là minh chứng cho thấy đây là khoáng vật thứ sinh phát triển sau cùng.

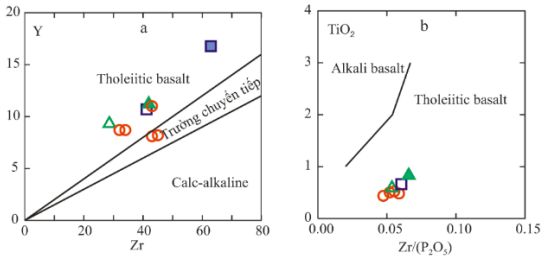


Hình 3. Ảnh thạch học lát mỏng thạch học dưới kính hiển vi của các mẫu lỗ khoan: Ảnh (a) mẫu LK 63-2, ảnh (b) LK 66.1/2. Oli: Olivin; Cpx: Pyroxen xiên; Plg: Plagiocla; Phg: Phlogopit; Ser: Serpentin.

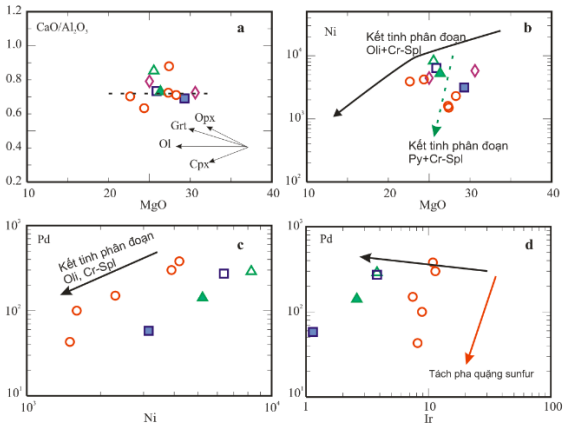
2.2.2. Đặc điểm nguyên tố chính, nguyên tố vết và PGE

Kết quả phân tích 06 mẫu thành phần nguyên tố chính bằng phương pháp XRF và nguyên tố vết bằng

phương pháp ICP MS tại Korea Basic Science Institue (KSBI); 4 mẫu phân tích thành phần nguyên tố nhóm Platin (PGE) tại trung tâm phân tích Activation Laboratories Ltd. (Canada) bằng phương pháp ICP MS; tham khảo các kết quả phân tích có liên quan đến khối Suối Củn của Svetlitskaya và nnk. (2014). Kết quả như sau: Hàm lượng TiO_2 thấp (<1%), cao MgO (24%-39.2%), hàm lượng mất khi nung (LOI) khá cao 4-5%-10% chứng tỏ chúng đã bị tác động bởi các quá trình biến chất hậu magma. Trên sơ đồ phân loại đá, các mẫu phân tích chủ yếu thuộc trường basalt tholeiit (Hình 4), tương đồng với đặc điểm basalt khu vực Cao Bằng. Trên sơ đồ tương quan giữa MgO với CaO/Al_2O_3 cho thấy các đá có hàm lượng MgO cao hơn 25% có chỉ số CaO/ Al_2O_3 gần như không thay đổi trong khi các mẫu có MgO<25% có tỷ số CaO/ Al_2O_3 thay đổi khá nhiều. Trên biểu đồ tương quan giữa MgO với Ni và Cr cho thấy hàm lượng Ni và Cr trong đá có xu hướng giảm mạnh so với MgO. Trên biểu đồ Ni với Pd cho thấy hai nguyên tố này có tương quan thuận trong tất cả các mẫu, tương tự có sự quan hệ thuận giữa Ir với Pr và Pt trong tất cả các mẫu, tuy nhiên mức độ giảm của Pd và Pt mạnh hơn so với Ir trong các mẫu.

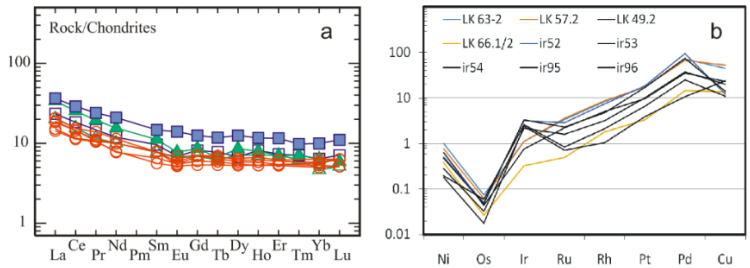


Hình 4. Biểu đồ phân loại trường magma các đá siêu mafic khu vực Phan Thanh (ký hiệu vòng tròn rỗng) và Suối Củn (Svetlitskaya và nnk. (2014) cho thấy đá thuộc kiểu tholeiit đến trường chuyển tiếp.
(a): Zr vs. Y (Barrett and MacLean, 1994), (b) Zr/P_2O_5 vs. TiO_2 (Winchester và Floyd, 1976)



Hình 5. Biểu đồ tương quan giữa MgO với tỷ số CaO/Al_2O_3 (a) MgO với Ni, Ni với Pd(c) và Ir với Pd (d) thể hiện các xu hướng kết tinh của các nhóm khoáng vật tạo đá và tạo quặng trong đá khu vực Phan Thanh và Suối Củn.

Trên biểu đồ đối sánh mẫu/Chondrit (Hình 6a) cho thấy các nguyên tố nhóm đất hiếm nhẹ (LREE) được làm giàu so với nhóm nguyên tố đất hiếm nặng (HREE) với tỷ số $(La/Sm)_N$ biến đổi từ 1,5 đến 4; nhóm đất hiếm nặng gần như nằm ngang $(Gd/Yb)_N$= 1 - 1,2), trong đó mẫu lherzolit hạt nhỏ giàu plagioclase nằm cao hơn các mẫu khác, có hàm lượng MgO thấp hơn, SiO_2 cao hơn thể hiện tính axit vượt trội. Trên sơ đồ đối sánh PGE với số liệu Manti nguyên thủy cho thấy các mẫu nghiên cứu trên khu vực có sự tương đồng, đặc trưng bằng sự làm giàu mạnh nhóm nguyên tố PPGE (Rh, Pd và Pt) so với nhóm nguyên tố Ni và nhóm IPGE (Os, Ir, Ru), đặc biệt nguyên tố Os bị làm nghèo tương đối mạnh (Hình 6b). Dự liệu phân tích cho kết quả: 0,03-0,3% Ni, 0,01-0,08% Cu, và 0,03-0,37ppm PGE. Tỷ số Cu/Pd từ 3.075 đến 11.150 (trung bình 5.938), tỷ lệ Pd/Ir và (Pt + Pd)/(Ir + Ru + Os) lần lượt là 1.0-28.9 và 1.3-22.7.

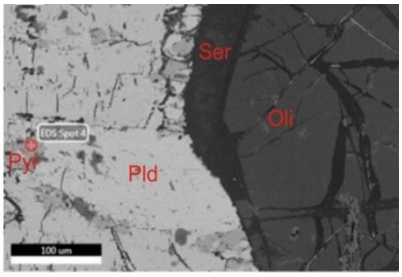


Hình 6. Biểu đồ đối sánh mẫu với Chondrit (a) và nhóm nguyên tố Chalcophile với manti nguyên thủy (b) (Các mẫu ký hiệu ir: Theo số liệu của Svetlitskaya và nnk. (2015)). (Số liệu chuẩn hóa theo McDonough and Sun, 1995).

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Kết tinh phân đoạn và quá trình phân dị đá-quặng Ni-Cu-PGE

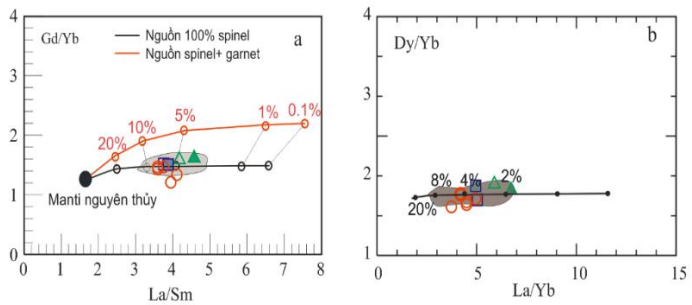
Kết quả phân tích cho thấy các đá có hàm lượng MgO cao hơn 25% chủ yếu trải qua quá trình kết tinh phân đoạn olivin+Cr-spinel+ortho-pyroxen trong khi hai mẫu khu vực Suối Củn có hàm lượng MgO thấp hơn 25% có thể đã trải qua quá trình kết tinh phân đoạn clino-pyroxen. Tương quan thuận giữa MgO với Ni và Cr là điển hình cho xu thế kết tinh phân đoạn của nhóm khoáng vật olivin+Cr-spinel+pyroxene trong đá. Điều đó, phù hợp với thành phần thạch học của đá (olivin, opx hạt lớn, khá tự hình trong đá), Cr-spinel khá tự hình và đôi khi nằm trong các khoáng vật olivin, đó là minh chứng cho thấy nhóm khoáng vật này kết tinh sớm, có sự phân dị và đã được làm giàu. Sự phân dị lắng đọng olivin vào giai đoạn sớm của quá trình magma đồng thời với quá trình kết tinh, phân dị khoáng vật tạo quặng Ni, Cu, PGE trong lò magma vào giai đoạn sớm. Kết quả phân tích đặc điểm thành phần olivin trong lherzolit hạt thô trong khu vực cho thấy olivin có hàm lượng fosterit (Fo) cao (83-86) và tỷ lệ MgO/FeO_T khoảng 1 - 1,25, đặc trưng địa hóa này cho thấy olivin kết tinh giai đoạn sớm của quá trình magma (Fo khoảng 85, và MgO/FeT trên 0,9423 (theo Roeder và Emslie, 1970). Tương quan thuận giữa Ni với Pd điển hình cho quá trình phân dị olivin, Cr-spinel trong đá tác động đến sự biến thiên nhóm PPGE. Trong quá trình phân dị kết tinh magma nhóm PGE có thể đi vào kết hợp cùng với các khoáng vật Cr-spinel và olivin và tách pha hoặc chúng kết hợp cùng với các khoáng vật quặng sunfur và tạo quặng. Xu hướng biến thiên của Ir với Pd và Pt khá mạnh so với Ir là điển hình cho xu thế tách pha tạo quặng sunfur đóng vai trò chủ đạo trong sự biến đổi nhóm PGE. Các *"giọt quặng sunfur"* trong khoáng vật Cr-spinel (Svetlitskaya và nnk., 2014) và trong olivin là minh chứng cho thấy quá trình kết tinh phân dị quặng vào giai đoạn sớm của magma khu vực nghiên cứu.



Hình 7. Quan hệ đồng sinh giữa các khoáng vật quặng và khoáng vật Olivin trên ảnh SEM (Pyr: Pyrotin; Pld: Penladit; Ser: Sericit; Oli: Olivin)

3.2. Mức độ nóng chảy nguồn manti và sự liên quan với tiềm năng Cu-Ni-PGE

Sử dụng biểu đồ tương quan giữa La/Sm vs. Gd/Yb cho thấy các đá siêu mafic trong nghiên cứu là sản phẩm nóng chảy từ nguồn spinel với mức độ nóng chảy khoảng 7%-15%, kết quả ước tính này tương đồng với tính toán sử dụng thành phần basalt cao MgO (Mg#>62) trong khu vực Cao Bằng (Hình 8a, b). Mức độ nóng chảy nguồn manti thành tạo các đá magma khu vực Hoà An khá tương đồng, từ thấp đến trung bình, tương đương đến thấp hơn kiểu nóng chảy liên quan đến sống núi giữa đại dương (khoảng 3-10%). Với mức độ nóng chảy nguồn thấp của các đá mafic, siêu mafic trong khu vực cho thấy chúng tương ứng với điều kiện hình thành kiểu magma sinh khoáng Ni là chủ yếu.



Hình 8: Ước tính mức độ nóng chảy nguồn manti sử dụng các nguyên tố đất hiếm các đá siêu mafic khu vực Phan Thanh và Suối Củn. (a) La/Sm với Gd/Yb (Becker và Le Roex, 2006), (b) La/Yb với Dy/Yb (Thirlwall et al., 1994). Các số liệu từ đá basalt Cao Bằng (màu xám, theo Thành và nnk., 2014; Halpin và nnk., 2015) cũng được đưa vào đối sánh.

3.3. Mức độ bão hòa S và khả năng tập trung quặng Cu-Ni-PGE

Trên cơ sở nghiên cứu về đặc điểm địa hóa, đồng vị Sr, Nd, Thành và nnk., (2018) cho thấy các đá magma có sự thay đổi MgO trong khi $^{87}Sr/^{86}Sr$ và $^{144}Nd/^{143}Nd$ ít có sự thay đổi. Các đặc điểm địa hóa này được xác định là magma xuất phát từ nguồn manti bị hỗn nhiễm vật liệu nóng chảy trầm tích đóng vai trò chủ đạo so với quá trình hỗn nhiễm vỏ trong quá trình hình thành magma. Các nghiên cứu trước đây cho

thấy các đá magma hình thành do hỗn nhiễm trầm tích và nguồn manti có thể tạo nên lượng S đi vào magma rất lớn do chúng có fO_2 cao (Jugo và nnk., 2005). Vì vậy, nếu magma đi lên gặp các tập trầm tích chứa graphit thì sẽ tạo điều kiện khử và lắng đọng tập trung quặng Cu-Ni-PGE (Tomkins và nnk., 2012). Đặc điểm magma này cũng được thể hiện trên hình 5e, f cho thấy magma hoàn toàn có khả năng tách quặng Ni-Cu sunfur. Khu vực nghiên cứu có các đá cacbonat và các đá phiến thạch anh-sericit có lượng graphit cao tạo điều kiện cho quá trình hình thành và tập trung quặng dọc ranh giới giữa các đá này với đá magma, đặc biệt ở các khu vực phần sâu của khối xâm nhập.

4. Kết luận

- Các hoạt động kiến tạo chờm trượt, hoạt động kiến tạo đã làm đảo lộn, biến vị các thể magma so với đặc điểm nguyên thủy của chúng;
- Các đá siêu mafic khu vực thuộc phần sâu của khối magma, quá trình phân dị xảy ra chủ yếu liên quan đến khoáng vật giai đoạn sớm như olivine, pyroxen;
- Các đá nghiên cứu được xuất phát từ nguồn manti có mức độ nóng chảy thấp đến trung bình, tương đương với kiểu tạo khoáng Ni là chủ yếu;
- Quá trình hỗn nhiễm vật chất vỏ trong quá trình hình thành magma đóng vai trò quan trọng tạo điều kiện bão hòa S trong các đá.

Lời cảm ơn

Các kết quả phân tích PGE trong nghiên cứu này được tài trợ bởi Quỹ phát triển khoa học và công nghệ Quốc gia (NAFOSTED) trong đề tài mã số 105.99-2017.314.

Tài liệu tham khảo

1. Halpin J.A., Hai T.T., Lai C.K., Meffre S., Crawford A.J., Zaw K., 2006. U-Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: A 'tectonically disputed' territory between the Indochina and South China blocks. Gondwana Research, 34: 254-273

2. Izokh A.E., Polyakov G.V., Hoa T.T., Balykin P.A., Phuong N.T., 2005. Permian-triassic ultramafic-mafic magmatism of Northern Vietnam and Southern China as expression of plume magmatism. Russian Geology and Geophysics, 46 (9): 942-951

3. Ngô Xuân Thành, Trần Thành Hải, Vũ Mạnh Hào và nnk, 2008. Nghiên cứu bản chất kiến tạo các đá mafic, siêu mafic và tiềm năng sinh khoáng Cu-Ni và nhóm platin liên quan trong bể Sông Hiến - An Châu, Đông Bắc. Đề tài KH&CN cấp Bộ mã số B2016-MDA-06ĐT, Bộ Giáo dục và Đào tạo, Hà Nội

4. Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Phuong N.T, 2014. PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam. Mineralogy and Petrology, 109 (2): 161-180.

5. Tran N.X., Hai T.T., Hoang N., Lan V.Q., Kwon S.H., Itaya T., Santosh M., 2014. Backarc mafic-ultramafic magmatism in Northeastern Vietnam and its regional tectonic significance. Journal of Asian Earth Sciences, 90: 45-60

ABSTRACT

Petrogenesis and Cu-Ni metallogenesis of ultramafic rocks in Phan Thanh area, Cao Bang province

Ngo Xuan Thanh[1,*], Vu Manh Hao[1,2], Tran Van Mien[2]

[1]Ha Noi University of Mining and Geology

[2]General Departmen of Geology and Minerals of Viet Nam

The mafic, ultramafic rocks occurred relatively abundant in the Song Hien tectonic zone, and they are concerned to studies about their tectonic setting as well as Cu-Ni ore mineralization. Field structural studies suggest that the ultramfic rocks have mainly faulting and or thrust fault boundaries with other rocks in the region. The rocks, therefore, had been displaced, turned and changed their original formation. The rocks show not well cumulate texture, lherzolite is main rock of the ultramafic complex, no typial dunite has been found so far, indicating that the rock member might not belong to the lower/base of the ultramafic units. Estimation of mantle partial melting show that the rocks formed by a ca. 3 - 10% mantle melting, this low melting mantle is corresponded to magma of Ni ore genesis. Contamination of sediment to the source had played an important role in S-saturation of magmas, this could lead the Ni-Cu sulfide deposit as the result

of segregation and concentration of droplets of liquid sulfide. Magma contamination with surrounding graphite rich sediment will be good condition for Ni-Cu sulfide deposit.

Keywords: Cao Bang; mafic; Cu-Ni-PGE; Suoi Cun; Phan Thanh.

Đặc điểm các đá phun trào felsic Mesozoi khu vực Tây Bắc Việt Nam

Lê Thị Ngọc Tú[1,*], Lê Tiến Dũng[1], Nguyễn Khắc Giảng[1], Phạm Thị Vân Anh[1], Tô Xuân Bản[1]
[1] *Trường Đại học Mỏ - Địa chất*

TÓM TẮT

Các đá phun trào felsic Mesozoi khu vực Tây Bắc Việt Nam phân bố chủ yếu ở khu vực Nậm Chiến (Sơn La) và Tú Lệ (Yên Bái) bao gồm các đá phun trào axit á kiềm và kiềm: ryolit, ryolit porphyr, trachyryolit, trachyt và tuf của chúng. Các đá phun trào thực sự chủ yếu có kiến trúc nổi ban, nền hạt nhỏ; ban tinh gồm felspat kali, plagioclas, thạch anh, biotit; nền gồm các khoáng vật dạng vi tinh, ẩn tinh, thủy tinh và quặng. Các đá núi lửa felsic tuổi Mesozoi là sản phẩm của các hoạt động á phun trào, hay phun nổ; có quan hệ xuyên cắt và gây biến chất các đá trầm tích lục nguyên, carbonat vây quanh. Trong Kainozoi, các đá felsic này bị biến chất động lực không đều và bị biến đổi thứ sinh rất mạnh mẽ. Việc nghiên cứu thành phần, mối quan hệ không gian của các đá có thành phần felsic với đá vây quanh không chỉ làm sáng tỏ điều kiện thành tạo, mối quan hệ với các hoạt động địa chất xảy ra trong quá khứ, mà còn góp phần định hướng công tác tìm kiếm, thăm dò khoáng sản liên quan trong khu vực Tây Bắc Việt nam.

Từ khóa: Đá phun trào; felsic; Tây Bắc Việt Nam.

1. Mở đầu

Trên lãnh thổ Việt Nam, các đá núi lửa có thành phần felsic tuổi Mesozoi phân bố rộng rãi trong các khu vực Đông Bắc, Tây Bắc, Trung Bộ. Chúng có khối lượng lớn, chiếm diện tích từ vài chục đến hàng nghìn km2 trên các tờ bản đồ địa chất ở tỷ lệ từ 1:200.000 đến 1: 50.000, và được mô tả trong các phân vị địa tầng có tuổi từ Trias, Jura đến Creta. Tại khu vực Tây Bắc Việt Nam, các đá này chủ yếu phân bố ở các khu vực sau: (1) Khu vực Nậm Chiến (Sơn La) gồm các đá núi lửa felsic tuổi Mesozoi muộn; (2) khu vực Tú Lệ (Yên Bái) gồm các đá núi lửa thành phần felsic tuổi Mesozoi.

Thành phần khoáng vật, đặc điểm khoáng vật tạo đá magma, cũng như mối quan hệ không gian với đá vây quanh có vai trò quan trọng trong nghiên cứu thạch luận nói chung, góp phần làm sáng tỏ điều kiện thành tạo, mối quan hệ với các hoạt động địa chất đã xảy ra ở khu vực Tây Bắc Việt Nam; cũng như định hướng cho công tác tìm kiếm, thăm dò khoáng sản. Cho tới hiện tại, đã có một số nghiên cứu về đá magma khu vực Bắc Bộ Việt Nam, đặc biệt là các đá vùng trũng Tú Lệ, tuy nhiên đặc điểm thành phần khoáng vật các đá magma phun trào felsic tuổi Mesozoi khu vực Tây Bắc Việt Nam còn nhiều vấn đề tồn tại. Trong công trình này, dựa vào kết quả khảo sát thực địa các mặt cắt đá magma tiêu biểu, kết quả phân tích hơn 50 mẫu đá magma phun trào felsic tuổi Mesozoi và tuf của chúng, nhóm tác giả nghiên cứu làm sáng tỏ đặc điểm phân bố, thành phần, đặc điểm khoáng vật các đá phun trào có thành phần felsic, đá vụn núi lửa trong khu vực.

2. Cơ sở lý thuyết và các phương pháp nghiên cứu

2.1. Cơ sở lý thuyết

Dựa theo cơ sở về thành phần khoáng vật tạo đá chính, đá magma được phân loại thành: nhóm đá magma siêu mafic; nhóm đá magma mafic; nhóm đá magma trung tính; nhóm đá magma axit. Felsic là tên gọi cho các đá chứa tỷ lệ lớn feldspat, có hoặc không có thạch anh, đồng thời thuật ngữ felsic cũng áp dụng với các đá giàu feldpatoid như nephelin (Best và nnk, 2003).

Đá magma phun trào thường có kiến trúc nổi ban, kiến trúc hạt nhỏ, ẩn tinh hoặc thủy tinh. Chúng thường chứa các mảnh đá, ban tinh tinh thể. Ban tinh là những khoáng vật có kích thước lớn hơn so với các khoáng vật nền và có thể quan sát được bằng mắt thường.

Theo IUGS (Le Maitre và nnk, 2002) về danh pháp và phân loại các đá magma có đề cập tới đá vụn núi lửa là đá có chứa vật liệu bắt nguồn từ hoạt động núi lửa bao gồm các mảnh đá, tro bụi, magma, thủy tinh và các vật liệu khác từ núi lửa. Theo nhóm tác giả, các thành tạo trầm tích phun trào: tuf, tufit, tufogen được các nhà địa chất Việt Nam sử dụng có thể được xếp vào nhóm các đá vụn núi lửa. Các mảnh vụn núi lửa

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: lethingoctu@humg.edu.vn

được chia thành các cấp căn cứ theo kích thước như sau: bom núi lửa (kích thước d> 64mm, hình cầu hoặc bầu dục); khối, tảng (d>64mm, rất góc cạnh); lapilli -mảnh vụn núi lửa (có hình dạng bất kỳ, kích thước từ 2mm đến 64mm); bụi (d<2mm), bụi có thể chia thành các cấp bụi thô (d:2mm-0,063mm) và bụi mịn (d<0,063mm).

2.2. Các phương pháp nghiên cứu

- Phương pháp thu thập tài liệu: thu thập các tài liệu địa chất, tài liệu nghiên cứu về sự phân bố các đá magma felsic của các nhà địa chất trước đó nhằm khoanh định sơ bộ những diện tích phân bố đối tượng nghiên cứu.
- Phương pháp khảo sát thực địa: khảo sát thực địa nhằm xác lập các mặt cắt tiêu biểu, diện phân bố của các loại đá, lấy các loại mẫu để phân tích.
- Phương pháp gia công mẫu và phân tích thành phần thạch học: xác định thành phần khoáng vật, kiến trúc, cấu tạo, mức độ biến đổi thứ sinh của các loại đá. Các mẫu thu thập được từ công tác khảo sát thực địa được gia công, phân tích bằng kính hiển vi phân cực Meiji-ML9300, tại Phòng thí nghiệm Bộ môn Khoáng Thạch và Địa hóa, trường Đại học Mỏ - Địa chất.

3. Các đá phun trào felsic Mesozoi muộn khu vực Nậm Chiến (Sơn La) và các đá núi lửa felsic Mesozoi khu vực Tú Lệ (Yên Bái)

3.1. Tổ hợp các đá núi lửa felsic khu vực Nậm Chiến (Sơn La) và khu vực Tú Lệ (Yên Bái)

Trong diện tích nghiên cứu có mặt các tổ hợp đá núi lửa felsic tuổi Mesozoi với những đặc điểm chính như sau:

Tổ hợp xâm nhập - phun trào axit - á kiềm Tú Lệ: Tổ hợp đá núi lửa ở rift Tú Lệ bao gồm các đá núi lửa felsic á kiềm, được mô tả trong hệ tầng Ngòi Thia (K*nt*) và Văn Chấn (J_3-K_1*vc*) hay Tú Lệ và định tuổi là Jura-Creta (Đào Đình Thục và nnk, 1995; Lê Thanh Mẽ, 1996; Lê Tiến Dũng và nnk, 2018). Các đá núi lửa felsic Nậm Chiến (Sơn La) và Tú Lệ (Yên Bái) là một bộ phận của khối núi lửa Tú Lệ. Nhóm tác giả trong quá trình khảo sát thực địa có khảo sát các mặt cắt địa chất khu Nậm Chiến, Tú Lệ và các mặt cắt Mường Kim, Trạm Tấu để làm sáng tỏ mối quan hệ giữa các đá núi lửa với đá vây quanh, thành phần thạch học và mối liên quan với quặng hóa.

Tổ hợp ryolit Tú Lệ, Trạm Tấu, Cao Phạ - (*Ri*/K*tl*) có khối lượng lớn nhất, gồm ryolit, felsit, dacit và ryolitodacit. Đây là tổ hợp được mô tả trong các văn liệu nói về hệ tầng Tú Lệ và hệ tầng Văn Chấn.

Trachyt Ngòi Thia, Nậm Kim, Suối Sập (*Tr*/K*nt*) có mặt cắt tiêu biểu nhất ở khu vực Mường Kim (Than Uyên), Ngòi Thia (Yên Bái), Suối Sập (Bắc Yên, tỉnh Sơn La). Thành phần gồm trachyt, ryotrachyt.

Các đá hệ tầng Ngòi Thia (K*nt*) được Nguyễn Vĩnh và nnk, 1977 xác lập, thành phần chủ yếu gồm các đá magma phun trào axit: ryolit porphyr, ryolit. Các đá này phân bố chủ yếu ở Yên Bái và Sơn La (các tờ bản đồ địa chất Yên Bái, Vạn Yên, Lào Cai, Điện Biên tỉ lệ 1:200.000) nằm không chỉnh hợp trên hệ tầng Văn Chấn. Theo tài liệu thực tế khảo sát của nhóm tác giả, các đá phun trào phức hệ Ngòi Thia được bắt gặp tại các mặt cắt khu vực Nghĩa Lộ - Khao Phạ, được mô tả như sau:

Các đá phun trào phức hệ Ngòi Thia và Tú Lệ có quan hệ chuyên tiếp và làm biến đổi các đá trầm tích hệ tầng Trạm Tấu (bản đồ địa chất tờ Yên Bái tỉ lệ 1:200.000) từ Nghĩa Lộ đến đèo Khau Phạ, dọc theo đường QL32. Các đá phức hệ này gây tiếp xúc nóng với các đá trầm tích vây quanh, biến đổi chúng thành đá phiến argilit, đá phiến đốm vết. Các thấu kính đá ryolit có chiều dày 1-2m xuyên cắt đá phiến sét và cát bột kết (Hình 1).

Hình 1. Thể ryolit porphyr bị thạch anh hóa, xuyên cắt các đá sét kết và bột kết, điểm lộ TL01 (X:434711; Y:2402568).

Tại mặt cắt phía tây đỉnh Cao Phạ, trên QL32: trên đoạn mặt cắt kéo dài theo QL32 (35km), tại phía tây đỉnh Cao Phạ khoảng 5km (tọa độ X:417.401; Y:2.406.226) bắt gặp thấu kính đá sét kết màu đen dày khoảng 15m bị bắt tù trong đá ryolit. Đá ryolit và thể tù đá sét kết màu đen đồng thời bị biến dạng dẻo và biến chất động lực, tạo nên các đới milonit và siêu milonit cắm dốc đứng.

Mặt cắt khu vực Điệp Quang (Trạm Tấu, Yên Bái): theo tài liệu thực địa thực tế của nhóm khảo sát khu vực Điệp Quang và tài liệu thu được từ lỗ khoan khảo sát (tọa độ X:446.887, Y:2.380.934) cho thấy các đá ryolit có xuyên cắt các đá trầm tích ở độ sâu 25m, tạo nên các đá biến chất trình độ thấp (đá phiến đốm vết, đá cát kết dạng quartzit).

Hệ tầng Văn Chấn (J_3-K_1*vc*): Theo các văn liệu nghiên cứu trước đó (Nguyễn Vĩnh và nnk, 1978; Bùi Phú Mỹ và Nguyễn Văn Hoành, 2005), hệ tầng Văn Chấn được xếp vào tuổi Jura muộn- Creata sớm dựa vào mối quan hệ địa tầng và tuổi tuyệt đối phân tích bằng phương pháp K-Ar (Nguyễn Vĩnh, 1972). Hệ tầng gồm các đá trầm tích, đá tuf vụn núi lửa có thành phần felsic, cụ thể gồm các đá: cát bột kết tuf, tuf ryolit màu xám tro; orthophyr thạch anh xen thấu kính ryolit porphyr, tuf ryolit; orthophyr dạng thấu kính, cát kết tuf hạt lớn, sạn kết tuf; ryolit porphyr, trachyryolit. Hệ tầng Văn Chấn phân bố rộng rãi ở vùng Văn Chấn, Mù Căng Chải, Trạm Tấu, Bắc Yên.

Đá phun trào axit hệ tầng Đồng Trầu (T_{2a} *đt*): Theo các văn liệu về địa chất đã nghiên cứu, các đá hệ tầng đồng trầu được xác định gồm: a) cuội kết cơ sở, cát kết tuf, bột kết tuf, ryolit, ryodacit, porphyr thạch anh; b) cát kết, lớp kẹp bột kết và đá phiến sét; c) cát kết, lớp kẹp cuội kết và bột kết; d) bột kết, cát kết, lớp kẹp đá phiến sét - silic đen, ít tuf. Các đá có ranh giới dưới không rõ ràng, chỉnh hợp dưới hệ tầng Hoàng Mai. Trong khu vực Tây Bắc, hệ tầng Đồng Trầu phân bố khu vực Sơn La (tờ Sơn La tỉ lệ 1:200.000), được Jamoida và Mareichev xác lập năm 1965.

Hệ tầng Viên Nam (T_1*vn*): các đá của hệ tầng Viên Nam phân bố ở góc tây nam của khu vực Nậm Chiến (Sơn La), có tuổi Trias sớm, có mặt trên tờ bản đồ tờ Yên Bái và tờ Điện Biên (tỉ lệ 1:200.000). Các đá thuộc hệ tầng này nằm phủ bất chỉnh hợp lên các đá tuổi Pecmi thượng và nằm chỉnh hợp dưới các đá hệ tầng Tân Lạc. Thành phần thạch học gồm có: a) basalt, basalt porphy, plagiobasalt; b) basalt hạnh nhân, basalt porphyr; c) trachyt, trachyt porphyr, ryotrachyt, ryolit porphyr; d) tuf agglomerat, tuf felsit. Các đá có thành phần mafic thuộc hệ tầng này thuộc tổ hợp đá phun trào basalt tholeit Viên Nam - Phong Thổ.

3.2. Đặc điểm thạch học các đá phun trào felsic và đá vụn núi lửa khu vực Nậm Chiến (Sơn La) và Tú Lệ (Yên Bái)

Các đá tướng phun trào thực sự: ryolit, ryolit porphy, trachytoryolit, trachyt có hàm lượng ban tinh khoảng 25%-30%, trong đó thành phần chiếm phần lớn là felspat kali (12-15%), thạch anh, ít hơn có plagioclas, biotit; nền felsit, vi tinh, ẩn tinh.

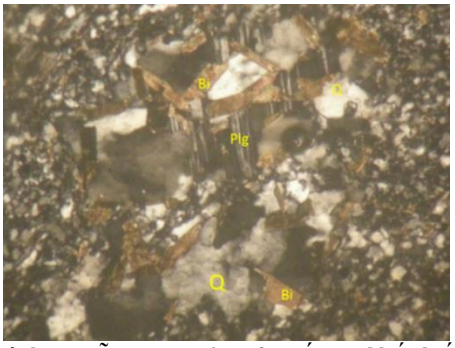
- Ryolit, ryolit porphyr có màu xám tro, xám xanh hoặc xám sáng (ryolit porphyr); đá có cấu tạo khối, cấu tạo phân phiến mờ; kiến trúc porphyr, nền ẩn tinh, vi hạt. Ban tinh chiếm 15-25%, gồm plagioclas, felspat kali và thạch anh. Nền chủ yếu gồm vi tinh thạch anh, plagioclas, felspat kali, biotit, ít sulfur bị ép định hướng yếu. Một số mẫu cho thấy felpat kali và plagioclas bị sericit hóa mạnh mẽ, bitotit, thủy tinh bị clorit hóa (Hình 2, 3, 8, 9, 12).

- Trachyryolit, trachyt màu xám tro, xám gụ. Tỷ lệ ban tinh chiếm 20-25%, chủ yếu là plagioclas (trung tính-axit), felspat kali trên nền có kiến trúc trachyt. Nền trachyt gồm chủ yếu là các vi tinh felspat kali chiếm ưu thế, plagioclas, biotit, hornblend, ít thạch anh, sulphur chiếm 1-2%. Sulphur dạng hạt tha hình với kích thước từ <0,1mm đến 0,5mm (Hình 4, 5).

Các đá tướng phun nổ: bao gồm tuf ryolit, cát kết tuf ryolit, sạn kết tuf ryolit. Các đá này thường tạo thành các lớp, thấu kính mỏng; thành phần mảnh vụn chủ yếu là mảnh khoáng vật thạch anh, felspat, mảnh thủy tinh, mảnh đá felsic, mảnh vật liệu tha sinh. Các mảnh vụn sắc cạnh, kích thước không đều. Xi măng chủ yếu tro bụi núi lửa và các mảnh vụn có kích thước nhỏ hơn.

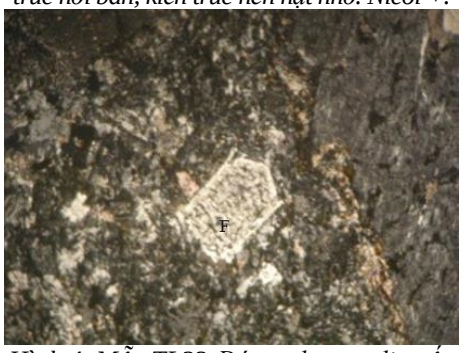
- Tuf ryolit có màu xám tro, xám phớt tím, có nhiều mảnh khoáng vật, mảnh đá có kích thước cỡ cát - sạn. Thành phần ban tinh, mảnh vụn chiếm trung bình 20-25%, Mảnh vụn gồm các mảnh đá ryolit, mảnh khoáng vật thạch anh, felspat bị sét hóa, bề mặt nhám bẩn (Hình 6).

- Sạn kết tuf ryolit: đá vụn núi lửa ứng với đá phun trào axit; mảnh vụn chiếm 50-55% tương đối sắc cạnh gồm các felspat kali (20-25%), thạch anh 18-20%, plagioclas (10-15%), các mảnh đá felsic, thạch anh. Felspat kali, plagioclas bị biến đổi thứ sinh rõ ràng. Thành phần nền chủ yếu là các vi tinh thạch anh, felspat, giàu thủy tinh bị oxy hoá mạnh mẽ, nền bị sericit hoá, sét hoá, clorit hoá mạnh (Hình 7).

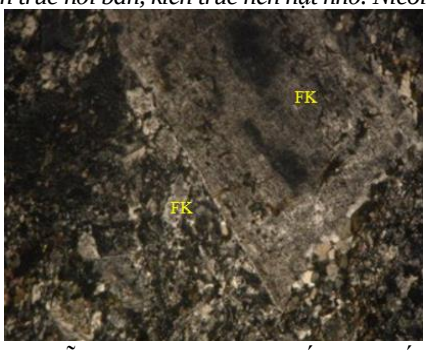


Hình 2. Mẫu TL05-Đá ryolit, cấu tạo khối, kiến trúc nổi ban, kiến trúc nền hạt nhỏ. Nicol +.

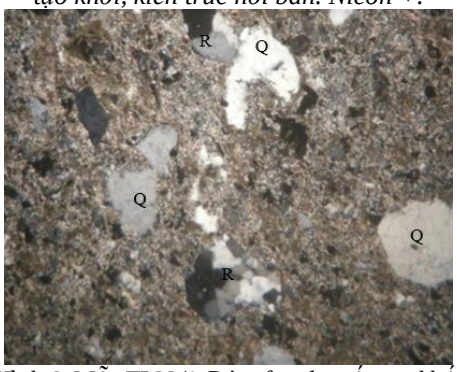
Hình 3. Mẫu TL13/1-Đá ryolit porphyr, cấu tạo khối, kiến trúc nổi ban, kiến trúc nền hạt nhỏ. Nicol +.



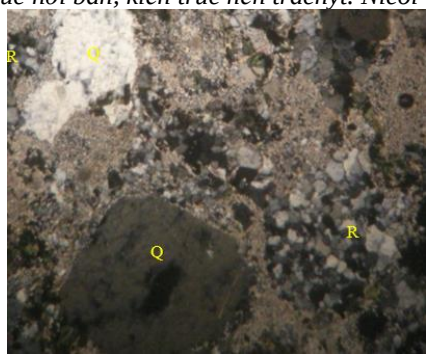
Hình 4. Mẫu TL23-Đá trachytoryolit, cấu tạo khối, kiến trúc nổi ban. Nicon +.



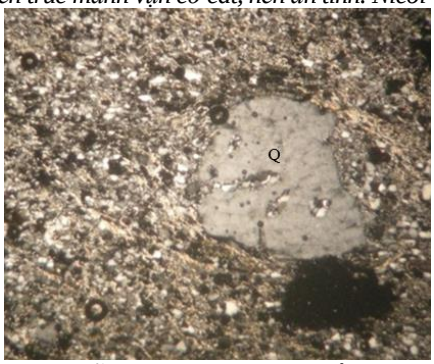
Hình 5. Mẫu TL29-Đá trachyt, cấu tạo khối, kiến trúc nổi ban, kiến trúc nền trachyt. Nicol +.



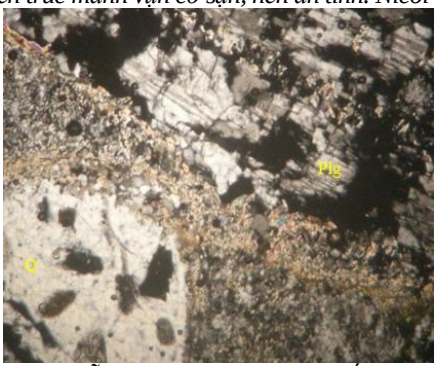
Hình 6. Mẫu TL33/1-Đá tuf ryolit, cấu tạo khối, kiến trúc mảnh vụn cỡ cát, nền ẩn tinh. Nicol +.



Hình 7. Mẫu TL34-Đá sạn kết tuf ryolit, cấu tạo khối, kiến trúc mảnh vụn cỡ sạn, nền ẩn tinh. Nicol +.



Hình 8. Mẫu TL41/2-Đá ryolit, cấu tạo khối, kiến trúc nổi ban, nền hạt nhỏ, bị sericit hóa mạnh. Nicol +.



Hình 9. Mẫu TL41/14-Đá ryolit, kiến trúc nổi ban, nền hạt nhỏ. Nicol +.

3.3. Đặc điểm các khoáng vật tạo đá

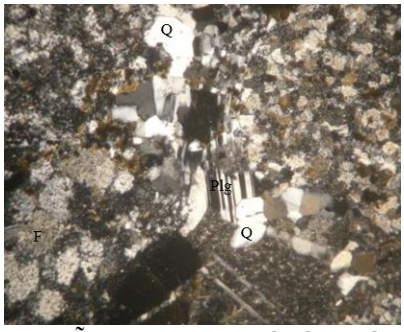
Felspat kali: là khoáng vật phổ biến cả ở ban tinh và ở nền. Ban tinh là các tinh thể dạng tấm lớn, kích thước từ 0,5mm đến 3mm, đôi khi >4-5mm (trong các đá ryolit porphyr kiềm). Bề mặt felspat kali thường

bị nhám bẩn, biến đổi sét hóa, sericit hóa mạnh mẽ (Hình 2, 4, 5, 12, 11). Trong một số mẫu đá ryolit porphyr quan sát được loại felspat kali -microclin ban tinh dạng tấm lớn, dạng lăng trụ có kích thước từ 1mm đến 2,5mm, tắt không đều dạng vết, có song tinh mạng lưới điển hình, chứa nhiều các khoáng vật kích thước nhỏ của nền (Hình 15).

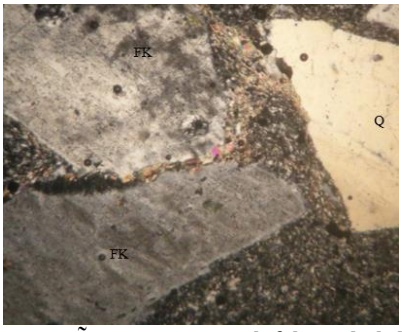
Plagioclas: Ban tinh thường có dạng tấm, lăng trụ, không màu, kích thước hạt không đều từ 0,3mm đến 2-3 mm, trong một số mẫu quan sát được song tinh đa hợp (Hình 2, 9, 10). Plagioclas trong nền dạng vi tinh kim que (0,02-0,05mm). Khoáng vật một phần bị biến đổi, các hiện tượng sericit hóa, clorit hóa, epidot hóa, thường phát triển theo rìa hoặc khe nứt cắt khai của tinh thể.

Thạch anh: có mặt với tỷ lệ lớn cả ở ban tinh và ở nền (trừ đá trachyt); có dạng méo mó tha hình, đôi khi ranh giới bị gặm mòn (Hình 6, 7, 8, 9, 14), đôi khi có thể quan sát hiện tượng tái kết tinh ở phần rìa của tinh thể (Hình 13). Thạch anh thường gặp kích thước lớn trong ban tinh các đá ryolit, ryolit porphyr, kích thước từ 0,5-3mm. Ở nền khoáng vật có dạng vi hạt, tha hình, thường mọc ghép với felspat kali trong kiến trúc felsit, microfelsit.

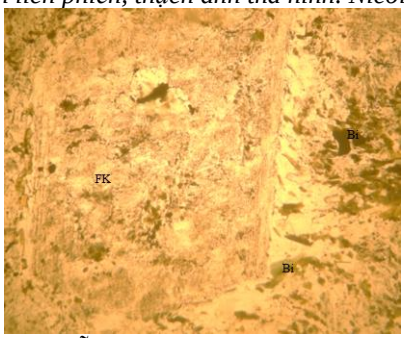
Biotit: có mặt ở các mẫu đá phun trào thực sự ryolit, ryolit porphyr, trachyryolit cả ở ban tinh và ở nền với số lượng ít. Đa sắc tương đối rõ ràng. Kích thước tinh thể 0,2mm -0,3mm, khoáng vật có hiện tượng biến đổi clorit hóa (Hình 2, 12).



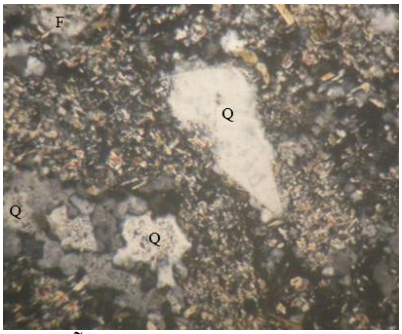
Hình 10. Mẫu TL35/3. Ban tinh plagioclas song tinh liên phiến, thạch anh tha hình. Nicol +.



Hình 11. Mẫu TL43. Ban tinh felspat kali bị sét hóa. Nicol +.

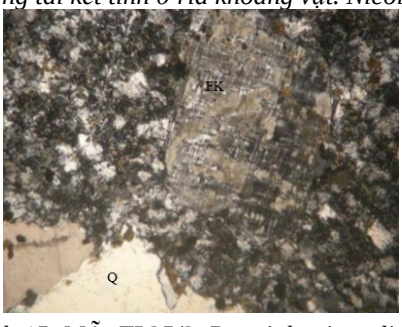


Hình 12. Mẫu TL23. Ban tinh felspat kali bị sét hóa. Biotit bị clorit hóa. Nicol -.



Hình 13. Mẫu TL33. Ban tinh thạch anh có hiện tượng tái kết tinh ở rìa khoáng vật. Nicol +.

Hình 14. Mẫu TL40. Ban tinh thạch anh méo mó, khoáng vật nền định hướng. Nicol +.



Hình 15. Mẫu TL35/3. Ban tinh microclin có song tinh dạng lưới điển hình. Nicol +.

Có thể nhận thấy, các đá phun trào felsic, tuf của chúng và đá núi lửa felsic có tuổi từ Trias tới Jura khu vực nghiên cứu bị biến đổi tương đối mạnh mẽ. Các khoáng vật ban tinh bị kaolinit hóa, clorit hóa, tái kết tinh rìa khoáng vật rõ ràng, khoáng vật nền bị sericit hóa, thạch anh hóa tạo thành các vảy sericit nhỏ định hướng và thạch anh vi tinh, ẩn tinh.

3.4. Đặc điểm địa hóa

Theo các kết quả nghiên cứu trước đây về đặc điểm địa hóa các đá khu vực nghiên cứu (Đào Đình Thục, Huỳnh Trung và nnk, 1995; Lê Thanh Mẽ, 1996) các đá phun trào felsic phức hệ Tú Lệ khu vực nghiên cứu là các đá ryolit thuộc dãy bình thường, kiểu kiềm kali-natri, độ nhôm trung bình, nếu theo phân loại của Bogatikov trong tác phẩm (Bogatikov O.A và nnk, 1981) thì chúng thuộc nhóm đá trachyryodacit. Đặc điểm chung của các đá toàn phức hệ rất nghèo calci, độ sắt hơi cao, kiểu kiềm kali-natri.

4. Kết luận

Các kết quả nghiên cứu chính của công trình này có thể được tóm gọn lại như sau:

- Các đá núi lửa felsic Mesozoi khu vực Tây Bắc Việt Nam chủ yếu phân bố ở khu vực Nậm Chiến (Sơn La) và Tú Lệ (Yên Bái) bao gồm các đá ryolit, ryolit porphyr, trachyt, trachytoryolit và tuf của chúng. Các đá này có quan hệ xuyên cắt, tiếp xúc nóng với các đá trầm tích vây quanh.
- Các đá magma phun trào thực sự chiếm khối lượng chủ yếu các đá núi lửa felsic Mesozoi, các đá vụn tướng phun nổ có khối lượng hạn chế và phân bố cục bộ.
- Các đá magma phun trào tuổi từ Trias tới Jura khu vực này bị biến đổi sericit hóa, clorit hóa, và tái kết tinh khá mạnh mẽ.

Tài liệu tham khảo

Bùi Phú Mỹ và Nguyễn Văn Hoành và nnk 2005. Địa chất và khoáng sản tờ Lào Cai - Kim Bình (F-48-XIV-VIII), tỷ lệ 1:200.000.

Đào Đình Thục, Huỳnh Trung, Trần Quốc Hải, Ngô Văn Khải, Phan Viết Kỷ, Đỗ Vũ Long, Nguyễn Đức Thắng, Trần Tất Thắng, Lê Thanh, Phan Thiên, Trần Toản, Nguyễn Văn Quyền và Nguyễn Kinh Quốc, 1995. Địa chất Việt Nam. Tập 2 - Các thành tạo magma. Hà Nội, Cục Địa chất Việt Nam.

Lê Thanh Mẽ, 1996. Thạch luận các đá magma Jura-Kreta vùng Tú Lệ và mối liên quan khoáng hóa của chúng. Luận án Tiến sĩ kỹ thuật - mã số LA96.0021.3, Hà Nội.

Lê Tiến Dũng, Nguyễn Khắc Giảng, Phạm Trung Hiếu và nnk, 2018. Đặc điểm thành phần thạch học các thành tạo trầm tích lục nguyên - carbonat và mối quan hệ với các đá núi lửa khu vực Tú Lệ. Tạp chí Khoa học Kỹ thuật Mỏ - Địa chất, tập 59, kỳ 5, trang 1-13.

Myron G. Best, 2003. Igneous and metamorphic petrology-second edition. Blackwell Publishing.

Nguyễn Vĩnh, 1978. Địa chất và khoáng sản tờ yên Bái (F-48-XXI), tỷ lệ 1: 200.000.

Nguyễn Vĩnh và Nguyễn Văn Hoành (Chủ biên), 2005. Bản đồ địa chất tờ Yên Bái (F-48-XXI), tỷ lệ 1: 200.000.

Le Maitre, R.W. (Ed), A.S Streckeisen, B. Zanettin, M.J Le Bas. B. Bonin, P Bateman, G.Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. La Meyre, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen and Woolley, A. R., 2002. Ignous rock: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press.

ABSTRACT

Petrological characteristics of Mesozoic felsic extrusive rocks in Northwestern Vietnam

Le Thi Ngoc Tu[1,*], Le Tien Dung[1], Nguyen Khac Giang[1], Pham Thi Van Anh[1], To Xuan Ban[1]

[1]*Hanoi University of Mining and Geology*

Mesozoic felsic extrusive and felsic volcanic rocks in the Northwest of Vietnam are mainly located in Nam Chien area (Son La province) and Tu Le area (Yen Bai province). These rocks include alkaline acid extrusive rocks, sub-alkaline acid extrusive rocks such as rhyolite, rhyolite porphyry, trachyte, rhyotrachyte and their tuffs. Extrusive rocks are porphyrictic texture, in which phenocrysts include potassium feldspar, plagioclase, quartz, biotite. The groundmass is often composed of cryptocrystalline, aphanitic, glassy and opaque minerals. Mesozoic felsic volcanic rocks are products of sub-eruptive and/or explosive activities. They intruded the surrounding terrigenous sedimentary rocks, modifying them at low-grade of metamorphic condition. During the Cenozoic Era, the felsic rocks were suffered from dynamic metamorphism and hydrothermal alteration effects. The study of these felsic rocks in details will play important roles not only in understanding the forming conditions and their relationships with geological events, but also in orienting the prospecting and exploration activities in the Northwest of Vietnam.

Keywords: Petrological characteristics; felsic extrusive rocks; Northest of Vietnam.

Đặc điểm thành phần vật chất của đất trồng khu vực Đại Thịnh - Mê Linh - Hà Nội

Đặng Thị Vinh[1,*], Nguyễn Trung Thành[1], Nguyễn Khắc Giảng[1],
Trần Thị Hồng Minh[2], Phạm Xuân Quyền[3]
[1]*Trường Đại học Mỏ - Địa chất*
[2] *Trường Đại học Tài nguyên và Môi trường Hà Nội*
[3] *Liên đoàn Intergeo*

TÓM TẮT

Đất canh tác hay còn gọi là đất trồng (trước đây thường gọi là thổ nhưỡng) là một loại tài nguyên thiên nhiên đóng vai trò quan trọng đối với sinh vật và con người. Ô nhiễm đất sẽ ảnh hưởng xấu tới sức khỏe con người và động vật thông qua lương thực, rau, quả, dược liệu… Bằng sự kết hợp giữa các phương pháp truyền thống và hiện đại, các tác giả đã làm sáng tỏ những đặc điểm về thành phần vật chất (thành phần về độ hạt, thành phần khoáng vật và thành phần hóa học) của các loại đất trồng khu vực Đại Thịnh - Mê Linh - Hà Nội. Kết quả khảo sát các phẫu diện đất và nghiên cứu thành phần khoáng vật của đất bằng các phương pháp nhiệt, rơnghen cho thấy đất tại khu vực Đại Thịnh chủ yếu là đất xám có tầng sét loang lổ được hình thành trên các trầm tích Đệ tứ hệ tầng Vĩnh Phúc, thường phân thành 2 hoặc 3 tầng khác nhau về màu sắc, thành phần độ hạt và thành phần khoáng vật. Trong đó bè hạt thô (cát-bột) chiếm một tỷ trọng lớn trong đất. Đất trồng trong vùng nghiên cứu chủ yếu thuộc loại cát pha. Đất thuộc loại ít chua và trung tính (pH từ 4,88 đến 7,61), môi trường oxy hóa yếu đến trung bình (Eh từ 183 đến 310 (mV), độ dẫn điện không lớn (Ec từ 58 - 317 (µS). Thành phần khoáng vật của đất chủ yếu gồm Thạch anh (thường chiếm tỷ lệ lớn trong đất), tiếp theo là Illit, Kaolitnit, Gothit, ngoài ra còn có Mica (Muscovit), Felspat, Montmorilonit, Hematit… Kết quả phân tích hóa cho thấy: đất trong vùng nghiên cứu có các oxit SiO_2, Al_2O_3 và Fe_2O_3 chiếm vai trò chủ đạo, trong đó (hàm lượng SiO_2 trung bình 71,66% - chiếm khối lượng chủ yếu trong đất). Các tổ phần chủ yếu khác như Al_2O_3 và Fe_2O_3 có hàm lượng không cao. Đất thuộc loại nghèo Kali (K_2O thấp). Các kết quả nghiên cứu này không những làm cơ sở cho việc đánh giá chất lượng môi trường đất phục vụ trồng rau an toàn mà còn góp phần vào việc quy hoạch, sử dụng quỹ đất nông nghiệp bền vững cho vùng nghiên cứu.

Từ khóa: Đất trồng; thành phần vật chất; độ hạt; khoáng vật; hóa học.

1. Đặt vấn đề

Như chúng ta được biết, nhu cầu về sử dụng nông sản sạch nói chung và rau an toàn của thành phố Hà Nội nói riêng là rất lớn. Chỉ đối với các loại rau xanh, nội thành Hà Nội hàng ngày tiêu thụ đến hàng ngàn tấn. Hiện nay Hà Nội và các vùng phụ cận đang trong quá trình hình thành và phát triển vành đai rau an toàn phục vụ cho nhân dân thủ đô. Nhiều vùng chuyên canh rau đã được hình thành phục vụ cho các nhu cầu trong nước và xuất khẩu.

Tuy nhiên, để sản xuất được các loại nông sản sạch thì yếu tố mang tính quyết định là đất trồng. Môi trường đất nơi cung cấp nước và các chất dinh dưỡng cho cây đóng một vai trò cực kỳ quan trọng đối với việc đảm bảo chất lượng cho nông sản trong đó có rau xanh. Trong khi đó sự tác động của quá trình công nghiệp hóa đã làm cho quỹ đất nông nghiệp ngày càng bị thu hẹp, tốc độ công nghiệp hoá và cơ giới hoá tăng nhanh trong khi quy hoạch đô thị chưa ổn định, các khu công nghiệp xen kẽ với khu dân cư và vùng sản xuất nông nghiệp gây ô nhiễm môi trường đất và chuyển hóa vào cây trồng, ảnh hưởng đến sức khỏe của con người (Phạm Xuân Quyền, 2014). Bên cạnh đó nhu cầu về sản lượng nông sản để cung cấp ra thị trường là một trong những nguyên nhân làm tăng nguy cơ ô nhiễm môi trường đất do con người lạm dụng hóa chất tăng trưởng trong sản xuất nông nghiệp. Do đó, các nguy cơ ô nhiễm môi trường đất có thể gặp như: ô nhiễm kim loại nặng, ô nhiễm thuốc bảo vệ thực vật, thuốc tăng trưởng trong đất là khá cao.

[*] *Tác giả liên hệ*
Email: dangthivinh@humg.edu.vn

Trong các thuộc tính của đất, thành phần độ hạt và thành phần khoáng vật (nhất là các khoáng vật sét) trong đất đóng vai trò quan trọng trong việc hình thành các tính chất cơ lý cũng như tên gọi của đất, đặc biệt là ảnh hưởng đến khả năng lưu giữ nước và các chất vi lượng có ích cho cây trồng cũng như khả năng tồn lưu các tổ phần độc hại đối với môi trường (Nguyễn Thị Hồng, 2016), nên việc nghiên cứu thành phần vật chất của đất phục vụ cho việc sản xuất nông nghiệp nói chung và trồng rau an toàn nói riêng là rất cần thiết.

Được sự tài trợ của đề tài cơ sở mã số T20-30, nhóm tác giả đã tiến hành nghiên cứu thành phần vật chất của các thành tạo đất khu vực Đại Thịnh - Mê Linh - Hà Nội với các bước: nghiên cứu ngoài thực địa: khảo sát thực địa, quan sát địa hình, địa mạo, thảm thực vật trên đất, mô tả phẫu diện đất, thu thập các mẫu. Các mẫu được tiến hành phân tích trong phòng để làm sáng tỏ thành phần độ hạt và thành phần khoáng vật cũng như các đặc điểm địa hóa môi trường. Trong khuôn khổ bài báo này, chúng tôi sẽ trình bày các kết quả ban đầu về đặc điểm thành phần độ hạt và thành phần khoáng vật của đất trồng trong khu vực nghiên cứu.

2. Cơ sở lý thuyết và các phương pháp nghiên cứu

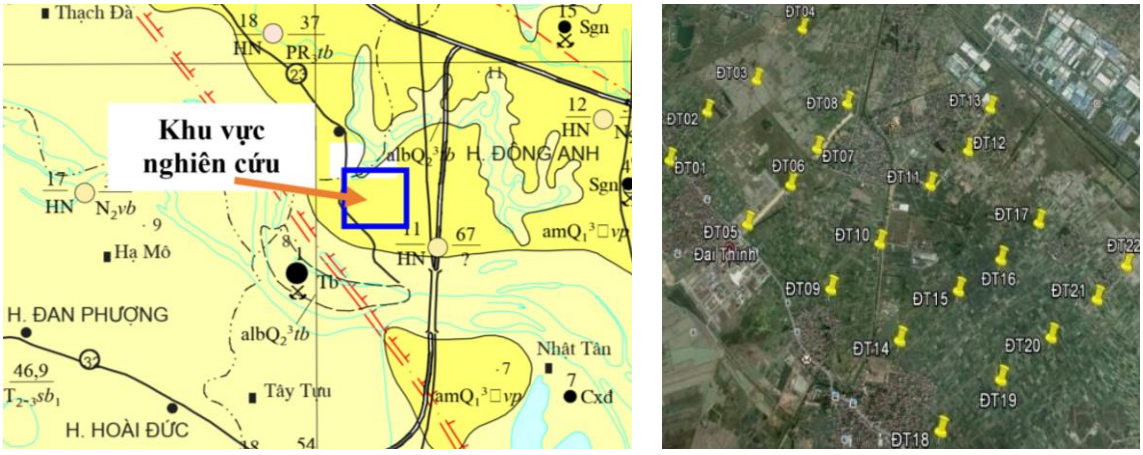
2.1. Phương pháp kế thừa

Nhóm nghiên cứu đã tiến hành thu thập các tài liệu lưu trữ về vấn đề kinh tế nhân văn, điều kiện địa lý tự nhiên, các tài liệu địa chất, môi trường có liên quan đến khu vực Đại Thịnh - Mê Linh - Hà Nội.

2.2. Các phương pháp nghiên cứu ngoài thực địa

Nhóm nghiên cứu tiến hành khảo sát thực địa và thu thập các loại mẫu đất tại xã Đại Thịnh, huyện Mê Linh, phục vụ cho công tác nghiên cứu thành phần vật chất trong tầng đất mặt (đất trồng). Đất ở đây phát triển trên các trầm tích của hệ tầng Vĩnh Phúc (Hình 1.a), có thời gian lộ ra trên mặt tương đối lâu dài. Các mẫu đất được lấy tại những phẫu diện được đào ngay trên các ruộng trồng màu (trồng rau, cà...). Thu thập các số liệu, điều tra về tình hình quản lý, sử dụng và lưu trữ thuốc bảo vệ thực vật; tình hình xử lý chất thải của các nhà máy, xí nghiệp trước khi xả thải ra môi trường tại khu vực nghiên cứu.

Kết quả nghiên cứu ngoài thực địa đã khảo sát và lấy mẫu đất trên 5 tuyến với tổng số 22 phẫu diện đất, trong diện tích khoảng 100ha (Hình 1b).



a b

Hình 1. Sơ đồ vị trí khu vực nghiên cứu (a) và vị trí các điểm khảo sát và lấy mẫu (b)

2.3. Phương pháp nghiên cứu trong phòng

- Gia công mẫu đất: mẫu đất được hòa tách bằng nước cất, sử dụng rây 0,1mm để lọc lấy phần dưới rây, đem sấy khô trước khi gửi đi phân tích thành phần khoáng vật và thành phần hóa học. Phần trên rây được lưu lại để xác định thành phần khoáng vật bằng kính trọng sa.
- Xác định chỉ số địa hóa pH, Eh, Ec của môi trường: sử dụng máy đo HANA Hi 98120 để xác định độ pH và máy đo SDL 100 để xác định chỉ số Eh, Ec của môi trường đất.
- Xác định thành phần độ hạt và thành phần khoáng vật: các mẫu đất được hòa tách bằng nước cất và được chia thành 2 bè: bè hạt thô và bè hạt mịn. Thành phần khoáng vật của bè hạt thô (>0,1mm) được xác định bằng phương pháp kính hiển vi soi nổi. Để xác định thành phần khoáng vật của bè hạt mịn (kích thước hạt <0,1mm), những phương pháp nghiên cứu đã được áp dụng như: phân tích nhiệt, phương pháp Rơnghen.
- Phân tích thành phần hóa học của mẫu đất bằng phương pháp XRF (huỳnh quang rơnghen) đối với các tổ phần chính (oxyt) của đất và bằng phương pháp ICP-MS để xác định hàm lượng các kim loại nặng trong mẫu đất.
- Xử lý số liệu, tổng hợp các kết quả phân tích, so sánh với các tiêu chuẩn môi trường Việt Nam (QCVN 03-MT:2015/BTNMT) để đánh giá mức độ ô nhiễm của đất tại khu vực nghiên cứu.

3. Kết quả và thảo luận

3.1. Đặc điểm cấu trúc các phẫu diện đất và thành phần độ hạt của thành tạo đất ở khu vực nghiên cứu

3.1.1. Đặc điểm cấu trúc các phẫu diện đất

Trong khu vực nghiên cứu, chủ yếu phân bố các thành tạo đất xám có tầng sét loang lổ phát triển trên các trầm tích hệ tầng Vĩnh Phúc. Kết quả khảo sát cho thấy các phẫu diện đất thường có cấu trúc 2 hoặc 3 lớp phân biệt bằng màu sắc và thành phần độ hạt khác nhau khá rõ rệt (Hình 2), được mô tả như sau:

- Lớp đất trồng, dày từ 10 - 25cm; màu xám, xám nâu, xám đen. Thành phần chủ yếu cát pha bột lẫn vật chất hữu cơ (rễ cây và mùn thực vật).
- Lớp đất lót phía dưới màu xám vàng, xám trắng, xám nâu, xám vàng loang lổ. Thành phần chủ yếu là sét - bột và cát hạt mịn. Màu sắc của lớp thay đổi tùy thuộc vào thành phần sét (kaolinit hay illit) và hàm lượng oxit-hydroxit sắt trong đó.
- Lớp sét loang lổ màu xám trắng, nâu vàng hoặc nâu đỏ, nhiều chỗ có các kết vón laterit màu nâu đỏ mềm bở hoặc có các kết vón laterit màu đen xám, khá rắn chắc.

a

b

Hình 2. Mặt cắt một số phẫu diện đất khảo sát tại xã Đại Thịnh: a- Phẫu diện đất khảo sát tại ruộng trồng rau cải; b- Phẫu diện đất khảo sát tại ruộng trồng cà.

3.1.2. Thành phần độ hạt của thành tạo đất

Việc phân chia các cấp hạt của đất khu vực nghiên cứu được thực hiện dựa trên cơ sở bảng phân cấp độ hạt của Cục Địa chất Hoàng Gia Anh và công tác phân loại nông hóa đất được tuân thủ theo TCVN 9487 - 2012, hiện đang được sử dụng rộng rãi trong lĩnh vực nông - lâm nghiệp (Viện Thổ Nhưỡng - Nông Hóa, 2015). Theo đó, thành phần độ hạt của đất được xác định bằng phương pháp rây ướt để phân ra các cấp hạt và sử dụng đo hạt trong huyền phù bằng máy đo lazer đối với các mẫu có hạt mịn chiếm ưu thế, việc phân tích độ hạt được thực hiện tại Phòng thí nghiệm (PTN) của Bộ môn Khoáng Thạch và Địa hóa, Đại học Mỏ - Địa chất và PTN Đại học Tài nguyên và Môi trường Hà Nội. Kết quả phân tích thành phần độ hạt của 15 mẫu đại diện trên 5 tuyến khảo sát được thể hiện ở Bảng 1.

Bảng 1. Bảng thống kê thành phần độ hạt của đất khu vực nghiên cứu.

Hàm lượng (%) các cấp hạt	Thành phần độ hạt (%)			
	Sạn: > 2(mm)	Cát: 2 - 0,063 (mm)	Bột: 0,063-0,0039 (mm)	Sét:<0,0039 (mm)
Max	4,0	87,0	25,0	35,3
Min	0,0	43,2	9,1	2,8
Trung bình	1,76	59,82	17,96	20,46

Từ kết quả phân tích trên cho thấy đất trong vùng nghiên cứu thuộc nhóm đất cát pha (á cát) với thành phần các cấp hạt như sau: hàm lượng trung bình của sạn (cỡ hạt > 2 mm) là 1,76%; cấp hạt cát - cỡ hạt 2-0,063 (mm) có hàm lượng trung bình là 59,82%; cấp hạt bột - cỡ hạt 0,063 - 0,0039 (mm) có hàm lượng trung bình 17,96 %; cấp hạt sét (cỡ hạt < 0,0039 mm) là 20,46% (Bảng 1). Nhìn chung, thành phần hạt thô (>0,0039mm) chiếm tới gần 79,54%, vượt trội khá nhiều so với thành phần hạt mịn (20,46%).

Kết quả nghiên cứu chi tiết của Phạm Xuân Quyền (2014) và Nguyễn Thị Hồng (2016) tại một số phẫu diện đất điển hình trong khu vực cho thấy tại các phẫu diện này, thành phần độ hạt có xu hướng giảm kích thước rõ rệt theo chiều sâu: phần gần bề mặt (thường là đất cát pha màu xám, xám nâu) có độ hạt thô hơn khá rõ so với phần phía dưới (đất sét bột màu xám trắng, loang lổ) (xem Hình 2). Sở dĩ thành phần độ hạt phân bố như trên là do đất trồng trong vùng nghiên cứu đã trải qua một quá trình canh tác lâu dài nên phần phía trên bị rữa lũa khá mạnh dẫn đến nghèo các tổ phần hạt mịn và chất hữu cơ.

3.2. Đặc điểm các chỉ số pH, Eh, Ec của môi trường đất khu vực nghiên cứu

Các chỉ số địa hóa pH, Eh, Ec của môi trường có vai trò quan trọng đối với sự hòa tan của một số hợp chất hóa học, sự di chuyển, lắng đọng của các nguyên tố trong đất.

Bảng 2. Kết quả đo đạc các chỉ số địa hóa môi trường của các mẫu đất tại khu vực Đại Thịnh - Mê Linh

TT	Số hiệu mẫu	Kết quả đo			TT	Số hiệu mẫu	Kết quả đo		
		Eh (mV)	pH	Ec (µS)			Eh (mV)	pH	Ec (µS)
1	ĐT1/1	245	6.67	142.1	12	ĐT12/2	250	6.01	125.1
2	ĐT1/2	253	6.29	78.1	13	ĐT14/1	253	6.69	156.3
3	ĐT2/1	310	4.88	197	14	ĐT14/2	216	6.94	105.3
4	ĐT2/2	205	6.36	58.7	15	ĐT15/2	191	7.61	88.1
5	ĐT3/2	221	6.88	105.7	16	ĐT16/1	261	6.91	129.8
6	ĐT7/2	225	7.07	81.7	17	ĐT16/2	202	7.44	95.9
7	ĐT8/1	224	6.24	90.7	18	ĐT18/1	211	5.29	139.3
8	ĐT8/2	266	6.61	92.7	19	ĐT18/2	196	6.81	114.1
9	ĐT9/2	213	7.11	80.7	20	ĐT19/2	183	7.01	67.1
10	ĐT10/2	191	7.09	118.5	21	ĐT20/1	301	5.97	317
11	ĐT11/2	197	6.73	116.9	22	ĐT20/2	220	6.71	105.3

Kết quả đo các chỉ số địa hóa của môi trường đất khu vực Đại Thịnh (bằng máy đo HANA Hi 98120 và máy đo SDL100) (Bảng 2) cho thấy các chỉ số môi trường đất khu vực nghiên cứu có độ pH dao động từ 4,88 đến 7,61; Eh từ 183 đến 310 (mV); Ec từ 58,7 - 317 (µS). Chứng tỏ môi trường đất ở vùng nghiên cứu là môi trường trung tính đến axit nhẹ (ít chua), đặc tính môi trường đất là oxy hóa (Eh>0). Độ hòa tan (độ dẫn điện) của các tổ phần trong dung dịch của đất không cao.

Như vậy có thể thấy rằng môi trường axit yếu đến trung tính của đất trồng trong khu vực nghiên cứu trong một chừng mực nào đó tạo điều kiện cho một số ion kim loại nặng hóa trị 2 (Ni^{+2}, Zn^{+2}, Co^{+2}, Cd^{+}, Mn^{+2}) vẫn có khả năng di chuyển đáng kể. Điều đó tạo nên nguy cơ phát tán một số ion kim loại nặng này gây ô nhiễm cho môi trường đất.

Với các thông số môi trường này, đất trong khu vực nghiên cứu khá thuận tiện cho việc phát triển của cây trồng cũng như các vi sinh vật có ích (hiếu khí) trong đất.

3.3. Đặc điểm thành phần khoáng vật của thành tạo đất trồng ở khu vực nghiên cứu

Thành phần khoáng vật của bè hạt thô (kích thước hạt >0,1mm) bằng kính hiển vi soi nổi tại phòng thí nghiệm Khoáng Thạch - Trường Đại học Mỏ - Địa chất. Kết quả phân tích cho thấy thành phần khoáng vật chủ yếu là thạch anh (chiếm hơn 80%) và các hydroxyt/oxyt sắt (gothit, hydrogothit), ngoài ra còn có rutil, hematit, amphibol, mica...

Thành phần khoáng vật của bè hạt mịn (kích thước hạt <0,1mm), được xác định bằng phương pháp: phân tích nhiệt vi sai, nhiễu xạ Rơnghen tại trung tâm phân tích thí nghiệm của Tổng Cục Địa chất và Khoáng sản, Trung tâm Phân tích Thí nghiệm Địa chất- Tổng cục Địa chất Khoáng sản Việt Nam. Kết quả phân tích được thể hiện ở Bảng 3, Bảng 4.

Bảng 3: Kết quả phân tích Nhiệt vi sai của các mẫu đất khu Đại Thịnh-Mê Linh

TT	Ký hiệu mẫu	Thành phần khoáng vật và hàm lượng (~%) (tính cho các KV nhậy nhiệt)					
		Goethit	Montmorilonit	Chlorit	Kaolinit	Illit	K.vật khác
1	ĐT 01 / 2	5	< 5	7	6	17	Dolomit
2	ĐT 02 / 2	8	-	5	6	6	Calcit, Gibsit
3	ĐT 04 / 3	5	-	5	6	6	-
4	ĐT 06 / 2	3	-	5	7	6	-
5	ĐT 07 / 2	6	< 5	5	11	8	Calcit
6	ĐT 08 / 2	8	< 5	5	13	15	-
7	ĐT 10 / 2	6	< 5	5	9	8	-
8	ĐT 19 / 1	5	< 5	7	4	19	2%Dolomit

Ghi chú: Số phần trăm còn lại là những khoáng vật trơ nhiệt hoặc kém nhậy nhiệt như: Thạch anh, Felspat, …

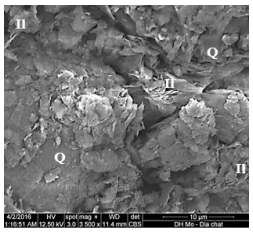
Bảng 4: Kết quả phân tích Rơnghen của các mẫu đất khu Đại Thịnh - Mê Linh

TT	Ký hiệu mẫu	Thành phần khoáng vật và khoảng hàm lượng (~%)							
		Mont	Illit	Kaolinit	Chlorit	Thạch anh	Felspat	Goethit	Khoáng vật khác
1	ĐT 01/2	4 - 6	16 - 18	5 - 7	6 - 8	48 - 50	5 - 7	4 - 6	Am, Gip
2	ĐT 02/2	ít	4 - 6	4 - 6	4 - 6	72 - 74	1 - 3	6 - 8	Am, Lep
3	ĐT 04/3	≤ 1	4 - 6	4 - 6	4 - 6	72 - 74	3 - 5	4 - 6	-
4	ĐT 06/2	-	4 - 6	5 - 7	4 - 6	72 - 74	3 - 5	3 - 5	Am
5	ĐT 07/2	2 - 4	6 - 8	9 - 11	4 - 6	61 - 63	3 - 5	5 - 7	Am, Lep
6	ĐT 08/2	3 - 5	14 - 16	11 - 13	4 - 6	48 - 50	3 - 5	7 - 9	-

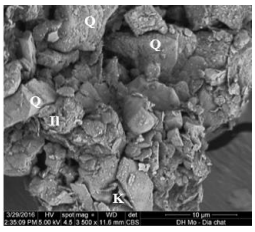
7	ĐT 10/2	ít	6 - 8	7 - 9	4 - 6	70 - 72	ít	5 - 7	-
8	ĐT 12/2	-	ít	5-7	-	85-87	ít	4 - 6	Am
9	ĐT 19/1	2 - 4	21 - 23	3 - 5	7 - 9	47 - 49	4 - 6	4 - 5	Am, Gip, Do

Ghi chú: Mont: Montmorilonit; *Am: Amphibol;Gip: Gibsit; Lep: Lepidocrocit; Do: Dolomit*

Ngoài ra, các khoáng vật sét trong đất thuộc khu vực nghiên cứu còn được nghiên cứu bằng phương pháp hiển vi điện tử quét, tại phòng Phân tích Công nghệ Cao, Đại học Mỏ - Địa chất (Hình 3). Kết quả phân tích cho thấy thành phần khoáng vật chủ yếu trong mẫu đất khu vực nghiên cứu là Thạch anh (47-87%), tiếp đến là Illit (4-23%), Kaolinit (3-13%), ngoài ra còn có các khoáng vật khác như Monmorilonit (< 6%), Chlorit (4-9%), Goethit (3-9%), Felspat (< 7%), Amphibol, Gibsit …



Mẫu ĐT 01/2



Mẫu ĐT 02/1

Hình 3. Ảnh hiển vi điện tử quét của các mẫu đất ở Đại Thịnh-Mê Linh (Il: lllit; Q: Thạch anh; K: Kaolinit)

Thạch anh là khoáng vật tương đối bền vững trong điều kiện ngoại sinh, hầu như trơ về mặt hóa học. Do Thạch anh có cấu trúc mạng tinh thể: cation Si^{4+}có số phối trí bằng 4; mỗi nguyên tử silic có 4 nguyên tử ôxy bao quanh phân bố theo đỉnh của hình tứ diện. Các hình phối trí dạng tứ diện của Si^{4+} kết nối với nhau qua tất cả các đỉnh theo đối xứng trục xuắn ốc bậc ba phải (3_1) hoặc trái (3_2) (nếu là α-Thạch anh) hoặc trục xoắn ốc bậc 6 (6_2 hoặc 6_4) (nếu là β-Thạch anh), thạch anh thuộc kiểu cấu trúc khung điển hình, Silic trong khoáng vật này ít bị hòa tan và ít có tương tác với thành phần khác bên ngoài, dẫn đến Thạch anh có khả năng hấp phụ kém. Sự có mặt hàm lượng lớn của thạch anh trong đất sẽ làm giảm khả năng lưu giữ các chất dinh dưỡng trong đất. Tuy vậy khả năng hấp phụ kém của Thạch anh lại góp phần làm giữ đất sạch đồng thời làm giảm nguy cơ gây ô nhiễm đất. Vì đối với đất có chứa nhiều Thạch anh, khi có các chất gây ô nhiễm đi vào đất, các chất này sẽ ít được Thạch anh hấp phụ và lưu giữ lại (vì tính hấp phụ của Thạch anh kém) nên đất ít có nguy cơ bị ô nhiễm. Mặt khác, đất có nhiều Thạch anh sẽ có độ thoáng khí và độ thoát nước tương đối tốt, nên thuận lợi trong việc rửa trôi các thành phần gây ô nhiễm, để làm sạch đất, nhưng vẫn đảm bảo giữ được độ ẩm cần thiết trong đất, phù hợp với các loại cây trồng cạn nói chung và rau quả nói riêng.

Ngược lại với Thạch anh, đất ở vùng nghiên cứu còn chứa một lượng nhất định các khoáng vật có khả năng hấp phụ, lưu trữ các tổ phần dinh dưỡng (K, P) cũng như các tổ phần độc hại như các khoáng vật sét nhóm Smectit (Montmorilonit), Gothit, Illit… Hàm lượng Thạch anh trong đất cao cũng làm giảm khả năng cung cấp các chất dinh dưỡng cho đất (dẫn đến hiện tượng thoái hóa đất thường được gọi là đất bạc màu).

3.4. Thành phần các oxyt chính của đất ở khu vực nghiên cứu

Để làm rõ thành phần hóa học của các tổ phần chính trong đất của khu vực nghiên cứu, chúng tôi đã tiến hành phân tích các oxit gồm: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 trong các mẫu đất bằng phương pháp XRF (huỳnh quang tia X) tại Trung tâm phân tích Thí nghiệm Địa chất - Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam; Viện Địa chất, Viện Hàn Lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam.

Kết quả phân tích cho thấy đất trong vùng nghiên cứu có các oxit của các nguyên tố Si, Al và Fe chiếm hàm lượng lớn (đóng vai trò chủ đạo), đặc biệt là hàm lượng SiO_2 trung bình 71,66% - chiếm khối lượng chủ yếu trong đất. Silic có mặt chủ yếu trong khoáng vật Thạch anh và các khoáng vật Sét. Trong đó Silic trong các khoáng vật sét dễ bị thủy phân và hòa tan hơn so với trong Thạch anh nên có thể cung cấp cho các nhu cầu dinh dưỡng về Si (vi lượng) cho cây trồng (ví dụ là thành phần chính trong vỏ trấu của hạt thóc).

Hàm lượng Al_2O_3 trung bình 12,4%, thể hiện vai trò là oxit thứ hai trong thành phần hóa của đất, sau oxit silic. Nhôm trong đất ở khu vực nghiên cứu tồn tại chủ yếu trong các khoáng vật silicat như Sét, Felspat, Amphibol... và còn có mặt trong Gibsit. Nhôm không đóng vai trò nổi bật trong cây trồng. Do đất vùng nghiên cứu nằm ở địa hình thoát nước tốt và môi trường trung tính nên không thấy có hiện tượng phèn hóa (sulphat hóa) của phèn nhôm gây hại cho cây trồng.

Hàm lượng oxit Fe_2O_3 trong đất ở đây tương đối thấp, trung bình chỉ khoảng 4,95%; oxit này có mức độ biến thiên hàm lượng trong phạm vi nhỏ so với SiO_2 và Al_2O_3 và ít phụ thuộc vào các nhóm đất. Sắt có mặt trong đất ở đây chủ yếu dưới dạng trong các khoáng vật oxit và hydroxit (gothit và hematit).

Ngoài các oxit chính nêu trên còn có các oxit kém phổ biến hơn với hàm lượng trung bình nhỏ hơn vài lần so với các oxit chính gồm: K_2O, MgO, TiO_2, CaO, Na_2O, với hàm lần lượt là: 2,81%; 0,68%; 0,98%; 0,25%; 0,24%. Trong đó hàm lượng K_2O trong đất có sự phân dị cục bộ, có thể do điều kiện hình thành hoặc do tác động của các hoạt động nhân sinh (hoạt động canh tác - bón phân Kali của con người). Kết quả nghiên cứu của một số tác giả Trần Thị Hồng Minh 2020 và Viện Thổ Nhưỡng - Nông Hóa, 2015 cũng cho thấy hàm lượng K dễ tiêu trong đất tương đối thấp hay nói cách khác đất ở đây thuộc loại nghèo Kali.

Ngoài các tổ phần chính, các nguyên tố vết, đặc biệt là các kim loại nặng cũng đã được nghiên cứu. Theo kết quả nghiên cứu ban đầu cho thấy có một số mẫu đất ở khu vực nghiên cứu có hàm lượng As khá cao. Các mẫu có hàm lượng As cao đều là những mẫu có hàm lượng khoáng vật sét lớn hơn như mẫu: ĐT 01/2, ĐT 08/2, ĐT19/1 (Hình 1b). Khu vực nghiên cứu đã có biểu hiện ô nhiễm kim loại nặng As nhưng chưa nghiêm trọng (Trần Thị Hồng Minh 2020; Phạm Ngọc Thuỵ và nnk, 2008); Trần Thị Hồng Minh, Nguyễn Khắc Giảng, 2018).

4. Kết luận

Trong khu vực nghiên cứu, chủ yếu phân bố các thành tạo đất xám có tầng sét loang lổ phát triển trên các trầm tích hệ tầng Vĩnh (sét loang lổ). Kết quả khảo sát cho thấy các phẫu diện đất thường có cấu trúc từ 2 đến 3 lớp (tầng) phân biệt bằng màu sắc và thành phần độ hạt khác nhau khá rõ rệt.

Đất trong vùng nghiên cứu thuộc nhóm đất cát pha sét (á sét) với thành phần các cấp hạt thô (cỡ hạt > 0,0039 mm) chiếm ưu thế, với môi trường đất là môi trường trung tính đến ít chua, đặc tính môi trường đất là oxy hóa trung bình (Eh từ khoảng 100 - 400mV).

Thành phần khoáng vật chủ yếu trong mẫu đất khu vực nghiên cứu là Thạch anh, tiếp đến là Illit, Kaolinit. Ngoài ra còn có các khoáng vật khác như: Monmorillonit, Clorit, Gơtit, Felspat … Sự có mặt hàm lượng lớn của Thạch anh trong đất sẽ làm giảm khả năng lưu giữ các chất dinh dưỡng trong đất, làm sạch đất đồng thời làm giảm nguy cơ gây ô nhiễm đất, đất có độ thoáng khí và độ thoát nước tương đối tốt nhưng vẫn đảm bảo giữ được độ ẩm cần thiết trong đất, phù hợp với các loại cây trồng cạn nói chung và rau quả nói riêng.

Thành phần hóa đa lượng của đất có các oxit của các nguyên tố Si, Al và Fe chiếm hàm lượng lớn (đóng vai trò chủ đạo), đặc biệt là hàm lượng SiO_2 trung bình 71,66% - chiếm khối lượng chủ yếu trong đất.

Lời cảm ơn

Các kết quả nghiên cứu của công trình này đã được thực hiện từ nhiệm vụ khoa học của đề tài khoa học công nghệ cấp cơ sở, mã số T20-30. Các tác giả xin chân thành cảm ơn những đóng góp của đề tài đã giúp đỡ để thực hiện và hoàn thành bài báo này.

Tài liệu tham khảo

Nguyễn Thị Hồng, 2016. *Đặc điểm thành phần khoáng vật của tầng đất mặt khu vực Đại Thịnh - Kim Hoa, huyện Mê Linh. Báo cáo tại HNKH Sinh viên năm 2016*, Trường Đại học Mỏ Địa chất, Hà Nội.

Trần Thị Hồng Minh, 2020. *Đặc điểm địa hóa đất tả ngạn sông Hồng thuộc địa bàn Hà Nội,* Luận án Tiến sĩ kỹ thuật, Hà Nội.

Phạm Xuân Quyền, 2014. *Đặc điểm địa hóa môi trường đất và nước một số xã trọng điểm của huyện Mê Linh và Đông Anh trong sản xuất rau an toàn.* Luận văn Thạc sĩ kỹ thuật, Đại học Mỏ - Địa chất, Hà Nội.

Phạm Ngọc Thuy, Nguyễn Đình Mạnh, Đinh Văn Hùng, Nguyễn Viết Tùng, Ngô Xuân Mạnh, 2008. Current situation of contamination of heavy metals (Hg, As, Pb, Cd) in soil, surface water and some vegetables in Dong Anh, Ha Noi. *Tạp chí KHKT Nông nghiệp, 2008.*

Viện Thổ Nhưỡng - Nông Hóa, 2015, *Điều tra, đánh giá thoái hóa đất phục vụ phát triển bền vững Thành phố Hà Nội.*

Minh Tran Thi Hong, Giang Nguyen Khac, (2018), Metal and metalloid concentrations in soil, surface water, and vegetables and the potential ecological and human health risks in the northeastern area of Hanoi, Vietnam. *Journal of* Enviro Monit and Assess*: 190.624. ISSN: 0167-6369 (print version) ISSN: 1573-2959 (electronic version).*

Bảng phân cấp độ hạt của Cục Địa chất Hoàng Gia Anh.

ABSTRACT

Material composition characteristics of cultivated soil in Dai Thinh area - Me Linh district, Ha Noi

Dang Thi Vinh[1], Nguyen Trung Thanh[1], Nguyen Khac Giang[1], Tran Thi Hong Minh[2], Pham Xuan Quyen[3]
[1] Hanoi University of Mining and Geology
[2] Ha Noi University of Natural Resources and Environment
[3] International Geodivision (Intergeo)

Cultivated (Planting) Soil is a natural resource that plays an important role for organisms and humans. Soil pollution will badly affect the health of humans and animals through food, vegetables, fruits, and herbs, etc. With a combination of traditional and modern methods, the authors have clarified the features on the material composition (particle size, mineral composition and chemical composition) of the cultivated soil in the Dai Thinh - Me Linh area. The results of surveying the soil profiles and studying the mineral composition of the soil by thermal analysis (TDA) and XRD methods showed that the soil in Dai Thinh area was formed on the Quaternary sediments of Vinh Phuc Formation. This land usually consists of 2 or 3 different layers (distinguised by color, grain composition and mineral composition). In which, coarse-grained barch (sand-powder) make up a significant proportion in the soil. The cultivated soil in the study area is mainly clayish sandy soil. The soil pH is less acidic and neutral (the pH value ranged 4,88 đến 7,61) with weak to moderate oxidised environment (Eh from 183 to 310 mV), Ec value (electric Conductivity not high (Ec from 58 - 317 µS). The mineral composition of the soil is mainly quartz (often occupying a large proportion in the soil), followed by illite, kaolitnite, goethite, in addition, there are mica (muscovite), feldspar, montmorilonite, hematite, amphibol. These research results not only serve as the basis for the assessment of the quality of the soil environment for safe vegetable cultivation but also contribute to the suitainable planning and use of agricultural land for the study area.

Keywords: Cultivated Soil; material composition; grain size; minerals; chemistry.

KHOA HỌC TRÁI ĐẤT VÀ TÀI NGUYÊN VỚI PHÁT TRIỂN BỀN VỮNG

ISBN 978-604762277-1