

BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
LIÊN ĐOÀN BẢN ĐỒ ĐỊA CHẤT MIỀN BẮC
๐๐๐๐๐๐

CHƯƠNG TRÌNH KH&CN CẤP QUỐC GIA “KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ ỨNG
PHÓ VỚI BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU QUẢN LÝ VỀ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
GIAI ĐOẠN 2016-2020”,
MÃ SỐ BDKH/16-20

BÁO CÁO TỔNG HỢP

TÊN ĐỀ TÀI

**NGHIÊN CỨU XÁC LẬP TỔ HỢP PHƯƠNG PHÁP ĐIỀU TRA
MỘT SỐ LOẠI HÌNH KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH ẨN
SÂU. ÁP DỤNG THÍ ĐIỂM ĐIỀU TRA VÀ KHOANH VÙNG TRIỂN
VỌNG VÀNG GỐC Ở ĐỊA KHU NAM NGÃI**

Mã số đề tài: BDKH.29/16-20

Tổ chức chủ trì: Liên đoàn Bản đồ Địa chất Miền Bắc

Chủ nhiệm đề tài: TS. Trần Mỹ Dũng

Thời gian thực hiện: 2017-2020

HÀ NỘI - 2020

BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
LIÊN ĐOÀN BẢN ĐỒ ĐỊA CHẤT MIỀN BẮC
☞☞☞☞☞

CHƯƠNG TRÌNH KH&CN CẤP QUỐC GIA “KHOA HỌC VÀ CÔNG NGHỆ ỨNG
PHÓ VỚI BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU QUẢN LÝ VỀ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
GIAI ĐOẠN 2016-2020”,
MÃ SỐ BDKH/16-20

BÁO CÁO TỔNG HỢP

TÊN ĐỀ TÀI

**NGHIÊN CỨU XÁC LẬP TỔ HỢP PHƯƠNG PHÁP ĐIỀU TRA
MỘT SỐ LOẠI HÌNH KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH ÂN
SÂU. ÁP DỤNG THÍ ĐIỂM ĐIỀU TRA VÀ KHOANH VÙNG TRIỂN
VỌNG VÀNG GỐC Ở ĐỊA KHU NAM NGÃI**

Mã số đề tài: BDKH.29/16-20

CHỦ NHIỆM ĐỀ TÀI

Trần Mỹ Dũng

**LIÊN ĐOÀN BẢN ĐỒ
ĐỊA CHẤT MIỀN BẮC
LIÊN ĐOÀN TRƯỞNG**



Vũ Quang Lân

HÀ NỘI - 2020

DANH SÁCH CÁN BỘ THAM GIA THỰC HIỆN

(Ghi những người có đóng góp khoa học và thực hiện những nội dung chính thuộc tổ chức chủ trì và tổ chức phối hợp tham gia thực hiện đề tài)

STT	Họ và tên, Học hàm học vị	Chức danh thực hiện đề tài	Tổ chức công tác
1	TS. Trần Mỹ Dũng	Chủ nhiệm	Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam
2	ThS. La Mai Sơn	Thư ký khoa học	Liên đoàn Bản đồ Địa chất Miền Bắc
3	GS.TS. Trần Thanh Hải	Thành viên chính	Đại học Mỏ - Địa chất
4	PGS.TS. Ngô Xuân Thành	Thành viên chính	Đại học Mỏ - Địa chất
5	TS. Nguyễn Trường Lưu	Thành viên chính	Liên đoàn Vật lý Địa chất
6	PGS.TS. Nguyễn Văn Phở	Thành viên chính	Tổng hội Địa chất
7	TS. Vũ Quang Lân	Thành viên chính	Liên đoàn Bản đồ địa chất Miền Bắc
8	TS. Trần Quốc Cường	Thành viên chính	Viện Địa chất, Viện Hàn Lâm KH&CN Việt Nam
9	TS. Trịnh Đình Huấn	Thành viên chính	Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam
10	TS. Nguyễn Công Thuận	Thành viên chính	Liên đoàn Bản đồ địa chất Miền Bắc

CÁC TỔ CHỨC PHỐI HỢP

(Ghi các tổ chức phối hợp chính thực hiện đề tài)

STT	Các tổ chức phối hợp
1	Viện Địa chất, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam
2	Trường Đại học Mỏ - Địa chất

THÔNG TIN KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU TÓM TẮT BÁO CÁO

Đề tài “ NGHIÊN CỨU XÁC LẬP TỔ HỢP PHƯƠNG PHÁP ĐIỀU TRA MỘT SỐ LOẠI HÌNH KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH ẮN SÂU. ÁP DỤNG THÍ ĐIỂM ĐIỀU TRA VÀ KHOANH VÙNG TRIỂN VỌNG VÀNG GỐC Ở ĐỊA KHU NAM NGÃI”.

Với mục tiêu nghiên cứu xác lập tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản nội sinh ắn sâu phổ biến tại Việt Nam nhằm xác lập được tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ắn sâu trong điều kiện thực tế Việt Nam. Đề tài đã tiến hành 04 nội dung nghiên cứu chính bao gồm: 1) Đánh giá hiện trạng điều tra địa chất về khoáng sản kim loại nội sinh và tính hiệu quả của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành; 2) Tổng hợp, phân tích tài liệu dự kiến các đối tượng nghiên cứu (Đề tài lựa chọn nhóm khoáng sản trọng điểm nghiên cứu gồm: Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au); 3) Xây dựng cơ sở khoa học của tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh ắn sâu; 4) Áp dụng thí điểm điều tra và khoanh vùng triển vọng vàng gốc ở địa khu Nam Ngãi. Để hoàn thành nội dung nghiên cứu đặt ra, đề tài đã tiến hành tổng hợp các tài liệu liên quan đến lĩnh vực nghiên cứu của đề tài trong và ngoài nước, đánh giá làm rõ hiện trạng điều tra địa chất, mức độ nghiên cứu, những vấn đề còn tồn tại của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành của Việt Nam liên quan đến điều tra quặng ắn sâu, tổng hợp, phân tích có hệ thống các hệ phương pháp liên quan đến điều tra quặng nội sinh ắn sâu từ đó đề xuất hệ phương pháp điều tra hợp lý cho mỗi loại khoáng sản đã đăng ký trong đề tài, định hướng cho toàn bộ quá trình nghiên cứu hoàn thiện đề tài. Kết quả tổng hợp và phân tích tài liệu đã công bố cho thấy hệ thống các phương pháp điều tra quặng nội sinh ắn sâu về cơ bản được ứng dụng, triển khai trên cơ sở hệ thống điều tra, đánh giá khoáng sản truyền thống nhưng được cập nhật, nâng cao về lý luận, cách tiếp cận, phương pháp nghiên cứu và cách thực triển khai bằng những phương pháp kỹ thuật mới, hiện đại hơn cho mỗi loại khoáng sản kim loại nội sinh được nghiên cứu chi tiết về cấu trúc không chế, nguồn gốc và điều kiện hình thành, thời gian thành tạo, mô hình nguồn gốc thành tạo, kết hợp với những phương pháp, kỹ thuật mới về viễn thám, phân tích thí nghiệm, địa vật lý, tư duy mới về địa chất, kiến tạo và sinh khoáng.

Các phương pháp đã được thực hiện trong đề tài bao gồm: 1) Nhóm phương pháp kế thừa; 2) Nhóm phương pháp khảo sát địa chất, địa mạo và thu thập mẫu; 3) Nhóm các phương pháp phân tích mẫu (bao gồm: phân tích mẫu thạch học lát mỏng, phân tích thạch học vi cấu tạo, phân tích mẫu khoáng tương, phân tích microzone, phân tích hàm lượng các nguyên tố chính trong đá magma, phân tích các nguyên tố vết, phân tích đồng vị bền S và O-H; phân tích đồng vị Nd đá tổng; phân tích và xử lý số liệu phân tích bao thể khí lỏng; phân tích và xử lý số liệu phân tích tuổi U-Pb zircon, phân tích vi lượng trong Zircon; 4) Nhóm các phương pháp địa hóa; 4) Tổ hợp phương pháp viễn thám và hệ thống tin địa lý; 5) Tổ hợp phương pháp viễn thám và hệ thống tin địa lý; 6) Các phương pháp địa vật lý; 7) Nhóm các phương pháp nghiên cứu cấu trúc kiến tạo. Trên cơ sở tổng hợp, phân tích, nghiên cứu kiểm chứng, đề tài đã xác định được các loại hình mỏ quặng nội sinh ẩn sâu cho 6 loại khoáng sản phổ biến tại Việt Nam (bao gồm: Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au), xác lập được tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng ẩn sâu cho mỗi loại hình khoáng sản này, từ đó đưa ra hệ phương pháp điều tra hợp lý cho từng loại khoáng sản.

Kết quả xác lập hệ phương pháp tìm kiếm quặng vàng ẩn sâu đã được đề tài triển khai ứng dụng điều tra quặng vàng ẩn sâu tại địa khu Nam Ngãi, theo đó, đã làm rõ được đặc điểm địa chất, kiến tạo và khoáng sản vàng địa khu Nam Ngãi; đặc điểm cấu trúc kiến tạo khu vực Trà Bồng - Trà My là khu vực được triển khai chính các phương pháp nghiên cứu được lựa chọn; nghiên cứu đặc điểm phân bố quặng hóa vàng địa khu Nam Ngãi, phân chia các trường quặng vàng; nghiên cứu làm rõ điều kiện hóa lý thành tạo quặng vàng địa khu Nam Ngãi, nguồn gốc dung dịch tạo quặng và thời gian hình thành quặng hóa, độ sâu phân bố quặng hóa, mô hình nguồn gốc hình thành mỏ, độ sâu phân bố quặng hóa. Đề tài đã tập trung nghiên cứu làm rõ đặc điểm thạch địa hóa và bối cảnh hình thành các thành tạo magma khu vực Trà Bồng - Trà My, đặc điểm cấu trúc kiến tạo khu vực Trà Bồng - Trà My, các hệ thống đứt gãy chính, hệ thống nếp uốn chính và mối quan hệ của chúng với quặng hóa vàng từ đó đã dự báo được quặng vàng ẩn sâu tại khu vực Nước Vin. Kết quả nghiên cứu ứng dụng đã được đề tài tổng hợp kiểm chứng và điều chỉnh phù hợp hệ phương pháp nghiên cứu đã lựa chọn.

MỤC LỤC

DANH MỤC CÁC KÍ HIỆU, CÁC CHỮ VIẾT TẮT.....	i
DANH MỤC CÁC BẢNG BIỂU.....	ii
DANH MỤC CÁC HÌNH VẼ, ĐỒ THỊ	iii
MỞ ĐẦU	1
CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN VỀ VẤN ĐỀ NGHIÊN CỨU.....	4
1.1. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU TRÊN THẾ GIỚI.....	4
1.2. TỔNG QUAN VỀ CÔNG TÁC ĐIỀU TRA CƠ BẢN ĐỊA CHẤT VỀ KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH TẠI VIỆT NAM	6
1.2.1. Tình hình thực hiện công tác điều tra cơ bản địa chất về khoáng sản.....	6
1.2.2. Đánh giá các quy định kỹ thuật trong nước liên quan về công tác lập bản đồ địa chất và điều tra khoáng sản.....	9
1.2.3. Đánh giá những quy định trong nước về công tác viễn thám	10
1.2.4. Đánh giá những quy định trong nước về công tác địa vật lý	11
1.2.5. Đánh giá những quy định trong nước về công tác địa hóa	12
1.3. NHỮNG VẤN ĐỀ CẦN NGHIÊN CỨU CỦA ĐỀ TÀI	12
CHƯƠNG 2: PHẠM VI, ĐỐI TƯỢNG VÀ PHƯƠNG PHÁP.....	14
NGHIÊN CỨU	14
2.1. PHẠM VI NGHIÊN CỨU VÀ ĐỐI TƯỢNG TRIỂN KHAI	14
2.1.1. Phạm vi nghiên cứu	14
2.1.2. Đối tượng triển khai.....	14
2.2. CÁCH TIẾP CẬN VÀ TRIỂN KHAI.....	15
2.2.1. Cách tiếp cận hệ thống	15
2.2.2. Cách tiếp cận lịch sử	16
2.2.3. Cách tiếp cận hiện đại	16
2.2.4. Cách tiếp cận đa chiều	16
2.2.5. Tiếp cận tổng hợp và liên ngành	17
2.3. TÍNH MỚI, TÍNH SÁNG TẠO	17
2.3.1. Tính mới.....	17
2.3.2. Tính sáng tạo	18
2.4. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VÀ KỸ THUẬT SỬ DỤNG	18
2.4.1. Phương pháp nghiên cứu.....	18
2.4.2. Kỹ thuật sử dụng.....	22
2.4.3. Triển khai thực hiện.....	23
CHƯƠNG 3: HỆ THỐNG CÁC PHƯƠNG PHÁP TÌM KIẾM QUẶNG KIM LOẠI NỘI SINH AN SÂU	24
3.1. NHÓM PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VIỄN THÁM TRONG ĐIỀU TRA QUẶNG KIM LOẠI NỘI SINH AN SÂU	24
3.1.1. Ứng dụng phương pháp viễn thám trong nghiên cứu địa chất.....	24
3.1.2. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ Cu-Au (Mo) porphyr.....	24
3.1.3. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ Au, Ag nhiệt dịch nhiệt độ thấp, cao và thấp sulphur	25
3.1.4. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ skarn	25
3.1.5. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ dạng tầng Pb-Zn-Ag (SEDEX)	26
3.1.6. Kết quả nghiên cứu kiểm chứng phương pháp để khoanh định các đới biến đổi nhiệt dịch cao giàu khoáng vật sét và sắt khu vực Pu Sam Cáp	26
3.2. PHƯƠNG PHÁP ĐỊA HÓA	33
3.3. PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT, KIẾN TẠO.....	36

3.3.1. Cơ sở khoa học phương pháp phân tích cấu trúc địa chất, kiến tạo.....	36
3.3.2. Phương pháp nghiên cứu.....	37
3.4. NHÓM PHƯƠNG PHÁP ĐỊA VẬT LÝ	41
3.4.1. Tổ hợp phương pháp địa vật lý hàng không.....	41
3.4.2. Tổ hợp phương pháp địa vật lý mặt đất.....	42
3.5. NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH HIỆN ĐẠI TRONG NGHIÊN CỨU KHOÁNG SẢN (BAO THỂ KHÍ-LÔNG, ĐỒNG VỊ BỀN, ĐỒNG VỊ ĐỊNH TUỔI)	52
3.5.1. Phương pháp nghiên cứu bao thể khí lỏng.....	52
3.5.2. Ứng dụng các phương pháp phân tích đồng vị bền trong nghiên cứu các mỏ khoáng nội sinh.....	54
3.5.3 Phương pháp định tuổi quặng hóa	65
3.6. NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP XÁC LẬP MÔ HÌNH NGUỒN GỐC THÀNH TẠO MỎ QUẶNG	69
3.6.1. Tổng quan về phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng	69
3.6.2. Kết quả nghiên cứu kiểm chứng hệ phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ tại mỏ Sin Quyền.....	70
CHƯƠNG 4: XÁC LẬP TIỀN ĐỀ, DẤU HIỆU ĐỊA CHẤT TÌM KIẾM VÀ LỰA CHỌN HỆ PHƯƠNG PHÁP ĐIỀU TRA KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH ẨN SÂU (Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au).....	80
4.1. CÁC MỎ SẮT	80
4.1.1. Các loại hình mỏ sắt nội sinh và tiền đề, dấu hiệu địa chất tìm kiếm	80
4.1.2. Tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng sắt nội sinh ẩn sâu.....	89
4.1.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại sắt nội sinh ẩn sâu	90
4.2. CÁC MỎ ĐỒNG	93
4.2.1. Đặc điểm các mỏ đồng nội sinh ẩn sâu	93
4.2.2. Tiền đề tìm kiếm quặng đồng nội sinh ẩn sâu	112
4.2.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại đồng nội sinh ẩn sâu	115
4.3. CÁC MỎ NIKEN NỘI SINH.....	119
4.3.1. Đặc điểm các mỏ nikel nội sinh.....	119
4.3.2. Tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng nikel nội sinh ẩn sâu.....	125
4.3.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại nikel nội sinh ẩn sâu	126
4.4. CÁC MỎ Pb-Zn	130
4.4.1. Đặc điểm các mỏ Pb-Zn nội sinh ẩn sâu	130
4.4.2. Tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng chì-kẽm nội sinh ẩn sâu.....	134
4.4.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại Pb-Zn nội sinh ẩn sâu	137
4.5. CÁC MỎ Sn - W	139
4.5.1. Đặc điểm các mỏ Sn-W nội sinh ẩn sâu	139
4.5.2. Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm mỏ Sn-W nội sinh ẩn sâu.....	149
4.5.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại Sn-W nội sinh ẩn sâu	152
4.6. CÁC MỎ VÀNG	154
4.6.1. Đặc điểm các mỏ vàng nội sinh ẩn sâu	154
4.6.2. Tiền đề, dấu hiệu các mỏ vàng nội sinh các mỏ vàng nội sinh ẩn sâu.....	174
4.6.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại vàng nội sinh ẩn sâu	176
CHƯƠNG 5: KẾT QUẢ ÁP DỤNG THÍ ĐIỂM ĐIỀU TRA VÀ KHOANH VÙNG TRIỂN VỌNG VÀNG GỐC Ở ĐỊA KHU NAM NGÃI.....	180

5.1. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐẶC ĐIỂM ĐỊA CHẤT, CẤU TRÚC, KIẾN TẠO KHOÁNG SẢN VÀNG KHU VỰC TRÀ BÔNG - TRÀ MY, ĐỊA KHU NAM NGÃI	180
5.1.1. Đặc điểm địa chất địa khu Nam Ngãi.....	180
5.1.2. Kết quả nghiên cứu địa chất khu vực Trà Bông - Trà My.....	182
5.1.3. Đặc điểm cấu trúc kiến tạo khu vực Trà Bông - Trà My.....	218
5.2. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐẶC ĐIỂM PHÂN BỐ QUẶNG HÓA VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI	235
5.2.1. Đặc điểm cấu tạo quặng.....	236
5.2.2. Đặc điểm kiến trúc quặng.....	240
5.2.3. Thứ tự sinh thành và tổ hợp cộng sinh khoáng vật.....	241
5.3. KẾT QUẢ PHÂN TÍCH TÀI LIỆU VIÊN THÂM VÀ ĐỊA VẬT LÝ HÀNG KHÔNG PHÂN CHIA CÁC TRƯỜNG QUẶNG VÀNG	245
5.4. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐIỀU KIỆN HÓA LÝ THÀNH TẠO QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI	247
5.4.1. Các điểm quặng vàng khu vực Phước Thành.....	247
5.4.2. Các điểm quặng vàng khu vực Phước Sơn.....	253
5.5. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU NGUỒN GỐC CỦA DUNG DỊCH TẠO QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI	257
5.5.1. Đặc điểm đồng vị S.....	257
5.5.2. Đồng vị oxy, hydro.....	257
5.6. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU THỜI GIAN TẠO QUẶNG	258
5.7. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU XÁC LẬP CÁC MÔ HÌNH THÀNH TẠO QUẶNG VÀNG QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI	259
5.7.1. Mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu vực Bông Miêu	259
5.7.2. Mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu vực Phước Sơn	261
5.7.3. Mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu mỏ G18, Phước Thành, Phước Sơn.....	262
5.8. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐỘ SÂU PHÂN BỐ QUẶNG HÓA THEO KẾT QUẢ PHÂN TÍCH ĐỊA HÓA	269
5.8.1. Độ sâu phân bố theo kết quả nghiên cứu địa hóa	269
5.8.2. Độ sâu phân bố theo kết quả nghiên cứu khoáng vật.....	269
5.9. KẾT QUẢ DỰ BÁO TRIỂN VỌNG QUẶNG ẮN SÂU KHU VỰC NƯỚC VIN	273
5.9.1. Đặc điểm yếu tố cấu trúc khống chế quặng hóa vàng các mỏ quặng điển hình khu vực Nước Vin	273
5.9.2. Cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu vực Nước Vin	284
5.9.3. Mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu vực Nước Vin.....	302
5.9.4. Kết quả nghiên cứu mức độ bóc mòn khu vực Nước Vin	305
5.9.5. Kết quả đo Địa vật lý.....	306
5.9.3.1. Mục tiêu của các phương pháp địa vật lý tiến hành đo thử nghiệm	306
5.9.6. Dự báo khu vực tồn tại quặng hóa vàng nội sinh ắn sâu	318
KẾT LUẬN	321
TÀI LIỆU THAM KHẢO	324
DANH MỤC SẢN PHẨM CỦA ĐỀ TÀI	346

DANH MỤC CÁC KÍ HIỆU, CÁC CHỮ VIẾT TẮT

STT	Ký hiệu	Viết đầy đủ
1	Am	Amphibol
2	BHKS	Biểu hiện khoáng sản
3	Bt	Biotit
4	Car	Carbonat
5	Chp	Chalcopyrit
6	Cl	Chlorit
7	Cv	Covelin
8	ĐB-TN	Đông Bắc - Tây Nam
9	Ep	Epidot
10	Fp	Felspat
11	Gh, Geo	Goethit
12	MK	Mỏ khoáng
13	Moz	Triệu ounce
14	Oli	Olivin
15	Py	Pyrit
16	Pla	Plagioclas
17	Q	Thạch anh
18	Se	Sericit
19	TB-ĐN	Tây Bắc - Đông Nam
20	THCSKV	Tổ hợp cộng sinh khoáng vật
21	TKPS	Tam Kỳ - Phước Sơn
22	Tr.n	Triệu năm

DANH MỤC CÁC BẢNG BIỂU

<i>Bảng 3.1: Kết quả phân tích máy đo phổ cầm tay TerraSpec.....</i>	<i>30</i>
<i>Bảng 3.2. Mức độ bóc mòn thân quặng và cấu trúc chứa quặng vàng đa kim.....</i>	<i>34</i>
<i>Bảng 4.1: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng sắt nội sinh ẩn sâu</i>	<i>89</i>
<i>Bảng 4.2: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng đồng nội sinh ẩn sâu.....</i>	<i>112</i>
<i>Bảng 4.3: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng nikel nội sinh ẩn sâu</i>	<i>126</i>
<i>Bảng 4.4: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng chì-kẽm nội sinh ẩn sâu</i>	<i>134</i>
<i>Bảng 4.5: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng Sn-W nội sinh ẩn sâu</i>	<i>150</i>
<i>Bảng 4.6: Kết quả tổng hợp 103 mỏ có trữ lượng vàng >10 tấn.....</i>	<i>158</i>
<i>Bảng 4.7: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng vàng nội sinh ẩn sâu</i>	<i>174</i>
<i>Bảng 5.1: Thành phần (%) khoáng vật trung bình tổ hợp đá metaultramafic phức hệ Khâm Đức.....</i>	<i>184</i>
<i>Bảng 5.2: Thành phần hóa học trung bình (% oxyt) của các đá siêu mafic phức hệ Khâm Đức</i>	<i>184</i>
<i>Bảng 5.3: Thành phần (%) các khoáng vật tạo đá tổ hợp plagiogranit gneis phức hệ Khâm Đức.....</i>	<i>188</i>
<i>Bảng 5.4: Thành phần địa hóa nguyên tố chính và nguyên tố đất hiếm của các mẫu granit phức hệ Chu Lai khu vực mỏ Nước Vin.....</i>	<i>199</i>
<i>Bảng 5.5: Thành phần địa hóa các đá magma xâm nhập granodiorit của phức hệ Trà Bồng.....</i>	<i>209</i>
<i>Bảng 5.6: Thành phần địa hóa các đá granit phức hệ Bà Nà.....</i>	<i>215</i>
<i>Bảng 5.7: Tổng hợp số liệu phân tích đồng hóa bao thể trong thạch anh liên quan đến quặng hóa vàng khu vực Phước Thành.....</i>	<i>251</i>
<i>Bảng 5.8: Tổng hợp kết quả phân tích bao thể khí lỏng tại khu mỏ Phước Sơn.....</i>	<i>254</i>
<i>Bảng 5.9: So sánh các tỷ số địa hóa của mẫu phân tích trong nghiên cứu với các tỷ số địa hóa điển hình của magma tạo khoáng Cu-Au sunfid nhiệt dịch trong các nghiên cứu trước đây.....</i>	<i>267</i>
<i>Bảng 5.10: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Phước Hiệp - Đắk My.....</i>	<i>270</i>
<i>Bảng 5.11: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Phước Kim - Phước Thành</i>	<i>271</i>
<i>Bảng 5.12: Tần suất xuất hiện khoáng vật pyrotin và asenopyrit trong các trường quặng</i>	<i>272</i>
<i>Bảng 5.13: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Trà Dương - Tiên Phước</i>	<i>305</i>

DANH MỤC CÁC HÌNH VẼ, ĐỒ THỊ

Hình 2.1: Sơ đồ vị trí vùng nghiên cứu	15
Hình 2.2: Chu trình thực hiện đề tài	23
Hình 3.1. Bản đồ giản lược địa chất miền Bắc Việt Nam	27
Hình 3.2. Bản đồ địa chất vùng Pu Sam Cap.....	28
Hình 3.3. Vị trí phân bố các đới giàu khoáng vật chứa Fe trên nền PC2 band ratio 42-54	29
Hình 3.4. Dăm kết vị trí gần suối Nậm Dịch giàu các hematit-goethit trên bề mặt	30
Hình 3.5. Vị trí phân bố các đới giàu khoáng vật sét trên ảnh PC2 band ratio 67-54.....	31
Hình 3.6. Biến đổi argillic khu vực Bãi Bằng	32
Hình 3.7. Vị trí thân quặng và điểm đo phổ cầm tay khu Bãi Bằng.....	32
Hình 3.8: Mô hình phân bố các nguyên tố lý tưởng xung quanh mỏ quặng vàng [165].	35
Hình 3.9: Một ví dụ ảnh viễn thám đa phổ và cấu trúc đường được phân tích trên cơ sở hình dáng địa hình, cấu trúc.....	39
Hình 3.10: Một ví dụ về hình vẽ vết lộ cấu trúc được thực hiện ngoài thực địa.....	40
Hình 3.11: Sự thay đổi của giá trị $\delta^{34}\text{S}$ từ các mỏ sulphur magma Ni-Cu-PGE và Kimberlit.....	56
Hình 3.12: Biểu đồ tương quan giá trị δD với $\delta^{18}\text{O}$ cho biotit và sericit từ các mỏ porphyr	58
Hình 3.13: Biểu đồ tương quan giá trị $\delta^{18}\text{O}$ và δD của dung dịch nhiệt dịch được xác định dựa trên các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch và các vùng biến đổi nhiệt dịch cho các mỏ đồng porphyr tại El Salvador, Chile; Oyu Tolgoi, Mông Cổ; La Caridad, Mexico; Bingham, Utah; và Butte, Montana.....	59
Hình 3.14: Hình vẽ giản lược biểu diễn sự di chuyển của dòng nhiệt dịch tại rìa tiếp xúc giữa các thể xâm nhập và đá carbonat vây quanh.....	60
Hình 3.15: Biểu đồ biểu diễn giá trị đồng vị bền kim loại đồng ($\delta^{65}\text{Cu}$) từ các mỏ skarn đồng Coroccohuayco và Tintaya, Peru.....	61
Hình 3.16: Biểu đồ tương quan giữa $\delta^{18}\text{O}$ và δD cho các nguồn nước trong địa chất	64
Hình 3.17: Khoảng giá trị đồng vị oxy và hydro của dung dịch tạo khoáng trong các mỏ vàng tạo núi tại vùng Western Nevada.....	65
Hình 3.18: Đối sánh về đặc điểm địa hóa các thành tạo magma khu vực tuổi Neoproterozoi liên quan đến khoáng hóa Cu-Fe-Au.	74
Hình 3.19: Mô hình tiến hóa kiến tạo - magma khu vực trong Neoproterozoi.	76
Hình 3.20: Biểu đồ tương quan hàm lượng Cl và $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$	77
Hình 3.21: Mô hình mỏ IOCG cho mỏ Sin Quyền	78
Hình 3.22: Mô hình nguồn gốc thành tạo quặng hóa khu mỏ Sin Quyền.....	79

Hình 4.1: Sơ đồ địa chất vùng mỏ Fe-Ti-V Panzihua, Trung Quốc. Quặng hóa nằm trong các thành tạo siêu mafic-mafic cấu tạo phân tầng.....	81
Hình 4.2: Sơ đồ địa chất vùng mỏ oxit sắt - apatit Morvarid, Iran. Quặng hóa nằm trong các thành tạo siêu mafic-mafic cấu tạo phân tầng.....	82
Hình 4.3: Mặt cắt địa chất điển hình cho các mỏ Fe skarn điển hình tại miền trung Thổ Nhĩ Kỳ.....	83
Hình 4.4: Sơ đồ địa chất và mặt cắt địa chất mỏ sắt Thạch Khê.....	85
Hình 4.5: Mô hình hình thành mỏ sắt El Laco.....	86
Hình 4.6: Mô hình thành tạo mỏ mỏ sắt nhiệt dịch có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương biến.....	87
Hình 4.7: Mô hình mỏ quặng sắt trầm tích phun trào Dahongshan, Trung Quốc.....	89
Hình 4.8: Mặt cắt qua đới hút chìm và cung magma rìa lục địa.....	93
Hình 4.9: Phân đới biến đổi nhiệt dịch của hệ thống porphyr Cu-Au.....	96
Hình 4.10: Mối quan hệ giữa mỏ Cu-Au porphyr với các mỏ nhiệt dịch nông_nhiệt độ thấp.....	97
Hình 4.11: Mô hình cơ bản của một mỏ VMS.....	98
Hình 4.12: Các môi trường kiến tạo khu vực hình thành các mỏ VMS.....	99
Hình 4.13: Sơ đồ địa chất khu vực Bleida.....	101
Hình 4.14: Sơ đồ địa chất và quặng hóa vùng mỏ Sudbury.....	103
Hình 4.15: Mô hình giải thích cấu trúc không chế quặng hóa vùng mỏ Sudbury.....	104
Hình 4.16: Một số mỏ IOCG điển hình trên thế giới.....	107
Hình 4. 17: Bối cảnh kiến tạo hình thành một số mỏ IOCG điển hình.....	108
Hình 4. 18: Các mỏ IOCG xuất hiện cùng với các mỏ đồng porphyr ở đới tạo núi Andes.....	109
Hình 4.19: Mô hình giải thích sự hình thành các mỏ IOCG.....	111
Hình 4.20: Sơ đồ thể hiện mối quan hệ giữa tầng Merensky với các lớp nằm dưới...120	
Hình 4.21: Đặc điểm phân bố và mối quan hệ của 3 khối xâm nhập lớn chứa sulfur Ni-Cu-PGE tại vùng Noril'sk-Talnakh, Siberia, Nga.....	121
Hình 4.22: Đặc điểm quặng hóa mỏ đồng-nikel-coban Bản Phúc.....	125
Hình 4.23. Sơ đồ địa chất vòm nâng Sông Chảy trên lãnh thổ Việt Nam.....	142
và Trung Quốc.....	142
Hình 4.24. Sơ đồ địa chất khoáng sản mỏ W-Sn Suối Ngần.....	143
Hình 4.25. Mặt cắt địa chất mỏ W- đa kim Núi Pháo.....	144
Hình 4.26: Mặt cắt tổng quát làm rõ các yếu tố cơ bản của hệ thống các kiểu mỏ vàng chính và chiều sâu thành tạo trong vỏ của chúng.....	155
Hình 4.27: Mô hình địa chất cho môi trường thành tạo các mỏ dạng mạch phân tán và mỏ chứa mạch dạng dải thay thế trong các đai đá phiến lục.....	159

Hình 4.28: Biểu đồ tổng hợp xác định sự phân dị của sắt dưới tác động của oxy liên quan đến sự làm giàu nguyên tố kim loại khác nhau trong các hệ thống dung dịch nhiệt dịch nguồn magma	162
Hình 4.29: Sơ đồ mô tả mô hình các đới khoáng hóa cho các hệ thống quặng vàng liên quan đến xâm nhập với sự nhấn mạnh trên các hệ thống tại Yukon-Alaska.	164
Hình 4.30: Mô hình tổng quát cho hệ thống vàng liên quan đến xâm nhập bị khử tại khu vực Tintina Gold.....	165
Hình 4.31: Mô hình tổng quát của hệ thống tạo khoáng nhiệt dịch nong nhiệt độ thấp cao sulphur phần vòm của các mỏ porphyr Cu-Au.....	169
Hình 4.32: Mặt cắt tổng quát làm rõ các kiểu biến đổi, tính phân đới và khoáng hóa liên quan trong hệ thống tạo quặng thấp sulphur	170
Hình 4.33: Sơ đồ kiến tạo vùng trung tâm Nevada và vị trí của các mỏ vàng kiểu Carlin	173
Hình 4.34: Sơ đồ tổng quát làm rõ cấu trúc điều khiển địa tầng và quặng hóa của mỏ vàng kiểu Carlin	173
Hình 5.1:(a) Sơ lược sơ đồ kiến tạo khu vực Đông Nam Á thể hiện các khối kiến tạo và một số đứt gãy chính, khu vực đới khô Tam Kỳ - Phước Sơn được thể hiện bằng ô hình chữ nhật màu đen, (b) Sơ đồ địa chất đới khô Tam Kỳ - Phước Sơn thể hiện các tổ hợp thạch học chính và vị trí lấy mẫu nghiên cứu tuổi U-Pb zircon.	181
Hình 5.2: Sơ đồ mật độ lineament và mối quan hệ với khoáng sản vàng.....	182
Hình 5.3: Pyroxenit khu vực nghiên cứu lộ ra dưới dạng các khối nhỏ nằm dọc theo đới phiến amphibolit của phức hệ Khâm Đức.....	183
Hình 5.4: Pyroxenit thành phần thạch học chủ yếu là amphibol (biến chất từ pyroxene) và các khoáng vật tàn dư pyroxene, chứa quặng oxyt sắt khu vực nghiên cứu	185
Hình 5.5: Vết lộ các đá gabbroamphibolite phức hệ Khâm Đức.....	186
Hình 5.6: Thạch học lát mỏng thể hiện thành phần khoáng vật các đá gabbroamphibolit khu vực nghiên cứu.....	187
Hình 5.8: Ảnh CL điển hình của một số hạt zircon từ mẫu 16VN08-8 (a) và mẫu 16VN08-09 (b).....	189
Hình 5.9: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trong mẫu nghiên cứu 16VN08-08 (a, b) và mẫu 16VN08-09 (c, d).....	190
Hình 5.10: Biểu đồ tương quan giữa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ với $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cho amphibolit phức hệ Khâm Đức.....	194
Hình 5.11: Vết lộ thể hiện cấu tạo biến dạng mạnh dạng micmatit của các đá phức hệ Chu Lai	196
Hình 5.12: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma gneiss phức hệ Chu Lai (ảnh dưới 2 nikon)	196

Hình 5.13: Ảnh thạch học thể hiện khoáng vật muscovit bị biến dạng yếu ven rìa các khoáng vật thạch anh (ảnh dưới 2 nikon).....	196
Hình 5.14: Biểu đồ phân loại magma dựa trên thành phần SiO ₂ và tổng kiềm Na, K cho các đá magma phức hệ Chu Lai khu vực Nước Vin.	197
Hình 5.15: Biểu đồ chỉ tiêu bão hòa nhôm của các đá granitoid khối Chu Lai, vùng mỏ Nước Vin.	198
Hình 5.16: Biểu đồ nhận: a) phân bố đất hiếm chuẩn hóa theo Chondrit và b) theo thành phần Manti nguyên thủy của các đá granitoid khối Chu Lai, vùng mỏ Nước Vin.....	199
Hình 5.17: Biểu đồ phân chia kiểu granitoid theo bối cảnh kiến tạo.	201
Hình 5.18: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U trong mẫu nghiên cứu PT phức hệ Chu Lai.	202
Hình 5.19: Mẫu PT: Ảnh phát quang âm cực CL của cấu trúc trong zircon và các điểm phân tích (ảnh trên) và ảnh SEM thể hiện bề mặt zircon (ảnh dưới).....	203
Hình 5.20: Vết lộ thực địa các đá granit của phức hệ Trà Bồng.....	205
Hình 5.21: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma gneiss phức hệ Trà Bồng (ảnh dưới 2 nikon).....	205
Hình 5.22: (a) Biểu đồ phân loại magma dựa trên thành phần SiO ₂ và tổng kiềm Na, K; (b) Biểu đồ AFM; (c) Biểu đồ phân loại các đá granitoid; (d) Biểu đồ phân loại chi tiết các đá granitoid kiểu A.....	206
Hình 5.23: Biểu đồ dùng để kiểm tra khả năng nhiễm vôi của đá magma: (a) Sự thay đổi của giá trị bão hòa nhôm so với SiO ₂ ; (b) Sự thay đổi của Mg# so với SiO ₂ ; (c) Sự thay đổi của Nb/La so với MgO; (d) Sự thay đổi của Mg# so với La/Yb _N (N thể hiện là giá trị sau chuẩn hóa với Chondrit).....	207
Hình 5.24: Biểu đồ đối sánh thành phần Chondrit của các đá magma phức hệ Trà Bồng	208
Hình 5.25: Biểu đồ đối sánh thành phần Mantle nguyên thủy của các đá magma phức hệ Trà Bồng	208
Hình 5.26: Biểu đồ phân chia kiểu granitoid theo bối cảnh kiến tạo của các mẫu đá phức hệ Trà Bồng.	208
Hình 5.27: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U trong mẫu nghiên cứu Trà Bồng	212
Hình 5.28: Mẫu Trà Bồng: Ảnh phát quang âm cực CL của cấu trúc trong zircon và các điểm phân tích.	212
Hình 5.29: Thạch học lát mỏng phức hệ Bà Nà dưới 2 nikol	214
Hình 5.30: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma phức hệ Bà Nà (ảnh dưới 2 nikon)	215

Hình 5.31: A- Biểu đồ tương quan $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$ phân loại và gọi tên các đá xâm nhập (theo Cox, 1979) cho các đá granitoid phức hệ Bà Nà; B- Biểu đồ phân chia loại magma; C,D- Biểu đồ phân định các kiểu granit (theo Pearce, 1984) cho granitoid phức hệ Bà Nà.	217
Hình 5.32: a- Biểu đồ phân bố hàm lượng nhóm nguyên tố đất hiếm chuẩn hóa với Chondrit (theo Haskin, 1968); b- Biểu đồ phân bố hàm lượng nhóm nguyên tố vết chuẩn hóa với basalt sống núi đại dương (N-MORB) (theo Pearce, 1983) cho các đá xâm nhập phức hệ Bà Nà	217
Hình 5.33. Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}Pb/^{238}U$ phức hệ Bà Nà.....	218
Hình 5.34: Sơ đồ dự báo diện tích triển vọng khoáng sản vàng theo tài liệu địa vật lý hàng không.....	236
Hình 5.35: Sơ đồ thứ tự sinh thành và tổ hợp cộng sinh khoáng vật của quá trình tạo quặng vàng-thạch anh-sulphur địa khu Nam Ngãi	242
Hình 5.36: Sơ đồ phân chia trường quặng theo kết quả xử lý ảnh viễn thám	246
Hình 5.37: Sơ đồ phân chia trường quặng theo tài liệu bay đo từ phổ gamma.....	246
Hình 5.38: Sơ đồ kết quả nhận dạng các diện tích có tiềm năng khoáng sản vàng theo tài liệu bay đo từ phổ gamma	247
Hình 5.39: Biểu đồ nhiệt độ đồng hóa của các bao thể khí lỏng trong thạch anh khu vực Phước Thành	252
Hình 5.40: Biểu đồ tương quan giữa độ muối và nhiệt độ đồng hóa khu vực Phước Thành	252
Hình 5.41: Biểu đồ tương quan giữa độ muối và nhiệt độ đồng hóa khu vực Phước Thành	253
Hình 5.42: Biểu đồ biểu diễn giá trị nhiệt đồng hóa trong các mẫu và các điểm mỏ khác nhau trong khu mỏ Phước Sơn	255
Hình 5.43: Biểu đồ biểu diễn giá trị nhiệt đồng hóa trong các mẫu và các điểm mỏ khác nhau trong khu mỏ Phước Sơn	256
Hình 5.44. Biểu đồ thể hiện giá trị đồng vị S cho các điểm mỏ thuộc đới quặng Tam Kỳ - Phước Sơn.	257
Hình 5.45: Biểu đồ tương quan giữa $\delta^{18}O$ và δD cho các nguồn nước dung dịch nhiệt dịch tạo quặng vàng khu vực Trà Bồng - Trà My.	258
Hình 5.46: Mô hình cấu trúc khổng chế quặng vàng mỏ Bồng Miêu	261
Hình 5.47: Mô hình cấu trúc khổng chế quặng vàng mỏ Phước Sơn	262
Hình 5.48: 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).	263
Hình 5.49: Sơ đồ địa chất và khoáng sản khu mỏ G18.....	265

Hình 5.50: 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 (dưới 2 nikon) của đá magma mẫu nghiên cứu (c) và khoáng vật quặng trong đới calcit (d)	265
Hình 5.51: Biểu đồ tương quan thành phần địa hóa zircon giữa Eu/Eu^* với tỷ số $(Cr/Nd)/Y$ (a) và Dy/Yb (b), giữa $(Eu/Eu^*)/Y$ với $(Ce/Nd)/Y$ (c) và Eu/Eu^* với Ce/Ce^*	267
Hình 5.52: Mô hình nguồn gốc thành tạo cho quặng hóa vàng khu mỏ G18.	268
Hình 5.53: Thân quặng TQ-I quan sát tại hào H.124, Trà Dương.	274
Hình 5.54: Thân quặng TQ-II quan sát tại thiết đồ giếng G8.1 Trà Dương.	274
Hình 5.55: Quặng hóa vàng loại I thuộc mỏ Trà Dương.	275
Hình 5.56: Kết quả xử lý số liệu cấu tạo địa chất ghi nhận được tại điểm quặng Trà Dương trên biểu đồ chiếu cầu Gondsmith.	276
Hình 5.57: Đặc điểm các thân quặng vàng kiểu II, mỏ Trà Dương.	277
Hình 5.58: Bản đồ địa chất mỏ Trà Dương.	278
Hình 5.59: Mặt cắt địa chất thể hiện đặc điểm 2 kiểu quặng hóa, mỏ vàng Trà Dương.	279
Hình 5.60: Đặc điểm quặng hóa thân quặng 1 (TQ-1), điểm quặng Suối Truru	280
Hình 5.61: a- Sơ đồ địa chất điểm quặng Suối Truru; b- Đồ thị chiếu cầu thể hiện cấu tạo mặt ép phiến khu vực (đường màu đen), cấu tạo mặt đứt gãy (đường màu đỏ) và cấu tạo thân quặng (đường màu vàng); c- Mặt cắt địa chất theo đường AB.	280
Hình 5.62: Đặc điểm quặng hóa điểm quặng Trà Đốc.	281
Hình 5.63: a- Sơ đồ địa chất điểm quặng Trà Đốc; b- Đồ thị chiếu cầu thể hiện cấu tạo mặt ép phiến khu vực (đường màu đen), cấu tạo mặt đứt gãy (đường màu đỏ) và cấu tạo thân quặng (đường màu vàng); c- Mặt cắt địa chất theo đường AB.	282
Hình 5.64: Quặng sunfur chứa vàng nằm trong đá phiến amphibolite đi cùng mạch thạch anh, calcit (màu trắng) xuyên chỉnh hợp trong phiến và giàu graphit	283
Hình 5.65: Cấu tạo mạch quặng sunfur chứa vàng trong lò I khu vực Nước Vin cho thấy cấu trúc mạch quặng nằm chỉnh hợp trong phiến phức hệ Khâm Đức. Các ổ, thấu kính thạch anh, calcit đi cùng xuyên chỉnh hợp phiến. Mạch quặng giàu graphit(màu đen)	283
Hình 5.66: Đới giàu graphit nằm xen với mạch thạch anh xuyên gần như chỉnh hợp trong đá phiến hệ tầng Khâm Đức. Quặng tập trung chủ yếu trong các phần giàu graphit rìa mạch thạch anh, phần trong mạch thạch anh gần như không chứa quặng.	283
Hình 5.67: Đới giàu graphit nằm xen với mạch thạch anh cho thấy quặng xâm tán trong phần đá amphibole giàu vật chất graphit rìa mạch thạch anh, phần trong mạch thạch anh gần như không chứa quặng.	283

Hình 5.68: Pha biến dạng đầu tiên (D1) có thể nhận biết được trong vùng nghiên cứu là một pha biến dạng trong môi trường dẻo mang tính khu vực tạo nên các mặt ép phiến (S1) bị biến dạng tạo nên các nếp uốn nghiêng gấp chày dẻo (B,C) đến nếp uốn kiểu thẳng đứng (D) quan sát được trong các đá amphibolite (A, B, C) và đá phiến mica (D). Leucosome	286
Hình 5.69: Pha biến dạng D1 tạo phiến hóa (A, B) và uốn nếp (B) trong các đá magma phức hệ Trà Bồng khu vực nghiên cứu.....	286
Hình 5.70: Pha biến dạng D1 tạo phiến siêu mylonit đến migmatit và nếp uốn dạng chày dẻo trong các đá magma phức hệ Chu Lai khu vực nghiên cứu	287
Hình 5.71: Các đới phiến liên quan đến đới biến dạng cao dọc theo các đới trượt chòm chính trong khu vực nghiên cứu	289
Hình 5.72: Mạng chiếu cầu thể hiện mặt cấu tạo phiến S1 và mật độ pole của các mặt cấu tạo S1. Giao thoa của hai cấu tạo phiến này tạo nên cấu tạo nếp uốn có trục phương TB-ĐN, cắm về phía ĐB.....	292
Hình 5.73: Cấu tạo pha biến dạng D1 dưới lát mỏng thạch học cấu tạo thể hiện hướng trượt chủ đạo của đới phiến S1, nếp uốn U1 trong pha biến dạng.....	293
Hình 5.74: Đứt gãy chòm nghịch và mối liên quan mật thiết với các thân quặng vàng gốc trong khu vực	295
Hình 5.75: Mô hình khái quát giải thích mối quan hệ giữa cấu tạo địa chất với sự di chuyển của dung dịch nhiệt dịch và vị trí thành tạo các khoáng hóa sulphur vàng kiểu I.....	295
Hình 5.76: Mạng chiếu cầu thể hiện mặt cấu tạo phiến S2 và mật độ pole của các mặt cấu tạo mặt phiến S2 khu vực Nước Vin.	296
Hình 5.77: Mô hình thống kê hệ thống phiến và đới trượt pha biến dạng thứ 3 (D3) khu vực Nước Vin và thống kê pole, mật độ pole của các mặt cấu tạo D3.....	298
Hình 5.78: Mối quan hệ giữa hệ thống đứt gãy phương TB-ĐN và quặng hóa khu vực nghiên cứu	299
Hình 5.79: Biểu đồ mô tả khái quát trình tự phát triển của các sự kiện địa chất chính trong khu vực nghiên cứu theo thời gian và không gian cũng như mối quan hệ với khoáng hóa vàng gốc.....	301
Hình 5.80: Mặt cắt mô hình tạo quặng khu vực Trà Dương.....	302
Hình 5.81: Mô hình cấu trúc không chế quặng vàng mỏ Trà Dương.....	305
Hình 5.82: Mạng lưới tuyến đo địa vật lý khu vực Trà Đơn - Nước Vin.....	308
Hình 5.84: Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T2 khu vực Nước Vin – Trà My	313
Hình 5.85 Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T3 khu vực Nước Vin – Trà My.....	316

MỞ ĐẦU

1. Tính cấp thiết của đề tài

Trong những năm gần đây, công tác tìm kiếm dưới sâu ở những mỏ quặng đã biết và các mỏ ẩn chưa bị xuất lộ trên mặt địa hình đang được các nhà địa chất khắp nơi trên thế giới quan tâm nghiên cứu, cùng với đó là sự nâng cao vai trò của lý luận về sinh khoáng hiện đại, sự cải tiến và kết hợp giữa các phương pháp nghiên cứu hiện đại đối với công tác tìm kiếm quặng ẩn sâu. Theo đó, các phương pháp kỹ thuật mới về tìm kiếm có tác dụng quan trọng trong công tác tìm quặng ẩn và quặng dưới sâu, kỹ thuật công nghệ thông tin và điện tử phát triển không ngừng có ảnh hưởng sâu rộng đối với công tác tìm kiếm khoáng sản. Để mang lại hiệu quả trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản trong khu vực rộng, số liệu điều tra địa chất còn sơ lược thì việc kết hợp các phương pháp hợp lý sẽ là phương thức mang đến hiệu quả cao nhất trong điều tra cơ bản.

Hiện tại, công tác điều tra, đánh giá khoáng sản đã hoàn thành trên 300 báo cáo đánh giá tiềm năng khoáng sản trên các vùng quặng, điểm quặng với đa dạng các loại khoáng sản. Tuy nhiên, công tác điều tra địa chất về khoáng sản của Việt Nam chủ yếu dựa trên cơ sở các kết quả nghiên cứu trên bề mặt và ở phần nông (chủ yếu là ở độ sâu <200m), công tác điều tra gặp nhiều khó khăn khi điều tra các khoáng sản tồn tại ở độ sâu lớn hoặc các mỏ quặng bị chôn vùi, ẩn sâu. Một trong những khó khăn lớn nhất là chưa xác lập được các phương pháp kỹ thuật phù hợp dựa trên những lý luận tiên tiến và kết quả nghiên cứu hiện đại trên thế giới để chỉ đạo công tác điều tra khoáng sản.

Để có thể đạt được mục tiêu tìm kiếm những mỏ quặng kim loại nội sinh ẩn sâu, cần có những cách nhìn đổi mới về phương pháp kỹ thuật, tư duy khoa học và tổ chức xây dựng chương trình và triển khai thực hiện các dự án trong điều tra cơ bản địa chất, mà một trong những yếu tố then chốt là xây dựng được hệ phương pháp kỹ thuật nghiên cứu hợp lý, hiện đại hướng tới điều tra quặng ẩn sâu.

Từ những đòi hỏi thực tế trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản tại Việt Nam có thể thấy sự cần thiết phải hệ thống hóa các phương pháp điều tra, đánh giá khoáng sản, đặc biệt là điều tra các khoáng sản kim loại ẩn sâu, cập nhật những kiến thức, phương pháp nghiên cứu mới hiện đại trên thế giới là một vấn đề cấp thiết đặt ra.

2. Cơ sở pháp lý thực hiện đề tài

- Căn cứ Quyết định số 2021/QĐ-BTNMT ngày 21 tháng 8 năm 2017 của Bộ trưởng Bộ Tài nguyên và Môi trường về việc phê duyệt kinh phí nhiệm vụ

khoa học và công nghệ đặt hàng tuyển chọn cấp quốc gia thực hiện từ năm 2017 thuộc Chương trình “Khoa học và công nghệ ứng phó với biến đổi khí hậu, quản lý tài nguyên và môi trường giai đoạn 2016-2020”

- Căn cứ vào Hợp đồng thực hiện đề tài khoa học và công nghệ số 29/HĐ-KHCN-BĐKH/16-20 ngày 25 tháng 8 năm 2017 giữa Văn phòng Chương trình KH&CN cấp quốc gia về tài nguyên môi trường và biến đổi khí hậu và Liên đoàn Bản đồ Địa chất miền Bắc

- Căn cứ vào Quyết định số 2074/QĐ-BTNMT ngày 14 tháng 8 năm 2019 của Bộ trưởng Bộ Tài nguyên và Môi trường về việc điều chỉnh hạng mục công việc, dự toán kinh phí và kế hoạch thực hiện đề tài khoa học và công nghệ cấp Quốc gia.

- Căn cứ vào Quyết định số 727/QĐ-BTNMT ngày 24 tháng 3 năm 2020 của Bộ trưởng Bộ Tài nguyên và Môi trường về việc gia hạn thời gian thực hiện đề tài cấp Quốc gia.

3. Phạm vi, đối tượng nghiên cứu

Các khu vực tập trung quặng kim loại nội sinh điển hình (Fe, Cu, Ni, Sn-W, Pb-Zn, Au) điển hình, địa khu Nam Ngãi, khu vực Trà Bồng - Trà My (diện tích 665km²), khu vực tập trung quặng hóa vàng Nước Vin, huyện Bắc Trà My, tỉnh Quảng Nam (30 km²).

4. Mục tiêu của đề tài

- Xác lập được tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu;

- Áp dụng thử nghiệm điều tra và khoan vùng triển vọng khoáng sản vàng ẩn sâu cho một số khu vực ở địa khu Nam Ngãi.

5. Nội dung nghiên cứu

- Đánh giá hiện trạng điều tra địa chất về khoáng sản kim loại nội sinh và tính hiệu quả của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành.

- Tổng hợp, phân tích tài liệu dự kiến các đối tượng nghiên cứu (đề tài lựa chọn nhóm khoáng sản trọng điểm nghiên cứu gồm: Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au).

- Xây dựng cơ sở khoa học của tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh (Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au) ẩn sâu.

- Áp dụng thí điểm điều tra và khoan vùng triển vọng vàng gốc ở địa khu Nam Ngãi

- Xác lập tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại (Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au) nội sinh ẩn sâu; Dự thảo quy trình điều tra khoáng sản vàng và Cu-Ni nội sinh ẩn sâu.

6. Thời gian, kinh phí thực hiện

- Từ tháng 09/2017 đến tháng 09/2020

- Tổng kinh phí thực hiện: 7.618.000 ngàn đồng (Bảy tỷ, sáu trăm mười tám triệu đồng)

7. Ý nghĩa khoa học và thực tiễn của kết quả nghiên cứu

Kết quả nghiên cứu của đề tài là cơ sở khoa học để triển khai công tác điều tra, đánh giá quặng kim loại nội sinh ẩn sâu, là một định hướng nghiên cứu mới hướng tới hoàn thiện các tổ hợp phương pháp nghiên cứu, quy trình kỹ thuật trong tìm kiếm, thăm dò các mỏ ẩn.

Kết quả nghiên cứu đóng góp những số liệu mới về đặc điểm địa chất, quặng hóa, cấu trúc kiến tạo, nguồn gốc quặng hóa và điều kiện thành tạo, tính chất địa vật lý, mô hình các mỏ quặng của Việt Nam. Kết quả nghiên cứu của đề tài là tài liệu tham khảo có ý nghĩa cho các Trường đại học và Viện nghiên cứu chuyên ngành địa chất và khoáng sản.

8. Kết cấu của báo cáo

Ngoài phần mở đầu và kết luận, báo cáo được trình bày trong 05 chương gồm 346 trang đánh máy vi tính, 22 biểu bảng và 142 hình minh họa.

Tham gia thực hiện đề tài gồm các nhà khoa học thuộc Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam, Trường Đại học Mỏ - Địa chất, Viện Địa chất thuộc Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam, dưới sự chỉ đạo của Chủ nhiệm đề tài TS. Trần Mỹ Dũng. Trong quá trình thực hiện đề tài và xây dựng báo cáo tổng kết, tập thể tác giả luôn nhận được sự chỉ đạo trực tiếp của Lãnh đạo Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam, sự đóng góp ý kiến quý báu của các nhà khoa học trong và ngoài nước, Văn phòng Chương trình biến đổi khí hậu, Vụ Khoa học Công nghệ - Bộ Tài nguyên và Môi trường. Tập thể tác giả xin chân thành cảm ơn những chỉ đạo, đóng góp, giúp đỡ quý báu nêu trên.

CHƯƠNG 1. TỔNG QUAN VỀ VẤN ĐỀ NGHIÊN CỨU

1.1. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU TRÊN THẾ GIỚI

Xu hướng và hiện trạng nghiên cứu tìm quặng ẩn sâu trên thế giới từ góc độ điều tra địa chất về khoáng sản và phát hiện các mỏ ẩn cho thấy độ sâu tìm kiếm khoáng sản không ngừng tăng. Công tác tìm kiếm dưới sâu ở những mỏ quặng đã biết và các mỏ ẩn chưa bị xuất lộ trên mặt địa hình đang được các nhà địa chất khắp nơi trên thế giới quan tâm nghiên cứu, tác dụng chỉ đạo của lí luận về sinh khoáng hiện đại, sự cải tiến và kết hợp giữa các phương pháp nghiên cứu hiện đại đối với công tác tìm kiếm quặng ẩn và dưới sâu ngày càng nổi bật. Các phương pháp kỹ thuật mới về tìm kiếm thăm dò có tác dụng quan trọng trong công tác tìm quặng ẩn và quặng dưới sâu, kỹ thuật công nghệ thông tin và điện tử phát triển không ngừng có ảnh hưởng sâu rộng đối với công tác tìm kiếm, thăm dò khoáng sản. Tăng cường nghiên cứu lý luận dự báo sinh khoáng và quá trình tạo khoáng dưới sâu, tăng cường tự đổi mới phương pháp nghiên cứu, kỹ thuật tìm kiếm, thăm dò quặng ẩn sâu, tăng cường nghiên cứu khoa học và công nghệ, nâng cao công tác đào tạo nhân tài và tìm kiếm chính sách ủng hộ của chính phủ là chiến lược quan trọng nhằm nâng cao hiệu quả của công tác tìm kiếm, thăm dò quặng ẩn sâu đối với mỗi quốc gia.

Kết quả thống kê số liệu trên thế giới trong những năm gần đây cho thấy đầu tư tìm kiếm thăm dò quặng sắt, kim loại cơ bản và kim loại hiếm trong những năm đầu thập kỷ 90 thế kỷ 20 đều đặn tăng lên, cao nhất vào năm 1997 đạt 5,2 tỷ USD. Những năm sau đó đầu tư tìm kiếm, thăm dò giảm mạnh, năm 2002 là năm có mức độ đầu tư thấp nhất trong 12 năm đạt 1,9 tỷ USD, tổng thể giảm 63%. Từ năm 2002 trở lại đây, đầu tư tìm kiếm thăm dò lại quay trở lại tăng lên, trở thành giai đoạn đầu tư thăm dò khoáng sản rắn phi nhiên liệu cao nhất trong lịch sử, mức độ đầu tư không ngừng tăng lên so với những năm trước, năm 2005 so với năm 2002 tốc độ tăng lên 47%, năm 2006 đạt 7,5 tỷ USD. Từ những năm 90 của thế kỷ 20 đến nay, các mỏ lớn, siêu lớn chủ yếu được phát hiện ở Châu Mỹ La Tinh, Bắc Mỹ, cung đảo tây nam Thái Bình Dương, Châu Phi và Nga với trên 70 mỏ, kết quả thông kê cho thấy:

- Các mỏ phát hiện mới chủ yếu thuộc các kiểu tụ khoáng Cu (Mo, Au) porphyr, mỏ vàng kiểu sulphur khối đặc sít (VMS), mỏ sắt - đồng kiểu mỏ IOCG, mỏ vàng kiểu Carlin, mỏ đa kim kiểu SEDEX, mỏ Pb-Zn MVT, mỏ magma

sulphur Cu-Ni PGE, mỏ vỏ phong hóa Ni, mỏ vàng trong đá lục, mỏ Kimberlit chứa kim cương và mỏ Cu trong cát kết.

- Xác định một số các đới tạo khoáng mới như đới tạo khoáng Cu-Ni-PGE Vịnh Voise (Canada) và đới tạo khoáng Cu-Au porphyr đảo Sumbawa, Indonesia

- Phần lớn các mỏ quặng kim loại mới được phát hiện phân bố ở trong những đới tạo khoáng hoặc các vùng quặng đã biết và nằm sâu dưới các mỏ khoáng hoặc những đới khoáng hóa đã được nghiên cứu

- Công tác tìm kiếm thăm dò và khai thác quặng dưới sâu hiện nay đang không ngừng phát triển. Kết quả thống kê bước đầu cho thấy các mỏ lớn và siêu lớn trên thế giới mức độ khai thác vượt qua 1000m sâu có khoảng 80 mỏ. Ví dụ, hiện tại mỏ có mức sâu khai thác lớn nhất là mỏ vàng Western Deep Level (Nam Phi) độ sâu khai thác hiện ở mức 4.800m; Mỏ Cu-Ni-PGE Sudbry (Canada) hiện có chiều sâu khai thác 2.430m; các thân vàng chính trong các mỏ vàng ở vùng Noranda (Canada) được phát hiện ở chiều sâu 700-1280m; mỏ sắt-đồng-vàng-urani Olympic Dam (Australia) tại độ sâu 1000m phát hiện ra thân quặng ẩn có giá trị công nghiệp cao.

- Công tác tìm quặng dưới sâu ở những vùng quặng đã biết và những vùng quặng ẩn có tiền đề tìm kiếm quan trọng nhưng chưa tìm thấy quặng hóa lộ trên bề mặt địa hình đang ngày càng được quan tâm rộng rãi. Trong những năm gần đây, dựa trên những kết quả nghiên cứu cơ bản của những năm 90 thế kỷ 20, kết hợp với sự định hướng của tư tưởng mới, khái niệm mới, kỹ thuật mới, phương pháp mới, thông qua sự nỗ lực và tình thần làm việc của các nhà địa chất đã phát hiện được trên 70 mỏ lớn, siêu lớn có ý nghĩa công nghiệp, chủ yếu phân bố ở Châu Mỹ La Tinh, Bắc Mỹ, cung đảo tây nam Thái Bình Dương, Châu Phi, Nga, trữ lượng khoáng sản tăng 25% so với trữ lượng dự kiến ban đầu. Kết quả tìm kiếm tại đới tạo khoáng Au Carlin (Mỹ) là một ví dụ điển hình. Đới quặng hóa này từ năm 1987 bắt đầu thực hiện kế hoạch khoan sâu, kết quả nghiên cứu dưới sâu đã phát hiện phần dưới sâu của vùng quặng một loạt mỏ vàng có hàm lượng cao. Năm 1987, đầu tiên tại độ sâu 550m phát hiện đới tạo khoáng có hàm lượng cao trong đá cát bột kết carbonat mỏ vàng Poker, trữ lượng vàng là 311 tấn, hàm lượng trung bình 12g/T, sau đó năm 1989 lại phát hiện tại độ sâu 398m đã phát hiện mỏ Mike, trữ lượng đạt 140 tấn vàng (hàm lượng 21,6g/T). Tiến đến những năm 90, đầu tiên tại phần tiền giáp với phần nông của mỏ vàng Klondike Kate phát hiện ra mỏ Piper Moss, trữ lượng vàng 115 tấn (hàm lượng 7,2g/T), tiếp

theo tại phần phía nam mỏ Piper Moss phát hiện mỏ Nam Piper Moss tại độ sâu 150m, trữ lượng 136 tấn Au (hàm lượng 1,6g/T). Trong những năm gần đây, tại độ sâu 450m đã phát hiện được hai mỏ vàng High Desert và Turquoise. Mỏ High Desert có trữ lượng ít nhất đạt 60 tấn, hàm lượng 10,3-20,6g/T; mỏ turquoise có trữ lượng 155 tấn, hàm lượng 155g/T. Những kết quả này cho thấy phần dưới sâu của loại hình mỏ vàng Carlin có rất nhiều tiềm năng.

Những nghiên cứu đã tiến hành cho thấy mỗi phương pháp tìm kiếm đều có những thế mạnh nhất định trong tìm kiếm các mỏ quặng kim loại, trong đó luôn hướng tới tìm kiếm các mỏ quặng ẩn sâu. Mặc dù vậy để mang lại hiệu quả trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản trong khu vực rộng, số liệu điều tra địa chất còn sơ lược thì việc kết hợp các phương pháp hợp lý sẽ là phương thức mang đến hiệu quả cao nhất trong điều tra cơ bản. Ngoài ra, cùng với sự tiến bộ của khoa học công nghệ, các phương pháp tìm kiếm cũng luôn được cải tiến, hiện đại hơn và mang lại hiệu quả cao hơn. Những thành công trên thế giới trong những năm gần đây về tìm kiếm các mỏ quặng kim loại ẩn sâu đã khẳng định cần có sự kết hợp giữa các phương pháp tìm kiếm để tạo ra một tổ hợp các phương pháp tìm kiếm quặng ẩn sâu phù hợp với từng loại hình quặng hóa.

1.2. TỔNG QUAN VỀ CÔNG TÁC ĐIỀU TRA CƠ BẢN ĐỊA CHẤT VỀ KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH TẠI VIỆT NAM

1.2.1. Tình hình thực hiện công tác điều tra cơ bản địa chất về khoáng sản

Công tác điều tra cơ bản địa chất về khoáng sản đã hoàn thành công tác đo vẽ lập bản đồ địa chất, điều tra khoáng sản các tỉ lệ 1:500.000, tỉ lệ 1:200.000 phần đất liền và đang đo vẽ lập bản đồ địa chất và điều tra khoáng sản ở tỉ lệ 1:50.000 với gần 200.000km² đã hoàn thành (đạt gần 70% diện tích phần đất liền).

Về điều tra, đánh giá tiềm năng khoáng sản. Trước năm 1990, các đơn vị địa chất đã tìm kiếm, thăm dò nhiều vùng mỏ, điểm khoáng sản kim loại như quặng sắt, đồng, thiếc, chì-kẽm, bauxit, đất hiếm, v.v... Từ năm 1990, các đơn vị địa chất của Nhà nước chỉ thực hiện các nhiệm vụ điều tra lập bản đồ địa chất khoáng sản, nghiên cứu chuyên đề, đánh giá tiềm năng khoáng sản. Đến nay đã hoàn thành trên 300 báo cáo đánh giá tiềm năng khoáng sản trên các vùng quặng, điểm quặng với đa dạng các loại khoáng sản. Trong đó có các loại khoáng sản urani, vàng, thiếc, sắt, đồng, chì - kẽm, antimon, titan, v.v., hiện tại đã có khoảng 60 loại khoáng sản đã được điều tra đánh giá tiềm năng trên mặt và một số loại đã và đang đánh giá tiềm năng phần dưới sâu. Dưới đây là tài nguyên và mức độ tìm

kiểm, thăm dò sâu đã tiến hành với một số loại khoáng sản kim loại nội sinh chủ yếu như sau:

* *Quặng sắt*: Quặng sắt của Việt Nam có trữ lượng và tài nguyên tương đối lớn phân bố tập trung ở các tỉnh phía bắc. Hiện có 216 mỏ, điểm quặng đã được điều tra, đánh giá thăm dò. Nhìn chung, các mỏ lớn đã được điều tra đánh giá, thăm dò. Tổng trữ lượng và tài nguyên quặng sắt đã đánh giá, thăm dò khoảng 01 tỉ tấn (không kể quặng sắt laterit), trong đó tập trung khoảng 70% tại mỏ Thạch Khê, Hà Tĩnh (có điều kiện khai thác khó khăn) và Quý Xa, Lào Cai (có chất lượng quặng sắt không cao). Do vậy, để có quy hoạch thăm dò, khai thác sử dụng hợp lý cần tiếp tục đầu tư đánh giá tổng thể quặng sắt nhằm khoanh định chi tiết các khu vực có quặng sắt theo quy mô, chất lượng quặng, đặc biệt là quặng sắt trong các dị thường từ để nắm chắc nguồn nguyên liệu đảm bảo cung cấp để phát triển bền vững của ngành luyện thép và quy hoạch phát triển kinh tế - xã hội.

* *Quặng thiếc, wolfram và các kim loại hiếm đi cùng thiếc*: Theo kết quả tìm kiếm, đánh giá và thăm dò đã ghi nhận ở Việt Nam có 80 mỏ, điểm quặng thiếc, thiếc-wolfram và wolfram phân bố tập trung ở 3 vùng Cao Bằng, Tuyên Quang, Thái Nguyên; Nghệ An và Lâm Đồng, Khánh Hòa. Trong các vùng mỏ nêu trên ngoài quặng thiếc, wolfram còn có các khoáng sản khác đi kèm như bismut, liti và các nguyên tố hiếm khác. Tổng tài nguyên đã đánh giá khoảng 110 ngàn tấn thiếc kim loại và khoảng 230 ngàn tấn WO_3 . Tuy vậy, công tác điều tra đánh giá chủ yếu ở phần nông và ít chú ý khoáng sản đi kèm (trừ mỏ wolfram núi pháo đã được thăm dò khai thác tương đối toàn diện); các khu mỏ sa khoáng có tiềm năng lớn đã bị khai thác cạn kiệt. Do vậy, cần điều tra đánh giá tiếp theo nhằm phát hiện các mỏ mới đặc biệt là mỏ ẩn sâu đối với thiếc và wolfram ở các vùng Đông Bắc, Tây Bắc và Tây Nguyên.

* *Quặng chì kẽm*: Công tác tìm kiếm, thăm dò đã xác định quặng chì kẽm phân bố chủ yếu ở vùng Việt Bắc trong và phần rìa bắc đới Lô Gâm. Hiện có nhiều khu mỏ đã và đang được khai thác quy mô công nghiệp. Ngoài ra tại Tây Bắc đã điều tra, đánh giá ở một số khu vực như: Nà Tông - Sá Nhè, Điện Biên; Cẩm Nhân, Huổi Hào, Co Gi San, Yên Bái; Xóm Má, Hòa Bình; Khuôn Há, Lai Châu; Bản Xem, Thanh Hóa ... Trữ lượng và tài nguyên quặng chì kẽm Việt Nam hiện có là không lớn, tổng trữ lượng và tài nguyên khoảng 4,5 triệu tấn chì kẽm kim loại. Theo tài liệu tổng hợp kết quả điều tra đánh giá, thăm dò hiện có tại vùng Đông Bắc và Tây Bắc Việt Nam một số diện tích có khả năng phát hiện mỏ

mới, đặc biệt là phần sâu. Trong quặng chì kẽm còn có các khoáng sản khác đi kèm như cadimi, bạc, indi ... với các mức hàm lượng rất khác nhau tùy theo từng khu mỏ, thân quặng nhưng chưa được quan tâm đầu tư đánh giá đúng mức. Do vậy, cần thiết phải tiếp tục điều tra đánh giá tổng thể tiềm năng quặng chì kẽm và các khoáng sản đi kèm nằm trong thân quặng chì kẽm là cấp thiết, nhằm làm rõ tiềm năng Pb-Zn và khoáng sản đi kèm ở từng mỏ và đặc biệt là triển vọng phần sâu phục vụ cho lập các quy hoạch thăm dò, khai thác sử dụng hợp lý.

* *Quặng đồng*: Hiện tại đã ghi nhận được 76 mỏ, điểm quặng đồng phân bố rải rác trên địa bàn các tỉnh vùng Tây Bắc, Đông Bắc, Bắc Trung Bộ và Tây Nguyên. Trong quặng đồng thường có các khoáng sản khác đi kèm như niken, sắt, chì kẽm, wolfram tùy theo từng khu mỏ. Các mỏ quặng đồng có qui mô đáng kể chủ yếu tập trung thuộc giải quặng đồng Sin Quyền - Lũng Pô, Lào Cai. Tổng trữ lượng và tài nguyên đồng đã đánh giá và thăm dò khoảng 1,6 triệu tấn đồng kim loại (kể cả đồng đi kèm wolfram, niken).

* *Vàng*: Đối với khoáng sản vàng, hiện nay ở đã ghi nhận được trên 900 mỏ, điểm quặng và biểu hiện khoáng sản vàng phân bố rải rác trên địa bàn các tỉnh. Tuy vậy, hầu hết các mỏ đã phát hiện có qui mô không lớn, tổng tài nguyên vàng đã tìm kiếm, đánh giá khoảng 205 tấn cấp 333 + 334a (kể cả trữ lượng và tài nguyên vàng đi kèm trong các khoáng sản khác). Đồng thời các mỏ chưa được tìm kiếm thăm dò ở phần sâu. Ngoại trừ một khu mỏ do các Công ty nước ngoài đầu tư thăm dò sâu trên 300m còn lại hầu hết nhỏ hơn 200m tính từ bề mặt địa hình. Do vậy, cần tiếp tục đầu tư nghiên cứu đánh giá quặng gốc và ưu tiên đánh giá phần sâu trong các cấu trúc có tiền đề và dấu hiệu thuận lợi để phát hiện các mỏ mới tại Thanh Hóa, Tây Nghệ An, Trung Bộ và Tây Nguyên. Ngoài ra, nước ta còn một số khoáng sản kim loại khác như: mangan, antimon, thủy ngân, molipden đều đã được phát hiện, đánh giá tiềm năng tài nguyên, nhưng nhìn chung tài nguyên các loại khoáng sản này không lớn, phân bố rải rác đáng chú ý chỉ có mỏ antimon Mậu Duệ, Hà Giang có trữ lượng, tài nguyên khoảng trên 30 ngàn tấn kim loại Sb.

Nhìn chung, công tác điều tra, đánh giá khoáng sản kim loại nội sinh được Việt Nam tiến hành khá chi tiết theo mức độ công việc và tỉ lệ bản đồ. Công tác điều tra đã có những thành tựu to lớn với việc phát hiện và ghi nhận hàng loạt các điểm quặng, mỏ khoáng sản nội sinh có giá trị đóng góp lớn cho ngành khai khoáng của đất nước. Tuy nhiên, do còn nhiều hạn chế về thiết bị và kinh phí đầu

tư nên tiềm năng khoáng sản nội sinh của Việt Nam mới chỉ được làm khá rõ trên mặt. Hầu hết các mỏ, điểm mỏ và biểu hiện khoáng sản nội sinh mới chỉ được ghi nhận, đánh giá tiềm năng từ bề mặt đến độ sâu khoảng 200m. Một trong những tồn tại chính là hệ phương pháp điều tra khoáng sản chủ yếu phù hợp với công tác đo vẽ bản đồ và điều tra khoáng sản khu vực, đánh giá khoáng sản trên mặt hoặc ở phần nông, chưa có những quy định mang tính hệ thống về hệ phương pháp điều tra cho quặng kim loại nội sinh ẩn sâu để đảm bảo tính thống nhất, hiệu quả và tránh rủi ro trong đầu tư bằng nguồn vốn ngân sách châu Nhà nước. Đây là những vấn đề quan trọng cần phải được xem xét khi xác lập hệ phương pháp điều tra quặng nội sinh ẩn sâu để phù hợp với thực tiễn Việt Nam.

1.2.2. Đánh giá các quy định kỹ thuật trong nước liên quan về công tác lập bản đồ địa chất và điều tra khoáng sản

Trong các quy định kỹ thuật, quy chuẩn quốc gia chung về công tác điều tra cơ bản địa chất về khoáng sản theo từng thời kỳ đều có bổ sung quy định về áp dụng các phương pháp kỹ thuật mới trên cơ sở tiên bộ của khoa học công nghệ trong các lĩnh vực: viễn thám, địa vật lý, phân tích mẫu, công nghệ thông tin, lý luận địa chất hiện đại... Đây là cơ sở để đẩy mạnh việc áp dụng các phương pháp kỹ thuật hiện đại trong điều tra cơ bản địa chất.

Các quy định kỹ thuật, tiêu chuẩn Việt Nam, quy chuẩn quốc gia trong từng lĩnh vực chuyên ngành về cơ bản là đầy đủ. Các văn bản đã cung cấp được các thông tin cần thiết và hữu ích cho việc hướng dẫn, quản lý kỹ thuật của cơ quan chuyên môn, bám sát được các yêu cầu quản lý sản xuất hiện hành.

Tuy nhiên, hiện nay nhiều quy định kỹ thuật đã lỗi thời, không theo kịp sự phát triển của công nghệ (phương tiện, thiết bị, kỹ thuật mới...) dẫn đến những quy định về tài liệu, về công tác phân tích, xử lý, sản phẩm quản lý, lưu trữ không còn phù hợp với thực tế hiện nay. Đây là vấn đề phần nào làm chậm việc đưa vào áp dụng các phương pháp kỹ thuật mới, hiện đại theo sự tiên bộ của khoa học công nghệ.

Theo tiên bộ của khoa học kỹ thuật cơ bản và công nghệ ứng dụng trong các phương pháp nghiên cứu địa chất khoáng sản. Các phương pháp điều tra, đánh giá, thăm dò khoáng sản chuyên ngành đã có những tiên bộ đáng kể về khả năng, độ tin cậy và lĩnh vực ứng dụng, như: các phương pháp phổ viễn thám, địa vật lý từ, điện, trọng lực độ chính xác cao, các thiết bị phân tích tiên tiến... Song do

nhieu nguyên nhân khác nhau những phương pháp hiện đại chưa có điều kiện để sử dụng đại trà trong điều tra, đánh giá khoáng sản ở nước ta.

Các quy định kỹ thuật, tiêu chuẩn Việt Nam, quy chuẩn quốc gia trong từng lĩnh vực chuyên ngành phục vụ công tác điều tra địa chất về khoáng sản chủ yếu tập trung vào công tác điều tra trên mặt. Đến hiện tại chưa có những quy định về tổ hợp các phương pháp trong điều tra quặng ẩn sâu. Để tăng cường giải quyết hiệu quả nhiệm vụ của các đề án điều tra, đánh giá khoáng sản theo Quy hoạch 1388 là nhanh chóng phát hiện khoáng sản trên diện rộng, phát hiện khả năng tồn tại quặng ở dưới sâu và đánh giá được tiềm năng của đối tượng khoáng sản quan tâm, những phương pháp kỹ thuật hiện đại, hiệu quả cần được sớm đưa vào sử dụng đại trà.

1.2.3. Đánh giá những quy định trong nước về công tác viễn thám

Các quy định kỹ thuật của phương pháp viễn thám trong điều tra địa chất nói chung và khoáng sản nói riêng chủ yếu nằm trong các quy định kỹ thuật về lập bản đồ địa chất và điều tra khoáng sản. Trong đó chỉ có Quy định về yêu cầu nội dung áp dụng phương pháp viễn thám trong đo vẽ bản đồ địa chất - tìm kiếm khoáng sản tỷ lệ lớn.

Đánh giá tổng thể về ứng dụng viễn thám trong điều tra địa chất tại Việt Nam cho thấy, từ cuối những năm 60, đầu những năm 70 thế kỷ trước ảnh hàng không đã được sử dụng rải rác trong đo vẽ bản đồ địa chất tỷ lệ 1/200.000 và 1/100.000 ở một số khu vực như Lạng Sơn, Hà Nội, dọc Sông Đà, ... Giai đoạn 1980-1990, phương pháp viễn thám đã được áp dụng rộng rãi hơn trong công tác đo vẽ bản đồ địa chất. Trong thời gian này, hầu hết các phương án đo vẽ địa chất tỷ lệ 1/200.000 như Huế- Quảng Ngãi, Bến Khé- Đồng Nai, các nhóm tờ bản đồ tỷ lệ 1/50.000 như Cẩm Thủy, Chiêm Hóa, Hòa Bình- Suối Rút, ... đều sử dụng triệt để các tư liệu viễn thám. Từ năm 1991 đến nay, thực hiện chủ trương đưa công tác viễn thám đi trước một bước trong đo vẽ bản đồ địa chất và tìm kiếm khoáng sản tỷ lệ 1/50.000, phương pháp viễn thám càng được áp dụng một cách sâu rộng và có hiệu quả hơn. Việc áp dụng các phương pháp viễn thám trong điều tra địa chất và tìm kiếm khoáng sản bước đầu đã được thực hiện tương đối thống nhất theo những hướng dẫn và quy định chung.

Trong “Quy chế tổ chức và tiến hành đo vẽ địa chất nhóm tờ tỷ lệ 1/50.000 (1/25.000)”, trong đó đã khẳng định giải đoán ảnh hàng không và vũ trụ là phương pháp cần thiết của hệ phương pháp được áp dụng trong đo vẽ địa chất và tìm kiếm khoáng sản. Từ năm 2000 trở đi, với sự đa dạng và dễ tiếp cận của ảnh vệ tinh, số

lượng dữ liệu viễn thám tham gia trong nghiên cứu điều tra địa chất ngày càng gia tăng. Ngoài phương pháp giải đoán mắt thường, các phương pháp xử lý số đã được sử dụng nhiều hơn trong các nhiệm vụ.

Có thể nói cho tới nay, việc ứng dụng phương pháp viễn thám trong đo vẽ bản đồ địa chất, điều tra khoáng sản đã được thực hiện rộng rãi trong các Liên đoàn thuộc Tổng cục Địa chất. Tuy nhiên, các xử lý chuyên sâu vẫn cần có sự phối hợp của các đơn vị chuyên ngành. Phương pháp viễn thám phải được tiến hành ngay khi lập các đề án điều tra địa chất về khoáng sản và trong suốt thời gian thi công, bao gồm cả giai đoạn thực địa và văn phòng.

Các quy định kỹ thuật của công tác viễn thám trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản tại Việt Nam đã và đang ngày càng được hoàn thiện. Phương pháp viễn thám đã trở thành bắt buộc trong các điều tra, lập bản đồ địa chất khoáng sản các tỷ lệ. Nội dung, các bước thực hiện phương pháp viễn thám trong điều tra, lập bản đồ địa chất khoáng sản các tỷ lệ đã được chuẩn hóa và là cơ sở xây dựng định mức kinh tế kỹ thuật. Một số kỹ thuật xử lý hiện đại đã được đưa vào các quy định kỹ thuật, mặc dù vậy còn nhiều phương pháp hiện đại khác đã được tiến hành ở Việt Nam nhưng chưa có trong quy định.

1.2.4. Đánh giá những quy định trong nước về công tác địa vật lý

Các quy phạm kỹ thuật, quy chuẩn, quy định và các tiêu chuẩn kỹ thuật được ban hành tương ứng với các thế hệ công nghệ máy và thiết bị địa vật lý. Từ năm 1987 đến năm 1998, Bộ Công nghiệp đã ban hành một loạt Quy phạm kỹ thuật cho các pháp địa vật lý như: Quy phạm kỹ thuật thăm dò điện (1998), từ (1998), phóng xạ (1998), địa vật lý hàng không (1987),... Các quy phạm kỹ thuật được ban hành phù hợp với công nghệ máy địa vật lý lúc bấy giờ, đồng thời cũng phù hợp với các Quy phạm kỹ thuật, Quy chế điều tra cơ bản địa chất về tài nguyên khoáng sản được ban hành ở thời điểm đó. Các quy trình, quy phạm kỹ thuật, quy chế, ... là những quy định về kỹ thuật của toàn bộ công tác điều tra cơ bản địa chất về tài nguyên khoáng sản với nội dung phù hợp với công nghệ thời điểm đó như: hệ máy và thiết bị đo địa vật lý hiện có, độ sâu nghiên cứu, các chỉ tiêu về triển vọng khoáng sản (hàm lượng biên...). Từ năm 2002, chính sách về điều tra địa chất và thăm dò khoáng sản có sự thay đổi, trong đó có chủ trương đầu tư về trang bị máy và thiết bị cho ngành địa chất. Từ sau năm 2000 một loạt máy và thiết bị địa vật lý được nhập khẩu vào Việt Nam, các máy được nhập về đều từ các nước phát triển, máy được chế tạo theo công nghệ mới, tiên tiến đáp ứng kịp

thời cho yêu cầu về chiến lược điều tra địa chất khoáng sản. Các phần mềm xử lý, phân tích số liệu, phân tích mẫu cũng được nhập kèm theo máy. Thế hệ máy gần đây có ưu việt hơn thế hệ cũ, có thể nhiên cứu tới độ sâu hàng nghìn mét, độ chính xác cao hơn, người sử dụng thao tác đơn giản hơn, số liệu thu thập được kết nối, truyền vào máy tính thuận lợi hơn...

Các quy chuẩn và các tiêu chuẩn cho các phương pháp địa vật lý đã được ban hành từ những năm 2000 thay thế cho các quy phạm cũ. Tuy nhiên, đến nay còn một số phương pháp địa vật lý đã và đang thực hiện nhưng chưa ban hành kịp các quy chuẩn và các tiêu chuẩn cho chúng. Vì vậy, những quy định kỹ thuật của các phương pháp đó đang được sử dụng bộ Quy phạm cũ tương ứng hệ thống máy, thiết bị công nghệ cũ không phù hợp với công nghệ hiện nay cho nên gây khó khăn cho các nhà quản lý và người thực hiện trong quá trình kiểm tra, giám sát, đánh giá và nghiệm thu sản phẩm.

1.2.5. Đánh giá những quy định trong nước về công tác địa hóa

Quy định kỹ thuật về công tác địa hóa trong điều tra địa chất về khoáng sản tỷ lệ 1:500.000; tỷ lệ 1: 200.000 và tỷ lệ 1:50.000 trong các giai đoạn trước đây chủ yếu được áp dụng theo các quy trình của Liên Xô. Trên cơ sở thực tế thực hiện công tác địa hóa trong điều tra địa chất về khoáng sản tỷ lệ lớn sau này chưa có sự thống nhất giữa các đề án, đề tài nghiên cứu địa chất, quy định kỹ thuật về công tác địa hóa mới được ban hành.

Trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản hiện nay chủ yếu tập trung hai phương pháp điều tra khoáng sản diện tích được sử dụng thường xuyên, đó là lấy mẫu trọng sa và địa hóa. Nếu một trong hai phương pháp đó không được sử dụng tốt việc bỏ sót khoáng sản là không thể tránh khỏi. Ngoài ra việc chưa có những quy định cho công tác địa hóa phục vụ nghiên cứu khoáng sản nội sinh ẩn sâu nên phương pháp này hiện tại có nhiều hạn chế trong tìm kiếm quặng nội sinh ẩn sâu tại Việt Nam.

1.3. NHỮNG VẤN ĐỀ CẦN NGHIÊN CỨU CỦA ĐỀ TÀI

Từ những đòi hỏi thực tế trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản tại Việt Nam có thể thấy sự cần thiết phải hệ thống hóa các phương pháp điều tra, đánh giá khoáng sản, đặc biệt là điều tra các khoáng sản kim loại ẩn sâu. Cùng với sự phát triển vượt bậc của khoa học công nghệ, những phương pháp nghiên cứu trong khoa học địa chất đặc biệt là công tác tìm kiếm các mỏ ẩn ngày càng

được nâng cao về chất lượng. Vì vậy việc liên tục cập nhật những kiến thức, phương pháp nghiên cứu mới hiện đại trên thế giới là một vấn đề cấp thiết đặt ra.

Quy hoạch điều tra cơ bản địa chất đến năm 2020, định hướng đến năm 2030 (Quy hoạch 1388) đã nêu rõ quan điểm là *“Ưu tiên công tác đánh giá tiềm năng tài nguyên từng loại, nhóm khoáng sản quan trọng, đặc biệt là trong các cấu trúc địa chất có triển vọng khoáng sản đến độ sâu 500m và một số vùng đến 1000m....”* (Điểm b, Khoản 1, Điều 1). Đối với mục tiêu đánh giá khoáng sản, trong Quy hoạch cũng nêu rõ *“Đến năm 2020... Đầu tư, phát hiện các mỏ mới trong các cấu trúc thuận lợi đến độ sâu 1000m và khoáng sản biển ở độ sâu trên 300m nước”* (Điểm b, Khoản 2, Điều 1).

Như vậy để có thể đạt được mục tiêu theo Quy hoạch, cần có những cách nhìn đổi mới về phương pháp kỹ thuật, tư duy khoa học và tổ chức xây dựng chương trình và triển khai thực hiện các dự án trong điều tra cơ bản địa chất, mà một trong những yếu tố then chốt là xây dựng được hệ phương pháp kỹ thuật nghiên cứu hợp lý, hiện đại hướng tới điều tra quặng ẩn sâu.

Theo tiến bộ của khoa học kỹ thuật cơ bản và công nghệ ứng dụng trong các phương pháp nghiên cứu địa chất khoáng sản. Các phương pháp điều tra, đánh giá, thăm dò khoáng sản chuyên ngành đã có những tiến bộ đáng kể về khả năng, độ tin cậy và lĩnh vực ứng dụng, như: các phương pháp phổ viễn thám, địa vật lý từ, điện, trọng lực độ chính xác cao, các thiết bị phân tích tiên tiến... Song do nhiều nguyên nhân khác nhau những phương pháp hiện đại chưa có điều kiện để sử dụng đại trà trong điều tra, đánh giá khoáng sản ở nước ta.

Để tăng cường giải quyết hiệu quả nhiệm vụ của các đề án điều tra, đánh giá khoáng sản ẩn sâu là nhanh chóng phát hiện khoáng sản trên diện rộng, phát hiện khả năng tồn tại quặng ở dưới sâu và đánh giá được tiềm năng của đối tượng khoáng sản quan tâm, những phương pháp kỹ thuật hiện đại, hiệu quả cần được sớm đưa vào sử dụng đại trà. Vì vậy, nghiên cứu xác lập tổ hợp phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu là vấn đề có tính cần thiết, và đáp ứng yêu cầu của thực tiễn.

CHƯƠNG 2: PHẠM VI, ĐỐI TƯỢNG VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.1. PHẠM VI NGHIÊN CỨU VÀ ĐỐI TƯỢNG TRIỂN KHAI

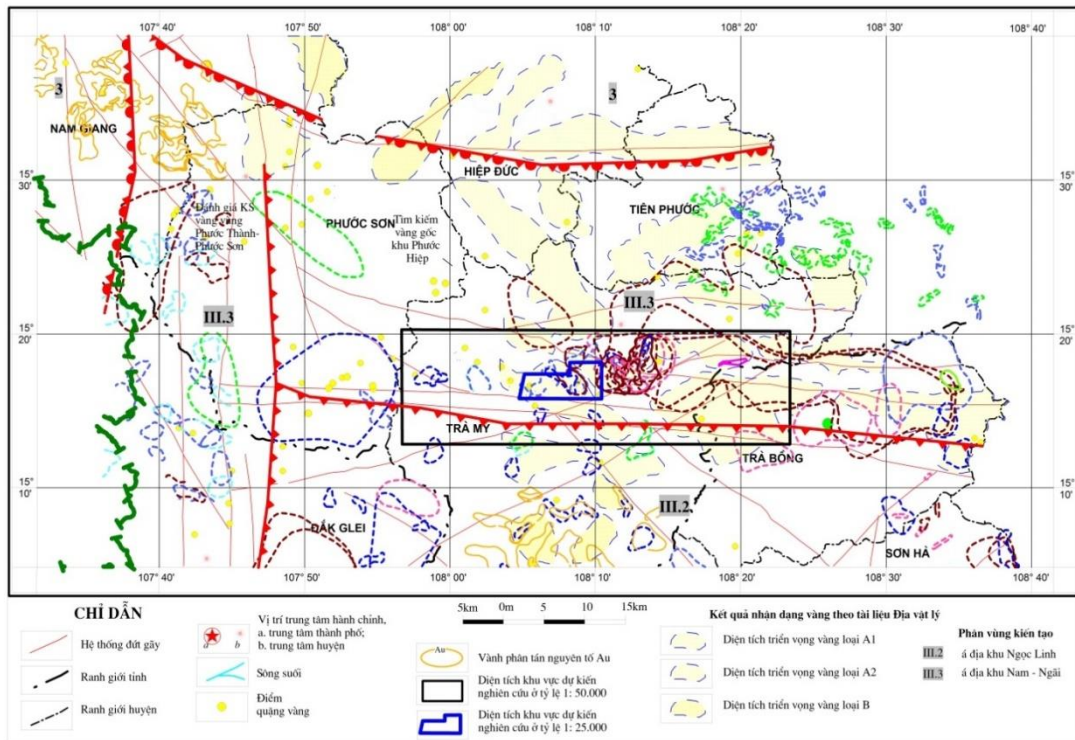
2.1.1. Phạm vi nghiên cứu

Một trong những khó khăn lớn nhất của công tác điều tra quặng kim loại nội sinh tại Việt Nam là chưa xác lập được các phương pháp kỹ thuật phù hợp dựa trên những lý luận tiên tiến và kết quả nghiên cứu hiện đại trên thế giới để chỉ đạo công tác điều tra khoáng sản. Chính vì vậy đề tài lựa chọn hướng đi vào nghiên cứu, kiểm chứng để xác lập tổ hợp các phương pháp điều tra hợp lý trong điều kiện của Việt Nam cho một số khoáng sản kim loại nội sinh điển hình. Để áp dụng và kiểm chứng tính hiệu quả của các phương pháp đề tài đã tiến hành nghiên cứu áp dụng cho điều tra quặng vàng gốc ẩn sâu tại địa khu Nam Ngãi.

2.1.2. Đối tượng triển khai

Kết quả tổng hợp cho thấy địa khu Nam Ngãi là một trong những khu vực có tiềm năng về khoáng hóa vàng. Trong phạm vi địa khu còn nhiều khu vực có cấu trúc địa chất, tiền đề, dấu hiệu nhưng chưa được làm sáng tỏ. Trong khuôn khổ đề tài này, để áp dụng thí điểm điều tra và khoanh vùng triển vọng quặng vàng gốc ẩn sâu tại địa khu Nam Ngãi, tập thể tác giả dự kiến lựa chọn diện tích khu vực Trà Bồng - Trà My (665km²) để tập trung nghiên cứu triển khai. Trong diện tích này, dự kiến lựa chọn diện tích khu Nước Vin (30km²) để tiến hành nghiên cứu chi tiết ở tỉ lệ 1: 25.000 nhằm triển khai kiểm chứng và hoàn thiện tổ hợp phương pháp điều tra quặng vàng nội sinh ẩn sâu dự báo những khu vực tồn tại quặng vàng ẩn sâu trong khu vực nghiên cứu.

Khu vực Trà Bồng - Trà My nằm về phía nam của địa khu Nam Ngãi dọc theo đới trượt Trà Bồng (Hình 2.1). Công tác đo vẽ địa chất và tìm kiếm khoáng sản trong khu vực nghiên cứu đã xác phát hiện một số biểu hiện quặng hóa Au, W, Sn trên mặt nhưng quy mô không lớn [23]. Trước đó đã có một số công trình tìm kiếm sơ bộ về quặng hóa vàng đã được tiến hành trong khu vực [8], [20], [23]. Kết quả của các đề án này đã phát hiện được hàng loạt các biểu hiện khoáng hóa vàng gốc trong khu vực. Mặc dù vậy do mức độ đầu tư các điểm quặng này chưa được nghiên cứu chi tiết, chưa có công trình khoan để đánh giá sự tồn tại của các thân quặng dưới sâu. Những nghiên cứu về đặc điểm quặng hóa, quy luật phân bố hầu như chưa được tiến hành hoặc chỉ nghiên cứu một cách rất sơ bộ thông qua phân tích lát mỏng thạch học và khoáng tương.



Hình 2.1: Sơ đồ vị trí vùng nghiên cứu

2.2. CÁCH TIẾP CẬN VÀ TRIỂN KHAI

Thực hiện được các mục tiêu và hoàn thiện những sản phẩm khoa học đặt ra, đề tài đã tiếp cận và triển khai công việc như sau:

2.2.1. Cách tiếp cận hệ thống

Để làm rõ được tính hiệu quả và phù hợp với điều kiện Việt Nam của tổ hợp các phương pháp tìm kiếm quặng kim loại nội sinh ẩn sâu, đề tài đã nghiên cứu, đánh giá tổng thể các phương pháp điều tra hiện hành theo các nhóm, hệ phương pháp dựa trên cơ sở khoa học, thống nhất phát huy những thế mạnh của các phương pháp chủ đạo. Việc nghiên cứu được tiến hành cho các hệ thống quặng hóa, từ đó làm rõ nguồn gốc vật chất và dung dịch tạo quặng, cấu trúc không chế quặng hóa và mô hình thành tạo mỏ quặng làm cơ sở để đưa ra được mô hình nguồn gốc tạo khoáng và quy luật phân bố khoáng sản, làm cơ sở để xây dựng tổ hợp các phương pháp điều tra quặng kim loại nội sinh ẩn sâu phù hợp với đặc điểm địa chất của Việt Nam, đặc biệt là vùng nghiên cứu triển khai. Quá trình thực hiện các nội dung và mục tiêu nghiên cứu của đề tài được thực hiện theo một trình tự và hệ thống nhất quán. Cụ thể là vấn đề được tiếp cận theo trình tự sau: Tổng hợp, phân tích các nghiên cứu và số liệu có trước làm rõ tính hiệu quả và

hạn chế của các phương pháp nghiên cứu các mỏ quặng kim loại nội sinh ẩn sâu từ đó xác lập được quy trình kỹ thuật của mỗi nhóm phương pháp; nghiên cứu đối sánh và kiểm chứng quy trình kỹ thuật được xác lập; tổng hợp kết quả xác lập tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu; áp dụng thử nghiệm tổ hợp các phương pháp và quy trình mới xác lập điều tra và khoanh vùng triển vọng khoáng sản vàng ẩn sâu cho một số khu vực ở địa khu Nam Ngãi, đánh giá hiệu quả và mặt hạn chế của phương pháp và quy trình kỹ thuật, hiệu chỉnh và hoàn thiện.

2.2.2. Cách tiếp cận lịch sử

Công tác nghiên cứu khoáng sản kim loại nội sinh tại Việt Nam đã có lịch sử nghiên cứu lâu dài, hệ các phương pháp điều tra cứu đã được kiểm định tính hiệu quả thông qua nhiều công trình nghiên cứu tổng hợp, công trình nghiên cứu chuyên đề, cũng như công tác tìm kiếm, thăm dò các mỏ khoáng đã được thực hiện trong khu vực. Vì vậy, để giải quyết được mục tiêu nghiên cứu đặt ra, đề tài cần phải có cách tiếp cận lịch sử, phải trân trọng, đồng thời kế thừa có chọn lọc các thành quả đạt được từ những nghiên cứu có trước. Trong đề tài nghiên cứu này, cách tiếp cận thể hiện qua việc sử dụng hợp lý các phương pháp nghiên cứu truyền thống, đồng thời sử dụng có chọn lọc các dữ liệu, để từ đó tìm ra các phương pháp mới trong khảo sát địa chất, phân tích và xử lý số liệu phân tích mẫu đưa ra các kết quả khách quan phục vụ cho việc xác lập tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu và xác định tính hiệu quả của chúng trong điều tra và khoanh vùng triển vọng khoáng sản vàng ẩn sâu cho một số khu vực ở địa khu Nam Ngãi.

2.2.3. Cách tiếp cận hiện đại

Bên cạnh các phương pháp tiếp cận lịch sử, cần có các cách tiếp cận hiện đại áp dụng các thành tựu của khoa học và công nghệ cao như phân tích ảnh viễn thám đa phổ, địa vật lý đo sâu ảnh điện, phân tích bao thể khí lỏng và thành phần, phân tích đồng vị bền (S, O-H), xác định tuổi tạo quặng, nghiên cứu địa hóa đồng vị và định tuổi U-Pb zircon cho các thành tạo magma chủ yếu có mặt trong vùng nghiên cứu triển khai v.v. Trong đề tài này, cách tiếp cận này giúp cho việc xác định định lượng và chính xác bản chất, điều kiện và thời gian hình thành quặng hóa, cung cấp những thông tin cần để xây dựng các mô hình thành tạo các mỏ quặng.

2.2.4. Cách tiếp cận đa chiều

Việc xác lập được tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu; áp dụng thử nghiệm điều tra và khoan vùng triển vọng khoáng sản vàng ẩn sâu cho một số khu vực ở địa khu Nam Ngãi cần được thực hiện dựa vào việc minh giải tổng hợp các kết quả khảo sát thực địa bằng các phương pháp khác nhau, kết hợp với kết quả phân tích trong phòng và các kết quả nghiên cứu của các công trình khoa học có liên quan để đảm bảo thông tin khoa học đa chiều được đưa ra trên cơ sở tổng hợp nhiều phương pháp nghiên cứu mà trong đó phương pháp này có thể giải quyết các hạn chế mà các phương pháp khác chưa giải quyết được.

2.2.5. Tiếp cận tổng hợp và liên ngành

Việc xác lập được tổ hợp các phương pháp và quy trình kỹ thuật hiện đại điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu đòi hỏi phải tập hợp toàn bộ dữ liệu về các nhóm phương pháp nghiên cứu, đặc điểm địa chất, cấu trúc, sinh khoáng v.v.. Trên cơ sở một tổ hợp thông tin về hệ thống phương pháp, các kết quả khảo sát kiểm chứng, các số liệu giải đoán định lượng trong phòng và tại thực địa cho những vùng nghiên cứu triển khai, kết quả phân tích có hệ thống hàng loạt thông số về thành phần vật chất, tuổi, đối sánh với các tài liệu khác về địa chất, kiến tạo, sinh khoáng và các số liệu, kết quả nghiên cứu hiện có từ nhiều cơ quan nghiên cứu khác nhau cũng như các quan điểm địa chất mới trong xây dựng phương pháp, luận giải và xác lập quy trình một cách khoa học nhất, đảm bảo tính hiệu quả trong điều kiện của Việt Nam.

2.3. TÍNH MỚI, TÍNH SÁNG TẠO

2.3.1. Tính mới

Đến thời điểm hiện tại, công tác điều tra cơ bản địa chất về khoáng sản của Việt Nam vẫn còn thiếu những đề xuất về tổ hợp phương pháp điều tra quặng kim loại nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện thực tế trên cơ sở đánh giá chi tiết về điều kiện địa chất, hiện trạng công tác điều tra và cập nhật những phương pháp nghiên cứu mới trên thế giới. Qua kết quả nghiên cứu, đề tài đã xác lập tổ hợp các phương pháp tìm kiếm quặng kim loại nội sinh ẩn sâu trên cơ sở tổng hợp, phân tích tài liệu hiện có trên thế giới và Việt Nam, nghiên cứu kiểm chứng xác lập hệ phương pháp từ đó đưa ra các quy trình kỹ thuật cho công tác điều tra địa chất về khoáng sản hướng tới khoáng sản ẩn sâu, đây là kết quả mới quan trọng nhất của đề tài. Đề tài đã lựa chọn một tổ hợp các phương pháp tìm kiếm quặng vàng ẩn sâu để nghiên cứu kiểm chứng. Kết quả của công tác này ngoài việc đánh giá hiệu

quả của hệ phương pháp còn cùn cấp hàng loạt các kết quả nghiên cứu mới về viễn thám, địa hóa, cấu trúc kiến tạo, nguồn gốc quặng hóa và điều kiện thành tạo, tính chất địa vật lý, mô hình các mỏ quặng, thời gian thành tạo các mỏ kim loại nội sinh của Việt Nam nói chung và địa khu Nam Ngãi nói riêng. Các số liệu này, khi kết hợp với các kết quả nghiên cứu khác đã và đang tiến hành sẽ tạo ra nguồn dữ liệu đầy đủ, đồng bộ và chính xác giúp Tổng cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam hoạch định chính sách phát triển các dự án điều tra địa chất về khoáng sản sẽ tiến hành phù hợp với điều kiện Việt Nam.

Với các kết quả khoa học mới, đề tài đã công bố 03 bài báo khoa học quốc tế uy tín trong hệ thống ISI và 02 bài báo đăng trên tạp chí chuyên ngành uy tín trong nước.

Đề tài áp dụng một tổ hợp phương pháp nghiên cứu mới, chuyên sâu để tổng hợp về các chuyên ngành tìm kiếm khoáng sản qua đó tập hợp được một đội ngũ các nhà chuyên môn của hàng chục đơn vị nghiên cứu cũng như các chuyên gia quốc tế tham gia. Do đó việc thực hiện đề tài đã giúp đào tạo một lực lượng các nhà chuyên môn và khoa học trong lĩnh vực nghiên cứu của đề tài, đem lại những kinh nghiệm và tri thức mới trong nghiên cứu khoa học cho đội ngũ cán bộ và góp phần đào tạo nhiều cán bộ khoa học cho đất nước.

2.3.2. Tính sáng tạo

Đề tài dựa trên cơ sở tổng hợp, phân tích, đánh giá hiện trạng các công trình nghiên cứu có trước, cập nhật những kết quả nghiên cứu mới trên thế giới thông qua nghiên cứu kiểm chứng xác lập tổ hợp các phương pháp điều tra quặng kim loại nội sinh ẩn sâu. Trong quá trình thực hiện, đề tài luôn nhận thức lấy những kết quả nghiên cứu hiện đại về cấu trúc kiến tạo khu vực, cấu trúc không chế quặng hóa làm nền tảng, kết hợp với những nghiên cứu hiện đại về viễn thám, địa hóa, nguồn gốc, thời gian và điều kiện thành tạo quặng hóa làm từ đó tiến hành xác lập tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm và các loại hình mỏ có thể tồn tại trong vùng nghiên cứu.

2.4. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VÀ KỸ THUẬT SỬ DỤNG

2.4.1. Phương pháp nghiên cứu

2.4.1.1. Nhóm phương pháp kế thừa

Đây là phương pháp tổng hợp, phân tích, đánh giá tài liệu từ các nghiên cứu trước; chọn lọc và kế thừa các kết quả có ý nghĩa trước đây, cả trên thế giới, trong

nước và trong phạm vi vùng nghiên cứu. Kết quả của phương pháp này là đánh giá được các thành tựu và kết quả hiện có như: phương pháp nghiên cứu, cách tiếp cận, đối tượng và phạm vi nghiên cứu, kỹ thuật sử dụng, và các kết quả đã đạt được. Trên cơ sở phân tích tổng hợp các kết quả đã có tiến hành xác lập những quy trình quy định tổ hợp phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu. Đồng thời dựa trên những kết quả phân tích tổng hợp mà lập ra các kế hoạch khảo sát, nghiên cứu bổ sung hợp lý và sát với thực tế được vạch ra cho nghiên cứu mới. Phương pháp này được triển khai để: tổng hợp các tài liệu liên quan về nhóm các phương pháp viễn thám, nhóm các phương pháp thực địa, nhóm các phương pháp phân tích cấu trúc địa chất, kiến tạo; nhóm các phương pháp địa hóa, nhóm các phương pháp phân tích mẫu, nhóm các phương pháp mô hình từ đó phân tích đánh giá tổng quan về hiệu quả của hệ các phương pháp điều tra khoáng sản kim loại trên thế giới và Việt Nam dựa trên những kết quả đã công bố. Đánh giá các hệ phương pháp kỹ thuật điều tra khoáng sản kim loại nội sinh trong công tác lập bản đồ địa chất và điều tra địa chất về khoáng sản, đánh giá tiềm năng khoáng sản, thăm dò khoáng sản trong nước, từ đó đánh giá hiện trạng điều tra địa chất về khoáng sản kim loại nội sinh và tính hiệu quả của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành.

2.4.1.2. Tổ hợp phương pháp khảo sát địa chất, địa mạo và thu thập mẫu

a. Phương pháp khảo sát địa chất

Nhằm thu thập bổ sung các thông tin về địa chất, kiến tạo, magma, khoáng sản v.v. cho toàn bộ vùng nghiên cứu và các khu vực trọng điểm ở các tỷ lệ khác nhau.

Tỷ lệ 1:50.000 thực hiện cho khu vực Trà Bồng - Trà My là một khu vực có cấu trúc địa chất phức tạp, có tiềm năng về vàng gốc đã có tài liệu địa vật lý đo bay. Trong các khu vực này đã tiến hành khảo sát bổ sung, khảo sát chi tiết tại các đới cấu trúc, kiến tạo chủ đạo, các thành tạo magma và các đới biến đổi nhiệt dịch, xác định cấu trúc kiến tạo khu vực, cấu trúc không chế quặng hóa, các đới khoáng hóa, các khu vực tập trung các vành phân tán, dị thường địa vật lý v.v., thu thập các mẫu phân tích.

Tỷ lệ 1: 25.000 thực hiện cho khu vực nghiên cứu chi tiết về quặng hóa ẩn sâu tại khu vực Nước Vin. Trong các khu vực này đã tiến hành khảo sát chi tiết theo các mặt cắt chuẩn, khảo sát chi tiết tại các vết lộ có cấu trúc, kiến tạo đặc trưng, những điểm quặng, vết lộ quặng, các công trình lò, khai đào v.v. Từ đó xây

dựng bản đồ cấu trúc không chế quặng hóa và phân vùng triển vọng quặng vàng ẩn sâu trong khu vực.

b. Phương pháp địa mạo kiến tạo

Các vận động địa chất trong quá khứ và hiện tại có vai trò quyết định tới hình thái bề mặt Trái đất. Một tập hợp biểu hiện hình thái bề mặt có thể phản ánh nguyên nhân hoặc bản chất các hiện tượng địa chất đã tạo nên chúng. Do đó, áp dụng các phương pháp phân tích dấu hiệu địa hình để xác định các vận động kiến tạo hiện đại như: quy luật phân bố các bậc thềm, mạng sông suối, các lineament và các yếu tố địa hình khác là một phần quan trọng trong giải đoán kiến tạo hiện đại, giải đoán được quy luật phân bố của các vành địa hóa. Phương pháp này bao gồm sự kết hợp giải đoán ảnh hàng không, vũ trụ với khảo sát thực địa và luận giải địa mạo tại thực địa. Tương tự như công tác khảo sát địa chất, công tác địa mạo kiến tạo được áp dụng cho khu vực nghiên cứu ở tỉ lệ 1:50.000.

c. Phương pháp thu thập mẫu

- Các mẫu thạch học lát mỏng được lấy từ các thành tạo địa chất, các đới biến đổi nhiệt dịch nhằm làm rõ đặc điểm địa chất và quặng hóa vàng trong khu vực.

- Các mẫu thạch học vi cấu tạo được thu thập tại các đới biến dạng, nhằm phân tích bản chất và cơ chế biến dạng của đá hoặc hướng dịch chuyển kiến tạo; quan hệ giữa hoạt động kiến tạo và quặng hóa.

- Mẫu khoáng tương được lấy trong các đới khoáng hóa, các thân quặng vàng gốc.

- Các mẫu định tuổi silicat, thạch địa hóa, địa hóa đồng vị và U-Pb zircon được lấy trong các thành tạo magma trong khu vực.

- Các mẫu xác định đồng vị bền S, và đồng vị định tuổi quặng Re-Os được lấy trong quặng hóa sulphur có chứa khoáng hóa vàng, đồng vị oxy và hydro lấy trong các mạch thạch anh chứa quặng tại khu vực Nước Vin.

- Các mẫu bao thể khí lỏng được lấy trong các mạch thạch anh chứa quặng.

d. Phương pháp gia công và phân tích mẫu

Các mẫu thạch học, thạch học vi cấu tạo, bao thể khí lỏng, đồng vị bền S, oxy, hydro, định tuổi U-Pb zircon, Re-Os được gia công và phân tích tại Trường đại học Mỏ - Địa chất hoặc thông qua mối quan hệ quốc tế của trường để tiến hành phân tích.

2.4.1.3. Nhóm các phương pháp địa hóa

Đã tổng hợp cho các khoáng sản Cu, Ni, Pb-Zn, W (Sn), Au, trong các phương pháp địa hóa tìm kiếm mỏ ẩn, trước hết cần khảo sát sơ bộ để:

- *Đánh giá mức độ bảo tồn mặt cắt vỏ phong hóa ở khu vực nghiên cứu:* Xác định tầm quan trọng của các đặc điểm địa hóa và khoáng vật được thừa kế từ các bối cảnh phong hóa trước đó.

- *Đánh giá sự có mặt và tính chất lớp phủ khu vực nghiên cứu:* Bản chất của các tầng phủ trên mặt có ý nghĩa quan trọng trong việc xác định các môi trường lấy mẫu tìm kiếm thích hợp nhất.

Các vấn đề này đã phát huy hiệu quả cao khi kết hợp với các phương pháp địa mạo, viễn thám.

2.4.1.4. Tổ hợp phương pháp viễn thám và hệ thống thông tin địa lý (GIS)

a. Phương pháp viễn thám

Phân tích ảnh viễn thám (quang học, radar) được áp dụng theo chế độ đa thời gian nhằm xác định sự biến dạng, xác định các dấu hiệu đứt gãy, các cấu trúc địa chất, giải đoán các đới biến đổi nhiệt dịch và quy luật phân bố mang tính khu vực.

Công cụ viễn thám sẽ là các ảnh Landsat TM, ảnh nhiệt đa kênh ASTER, ảnh hồng ngoại sóng ngắn (SWIR), nhiệt hồng ngoại (TIR) phổ biến nhất và được sử dụng cho nhiều mục đích khác nhau, trong đó có giải đoán cấu tạo và biến đổi nhiệt dịch trong khu vực.

b. Công nghệ GIS

Công nghệ GIS phục vụ công tác tổng hợp các tệp dữ liệu thành phần thu thập được từ các nghiên cứu chuyên đề như: các số liệu về diện phân bố các thực thể địa chất, kiểu địa mạo, yếu tố cấu trúc; khu vực có các biểu hiện biến dạng kiến tạo, biến đổi nhiệt dịch, các vùng dị thường địa vật lý, địa hóa... để tạo thành tệp dữ liệu tổng hợp nhiều lớp, từ đó xử lý và đưa ra các kết quả cuối cùng trong thành lập các bản đồ/sơ đồ tổng hợp như sơ đồ địa mạo-kiến tạo-sinh khoáng, sơ đồ phân vùng triển vọng quặng hóa vàng v.v.

2.4.1.5. Các phương pháp địa vật lý

- Phương pháp đo sâu phân cực kích thích

Trên cơ sở hiệu quả công tác địa vật lý đã áp dụng tại một số khu vực điều tra khoáng sản vàng trên địa khu Nam Ngãi. Đề tài đã lựa chọn phương pháp Đo điện phân cực kích thích hệ thiết bị lưỡng cực liên tục đều (hoặc đo sâu ảnh điện).

Lựa chọn khu vực để đo điện phân cực kích thích hệ thiết bị lưỡng cực liên tục đều với $a = d = 40\text{m}$, $n=9$. Tại khu Nước Vin sẽ thực hiện 3 tuyến, mỗi tuyến dài 1km tương ứng $25 \text{ điểm} \times 3 \text{ tuyến} = 75 \text{ điểm} + 5 \text{ điểm đo kiểm tra} = 80 \text{ điểm}$.

- *Phương pháp lấy và đo mẫu tham số vật lý*: Lấy và đo mẫu tham số vật lý đá: Mỗi loại đất đá lấy 5 mẫu để đo tham số (từ, điện trở, hệ số phân cực, xạ và mật độ). Dự kiến trong vùng có 6 loại đất đá và quặng. Khối lượng mẫu lấy và đo là $5 \times 6 = 30$ mẫu (sử dụng mẫu cục lấy theo lộ trình khảo sát địa chất và mẫu lõi khoan, yêu cầu mẫu lấy đạt được kích thước $10 \times 10 \times 10$ (cm)).

2.4.1.6. Phương pháp mô hình hóa

Các số liệu thu thập sẽ được tổng hợp, xử lý để tìm ra quy luật phân bố hoặc xu thế phát triển. Trên cơ sở các kết quả này, việc đối sánh với các mô hình chuẩn hoặc xây dựng các mô hình sẽ được thực hiện. Các mô hình được xây dựng trong đề tài này bao gồm: mô hình cấu trúc kiến tạo và sinh khoáng khu vực, mô hình địa hóa, mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ khoáng.

2.4.1.7. Phương pháp chuyên gia

Hiện nay, phương pháp chuyên gia được coi là một phương pháp quan trọng và hiệu quả do huy động được kinh nghiệm và hiểu biết liên ngành về lĩnh vực nghiên cứu từ nhiều chuyên gia trong và ngoài nước khác nhau; từ đó sẽ cho các kết quả có ý nghĩa khoa học và thực tiễn cao, kế thừa các thành quả nghiên cứu đã đạt được và tránh những trùng lặp với các nghiên cứu đã có. Phương pháp này được thực hiện thông qua việc tham vấn ý kiến của các chuyên gia trình độ cao từ các cơ quan khoa học, quản lý trong và ngoài nước để xây dựng nội dung nghiên cứu, khảo sát, thu thập và xử lý các số liệu địa chất, kiến tạo, magma, sinh khoáng, phân tích mẫu, phân tích các số liệu về viễn thám, địa hóa, cấu trúc không chế quặng hóa, mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ v.v. và đề xuất giải pháp liên quan đến các nội dung nghiên cứu của đề tài.

2.4.2. Kỹ thuật sử dụng

Để thực hiện các nội dung của đề tài, một tổ hợp kỹ thuật truyền thống kết hợp với các công nghệ hiện đại đã được áp dụng trong triển khai nghiên cứu như sau:

- Công tác khảo sát thực địa, phân tích cấu trúc, phân tích kiến tạo, quặng hóa thu thập các loại mẫu sẽ được sử dụng các kỹ thuật truyền thống để thu thập số liệu. Tuy nhiên trong quá trình triển khai thực địa, việc định điểm nghiên cứu đã được thực hiện bằng công cụ GPS cầm tay. Các thông tin địa chất được cập

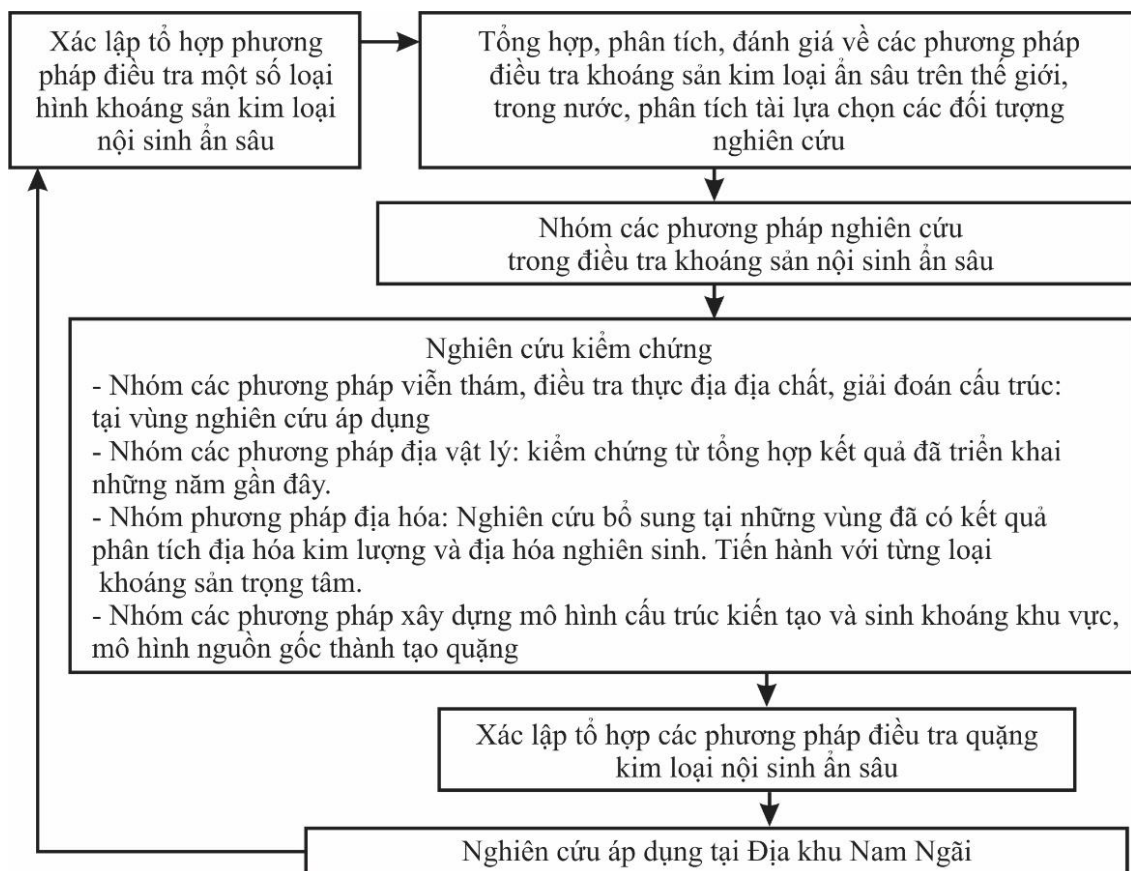
nhật hàng ngày vào các bản đồ địa hình số. Các thông tin đó được xử lý bằng các phần mềm chuyên dụng để tổng hợp giải đoán và liên kết.

- Công tác viễn thám được tiến hành trên cơ sở áp dụng hàng loạt phần mềm để tổng hợp màu đa phổ, xử lý ảnh số, giải đoán ảnh và chiết tách các yếu tố cấu trúc, địa hình, địa mạo và tính toán biên độ dịch chuyển kiến tạo, các đới biến đổi nhiệt dịch.

- Áp dụng kỹ thuật GIS và các thuật toán tin học để xây dựng phần mềm quản lý cơ sở dữ liệu, xử lý số liệu và kết quả phân tích, xây dựng các sơ đồ, mô hình, thành lập bản đồ chuyên đề....

2.4.3. Triển khai thực hiện

Từ những kết quả tổng hợp, phân tích có trước, đề tài tiến hành nghiên cứu kiểm chứng phương pháp, khảo sát thực tế thành lập những bản đồ, sơ đồ chuyên khoáng để đưa ra được những quy luật phân bố mang tính tổng quan cho vùng nghiên cứu, làm cơ sở cho việc thiết kế các phương pháp, kỹ thuật điều tra khoáng sản ẩn sâu và vạch ra được những diện tích cần đầu tư. Chu trình thực hiện thể hiện trong sơ đồ dưới đây:



Hình 2.2: Chu trình thực hiện đề tài

CHƯƠNG 3. HỆ THỐNG CÁC PHƯƠNG PHÁP TÌM KIẾM QUẶNG KIM LOẠI NỘI SINH AN SÂU

3.1. NHÓM PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU VIỄN THÁM TRONG ĐIỀU TRA QUẶNG KIM LOẠI NỘI SINH AN SÂU

3.1.1. Ứng dụng phương pháp viễn thám trong nghiên cứu địa chất

Phương pháp phân tích ảnh viễn thám và thành lập bản đồ địa chất ảnh đã được ứng dụng rộng rãi trong công tác điều tra địa chất và khoáng sản ở Việt Nam, tuy nhiên việc ứng dụng phương pháp này trong tìm kiếm quặng nội sinh chưa có nhiều nghiên cứu. Trong những năm gần đây, cùng với sự phát triển của công nghệ vũ trụ, ứng dụng nghiên cứu ảnh viễn thám trong tìm kiếm quặng nội sinh đã có nhiều thành quả mới.

[Sabins \(1999\) \[236\]](#) sử dụng ảnh Landsat TM nhằm nhận dạng các đá biến đổi nhiệt dịch bằng các dấu hiệu phổ của chúng, từ đó có thể khoanh định chi tiết các đới biến đổi nhiệt dịch đặc biệt là các biến đổi argilit hóa là một trong những dấu hiệu quan trọng trong tìm kiếm các mỏ Cu, Au dưới sâu. Phương pháp đã ứng dụng thành công trong việc khoanh định các đới biến đổi kali hóa, argilit hóa, trợ giúp đắc lực cho việc phát hiện các mỏ Cu-Au porphyry quy mô lớn tại Collahuasi và Ujina, phía bắc Chile.

Trong những năm gần đây, đã có nhiều nghiên cứu về ứng dụng phương pháp viễn thám trong tìm kiếm các mỏ có nguồn gốc khác nhau [\[47\]](#). Trong đó công nghệ viễn thám siêu phổ được coi là phương pháp chủ đạo, được ứng dụng trong nghiên cứu và tìm kiếm số lượng lớn các mỏ như: các mỏ porphyry, các mỏ Au-Ag nhiệt dịch nhiệt độ thấp, các mỏ skarn, các mỏ Pb-Zn-Ag dạng tầng (SEDEX).

3.1.2. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ Cu-Au (Mo) porphyry

Các mỏ porphyry được nghiên cứu nhiều trên thế giới với 3 nguyên tố chính thu được là Cu, Mo và Au. Trong các mỏ Cu porphyry, khoáng vật quặng quan trọng nhất là chalcopyrit, bornit và hiếm hơn là chalcozin. Các mỏ Cu-Au porphyry thường liên kết với các đới biến đổi nhiệt dịch lớn có tính quy luật như kali hóa, phylit hóa, argilit hóa và propylit hóa. Các đới biến đổi này chứa các khoáng vật với đặc điểm phổ hấp thụ riêng biệt, có thể được phát hiện trên ảnh đa phổ và siêu phổ. [Berger et al. \(2003\) \[50\]](#) sử dụng dữ liệu AVIRIS thành lập bản đồ các đới biến đổi liên kết với hai mỏ Cu porphyry (mỏ Red Mountain và mỏ Sunnyside) vùng phía bắc Patagonia Mountains, Arizona, Mỹ. Một số nghiên cứu của [Kruse \(1988\) \[157\]](#) đã phát hiện hệ thống đá biến đổi cho các mỏ Cu porphyry khu vực Northern Grapevine Mountains. [Minaar et al. \(2013\) \[198\]](#) thành lập bản đồ các

khoáng vật biến đổi chỉ thị cho các mỏ Cu porphyr khu vực Namaqua Metamorphic Province, South Africa bằng dữ liệu ảnh siêu phổ.

3.1.3. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ Au, Ag nhiệt dịch nhiệt độ thấp, cao và thấp sulphur

Các kim loại quý như Au, Ag là những sản phẩm chính của các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp, ngoài ra có thêm Hg, Sb, Pb, Cu, Zn. Độ sâu thành tạo loại mỏ này thường <2 km và nhiều mỏ có thể bị bào mòn nhanh sau khi thành tạo do tác động của hoạt động phong hóa, hoạt động nâng kiến tạo. Do đó phần lớn loại hình mỏ hiện nay có tuổi Kainozoi, hình thành trong khu vực có hoạt động núi lửa đang xảy ra hoặc xảy ra gần đây.

Các mỏ này gây sự biến đổi lớn thành phần đá vây quanh, thường có sự phân đới rõ ràng. Các khoáng vật sulphat và sét (alunit, dickit, kaolinit, pyrophyllit, illit) thành tạo trong các đới biến đổi nhiệt dịch argilit tiến triển và propylit hóa của các mỏ vàng nhiệt dịch nhiệt độ thấp cao sulphur có đặc điểm phân xạ phổ phân biệt trong vùng hồng ngoại sóng ngắn [70], các biến đổi nhiệt dịch của các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp chứa thạch anh - alunit có thể nhận biết được rõ ràng bằng phân tích ảnh viễn thám siêu phổ [153].

Kierein-Young et al. (1990) [153] sử dụng dữ liệu bay siêu phổ GERIS tại Cuprit, đảo Síp, đã lập được bản đồ phân bố khoáng vật alunit, kaolinit, buddingtonit và hematit và mối quan hệ của chúng với quặng hóa sulphur [48], [69]. Kruse et al. (2006) [157] phân tích dữ liệu AVIRIS tại Los Menucos, Argentina xác định được các đới giàu các khoáng vật hematit, goethit, kaolinit, dickit, alunit, pyrophyllit, muscovit/sericit, montmorillonit, calcit, zeolit, kết quả này đã được khẳng định tính chính xác qua kết quả khảo sát thực địa kiểm chứng kết hợp với đo đạc dữ liệu bằng máy đo phổ cầm tay.

Bierwirth et al. (2002) [55] đã dự báo được một khu vực hình thành các mỏ vàng nhiệt dịch nhiệt độ thấp dạng đai mạch liên kết với tổ hợp khoáng vật biến đổi thạch anh-mica vùng Indee phía bắc Pilbara, miền tây nước Úc qua kết quả phân tích ảnh siêu phổ để khoanh định những đới biến đổi giàu muscovit và turmalin.

3.1.4. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ skarn

Mỏ skarn là mỏ biến chất trao đổi hình thành tại ranh giới các đá carbonat với khối xâm nhập. Loại mỏ này thường đặc trưng trong khoảng cách 1km quanh khối xâm nhập. Thân quặng hình thành trong các khe nứt hoặc trong các đá vây quanh. Zamuido (2009) [291] sử dụng dữ liệu siêu phổ nghiên cứu các thành tạo Au-Pt tại các đới skarn mỏ sắt El Capitano, New Mexico. Mỏ El Capitano đặc

trung bởi các khoáng vật calcit-silicat giàu Fe và tổ hợp hematit-calcit chủ yếu ở pha muộn hơn. Au, Pt thành tạo chủ yếu trong tổ hợp hematit-calcit. Bản đồ phân bố khoáng vật thành lập với lượng lớn các khu vực giàu hematit/goethit và các khoáng vật silicat giàu calci được xác định, kết quả kiểm tra cho thấy nhiều khu vực được khoanh định nêu trên có chứa hàm lượng Au, Pt có giá trị. Cũng tại khu vực này, Salles et al. (2017) [238] đã sử dụng kết quả phân tích ảnh siêu phổ xác định diện phân bố của các đới biến đổi giàu các khoáng vật scapolit, andradit, calcit, epidot, hornblend, montmorillonit, kaolinit và goethit trợ giúp hiệu quả cho việc xác lập các dấu hiệu tìm kiếm và quy luật phân bố quặng hóa của vùng mỏ.

3.1.5. Ứng dụng tìm kiếm các mỏ dạng tầng Pb-Zn-Ag (SEDEX)

Các thân quặng thuộc kiểu mỏ SEDEX Pb-Zn-Ag thường ở dạng tầng hoặc phân tầng trong các đá tuổi Proterozoi đến Mesozoi. Peter et al. (2015) [210] đã nghiên cứu quang phổ VNIR-SWIR cho các mỏ Zn-Pb (SEDEX) trong môi trường đá phiến khu vực Howard's Pass và MacMillan Pass, Selwyn Basin, Canada, kết quả đã xác định được các khoáng vật chính liên kết với quá trình tạo khoáng ở bồn Selwyn Basin gồm: apatit, pyrit, sphalerit, barit, feldspat kali giàu Ba.

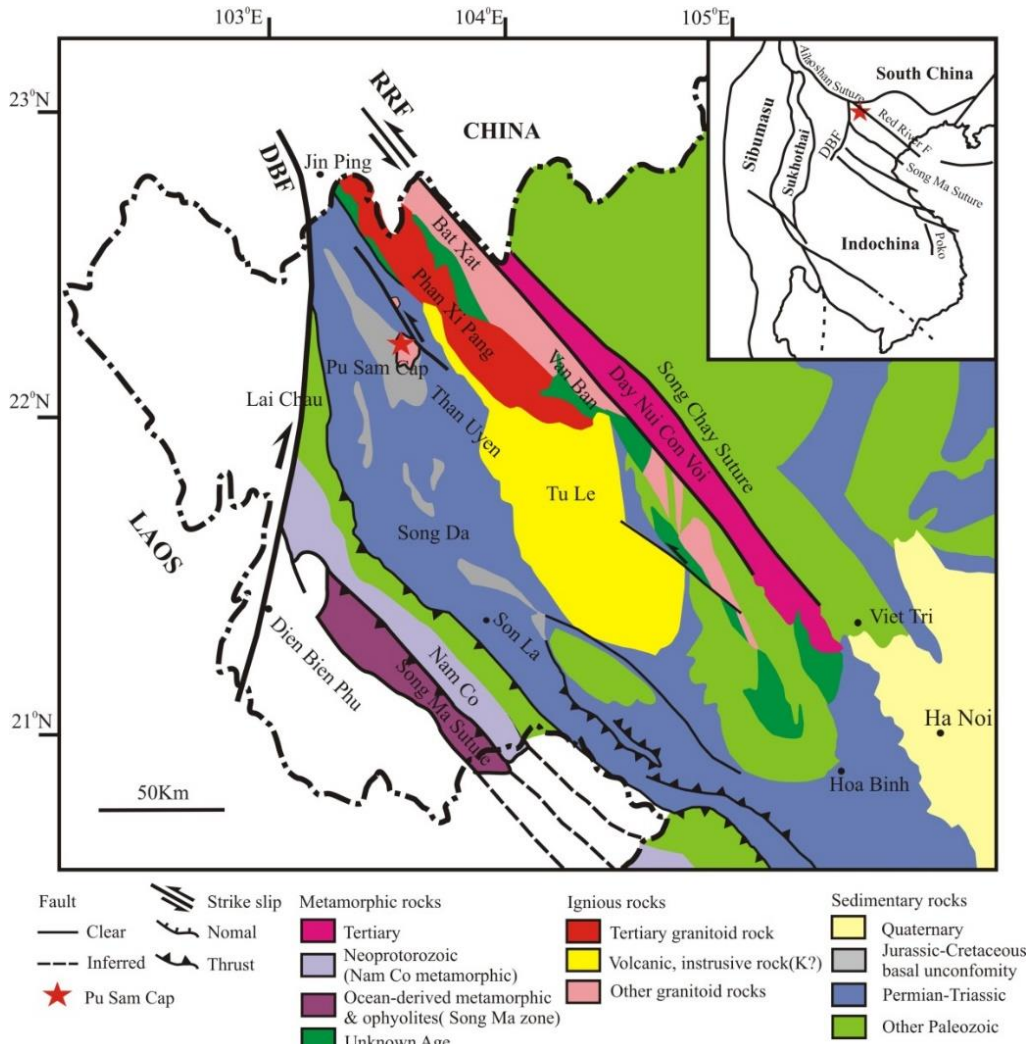
Cudahy et al. (1999) [75] lập bản đồ phân bố dung dịch rắn granat Fe-Mn đi cùng với tạo khoáng Pb-Zn-Ag vùng mỏ Broken Hil. Theo đó tập thể tác giả đã chứng minh được thành phần granat trở nên giàu Mn khi gần ranh giới tầng tạo khoáng Pb-Zn-Ag qua kết quả phân tích dữ liệu siêu phổ 9-11 μ m. Taylor et al. (2005) [266] sử dụng dữ liệu ảnh siêu phổ tại Broken Hill để thành lập bản đồ các đá giàu thạch anh chứa galenit, các đá biến chất chứa granat, mangan, mica giàu Na xác định tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng Pb-Zn trong khu vực. Jakob et al. (2016) [139] đã phân tích dữ liệu viễn thám siêu phổ phát hiện các đới mũ sắt liên quan đến quá trình tạo khoáng Pb-Zn-Ag tại Mount Isa, Australia.

3.1.6. Kết quả nghiên cứu kiểm chứng phương pháp để khoanh định các đới biến đổi nhiệt dịch cao giàu khoáng vật sét và sắt khu vực Pu Sam Cáp

Vùng Pu Sam Cáp nằm phần phía đông bắc bồn trũng Sông Đà, trong vùng tồn tại một tổ hợp xâm nhập – phun trào kiềm cao kali tuổi Kainozoi [273] được chia thành hai tổ hợp thạch học chính: (1) các thành tạo xâm nhập xếp vào phức hệ Pu Sam Cáp; (2) các thành tạo phun trào trachyt và tuff của chúng xếp vào hệ tầng Pu Tra (Hình 3.1).

Kết quả điều tra, thăm dò khoáng sản đã tiến hành cho thấy vùng Pu Sam Cáp có triển vọng về khoáng sản Au phân bố khá rộng ở khu Bãi Bằng, thượng nguồn Suối Nậm Đích, Bắc Nậm Tra, Xa Khoáng, v.v. (Hình 3.2). Các biến đổi

thường gặp nhất trong khu vực là biến đổi argilit hóa, thạch anh hoá, sericit hoá đặc trưng cho quá trình biến đổi nhiệt dịch nhiệt độ thấp với các khoáng vật điển hình thuộc nhóm khoáng vật sét (kaolinit, illit) và alunit. Tổ hợp khoáng vật quặng điển hình gồm specularit, pyrit và chalcopyrit phân bố ở dạng xâm tán thưa trong đới biến đổi, tập trung giàu hơn trong các đới vi mạch thạch anh.



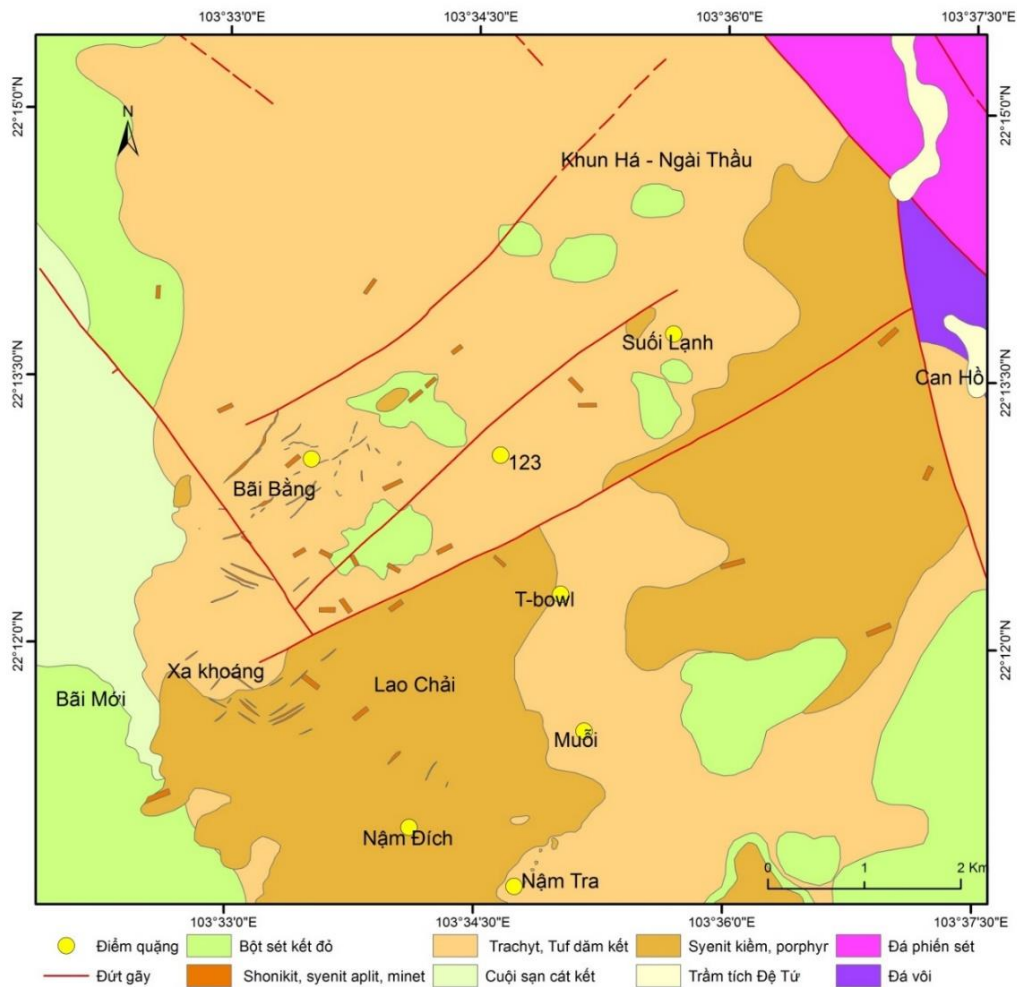
Hình 3.1. Bản đồ giản lược địa chất miền Bắc Việt Nam (chỉnh sửa theo *Leloup et al (2001) [167]*)

- Phương pháp nghiên cứu: Để áp dụng thí điểm sử dụng phương pháp phân tích ảnh viễn thám để khoanh định các đới biến đổi nhiệt dịch, đề tài đã áp dụng các kỹ thuật xử lý ảnh đa phổ, làm giảm thiểu ảnh hưởng của thực vật đến phản xạ phổ đối tượng trong các đới biến đổi nhiệt dịch.

- Đặc điểm phản xạ phổ một số khoáng vật sét và khoáng vật chứa Fe: với khu vực nghiên cứu các đá biến đổi nhiệt dịch đặc trưng gồm các khoáng vật sét-alunite và các khoáng vật chứa Fe nên đây là hai đối tượng nghiên cứu chính.

Specularit (Fe_2O_3), gotit (FeO.OH), kaolinit $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, montmorillonit ($\text{Al}_4\text{Si}_8(\text{OH})_4\text{H}_2\text{O}$) và gibbsit (Al-OH) là những khoáng vật phổ

biến trong đới vỏ phong hóa nhiệt đới. Trong vùng sóng nhìn thấy và cận hồng ngoại ($0,35-1,1 \mu m$) các oxit Fe và thực vật bị hấp thụ mạnh ở một số điểm. Các oxit và hydroxit sắt tăng di chuyển Fe^{3+} khi có sự biến đổi vật lý và hóa học. Specularit có sự hấp thụ mạnh các bước sóng $0,53, 0,63$ và $0,88 \mu m$. Gotit bị hấp thụ mạnh tại bước sóng $0,48, 0,67$ và $0,94 \mu m$ [133]. Sự hấp thụ tại bước sóng $0,54$ và $0,48$ của specularit và gotit tương ứng biến đổi kênh đỏ và vàng.



Hình 3.2. Bản đồ địa chất vùng Pu Sam Cap

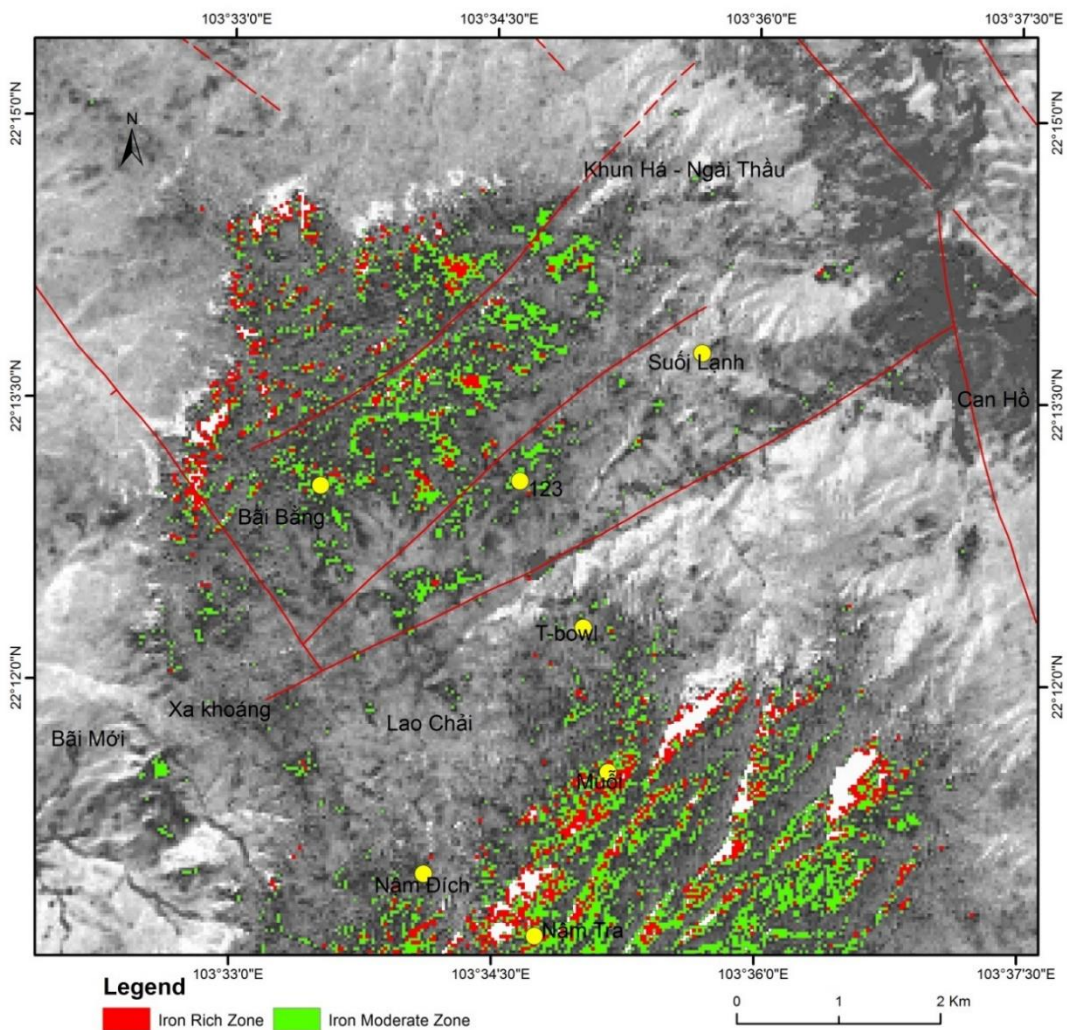
Các đá biến đổi sericit, có điểm hấp thụ mạnh, khác biệt liên quan Al-OH tại $2,2 \mu m$ và một điểm hấp thụ thấp hơn tại $2,35 \mu m$. Kaolinit là một khoáng vật điển hình cho biến đổi argilit hóa bị hấp thụ mạnh do Al-OH tại bước sóng $2,165 \mu m$ và $2,2 \mu m$ [133], [134].

Đặc điểm phản xạ phổ đặc trưng của các khoáng vật là cơ sở quan trọng cho xây dựng các phương pháp phân tích ảnh sau này, giúp xác định sự phân bố, ranh giới của chúng.

Quá trình tiền xử lý dữ liệu: Dữ liệu ban đầu được hiệu chỉnh bức xạ gồm hai bước chuyển đổi từ dạng dữ liệu số sang các giá trị phát xạ và chuyển tiếp qua

các giá trị phản xạ. Sau đó dữ liệu tiếp tục được hiệu chỉnh khí quyển. Sử dụng thuật toán FLAASH áp dụng mô hình chuẩn MODTRAN để xử lý ảnh, Phương pháp phân tích thành phần chính định hướng (DPCA) cho kết quả như sau:

Kết quả vị trí phân bố các khoáng vật chứa sắt (Hình 3.3) cho thấy một số điểm tương đồng với thành tạo địa chất khu vực như các đới giàu sắt phân trên khu Bãi Bằng. Chúng phân bố trên hệ tầng Yên Châu với bột, sét kết màu nâu đỏ giàu hàm lượng Fe. Một số điểm quặng đang khai thác cũng như điểm có biểu hiện quặng hóa nằm khá gần hoặc nằm trong các đới giàu Fe xác định như Nậm Tra, Nậm Dích, Bãi Bằng. Ngoài ra một đặc điểm quan trọng khoáng hóa khu vực là nằm chủ yếu trong các đới biến đổi chạy dọc theo các đứt gãy; có bề dày, độ dốc, phương thay đổi phụ thuộc các đứt gãy trượt bằng chính và khe nứt tách hoặc các đứt gãy nhỏ dạng đứt gãy thuận kéo theo. Điều này tăng tính triển vọng các đới phương ĐB-TN kéo dài từ Bãi Bằng đến Khun Hà nằm giữa hai đứt gãy đã xác định, cũng như các đới dạng tuyến khu Nậm Tra.



Hình 3.3. Vị trí phân bố các đới giàu khoáng vật chứa Fe trên nền PC2 band ratio 42-54

Đôi sánh kết quả với các đới khoáng hóa xác định tại khu vực Bãi Bằng thấy rằng có sự tương đồng cao. Đồng thời phương ĐB-TN của các đới khoáng hóa trùng với phương các đới khoáng vật chứa Fe đã xác định (Hình 3.4)



Hình 3.4. Dăm kết vị trí gần suối Nậm Dịch giàu các hematit-goethit trên bề mặt

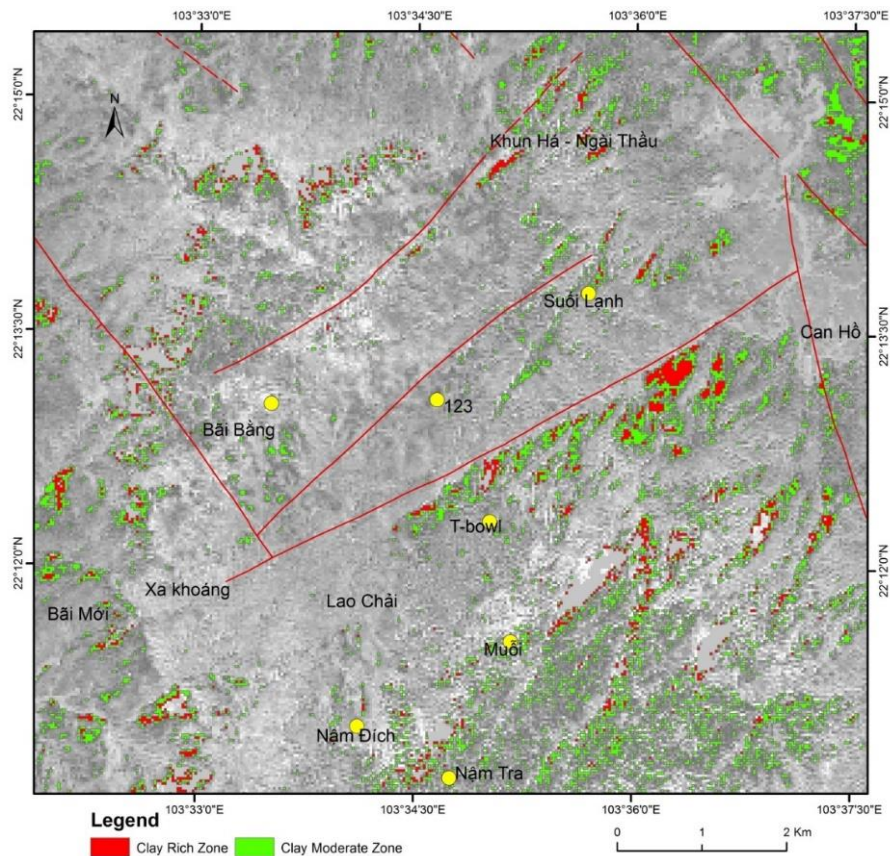
Đôi sánh kết quả với dữ liệu máy đo phổ cầm tay TerraSpec (công ty TPJ) cũng cho thấy có sự tương đồng cao. Dữ liệu đo phổ cầm tay được thực hiện trên cả mẫu đất và mẫu đá, sau đó được phân tích giải đoán bằng aiSIRIS. AiSIRIS là một ứng dụng trí tuệ nhân tạo (AI) tính toán các dữ liệu phổ từ máy đo TerraSpec thông qua đối sánh với mẫu chuẩn. Từ đó cho phép nhận dạng, trích xuất đường cong phản xạ phổ đối tượng. Kết quả phân tích aiSIRIS (Bảng 3.1) thực hiện tại 78 điểm lấy mẫu đã có nhiều điểm (32/78) trùng kết quả phân tích trên ảnh với thành phần chủ yếu là specularit và gotit.

Bảng 3.1: Kết quả phân tích máy đo phổ cầm tay TerraSpec

Điểm đo	Tọa độ		Độ cao	Tổ hợp khoáng vật
	X (m)	Y (m)		
1	352198	2457702	2070	gotit + specularit
2	352100	2457705	2098	fe carbonat
3	352100	2457705	2098	fe carbonat
4	351674	2457675	2114	gotit + specularit
5	351618	2457675	2128	gotit + specularit
6	351889	2458319	2207	gotit + specularit
7	352108	2458307	2247	gotit
8	352045	2457697	2091	gotit
9	351704	2458307	2188	gotit
10	351104	2458307	2244	gotit + specularit
11	351924	2457514	1999	gotit + specularit
12	350401	2458317	2097	gotit + specularit
...
67	352102	2456689	1681	gotit + specularit
68	352004	2457507	2008	gotit + specularit
69	352129	2457420	1994	goethit

Điểm đo	Tọa độ		Độ cao	Tổ hợp khoáng vật
	X (m)	Y (m)		
70	351203	2457549	2089	specularit
71	351304	2457477	2086	specularit
72	352389	2456491	1675	gotit + specularit
73	352302	2456500	1664	gotit
74	352223	2456526	1699	gotit
75	351610	2456857	1906	specularit
76	351397	2456923	1923	gotit + specularit
77	351761	2456846	1811	specularit
78	351708	2456506	1752	gotit + specularit

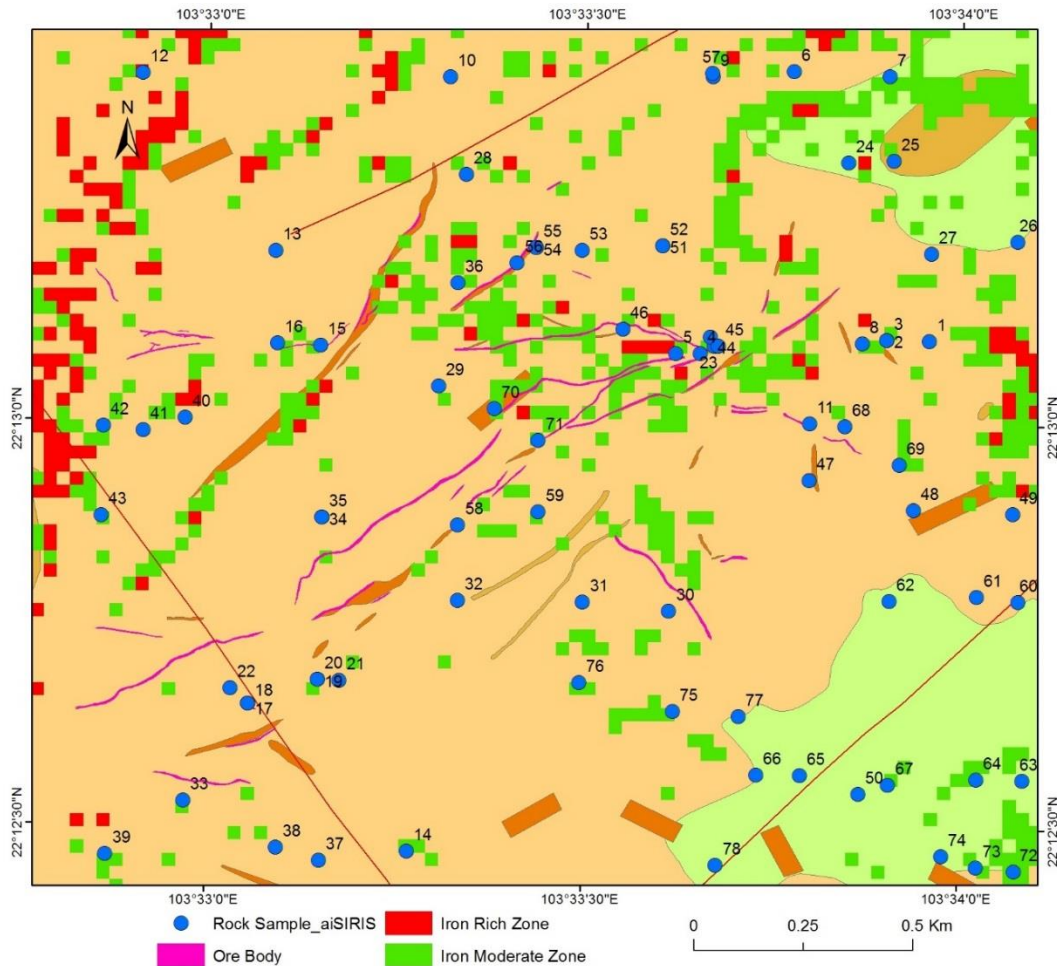
Kết quả các đới khoáng vật sét cũng cho thấy sự khá tương đồng với thành phần địa chất. Các điểm tập trung cao khu Bãi Mới, Muối, phần trên Can Hồ đều phân bố trên các thành tạo trầm tích cát bột kết, đá phiến sét hệ tầng Yên Châu, Suối Bàng và các thành tạo trầm tích Đệ tứ. Các đới phân trung tâm kéo dài từ T-bowl đến Can Hồ đều có cấu trúc dạng tuyến dọc theo đứt gãy chính ĐB-TN. Đồng thời là minh chứng khẳng định sự tồn tại đứt gãy này (Hình 3.5). Kết quả khảo sát thực địa cho thấy các đới biến đổi tập trung khoáng vật sét trong diện tích phân bố của tổ hợp núi lửa Pu Sam Cáp phù hợp với kết quả kiểm tra thực địa (Hình 3.6, 3.7)



Hình 3.5. Vị trí phân bố các đới giàu khoáng vật sét trên ảnh PC2 band ratio 67-54



Hình 3.6. Biến đổi argillic khu vực Bãi Bằng



Hình 3.7. Vị trí thân quặng và điểm đo phổ cảm tay khu Bãi Bằng

Kết quả phân tích chỉ ra một số đới dị thường giàu khoáng vật sét và khoáng vật chứa Fe, từ đó cho ta cái nhìn khái quát về đặc điểm cấu trúc, sự phân bố các đới biến đổi nhiệt dịch trong khu vực.

3.2. PHƯƠNG PHÁP ĐỊA HÓA

Theo điều kiện địa chất, các mỏ quặng ẩn có thể được chia ra 2 nhóm có ý nghĩa khác nhau:

- Nhóm thứ nhất bao gồm các mỏ xuất lộ trên bề mặt bóc mòn của đá gốc và bị phủ bởi các trầm tích bờ rời, chủ yếu là eluvi-deluvi có độ dày mỏng (đến vài chục mét).

- Nhóm thứ hai là các mỏ hoặc hoàn toàn nằm trong đá gốc không xuất lộ trên bề mặt bóc mòn (mỏ mù), hoặc xuất lộ trên bề mặt bóc mòn nhưng bị phủ bởi một lớp trầm tích dày (hàng chục đến hàng trăm mét) và có nguồn gốc phức tạp (mỏ vùi sâu).

Việc sử dụng các vành phân tán nguyên sinh cho trực tiếp phát hiện mỏ quặng cũng đã được minh chứng ở những điều kiện khác nhau. Các vành phân tán nguyên sinh là những thành tạo có tính quy luật cho phép xác định vị trí thân quặng nguyên sinh và cả độ sâu bóc mòn của biểu hiện quặng, của cấu trúc chứa quặng tiềm năng. Đặc biệt là phương pháp địa hóa nguyên sinh có thể xác định tính chuyên hóa địa hóa, chuyên hóa sinh khoáng của các thành tạo địa chất, làm cơ sở cho dự báo tiềm năng sinh quặng nói chung và tạo quặng ẩn sâu nói riêng.

Công tác tìm kiếm phát hiện khoáng sản ẩn quan tâm đến khu vực dị thường của trường địa hóa và chẩn đoán định lượng quặng hóa, điều đó có thể đạt được bằng cách sử dụng mô hình hoá toán học và địa hóa - địa chất.

Phần lớn các mỏ đã nêu bị bóc mòn ở các mức khác nhau và có thể dùng vị trí của các nguyên tố trong dãy phân đôi giải thích. Pb, Ag, Sb trong phần lớn trường hợp là những nguyên tố trên quặng, mặc dù ở một số mỏ chúng là dưới quặng v.v. Cần lưu ý là khi luận giải các vành, đi kèm với nghiên cứu địa hóa khoáng vật - thạch học và địa chất - cấu trúc phải tính đến khả năng khoáng hóa giai đoạn sau tạo quặng có thể hình thành ở trên hay dưới thân quặng, đôi khi còn tạo nên phân đôi ngược. Nhìn chung, đối với các mỏ vàng – đa kim thì các nguyên tố đặc trưng nhất cho trên quặng là: Ag, Pb, As, Sb, Ba, Hg, còn dưới quặng là: Sn, W, Bi, Mo, Co. Hệ số phân đôi có nhiều dạng cho các đối tượng cụ thể và thay đổi rõ nét theo hướng cắm của thân quặng, có thể xem nó như là tiêu chuẩn địa hóa trong dự báo và tìm kiếm chủ yếu là các thân quặng, ở mức độ ít hơn là cho các mỏ (Bảng 3.2).

Bảng 3.2. Mức độ bóc mòn thân quặng và cấu trúc chứa quặng vàng đa kim

Mức bóc mòn	Kiểu địa hóa						
	Au-As		Au-As-Bi		Au-As-W	Au-As-Bi-W	
Trên quặng				>1000	1.10^{-4}		
Phần trên của thân quặng	>0,n			10 ÷ 1000	5.10^{-5}		>100
Giữa quặng	$0,n \div 0,0n$	1 ÷ 10	$10 \div n.10$	0,1 ÷ 10	2.10^{-5}	$0,01 \div 0,9$	0,1 ÷ 100
Phần dưới của thân quặng		0,01	0,1 ÷ 0	0,001 ÷ 0,1	1.10^{-5}	<0,01	<0,1
Phía dưới quặng	0,00n	<0,01	<0,01	< 0,001	$\leq 1.10^{-6}$		

Các phương pháp được sử dụng phổ biến trong công tác địa hóa tìm kiếm loại khoáng sản nội sinh ẩn sâu gồm:

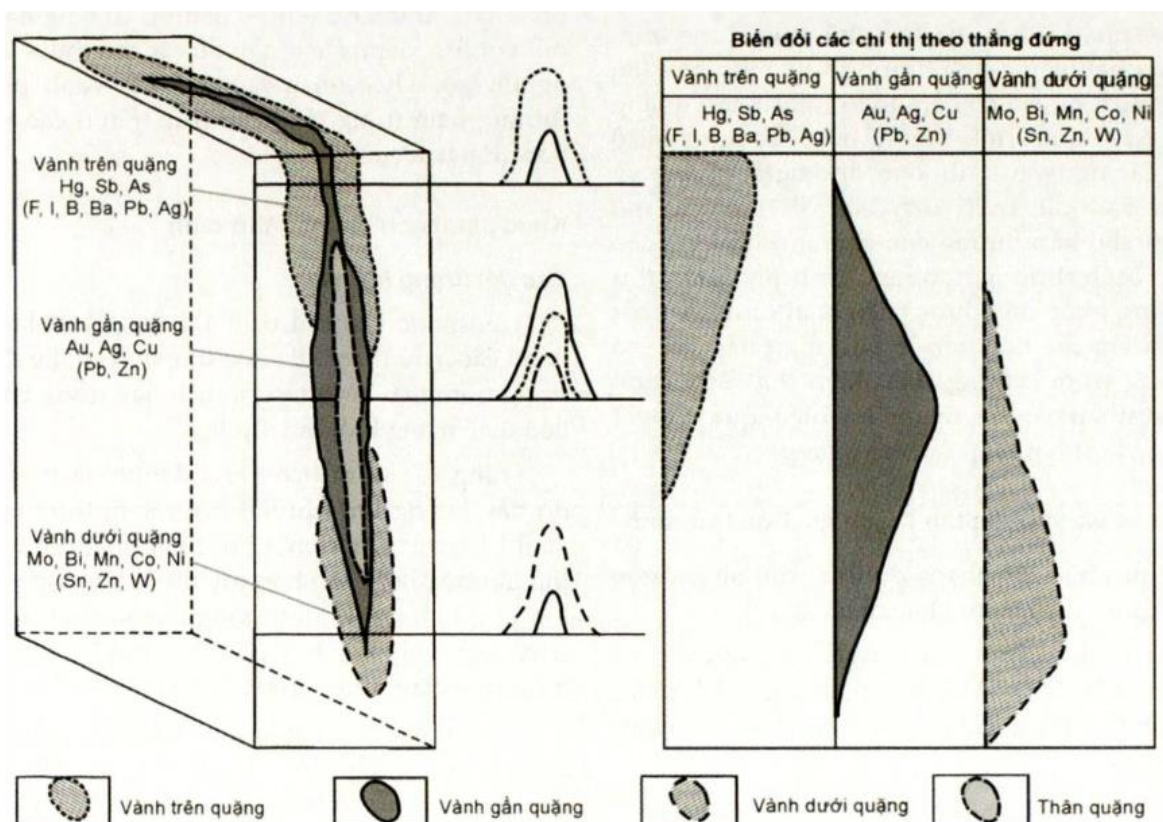
a. Theo quy luật phân bố

Địa hóa nguyên sinh là một trong những công cụ quan trọng và hữu hiệu trong tìm kiếm mỏ ẩn [63], [64], [192]. Điều này được lý giải là do các khoáng vật liên quan đến hình thành do nhiệt dịch thường có đặc trưng biến đổi từ các đá vây quanh hoặc bản thân chúng là những phần có thành phần địa hóa nguyên sinh không thay đổi [84], [211]. Từ khi khái niệm về địa hóa nguyên sinh ra đời khoảng năm 1930 cho đến nay thì quan niệm về địa hóa nguyên sinh gần như không thay đổi. Tuy nhiên từ đó đến nay dựa trên phát hiện này hàng loạt các phương pháp nghiên cứu áp dụng cho tìm kiếm khoáng sản ẩn được ra đời [89], [90]. Trong những năm gần đây, phân tích thành phần địa hóa nguyên sinh trở nên ngày càng quan trọng và là một trong những phương pháp đáng tin cậy để tìm kiếm phát hiện ra những mỏ ẩn sâu [101], [171].

Có 3 kiểu cơ bản của đới địa hóa nguyên sinh trong các tụ khoáng: Dạng trực, dạng dải kéo dài và diện ngang. Nghiên cứu sự phân bố của chúng theo không gian 3 chiều trong các thành tạo khoáng đã và đang được tập trung chủ yếu nghiên cứu theo diện dải trực theo đường chảy đi lên của các dòng dung dịch chứa quặng [51], [67], [170], [172], [171]. Trong các thân khoáng tương đối dốc thì diện dải trực trùng với dạng dải nằm ngang [117]. Dạng dải kéo dài theo đường phương của đới khoáng hóa trong khi đó dạng diện ngang một cách tương đối thì chúng vuông góc với đường phương của đới tạo khoáng [100], [136], [162].

Địa hóa nguyên sinh là một phương pháp sử dụng đa thành phần trong chỉ thị số liệu địa hóa nguyên tố vết. Các kiểu thành tạo khoáng khác nhau thì chúng có những nguyên tố chỉ thị khác biệt. Ví dụ, địa hóa nguyên sinh sử dụng cho rất nhiều loại thành tạo vàng được mô tả các nguyên tố chỉ thị như Ba, Au, Sb, As, Ag, Pb, Zn, Mo, Cu, Bi, Co, Ni, W, I và Be [61], [67], [84], [83], [101]. Địa hóa nguyên sinh trong thành tạo vàng có thể thể hiện dạng đối trực cho các nguyên tố chỉ thị như Au, As, Bi, Ag, Pb, Sb, Cu, Be, Ma, Co và Zn, hoặc chúng cũng có thể thể hiện ở dạng đối nằm ngang cho các nguyên tố chỉ thị như Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Mo, Au, Co, Be [117].

Một số nhà địa chất Trung Quốc [67] đã báo cáo rằng các đới địa hóa của các nguyên tố chỉ thị trong các thành tạo vàng nhiệt dịch (dạng mạch) ở Trung Quốc có thể bị trùng với một số nguyên tố chỉ thị của các thành tạo đa khoáng (Hg, As, Sb, B, F, I, Ba), hoặc dạng khoáng tương đồng (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) và dạng phụ (Bi, Mn, Co, Ni). Địa hóa nguyên sinh có thể được nhận biết cho các thân khoáng độc lập hoặc các thân khoáng đa quá trình (Hình 3.8).



Hình 3.8: Mô hình phân bố các nguyên tố lý tưởng xung quanh mỏ quặng vàng [165].

b. Theo phương pháp đánh giá độ sâu bóc mòn của X.V.Grigorian

Sự thay đổi điều kiện lắng đọng theo phương thẳng đứng là một trong những nguyên nhân quan trọng dẫn đến việc hình thành các thành tạo khoáng vật có thành phần khác nhau.

Một trong những phương pháp đánh giá độ sâu phân bố các thân quặng vàng là tính toán sự phân bố theo chiều thẳng đứng của các nguyên tố tạo quặng từ đó tính toán hệ số bóc mòn thân quặng theo công thức của X.V.Grigorian như sau:

$$Kz = \frac{Ag \times Pb \times Zn}{Cu \times Co \times Bi}$$

Trong đó: Kz – hệ số bóc mòn

Ag, Pb, Zn, Cu, Co, Bi- Hàm lượng các nguyên tố (ppm)

$Kz < 0,1$ trên đới thành tạo quặng

$0,1 \leq Kz \leq 10.000$ trong đới thành tạo quặng

$Kz > 10.000$ trên đới thành tạo quặng

Kết quả tính toán hệ số bóc mòn của từng khu mỏ có thể xác định được mức độ bóc mòn và khả năng tồn tại quặng hóa.

3.3. PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH CẤU TRÚC ĐỊA CHẤT, KIẾN TẠO

3.3.1. Cơ sở khoa học phương pháp phân tích cấu trúc địa chất, kiến tạo

Các phương pháp phân tích cấu trúc địa chất, kiến tạo thường được gọi là nghiên cứu cấu trúc trường quặng hoặc nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa. Nghiên cứu về cấu trúc không chế quặng hóa được các nhà địa chất Liên Xô (cũ) và Đông Âu xếp vào một chuyên ngành trong khoa học địa chất với tên gọi là “Cấu trúc trường quặng” (Structure of ore field). Khái niệm này là dùng để chỉ việc nghiên cứu tổng hòa các nhân tố cấu tạo địa chất không chế phạm vi và quy luật phân bố, quá trình hình thành, thể nằm của các trường quặng (có thể là các thân quặng trong một khu mỏ hoặc là các đới khoáng hóa), trong đó việc xác lập quy luật phân bố và hình thái, đặc trưng về thể nằm các thân quặng trong khu mỏ được tập trung nghiên cứu chi tiết [237].

Những nghiên cứu của các nhà địa chất Phương Tây cho thấy hầu hết các mỏ quặng liên quan đến hoạt động magma hoặc nhiệt dịch đều bị không chế bởi các cấu tạo địa chất là sản phẩm của quá trình biến dạng vỏ trái đất. Đặc biệt, sự tích tụ quặng thường hình thành trong các đứt gãy, các đới trượt hoặc các hệ thống khe nứt liên quan. Ngoài ra, khoáng hóa có thể bị không chế trong những phần

đặc biệt của đứt gãy như các đoạn chuyển cong (jogs) hay những đoạn gấp khúc (bend) của các hệ thống đứt gãy, các hệ thống khe nứt hoặc mặt bong lớp phần vòm các nếp uốn hoặc các cấu tạo liên quan đến sự biến dạng do tính không đồng nhất của các đá xung quanh. Khoáng hóa nhiệt dịch thường tập trung dọc theo các đứt gãy có biên độ dịch chuyển yếu và các hệ thống nứt vỡ. Vì vậy các nhà địa chất đã đưa ra một định hướng nghiên cứu đó là cấu trúc không chế quặng hóa hoặc các mỏ quặng.

Từ những phân tích trong các mục đã nêu trên, có thể thấy các mỏ khoáng được hình thành trong điều kiện địa chất nhất định, có quá trình làm giàu và di chuyển lắng đọng của vật chất, quá trình này được gọi là tác dụng tạo quặng. Tác dụng tạo quặng được coi là một quá trình tạo đá đặc biệt, nó có quan hệ nguồn gốc mật thiết với trường ứng suất kiến tạo khu vực và các tổ hợp cấu tạo địa chất, nó là một loại hình vận động vật lý của trái đất và không thể tách rời hoạt động kiến tạo và địa động lực. Bối cảnh kiến tạo quyết định tác dụng và các loại hình tạo quặng. Hoạt động kiến tạo một mặt cung cấp đường dẫn cho sự di chuyển vật chất tạo quặng, một mặt tạo các bẫy thuận lợi cho quá trình lắng đọng quặng hóa, vì vậy các yếu tố cấu tạo đóng vai trò không chế không gian phân bố, hình thái và dạng nằm của các thân quặng. Hoạt động kiến tạo là một nhân tố quyết định trong quá trình vận động và tập trung dung dịch nhiệt dịch tạo quặng, ví dụ hoạt động biến chất trình độ cao dẫn đến sự chiết xuất dung dịch nhiệt dịch từ các đá, nhưng chúng không tập trung, các hoạt động kiến tạo đi cùng biến chất sẽ đóng vai trò thu gom và tập trung những dung dịch này lại, di chuyển và lắng đọng trong những cấu trúc thuận lợi hình thành các mỏ quặng. Vì vậy khái niệm nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa được hiểu là nghiên cứu cấu trúc địa chất nhằm mục đích làm rõ các yếu tố không chế sự phân bố và hình thành các mỏ khoáng, các đới khoáng hóa. Trọng điểm nghiên cứu bao gồm: nghiên cứu các yếu tố cấu tạo không chế hình thái và dạng nằm, diện phân bố, kết cấu, quy mô của các thân quặng, các đới khoáng hóa và các nhân tố cấu tạo địa chất về sau làm biến cải chúng.

3.3.2. Phương pháp nghiên cứu

Trong nghiên cứu sinh khoáng việc làm rõ đặc điểm về các yếu tố địa chất không chế quặng hóa là việc làm cần thiết và có ý nghĩa hết sức quan trọng. Làm rõ các yếu tố không chế quặng hóa cũng chính là đi làm rõ bản chất của quá trình tạo quặng qua đó cho ta cái nhìn tổng quan về loại hình nguồn gốc mỏ, hình dạng,

kích thước, dạng nằm thân khoáng cũng như tiềm năng khoáng sản, đây là có thể coi là yếu tố then chốt làm cơ sở khoa học định hướng cho công tác tìm kiếm, thăm dò và đánh giá triển vọng khoáng sản về sau. Các phương pháp phân tích cấu trúc thường được sử dụng trong tìm kiếm quặng nội sinh bao gồm:

- Phân tích cấu trúc - kiến tạo khu vực

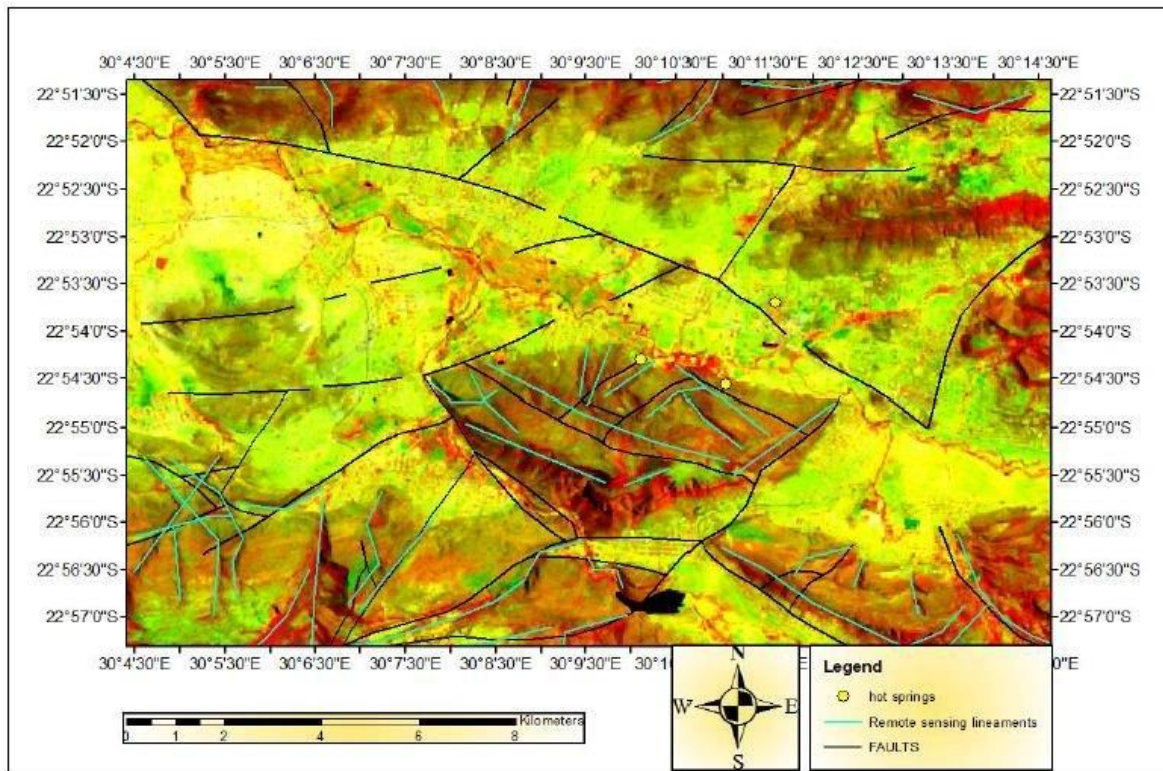
Việc phân tích cấu trúc kiến tạo khu vực là công việc vô cùng quan trọng để đánh giá các yếu tố kiến tạo, magma, biến chất... liên quan đến sinh khoáng cũng như định hướng các kiểu, loại hình sinh khoáng có thể có mặt tại khu vực. Việc phân tích này được tiến hành trên cơ sở các thông tin, tài liệu thu thập được từ các nghiên cứu có trước, các cấu trúc trên các bản đồ đã xuất bản, các số liệu về quặng hóa, đặc điểm, thành phần quặng... Các thông tin này sẽ là những định hướng quan trọng để liên hệ với vùng nghiên cứu.

Đặc biệt các nghiên cứu về tiến hóa kiến tạo là những thông tin cần được chú ý. Diễn hình như trong khu vực có những pha kiến tạo nào? Bản chất của pha kiến tạo đó là gì? Quy mô của chúng ra sao? Loại hình magma liên quan. Các thông tin này có vai trò quan trọng để đánh giá, liên hệ loại hình quặng với các giai đoạn tạo quặng từ đó mới có thể phân chia pha kiến tạo, đánh giá được pha sinh bẫy, pha sinh quặng, pha đồng quặng và pha sau quặng... Những thông tin này cũng đóng vai trò quan trọng để đánh giá tiềm năng quặng ẩn sâu trong khu vực liên quan đến các cấu trúc, các khối magma ẩn...

- Phân tích viễn thám cấu trúc

Phương pháp viễn thám đã được sử dụng từ lâu trong nghiên cứu địa chất và hiện nay nó vẫn có vai trò quan trọng trong nghiên cứu địa chất. Đặc biệt trong nghiên cứu cấu trúc địa chất thì ảnh viễn thám đã và đang được sử dụng như một công cụ hữu hiệu để nghiên cứu. Ảnh viễn thám không những cung cấp các minh chứng về địa hình, cấu trúc vòng, cấu trúc đường, phán đoán khu vực nâng hạ... mà chúng còn giúp chúng ta phát hiện các cấu tạo lớn, dễ dàng liên kết các cấu tạo rời rạc ngoài thực địa với nhau.

Phân tích ảnh viễn thám kết hợp với mô hình số độ cao DEM cũng là một xu hướng phân tích hiện nay trong cấu trúc. DEM đặc biệt hữu hiệu trong nghiên cứu cấu trúc kiến tạo trẻ. Việc sử dụng ảnh viễn thám cũng như ảnh DEM được tiến hành trong suốt quá trình trước trong và sau thực địa (Hình 3.9).



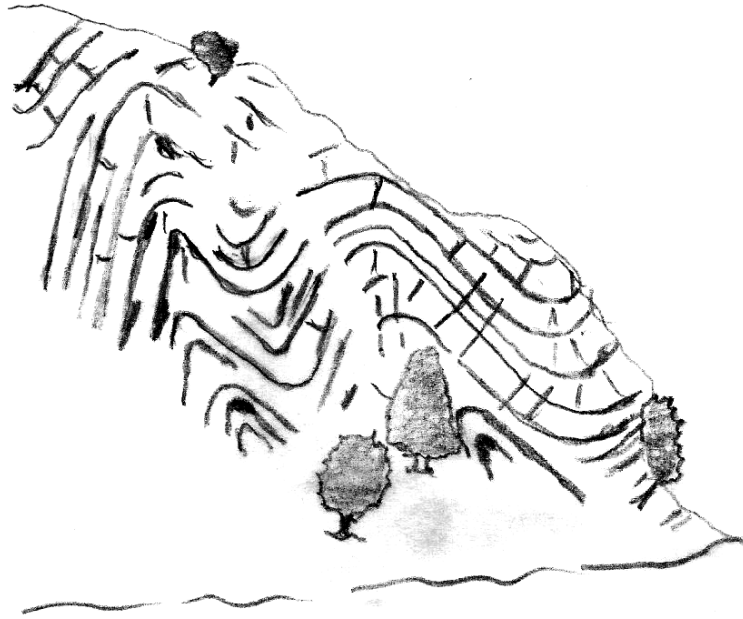
Hình 3.9: Một ví dụ ảnh viễn thám đa phổ và cấu trúc đường được phân tích trên cơ sở hình dáng địa hình, cấu trúc

- Phân tích cấu trúc thực địa

Việc nghiên cứu thực địa trong xác định cấu trúc kiến tạo khu vực là công việc đòi hỏi có sự chi tiết, có sự hiểu biết và logic các sự kiện địa chất - kiến tạo. Ngoài ra các kỹ năng nghiên cứu cũng cần được trang bị đầy đủ.

Việc nghiên cứu thực địa cần tiến hành theo nhóm và theo chuyên đề, trong đó nghiên cứu cấu trúc cần có sự gắn kết với các thông tin về magma, trầm tích, biến chất... Nghiên cứu cấu trúc cần phải đo vẽ, mô tả chi tiết các điểm lộ, trong đó các thông tin về thể nằm mặt lớp, thể nằm mặt phiến, thể nằm các hệ thống khe nứt, đứt gãy, thớ phiến, thớ chẻ... Các mô tả chi tiết về điểm lộ như hướng trượt, các dấu hiệu trượt, đá biến chất liên quan đến đới trượt, thể nằm và hướng của các đường trượt là những thông tin quan trọng để đánh giá tính chất của các đới trượt, phán đoán giai đoạn hoạt động của đứt gãy (đứt gãy trẻ cắt đứt gãy cổ...). Các thông tin về thành phần đá, thể nằm, cấu tạo của đá cũng cần được thu thập đầy đủ.

Cần chú ý các thông tin về giao cắt giữa các hệ thống cấu trúc kiến tạo nhằm giúp cho việc chia pha kiến tạo được dễ dàng.



Hình 3.10: Một ví dụ về hình vẽ vết lộ cấu trúc được thực hiện ngoài thực địa

Ngoài những thông tin đo đạc được trên thực địa, việc vẽ lại các vết lộ thể hiện cấu trúc là vô cùng quan trọng. Hiện nay việc chụp ảnh được sử dụng rộng rãi, tuy nhiên vẽ hình vết lộ và đưa các thông tin quan sát được lại là những tư liệu qua trọng để đánh giá thông tin một cách khái quát nhất theo nhận định người nghiên cứu. Các vết lộ được vẽ càng chi tiết và đưa ra nhiều thông tin càng quan trọng trong việc nhận định các pha/giai đoạn kiến tạo.

Việc nghiên cứu thực địa, nhận dạng cấu trúc có lẽ là một trong những công việc khó khăn, đòi hỏi người tham gia cần có kiến thức, kinh nghiệm.

Nghiên cứu trong phòng: Đây cũng là nghiên cứu quan trọng để đánh giá được cấu trúc khu vực và các cấu trúc quan trọng có vai trò khống chế quặng hóa. Công tác trong phòng bao gồm xây dựng các hình chiếu cầu cho từng phần và cho toàn bộ khu vực, các yếu tố đường, mặt, hướng... của các cấu trúc được thể hiện. Các đồ thị chiếu cầu giúp cho công tác nghiên cứu thể hệ các cấu trúc, pha kiến tạo, hướng dịch chuyển, đặc biệt là các thông tin về trường ứng suất khu vực... Xây dựng các mặt cắt địa chất, liên kết các cấu trúc... Nhìn chung công tác phân tích xử lý trong phòng là công tác vô cùng quan trọng đòi hỏi người xử lý cần có kiến thức và có kinh nghiệm xử lý, tổng kết các số liệu cũng như kết nối các số liệu để đưa ra các thông tin quan trọng cho cấu trúc khu vực.

Các thông tin về magma, quặng, loại hình quặng, thời gian tạo quặng, điều kiện nhiệt độ áp suất, thành phần, hàm lượng quặng... cũng là những thông tin vô cùng quan trọng để đánh giá cấu trúc khống chế. Đặc biệt việc đánh giá các pha

kiến tạo cấu tạo, thời gian hình thành của chúng với các thông tin về kiểu, loại hình, cấu tạo quặng đặc biệt là tuổi quặng là những thông tin rất quan trọng để đánh giá cấu trúc không chế.

Việc đánh giá cấu trúc không chế quặng bao gồm cấu trúc chứa, cấu trúc sinh và cấu trúc phá hủy tái phân bố quặng là những thông tin rất quan trọng. Các thông tin này kết hợp với nghiên cứu đặc điểm, thành phần, loại hình quặng cũng như phân bố magma-trầm tích-biến chất trong khu vực sẽ là những nhân tố để đánh giá quặng ẩn sâu.

3.4. NHÓM PHƯƠNG PHÁP ĐỊA VẬT LÝ

3.4.1. Tổ hợp phương pháp địa vật lý hàng không

Địa vật lý hàng không (Airborne Geophysics) là một lĩnh vực của Địa vật lý thăm dò, dùng máy bay làm phương tiện để bay đo các trường địa vật lý trên đất liền hoặc trên thềm lục địa, nhằm nghiên cứu thạch - thủy quyển. Nó được ứng dụng trong khảo sát địa chất tổng quát, tìm kiếm khoáng sản (dầu khí, kim loại, quặng chất phóng xạ, nước ngầm nước khoáng...).

Ở các nước phát triển (Mỹ, Canada, Australia, Nga, Trung Quốc v.v.) việc áp dụng tổ hợp các phương pháp địa vật lý hàng không trong điều tra, đánh giá khoáng sản nội sinh ẩn sâu đã được tiến hành từ lâu, điều này thể hiện rõ trên các tạp chí chuyên đề hàng đầu thế giới, như Geophysics (Mỹ), Geophysical Prospecting (châu Âu).. đã đăng hàng loạt các nghiên cứu cơ bản và ứng dụng điển hình của phương pháp trong cả lĩnh vực nghiên cứu sâu lẫn tìm kiếm thăm dò khoáng sản, nước ngầm v.v. Tổ hợp các phương pháp địa vật lý hàng không ngày càng được sử dụng rộng rãi trong tìm kiếm, điều tra, đánh giá khoáng sản. Nhiều công trình nghiên cứu cũng như các đề án tìm kiếm, đánh giá khoáng sản đã minh chứng cho hiệu quả của các phương pháp này.

Mỗi một phương pháp địa vật lý sử dụng các tham số vật lý khác nhau và có những thế mạnh nhất định trong tìm kiếm các mỏ quặng kim loại, trong đó luôn hướng tới tìm kiếm các mỏ quặng ẩn sâu nên. Mặc dù vậy để mang lại hiệu quả trong công tác điều tra địa chất về khoáng sản trong khu vực rộng, số liệu điều tra địa chất còn sơ lược thì việc kết hợp các phương pháp hợp lý sẽ là phương thức mang đến hiệu quả cao nhất trong điều tra cơ bản. Ngoài ra, cùng với sự tiến bộ của khoa học công nghệ, các phương pháp tìm kiếm cũng luôn được cải tiến, hiện đại hơn và mang lại hiệu quả cao hơn. Những thành công trên thế giới trong

những năm gần đây về tìm kiếm các mỏ quặng kim loại ẩn sâu đã khẳng định cần có sự kết hợp giữa các phương pháp để tạo ra các tổ hợp phương pháp tìm kiếm quặng ẩn sâu phù hợp với từng loại hình quặng hóa. Tùy thuộc vào các loại hình khoáng sản, phương pháp địa vật lý hàng không có thể phát hiện trực tiếp quặng hóa như: mỏ sắt, mỏ phóng xạ; có những phương pháp địa vật lý phát hiện gián tiếp (đối cấu trúc chứa quặng) vàng, đồng, chì - kẽm,

Hiện nay, trên thế giới tổ hợp phương pháp địa vật lý hàng không được áp dụng gồm các phương pháp:

Từ trường: Đo từ trường tự nhiên (từ trường Trái Đất) bằng các máy đo từ máy bay, ví dụ máy Scintrex CS-VL Cesium Magnetometer.

Trọng lực: Đo trường trọng lực bằng các máy đo trọng lực máy bay, ví dụ máy Scintrex TAGS-6 Dynamic Gravity Meter, hay Micro-g LaCoste Air-Sea System II Gravity Meter (Mỹ)

Xạ phổ gamma tự nhiên: Đo phổ phóng xạ gamma tự nhiên (γ) với các kênh Thori (Th), Urani (U) và Kali (K) bằng các máy đo phổ gamma máy bay, ví dụ máy RS-500 Advanced Digital Gamma-Ray Spectrometer.

Cảm ứng sóng dài vô tuyến: Còn gọi là đo VLF (Very Low Frequency), đo trường cảm ứng do sóng của dải sóng dài vô tuyến tạo ra trong các lớp đất đá.

Điện từ: Đo trường cảm ứng do nguồn phát đặt cùng trong hệ thống bay tạo ra trong các lớp đất đá.

Đo đạc trong địa vật lý máy bay thực hiện bằng các *máy đo địa vật lý* của phương pháp tương ứng, nhưng chế riêng thành *biến thể đo trên máy bay*. Có thể dùng các biến thể này để đo trên mặt đất hay ô tô, nhưng gần như không dùng được các biến thể chế cho đo đường bộ lên máy bay.

3.4.2. Tổ hợp phương pháp địa vật lý mặt đất

Các phương pháp địa vật lý khảo sát trên mặt đất (đo từ, trọng lực, trường chuyển, đo sâu điện phân cực kích thích, địa chấn, địa vật lý lỗ khoan v.v). Các phương pháp địa vật lý mặt đất phổ biến trong tổ hợp máy địa vật lý nghiên cứu khoáng sản ẩn sâu thường là: đo từ, trọng lực, các phương pháp điện, điện từ, địa chấn, địa vật lý lỗ khoan v.v. Phụ thuộc vào đặc trưng vật lý, cấu trúc, độ sâu, thế nằm ... của đối tượng tìm kiếm, người ta thường lựa chọn tổ hợp các phương pháp địa vật lý hợp lý nhất, đảm bảo hiệu quả cao trong phát hiện và kinh tế. Tổ hợp các phương pháp địa vật lý ngày càng được sử dụng rộng rãi trong tìm kiếm, điều

tra, đánh giá khoáng sản. Nhiều công trình nghiên cứu cũng như các đề án tìm kiếm, đánh giá khoáng sản đã minh chứng cho hiệu quả của các phương pháp này.

Các phương pháp địa vật lý thăm dò khoáng sản đã phát triển nhanh chóng trong 20 năm qua và hiện nay có rất nhiều phương pháp khác nhau. Đối tượng của thăm dò khoáng sản ẩn, sâu thường liên quan đến đá biến chất, đá núi lửa và đá bị biến đổi dưới sâu là rất phức tạp. Các loại đá này có thể chứa nhiều loại mỏ khoáng sản và tạo ra những dị thường địa vật lý. Ở những khu vực có đá bị biến dạng đa hình, đá núi lửa và biến chất, khó có thể xây dựng một mô hình địa vật lý đơn giản.

Tất cả các kỹ thuật địa vật lý phụ thuộc vào sự thay đổi của một hay nhiều tính chất vật lý của đá. Mỗi một khu vực và mỏ khác nhau đòi hỏi phải lập bản đồ địa chất chi tiết và sử dụng tổ hợp hợp lý các phương pháp khảo sát địa vật lý. Các nhà địa vật lý thường dựa vào một loạt các kỹ thuật địa vật lý bao gồm từ trường, trọng lực, điện, điện từ .., và trên hết là hiểu biết sâu rộng về địa chất - khoáng sản tại khu vực thăm dò, kết quả khoan tìm kiếm.

Các phương pháp địa chấn được thiết kế chủ yếu cho đá phân tầng với các cấu trúc tương đối không phức tạp. Khảo sát địa chấn phản xạ chỉ ra những thay đổi về trở kháng sóng âm của đá, đặc biệt khi những thay đổi này xảy ra trên ranh giới tương đối phẳng. Các đá có mật độ cao gây nên các dị thường trọng lực, còn sự từ hóa của đá tạo ra các dị thường từ. Mật độ và từ hóa là các tính chất đá khá độc lập với nhau. Những thay đổi từ hóa theo chiều thẳng đứng của đá và mật độ trong một lớp đá nằm ngang hoàn toàn sẽ không tạo nên dị thường từ hoặc trọng lực.

Đo đạc các trường địa vật lý theo mạng lưới thường được lựa chọn để phát hiện nguồn gây nên dị thường với chi phí tối thiểu. Với chi phí tương đối thấp so với khảo sát địa chấn, các kỹ thuật đo trọng lực và từ có thể sử dụng cho các khu vực lớn và nhỏ. Với những hiểu biết về địa chất, dị thường trọng lực và các dị thường từ có thể mang lại một bức tranh gián tiếp nhưng rất hữu ích về những thay đổi bên trong thành phần đá và các mô hình cấu trúc.

Việc tiến hành tìm kiếm, phát hiện và đánh giá khoáng sản ẩn, sâu cần được tiến hành qua nhiều giai đoạn, từ việc nghiên cứu cấu trúc địa chất tổng thể, xác định các đới, khu vực có tiền đề sinh khoáng đến việc điều tra, đánh giá chi tiết từng thân khoáng. Mỗi một giai đoạn cần tiến hành áp dụng các kỹ thuật địa vật lý khác nhau.

Một số phương pháp địa vật lý, chẳng hạn như quang phổ tia gamma và viễn thám chỉ đo các đặc tính bề mặt; một số khác, chẳng hạn như địa nhiệt và một số phương pháp điện chỉ có thể phát hiện các đối tượng nghiên cứu tương đối nông nhưng chúng có thể giúp xác định các đặc điểm địa chất ở độ sâu lớn hơn. Khi xác định các tham số hình học của các vật thể nghiên cứu dưới sâu, sự không đơn trị của dị thường địa vật lý vừa là vấn đề toán học, vừa là vấn đề liên quan đến sự đa dạng của các nguồn có thể gây dị thường.

Trong điều tra, đánh giá khoáng sản ẩn, sâu, công tác địa vật lý thường thực hiện qua các giai đoạn:

- Các phương pháp địa vật lý hàng không (bay đo từ-phổ gamma, đo trọng lực, TEM, chụp ảnh quang phổ, viễn thám...) nhằm xác định các cấu trúc, các đới có triển vọng sinh khoáng ...

- Giai đoạn tìm kiếm, phát hiện: Các phương pháp địa vật lý mặt đất (điện, từ, từ tellur...) nhằm phát hiện các đối tượng khoáng sản.

- Giai đoạn điều tra, đánh giá chi tiết: Các phương pháp địa vật lý mặt đất, trong lỗ khoan, hầm, lò... nhằm xác định độ sâu, thê nằm, kích thước, diện phân bố... của các thân quặng.

Tùy từng đối tượng khoáng sản cụ thể, tổ hợp các phương pháp địa vật lý được lựa chọn phù hợp với đối tượng điều tra, đánh giá nhằm nâng cao hiệu quả của chúng. Khi đánh giá, tìm kiếm các thân quặng kim loại, các phương pháp điện phân cực kích thích (PCKT), trường chuyên (TEM) và từ tellur (MT) được áp dụng hiệu quả ở khá nhiều nước trên thế giới. Bằng tổ hợp phương pháp địa vật lý hiện đại, nhiều mỏ mới đã được phát hiện ở độ sâu tương đối lớn có trữ lượng công nghiệp.

Để làm rõ hơn hiệu quả của các phương pháp trong tìm kiếm quặng kim loại nội sinh ẩn sâu, dưới đây tập thể tác giả tổng hợp một số kết quả áp dụng các phương pháp tìm kiếm, thăm dò địa vật lý:

3.4.2.1. Phương pháp thăm dò trọng lực

Việc khảo sát lực hấp dẫn có thể được sử dụng ở những nơi có sự tương phản mật độ trong cấu trúc địa chất và thông thường là đo sự khác biệt về giá trị trọng lực từ nơi này đến nơi khác. Trong thăm dò trọng lực, chúng ta quan tâm nhiều đến các biến đổi bên trong cấu trúc Trái Đất, bởi vì chúng liên quan đến sự biến đổi về mật độ. Phương pháp trọng lực không thể phát hiện trực tiếp các

thân khoáng, nhưng nếu chúng có mật độ cao hoặc thấp hơn đá vây quanh thì có thể phát hiện bằng thăm dò trọng lực.

Các phép đo trọng lực xác định dị thường mật độ trong Trái Đất; trong hầu hết các trường hợp, máy trọng lực mặt đất được sử dụng để đo chính xác sự thay đổi trường trọng lực tại các điểm khác nhau. Các dị thường trọng lực được tính bằng cách trừ trường khu vực khỏi trường đo. Kết quả là dị thường trọng lực có liên quan với các vật thể có mật độ khác với môi trường xung quanh. Các dị thường trọng lực dương (tương đối) liên quan đến các vật thể mật độ cao, trong khi đó dị thường trọng lực âm (tương đối) liên quan đến các vật thể mật độ thấp.

Khi đo trọng lực chi tiết cho phép dự đoán tổng khối lượng dị thường (trọng lượng quặng). Các phương pháp trọng lực chỉ phát hiện tương phản bên trong mật độ tương ứng.

Ứng dụng phương pháp trọng lực để phát hiện khoáng sản (nếu có sự tương phản mật độ đáng kể) bao gồm việc xác định các thạch học, cấu trúc, và đôi khi là thân khoáng. Các vật thể nhỏ thường khó phát hiện bằng phương pháp trọng lực do chúng gây nên dị thường yếu và ở độ sâu lớn.

Trong điều tra khoáng sản nội sinh ẩn sâu, phương pháp này cho phép ta dự báo được sự tồn tại của các khối xâm nhập dưới sâu như đã thành công ở Cornwall.

3.4.2.2. Phương pháp thăm dò từ

Phương pháp từ khai thác những thay đổi trong các khoáng vật từ (sắt từ và các khoáng chất sắt-titanium oxit, bao gồm magnetit, titanomagnetit, titanomaghemit, titanohematit và một số khoáng vật sắt sulfid, bao gồm cả pyrotin và greigit) giữa các loại đá. Ngày nay, phương pháp thăm dò từ chủ yếu được thực hiện các phép đo trường từ toàn phần và gradient của chúng.

Các đá có từ tính là sự kết hợp giữa từ hóa cảm ứng và từ hóa dư của trường từ trái đất. Cường độ từ hóa và độ từ dư phụ thuộc vào số lượng, thành phần và kích thước của các hạt khoáng vật từ.

Các dị thường từ có thể liên quan đến các quá trình hình thành đá núi lửa hoặc các quá trình trầm tích các khoáng vật có từ tính, hoặc chúng có thể liên quan đến sự thay đổi thứ cấp loại bỏ hoặc tiêm nhập các khoáng chất từ. Trong thăm dò khoáng sản, vấn đề về môi trường địa chất, ảnh hưởng thứ cấp trong các đá chứa quặng có liên quan đến quá trình thủy nhiệt là rất quan trọng. Sự biến đổi

của đá có thể ảnh hưởng đến sự thay đổi mật độ và sự từ hóa. Các dị thường từ, khi thay đổi hướng từ hóa, đôi khi trùng với các dị thường trọng lực.

Thăm dò từ có thể phát hiện trực tiếp một số mỏ quặng sắt (magnetit hoặc thân quặng sắt dạng dải). Các phương pháp từ thường rất có ích để suy luận về thạch học và cấu trúc dưới bề mặt.

3.4.2.3. Các phương pháp thăm dò điện dòng một chiều

Phương pháp điện dùng để tìm kiếm, phát hiện các vật thể dưới mặt đất, bao gồm các phương pháp IP, SP và DC.

Phương pháp đo điện trở suất bằng dòng 1 chiều (DC), dòng điện DC được nạp vào đất thông qua tiếp xúc trực tiếp của các điện cực. Bằng cách đo điện áp tại các vị trí trong khu vực khảo sát, có thể được ước tính điện trở suất của vật thể nghiên cứu.

Phương pháp phân cực kích thích (IP) tương tự như phương pháp điện trở suất DC, chỉ khác là đo điện áp sau khi ngắt dòng. Hầu như các thiết bị giống hệt nhau có thể được sử dụng cho điện trở suất DC và phân cực kích thích IP.

Phương pháp thăm dò điện được ứng dụng rộng rãi đối với khoáng sản, xác định cấu trúc và thành phần thạch học của môi trường địa chất.

3.4.2.4. Các phương pháp điện từ

Các phương pháp điện từ (EM) liên quan đến cả trường điện và từ trường. Từ trường thay đổi theo thời gian, từ một nguồn tự nhiên hoặc từ máy phát có kiểm soát gây ra dòng điện trong lớp vỏ trái đất. Sự phân bố dòng điện gây ra trong đất phụ thuộc vào độ dẫn điện của đất đá và tần số của trường từ cảm ứng. Bởi vì các dòng điện tần số thấp xâm nhập đến độ sâu lớn hơn dòng điện tần cao, các phép đo EM ở một số tần số hoặc thời gian chứa thông tin về sự thay đổi độ dẫn và độ sâu.

Các phương pháp EM sử dụng trong miền tần số hoặc miền thời gian (TDEM). Trong kỹ thuật miền tần số, máy phát tạo ra một trường EM thay thế. Trường EM thứ cấp không nhất thiết phải cùng pha với trường chính. Do đó, máy đo cả các thành phần trong pha và ngoài pha, cũng như tỷ lệ các trường thứ cấp đến trường chính. Trong phương pháp miền thời gian, các xung rất ngắn (vài giây) được truyền đi, và thời gian suy giảm của trường thứ cấp bắt đầu ngay lập tức.

Các hệ thống EM hiện đại sử dụng một loạt các tần số và một loạt các cấu hình máy thu phát. Độ sâu thâm nhập trong miền tần số được điều khiển bởi sự

phân tách nguồn và máy thu và tần số của tín hiệu truyền. Nói chung, sự tách biệt nguồn phát-máy thu phải theo thứ tự từ một đến hai lần độ sâu khảo sát tối đa. Độ sâu khảo sát trong miền thời gian phụ thuộc vào thời gian lấy mẫu và tỷ số tín hiệu/nhiều, kích thước vòng thu.

Phương pháp điện từ là một trong các phương pháp địa vật lý phát triển mạnh mẽ trong hai thập niên gần đây để kiểm thăm dò khoáng sản dưới sâu. Chúng có những ưu thế sau:

- Tùy thuộc thiết bị sử dụng, có thể khảo sát từ mặt đất đến độ sâu hàng ngàn mét.

- Đo đạc không lệ thuộc vào điều kiện tiếp đất bề mặt như các phương pháp đo điện khác, nên có thể làm việc tốt ở vùng sa mạc, bãi cát khô, vùng đóng băng, hoặc trong lỗ khoan không có nước.

- Tính định xứ của kết quả cao. Trong trường hợp tốt nhất, độ sâu nghiên cứu có thể đạt đến 2,5 lần “kích thước thiết bị”, tức là kích thước mặt bằng cần bố trí để đạt được độ sâu yêu cầu.

- Bố trí đo đạc thực địa đa dạng, từ đo trên mặt đất đến trên máy bay, ô tô, tàu sông, hay tàu biển. Điều này cho phép chọn cấu hình đo phù hợp nhất để giải quyết nhiệm vụ địa chất.

a. Phương pháp từ tellur

Được sử dụng rộng rãi nhất là phương pháp đo trường từ tellur tần số radio (RMT-radiomagnetoTelluric), audio (AMT-AudioMagnetoTelluric), trường từ tellur (MT-MagnetoTelluric), mặt cắt biến đổi từ tellur (MVP-MagnetoVariational Profiling) và đo dòng điện tellur (TC-Telluric Currents).

Phương pháp AMT/MT là một kỹ thuật được nhiều người biết đến dùng để đo sự biến đổi thành phần điện và thành phần từ trong một dải tần số rộng. Sự thay đổi này có nguồn gốc là tầng điện ly liên quan đến hoạt động của mặt trời ở dải tần thấp (0,1 - 10.000 sec) và hoạt động của sấm ở dải tần cao (10.000 - 10 Hz). Kỹ thuật này không yêu cầu nguồn nhân tạo, máy phát.

Phương pháp từ tellur (magneticnetluric) sử dụng các trường EM tự nhiên để khảo sát điện trở suất của tầng dưới sâu. Điện trở suất có thể được ước tính bằng cách sử dụng trở kháng, là một tensor được xác định bởi tỉ số điện từ theo thời gian đo được tại bề mặt trái đất. Trở kháng là một hàm số phức tạp; số liệu tần số cao được sử dụng để khảo sát gần mặt đất và số liệu tần số thấp hơn được

sử dụng để khảo sát độ sâu lớn hơn. Ở tần số cao, tần số radio (RMT) hoặc audio (AMT) đã được sử dụng để lập bản tìm kiếm các mỏ kim loại ở độ sâu từ 50 - 100 m đến vài kilômét.

Phương pháp AMT nguồn có kiểm soát (CSAMT) dựa hoàn toàn vào một nguồn tín hiệu nhân tạo và do đó có thể mang lại các phép đo chính xác và tiết kiệm hơn. Những lợi thế của CSAMT là:

- Tín hiệu mạnh hơn so với AMT, đặc biệt là trường tự nhiên là rất yếu trong khoảng 1000 ~ 3000Hz nên chất lượng tài liệu tốt hơn so với AMT.

- Tín hiệu thu được khá rõ ràng nên xử lý tín hiệu có hiệu quả khi loại bỏ nhiễu.

- Thi công nhanh, chi phí khảo sát thấp hơn đáng kể.

Độ sâu khảo sát phụ thuộc vào tần số sử dụng và điện trở suất của tầng dưới mặt đất. Độ phân giải giảm đáng kể nếu có lớp dẫn điện phủ trên, chẳng hạn như phù sa giàu đất sét.

Đo sâu AMT thường được thu thập dọc theo các cấu hình 2-D vuông góc với đối tượng địa chất nghiên cứu. Các mặt cắt điện trở suất 2-D được tính bằng các cách đảo ngược khác nhau. Hiện nay việc khảo sát 3-D đang trở nên phổ biến hơn. Giới hạn chính của phương pháp MT là sự khó khăn trong việc thu thập dữ liệu trong các khu vực có nhiễu điện.

Trong phương pháp từ tellur ở tần số cao đến trung bình, người ta thường đo đồng thời các biến thể AMT và MVP.

b. Phương pháp đo sâu điện từ trong miền tần số

Phương pháp đo sâu điện từ trong miền tần số (FDEMS- Frequency Domain ElectroMagnetic Soundings) có nguồn kiểm soát (thiết lập trường) (Frequency Domain Control Source EM methods) là phương pháp quan trọng nhất trong các phương pháp điện từ (EM). Trong các phương pháp này (FDEMS, CSAMT và SIP), sự khác nhau giữa chúng chỉ là sử dụng tính chất điện khác nhau của quặng, nhiệm vụ cần giải quyết và cách thức bố trí đo thực địa. Nhưng tất cả chúng đều có điểm chung:

1. Hiểu biết về các hệ số hình học (ví dụ: cách bố trí hệ cực đo thực địa)
2. Hiểu biết về tần số và biên độ dòng điện trong các lưỡng cực điện
3. Phương pháp xử lý tín hiệu, bao gồm biến đổi Fourier số liệu theo chuỗi thời gian định kỳ, tính biên độ của một số hàm điều hòa lẻ (1,3,5,7,9), cũng như

chuẩn hóa sự dịch chuyển pha tần số giữa hài điều hòa, hoặc cho hài điều hòa được chọn, độ lệch pha giữa tín hiệu tại điểm đo và dòng trong lưỡng cực nguồn.

Phương pháp FDEMS là phương pháp đo sâu cảm ứng dựa trên sự tạo ra trường điện từ biến đổi (EM) vào Trái đất và đo các thành phần của trường này tại một số vị trí cách nguồn phát dòng một khoảng nào đó.

Độ sâu khảo sát chịu ảnh hưởng bởi hiệu ứng bề mặt, có nghĩa là khi tần số thấp thì khả năng trường EM càng thâm sâu vào môi trường đất. Tham số khác ảnh hưởng đến độ sâu nghiên cứu là khoảng cách đo sâu R: khi R càng lớn thì độ sâu nghiên cứu cũng lớn.

Phương pháp luận khi triển khai thực địa là tạo ra trường EM nhân tạo vào đất đá, trường này được kiểm soát bằng các lưỡng cực điện tiếp đất hoặc lưỡng cực từ không tiếp đất. Tần số của dòng điện trong lưỡng cực điện được thay đổi liên tục từ cao xuống thấp để làm rõ các mức độ sâu khảo sát của mặt cắt địa điện.

Tại một khoảng cách R, đo một hoặc một số thành phần của trường EM. Yếu tố quan trọng nhất trong cách bố trí thực địa của phương pháp FDEMS là phải tính đến ảnh hưởng lên điện trở suất biểu kiến gồm: kích thước của các lưỡng cực điện, quy mô hoặc diện tích bố trí lưỡng cực thu, khoảng cách giữa các điện cực (khoảng cách R) cũng như góc nhìn của lưỡng cực thu đến tâm lưỡng cực phát.

Phương pháp FDEMS đã được giới thiệu trong những năm 50 của thế kỷ trước ở Liên Xô cũ cùng với MT và TDEM. Sự phát triển của phương pháp này đã được viện sĩ học A.N.Tikhonov viết thành bài báo xuất bản vào năm 1950.

Trong những năm 70 của thập kỷ 80 của thế kỷ trước ở phương Tây, phiên bản đơn giản của phương pháp FDEMS đã được đề xuất - CSAMT. Phương pháp này chỉ bao gồm các phép đo trở kháng trong vùng sóng (xa) của nguồn điện. Đồng thời, nó được giả định để thực hiện các phép đo trên một số vị trí song song với lưỡng cực phát trên tuyến đo mà không thay đổi vị trí của lưỡng cực điện (AB). Cách tiếp cận này mang lại năng suất cao, nhưng nó đã làm giảm độ nhạy đối với sự thay đổi của mặt cắt địa điện bằng hệ số $\sqrt{2}$ khi so sánh với phương pháp FDEMS "thuần nhất". Tuy nhiên, với sự kiểm soát của các thông số dòng điện trong dipole phát và khoảng cách giữa nguồn phát và máy thu, có thể tăng độ nhạy với các thông số của mặt cắt lên $\sqrt{2}$ nhưng sử dụng có hiệu quả hơn ở vùng trường gần và vùng chuyển tiếp của nguồn phát. Ý tưởng về việc cải tiến hơn nữa độ nhạy FDEMS đối với các tham số của mặt cắt địa điện bằng các

phương pháp đo sâu đa khoảng cách đã được tiến sĩ O. Ingerov đề xuất vào thập niên 80 của thế kỷ trước. Ông đã chứng minh khái niệm này trong thực tế rất nhiều lần và đã đạt được kết quả tích cực, một phần trong số đó đã được xuất bản. Tại thời điểm hiện tại, đã có sự phát triển tích cực trong cả phần cứng và phần mềm, cho phép thực hiện đầy đủ ý tưởng này với các máy thu EM đa năng GEPARD-4 và GEPARD-8 do Advanced Geophysical Operations and Services Inc. (Toronto, Canada) chế tạo.

c. Phương pháp đo sâu điện từ trong miền thời gian

Phương pháp đo sâu điện từ trong miền thời gian (TEMS- Time domain Electromagnetic Soundings) ở Việt Nam thường gọi là phương pháp trường chuyển.

Trường chuyển có bản chất cảm ứng điện từ: Các xung điện hình vuông trong miền thời gian được phát qua vòng dây không nối đất, ở không gian bao quanh xuất hiện trường từ nguyên sinh đồng bộ với dòng trong khung dây phát. Trường từ biến đổi này cảm ứng các đối tượng dẫn điện có trong lát cắt địa chất, gây nên các dòng xoáy ở trong chúng, các dòng xoáy này tạo ra trường từ thứ sinh. Trường từ thứ sinh có xu thế bảo toàn trường từ nguyên sinh, có cường độ phụ thuộc vào dạng trường phát. đặc biệt phụ thuộc vào vị trí, hình dạng, tính chất vật lý của các đối tượng dẫn điện đặc trưng cho lát cắt địa điện nghiên cứu.

Theo định luật Faraday, từ trường thay đổi sẽ tạo ra một điện trường, từ đó tạo ra một dòng điện. Từ trường thay đổi nhanh chóng tạo ra các dòng xoáy chạy vào các vật dẫn gần đó tạo ra từ trường thứ cấp. Các từ trường thứ cấp suy giảm theo thời gian, do đó sử dụng thuật ngữ "chuyển tiếp - transient" và "miền thời gian-time domain" để mô tả phương pháp.

Tham số khảo sát là tỷ lệ thay đổi theo thời gian của từ trường và điện áp gây ra trong một vòng thu. Dòng điện trong vật dẫn điện kém sẽ suy giảm nhanh; còn dòng điện trong các chất dẫn điện suy giảm từ từ.

Mỗi dạng suy giảm được ghi ở 20 hoặc nhiều khoảng thời gian rời rạc hơn ("các cổng thời gian") sau xung phát. Các khoảng thời gian được theo dõi trên dạng sóng suy giảm thay đổi từ 30 miligiây giây đến 100 giây khi tìm kiếm, phát hiện mỏ kim loại. Khi tìm kiếm, phát hiện các đối tượng nông, thời gian khảo sát có thể thay đổi từ vài miligiây đến vài giây.

Khi xung dòng phát có dạng đối xứng, ở thời điểm đầu tiên, trường sơ cấp biến đổi mạnh nhất, dòng xoáy cảm ứng lần lượt xuất hiện ở phần trên của lát cắt,

sau đó thâm xuống phần sâu hơn và tắt dần theo hiệu ứng Skin do sự hấp thụ của sóng điện từ trong môi trường dẫn. Về mặt cơ chế vật lý, có thể chia quá trình chuyển tiếp trên lát cắt địa chất thành 3 giai đoạn chủ yếu sau:

Giai đoạn sớm: Các tín hiệu nảy sinh do các dòng xoáy xuất hiện ở phần trên của lát cắt gồm các bất đồng nhất lớp phủ, đất đá.

Giai đoạn giữa: Các tín hiệu nảy sinh do các dòng xoáy nằm ở phần sâu hơn gồm các thành tạo dẫn điện trong lát cắt địa chất như các thân quặng dẫn điện tốt, các đất đá có độ dẫn điện cao v.v...

Giai đoạn muộn: Các tín hiệu nảy sinh do các dòng xoáy còn lưu lại sau cùng của các đối tượng dẫn điện rất tốt hoặc của tạo dẫn địa phương và của môi trường bao quanh.

Việc phân chia các thành các giai đoạn sớm, giữa và muộn như trên chỉ là tương đối vì nó còn phụ thuộc vào kích thước của vòng dây và đặc trưng của lát cắt địa điện nghiên cứu.

So với các phương pháp điện từ nói chung khác, phương pháp TEM sử dụng trường phát là các xung dòng và ghi trường thứ sinh ở trong khoảng thời gian nghỉ giữa các xung nên đã loại bỏ được ảnh hưởng của trường nguyên sinh và chứa các thông tin địa chất.

Phương pháp có tính phân giải và tính định xứ cao. Trong trường hợp thuận lợi, độ sâu nghiên cứu chỉ đạt đến 2,5 kích thước thiết bị (khung dây).

Việc đo đạc ở thực địa không lệ thuộc vào điều kiện tiếp đất (khung phát và thu đều không tiếp đất) nên có thể thực hiện được trên các vùng trên mặt có điện trở cao mà các phương pháp điện khác khó thực hiện.

3.4.2.5. Phương pháp phổ phân cực

Phương pháp phổ phân cực (Spectral Induced Polarization - SIP) là một phương pháp địa vật lý mới được phát triển vào những năm 1970. Thực chất phương pháp SIP là mở rộng của phương pháp phân cực (IP) truyền thống. Trong phương pháp SIP, các thành phần biên độ và pha của điện trở suất đất đá được đo bằng một dải tần số rộng, ví dụ, $10^{-2} \div 10^4$ Hz. Cho đến nay, SIP chủ yếu được sử dụng trong thăm dò khoáng sản, tuy nhiên số lượng ứng dụng để nghiên cứu địa vật lý gần mặt đất và địa chất công trình cũng đang không ngừng được áp dụng.

Trong thực tế, điện trở suất phụ thuộc vào nhiều yếu tố (kết cấu của đất đá, độ rỗng, hàm lượng muối, độ ẩm, nhiệt độ và các yếu tố khác) nên việc giải thích

dữ liệu các phương pháp điện thường rất khó khăn. Trong những thập kỷ qua, nhiều nhà địa vật lý đã cố gắng sử dụng các phương pháp điện phức tạp hơn để nâng cao hiệu quả địa chất. Trong phương pháp SIP, người ta đo trở kháng phức (phụ thuộc vào tần số) và độ lệch pha giữa điện áp và dòng điện. Phương pháp SIP được sử dụng để phân biệt thuộc tính vật chất của các vật thể phân cực và phân bố không gian của các cấu trúc địa chất ẩn.

3.4.2.6. Phương pháp địa chấn

Khi tìm kiếm, thăm dò khoáng sản ẩn, sâu, phương pháp địa chấn trở thành một công cụ quan trọng để nghiên cứu cấu trúc và thăm dò các mỏ khoáng sản ở độ sâu lớn. Hiệu quả của phương pháp địa chấn được sử dụng để tìm kiếm, phát hiện các mỏ khoáng sản ẩn, sâu ở các nước trên thế giới đạt được hiệu quả khác nhau.

3.5. NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH HIỆN ĐẠI TRONG NGHIÊN CỨU KHOÁNG SẢN (BAO THỂ KHÍ-LỎNG, ĐỒNG VỊ BỀN, ĐỒNG VỊ ĐỊNH TUỔI)

Bản chất quặng hóa và thời gian hình thành các mỏ khoáng kim loại luôn là những vấn đề hàng đầu được đặt ra trong nghiên cứu kiến tạo - sinh khoáng khu vực nói chung cũng như nghiên cứu các đới tạo khoáng và các mỏ khoáng nói riêng [212]. Mặc dù vậy, do thiếu những kết quả nghiên cứu định lượng có độ chính xác nên lĩnh vực nghiên cứu này gặp khá nhiều khó khăn. Từ những năm 80 của thế kỷ 20, cùng với sự phát triển vũ bão của các ngành khoa học kỹ thuật trong đó có các thiết bị và phương pháp phân tích, các phương pháp nghiên cứu về nhiệt độ và thành phần bao thể khí lỏng, đồng vị bền S, Pb, O, H đã và đang không ngừng phát triển, mang lại những thành công nhất định, tạo sự phát triển mạnh mẽ trong lĩnh vực nghiên cứu kiến tạo sinh khoáng cũng như địa chất các mỏ khoáng.

3.5.1. Phương pháp nghiên cứu bao thể khí lỏng

Cùng với sự phát triển mạnh mẽ của nền kinh tế thế giới, nguồn khoáng sản trên thế giới trong đó có khoáng sản kim loại nội sinh đang ngày càng cạn kiệt, công tác điều tra khoáng sản kim loại càng ngày càng gặp nhiều khó khăn, vì vậy công tác điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu đang ngày càng được chú trọng. Nghiên cứu bao thể khí lỏng luôn là một trong những phương pháp tìm kiếm khoáng sản nội sinh ẩn sâu được chú trọng và áp dụng rộng rãi, phương pháp này cung cấp những thông tin quan trọng về quá trình tiến hóa của dung dịch tạo

quặng thành tạo các loại hình mỏ khoáng kim loại nội sinh [232], [287], giúp cho các nhà nghiên cứu xác lập được các mô hình nguồn gốc, mô hình tìm kiếm các mỏ quặng, phục vụ trực tiếp có hiệu quả cho công tác điều tra khoáng sản nội sinh, đặc biệt là khoáng sản nội sinh ẩn sâu. Qua tổng hợp, phân tích kết quả nghiên cứu đã công bố gần đây trên thế giới, chúng tôi đưa ra những tổng kết về ứng dụng của nghiên cứu bao thể khí lỏng trong nghiên cứu quặng nội sinh dưới đây:

- Xác định điều kiện tạo quặng

Những thông tin quan trọng nhất mà các nhà địa chất cần nắm bắt được về điều kiện hình thành quặng hóa kim loại nội sinh bao gồm: Nhiệt độ, áp suất tạo quặng và thành phần của dung dịch tạo quặng. Những thông tin này chỉ có thể xác định được thông qua việc nghiên cứu bao thể khí lỏng một cách trực tiếp, đơn giản, tính định lượng cao. Trong điều kiện thông thường (chủ yếu là bao thể khí lỏng), nhiệt độ đồng hóa bao thể khí lỏng thu được tương đồng với nhiệt độ tạo quặng; việc xác định được độ muối trong bình thông qua việc xác định nhiệt độ điểm đóng băng của từng bao thể khí lỏng đơn lẻ, kết hợp với nhiệt độ đồng hóa giúp xác định được mật độ dung dịch tạo quặng và áp suất tạo quặng, từ đó xác định được chiều sâu tạo quặng. Đây là những thông tin vô cùng quan trọng định hướng trực tiếp cho công tác tìm kiếm khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu. Cùng với sự phát triển không ngừng của khoa học công nghệ, các thiết bị phân tích cũng không ngừng được hoàn thiện giúp cho việc xác định được trực tiếp thành phần các tướng trong bao thể khí lỏng một cách định lượng, chính xác. Những số liệu này được kết hợp với các phương pháp nghiên cứu truyền thống nêu trên đã định lượng hóa việc nghiên cứu xác định điều kiện tạo quặng của các mỏ khoáng, giúp định hướng hiệu quả hơn cho công tác điều tra quặng kim loại nội sinh.

- Nguồn gốc vật chất và dung dịch tạo quặng

Trong những năm gần đây, sự phát triển không ngừng của các thiết bị phân tích vi dò điện tử đã cho phép các nhà địa chất phân tích trực tiếp được các chỉ số đồng vị của các bộ phận cấu thành bao thể khí lỏng, ví dụ xác định chỉ số đồng vị O-H, S, C trong tướng lỏng của các bao thể khí lỏng; xác định chỉ số đồng vị N trong tướng khí v.v. Các thông tin về chỉ số đồng vị bên này sẽ giúp cho các nhà địa chất xác định được bản chất nguồn dung dịch tạo quặng ban đầu từ đó xác định được nguồn gốc dung dịch tạo quặng, nguồn gốc vật chất tạo quặng cho quặng hóa kim loại nội sinh.

- Xác định phương thức di chuyển của dung dịch và vật chất tạo quặng

Quặng hóa kim loại nội sinh thường được thành tạo trong môi trường nhiệt dịch, các hợp chất được hòa trộn hình thành dung dịch tạo quặng, trong đó Cl⁻ là một anion chủ yếu nhất trong dung dịch, vì vậy độ muối trong dung dịch tạo quặng trở thành một thông số rất quan trọng trong nghiên cứu các mỏ khoáng kim loại nội sinh. Những nghiên cứu đã chỉ rằng nồng độ Cl⁻ trong dung dịch tạo quặng sẽ quyết định khả năng linh động của dung dịch tạo quặng, thậm chí cả ở pha khí trong dung dịch. Vì vậy việc nghiên cứu sâu về thành phần bao thể khí lỏng sẽ giúp các nhà địa chất dự đoán được phương thức, khả năng di chuyển của dung dịch tạo quặng, giúp cho việc dự đoán, khoanh định các kênh dẫn dung dịch tạo quặng, dự báo khu vực tích tụ quặng hóa.

- Phân tích làm rõ cơ chế tập trung, lắng đọng quặng hóa

Các cơ chế lắng đọng quặng hóa kim loại từ dung dịch tạo quặng trong các quá trình địa chất bao gồm: Sự giảm nhiệt độ và áp suất dung dịch, phản ứng giữa dung dịch tạo quặng và đá vây quanh; dung dịch bị hỗn nhiễm dẫn đến sự thay đổi về tính chất hóa học; phân ly tương trong dung thể tạo quặng. Trong đó những thông tin về nhiệt độ và áp suất dung dịch tạo quặng, sự hỗn nhiễm dung dịch tạo quặng; sự phân ly của dung thể tạo quặng là những thông tin chỉ có thể cung cấp từ nghiên cứu về bao thể khí lỏng.

- Cung cấp các thông số cần thiết để phân tích cơ chế thành tạo và thiết lập mô hình thành tạo các mỏ khoáng kim loại nội sinh.

Sử dụng số liệu về dung thể tạo quặng, nghiên cứu phân tích và làm rõ nguồn gốc và cơ chế thành tạo các mỏ khoáng kim loại nội sinh, kết hợp với những thông tin về kiến tạo - sinh khoáng, cấu trúc địa chất, các số liệu tìm kiếm v.v. thành lập mô hình nguồn gốc các mỏ quặng kim loại nội sinh. Thành lập mô hình thành tạo, mô hình nguồn gốc các mỏ khoáng trong những năm gần đây được đánh giá là một trong những công cụ phục vụ quan trọng cho tìm kiếm quặng kim loại nội sinh ẩn sâu, trong đó những nghiên cứu về bao thể khí lỏng là những dữ liệu cơ bản và lóng cốt của việc thành lập này.

3.5.2. Ứng dụng các phương pháp phân tích đồng vị bền trong nghiên cứu các mỏ khoáng nội sinh

Các đồng vị bền nhóm kim loại nhận được ít sự chú ý do chúng quá nặng để tách chiết. Vì vậy, các phương pháp phân tích và nghiên cứu đồng vị bền trong các mỏ khoáng kim loại chủ yếu được tiến hành với các đồng vị bền thuộc nhóm phi kim như H, Li, B, C, N, O và S. Những nghiên cứu đã tiến hành đã làm giúp

cho việc nâng cao sự hiểu biết về các hệ thống tạo quặng. Tuy nhiên, sự phát triển mới về mặt công nghệ và lý luận từ năm 1995 trở lại đây đã dẫn tới sự phát triển không ngừng của lĩnh vực địa hóa đồng vị bền, các đồng vị bền của nhóm kim loại và phi truyền thống của các nguyên tố như Mg, Cl, Ca, Cr, Fe, Cu, Zn, Se, Mo, Cd, W, Hg và Tl cũng đã được nghiên cứu [146].

Các nghiên cứu nổi bật về hệ thống đồng vị bền phi truyền thống đã bổ sung những công cụ mới cho việc đánh giá nguồn gốc của các nguyên tố và tính chất phân đoạn đồng vị của chúng trong rất nhiều quá trình địa hóa và sinh địa hóa. Sự tăng tỷ lệ có thể phân tích được các đồng vị bền nhóm kim loại và bán kim loại trong hệ phương pháp nghiên cứu của nhà địa chất đặc biệt quan trọng cho nghiên cứu mỏ khoáng. Lĩnh vực đồng vị bền phi truyền thống được mở rộng nhờ những phát triển mới về thiết bị phân tích, đặc biệt là sự hoàn thiện của thiết bị phân tích khối phổ kế plasma cảm ứng đa cực (MC-ICP-MS).

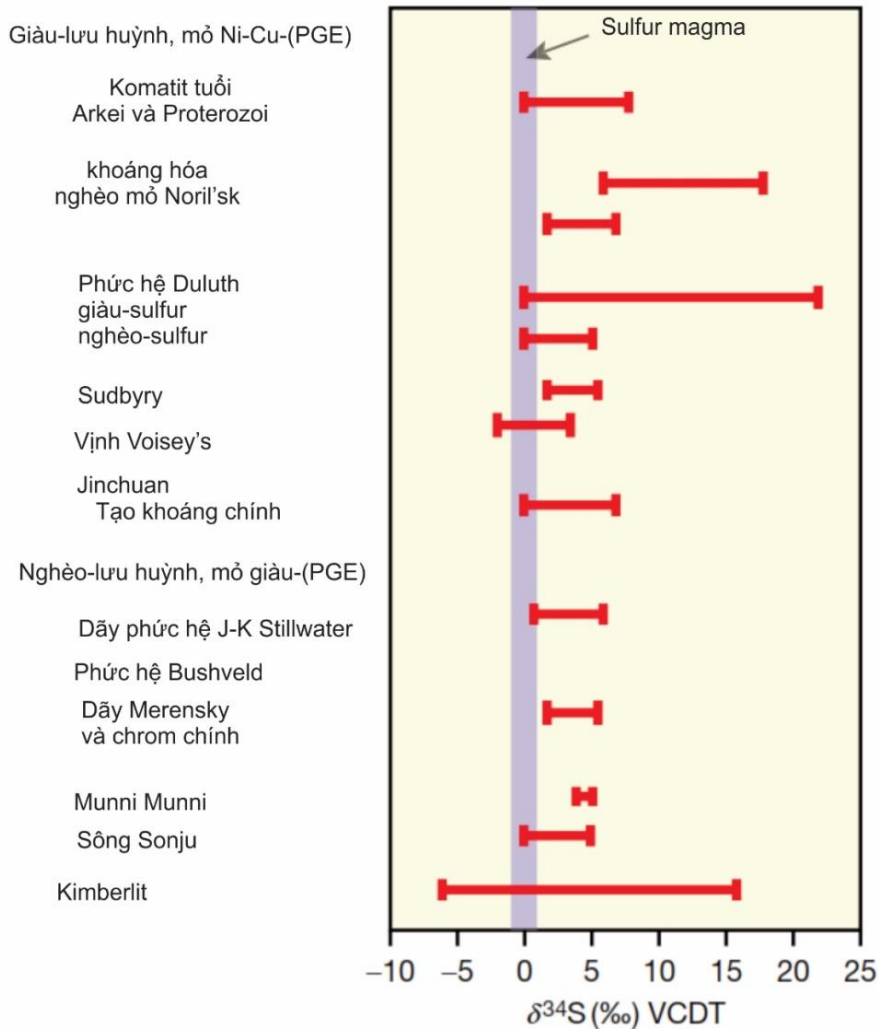
Như với bất kỳ một phương pháp tiếp cận khoa học nổi bật gần đây, các phương pháp phân tích đồng vị bền có nhiều cơ hội phát triển. Trong vài trường hợp, các phân tích, nghiên cứu sử dụng đồng vị bền hiện nay đang đi nhanh hơn những cơ sở lý thuyết và thí nghiệm cho sự giải thích chặt chẽ cần thiết để hoàn toàn nhận thức rõ về nguồn gốc quặng hóa, định hướng cho công tác điều tra quặng kim loại nội sinh. Đặc biệt các kết quả được luận giải chi tiết về sự thành tạo và quy luật tích tụ của quặng hóa.

Trong điều tra quặng hóa kim loại nội sinh, việc nghiên cứu đồng vị bền được nghiên cứu tương đối đa dạng. Vì vậy, để tiện cho quá trình tổng hợp, tập thể tác giả tiến hành tổng hợp các kết quả nghiên cứu theo các loại hình mỏ quặng kim loại nội sinh điển hình.

3.5.2.1. Mỏ magma sulphur Ni-Cu-PGE

Các mỏ magma sulphur Ni-Cu-PGE là loại hình mỏ cung cấp nguồn kim loại niken chủ yếu trên Trái Đất và là nguồn cung cấp kim loại Cu, Co và PGE quan trọng trên thế giới. Mỏ xuất hiện khi có sự phân ly magma ở gốc hoặc cận biên các thân đá mafic hoặc siêu mafic nguồn gốc xâm nhập hoặc phun trào. Vì vậy, việc thành tạo các mỏ loại hình này đòi hỏi sự hình thành các đá giàu lưu huỳnh, có nguồn gốc từ lớp phủ hoặc là sản phẩm đồng hóa trong vùng giàu lưu huỳnh [43]. Do đó, nghiên cứu $\delta^{34}\text{S}$ rất quan trọng cho theo dõi nguồn lưu huỳnh cho loại mỏ này. Ripley and Li (2003) [222] tổng kết dữ liệu đồng vị lưu huỳnh cho các mỏ magma sulphur (Hình 3.11) và phát hiện có rất nhiều mỏ có giá trị $\delta^{34}\text{S}$ vượt khỏi phạm vi của đá magma thông thường ($0 \pm 2\%$). Trong nhiều trường

hợp, đặc biệt ở các mỏ Noril'sk, Duluth complex và vịnh Voisey có nhiều bằng chứng chứng minh $\delta^{34}\text{S}$ tăng cao do sự hỗn nhiễm của dung dịch tạo quặng với các đá vây quanh [223], [224].



Hình 3.11: Sự thay đổi của giá trị $\delta^{34}\text{S}$ từ các mỏ sulphur magma Ni-Cu-PGE và Kimberlit [222].

Ngược lại, đá vây quanh mỏ Jinchuan, Trung Quốc có hàm lượng lưu huỳnh rất thấp, tức là chúng không thể là nguồn lưu huỳnh dư trong magma [262]. Nguồn lưu huỳnh tại Jinchuan là từ magma dưới sâu được đưa vào khối xâm nhập chủ.

Các nghiên cứu đồng vị O và H của mỏ magma sulphur cho thấy sự đồng hóa đá nhất quán với đồng vị O trong đá magma [224], [225]. Đồng vị phi truyền thống (Cu và Fe) không được nghiên cứu chi tiết trong các mỏ này, có thể do nhiệt độ cao và những phân đoạn nhỏ hoặc không tồn tại. Tuy nhiên, kết quả phân đoạn cụ thể của đồng vị Fe ($0,26 \pm 0,39\%$) giữa khoáng vật fayalit và magnetit trong các

thí nghiệm tại điều kiện magma ($600\div 800^{\circ}\text{C}$) cho thấy hệ thống đồng vị này nên được chú ý trong các nghiên cứu tương lai.

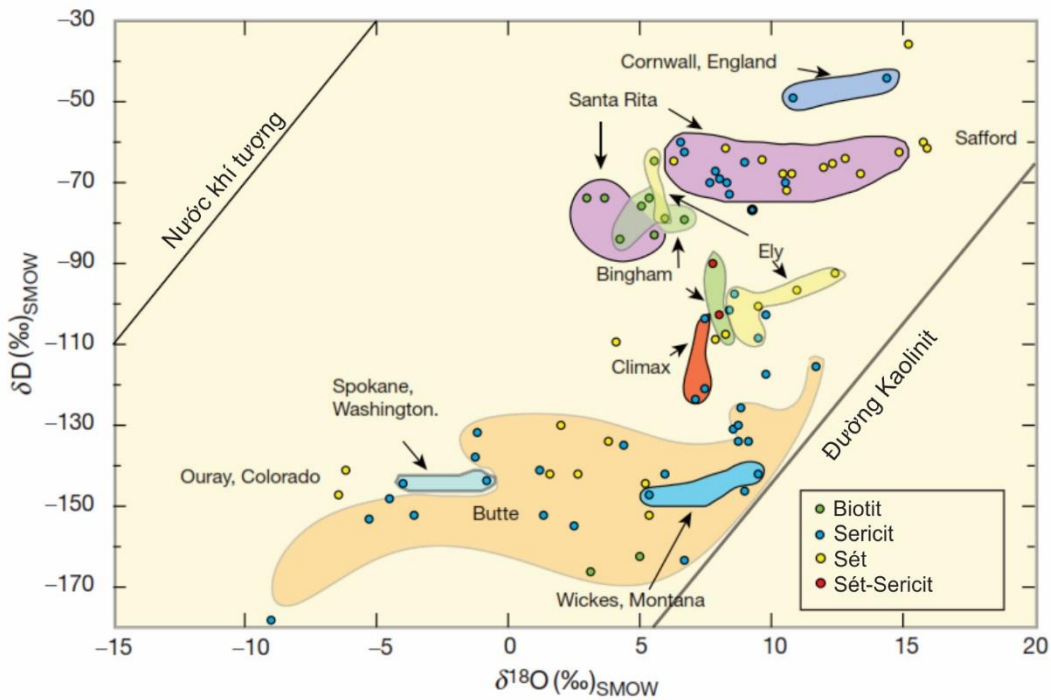
Larson et al. (2003) [163] phân tích đồng vị Cu trong các mẫu thuộc Sudbury và dãy Stillwater cho thấy giá trị chalcopyrit trong đá xâm nhập mafic nằm trong phạm vi hẹp với $\delta^{65}\text{Cu}$ từ $-1,25\%$ đến $0,5\%$, tập trung trong khoảng $-0,10\%$ đến $-0,20\%$. Các số liệu trên cho thấy lớp vỏ dưới sâu có giá trị $\delta^{65}\text{Cu}$ gần với 0 và magma sulphur tách ra từ dung thể với một ít sự phân đoạn đồng vị Cu.

Như vậy các phương pháp phân tích đồng vị bền được áp dụng để hỗ trợ quặng hóa Ni-Cu ẩn sâu trong loại hình mỏ này chủ yếu là đồng vị S, O và H kết hợp với các đồng vị bền kim loại như Fe và Cu. Những kết quả phân tích đồng vị bền này ngoài việc xác định nguồn gốc quặng hóa còn giúp cho việc dự đoán được khả năng tồn tại những thân quặng sulphur đặc sít dưới sâu hình thành do sự phân dị magma, hiệu ứng không trộn lẫn sulphur và vị trí tích tụ.

3.5.2.2. Mỏ Cu-Au-Mo porphyry

Các mỏ porphyry là nguồn cung cấp kim loại Cu, Mo và Au quan trọng hàng đầu trên thế giới, đã được nghiên cứu chuyên sâu trong nhiều thập kỷ [244].

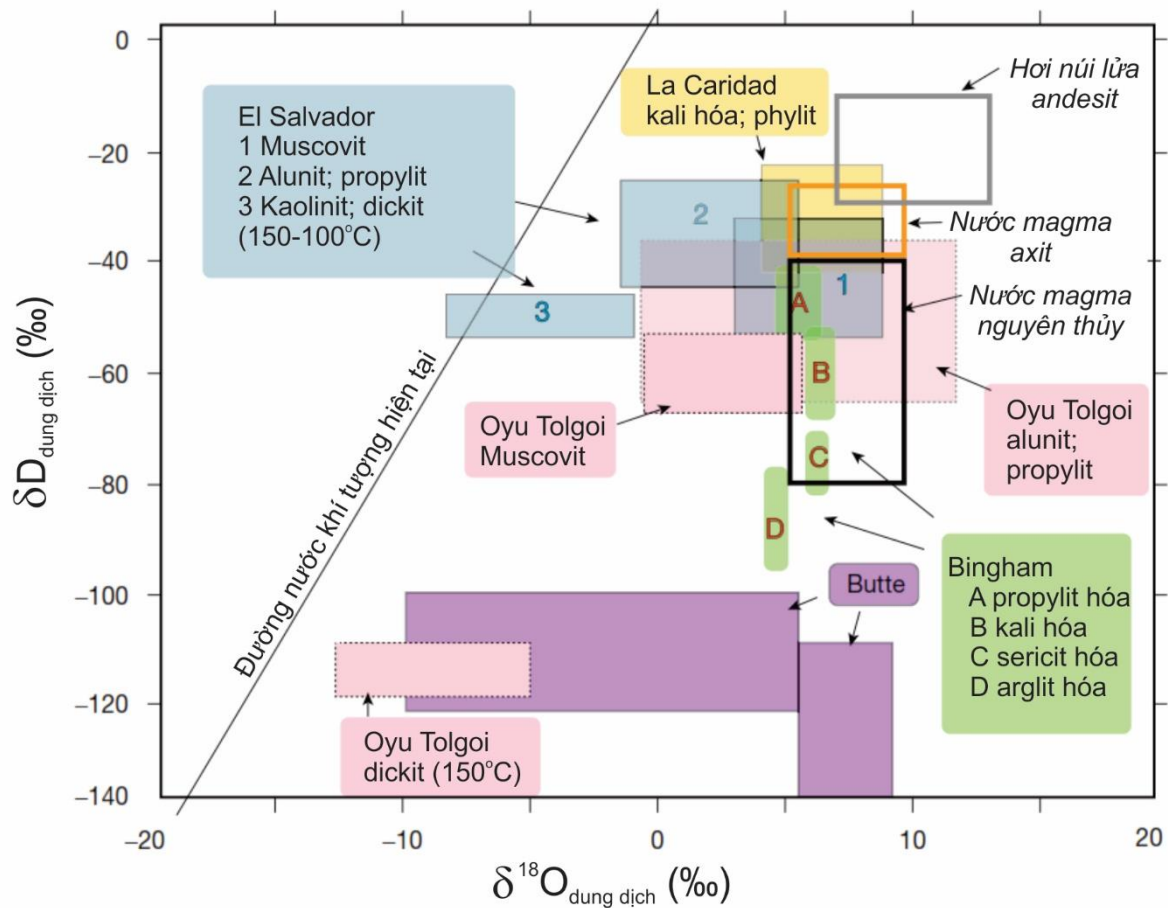
Mỏ đồng và molybden porphyry nằm trong số các loại mỏ được sử dụng đồng vị bền để nghiên cứu nhiều nhất. Sheppard et al. (1969, 1971) [293], [249] thực hiện các nghiên cứu toàn diện đầu tiên về sự biến đổi δD và $\delta^{18}\text{O}$ trong các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch. Các phân tích về khoáng vật sét trong vùng biến đổi argillic (Hình 3.12) cho thấy sét hình thành do phản ứng với nước khí tượng lưu thông tại nhiệt độ dưới 350°C . Sheppard et al. (1971) [249] mở rộng nghiên cứu đồng vị bền cho các khoáng vật thay thế trao đổi tại các vùng kali hóa và sericit hóa nhiệt độ cao. Kết quả cho thấy biotit tại vùng kali hóa từ ba mỏ porphyry (Ely, Bingham và Santa Rita) trải trên các vùng vĩ độ khác nhau (với giá trị δD của nước khí tượng khác nhau) gần như có cùng giá trị δD (-65% đến -85%) do sự phản ứng với dung thể magma hoặc một dung dịch có thành phần nguồn gốc magma. Kết luận này tồn tại trong thời gian thử nghiệm và được chứng minh chặt chẽ hơn trong các nghiên cứu gần đây.



Hình 3.12: Biểu đồ tương quan giá trị δD với $\delta^{18}O$ cho biotit và sericit từ các mỏ porphyry [249], [248].

Đồng vị O và H được ứng dụng rộng rãi cho xác định thành phần dung dịch khoáng hóa. Điều này thường được thực hiện bằng cách: (1) phân tích δD và $\delta^{18}O$ trong khoáng vật thay thế, (2) tính toán nhiệt độ từ sự phân đoạn $\delta^{18}O$ khoáng vật - khoáng vật hoặc tìm nhiệt độ các bao thể khí lỏng trong khoáng vật thay thế hoặc khoáng vật mạch, và (3) tính giá trị δD và $\delta^{18}O$ của nước từ việc đã biết nhiệt độ thành tạo sự phân đoạn khoáng vật chứa nước [152]. Trong các trường hợp quặng liên quan trực tiếp đến các mạch thạch anh, giá trị δD của nước có thể xác định chính xác bởi phân tích nước thoát ra từ bao thể khí lỏng.

Các nghiên cứu mới đây về dung dịch nhiệt dịch mỏ porphyry được tổng kết bởi John et al. (2010) [144] (Hình 3.13). Kết quả cho thấy một cách rõ ràng rằng dung dịch nhiệt dịch trong trạng thái cân bằng với muscovit, biotit, và trong vài trường hợp, kaolin và alunite có giá trị đồng vị gần với giá trị của nước nguồn magma đã biết. Các nghiên cứu này tiếp tục thiết lập sự quan trọng của nước nguồn magma trong thành tạo các đới kali hóa và sericit hóa. Các nghiên cứu ICP-MS gần đây về mật độ lưu huỳnh và kim loại trong bao thể khí lỏng cho thấy sự vận chuyển kim loại gắn chặt với sự có mặt của khí lỏng hậu magma.



Hình 3.13: Biểu đồ tương quan giá trị $\delta^{18}O$ và δD của dung dịch nhiệt dịch được xác định dựa trên các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch và các vùng biến đổi nhiệt dịch cho các mỏ đồng porphyr tại El Salvador, Chile; Oyu Tolgoi, Mông Cổ; La Caridad, Mexico; Bingham, Utah; và Butte, Montana [58], [151], [206], [277], [282].

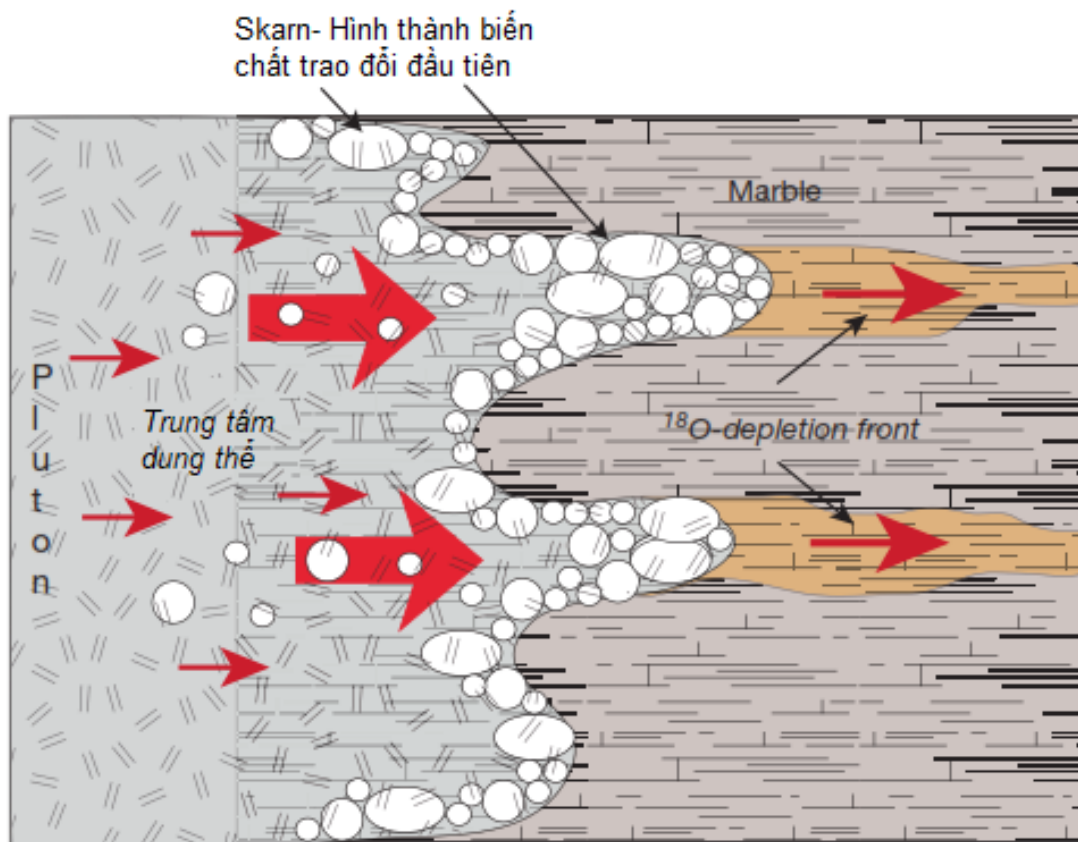
Mỏ đồng và molybden porphyr là là loại mỏ được ứng dụng rộng rãi phương pháp nghiên cứu đồng vị bền phi truyền thống. Larson et al. (2003) [163] khảo sát giá trị $\delta^{65}Cu$ cho mỏ đồng porphyr và đá skarn liên quan và thu được một phạm vi tương đối lớn: từ -0,80‰ đến 1,39. Li et al. (2010) [174] xác định đồng vị Cu, Fe và S tại mỏ đồng porphyr Northparkes (Úc) cho thấy sự thay đổi đáng kể của giá trị $\delta^{65}Cu$ từ -1,67‰ đến 0,85‰. Ngược lại, giá trị $\delta^{57}Fe$ trong một lõi khoan chỉ dao động từ -0,4‰ đến 0,2‰ và không liên quan đến $\delta^{65}Cu$.

Như vậy, đối với các mỏ porphyr các phương pháp phân tích đồng vị bền có đóng góp rất lớn trong việc nghiên cứu nguồn gốc mỏ quặng, đồng thời giúp cho các nhà địa chất khoáng định được các đới biến đổi nhiệt dịch theo quy luật nhất định, từ đó dự báo được khả năng tồn tại của các đới biến đổi nhiệt dịch này ở dưới sâu hoặc chưa xuất lộ trên bề mặt địa hình. Các phương pháp phân tích

đồng vị bền phổ biến gồm: S, O và H kết hợp với các đồng vị bền kim loại như Fe, Cu, Mo và Tl.

3.5.2.3. Mỏ Skarn

Mỏ skarn tạo thành từ nhiều loại đá gốc phong phú trên bất kỳ độ tuổi địa chất nào. Hầu hết skarn xuất hiện tại vùng tiếp giáp giữa đá carbonat và đá xâm nhập hoặc cũng có thể hình thành tại vùng xa hơn. Các khoáng vật silicat điển hình phổ biến là thạch anh, feldpat và lượng phong phú granat, pyroxen, olivin, amphibol và epidot. Các mỏ skarn thường chứa các kim loại Fe, W, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, U, REE, F và Bi. Skarn được phân loại dựa vào quặng kim loại chủ yếu, tổ hợp vôi - silicat, các chế độ kiến tạo và các khối magma [196].



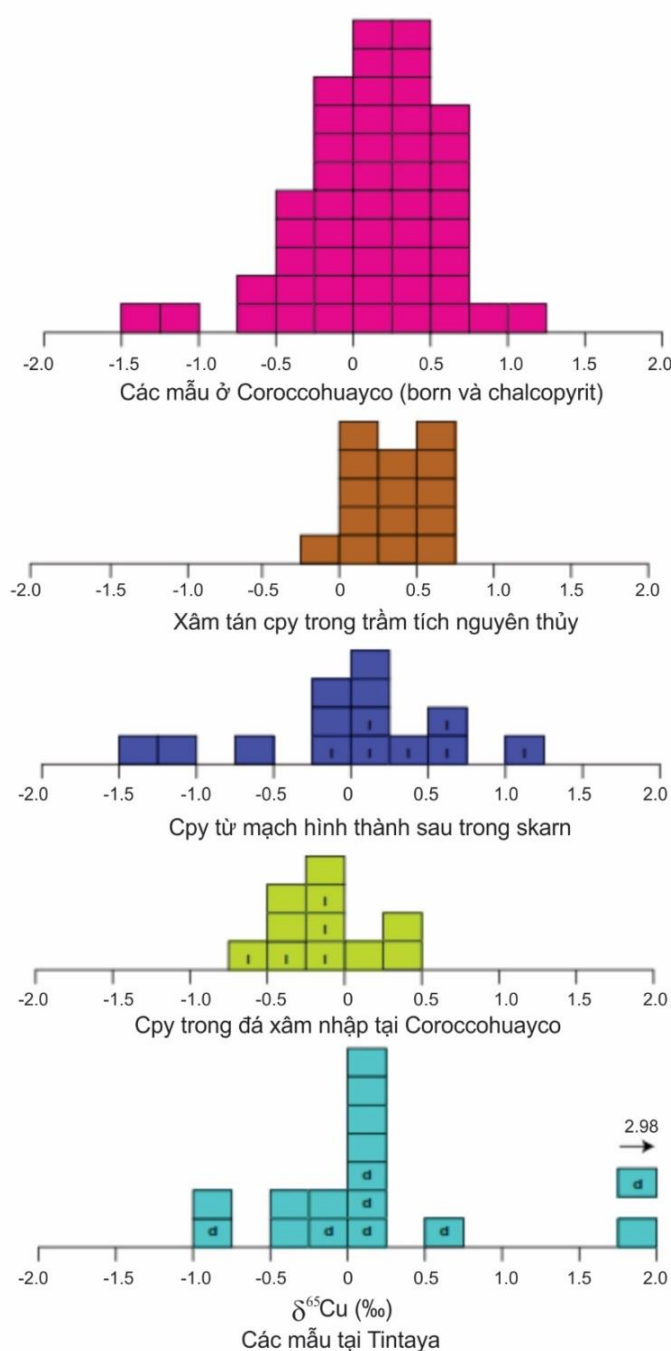
Hình 3.14: Hình vẽ giản lược biểu diễn sự di chuyển của dòng nhiệt dịch tại rìa tiếp xúc giữa các thể xâm nhập và đá carbonat vây quanh [196].

Hầu hết skarn thành tạo liền kề với thân khối magma xâm nhập, hình dạng và kiến trúc đới skarn phụ thuộc vào sự chuyển động, tốc độ của dung dịch biến chất (Hình 3.14).

Các nghiên cứu đồng vị lưu huỳnh trong khoáng vật sulphur từ nhiều mỏ skarn cho thấy hầu hết giá trị $\delta^{34}\text{S}$ giảm xuống trong phạm vi hẹp từ 0 đến 5‰, từ đó khẳng định mạnh mẽ rằng lưu huỳnh có nguồn gốc từ chất bốc magma [39],

[251], [292]. Trong vài trường hợp, đặc biệt tại mỏ dạng skarn, sự ảnh hưởng của lưu huỳnh có nguồn gốc từ đá là khá lớn.

Maher và Larson (2007) [185] đã xác định tỷ lệ đồng vị Cu trong mỏ đồng skarn ở Corocohuayco và Tintaya, Peru. Kết quả cho thấy phạm vi giá trị của $\delta^{65}\text{Cu}$ là từ -1,29 đến 2,98‰ (Hình 3.15). Những nghiên cứu tiếp theo cho thấy sự phân đoạn của đồng vị Cu liên quan tới việc tách pha và việc phân chia Cu giữa khí và lỏng có thể là một cơ chế quan trọng để tạo ra sự phân chia đáng kể trong các hệ thống dung dịch tạo quặng hình thành dưới sâu [184].



Hình 3.15: Biểu đồ biểu diễn giá trị đồng vị bền kim loại đồng ($\delta^{65}\text{Cu}$) từ các mỏ skarn đồng Corocchohuayco và Tintaya, Peru [185].

Như vậy, đối với mỏ skarn các phương pháp phân tích đồng vị bền giúp các nhà địa chất xác định được khả năng di chuyển của dung dịch biến chất trao đổi và dự đoán khoảng cách tích tụ quặng hóa tính từ nguồn magma; đồng thời xác định được khả năng tồn tại quặng dưới sâu qua việc phân tích tính phân đôi của các tổ hợp đá skarn. Các phương pháp phân tích đồng vị bền phổ biến gồm: S, O, H và C.

3.5.2.4. Các mỏ sulphur khối đặc sít (VMS)

VMS là nguồn quan trọng của kim loại cơ bản như Fe, Pb, Zn, Cu, Ag và vàng, đây là một trong những loại mỏ quặng tốt nhất cho nghiên cứu địa chất các mỏ khoáng và hoạt động núi lửa đáy biển. Các hoạt động lắng đọng dưới đáy biển cung cấp thông tin trực tiếp về các trạng thái hóa học và vật lý của dung dịch khoáng hóa bao gồm cả dung dịch khí thành nguồn magma, cho phép nhìn được các kết cấu nguyên thủy, và bao hàm các loại mỏ đi kèm trong các hệ thống kiến tạo đã được hiểu rõ [241]. Ngoài ra, các nghiên cứu phản xạ địa chấn trong nhiều trường hợp thể hiện rõ ràng quan hệ không gian giữa hệ nhiệt dịch đáy biển và hệ thống magma cơ sở. Các mỏ cổ cung cấp hiểu biết, tiếp cận đa chiều cho khoáng hóa, mạch, đặc điểm biến đổi và thành phần thạch học đá chủ.

Mỏ VMS thường có dạng phân tầng, ở trong các trong cấu trúc ngay dưới đáy biển. Các nghiên cứu gần đây về đồng vị bền truyền thống (δD , $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ và $\delta^{34}S$) của các mỏ VMS cổ được cung cấp bởi Ohmoto (1986) và Huston (1999) [135], [206] và của hệ thống đáy biển hiện đại bởi Shanks (2001) [246]. Đồng vị bền được sử dụng cho tìm nguồn dung dịch quặng (H, C, O và S), nhiệt độ quặng hóa (O và S), điều kiện thay thế silicat (O), quỹ đạo di chuyển của dung dịch (O), nguồn gốc dung dịch (H, O, S), các biến đổi oxi hóa (C, S và Fe), và quá trình tách pha dung dịch (O và H). Các đồng vị bền phi truyền thống (Ca, Fe, Cu, Zn, Se và Hg) sử dụng để tìm hiểu khả năng biến đổi đồng vị trong các mỏ VMS hiện đại, và nguồn của các kim loại [36], [145], [250].

Nghiên cứu đồng vị bền cho kiểu mỏ VMS giúp cho các nhà địa chất xác định được tương đá và quy luật phân bố của các tầng đá chứa quặng, từ đó có thể khôi phục lại được cấu tạo núi lửa khi hình thành, xác lập được quy luật tạo quặng, từ đó dự báo được các tầng chứa quặng dưới sâu. Các phương pháp phân tích thường được sử dụng: O, H, S, B và các đồng vị bền kim loại khác như Fe, Cu, Zn v.v.

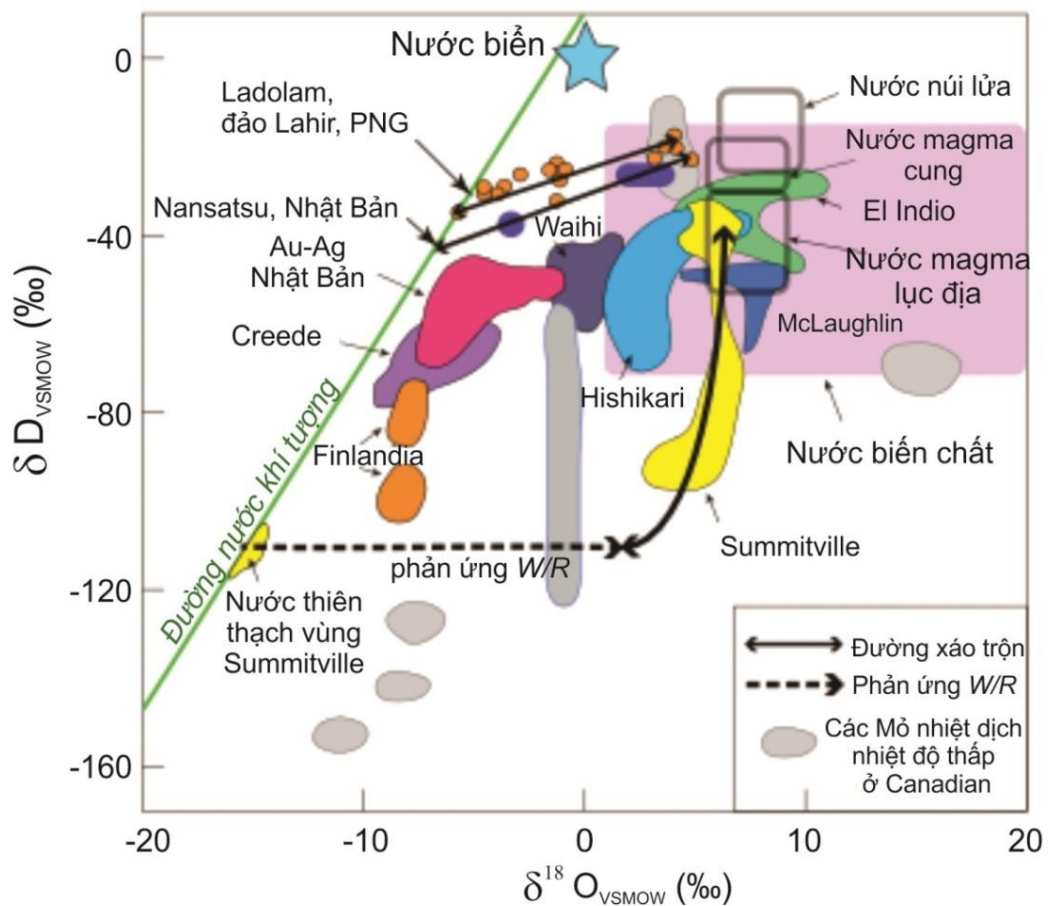
3.5.2.5 Các mỏ vàng dịch nhiệt nông nhiệt độ thấp, kiểu mỏ vàng Carlin và kiểu mỏ Au tạo núi.

Các mỏ vàng được nghiên cứu rộng rãi qua nhiều thập kỷ bằng việc sử dụng các đồng vị bền [72], [259], [265]. Gồm một nhóm đa dạng các loại mỏ như: mỏ Au tạo núi, mỏ vàng nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp, mỏ vàng Carlin; kiểu mỏ vàng Carlin và Au tạo núi được nghiên cứu cùng nhau do xét trên một số khía cạnh, chúng có các đặc điểm đồng vị bền tương tự nhau. Tất cả các loại mỏ này đều cho thấy có sự thay đổi cao về các giá trị δD , $\delta^{18}O$ và $\delta^{34}S$, kết quả nghiên cứu sẽ giúp các nhà địa chất xác định được nguồn gốc vật chất và dung dịch tạo quặng.

Mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp hình thành tương đối gần bề mặt (<1,5km) và bị ảnh hưởng mạnh mẽ bởi hoạt động magma cũng như chịu ảnh hưởng của nước khí tượng [125], [265]. Các chất bốc nguồn magma và sự sôi từ dưới lên là nhân tố quan trọng điều khiển đặc tính của các đồng vị bền. Các đồng vị có hệ thống của Oxi và Hydro trong các mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp (Hình 3.16) cho thấy nước khí tượng và nước magma đóng vai trò chính hình thành dung dịch tạo quặng. Nhiều mỏ cho thấy các bằng chứng về việc trộn lẫn giữa nước magma và nước khí tượng.

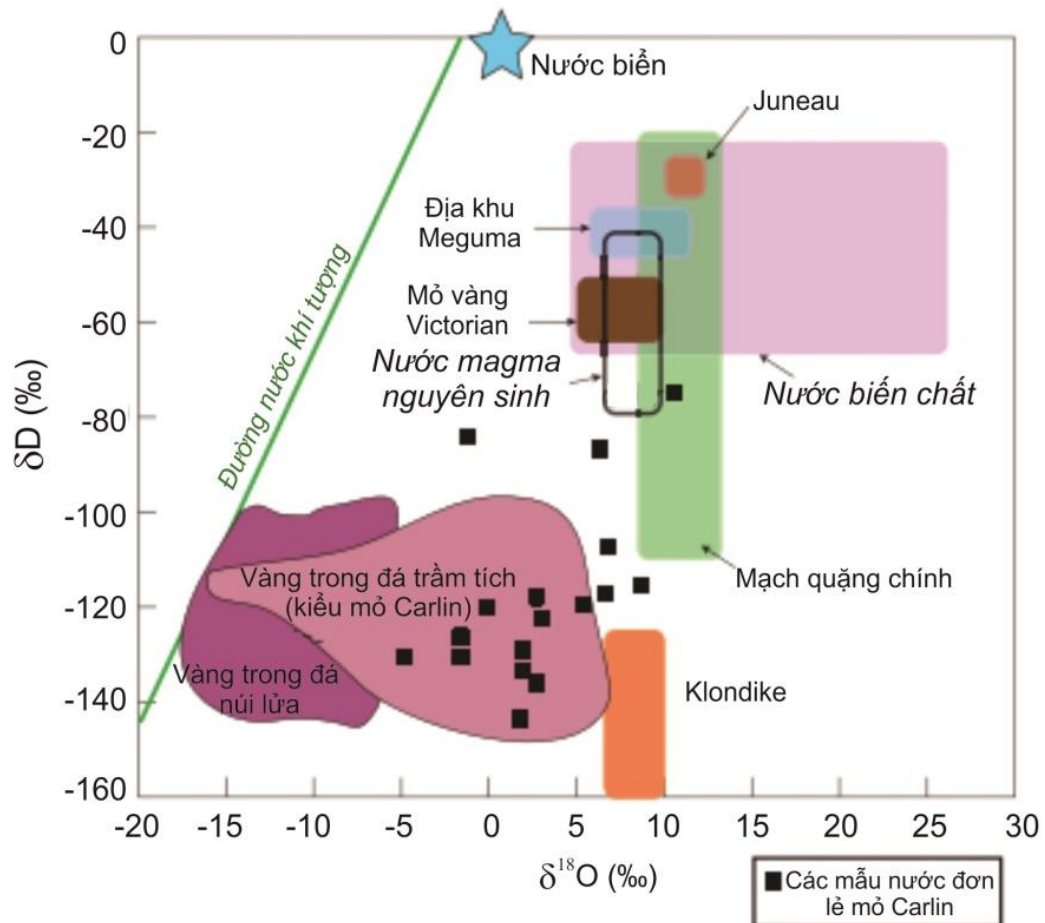
Các loại mỏ vàng kiểu mỏ Carlin và nguồn gốc núi lửa đại diện cho hai loại chính khác của mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp chứa kim loại quý. Các loại mỏ này được biết đến nhiều ở miền Tây nước Mỹ và Tây Nam Trung Quốc đặc trưng bởi các biến đổi silic hóa trong đá cacbonat hạt mịn hoặc đá núi lửa xâm tán pyrit. Các nghiên cứu sự biến đổi của đồng vị oxi và hydro trong khoáng vật và các bao thể ở các mỏ kiểu Carlin (Hình 3.16) thấy rằng nước khí tượng là dấu hiệu với hầu hết các tính toán trên dung dịch đều làm tăng giá trị $\delta^{18}O$ do tương tác giữa nước- đá. Tuy nhiên một số mỏ có giá trị đồng vị trong dung dịch cho thấy có sự trộn lẫn nước khí tượng với nước magma hoặc nước biến chất.

Các nghiên cứu đồng vị sulphur của các mỏ kiểu Carlin trên pyrit đồng sinh và cùng quá trình thành đá trong đá gốc cho hàng loạt các giá trị [72]. Các giá trị $\delta^{34}S_{H_2S}$ được tính toán trong các dung dịch tạo khoáng cho thấy sự biến đổi lớn rơi trong khoảng 5-10‰. Mỏ Getchell được xem là trường hợp ngoại lệ duy nhất với giá trị $\delta^{34}S_{H_2S}$ gần với giá trị magma. Nhìn chung sulphur có nguồn gốc từ đá gốc. Những kết luận tương tự có thể cho phần lớn các mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp và các mỏ vàng tạo núi.



Hình 3.16: Biểu đồ tương quan giữa $\delta^{18}O$ và δD cho các nguồn nước trong địa chất [265].

Các mỏ vàng tạo núi (Goldfarb et al., 2005) [103] xảy ra ở các vùng biển chất trong hoặc gần kề với các đứt gãy sâu. Các dung dịch tạo khoáng được cho rằng di chuyển dọc theo sự gradient ứng suất liên quan đến địa chấn và các sự kiện tạo núi. Các khoáng vật Au thường được thành tạo ở 250-400⁰C. Các nghiên cứu đồng vị oxi và hydro trong các bao thể và các khoáng vật silicat chỉ ra rằng dung dịch tạo khoáng điển hình cho nước biển chất (Hình 3.17). Nhưng các mỏ vàng tạo núi hình thành từ các dung dịch tạo quặng có từ nhiều nguồn: một số mỏ có thành phần nước magma và một số có thành phần nước khí tượng. Các giá trị đồng vị sulphur nhìn chung tập hợp trong khoảng 0-10‰, nhiều giá trị có thể thấp hơn hoặc cao hơn cho thấy rằng sự chiếm ưu thế của nguồn vỏ Trái Đất nhiều hơn sulphur liên quan magma [103].



Hình 3.17: Khoảng giá trị đồng vị oxy và hydro của dung dịch tạo khoáng trong các mỏ vàng tạo núi tại vùng Western Nevada [72].

3.5.3 Phương pháp định tuổi quặng hóa

Xác định thời gian hình thành các mỏ quặng không chỉ cho ta biết đặc trưng của mỏ khoáng, nguồn gốc và nguyên nhân hình thành của chúng, thời gian của các sự kiện tạo khoáng, ý nghĩa lý luận về quan hệ có quy luật của các dị thường địa chất, giải thích nguồn gốc dung dịch tạo quặng, tổng kết quy luật tiến hóa sinh khoáng từ quy mô khu vực đến toàn cầu, mà còn có giá trị khoa học rất cao về tính chỉ đạo cho công tác dự báo và tìm kiếm thăm dò các mỏ khoáng.

Trong các phương pháp nghiên cứu truyền thống, thời gian tạo khoáng được xác định chủ yếu dựa vào quan hệ được sắp xếp tương đối giữa quặng hóa và các thể địa chất; đối với các mỏ khoáng có nguồn gốc trầm tích, bản thân các thân quặng chính là một bộ phận của các tập đá trầm tích, thời gian hình thành địa tầng có thể đại diện cho thời gian thành tạo mỏ quặng; thời gian thành tạo của magma xâm nhập thường muộn hơn thời gian thành tạo của địa tầng có quan hệ tiếp xúc xuyên cắt với các thể xâm nhập và sớm hơn quan hệ tiếp xúc trầm tích của các địa tầng phủ trên, dựa vào những bằng chứng này có thể xác định được thời gian

tạo quặng của các mỏ pegmatit, các mỏ quặng có nguồn gốc magma hoặc có quan hệ mật thiết với khối magma xâm nhập.

Bối cảnh thành tạo của các mỏ khoáng có nguồn gốc nhiệt dịch và biến chất tương đối phức tạp. Đã có rất nhiều số liệu chỉ ra những mỏ khoáng này luôn luôn là sản phẩm của tác dụng tạo quặng đa kỳ, giữa các thời kỳ tạo khoáng (hoặc giai đoạn tạo khoáng) khác nhau có thể có khoảng thời gian thành tạo cách nhau hàng vài triệu năm đến vài chục triệu năm. Các phương pháp địa chất thường được sử dụng để xác định thời gian tạo khoáng của các mỏ khoáng này gồm: 1) Thông qua việc xác định thời gian của các đá có trước và có sau quá trình tạo khoáng để phán đoán thời gian hình thành mỏ quặng, khoảng cách thời gian ngắn nhất giữa các đá trước tạo khoáng và sau tạo khoáng chính là khoảng thời gian hình thành mỏ quặng; 2) thời gian tạo khoáng thường không sớm hơn thời gian hình thành đá chứa quặng; 3) bất chỉnh hợp làm mất tính liên tục của các thân quặng, thời gian hình thành mỏ quặng sẽ có trước thời gian thành tạo bất chỉnh hợp; 4) quan hệ xuyên cắt giữa các mạch quặng. Có thể thấy các phương pháp này chủ yếu dựa vào quan hệ địa chất để đưa ra những dự đoán tương đối về khoảng thời gian tạo khoáng với một khoảng thời gian lớn, mang tính định tính và độ chính xác thấp. Khác với các phương pháp định tuổi truyền thống này, phương pháp đồng vị định tuổi đồng vị lợi dụng quy luật phân rã của các nguyên tố đồng vị phóng xạ tự nhiên để tính tuổi tuyệt đối của các khoáng vật quặng, các khoáng vật là sản phẩm của quá trình biến đổi nhiệt dịch và các đá chứa quặng, từ đó có thể xác định được một cách định lượng chính xác về thời gian tạo khoáng cũng như quá trình tiến hóa hình thành của các mỏ quặng.

Nghiên cứu nguồn gốc và nguyên nhân hình thành các mỏ khoáng, thiết lập các mô hình mỏ quặng, quan trọng nhất là cần xác định rõ mối quan hệ về không gian phân bố và thời gian hình thành của quặng hóa và đá chứa quặng. Về mối quan hệ về không gian, chúng ta có thể làm rõ được thông qua khảo sát địa chất thực địa chi tiết, còn mối quan hệ về thời gian chúng ta chỉ có thể dựa vào tuổi tạo quặng, tuổi thành tạo của đá chứa quặng và tuổi của các sự kiện tạo quặng để quyết định. Các mỏ khoáng và các đá chứa quặng cộng sinh chặt chẽ về mặt không gian, nhưng không nhất định có mối liên hệ về nguồn gốc thành tạo. Chỉ khi giữa chúng có mối liên hệ mật thiết về không gian và thời gian mới có thể là cơ sở chỉ rõ mối liên hệ về nguồn gốc thành tạo giữa chúng. Trong mỏ wolfram Carrock Fell (miền nam nước Anh) các thân quặng chủ yếu là các mạch thạch anh - wolframit nằm ở rìa tiếp xúc giữa khối magma Skiddaw và đá phiến sét tuổi

Paleozoi sớm. Tuổi thành tạo của khối granit xác định được là 395 triệu năm, tuổi đẳng thời Rb-Sr của các bao thể khí lỏng trong mạch thạch anh wolframit là 392 ± 5 triệu năm, tuổi K-Ar cho muscovit trong đới biến đổi greizen hóa là 387 ± 6 triệu năm. Các số liệu này cho thấy các mạch quặng không những về không gian có quan hệ với khối granit Skiddaw, mà về thời gian hình thành chúng cũng hoàn toàn giống nhau, chỉ ra rằng mỏ wolfram Carrock Fell thuộc về loại hình mỏ có nguồn gốc nhiệt dịch magma [247].

** Các phương pháp định tuổi tạo quặng*

Trong vài thập niên trở lại đây việc ứng dụng các phương pháp định tuổi đồng vị trong nghiên cứu sinh khoáng không ngừng phát triển, đã có rất nhiều phương pháp đồng vị được ứng dụng thành công trong nghiên cứu định tuổi quặng hóa. Dựa trên phương thức ứng dụng có thể chia thành hai hệ phương pháp chính đó là hệ phương pháp định tuổi quặng hóa truyền thống và hệ các phương pháp định tuổi khoáng vật quặng.

a. Các phương pháp phân tích tuổi tạo quặng truyền thống

Các phương pháp phân tích tuổi tạo quặng truyền thống chủ yếu sử dụng các phương pháp định tuổi đồng vị để xác định tuổi thành tạo cho các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch hoặc khoáng vật mạch (như mica, felpat kali, chlorit, thạch anh v.v.), các khoáng vật phụ thành tạo do quá trình nhiệt dịch (như zircon, monazit, rutil v.v) hoặc là các bao thể trong khoáng vật. Một số phương pháp thường xuyên được sử dụng trong các công trình nghiên cứu trên thế giới trong những năm gần đây gồm:

- Phương pháp Rb-Sr

Phương pháp Rb-Sr dựa trên tổ phần đồng vị Rb-Sr của các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch để xác định thời gian tạo quặng. Một trong những đặc trưng cơ bản của các mỏ quặng nhiệt dịch là xung quanh các mỏ quặng là các đới biến đổi nhiệt dịch, các khoáng vật hình thành do quá trình biến đổi nhiệt dịch thường thấy là sericit, albit, felpat kali, chlorit v.v, thông qua các phương pháp tuyến chúng ta có được các mẫu đơn khoáng có độ thuần nhất cao, sử dụng phương pháp định tuổi đồng vị Rb-Sr đưa ra được tuổi đẳng thời, từ đó xác định được thời gian của tác dụng địa chất tạo quặng.

Thông qua tổ phần đồng vị Rb-Sr của các bao thể khí lỏng trong các khoáng vật mạch của thân quặng để xác định tuổi tạo quặng. Dựa trên nguyên lý các bao thể khí lỏng nguyên sinh trong các khoáng vật mạch là dấu vết để lại của dung

dịch tạo quặng, thời gian hình thành bao thể có thể phản ánh được thời gian đóng của khoáng vật chủ. Đối tượng phân tích thường là các bao thể khí lỏng trong thạch anh, fluorit, pyrit, sphalerit v.v., trong đó các bao thể khí lỏng trong thạch anh là đối tượng được dùng nhiều nhất, do thạch anh là khoáng vật chủ đạo trong các thân quặng nhiệt dịch, độ đồng nhất về thành phần hóa học cao, khả năng bảo tồn của tổ phân đồng vị Rb-Sr trong bao thể khí lỏng tốt.

- Phương pháp K-Ar và Ar-Ar

Đây là một trong những phương pháp định tuổi đồng vị sớm được áp dụng trong nghiên cứu sinh khoáng. Hệ phương pháp này gồm phương pháp pha loãng đồng vị K-Ar thông thường và phương pháp $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, đối tượng phân tích chủ yếu là các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch có chứa nguyên tố kali (sericit, muscovit, chlorit v.v.) hoặc khoáng vật mạch (thạch anh) và các bao thể khí lỏng trong thạch anh. Clark et al. (1983) [68] định tuổi K-Ar cho biotit bị biến đổi nhiệt dịch trong phần bị biến đổi kali hóa trung tâm của mỏ porphyr Cu-Mo El Teniente, miền trung Chile; kết quả tuổi K-Ar biotit 4,6-4,7tr.n được tác giả cho rằng đây là tuổi hình thành của pha tạo quặng chính liên quan chặt chẽ với khối diorit porphyr Teniente có tuổi K-Ar cho đá tổng là 4,7-4,5tr.n.

- Phương pháp Sm-Nd

Phương pháp này dựa trên phương pháp xác định đường đẳng thời xác định tuổi tuyệt đối cho các khoáng vật quặng và các khoáng vật mạch (với điều kiện các khoáng vật này phải có hàm lượng nguyên tố Sm và Nd $>1 \times 10^{-6}$). Hệ đồng vị Sm-Nd tương đối dễ dàng bảo tồn được trạng thái đóng, đồng thời khả năng bảo tồn tốt trước quá trình phong hóa và biến đổi nhiệt dịch. Đặc biệt là một số khoáng vật đơn khoáng như calcit, fluorit, sheelit, turmalin v.v. Các nguyên tố Sm và Nd được tồn tại trong các ô mạng tinh thể thay thế vị trí của cation Ca^{2+} . Vì vậy từ những năm 80 của thế kỷ 20 đã có rất nhiều công trình nghiên cứu tiến hành xác định thời gian tạo quặng của các mỏ khoáng thông qua việc định tuổi Sm-Nd cho các khoáng vật có chứa canxi như calcit, fluorit, sheelit v.v.

b. Các phương pháp định tuổi khoáng vật quặng

Khác với phương pháp định tuổi truyền thống, các phương pháp định tuổi khoáng vật quặng tiến hành định tuổi trực tiếp khoáng vật quặng cần nghiên cứu. Trong những năm gần đây với sự triển khai áp dụng mạnh mẽ các thiết bị phân tích hiện đại có độ chính xác và độ nhạy cao đã mang lại sự phát triển mạnh mẽ cho các phương pháp định tuổi khoáng vật quặng. Mặc dù vậy hiện tại các phương

pháp định tuổi khoáng vật quặng không có nhiều, đối tượng phân tích chủ yếu tập trung vào một số khoáng vật như pyrit, sphalerit, molybdenit, arsenopyrit, pyrit và sheelit.

- Phương pháp định tuổi Re-Os molybdenit và các khoáng vật sulphur

Phương pháp xác định tuổi khoáng vật quặng bằng hệ thống đồng vị Re-Os cơ bản dựa vào sự phân rã phóng xạ ^{187}Re thành ^{187}Os thông qua phân huỷ phóng xạ β mà dẫn đến dị thường đồng vị Os để tính tuổi địa chất. Do nhiệt độ đóng của hệ thống đồng vị Re-Os cao, do đó ít bị ảnh hưởng bởi các sự kiện địa chất về sau, nên phương pháp này có thể xác định chính xác thời gian thành tạo quặng.

3.6. NHÓM CÁC PHƯƠNG PHÁP XÁC LẬP MÔ HÌNH NGUỒN GỐC THÀNH TẠO MỎ QUẶNG

3.6.1. Tổng quan về phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng

Mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng là một dạng mô hình thông thường được đưa ra dưới dạng hình vẽ giải thích sự hình thành, kết cấu và quy luật phân bố quặng hóa trong một mỏ khoáng dựa trên những kết quả tổng kết về cấu tạo và đặc trưng môi trường thạch học của mỏ quặng, đặc trưng hình thái thân quặng, đặc điểm quặng hóa, những biến đổi nhiệt dịch và tính phân đới của chúng, nguồn gốc vật chất và dung dịch tạo quặng, tuổi tạo đá và tạo quặng cũng như quy luật hình thành. Dựa trên những hiểu biết chi tiết về mô hình mỏ quặng điển hình đã nghiên cứu, chúng ta có thể áp dụng để tìm kiếm - thăm dò các mỏ quặng mới, có thể xác định được loại hình mỏ đang tìm kiếm thăm dò, dự trữ được các đặc trưng địa chất và quy mô của mỏ, hoạch định được kế hoạch đầu tư, vạch ra được kế hoạch cho chiến lược tìm kiếm các mỏ khoáng đặc biệt là các mỏ ẩn với tỷ lệ thành công cao nhất. Một mô hình mỏ hoàn thiện sẽ có thể chỉ ra rất rõ ràng các đặc trưng của phần đỉnh và phần đáy của mỏ (các đặc trưng về biến đổi nhiệt dịch, cấu tạo, vành phân tán các nguyên tố chỉ thị v.v.), dựa vào kết cấu của mô hình mỏ chúng ta có thể đưa ra được dấu hiệu tìm kiếm từ đó dự đoán khả năng tồn tại quặng hóa dưới sâu.

Nghiên cứu về mô hình cấu trúc không chế quặng hóa là một định hướng nghiên cứu trong địa chất đã có lịch sử phát triển lâu dài. Định hướng nghiên cứu này đã xây dựng được một cơ sở lý luận và thực tiễn phong phú và đáng tin cậy. Hiện tại trước những yêu cầu ngày càng cao của công tác tìm kiếm thăm dò đặc biệt là các mỏ quặng ẩn sâu, những nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa

được kết hợp với những nghiên cứu về địa hóa, địa hóa đồng vị, điều kiện thành tạo quặng hóa, nguồn gốc vật chất và dung dịch tạo quặng v.v. để nghiên cứu chi tiết về cơ chế và môi trường hình thành quặng hóa và mối quan hệ của chúng với hoạt động kiến tạo khu vực, làm cơ sở xây dựng mô hình thành tạo mỏ, định hướng cho công tác tìm kiếm và thăm dò quặng ẩn sâu.

Những mỏ quặng ẩn sâu gần đây được phát hiện trên thế giới chủ yếu dựa trên cơ sở nghiên cứu chi tiết về cấu trúc không chế quặng hóa, làm nền tảng cho những phương pháp tìm kiếm, thăm dò khác tiến hành xây dựng mô hình thành tạo các mỏ quặng, từ đó xác lập các dấu hiệu tìm kiếm quặng ẩn sâu. Việc kết hợp giữa những nghiên cứu về cấu trúc không chế quặng hóa với nghiên cứu mô hình thành tạo mỏ quặng (bao gồm tiến hóa kiến tạo khu vực, đặc điểm quặng hóa, điều kiện hóa lý, nguồn gốc vật chất tạo quặng và tuổi hình thành) từ đó có thể thành lập được các bản đồ, sơ đồ cấu trúc không chế quặng hóa cho các điểm quặng, tụ khoáng và đới tạo khoáng, khoanh định những khu vực quặng hóa triển vọng phục vụ cho công tác tìm kiếm, thăm dò tiếp theo. Vì vậy nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa có ý nghĩa thực tiễn rất lớn đối với công tác tìm kiếm, thăm dò, dự báo và đánh giá triển vọng quặng hóa, đặc biệt là việc dự đoán sự tồn tại của các thân quặng và các đới quặng ẩn.

3.6.2. Kết quả nghiên cứu kiểm chứng hệ phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ tại mỏ Sin Quyền

- Yếu tố thạch học - địa tầng

Yếu tố địa tầng đóng vai trò quan trọng trong quá trình hình thành, tích tụ khoáng hóa đồng thuộc mỏ đồng Sin Quyền. [Gas'kov et al \(2012\) \[98\]](#) cho rằng quặng hóa Cu-Fe-Au trong đá trầm biến chất hệ tầng Sin Quyền được hình thành trong quá trình phun trào kiểu đại dương, tồn tại trong các thấu kính đá phun trào trong một tổ hợp đá trầm tích phun trào. Sau đó các quá trình biến chất về sau đã làm biến chất và biến dạng các thành tạo chứa quặng có trước hình thành nên mỏ Sin Quyền với kiểu quặng hóa ban đầu là kiểu conchedan. Theo quan điểm này các đá biến chất của hệ tầng Sin Quyền vừa đóng vai trò là các thành tạo sinh quặng, vừa đóng vai trò là các thành tạo không chế quặng. Mặc dù vậy, kết quả nghiên cứu của [Trần Mỹ Dũng và nnk \(2016a\) \[284\]](#) và nhiều kết quả nghiên cứu khác cho thấy quặng hóa đồng chỉ tập trung và phân bố trong các đới biến chất trao đổi nhiệt dịch. Đặc trưng biến đổi nhiệt dịch cho kiểu quặng hóa này có thể khái quát như sau: các hiện tượng biến chất trao đổi nhiệt dịch được chia thành hai tổ hợp, tổ hợp biến chất trao đổi natri hóa có trước (pha sớm) phân bố rộng rãi

(mà ở đây là hiện tượng biến đổi albit hóa) theo sau là một pha biến chất trao đổi Fe-K nhiệt dịch muộn. Tại khu mỏ Sin Quyền, quá trình biến chất trao đổi Fe-K đã làm biến đổi hoàn toàn các thể amphibolit và gneis biotit vây quanh theo phương thức biến chất trao đổi thay thế, dẫn đến các đá này đều có chứa magnetit, orthit và khoáng hóa đồng. Đới biến chất trao đổi và quặng hóa sulphur phát triển định hướng kéo dài dọc theo đường phương và hướng dốc của các mặt đứt gãy. Quá trình biến chất trao đổi đã thay thế gần như hoàn toàn các đá có trước tạo thành tổ hợp đá chứa thạch anh-biotit-hastingsit thay thế cho các thể amphibolit và gneis biotit hình thành các thân quặng dạng thấu kính dày vài chục mét, kéo dài hàng trăm mét. Chỉ số đồng vị S ($^{34}\text{S}=1\sim 3\%$) cho thấy mối liên quan tương đối rõ ràng của quặng hóa đồng với dung dịch nguồn magma. Nhận định này được ủng hộ từ những nghiên cứu của [Tạ Việt Dũng và nnk \(1975\) \[6\]](#), [Phan Trường Thị \(1964\) \[24\]](#), [Hoàng Hoa Cương và Nguyễn Đức Hân \(1969\) \[3\]](#), [Bùi Phú Mỹ và nnk \(1978\) \[17\]](#), [McLean \(2001\) \[193\]](#), [Ishihara et al \(2011\) \[138\]](#). Dựa trên những nhận định này, các đá biến chất hệ tầng Sin Quyền đóng vai trò là đá vây quanh chứa quặng với thành phần thạch học tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình biến chất trao đổi, đóng vai trò định vị các đới khoáng hóa đồng trong khu vực.

- Yếu tố magma

Những nghiên cứu về magma liên quan đến quặng hóa đồng trong vùng nghiên cứu trước đây khá hạn chế. Tuy nhiên trong những năm gần đây những kết quả nghiên cứu của [Trần Mỹ Dũng và nnk \(2016a\) \[272\]](#), [Li et al. \(2018\) \[176\]](#) đã đưa ra được những kết quả nghiên cứu chuyên sâu về hoạt động magma và mối quan hệ của chúng với quặng hóa đồng trong khu vực.

Theo những kết quả nghiên cứu trước đây hoạt động magma và mối quan hệ của chúng với khoáng hóa đồng trong vùng nghiên cứu chỉ được đề cập trong những công trình nghiên cứu tổng hợp, nhận định về nguồn gốc và mối quan hệ của chúng với quặng hóa chủ yếu dựa vào đặc điểm địa chất, mối quan hệ về không gian, đặc điểm biến đổi đá vây quanh, chưa có những số liệu phân tích định lượng để làm rõ mối quan hệ giữa hoạt động magma và tạo khoáng cũng như tiến hóa kiến tạo - magma - sinh khoáng khu vực. Dựa trên kết quả nghiên cứu đã công bố trong và ngoài nước, hoạt động magma vùng nghiên cứu có thể được phân thành 3 giai đoạn chính: giai đoạn Neoproterozoi, giai đoạn Permi muộn - Trias sớm và giai đoạn Kainozoi. Về mối quan hệ giữa quặng hóa đồng với hoạt động magma, [Bùi Phú Mỹ và nnk \(1978\) \[17\]](#) cho rằng toàn bộ khoáng hóa đồng khu vực nghiên cứu đều liên quan đến một nguồn magma tuổi Permi muộn - Trias

sớm mà rất có thể là hoạt động magma trung tính - axit tại các khối Phìn Ngan và Lũng Thàng. McLean (2001) [193] cho rằng hoạt động magma Neoproterozoi trong khu vực liên quan mật thiết đến khoáng hóa đồng trong đá biến chất Tiền Cambri, loại hình quặng đồng tại khu vực Phìn Ngan và Lũng Thàng là loại hình quặng khác với kiểu Sin Quyền. Kiểu quặng hóa này có thể liên quan đến hoạt động magma tuổi Permi-Trias. Trần Quốc Hải (1969) [10], Tạ Việt Dũng và nkk (1975) [6] lại cho rằng quặng hóa đồng liên quan đến dung dịch kiểu granit được chiết suất từ quá trình siêu biến chất. Những kết quả nghiên cứu này mặc dù còn thiếu những bằng chứng định lượng, nhưng đều có một sự nhận định là quặng hóa đồng vùng nghiên cứu có nguồn gốc từ hoạt động magma. Như vậy yếu tố magma là yếu tố địa chất quan trọng đóng vai trò là yếu tố nguồn cung cấp cho hoạt động tạo khoáng khu vực.

Kết quả nghiên cứu của Trần Mỹ Dũng và nkk (2016a) [272], Li et al. (2018a, b)[175] đã xác định được nguồn gốc quặng hóa đồng phân bố trong các đá biến chất hệ tầng Sin Quyền và xâm nhập trung tính liên quan chặt chẽ với hoạt động magma cung được hình thành trong khoảng thời gian 770-841 tr.năm. Các thành tạo magma xâm nhập thuộc phức hệ Posen, khối Lũng Thàng, Phìn Ngan, Suối Thầu, các khối granitoid trong khu mỏ Sin Quyền, Vi Kẽm và khoáng hóa đồng khu mỏ Sin Quyền, Suối Thầu, Phìn Ngan, Lũng Thàng, các biểu hiện khoáng hóa đồng trong đá biến chất hệ tầng Sin Quyền có thể được hình thành trong cùng một hệ thống tạo quặng magma - sinh khoáng Neoproterozoi rìa đông bắc đới Phan Si Pan.

- Yếu tố kiến tạo

Vùng nghiên cứu thuộc về rìa đông bắc đới Phan Si Pan và phần phía nam của đới trượt cắt Sông Hồng, vì vậy vùng có cấu trúc địa chất phức tạp và trải qua nhiều thời kỳ hoạt động kiến tạo khác nhau. Những kết quả nghiên cứu của Trần Mỹ Dũng và nkk (2016a) [272] đã vạch định và phân tích các yếu tố kiến tạo trong khu vực và mối quan hệ của chúng với khoáng hóa Fe-Cu-Au trong khu vực.

Kết quả công tác đo vẽ bản đồ địa chất và khoáng sản khu vực xác định quặng Fe-Cu-Au nằm trong đá biến chất hệ tầng Sin Quyền với điển hình là mỏ Sin Quyền được khống chế và phân bố ở phần đỉnh vòm của nếp lồi Sin Quyền. Nếp lồi được cấu tạo bởi các đá trầm tích biến chất thuộc hệ tầng Suối Chiềng và hệ tầng Sin Quyền gồm các đá gneis migmatit, đá phiến biotit, đá phiến 2 mica, đá phiến amphibol, quartzit và đá hoa. Nếp lồi này là phần cánh trên tiếp giáp với đới đứt gãy nghịch Ngòi Phát là ranh giới giữa hai tầng cấu trúc Proterozoi sớm -

giữa và Neoproterozoi - Cambri sớm. Hệ thống đứt gãy Ngòi Phát đóng vai trò phá hủy đá có trước tạo những đới cà nát dập vỡ hình thành các bẫy kiến tạo, bản thân đứt gãy còn đóng vai trò là kênh dẫn cho dung dịch nhiệt dịch tạo quặng di chuyển và lắng đọng. Nếp lồi Sin Quyền đóng vai trò là một nếp uốn kéo theo đứt gãy, tạo các đới xung yếu ở phần vòm, các thớ chẻ mặt trực tạo điều kiện hình thành các bẫy kiến tạo không chế quặng hóa [17].

Nhiều công trình nghiên cứu về sau cho rằng hoạt động kiến tạo của đứt gãy Sông Hồng đóng vai trò chính trong quá trình tạo quặng, chúng có trước hoạt động magma và tạo quặng, hoạt động đứt gãy kéo theo hoạt động uốn nếp tạo không gian, đường dẫn thuận lợi để hoạt động magma và tạo khoáng về sau đi lên và định hình trong những đới cà nát, dập vỡ, uốn nếp đã được hoạt động kiến tạo tạo ra từ trước. Các hoạt động kiến tạo sau tạo quặng và ít được ghi nhận.

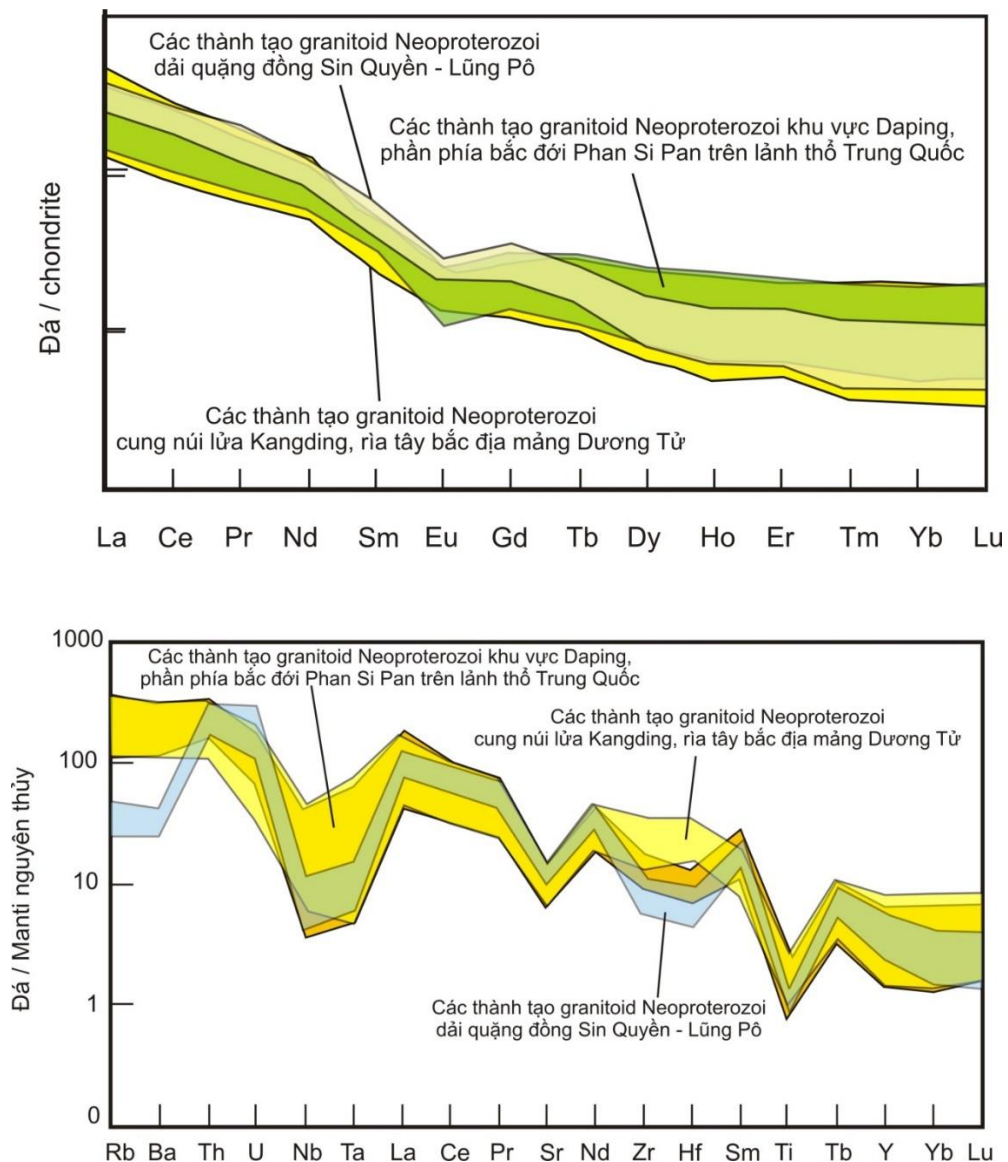
Những nghiên cứu của [Trần Mỹ Dũng và nnk \(2016a\) \[272\]](#) về cấu trúc kiến tạo khu vực cho thấy các thành tạo địa chất trong khu vực bị biến dạng, phá hủy qua nhiều thời kỳ với mức độ biến dạng khác nhau. Dựa trên phân tích cấu trúc địa chất khu vực, những quan sát thực địa và phân tích mẫu thạch học vi cấu tạo, các tác giả đã ghi nhận, phân chia các yếu tố cấu tạo khu vực nghiên cứu thành những đơn vị cấu tạo chính theo thứ tự trước sau như sau: 1) cấu trúc trước tạo quặng có vai trò quan trọng là đường dẫn và là nơi cư trú của các dung dịch nhiệt dịch lắng đọng tạo quặng, là các cấu tạo phiến và các nếp uốn của pha biến dạng sau; 2) cấu trúc đồng tạo quặng là các đới cà nát dập vỡ dọc theo đứt gãy F_1 cắt qua các đá thuộc phần trên hệ tầng Sin Quyền, các đá biến chất trao đổi lấp đầy đới cà nát hình thành các thân quặng IOCG; 3) cấu trúc sau tạo quặng là các đứt gãy trượt bằng và đứt gãy nghịch kéo theo. Các đứt gãy này làm quặng hóa phần phía đông nam đứt gãy bị ấn chìm tạo quặng hóa ẩn sâu.

- Mô hình kiến tạo - magma với quặng hóa đồng khu vực

Kết quả nghiên cứu của đề tài cho thấy dải quặng đồng Sin Quyền - Lũng Pô trải qua nhiều quá trình hoạt động địa chất khác nhau trong lịch sử phát triển địa chất khu vực. Trước Kainozoi vùng nghiên cứu thuộc về bộ phận phía tây địa mảng cổ Dương Tử. Kết quả nghiên cứu đối sánh cho thấy hoạt động magma Neoproterozoi vùng nghiên cứu có sự tương đồng với hoạt động magma khu vực Daping (phần phía bắc của đới Phan Si Pan trên lãnh thổ Trung Quốc) và cung núi lửa Kangdian rìa phía tây của địa mảng Dương Tử ([Hình 3.18](#)). Quan điểm này cũng đã được nhiều nhà nghiên cứu đề cập, chứng minh [160], [205].

Trước Neoproterozoi các đá biến chất trình độ cao thuộc vùng nghiên cứu có vai trò là móng kết tinh của địa mảng cổ được cấu thành từ các đá biến chất trình độ cao hệ tầng Suối Chiềng và hệ tầng Sin Quyền. Sang giai đoạn Neoproterozoi (841-834tr.n) địa mảng Dương Tử phát sinh mạnh mẽ hoạt động magma mafic liên quan nguồn manti và hoạt động magma hút chìm (Hình 3.19a). Mặc dù các loại hình granitoid khá đa dạng nhưng khoảng tuổi thành tạo gần như tương đồng với hoạt động magma bazơ, điều này chứng tỏ hoạt động magma granitoid hình thành trong cùng một bối cảnh kiến tạo.

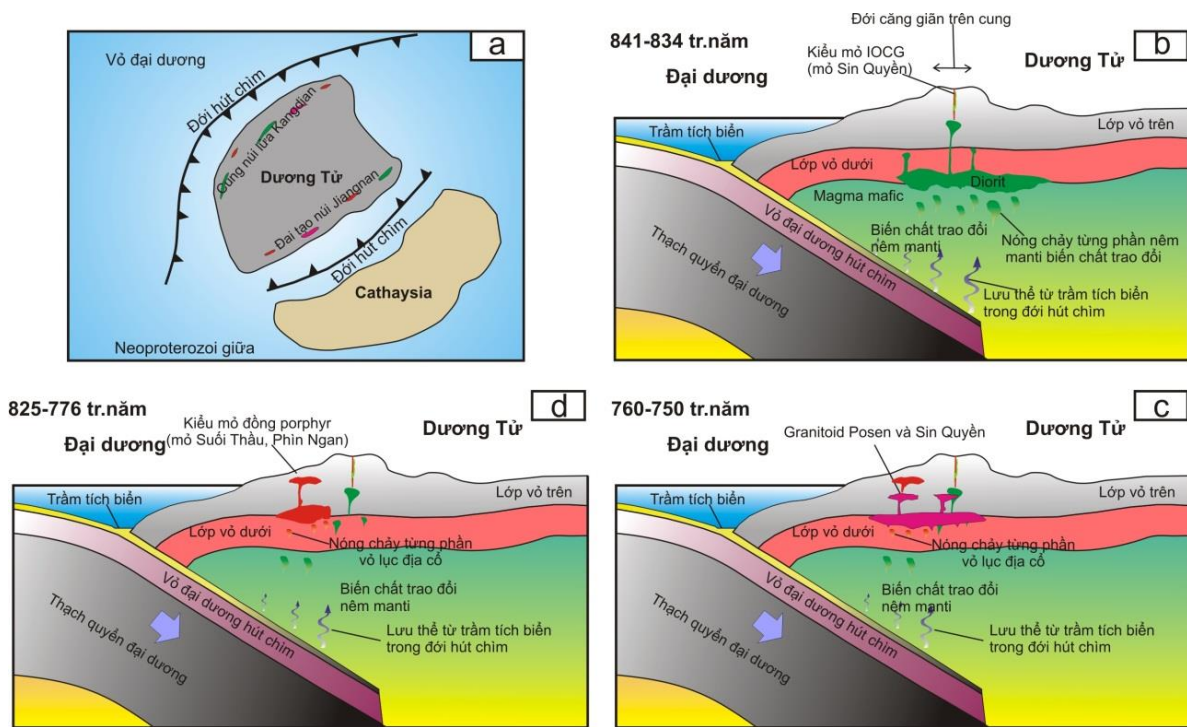
Hoạt động kiến tạo dẫn đến hoạt động uốn nếp các cấu tạo phiến khu vực hình thành các hệ thống nếp uốn trong đó có các nếp lồi khu vực U1, ngay sau đó là quá trình căng giãn cục bộ trên cung xuất hiện dẫn đến sự hình thành các đới cà nát dập vỡ dọc theo các đứt gãy thuận (hệ thống đới cà nát F1).



Hình 3.18: Đối sánh về đặc điểm địa hóa các thành tạo magma khu vực tuổi Neoproterozoi liên quan đến khoáng hóa Cu-Fe-Au.

Hoạt động magma cũng phát triển mạnh mẽ và chia thành 3 giai đoạn chính: giai đoạn I (841-834tr.n) hoạt động hút chìm của mảng vỏ đại dương Prototethys xuống dưới vỏ lục địa Dương Tử dẫn đến sự hình thành magma kiềm vôi mafic - trung tính giàu sắt kiểu Lũng Thành với sự xuất hiện của diorit pyroxen liên quan đến khoáng hóa đồng (Hình 3.19b). Tại khu vực Sin Quyền, hoạt động magma có thể kết tinh ở dưới sâu (10-15km), dung dịch hậu magma đi lên theo hệ thống đới cà nát dập vỡ F1 gây biến đổi các đá vây quanh và thành tạo khoáng hóa đồng kiểu mỏ IOCG. Hoạt động magma cũng giai đoạn 2 dẫn đến sự nóng chảy từng phần lớp vỏ dưới đóng vai trò là vỏ lục địa cổ, lò magma được tạo thành từ nguồn lưu thể manti, bộ phận nóng chảy lớp vỏ dưới và hình thành nên các đá magma là các thành tạo magma kiềm vôi trung tính axit kiểu Phìn Ngan và Suối Thầu có xu hướng đi lên theo các hệ thống đới cà nát dập vỡ và các thớ chế mặt trực của các nếp lồi khu vực U1, kết tinh ở độ sâu nông hơn (2-5km) hình thành khoáng hóa đồng kiểu mỏ đồng porphyr nghèo molybden (Hình 3.19c). Giai đoạn 3 là hoạt động của granit kiềm vôi kiểu Posen và các đai mạch granit trong khu mỏ Sin Quyền (Hình 3.19d), giai đoạn magma này có biểu hiện khoáng sản yếu, chưa tìm thấy các biểu hiện khoáng hóa có giá trị liên quan, trong khu mỏ Sin Quyền đóng vai trò xuyên cắt và phá hủy quặng hóa, đôi chỗ làm giàu cục bộ tại rìa tiếp xúc với các thân quặng mỏ Sin Quyền. Hoạt động kiến tạo Neoproterozoi muộn và Pleozoi sớm chỉ ghi nhận được với sự xuất hiện của các thành tạo trầm tích lục nguyên - carbonat của Loạt Sa Pa, hệ tầng Cam Đường, Bản Nguồn và Bản Páp phủ bất chỉnh hợp lên trên các thành tạo biến chất và magma có trước mang đặc trưng của rìa lục địa thụ động. Hoạt động kiến tạo Indosini (Permi muộn - Trias sớm) phát triển cục bộ tại rìa tây vùng nghiên cứu với xuất hiện của tổ hợp á xâm nhập - phun trào mafic Viên Nam đi cùng với nó là các hoạt động dập vỡ kiến tạo cục bộ với sự lấp đầy dung dịch nhiệt dịch sau magma hình thành khoáng hóa đồng kiểu Lũng Pô. Hoạt động kiến tạo Kainozoi thể hiện rõ nét trong vùng nghiên cứu với sự xuất hiện của các đứt gãy trượt bằng khu vực và hoạt động magma kiềm kiểu Pu Sam Cáp và các đứt gãy nghịch xuất hiện tại những vùng nén ép nằm kẹp giữa hai hệ thống đứt gãy trượt bằng. Giai đoạn kiến tạo này đóng vai trò phá hủy quặng hóa, chia cắt vùng nghiên cứu thành các khối thấu kính kiến tạo với sự biến dạng mạnh mẽ ở rìa mỗi khối, phần nội bộ khối biến dạng yếu hơn nên có sự bảo toàn quặng hóa đã hình thành. Hoạt động kiến tạo này chia cắt, dịch

trượt đẩy phân phía tây bắc vùng nghiên cứu nâng cao, phân phía đông bắc vùng nghiên cứu có xu hướng tụt xuống dẫn đến càng về phía tây nam quặng hóa càng tồn tại dưới sâu có thể tồn tại các thân quặng ẩn sâu.



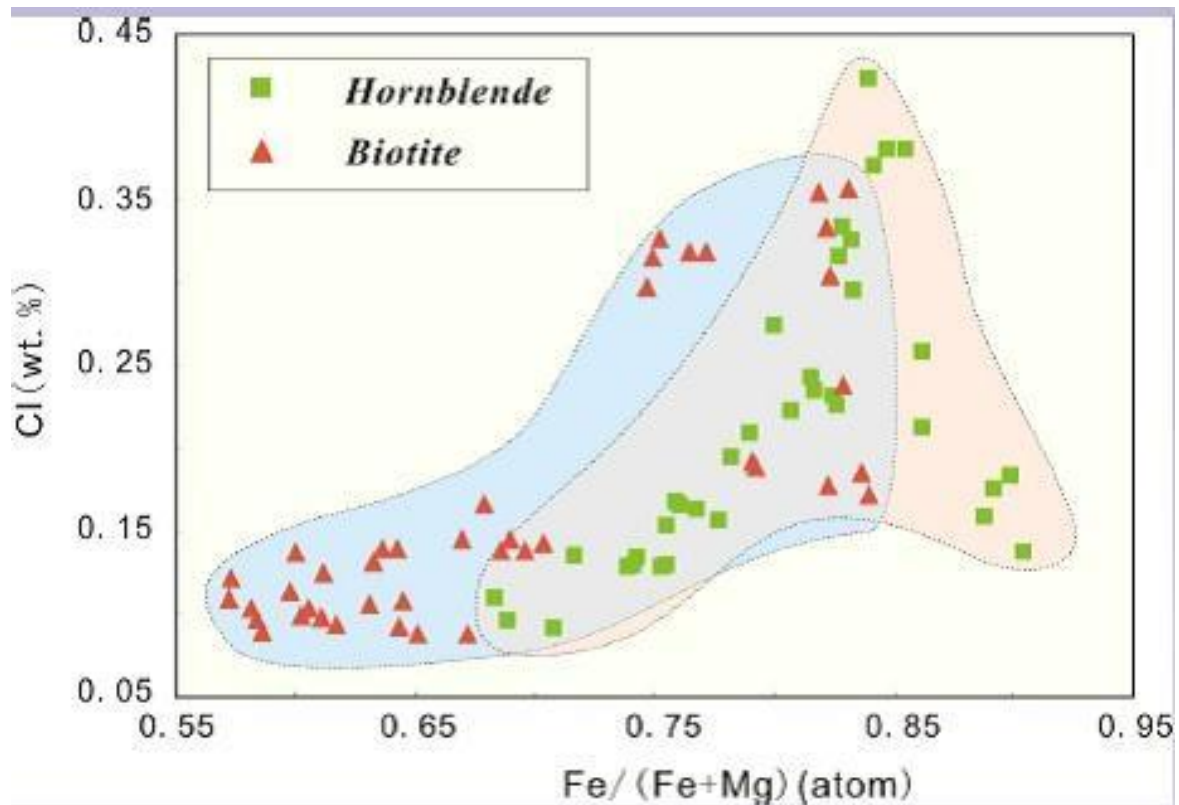
Hình 3.19: Mô hình tiến hóa kiến tạo - magma khu vực trong Neoproterozoi.

- Mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng đồng Sin Quyên

Những nghiên cứu đã tiến hành tại khu mỏ Sin Quyên đã đưa ra nhiều nhận định về việc xác lập kiểu mỏ cho mỏ Sin Quyên. Một số tác giả cho rằng mỏ đồng Sin Quyên thuộc về kiểu mỏ conchedan đồng kiểu đảo Síp sau đó bị biến chất cùng với quá trình biến chất khu vực để hình thành hệ tầng Sin Quyên. Quá trình biến chất được cho là đạt đến tương amphibolit cao với sự xuất hiện của tổ hợp pyroxen-granat-plagioclas và horblend [98]. Mặc dù vậy những kết quả nghiên cứu của Tạ Việt Dũng (1975) [6] và những nghiên cứu về tổ hợp khoáng vật và EPMA của Trần Mỹ Dũng (2016a) [272] lại cho thấy các tổ hợp đá biến đổi trong khu mỏ Sin Quyên thể hiện rõ nét cho kiểu mỏ có nguồn gốc biến chất trao đổi “dạng skarn”.

Quặng hóa đồng trong đá biến chất hệ tầng Sin Quyên là một tổ hợp quặng hóa gồm Fe-Cu-Au-REE-U và các kim loại đi kèm khác. Nhưng tổ hợp khoáng vật chính chứa Fe, Cu, Au, REE, U cùng tồn tại trong những tổ hợp cộng sinh khoáng vật có mối quan hệ gần gũi và cùng một hệ thống tạo quặng. Kết quả phân tích EPMA cho các khoáng vật vây quanh quặng cho thấy đây là những khoáng vật giàu Ca, Fe và kali; trong đó granat là hessonit, pyroxen là hedenbergit và

amphibol là hastingsit mang đặc trưng của biến đổi kiểu skarn. Kết quả đối sánh giữa hàm lượng Cl và Fe/Fe+Mg cho thấy khoáng vật amphibol và biotit vây quanh quặng khá giàu Cl (Hình 3.20), sự xuất hiện của các bao thể khí lỏng siêu muối trong granat chứng tỏ quặng hóa đi cùng quá trình biến chất trao đổi kiểu skarn liên quan đến nguồn dung dịch hậu magma.

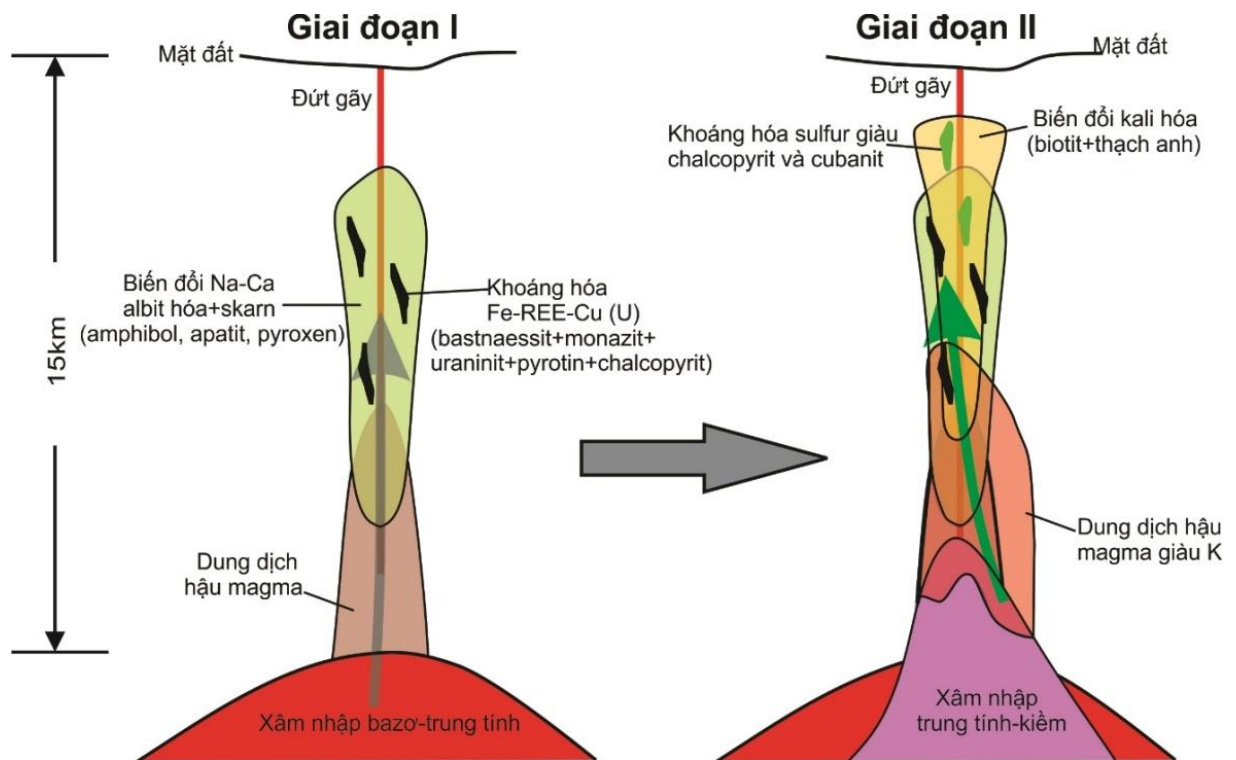


Hình 3.20: Biểu đồ tương quan hàm lượng Cl và Fe/(Fe+Mg)

Những nghiên cứu về kiểu mỏ IOCG (oxyt sắt-đồng-vàng-đất hiếm-urani) cho thấy đây là một kiểu mỏ khá điển hình trên thế giới, đặc trưng cơ bản của kiểu mỏ này là sự liên quan mật thiết của chúng với hoạt động magma trung tính ở dưới sâu. Các khối xâm nhập liên quan đến quặng hóa thường kết tinh ở độ sâu khoảng 15km, sau đó dung dịch nhiệt dịch giàu sắt được chiết suất ra từ quá trình kết tinh của những khối magma này, sau đó được di chuyển theo những đứt gãy có mặt đứt gãy gần như thẳng đứng, đi lên gây biến chất trao đổi và tích đọng trong những khu vực thuận lợi thường ở độ sâu 3-5km cách bề mặt, hình thành lên mỏ IOCG. Những nghiên cứu trên thế giới cho thấy quá trình tạo quặng IOCG thường bắt đầu bằng quá trình biến chất trao đổi Ca-Na-Fe trên diện rộng, sau đó là các quá trình biến chất trao đổi K-Fe và các quá trình biến đổi nhiệt dịch khác.

Dựa trên tổ hợp cộng sinh khoáng vật, đặc điểm các đá biến đổi và quặng hóa, chúng tôi cho rằng mỏ đồng Sin Quyền mang nhiều đặc trưng cho kiểu loại hình mỏ IOCG, đây cũng là nhận định của một số nghiên cứu có uy tín trên thế

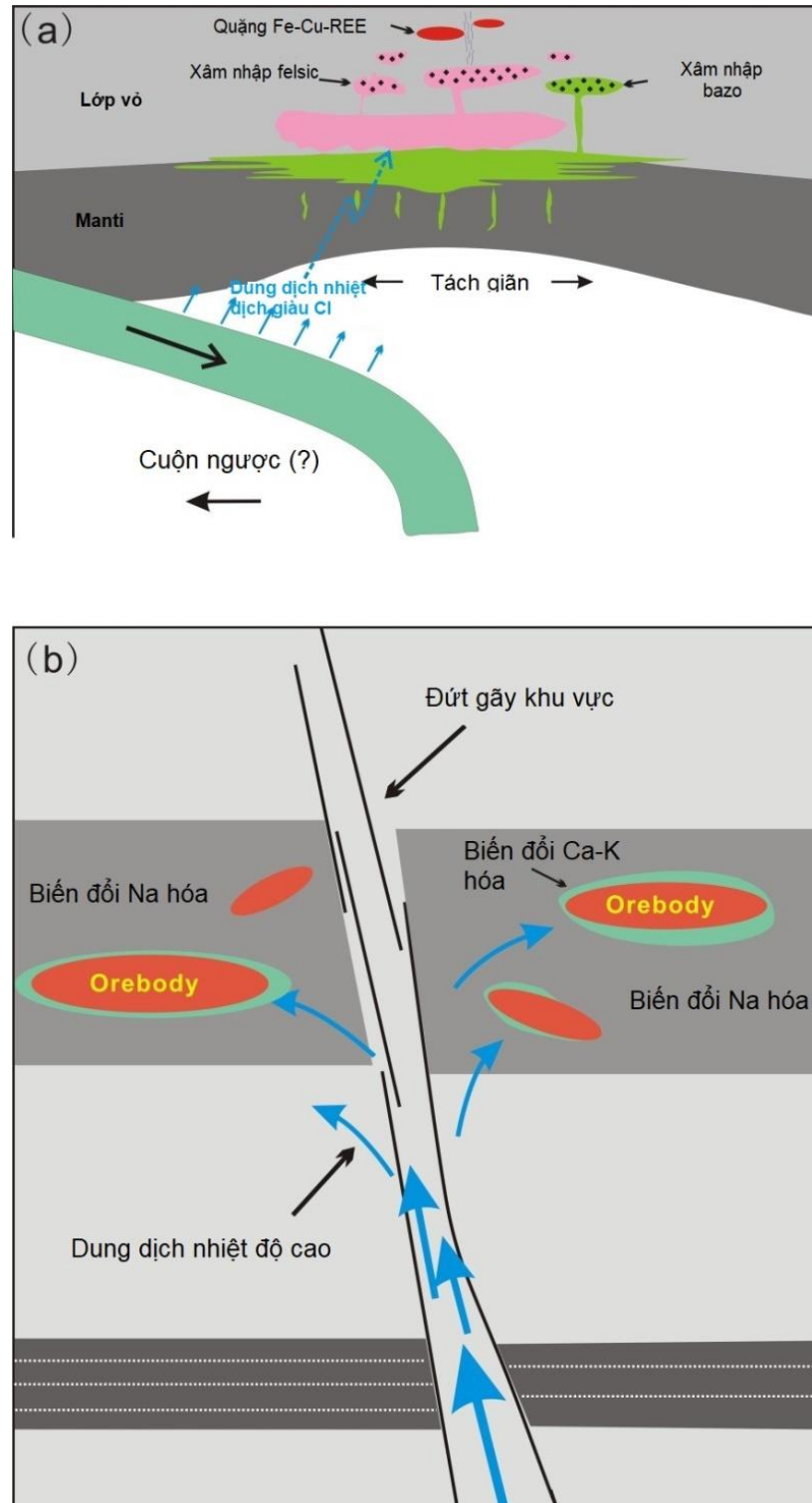
giới [193]. Những giá trị $\delta^{34}\text{S}$ của những khoáng vật sulfid trong mỏ Sin Quyền có một khoảng hẹp, dao động gần giá trị 0‰ (-0,8 đến +3,1 ‰), nó trùng với trường thành phần của sulphur nguồn magma [243]. Kết quả này cho thấy quá trình hình thành quặng liên quan đến dung dịch tạo quặng kiểu hỗn hợp magma-nhiệt dịch mang đặc trưng cho kiểu mỏ IOCG [288]. Biến chất tiếp xúc kiểu skarn xuất hiện trong rất nhiều các mỏ IOCG, kiểu mỏ mà thường được cho rằng là phản ánh mối quan hệ tiếp xúc giữa dung dịch nhiệt độ cao có nguồn gốc magma với các đá vây quanh giàu Ca. Do vậy, với sự xuất hiện một cách cục bộ các biến đổi kiểu skarn trong mỏ Sin Quyền một lần nữa ủng hộ quan điểm về sự liên quan của dung dịch kiểu hỗn hợp magma-nhiệt dịch trong quá trình hình thành quặng. Mỏ Sin Quyền là một mỏ IOCG gắn gũi với mô hình tạo quặng đến hoạt động magma của Williams et al (2005) [288] (Hình 3.21).



Hình 3.21: Mô hình mỏ IOCG cho mỏ Sin Quyền

Dựa trên những kết quả nghiên cứu đặc điểm địa chất, đặc điểm quặng hóa khu mỏ và lân cận; các yếu tố địa chất khống chế quặng hóa; đặc điểm địa hóa đồng vị và thời gian thành tạo; đặc điểm thạch địa hóa và thạch luận hoạt động magma đã nghiên cứu v.v. các mô hình đã đề cập trong những nghiên cứu có trước, đưa ra một mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ Sin Quyền dựa trên kết quả xử lý số liệu đã tiến hành. Mô hình tổng quát được chỉ ra trong hình 3.22. Trong mô hình chuẩn hóa này, các magma felsic tuổi Neoproterozoi (841-834tr.n) là sản phẩm của quá trình nóng chảy từng phần của vỏ lục địa trong bối cảnh kiến tạo

liên quan đến hoạt động hút chìm. Dung dịch nhiệt độ cao triết tách từ hoạt động magma này ở dưới sâu chứa phong phú các nguyên tố Cl, S, Fe, Cu và REE, tập trung lại đi lên dọc theo các đứt gãy khu vực. Dung dịch nhiệt độ cao từ nguồn magma này có mang thêm một phần kim loại từ các đá vây quanh trước khi tập trung, lắng đọng và tạo quặng trong các đá hệ tầng Sin Quyền.



Hình 3.22: Mô hình nguồn gốc thành tạo quặng hóa khu mỏ Sin Quyền.

CHƯƠNG 4. XÁC LẬP TIỀN ĐỀ, DẤU HIỆU ĐỊA CHẤT TÌM KIẾM VÀ LỰA CHỌN HỆ PHƯƠNG PHÁP ĐIỀU TRA KHOÁNG SẢN KIM LOẠI NỘI SINH ÂN SÂU (Fe, Cu, Ni, Pb-Zn, Sn-W, Au)

4.1. CÁC MỎ SẮT

4.1.1. Các loại hình mỏ sắt nội sinh và tiền đề, dấu hiệu địa chất tìm kiếm

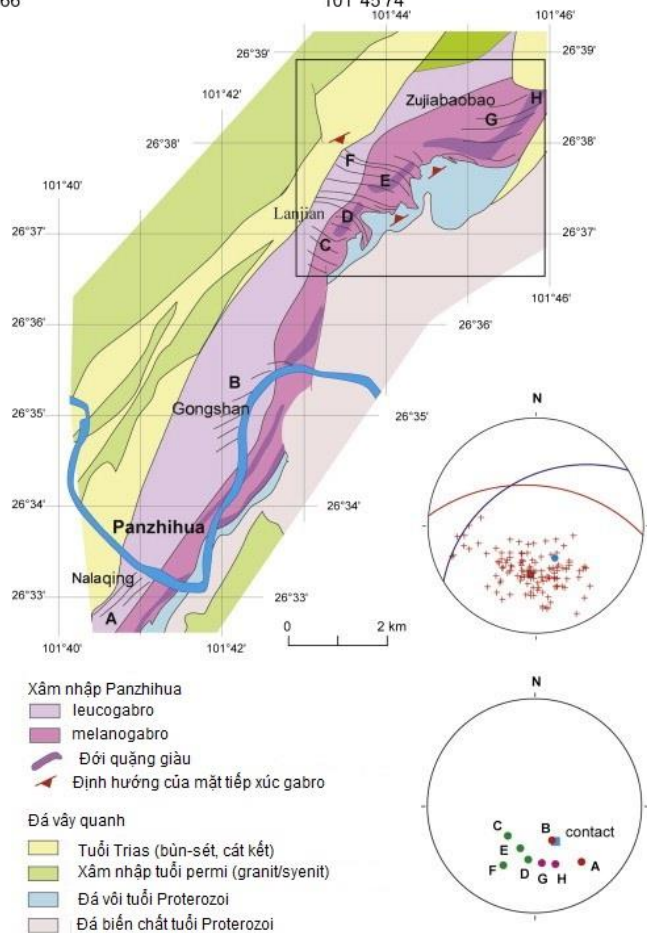
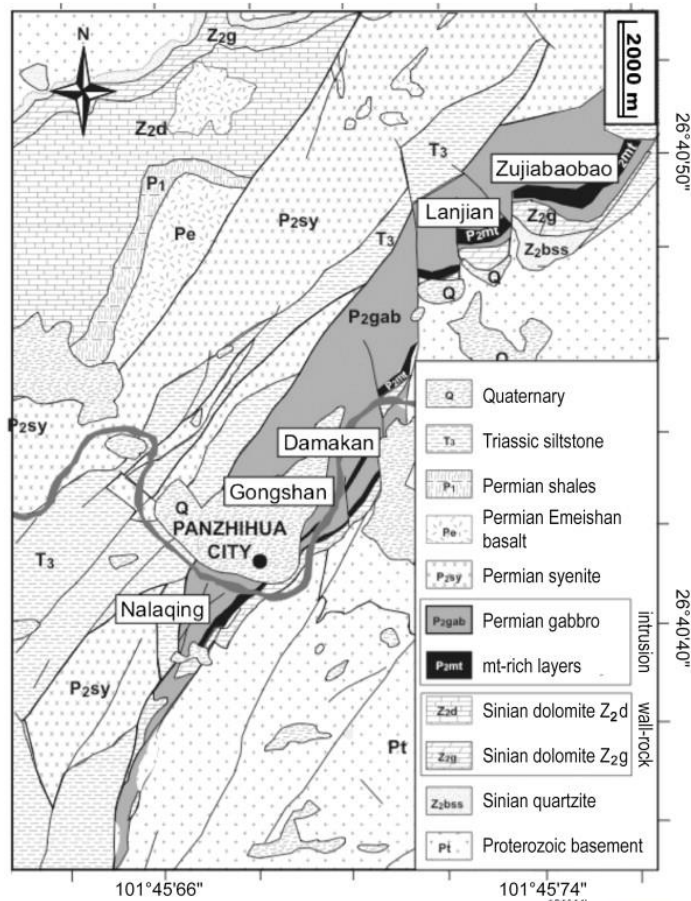
4.1.1.1. Các mỏ sắt hậu magma

a. Mỏ sắt magma muộn phân dị

Quặng hóa thuộc loại hình mỏ này chủ yếu nằm trong các thể xâm nhập có thành phần mafic, siêu mafic như gabro và peridotit. Các thể xâm nhập chứa quặng có thể kéo dài từ hàng km đến hàng chục km, chiều rộng có thể lên đến vài km. Các thân quặng thường có hình thái nhất định, chủ yếu dạng tầng, đa tầng phân bố ở phần lót đáy của các khối xâm nhập, đây là quy luật phân bố đặc trưng của các thể loại mỏ này (Hình 4.1). Độ dày của các tầng quặng có thể lên đến vài chục mét đến hàng trăm mét, có thể phát triển theo chiều sâu vài trăm mét đến hơn 1km, rất nhiều mỏ thuộc loại hình này đạt đến quy mô siêu lớn. Trong các mỏ thuộc loại hình này thường phát triển các đá mạch và các hệ thống đứt gãy có sau, thường phá hủy thể xâm nhập theo đường phương, theo hướng dốc thường khá ổn định, đảm bảo tính liên tục. Quặng hóa thường có cấu tạo xâm tán, cấu tạo phân dải, cấu tạo khối; kiến trúc tinh thể giao cắt hoặc phân dị dung dịch cứng. Khoáng vật quặng chủ yếu là titanomagnetit, ít hơn có magnetit cộng sinh cùng ilmenit dạng hạt nhỏ, khoáng vật quặng ít hơn có pyrotin, pyrit và một số khoáng vật nhóm PGE. Khoáng vật mạch thường là pyroxen, felspat bazơ, olivin, apatit, v.v. Quặng thường có thành phần hóa học: TFe: 20-45 (%), TiO₂: 3-16 (%), V₂O₅: 0,15-0,5 (%), Cr₂O₃: 0,1-0,38 (%); nguyên tố cộng sinh gồm có: Cu, Co, Ni, Ga, Mn, P, Se, Te, Sc và các nguyên tố nhóm PGE [107], [141].

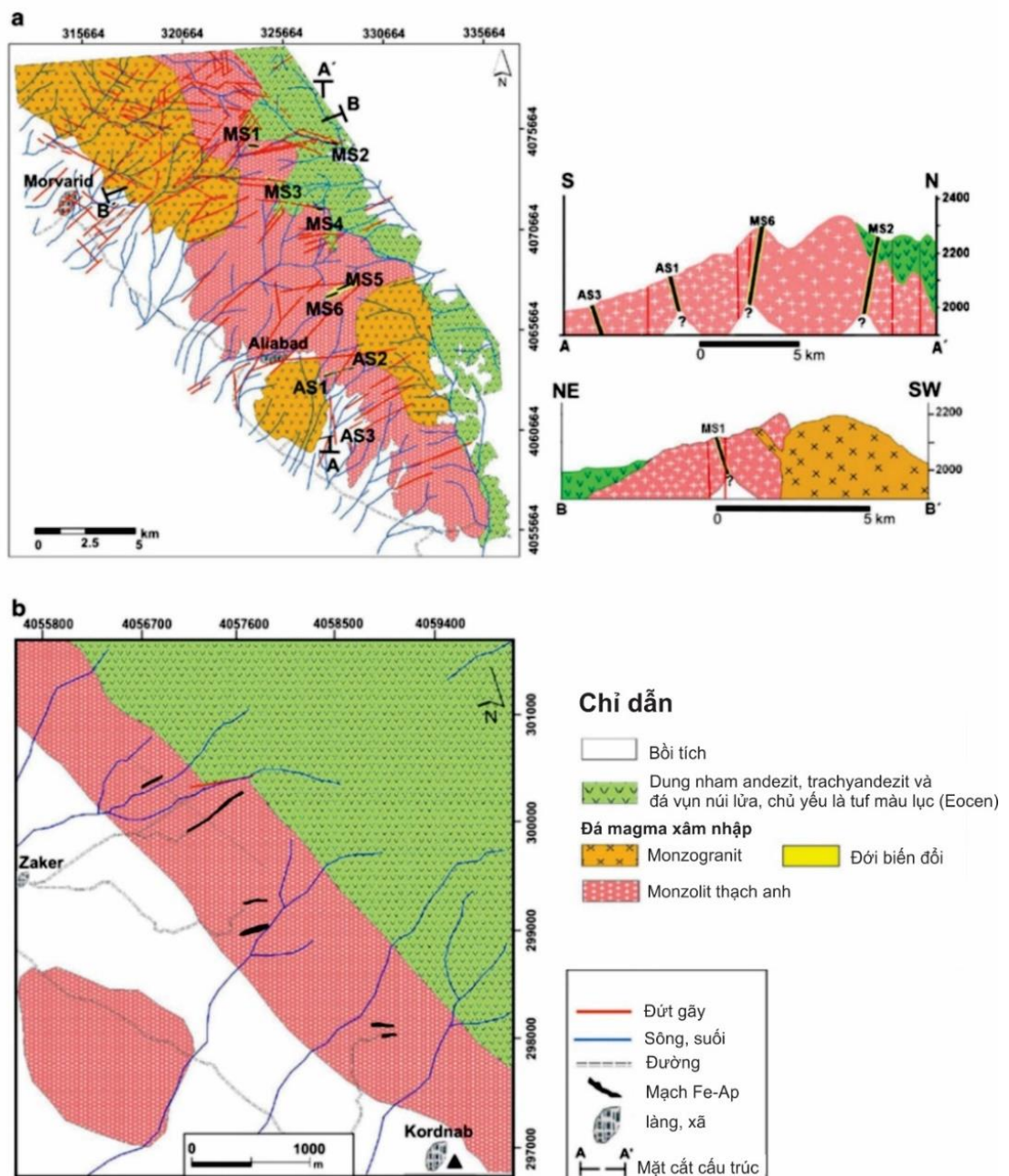
b. Mỏ sắt magma muộn hình thức “quy hồi”

Quặng hóa thuộc loại hình mỏ này thường nằm trong khối xâm nhập gabro hoặc plagiogranit. Thân quặng thường lấp đầy dọc theo những khe nứt định hướng trong khối xâm nhập (Hình 4.2) hoặc phân bố dọc theo các đới nội tiếp xúc giữa các thành tạo gabro và granitoit. Hình thái các thân quặng thường không có hình thái nhất định, có dạng thấu kính hoặc dạng mạch, mạng mạch.



Hình 4.1: Sơ đồ địa chất vùng mỏ Fe-Ti-V Panzhihua, Trung Quốc. Quặng hóa nằm trong các thành tạo siêu mafic-mafic cấu tạo phân tầng.

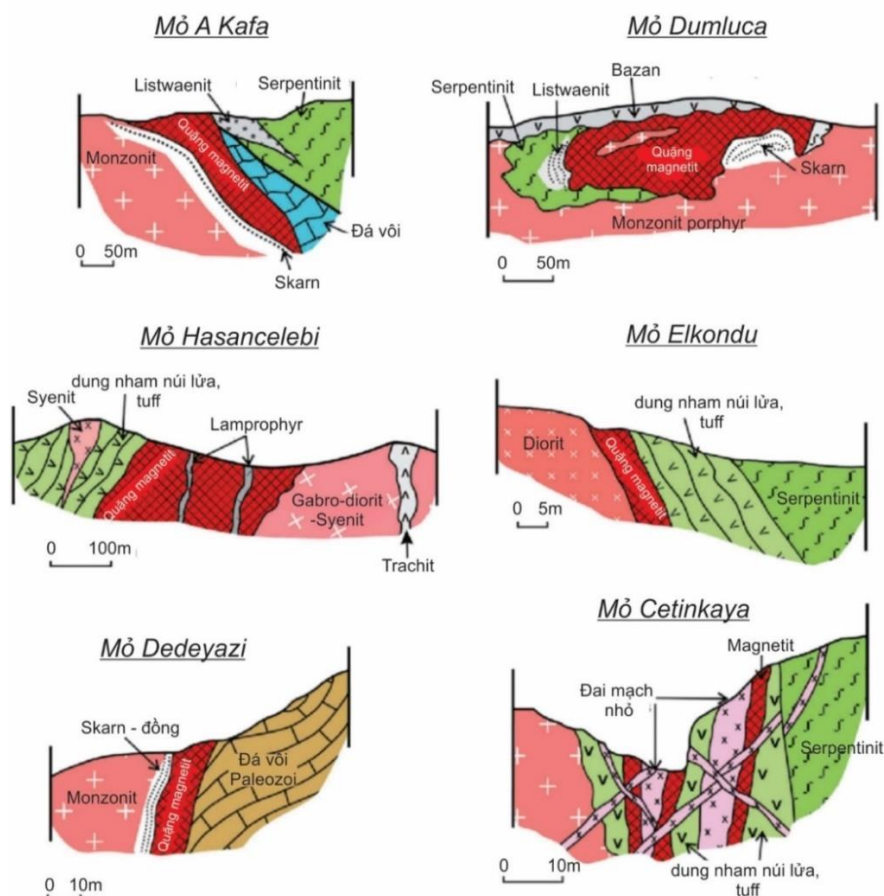
Các thân quặng đơn có thể có chiều dài vài trăm mét tạo thành từng đới không liên tục, chiều dày của các thân quặng đơn có thể đến vài trăm mét. Đại đa số các mỏ khoáng có quy mô trung bình đến nhỏ. Quặng hóa thường có cấu tạo ổ, bứu, dạng khối nhỏ hoặc xâm tán dày, quặng thường có kiến trúc hạt lớn, khoáng vật thường gặp có rutil rất ít ilmenit tinh thể. Tổ hợp công sinh khoáng vật quặng khá giống với loại hình mỏ sắt magma muộn phân dị nhưng khoáng vật mạch thường gặp có sự khác biệt với sự vượt trội plagioclas, pyroxen, uralit, actinolite, apatit, trong thể xâm nhập cục bộ hình thành các thân quặng Fe-apatit độc lập [201].



Hình 4.2: Sơ đồ địa chất vùng mỏ oxit sắt - apatit Morvarid, Iran. Quặng hóa nằm trong các thành tạo siêu mafic-mafic cấu tạo phân tầng.

c. Mô sắt nguồn gốc skarn

Loại hình mỏ này thường chứa hàm lượng quặng sắt tương đối cao và có tính phổ biến. Mô sắt skarn chủ yếu nằm trong đới tiếp xúc giữa các khối xâm nhập axit - trung tính với các đá trầm tích carbonat hoặc các đá phun trào bazơ (Hình 4.3). Mô thường có quy mô từ trung bình đến nhỏ, rất ít mỏ có quy mô đạt cỡ mỏ lớn. Thân quặng có chiều dài đến vài trăm mét, số ít có thể đạt tới trên 1km, phát triển theo chiều sâu có thể đạt tới vài trăm mét, độ dày thân quặng từ vài mét đến vài chục mét. Hình thái của thân quặng bị khống chế bởi hình thái của đới tiếp xúc có thể có hình dạng kiểu dạng tầng, dạng thấu kính, dạng ngọn lửa hoặc hình thái phức tạp. Quặng chủ yếu có cấu tạo khối, dạng xâm tán hoặc dạng dải, kiến trúc dạng giao cắt hoặc dạng hạt. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật đặc trưng chủ yếu là magnetit, ít hơn có hematit và các khoáng vật nhóm sulphur. Khoáng vật sulphur chủ yếu là pyrit, cục bộ có chalcopyrit, ganelit, sphalerit, molybdenit v.v. Khoáng vật mạch chủ yếu pyroxen, granat, ít hơn có amphybol và các loại khoáng vật nhóm carbonat. Một số mỏ khoáng xuất hiện khác nhiều serpentin. Quặng hóa sắt thuộc loại hình này thường có hàm lượng khá cao, hàm lượng tổng sắt thường 30-70%, hàm lượng lưu huỳnh thông thường <4%, hàm lượng P khá thấp, hàm lượng SiO₂: 4-15%, kim loại đi kèm thường có Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Au, Ag, W, Sn, Mo [194].



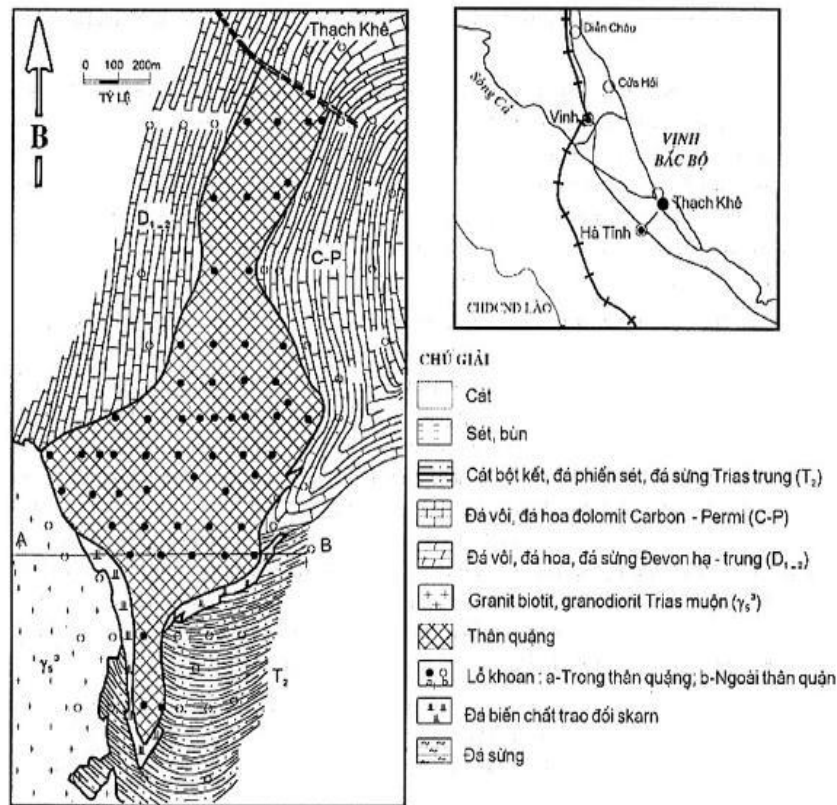
Hình 4.3: Mặt cắt địa chất điển hình cho các mỏ Fe skarn điển hình tại miền trung Thổ Nhĩ Kỳ [208].

Ở Việt Nam, điển hình cho loại hình mỏ quặng sắt kiểu này là mỏ Thạch Khê. Mỏ thuộc huyện Thạch Hà, tỉnh Hà Tĩnh, được phát hiện năm 1962 qua bay đo từ hàng không và bắt đầu khoan từ cuối 1963 đến 1966, sau đó thăm dò sơ bộ (1975-1978) và thăm dò chi tiết (1981-1984). Toàn bộ mỏ Thạch Khê nằm ở ven biển và bị phủ bởi lớp trầm tích bờ rời tuổi Đệ tứ với chiều dày từ 25-30m đến 100-135m, gồm cát, sét, cuội, sỏi. Đá vây quanh trong khu mỏ là các đá trầm tích lục nguyên - carbonat tuổi Devon phân bố ở phía Tây và Tây Bắc được chia thành 3 tập: tập dưới chủ yếu là đá sừng hóa xen đá vôi bị hoa hóa dày 300m; tập giữa chủ yếu là đá vôi bị hoa hóa màu trắng xám đến phớt hồng dày 250-300m; tập trên là đá vôi hoa hóa xen đá sừng dày 500-1000m; đá carbonat Carbon, Carbon-Permi ven biển về phía đông và lục nguyên Trias ở phía nam. Tại gần chỗ tiếp xúc với xâm nhập granitoid thuộc phức hệ Phia Bioc, tập trầm tích này bị skarn hóa chứa quặng. Đá biến đổi có thành phần chủ yếu là scapolit (20-30%), chlorit (30-35%), serpentinit (20-30%). Mỏ sắt Thạch Khê có hai thân quặng: thân quặng gốc có dạng thấu kính phức tạp nằm trùng hoặc gần trùng với mặt phân lớp của đá vây quanh phương ĐB-TN; chiều dài 3.000m, chiều rộng nhất 800m, chiều dày 13 - 397,5m (trung bình 200m). Thân quặng lộ ra ở chỗ nông nhất có độ cao -14,3m (LK 221) và đáy thân quặng gặp ở chỗ sâu nhất -706,4m (LK 116) và được chia thành 2 phần:

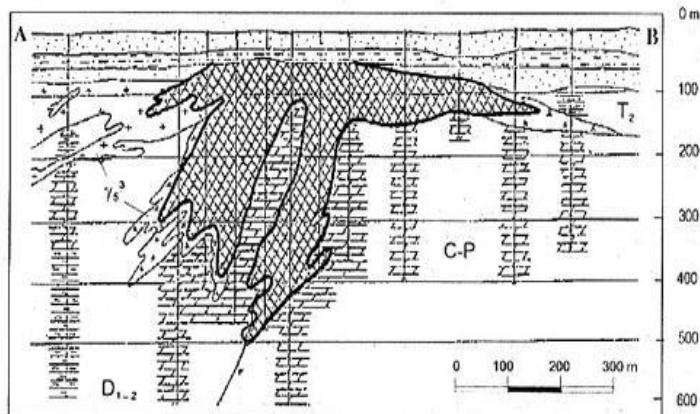
- Phần phía Bắc quặng bị đập vỡ và oxy hóa mạnh mẽ, hình dáng thân quặng đơn giản. Chiều rộng trung bình 450m, chiều dày trung bình 72m. Quặng oxy hóa có thành phần khoáng vật chủ yếu là hematit (40-95%), tàn dư magnetit, limonit (0,0-50%). Hàm lượng Fe trong quặng thay đổi từ hơn 30 đến hơn 60%.

- Phần phía Nam thân quặng chưa bị oxy hóa, hình dáng thân quặng phức tạp chia thành nhiều nhánh; chiều dày các nhánh từ vài chục đến 420m; chiều rộng trung bình 600m. Thành phần khoáng vật quặng chủ yếu là magnetit (50-95%), rất ít pyrit, arsenopyrit, chalcocin, rutil. Khoáng vật phi quặng thường gặp là calcit, thạch anh, scapolit, diopsid, granat, zoisit... Quặng có hàm lượng (%): Fe= 59,38; Mn= 0,304; S= 0,012 - 0,121; Zn= 0,027; S= 0,176; P= 0,014. Hàm lượng S một số nơi khá cao nhưng thường ở rìa thân quặng.

Quặng sắt Thạch Khê thuộc loại axit, $(CaO+MgO)/SiO_2+Al_2O_3 = 0,6$ đối với quặng nguyên sinh và 0,12 đối với quặng oxy hóa.



MẶT CẮT ĐỊA CHẤT A - B



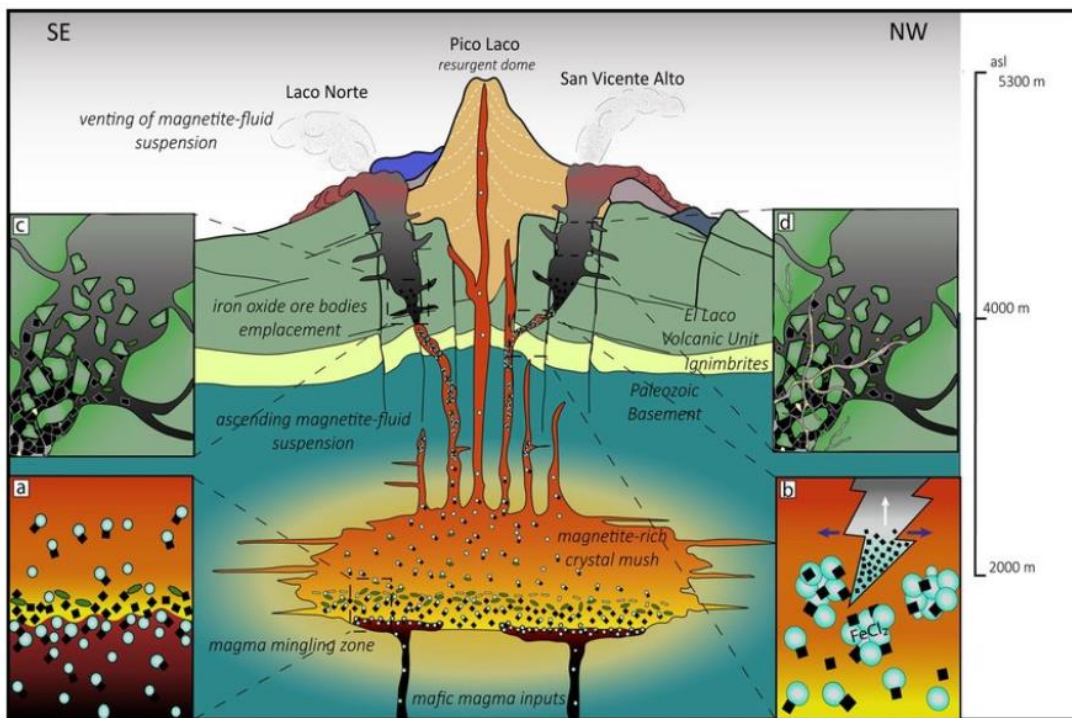
Hình 4.4: Sơ đồ địa chất và mặt cắt địa chất mỏ sắt Thạch Khê

4.1.1.2 Các mỏ sắt nhiệt dịch liên quan đến hoạt động xâm nhập - phun trào

a. Các mỏ sắt nhiệt dịch có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương lục địa

Loại hình mỏ khoáng này khá đa dạng, dựa vào vị trí tồn tại quặng hóa trong tổ hợp xâm nhập phun trào có thể phân thành một số loại hình sau: 1) Loại hình mỏ trầm tích phun trào trong các đá dăm kết núi lửa; 2) Loại hình mỏ sắt phân bố trong nội bộ hoặc đỉnh vòm các thể á xâm nhập; 3) Loại hình mỏ sắt trong đới tiếp xúc giữa đá phun trào và các thể á xâm nhập. Trong đó loại hình mỏ sắt phân bố ở đỉnh vòm các thể á xâm nhập hoặc trong đới tiếp xúc giữa đá phun trào và các thể á xâm nhập có quy mô lớn hơn, quặng hóa tương đối giàu (Hình 4.5).

Thuộc các loại hình mỏ này, quy mô mỏ khá đa dạng. Mỏ lớn thân quặng có thể đạt độ dài vài nghìn mét trở lên, chiều dày từ vài mét đến vài trăm mét. Hình thái thân quặng cũng rất đa dạng: dạng tầng, dạng nôm, dạng thấu kính, dạng vòng cung, dạng tầng phủ. Đại bộ phận các thân quặng có thể nằm khá thoải đến nằm ngang. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật thường là magnetit, specularit, hematit có chứa chalcopyrit, pyrit. Khoáng vật mạch chủ yếu là pyroxen, actinolit, apatit, feldspat kali và anhydrit v.v. Hiện tượng biến đổi nhiệt dịch phát triển mạnh, phần ngoài của thân quặng sắt thường phát triển các thân quặng anhydrit độc lập. Quặng hóa thường có cấu tạo khối, dạng xâm tán, mạng mạch xâm tán, dạng dăm, dạng nổi ban, dạng hoa văn và dạng dải. Hàm lượng của quặng xâm tán thường là: TFe: 17-30 (%), quặng cấu tạo khối TFe là 35-57 (%), P: 0,1-1,34 (%), S: 0,03-8 (%) hoặc cao hơn, V_2O_5 : 0,1-0,3 (%).

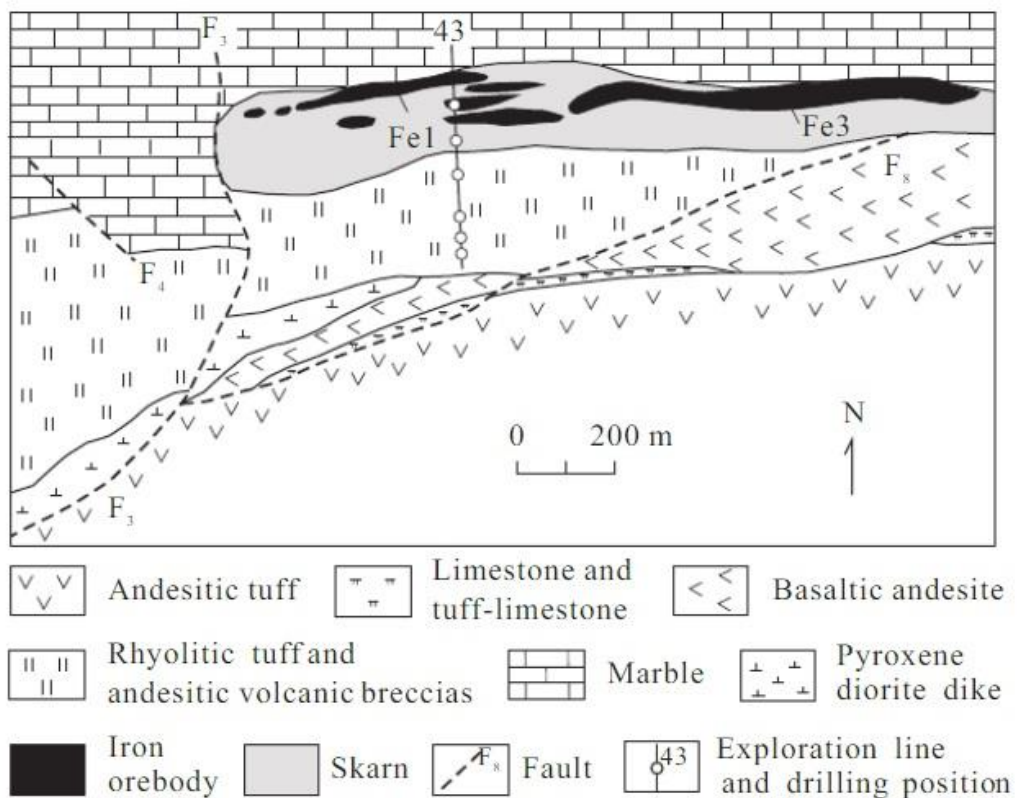


Hình 4.5: Mô hình hình thành mỏ sắt El Laco

- (a)- Sự hình thành của các tinh thể giàu Magnetit trong các lò magma andesit;
 (b)- Sự phát triển, tích tụ của nhiều cặp bong bóng đi lên từ dung dịch giàu magnetit hình thành dạng huyền phù các hợp phân cao muối giàu magnetit, chúng tích tụ trở nên giàu Fe (Fe lấy từ magma); (c)- Các khối dăm kết mảnh vụn nhiệt dịch dưới sâu, khi nó xuất lộ và tiếp xúc với điều kiện khí quyển tạo thành magnetit-S; (d)- Giai đoạn nhiệt dịch cuối cùng được thể hiện bởi một số dạng mạch: (i) magnetit-diopsit-pyrit; (ii) scapolit-magnetit-diopsit (\pm pyrit); (iii) diopsit-pyrit; (iv) magnetit-scapolit-ilmenit-pyrit (\pm chalcopyrit và sphalerit); (v) gypsum-magnetit-pyrit; và (vi) gypsum-pyrit cắt qua các thân dăm kết và các đá phun trào.

b. Các mỏ sắt nhiệt dịch có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương biến

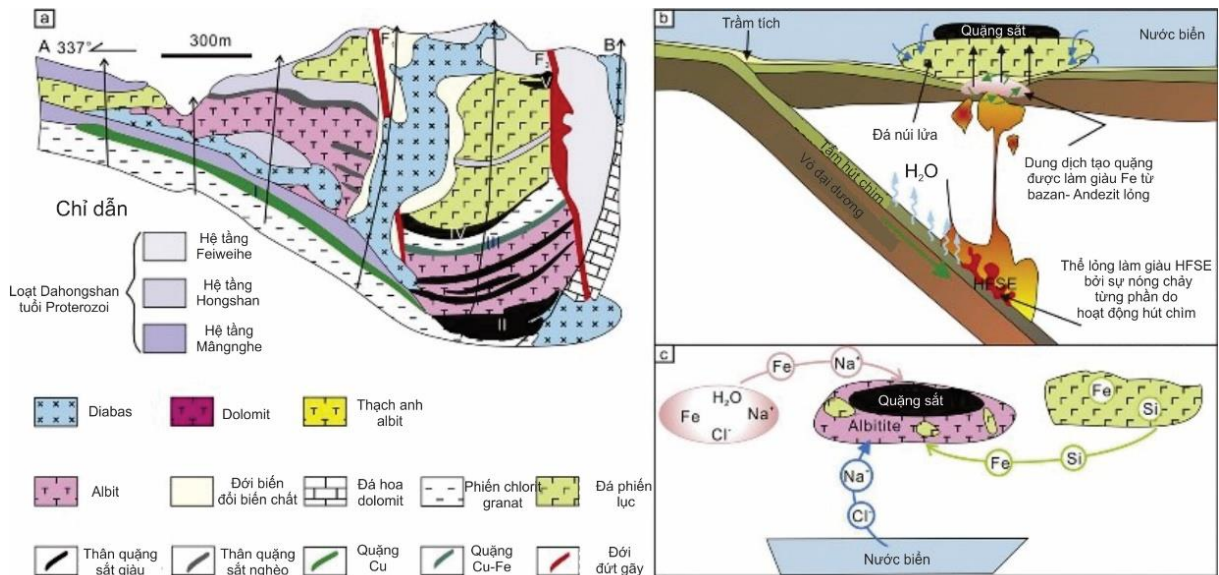
Mỏ sắt thuộc loại này thường phân bố ở gần trung tâm phun trào núi lửa của các đới uốn nếp trong các bồn đại dương. Mỏ thường phân bố xen kẽ trong các tổ hợp đá trầm tích phun trào núi lửa, đá trầm tích vụn núi lửa - đá carbonat - đá phun trào và tuf của chúng. Thân quặng có dạng tầng, dạng thấu kính, rất ít khi có dạng mạch, thường phân bố theo một đới chuỗi (Hình 4.6). Các thân quặng đơn có chiều dài từ vài chục mét đến hàng nghìn mét, độ dày từ vài mét đến vài chục mét, có thể đến hàng trăm mét, thân quặng lớn nhất có chiều dày đến 1km. Mỏ quặng thường có thể nằm ngang, đôi khi các thân quặng có dạng hỗn hợp. Cấu tạo quặng tương đồng với cấu tạo quặng hóa trong các mỏ sắt có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương lục địa. Tuy nhiên chúng thường có cấu tạo lỗ hổng và cấu tạo định hướng dòng chảy. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật quặng có magnetit và hematit là chủ yếu, các khoáng vật khác có specularit, goethit và khoáng vật sulphur. Hàm lượng sắt giống với các mỏ sắt có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương lục địa, tuy nhiên hàm lượng Cu, Co có xu hướng cao hơn. Nguyên tố đi kèm có S, P, V_2O_5 , Cu, Co v.v.



Hình 4.6: Mô hình thành tạo mỏ mỏ sắt nhiệt dịch có quan hệ với hoạt động xâm nhập - phun trào tương biến [173].

4.1.1.3. Các mỏ sắt trầm tích phun trào bị biến chất

Thuộc kiểu mỏ này có các mỏ siêu lớn chiếm phần lớn tài nguyên - trữ lượng quặng sắt trên thế giới. Hầu hết các nhà nghiên cứu đều cho rằng đây là kiểu mỏ trầm tích bị biến chất, tên gọi điển hình như “jaspiliy”, “taconit” hay “itabirit” hoặc quazit sắt. Kiểu mỏ này có đặc trưng quan trọng là các thân quặng sắt thường có dạng phân lớp, phân dải tuổi cổ, vì vậy chúng còn được gọi một tên chung là các mỏ sắt kiểu BIF (banded iron formation). Các nghiên cứu đã chứng minh rằng các mỏ sắt kiểu này được hình thành trong môi trường rift nội lục hoặc các bồn đại dương sau đó bị biến chất (Hình 4.7). Tổ hợp cộng sinh khoáng vật thuộc loại hình quặng sắt này khá đơn giản. Dựa vào đặc trưng phân bố loại hình mỏ này có thể phân thành 3 phụ loại: 1) Quặng hóa phân bố trong các tập đá amphybolit xen kẹp các tập đá quazit, giữa các tập đá này là các dải quặng sắt xen kẹp đều đặn; 2) Quặng hóa nằm trong các tầng đá phiến lục, đá phiến sericit, đá bảng xen kẹp các tập chứa sắt; 3) Quặng hóa nằm trong các tầng đá gneis, quazit có xen kẹp đá hoa và các tập quặng sắt. Quặng sắt thuộc loại hình này thường nằm trong các vùng bị uốn nếp đa kỳ, dẫn đến sự làm dày kiến tạo, các tầng quặng sắt được làm dày lên. Vì vậy trong một mỏ, các tầng chứa quặng thường được làm dày, tạo ra rất nhiều tầng chứa quặng khác nhau, độ dày các thân quặng có thể lên đến hàng trăm mét. Các thân quặng thường có chiều dài từ vài trăm mét đến vài nghìn mét, thậm chí có những thân quặng có chiều dài hàng vài chục cây số, chiều sâu có thể đến hàng nghìn mét trở lên. Hình thái thân quặng thường rất đơn giản, đa phần có dạng tầng, giả tầng nằm chỉnh hợp với đá vây quanh. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật chủ yếu là magnetit, ít hơn có hematit, đôi khi có specularit, ít siderit. Khoáng vật mạch là thạch anh, chlorit, cummingtonit, almandin, biotit; thường có ít khoáng vật nhóm carbonat. Quặng thường có cấu tạo phân dải; kiến trúc ban biến tinh. Hàm lượng TFe: 20-40 (%), SiO₂: 40-50 (%).



Hình 4.7: Mô hình mỏ quặng sắt trầm tích phun trào Dahongshan, Trung Quốc [156].

4.1.2. Tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng sắt nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ sắt trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng sắt ẩn sâu và đánh giá khả năng tồn tại của chúng ở Việt Nam như sau:

Bảng 4.1: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng sắt nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ sắt	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
Mỏ sắt hậu magma	<ul style="list-style-type: none"> - Bối cảnh kiến tạo căng giãn nội lục, liên quan tới các đứt gãy sâu. - Các khối xâm nhập mafic, siêu mafic. - Nơi tập trung, giao cắt các hệ thống đứt gãy sâu. 	<ul style="list-style-type: none"> - Dị thường Fe, V, Ti, Pt, Co, Ni - Trong khối xâm nhập xuất hiện các biểu hiện có xâm tán khoáng vật chứa titanomagnetit theo các ổ nhỏ. - Hiện tượng biến đổi nhiệt dịch: chlorit hóa, zoisit hóa, uralit hóa, carbonat hóa. - Dị thường địa vật lý từ, trọng lực. 	<ul style="list-style-type: none"> - Các mỏ Fe-Ti-V liên quan đến phức hệ Núi Chúa trên đới Việt Bắc - Các mỏ Fe-Ti-V liên quan đến phức hệ Nậm Chiến trên đới Tú Lệ
Mỏ sắt skarn	<ul style="list-style-type: none"> - Rìa tiếp xúc các khối xâm nhập trung tính-axit (đặc biệt là các thành tạo tuổi từ Permi trở lại đây) với các đá trầm tích giàu Ca và Mg. 	<ul style="list-style-type: none"> - Khoáng vật quặng đặc trưng: magnetit đi kèm thường có sulphur của đồng, chì, kẽm, molybden... - Hiện tượng biến đổi chính: skarn, chlorit hóa, tremolit- 	<ul style="list-style-type: none"> Liên quan đến các thành tạo magma xâm nhập axit sau va chạm tuổi Trias trung trên đới Việt

Loại hình mỏ sắt	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
		actinolit hóa, flogopit hoa, sericit hóa, carbonat hóa, serpentinit hóa v.v. - Dị thường địa vật lý từ hàng không, từ mặt đất.	Bắc, Trường Sơn; điển hình là mỏ sắt Thạch Khê
Mỏ sắt trầm tích phun trào biến chất	- Tiền đề địa tầng: Liên quan đến các đá trầm tích biến chất tuổi Arkei-Proterozoi. - Các đới uốn nếp đa kỳ phát triển trong các địa tầng tuổi Tiền Cambri	- Khoáng vật quặng chủ yếu là magnetit, hematit, siderit. - Dị thường từ hàng không, trọng lực, điện.	Liên quan đến các đá biến chất Tiền Cambri đới Fan Si Pan
Mỏ sắt nhiệt dịch	Nơi giao cắt các hệ thống đứt gãy sâu với các đứt gãy thứ cấp phát triển trong khu vực có các đá phun trào hoặc các đá có thành phần giàu Ca.	- Khoáng vật quặng chủ yếu: magnetit, hematit, geothit. - Biến đổi nhiệt dịch chủ yếu là diopxit hóa, tremolit hóa, biotit hóa, epidot hóa, chlorit hóa, zoizit hóa, carbonat hóa, silic hóa, sericit hóa, kaolin hóa.	Các điểm quặng, mỏ nhỏ phân bố rộng rãi trên lãnh thổ Việt Nam

4.1.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại sắt nội sinh ẩn sâu

Có 4 loại hình mỏ kim loại sắt nội sinh có tiềm năng dưới sâu gồm: Các mỏ sắt hậu magma, các mỏ skarn, các mỏ nhiệt dịch, các mỏ trầm tích phun trào biến chất. Các loại hình mỏ này có những đặc điểm chung và những đặc trưng riêng biệt. Vì vậy, hệ các phương pháp điều tra các loại hình mỏ này cũng có sự khác biệt dựa vào đặc điểm riêng của mỗi một loại hình mỏ và đặc điểm địa chất của từng khu mỏ. Tuy nhiên dựa trên những nghiên cứu chi tiết cho từng loại hình mỏ nêu trên có thể xác lập được hệ các phương pháp điều tra cho quặng sắt nội sinh ẩn sâu với các hệ phương pháp chính gồm:

4.1.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc địa chất và phân bố vùng quặng sắt

- Sử dụng phương pháp địa chất, các phương pháp phân tích cấu trúc, kiến tạo khu vực, phân tích ảnh viễn thám, địa vật lý hàng không khoanh định các đới cấu trúc, các tổ hợp thạch kiến tạo, các hệ thống đứt gãy chính và các vùng triển vọng quặng sắt; các đứt gãy lớn hình thành các khu vực có độ thấm cao, độ phá hủy cao (đới dăm kiến tạo rộng, nhiều đai mạch); các khối xâm nhập mafic, siêu

mafic phân bố ở các khu vực là giao giữa hai hệ thống đứt gãy sâu; các địa tầng tuổi Arkei đến Proterozoi, đặc biệt là Arkei; các đai uốn nếp chùng đa kỳ.

- Phân tích tài liệu địa vật lý hàng không, địa vật lý mặt đất, khoan định các trường dị thường từ, trọng lực khu vực.

- Phân tích địa hóa các thành tạo trầm tích núi lửa, phun trào để khoan định các tỉnh địa hóa Femic và Salic-Femic, các trũng đá trầm tích núi lửa có tính chuyên hóa Fe cao.

4.1.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoan định nút quặng, trường quặng sắt tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc kiến tạo kết hợp với phương pháp xử lý ảnh viễn thám để:

+ Khoan định trường phân bố xâm nhập bazơ - siêu bazơ.

+ Khoan định các thể xâm nhập nhỏ kéo dài, cân xứng hoặc không cân xứng, kích thước khoảng vài km² đến vài trăm km².

+ Có tiếp xúc kiến tạo quy mô địa phương với đá vây quanh, biểu hiện ở chỗ có nhiều thể apofis dạng vĩa, dạng xuyên cắt trong đá phủ, các ranh giới xuyên cắt.

+ Trong xâm nhập có nhiều mảnh đá hình thù và kích thước khác nhau.

+ Xâm nhập xuyên từ dưới sâu vào đá phủ và cùng bị biến chất mạnh tạo nên vành đá sừng và đới đá biến chất trao đổi.

+ Xâm nhập có thành phần đa sắc, đặc biệt ở phần rìa khối, trong khối từ gabro đến granit sáng màu hoặc syenit kiềm.

+ Phát hiện các yếu tố cấu trúc của khu vực, quan trọng nhất là các đứt gãy kéo dài khống chế các thể xâm nhập chứa quặng tiềm năng, các đới nứt nẻ trong đá vây quanh, thường có đai mạch đi kèm.

- Phương pháp địa hóa tìm kiếm trọng sa: Để khoan định trường cung cấp khoáng vật Fe (magnetit, hematit, granat, pyroxen, skapolit...)

- Phương pháp thạch địa hóa các khối magma để xác định:

+ Xác định dị thường và khoan vành phân tán dị thường các bậc khác nhau của Fe, V, Ti, Ni, Co, Cu.

+ Tổ hợp nguyên tố điển hình của nhóm lithophil đặc trưng cho đá axit (Be, Zr, Sn) đi kèm với tổ hợp cộng sinh nguyên tố đặc trưng cho đá bazơ (Cr, Ni, Co, Cu, V, Ti);

+ Có tỷ số K/Rb cao hơn nhiều so với trong đá magma axit thông thường.

- Phương pháp địa vật lý: Phương pháp từ và trọng lực để xác định khu vực có đá mafic - siêu mafic ẩn sâu.

4.1.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng sắt ẩn sâu

- Phương pháp phân tích cấu trúc, kiến tạo tỷ lệ lớn (1:25.000 - 1:10.000 hoặc 1:5000) nhằm:

+ Xác định khu vực đá skarn liên quan với quặng.

+ Xác định ranh giới (dốc và thoải) các đá khác nhau về hóa học, trước hết là đá silicat và đá carbonat.

+ Khoanh định diện tích đá vôi và dolomit dạng vĩa trong trường đá magma.

+ Xác định đới dăm hóa các đá alumosilicat nguồn gốc kiến tạo hoặc phun nổ.

+ Các mỏ tàn tích của Fe và quặng Ni-Fe silicat liên quan với vỏ phong hóa đá siêu bazơ có thể phát hiện bằng phương pháp đo vẽ địa chất kết hợp với đo từ.

- Phương pháp địa hóa tìm kiếm: Sử dụng phương pháp địa hóa trọng sa để khoanh định trường dị thường khoáng vật magnetit, hematit, titanomagnetit, inmenit, các khoáng vật skarn.

- Phương pháp địa hóa nguyên sinh để:

+ Khoanh định các dị thường Fe, Ti, V có liên quan trực tiếp với quặng hóa ẩn dưới sâu.

+ Xác định tính chuyên hóa địa hóa của các thành tạo magma mafic-axit.

+ Xác định tổ hợp nguyên tố chỉ thị phục vụ dự đoán kiểu quặng hóa (kiểu magma, kiểu carbonatit, kiểu skarn).

+ Trong điều kiện khu vực có độ xuất lộ tốt thì có thể sử dụng các phương pháp nghiên cứu vành phân tán cơ học của quặng. Tìm kiếm quặng trầm tích hematit-leptochlorit-limonit chủ yếu bằng phương pháp đo vẽ địa chất, nhưng khi có Mn thì sẽ hiệu quả khi sử dụng phương pháp thạch địa hóa.

- Hệ phương pháp nghiên cứu đặc điểm quặng hóa (phân tích thạch học, khoáng tướng, giã đãi, microsond, ronghen, nhiệt vi sai...):

+ Nghiên cứu đá biến đổi: Các vành đá bị sừng hóa, các đá skarn Ca, Mg.

+ Xác định các đá biến chất trao đổi không liên quan với skarn.

- Phương pháp địa vật lý

Trong tìm kiếm các mỏ nguồn magnetit biến chất, magnetit skarn, các mỏ titanomagnetit magma sử dụng phương pháp địa vật lý theo trình tự ưu tiên sau:

+ Phương pháp đo từ và trọng lực (hàng không và mặt đất).

+ Các phương pháp thăm dò điện, điện từ (phương pháp đo sâu điện trở; đo sâu trường chuyển).

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

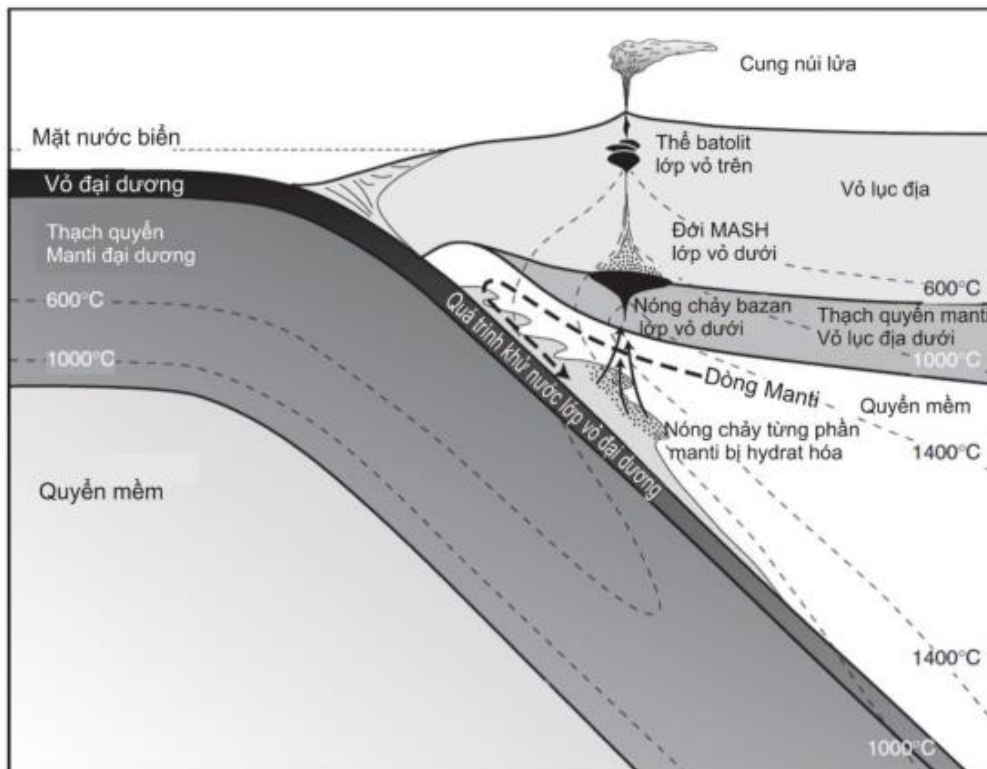
4.2. CÁC MỎ ĐỒNG

4.2.1. Đặc điểm các mỏ đồng nội sinh ẩn sâu

4.2.1.1. Mỏ Cu-Au (Mo) porphyr

a. Đặc điểm chung

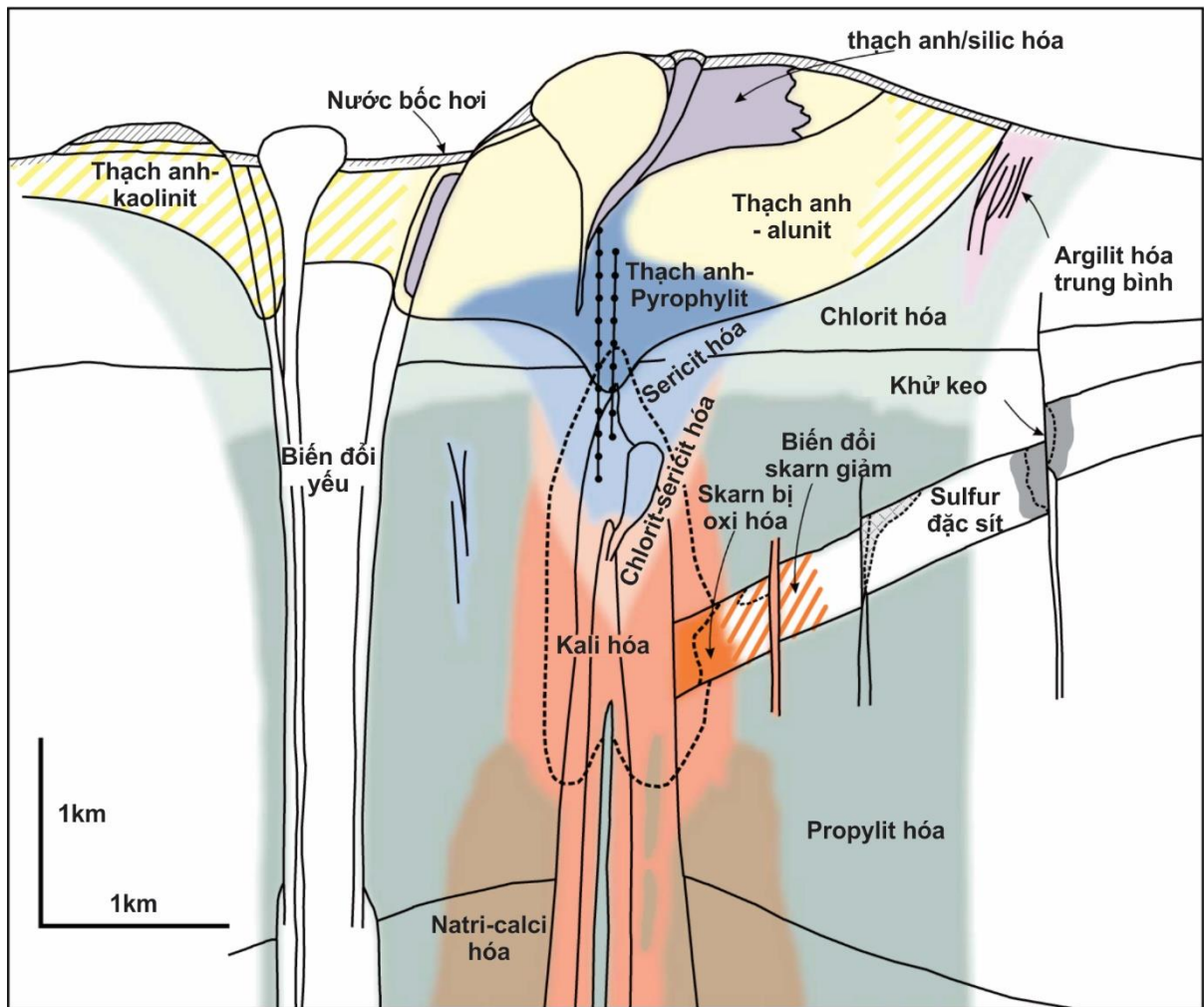
Những nghiên cứu đã tiến hành cho thấy các mỏ đồng porphyr liên quan tới các phức hệ xâm nhập pluton kết tinh gần bề mặt được hình thành trong các cung magma rìa lục địa tích cực [221], [256] (Hình 4.8), chúng được thừa nhận là một loại hình mỏ quan trọng về nguồn kim loại trên thế giới, rất nhiều nghiên cứu đã mang lại sự hiểu biết về những đặc trưng của kiểu mỏ này từ những quan điểm về thành phần vật chất và địa hóa [46], [71], [122]. Những nghiên cứu khác thì tập trung làm rõ cấu trúc không chế sự phân bố của các mạch quặng, các khe nứt chứa quặng trong các mỏ đồng porphyr và mối quan hệ về không gian và thời gian hình thành với những khối xâm nhập nông [180]. Những nghiên cứu này đã chứng minh rằng sự hình thành các mỏ đồng porphyr không chỉ chịu ảnh hưởng của hoạt động magma và quá trình nhiệt dịch mà còn chịu một ảnh hưởng rất lớn của hoạt động kiến tạo khu vực trong thời kỳ hình thành chúng. Các nghiên cứu này đã chỉ ra rằng hoạt động kiến tạo khu vực và khung cấu tạo có ảnh hưởng mạnh mẽ đến không chỉ quy mô mỏ mà còn ảnh hưởng mạnh mẽ đến quá trình định hình của hệ thống tạo quặng porphyr [221].



Hình 4.8: Mặt cắt qua đới hút chìm và cung magma rìa lục địa [221].

Các mỏ porphyr Cu-Au về cơ bản thuộc về loại hình mỏ nhiệt dịch hậu magma có mối quan hệ mật thiết giữa quặng hóa với các thành tạo xâm nhập dạng đai mạch và dạng đai hòng có kiến trúc porphyr. Thông thường đặc điểm của các khối xâm nhập này có đặc trưng bởi một tập hợp của một hay nhiều loại ban tinh gồm các khoáng vật thạch anh, feldspat kali, plagioclas, hornblend và biotit nổi trên nền gồm tập hợp các hạt mịn. Các tổ hợp đá liên quan đến mỏ đồng - vàng porphyr chủ yếu là các thành tạo từ trung tính đến axit, các tổ hợp đá bazơ ít liên quan hơn và chúng thường mang đặc trưng của loạt magma kiềm vôi tới kiềm. Magma nguồn liên quan đến các mỏ đồng porphyr thường giàu nước, điều đó được thể hiện qua sự xuất hiện phong phú các ban tinh amphibol, biotit và plagioclas. [Silitoe \(1972\) \[253\]](#) đã lần đầu tiên đưa ra một mô hình thành tạo mỏ đồng porphyr theo quan điểm kiến tạo mảng. Tác giả cho rằng mỏ đồng porphyr được hình thành từ tác dụng hỗn nhiễm vật chất giữa vật chất manti và vật chất vỏ, quá trình tạo quặng liên quan đến các thể xâm nhập là sản phẩm của quá trình nóng chảy từng phần của vỏ đại dương bị hút chìm. [Burnham \(1979\) \[59\]](#) cho rằng hoạt động magma - nhiệt dịch kiềm vôi rìa lục địa tích cực là nguồn vật chất quyết định cho sự hình thành các mỏ đồng porphyr. Các thể xâm nhập liên quan đến các mỏ đồng porphyr thường có độ sâu thành tạo nông, thông thường 1 đến 4,5km, phần lớn thành tạo ở độ sâu 2km [\[254\]](#). Sự hình thành các mỏ đồng porphyr không bị ảnh hưởng nhiều bởi các đá vây quanh [\[74\]](#), ví dụ các mỏ đồng porphyr ở Tây Nam nước Mỹ, đá vây quanh của các mỏ đồng porphyr có thể là các đá biến chất kết tinh trình độ cao hoặc là địa tầng các đá trầm tích tương biến tuổi Paleozoi cho đến các đá trầm tích núi lửa [\[269\]](#). Các mỏ đồng porphyr thường tồn tại tính phân đới của các hiện tượng biến đổi nhiệt dịch đặc trưng, các khoáng vật sulphur và quặng hóa có tính phân đới theo chiều thẳng đứng và theo chiều ngang, đặc biệt là các mỏ khoáng liên quan đến các thành tạo xâm nhập chứa quặng như là granodiorit và monzonit phân bố ở rìa lục địa tích cực. Hiện tượng biến đổi nhiệt dịch của các mỏ đồng porphyr tự độc lập phát triển từ khi thành tạo buồng magma ban đầu đến khi buồng magma đạt năng lượng cao nhất, thông thường các hiện tượng biến đổi nhiệt dịch có tính phân đới hướng tâm, từ trung tâm thể xâm nhập ra ngoài đới tiếp xúc thường phát triển 4 loại hình biến đổi nhiệt dịch bao gồm: 1) Đới biến đổi silicat - kali hóa phân bố ở phần đỉnh vòm khối xâm nhập, trên mặt cắt thì nó nằm dưới cùng, tổ hợp cộng sinh khoáng vật chủ yếu gồm feldspat kali-biotit-thạch anh, đôi khi xuất hiện anhydrit hoặc xuất hiện

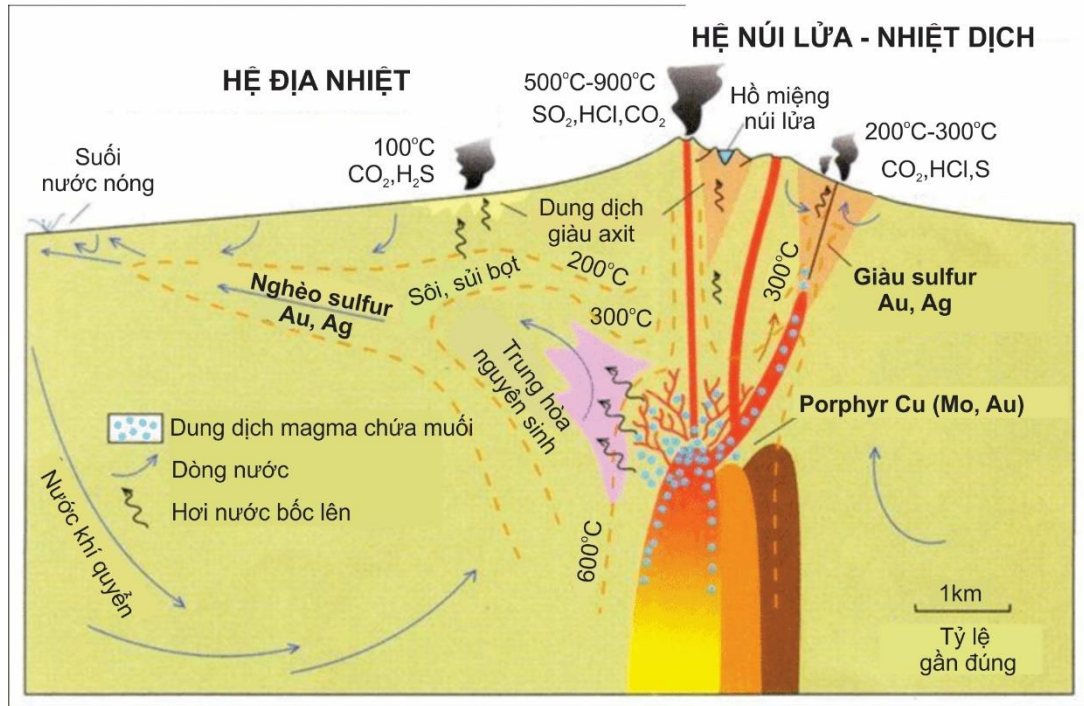
anbit hóa và hình thành loạt nhóm khoáng vật giàu natri như riebeckit, marialit..., nếu đá vây quanh là đá vôi đới biến đổi kiềm tiếp xúc với đá vây quanh hình thành đá skarn; 2) Đới biến đổi phylit hóa: phân bố ở trong thể xâm nhập và đới tiếp xúc vây quanh, nếu khối xâm nhập thành phần trung tính axit thì đới này chủ yếu gồm các khoáng vật: thạch anh-sericit-pyrit; nếu khối xâm nhập có thành phần là trung tính - bazơ chủ yếu là chlorit hóa. 3) Đới sét hóa: chủ yếu tổ hợp khoáng vật là sericit-kaolin v.v., thường phát triển trong những đới cà nát dập vỡ kiến tạo; 4) Đới biến đổi propylit: phân bố ở phần ngoài và phần dưới đới tiếp xúc, chủ yếu với tổ hợp khoáng vật là epidot-chlorit-calcit, ngoài các khoáng vật trên còn có albit v.v., chủ yếu do trong quá trình hình thành các đới biến đổi trong mỏ đồng porphyr mang theo một lượng lớn các nguyên tố Fe, Ca, Mg, Na v.v., tại phần ngoài cùng lắng đọng mà hình thành. Đới sericit-thạch anh hóa hoặc đới chlorit hóa là khu vực tập trung chủ đạo khoáng hóa đạt giá trị công nghiệp, đới kali hóa và propylit hóa chỉ một bộ phận khoáng hóa đạt giá trị công nghiệp. Đới argilit hóa trung bình hoặc dưới sâu nếu bị chồng lấp bởi các quá trình làm giàu biểu sinh thì có thể cấu thành nên những khu vực khoáng hóa đạt giá trị công nghiệp. Mặc dù vậy, tính phân đới của các đới biến đổi phụ thuộc vào độ sâu bóc mòn của mỏ, cấu tạo trước tạo quặng, thành phần các đá xung quanh trước tạo quặng, thành phần và nguồn gốc của magma, quy mô mỏ quặng, đới sừng hóa, cấu trúc không chế quặng hóa và phạm vi của các hiện tượng biến đổi nguyên sinh và các hiện tượng biến đổi thứ sinh [244]. Những nghiên cứu gần đây cho thấy các mỏ đồng porphyr thường đi cùng với một hệ thống các mỏ khoáng liên quan khác tạo ra một hệ thống tạo quặng đồng pophyr (Porphyry Cu systems) [256]. Hệ thống này có mối liên hệ chặt chẽ về không gian liên quan đến các hoạt động đồng magma của tổ hợp magma trung tính-axit, magma kiềm vôi hoặc một phần nhỏ là các đá núi lửa kiềm.



Hình 4.9: Phân đới biến đổi nhiệt dịch của hệ thống porphyr Cu-Au [256].

Những nghiên cứu trong những năm gần đây đã khẳng định được sự tồn tại của các hệ thống quặng hóa Au-Cu nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp và Cu-Au porphyr; trong hệ thống thống mỏ Cu-Mo porphyr và nhiệt dịch mạch chì-kẽm-bạc, thân quặng và các thể địa chất tạo quặng có quan hệ chặt chẽ, mật thiết về không gian và quy luật phân bố. Trong đó thân quặng porphyr thường nằm trong đới biến đổi kali hóa, thông thường thân quặng Mo thường nằm gần phần dưới của đới kali hóa, một lượng nhỏ các thân quặng đồng-vàng nằm trong đới biến đổi sericit hóa, thậm trí là đới dăm kết kiến tạo; các thân quặng và thể pophyr thường hình thành đồng thời hoặc sau khi thành đá 1-3tr.năm. Các thân quặng Cu-Au cao lưu huỳnh và các thân quặng nhiệt dịch mạch chì-kẽm-bạc thường lần lượt nằm trên các thân quặng Cu-Au và Mo porphyr hoặc ở trong đá vây quanh gần đó, trong đó khoáng hóa Cu-Au cao sulphur và các thân quặng Cu-Au porphyr có cùng thời gian thành tạo, ví dụ điển hình như tại mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp Lepanto, Philippin quặng Cu-Au cao sulphur và quặng Cu-Au porphyr có mối quan hệ mật thiết; các thân quặng nhiệt dịch mạch chì-kẽm-bạc có thể hình thành

cách các thể porphyr với khoảng cách lớn nhất khoảng 5km, hai đối tượng quặng hóa này có thời gian hình thành cách nhau khoảng vài triệu năm. Các thân quặng Cu-Au-Mo thường nằm ở đới tiếp xúc giữa thể xâm nhập và đá vây quanh, khoảng cách giữa thể xâm nhập và thân quặng trong đó skarn có thể lên đến 5-6km, hai đối tượng này có thời gian thành tạo gần nhau hoặc cách nhau vài triệu năm (Hình 4.10).



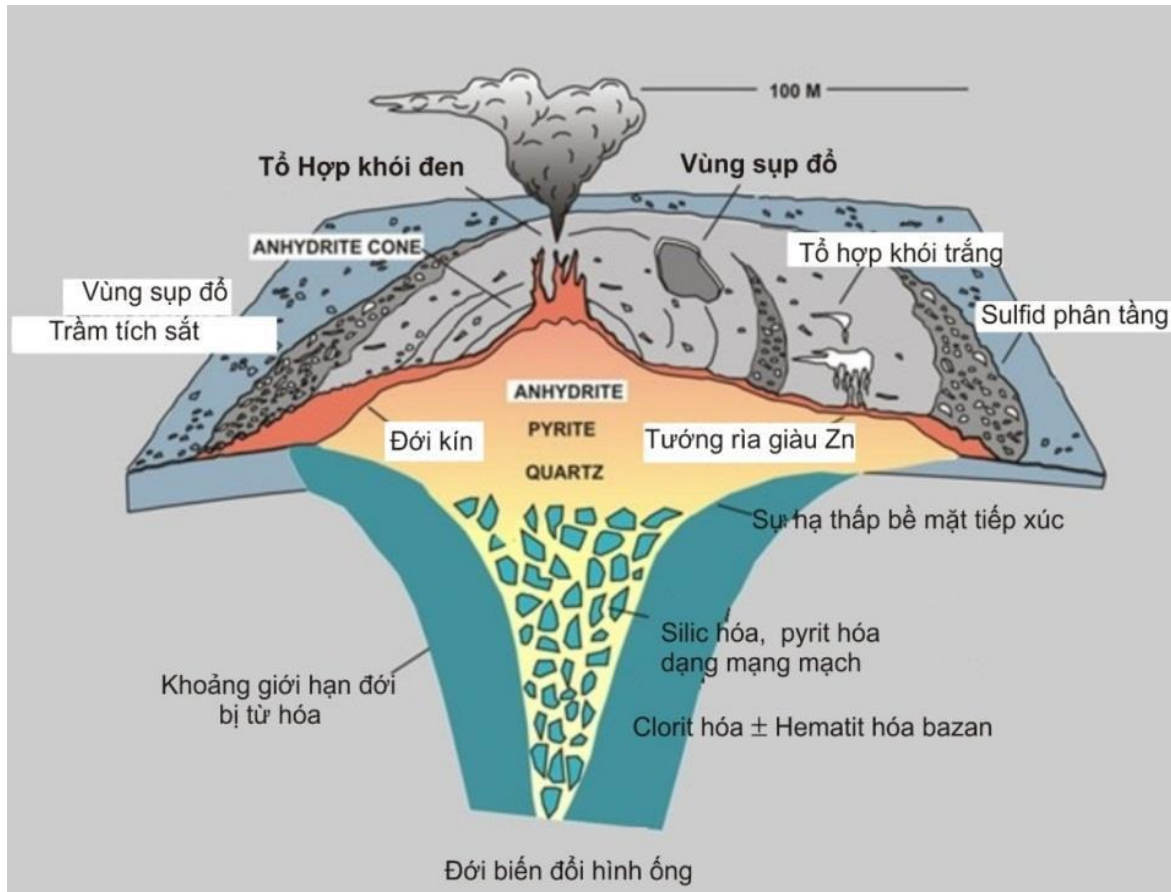
Hình 4.10: Mối quan hệ giữa mỏ Cu-Au porphyr với các mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp [121].

4.2.1.2. Kiểu mỏ đồng trong đá phun trào

a. Kiểu mỏ đồng trong đá phun trào tương biến (kiểu mỏ VMS).

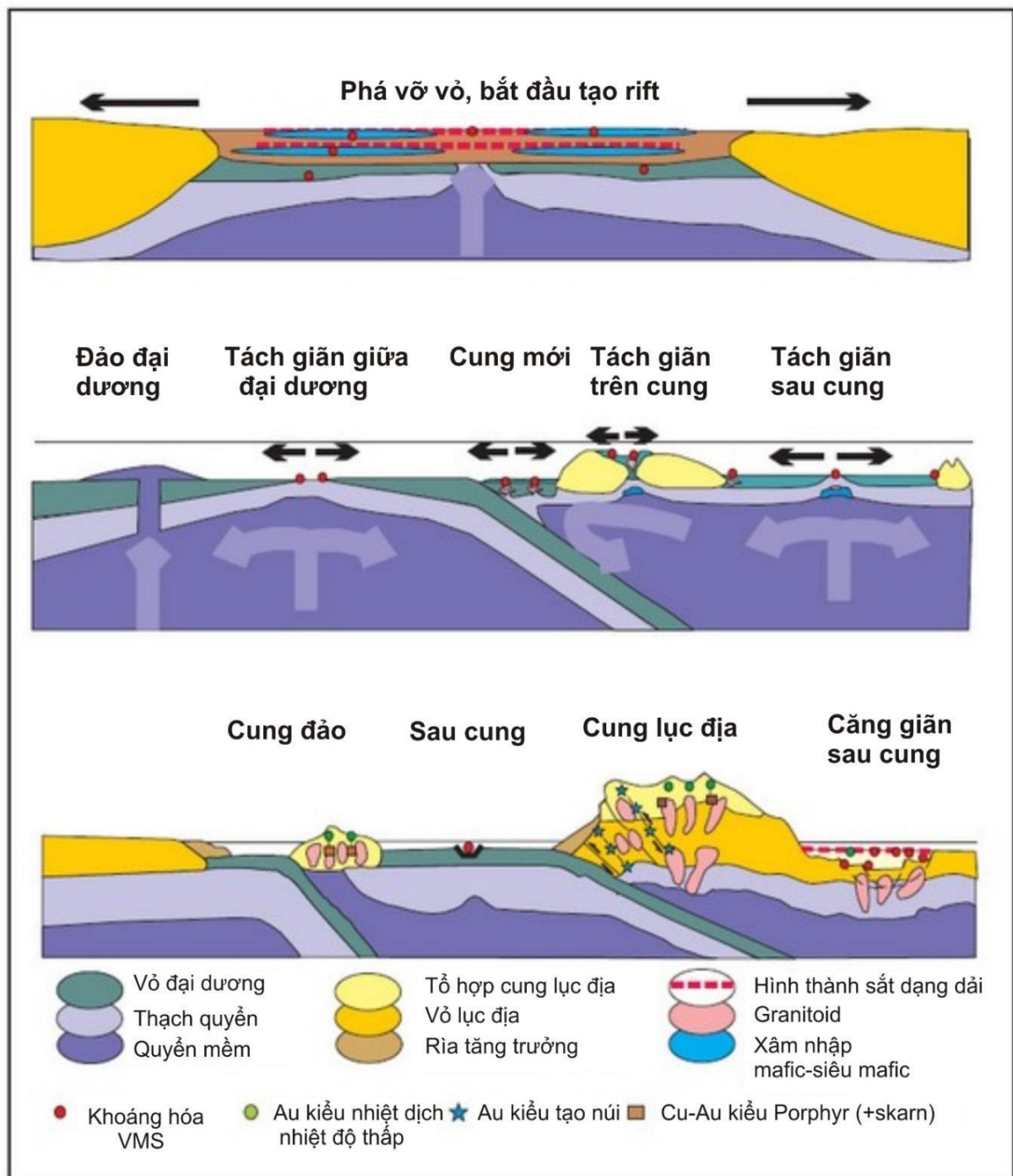
Các mỏ sulphur khối đặc xít có nguồn gốc núi lửa (Volcanic massive sulphid - VMS) là các mỏ tập trung các khoáng vật sulphur theo dạng tầng, thường được thành tạo trong môi trường đáy biển hoặc gần đáy biển và trở thành tâm điểm chính cho các nghiên cứu khoa học kể từ khi phát hiện ra các lỗ phun nhiệt dịch nhiệt độ cao đang hoạt động ($>300^{\circ}\text{C}$) ở các đới căng giãn tại sống núi đáy đại dương thuộc Đông Thái Bình Dương [94], [93], [92], [182], [183]. Về mặt không gian phân bố và nguồn gốc hình thành của loại hình mỏ này có mối quan hệ mật thiết với hoạt động magma phun trào cùng thời kỳ. Loại hình mỏ quặng này thông thường được cấu thành từ hai bộ phận, bộ phận thấu kính sulphur khối đặc xít có thể nằm chính hợp (chiếm 60% quặng sulphur trở nên), bộ phận thứ 2 là khoáng hóa dạng mạch có thể nằm bất chính hợp phía phần đáy của địa tầng,

khoáng hóa dạng mạch này được phân thành hai loại là khoáng hóa vi mạch và mạng mạch (Hình 4.11). Chúng chủ yếu là hình thành do do sự phun trào dưới đáy biển dung dịch nhiệt dịch giàu kim loại, sự hình thành của chúng tương tự như sự hình thành “ống khói đen” tại các vùng tách giãn sống núi giữa đại dương hiện tại. Các mỏ quặng này có đặc trưng là hàm lượng cao, quy mô nhỏ, là nguồn nguyên liệu chủ yếu cho các kim loại Cu, Zn, Pb, Au và Ag v.v.. Các khoáng vật mạch chủ yếu là thạch anh, chlorit, barit, thạch cao, các khoáng vật carbonat v.v.



Hình 4.11: Mô hình cơ bản của một mỏ VMS [92].

Hầu như tất cả các mỏ VMS đều hình thành ở những khu vực có cấu tạo căng giãn bao gồm: các đới tách giãn đáy đại dương, tách giãn trước cung, trên cung ở những cung đảo, và tách giãn sau cung [35], [92]. Các mỏ VMS hiện tại đang được hình thành chủ yếu được hình thành trong môi trường tách giãn đáy đại dương và môi trường cung đảo [126]. Những dấu vết để lại trong quá khứ địa chất cho thấy các mỏ VMS có thể thành tạo trong môi trường tách giãn trước cung, trên cung ở những cung đảo, và tách giãn sau cung [35], đây chủ yếu là do nguyên nhân hoạt động địa chất có liên quan đến các đới hút chìm, rất nhiều mảng vỏ đại dương cổ đóng vai trò là mảng bị hút chìm, vì vậy mà nó rất khó bảo lưu được trong các đới ophiolit (Hình 4.12).



Hình 4.12: Các môi trường kiến tạo khu vực hình thành các mỏ VMS

Trong tiến hóa của một đới cấu tạo căng giãn đơn thuần, các mỏ VMS được thành tạo trong môi trường va chạm (đại dương - đại dương và đại dương - lục địa). Trong thời gian cổ đại, đã từng tồn tại mật độ vỏ đại dương dày đặc với những quá trình hút chìm, do góc nghiêng của mảng hút chìm lớn, dẫn đến sự xuất hiện của các đới căng giãn hình thành hàng loạt các bồn trũng sau cung, hoặc do hoạt động của các chùm manti (plume mantle) dẫn đến sự sụt lún phần vòm tạo ra những đới căng giãn lớn. Quá trình căng giãn luôn đi cùng với quá trình làm dày trầm tích và vát mỏng vỏ lục địa làm cho các dung dịch manti từ quyển mềm

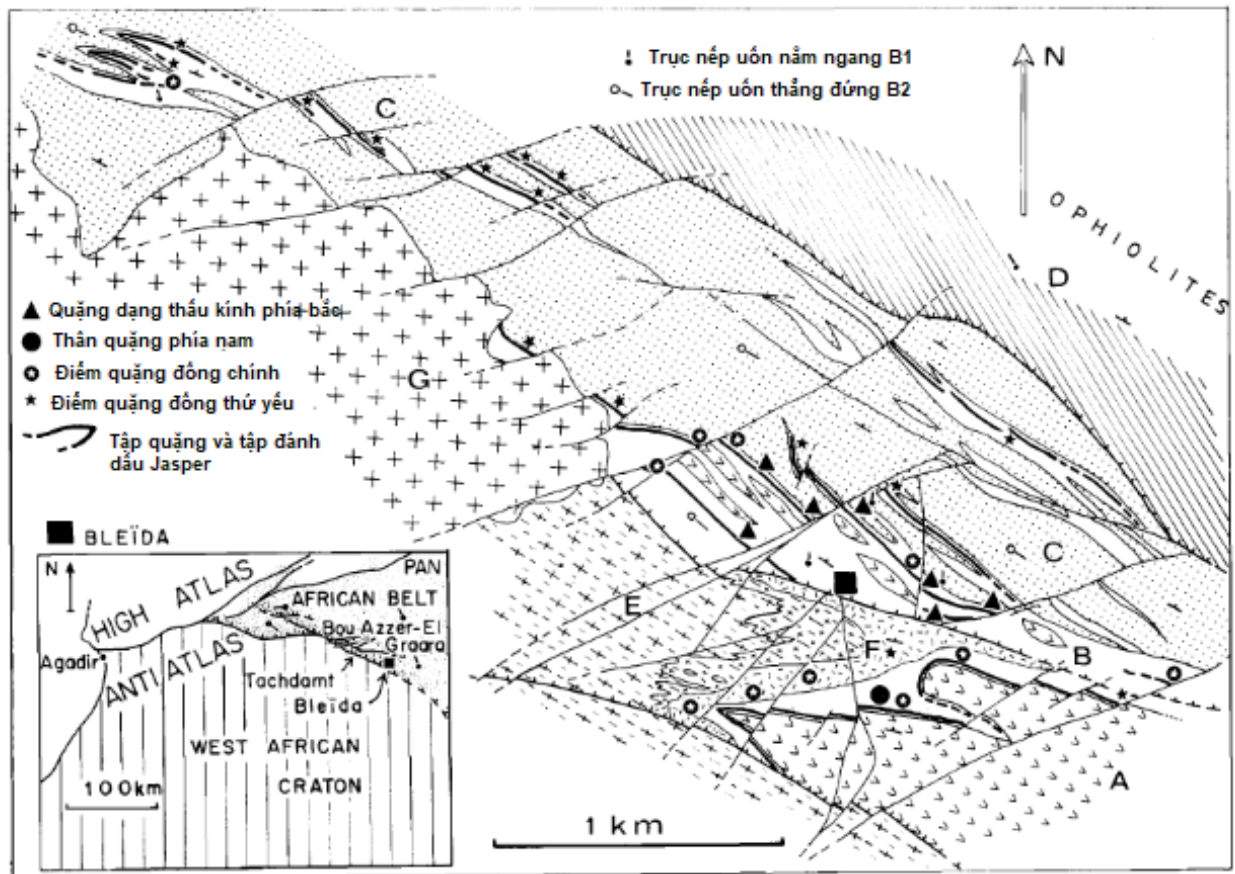
đi lên. Do quá trình giảm áp mà dẫn đến nóng chảy từng phần bộ phận manti dẫn đến sự hình thành magma siêu mafic và mafic xâm nhập vào vỏ, dẫn đến tầng vỏ chứa nước ở khoảng độ sâu 15km phát sinh bộ phận nóng chảy từng phần áp suất thấp, sản sinh các thể magma trung tính đến axit. Nhiệt của magma rhyolit và bazan nguồn manti đi lên nhanh chóng hình thành tổ hợp magma bimodal (thành hệ tương phản). Đây là môi trường căng giãn và hình thành mỏ VMS điển hình nhất. Vì vậy mà các mỏ VMS thường cộng sinh cùng các đá phun trào andezit.

Các mỏ VMS quan trọng trên thế giới thường tập trung vào một khu vực nhất định. Sangster (1980) [239] đã tiến hành nghiên cứu chi tiết quy luật phân bố của các mỏ VMS ở Canada cho thấy chúng chịu sự khống chế bởi các yếu tố kiến tạo khu vực. Thông thường các mỏ khoáng đều phân bố thành dạng tuyến bị khống chế bởi các đới Rift hoặc các hõng núi lửa.

Các mỏ VMS chủ yếu được cấu thành từ các thân quặng sulphur cấu tạo khối hoặc cấu tạo dạng khối có hình dạng ở dạng thấu kính hoặc dạng tầng, phần dưới của các thấu kính sulphur đặc sít là các hệ thống mạng mạch giàu silic. Quy mô của mỏ VMS phụ thuộc vào tính chất của đứt gãy đồng sinh với hoạt động núi lửa, tính chất của đá nền và đá vây quanh quặng, độ sâu của nước biển, quy mô và đặc trưng hệ thống dung dịch nhiệt dịch, nhiệt độ hình thành và khả năng bảo tồn sau tạo quặng. Một thấu kính sulphur khối đặc sít có thể có chiều dày trên 100m, độ rộng và chiều dài có thể đến hàng trăm mét. Hầu hết các mỏ VMS được khống chế bởi các đứt gãy thuận, đặc biệt là những hệ thống đứt gãy lớn rìa bồn và các tầng đá phun trào xen trầm tích biển.

b. Kiểu mỏ đồng trong đá phun trào tương lục địa

Vật chất phun trào từ các hõng núi lửa trên lục địa đi cùng nhau trong đó có vật chất tạo quặng đồng, chúng đi vào không khí tạo ra một diện phun trào rộng lớn nên các hợp chất Cu và S không thể tập trung lại được như là loại hình mỏ VMS như trên trình bày, cũng không thể tập trung thành những thể sulphur đặc sít ở ngoài hoặc trong hõng núi lửa. Vì vậy quặng hóa đồng thuộc loại hình mỏ này thường tập trung ở phần đỉnh của các thể á xâm nhập phát triển theo các hõng núi lửa chủ yếu trong các đá rhyolit porphyr, dacit porphyr, đồng nằm trong các mạch quặng tập trung hoặc trong đá vây quanh các thể á xâm nhập dọc theo các đới dăm. Tại một số nơi quặng đồng ở dạng mạch, lấp đầy các khe nứt trong đá phun trào. Vì vậy các mỏ quặng thuộc loại hình này thường gặp các mỏ dạng mạch nhưng có quy mô trung bình đến nhỏ.



A. Đá núi lửa bazơ; B. Trầm tích núi lửa hệ tầng Bleida; C. Trầm tích vụn núi lửa; D. Trachyt và basal hạnh nhân; E. Thạch anh-diorit; F. Vi mạch thạch anh-diorit và Trachyt; G. Granodiorit sau pha B1

Hình 4.13: Sơ đồ địa chất khu vực Bleida.

4.2.1.3. Mỏ Cu-Ni-PGE

Các mỏ Cu-Ni-PGE trước đây là nguồn cung cấp trữ lượng đồng trên thế giới, gần đây loại hình mỏ này cung cấp nguồn Niken là chủ yếu. Dựa trên những sản phẩm kim loại cơ bản, các mỏ magma thực sự trong các đá mafic có thể được chia thành hai loại [204]: loại giàu sulphur, với đặc trưng 10-90% khoáng vật sulphur và rất có giá trị kinh tế với nickel và đồng; và loại nghèo sulphur với đặc trưng 0,5-5% các khoáng vật sulphur và chủ yếu được khai thác để lấy các nguyên tố nhóm bạch kim (PGE).

Những nghiên cứu trước đây cho rằng sự hình thành các mỏ Cu-Ni-PGE đều do quá trình dung ly magma tạo thành, vì vậy các nhà địa chất chỉ quan tâm tìm kiếm các thân quặng dạng tầng nằm lót đáy trong các khối siêu mafic có kích thước lớn (thường >5km²). Song những kết quả nghiên cứu gần đây lại cho thấy các mỏ giàu Cu-Ni-PGE giàu sulphur chủ yếu nằm trong các thể đai mạch hoặc thể chậu có thành phần mafic hoặc siêu mafic có quan hệ với hệ thống magma picrit và basalt tholeit thành tạo trong các mảng lục địa ở các “tỉnh magma rộng lớn” (LIPS). Một số mỏ loại này có trữ lượng trên 1 triệu tấn nickel (mỏ Norik’sk

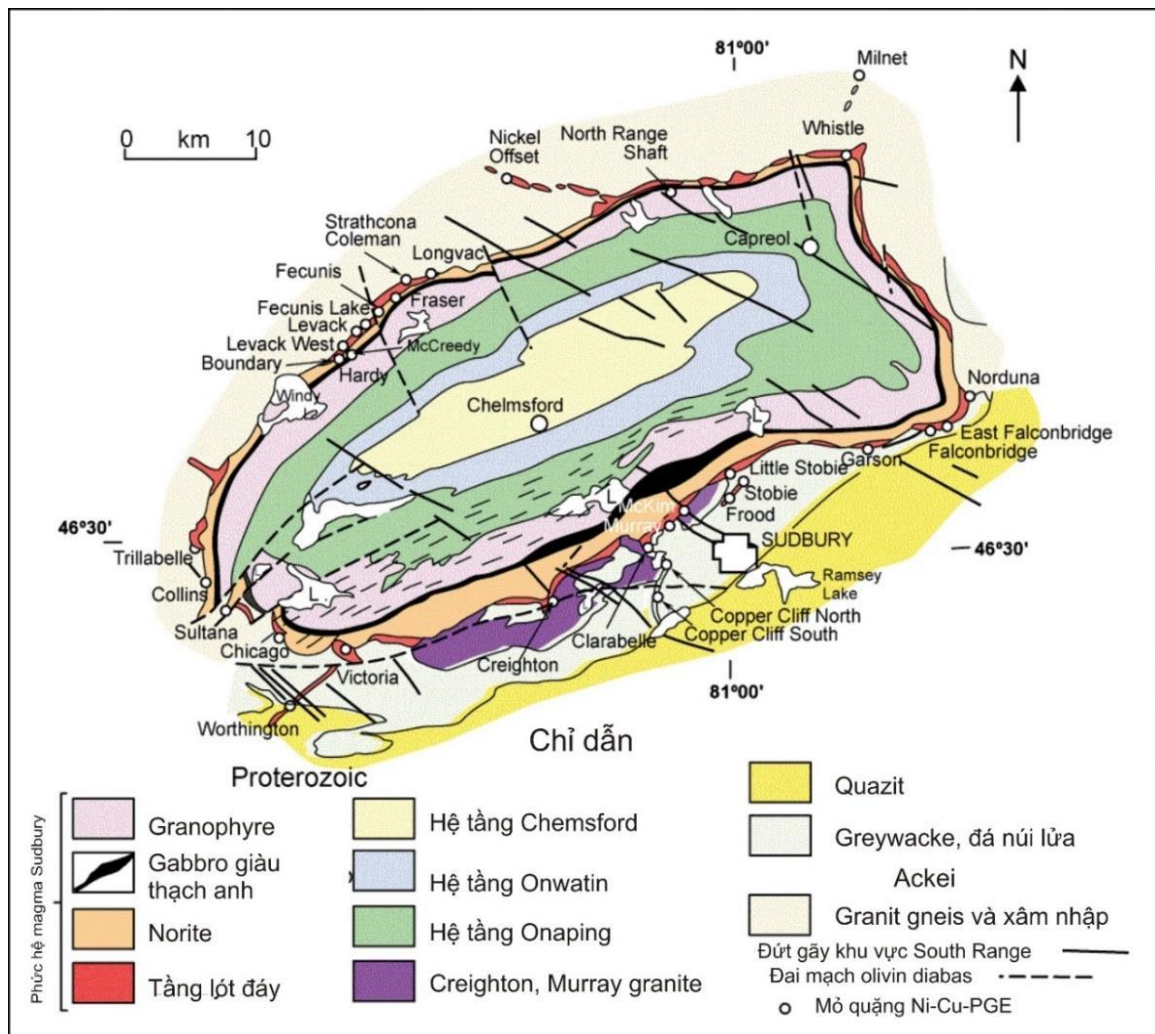
- Talnakh (Nga), Jinchuan (Trung Quốc), Pechenga (Nga), Voisey's Bay (Canada) và Kabanga (Tanzania) v.v. [43], [82], [204].

Các mỏ sulphur magma thực sự bắt nguồn từ manti, các dung thể magma basalt picrit và tholeit không bão hòa sulphur qua quá trình tiếp xúc với vỏ lục địa đã trở thành bão hòa sulphur. Sự bão hòa sulphur dẫn đến sự hình thành của dung thể sulphur không trộn lẫn; dung thể sulphur này có xu hướng bị phân ly lắng đọng vật lý đến phần dưới của đai mạch hoặc các thể xâm nhập dạng châu do sự thay đổi của động lực dòng magma. Dung thể sulphur lắng đọng và kết tinh, hình thành tập hợp cộng sinh các khoáng vật sulfid như pyrotin, pentnandit và chalcopyrit. Cobalt (Co) được tìm thấy trong pentnandit và các nguyên tố PGE tồn tại ở dạng các khoáng vật sulfid, arsenid, atimonid, bismuthid và telurid hạt nhỏ, nhiều mỏ có hàm lượng nhất định magnetit. Sau đây là một số mô hình các mỏ quặng nickel sulphur điển hình.

Các mỏ Cu-Ni-PGE điển hình trên thế giới thường xuất hiện trong các bồn trũng căng giãn rìa các craton hoặc trong các rift nội mảng [204]. Mặc dù vậy cấu trúc khổng lồ các mỏ quặng lại có sự khác biệt rõ rệt. Dưới đây chúng tôi giới thiệu cấu trúc khổng lồ một số mỏ Cu-Ni-PGE điển hình.

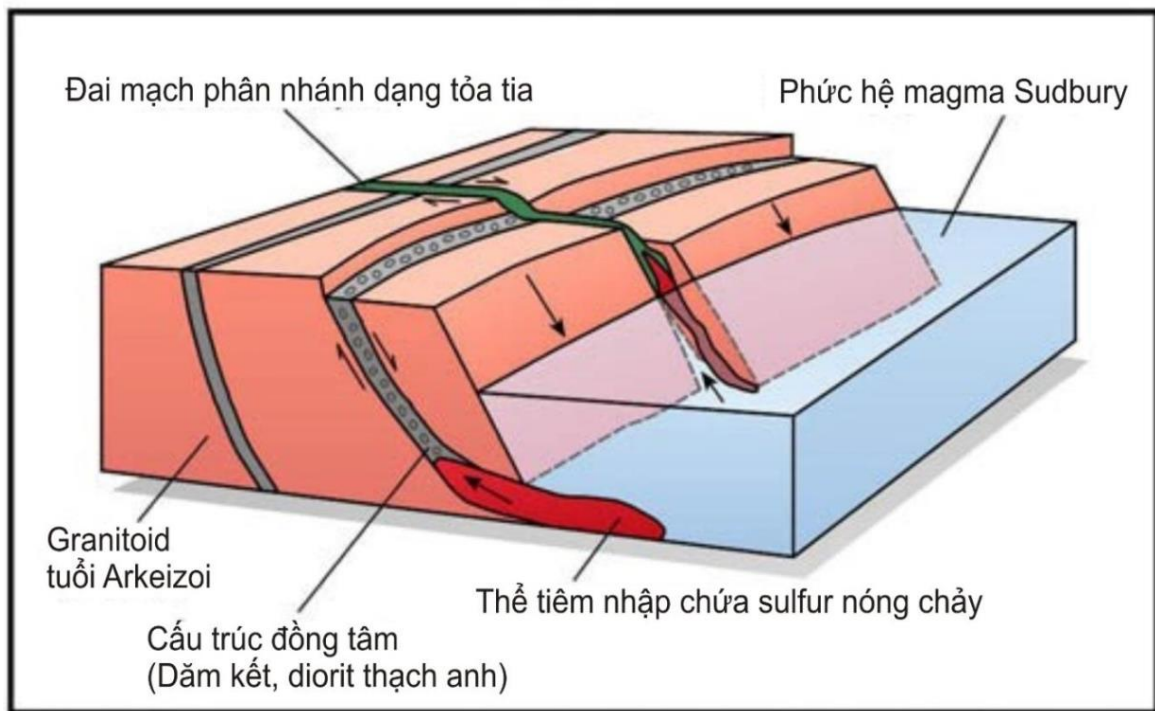
Mỏ Cu-Ni-PGE Sudbury

Về không gian phân bố mỏ Cu-Ni-PGE Sudbury có quan hệ mật thiết với phức hệ xâm nhập-phun trào siêu mafic - mafic Sudbury (SIC). Phức hệ này bị khổng lồ bởi hệ thống đứt gãy có đường phương phát triển về phía nam, biên độ dịch chuyển lớn và các hệ thống uốn nếp phát triển rộng rãi. Trong đó về phía bắc là các thành tạo Arkei (chủ yếu thuộc về phức hệ biến chất Levack), diorit thạch anh và đá phun trào; phía nam là các thành tạo trầm tích bị biến chất Proterozoi, đá phun trào và các thể xâm nhập mafic. Phức hệ xuất lộ trên bản đồ dạng một hình ovan, phần ngoài là gabronorit, phần trong là granophyr; phần giữa là các thành tạo tuf phun trào Loạt Onaping, đá băng Onwatin và đá vôi Chelms'ord. Phần ven rìa là các thể diorit thạch anh dạng mạch, mạch phân nhánh phân bố ở dạng tỏa tia, các thể đá này phân bố dọc theo rìa đới kéo dài khoảng 40km (Hình 4.14).



Hình 4.14: Sơ đồ địa chất và quặng hóa vùng mỏ Sudbury [82].

Vùng Sudbury có 26 mỏ Cu-Ni-PGE quy mô lớn, các cấu trúc kiến tạo quan sát thấy trong các mỏ khoáng chủ yếu là các yếu tố cấu trúc sau tạo quặng (Hình 4.15). Các khu vực tập trung mỏ thành 3 dạng: đới quặng rìa phía nam, đới quặng rìa phía bắc và các đới quặng phân nhánh. Trong đó đới quặng rìa phía nam có tính phân đới khá rõ ràng, thông thường tính phân đới thể hiện như sau: phần đáy là quặng sulphur khối đặc sít, chuyển lên trên là quặng sulphur xâm tán. Tầng quặng lót đáy nằm trên tầng lót đáy của đá vây quanh là gabbro, peridotit. Quặng hóa sulphur xâm tán nằm trong norit dạng tầng. Đới quặng rìa phía bắc không chỉ phát triển trong các thành tạo norit dạng tầng mà còn phát triển ra những đới đá sừng rìa tiếp xúc. Bên trong những thể norit dạng tầng quặng hóa có dạng xâm tán, phần rìa tiếp xúc quặng hóa có dạng khối cầu, dạng xâm tán, dạng mạch và mảnh mạch.



Hình 4.15: Mô hình giải thích cấu trúc khổng chế quặng hóa vùng mỏ Sudbury

Mỏ Noril'sk

Mỏ Noril'sk nằm về phía rìa tây bắc của bồn trũng Tunguska, thuộc về phần trung tâm của vùng hoạt động magma bazan dòng lục địa của đại lục Siberia. Các thân quặng và đới khoáng hóa chủ yếu tập trung ở rìa tây bắc của craton Siberia và bazan dòng lục địa bán đảo Taimyr phần dưới có chứa olivin. Đới quặng có chiều rộng khoảng 2-3km, dài khoảng 20km.

Mỏ Noril'sk đã sớm được phát hiện vào đầu thế kỷ 16, sau đó mỏ đã trở thành đối tượng nghiên cứu hấp dẫn nhiều nhà địa chất trên thế giới, nhưng phải đến năm 1866, thương nhân người Nga Sotnikov mới có những báo cáo tổng hợp đầu tiên về than và quặng đồng trong khu vực. Mỏ được đầu tư thăm dò từ những năm 20-30 của thế kỷ 20 và phải đến những năm 60-70 của thế kỷ 30 mới tiến hành khai thác. Tính đến năm 2001, mỏ Noril'sk đã cung cấp 20%Ni, 10%Co, 3%Cu, 60%Pd, 20%Pt cho toàn thế giới [34].

Cấu trúc khổng chế các thể siêu mafic liên quan đến quặng hóa trong khu mỏ là các hệ thống phương đông bắc - tây nam và hàng loạt các đứt gãy phân nhánh dạng lông chim của chúng. Các đứt gãy này là hệ thống đứt gãy hình thành do trọng lực, là những đứt gãy hẹp và sâu. Trong các thể xâm nhập, các đới tiếp xúc và phân dị trong các thể magma thường song song với hệ thống đứt gãy này, trong các tầng đá trầm tích hoặc phun trào các thể magma xâm nhập này thường phát triển theo cấu tạo mặt lớp.

4.2.1.4. Các mỏ đồng IOCG

Mỏ IOCG là một loại hình mỏ khoáng dùng để chỉ các mỏ tích tụ các hợp phần có ích chủ yếu bao gồm oxit sắt-đồng-vàng-(đất hiếm hoặc Urani) (Iron-oxide-copper-gold \Rightarrow IOCG). Vào những năm 70 của thế kỷ 20, công tác thăm dò đã khẳng định mỏ Olympic Dam, vùng Stuart Shelf, Australia là một mỏ có trữ lượng siêu lớn thuộc loại hình mỏ sắt-đồng-vàng-đất hiếm-ural (trữ lượng đạt 2 tỷ tấn quặng trong đó Fe: 35%, Cu: 1,6%, U_3O_8 : 0,06%, Au: 0,6g/t, Ag: 3,5g/t) [128]. Sự phát hiện quan trọng này thúc đẩy mạnh mẽ các nghiên cứu chuyên sâu về vùng mỏ Olympic Dam và vùng phụ cận như công trình nghiên cứu của [Hauck \(1990\)](#) [119]. Các công trình nghiên cứu chuyên sâu này đã làm rõ được các đặc điểm về nguồn gốc, vị trí kiến tạo, đặc điểm khoáng hoá, cơ chế hình thành.v.v. của vùng mỏ Olympic Dam và mang lại những hiểu biết quý giá về loại hình mỏ IOCG làm cơ sở vững chắc cho công tác nghiên cứu các mỏ IOCG khác trên thế giới. Trên cơ sở nghiên cứu một số mỏ IOCG điển hình trên thế giới, [Hitzman \(1992\)](#) [128] cho rằng các mỏ IOCG thường liên quan đến các đá có tuổi tiền Cambri, mặc dù vậy những nghiên cứu gần đây cho thấy loại hình mỏ IOCG có tuổi thành tạo từ arkeizoi đến Kainozoi, ngoài ra Fe, Cu, U, Au, REE rất nhiều mỏ khoáng còn tập trung đáng kể hàm lượng các nguyên tố như Co, Ag, Bi, Mo, Te, Se, thậm chí là Sn, W và Pb-Zn. [Hitzman \(1992\)](#) [128] cho rằng sẽ có một cao trào nghiên cứu về loại hình mỏ IOCG sau những cao trào nghiên cứu về các mỏ Cu-Mo porphyry, các mỏ sulphur dạng khối (VMS và SEDEX), các mỏ vàng nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp (epithermal) v.v.

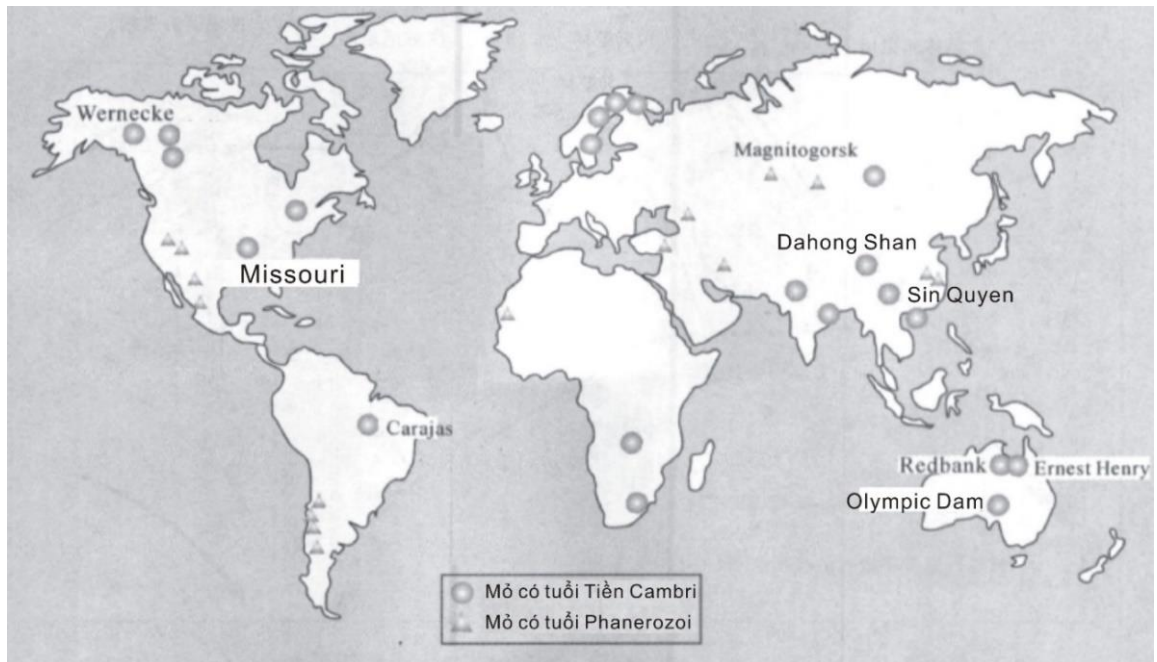
Tại Việt Nam những nghiên cứu đối với loại hình mỏ này không nhiều. [Mclean \(2001\)](#) [193] thông qua kết quả nghiên cứu thăm dò bổ sung tại mỏ đồng Sin Quyền thuộc loại hình mỏ IOCG, đồng thời đưa ra gợi ý mỏ đồng Sin Quyền là loại hình mỏ IOCG đồng thời hoàn toàn có thể đối sánh với mỏ IOCG Dahong Shan Trung Quốc. Những kết quả nghiên cứu của [Howell et al. \(2007\)](#) [132] cho thấy mỏ vàng Chinh Sáng có biểu hiện của loại hình mỏ IOCG. Những kết quả nghiên cứu này mặc dù còn thiếu những nghiên cứu chuyên sâu về nguồn gốc dung dịch tạo quặng, đồng vị, cơ chế hình thành mỏ .v.v., song đã bước đầu khẳng định có thể tồn tại loại hình mỏ IOCG tại Việt Nam.

Dưới đây, tập thể tác giả tiến hành tổng kết các nghiên cứu gần đây trên thế giới từ đó giới thiệu và phân tích có hệ thống về loại hình mỏ quặng IOCG, các

cấu trúc kiến tạo chủ đạo không chế sự hình thành của các mỏ IOCG điển hình trên thế giới.

Sillitoe (2003) [255] cho rằng mỏ IOCG là một loại hình mỏ chứa một lượng lớn khoáng vật magnetit hoặc hematit đi cùng với chalcopyrit, tổ hợp các khoáng sản đi kèm có phạm vi biến hoá lớn, và nhất định có mối quan hệ với hoạt động kiến tạo - magma [128]. Mỏ IOCG và các đá xâm nhập sâu cùng với các đứt gãy hoạt động đồng thời có quan hệ mật thiết. Dựa vào hình thái mỏ quặng, thạch học và đặc điểm cấu tạo, mỏ IOCG có thể phân thành một số loại như mỏ mạch, mỏ dăm kết nhiệt dịch, mỏ skarn, mỏ được tạo thành từ các mạch quặng thay thế cho ranh giới lớp (mantos) và loại hình hỗn hợp giữa các loại hình trên. Các mỏ mạch luôn luôn nằm trong nội bộ các thể xâm nhập, đặc biệt là các thể gabrodiorit và diorit. Các mỏ lớn thường xuất hiện trong các khu vực cách đới tiếp xúc giữa khối xâm nhập và các loạt đá phun trào hoặc trầm tích phun trào khoảng 2km. Mỏ IOCG thường có quan hệ với các các đá dạng thể tường có thành phần giàu horblend phân bố dọc theo các đới đứt gãy, đi theo đó là các hiện tượng biến đổi tăng cao hàm lượng natri, canxi và kali hoặc hỗn hợp của các biến đổi trên, sự phân đới của đới biến đổi từ nội bộ khối xâm nhập ra ngoài thông thường tuân theo quy luật như sau: magnetit-actilonit-apatit biến thành specularit-chlorit-sericit, có thể quan sát thấy hiện tượng skarn hoá xung quanh khối diorit.

Những nghiên cứu đã công bố cho thấy các mỏ IOCG có thời gian thành tạo từ arkeizoi cho đến Kainozoi. Không gian phân bố của loại hình mỏ khoáng này cũng rất rộng như Bắc Mỹ, Nam Mỹ, Châu Á, Châu Âu, Châu Úc (Hình 4.16), mỗi một khu vực đều bao gồm vài mỏ hoặc vài chục mỏ. Trên thế giới mỏ IOCG có tuổi cổ nhất là mỏ Igarapé Bahia (Carajás, Brazil) có tuổi 2,57 tỷ năm. Rất nhiều mỏ IOCG hình thành vào Proterozoi như mỏ Olympic Dam, một số các mỏ IOCG hình thành trong Paleozoi như: các mỏ ở vùng Bafq, miền trung Iran có tuổi thành quặng là 512~529tr.n [270]. Tại hai quốc gia nằm tại ven rìa tây lục địa Nam Mỹ là Peru và Chile, phát triển một đai tạo khoáng nổi tiếng gồm các đới tạo quặng đồng porphyr tuổi Kainozoi phân bố song hành với đới tạo quặng IOCG có tuổi tạo quặng 165~112tr.n [255]. Một số mỏ IOCG phân bố tại Argentina (mỏ Arizario và Lindero), Mexico (Mỏ Cerro de Mercado)... được cho là có tuổi tạo quặng trong Kainozoi [288]. Các mỏ IOCG phân bố ở hạ lưu sông Dương Tử của Trung Quốc (như: Edong, Jiurui, Anqing-Guichi, Tongling, Luzong, Ningwu và Ningzhen) 122~125 tr.n [189].

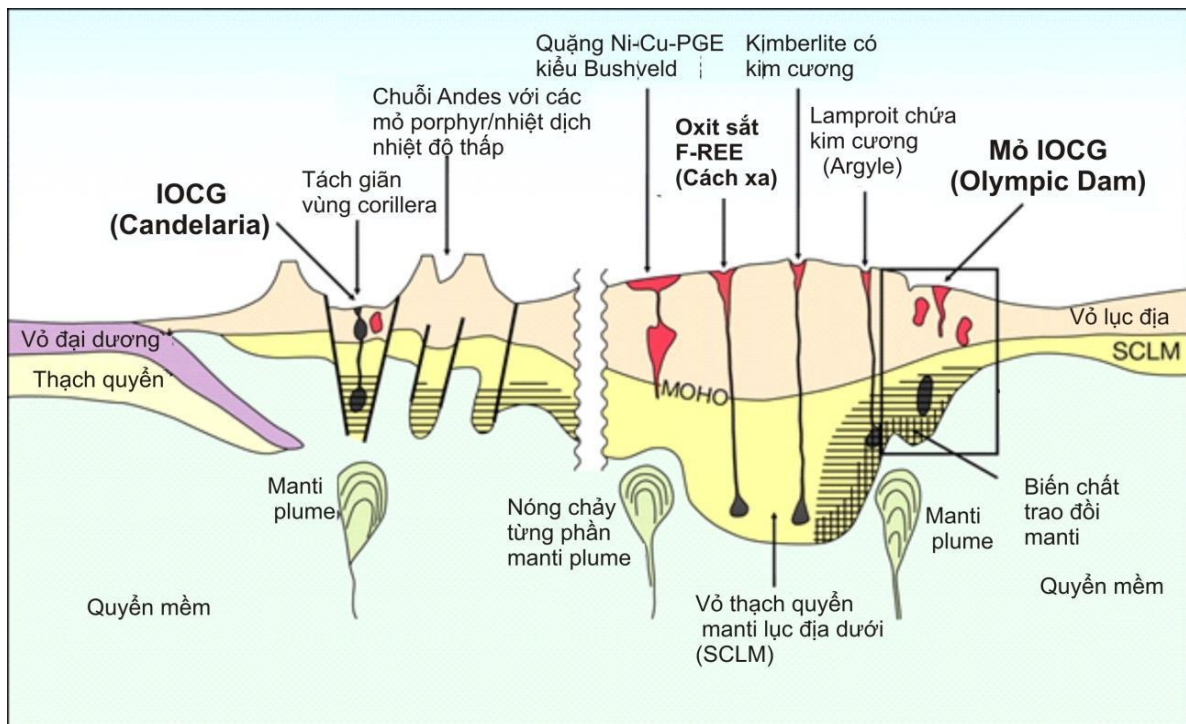


Hình 4.16: Một số mỏ IOCG điển hình trên thế giới

Đối với môi trường tạo quặng của các mỏ loại hình IOCG, [Hitzman et al. \(1992\) \[128\]](#) rất sớm cho rằng các loại hình mỏ này xuất hiện tại claption hoặc tại rìa lục địa, với kiến tạo sinh trưởng (căng giãn) có quan hệ mật thiết về không gian. Trên thực tế, đại đa số các khu vực khoáng hoá thường phân bố dọc theo các đới cấu tạo chủ yếu của rìa lục địa. Các hệ thống cấu tạo sinh trưởng này cung cấp không gian cho số lượng lớn dung dịch magma từ buồng magma phân dị cao lưu động hướng ra ngoài. Các đứt gãy thuận trong đới cấu tạo sinh trưởng luôn luôn đóng vai trò là đường dẫn để dung dịch di chuyển lên các vùng nông hơn trên vỏ. Các đứt gãy thuận đóng vai trò cung cấp thêm nước từ các nguồn trên mặt đồng thời cung cấp thêm nhiệt cho quá trình tuần hoàn nước dưới sâu. Dung dịch tạo quặng nhiệt độ tương đối thấp có thể chỉ thị nước trên mặt hoặc dung dịch biến chất tham gia vào quá trình tạo quặng, cũng như mối quan hệ hỗn hợp giữa dung dịch magma và nước trên mặt hoặc dung dịch biến chất.

[Williams et al. \(2005\) \[288\]](#) qua tổng kết một số kết quả nghiên cứu của các mỏ IOCG trên thế giới lại cho rằng loại hình mỏ này thiếu rõ ràng về bối cảnh kiến tạo không chế. [Groves et al. \(2010\) \[109\]](#) phản đối [Williams et al. \(2005\)](#) và cho rằng nếu chỉ tính đến các mỏ lớn và siêu lớn tiền Cambri, chúng đều nằm tại rìa lục địa Arkeizoi khoảng 100 km trở lại hoặc nằm tại rìa ven rìa tiếp xúc giữa Arkeizoi và Proterozoi; về thời gian và không gian các mỏ này có quan hệ với các khối granit phi tạo núi trong craton hoặc các granite kiểu A, hoặc là quan hệ với các đới hút chìm, hoặc là liên quan đến hoạt động của manti Plume dẫn đến tái

nóng chảy vỏ thạch quyển manti lục địa, tác giả cho rằng bối cảnh kiến tạo có quan hệ mật thiết với sự thành tạo các mỏ IOCG (Hình 4.17). Một số mỏ IOCG phân bố ở phía Bắc Chile và phía nam Peru về thời gian và không gian có quan hệ mật thiết với các đá magma kiềm vôi trong bối cảnh kiến tạo cung rìa lục địa liên quan đến quá trình hút chìm (Hình 4.18). Vùng tập trung các mỏ quặng sắt Bafq, miền trung Iran nằm trong đới cấu tạo Kashmar - Kerman, môi trường kiến tạo thuộc về cung núi lửa rìa lục địa [270]. Các mỏ IOCG trong các bồn Kreta phân bố tại hạ lưu sông Dương Tử nằm tại rìa lục địa phía đông của Trung Quốc và có quan hệ mật thiết với các đá núi lửa -á núi lửa cùng tuổi.



Hình 4. 17: Bối cảnh kiến tạo hình thành một số mỏ IOCG điển hình [109].

Các công trình nghiên cứu về loại hình mỏ IOCG trên thế giới cho thấy loại hình mỏ này thường xuất hiện trong 3 loại hình bối cảnh kiến tạo: 1) liên quan với các hoạt động magma phi tạo núi trong nội bộ các mảng lục địa; 2) liên quan với các hoạt động magma trung tính tại các cung rìa lục địa tương đối trẻ như cung magma Andes (Hình 4.18); 3) liên quan đến các vùng uốn nếp và các đới chòm trượt.

Về thời gian tạo quặng và không gian phân bố của các mỏ khoáng loại hình IOCG hoặc các vùng tập trung quặng IOCG trên toàn cầu luôn thể hiện sự quan hệ mật thiết với hoạt động magma [288]. Các đá magma liên quan đến loại hình mỏ này chủ yếu là diorit, diorit pyroxen, granodiorit và granit. Thành phần của

các khối granitoid liên quan đến tạo quặng mặc dù có sự khác biệt, nhưng chúng đều thuộc về granit loạt magnetit hoặc granit kiểu I.



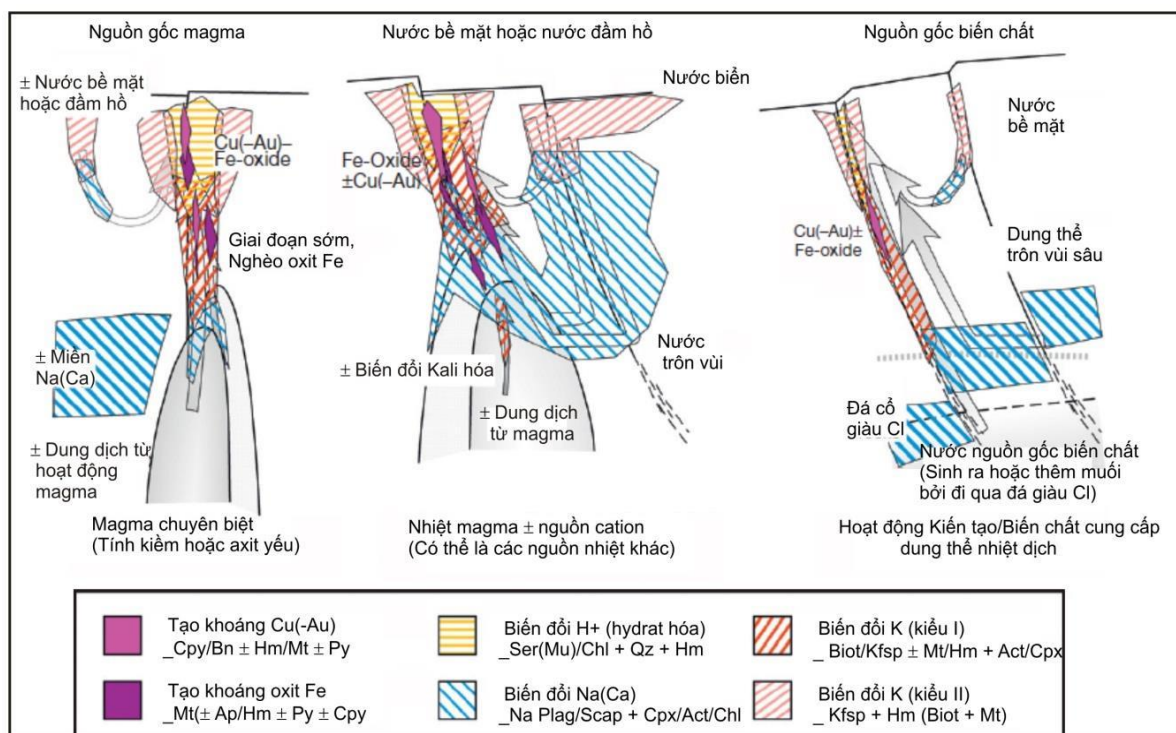
Hình 4. 18: Các mỏ IOCG xuất hiện cùng với các mỏ đồng porphyry ở đới tạo núi Andes [255].

Về mặt tổng thể các mỏ khoáng thuộc loại hình IOCG thuộc về loại hình mỏ hậu sinh, vì vậy hình thái thân quặng thường là dạng mạch, dạng ống, dạng tấm, dạng tầng thay thế cho các ranh giới lớp hoặc các dạng hình thái phức tạp không có quy tắc. Trong đó hình thái thường thấy của các thân quặng loại hình mỏ này là thân quặng hình ống phát triển trong đới dăm kết. Tại đai tạo khoáng Andean, Nam Mỹ, như Sillitoe đã mô tả, ngoài thân quặng dạng mạch, cục bộ có thể quan sát thấy các thân quặng hình ống trong đới dăm kết tồn tại một cách độc lập và các thân quặng trong đới skarn [255]. Thông thường các mỏ khoáng tồn tại hỗn hợp nhiều dạng hình thái thân quặng thường có trữ lượng lớn, thậm chí có thể hình thành những mỏ siêu lớn. Các thân quặng trong mỏ này bao gồm các kiểu hình thái như dạng mạch, dạng ống theo các đới dăm kết, dạng tập hợp mạng mạch nhỏ và dạng tầng thay thế cho các ranh giới lớp v.v..

Theo Hitzman et al, 1992 [128] hiện tượng biến đổi đá vây quanh của loại hình mỏ IOCG thường thể hiện rất mạnh mẽ, loại hình biến đổi phụ thuộc vào tính chất của đá vây quanh và chiều sâu của biến đổi cũng như khoáng hoá. Nhìn chung hiện tượng biến đổi đá vây quanh trong các mỏ IOCG thường tuân theo quy luật sau: Tại phần sâu thường phát triển tổ hợp biến đổi Na, phần giữa phát triển tổ hợp biến đổi K, phần trên cùng thường phát triển các hiện tượng biến đổi sericit và silic hoá. Những nghiên cứu gần đây cho thấy nguồn gốc của mỏ IOCG khá đa dạng, về cơ bản có thể phân thành hai loại hình: các mỏ IOCG liên quan đến hoạt động magma và các mỏ IOCG không liên quan đến hoạt động magma (Hình 4.19).

Mô hình magma đề cập đến sự giải phóng các oxit, sulphur nghèo, các kim loại từ magma cùng thời kỳ, cùng với sự tích tụ quặng hóa trong các cấu trúc thuận lợi. Các đá magma liên quan đến loại hình mỏ IOCG thường đến từ nguồn magma kiềm - vôi nguyên thủy [255], các đá granitoid kiểu I hoặc kiểu A trong các rìa craton hoặc các khu vực rìa cung [197], [213], và các đá carbonatit từ magma kiềm cao đến siêu cao [108], [119]. Nguồn CO₂ là một nhân tố quan trọng trong mô hình magma không chỉ vì CO₂ quan hệ với các bao thể khí lỏng liên quan đến quặng hóa mà còn vì vai trò của nó trong sự điều khiển dung dịch đi lên từ magma bao trùm lên một vùng rộng lớn tương ứng với chiều sâu hình thành các mỏ IOCG (Hình 4.19a) [213]. Các mô hình không magma có thể được chia thành hai loại (Hình 4.19b,c), nguồn dung dịch có thể đến từ trên bề mặt hoặc trong các bồn trũng nông hoặc cũng có thể được chiết xuất ra trong môi trường biến chất tại lớp

vỏ dưới hoặc giữa, cả hai loại hình đặc biệt này đều liên quan đến hiệu quả của nguồn dung dịch giàu clorua không magma [44]. Dung dịch muối có thể triết xuất ra từ nước trên mặt bị bay hơi hoặc bởi sự tác động của vòng tuần hoàn của nước với các mỏ bốc hơi trước đây. Có khả năng muối đã chia tách và phá vỡ các silicat chứa clo như là scapolit, ý kiến này đã được cân nhắc thấu đáo trong quá trình nghiên cứu các mỏ IOCG ở Cloncurry, nơi mà các mỏ IOCG liên quan đến hoạt động nhiệt dịch xuất hiện ở dưới sâu trong lớp vỏ giữa [207]. Mô hình biến chất không đề cập đến nguồn nhiệt của hoạt động magma, mặc dù vậy hoạt động magma có thể cung cấp cho dung dịch nhiệt dịch cả về nhiệt và kim loại (như Fe, Cu).



Hình 4.19: Mô hình giải thích sự hình thành các mỏ IOCG [288].

4.2.1.5. Các mỏ đồng cacbonatit

Mỏ Palabora ở Nam Phi là mỏ công nghiệp duy nhất. Đây là mỏ phức hợp nằm trong khối đá siêu bazơ kiềm có đường kính 0,5-0,7km, xuyên cắt đá granit AR. Cacbonatit nằm ở phần trung tâm của khối, mà rìa khối là đá apatit-olivin-magnetit. Khoáng hóa Cu tập trung trong cacbonatit và là các mạch nhỏ và đới xâm tán. Mỏ thành tạo trong 2 giai đoạn, tương ứng với 2 pha thành tạo cacbonatit. Các thân quặng thành tạo sớm nhất nằm ở phần rìa và cấu tạo bởi calcit, magnetit, olivin, flogopit chứa khoáng vật phụ apatit, baddeleit, thorianit. Khoáng vật chính của Cu là bornit. Cacbonatit muộn tạo nên nhân và các đai mạch tỏa tia. Trong

thành phần của chúng thường có ankerit, magnetit, flogopit, olivin, apatit, valleriit. Khoáng vật chính của Cu là - chalcopyrit. Bornit và cubanit có hàm lượng thấp. Ngoài Cu, magnetit và apatit còn khai thác đi kèm U, Th, Au, Ag.

4.2.1.6. Mỏ skarn đồng

Hình thành trong đới ngoại tiếp xúc của xâm nhập granitoid xuyên cắt đá vôi và lục nguyên-vôi. Bối cảnh đó sinh ra skarn vôi thành phần pyroxen-granat, chúng phát triển trong đá vây quanh cũng như trong granitoid. Thân quặng công nghiệp nằm trong đới eksoskarn không xa ranh giới. Chúng có hình thái phức tạp, kích thước không lớn, quặng phức hợp. Trong các mỏ đó thường có sự phối kết của quặng hóa chalcopyrit-bornit và quặng hóa magnetit. Quặng dạng mạch-xâm tán. Hàm lượng Cu cao, nhưng không đều, khoáng hóa Cu hình thành trong quá trình đa giai đoạn, khoáng sản đi kèm có Fe, Au, Co, Ag, Se, Te, Mo.

4.2.2. Tiền đề tìm kiếm quặng đồng nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ đồng trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng đồng ẩn sâu và đánh giá khả năng tồn tại của chúng trong điều kiện địa chất của Việt Nam như sau:

Bảng 4.2: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng đồng nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
Mỏ Cu-Au porphyr	<ul style="list-style-type: none"> - Tiền đề kiến tạo: Cung magma rìa lục địa, cung đảo - Tiền đề thạch học – địa tầng: Thẻ cán, thẻ tường và thẻ mạch; hình thái không có định, dạng mạch v.v, diện tích khoảng 0,1-1km², thành phần chủ yếu gồm: diorit pophyr, granodiorit porphyr, ít hơn có granit porphyr, monzonit porphyr và syenit pophyr thuộc 	<ul style="list-style-type: none"> - Vị trí phân bố của các mạch quặng: Trong nội bộ thể xâm nhập và rong vòng bán kính 0-500m xung quanh khối xâm nhập - Biến đổi nhiệt dịch đá vây quanh: Biotit hóa, feldspat kali hóa, silic hóa, chlorit hóa, sericit hóa, illit-hydromica hóa, kaolinit hóa, zeolit hóa, carbonat hóa, sừng hóa hoặc propylit hóa, skarn hóa. Trong đó biotit hóa, feldspat kali hóa, silic hóa là 3 loại biến đổi nhiệt dịch điển hình. Thông thường hệ thống biến đổi nhiệt dịch có tính phân đới tương đối rõ ràng: Đới biến đổi albit hóa→đới 	<ul style="list-style-type: none"> - Quặng hóa đồng liên quan đến các thành tạo xâm nhập trung tính tuổi - Neoproterozoi liên quan đến hoạt động hút chìm trên đới Fan Si Pan - Quặng hóa đồng liên quan đến các thành tạo xâm nhập kiềm cao kali Kainozoi Tây Bắc Việt Nam

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
	<p>loạt kiềm vôi, loạt kiềm vôi cao kali.</p> <p>- Tiền đề cấu trúc: Hệ thống đứt gãy, hệ thống khe nứt, cấu tạo núi lửa; đỉnh khối xâm nhập, đới tiếp xúc, đới cà nát v.v.</p>	<p>felspat kali-biotit-magnetit→đới biến đổi sericit-chlorit-felspat kali hóa →đới biến đổi sericit-chlorit hóa→đới biến đổi propylit hóa (bao gồm đới biến đổi thạch anh - kaolinit hóa, đới biến đổi thạch anh-dickit/pyrophyllit, đới biến đổi thạch anh đa hốc và alunit)</p>	
Mỏ đồng trong đá phun trào	<p>- Tiền đề thạch học – địa tầng: Tổ hợp đá phun trào mafic tương biến. Trong đá bazan tương lục địa, quặng đồng thường có trữ lượng rất nhỏ nhưng hàm lượng lại rất cao, thường chỉ phù hợp với quy mô khai thác nhỏ lẻ.</p> <p>- Tiền đề kiến tạo: Khu vực phân bố các đá núi lửa quy mô lớn bị khống chế bởi cấu trúc vỏ.</p> <p>- Hoạt động phun trào bazơ liên quan đến hoạt động căng giãn ở rìa lục địa.</p>	<p>- Thân quặng sulfur cấu tạo khối hoặc cấu tạo dạng khối có hình dạng ở dạng thấu kính hoặc dạng tầng, phần dưới của các thấu kính sulfur đặc sít là các hệ thống mạng mạch giàu silic</p> <p>- Đặc trưng là hàm lượng cao, dung tích nhỏ, là nguồn nguyên liệu chủ yếu cho các kim loại Cu, Zn, Pb, Au và Ag v.v..</p> <p>- Các khoáng vật mạch chủ yếu là thạch anh, chlorit, barit, thạch cao, các khoáng vật carbonat v.v.</p>	<p>- Kiểu mỏ VMS trong các thành tạo magma mafic bị biến chất trong phức hệ Khâm Đức ven rìa địa khối Kon Tum; điển hình như mỏ đồng Kon Rá.</p> <p>- Các mỏ đồng quy mô nhỏ liên quan đến các đá phun trào tương lục địa bồn trũng Sông Đà, Tú Lệ.</p>
Mỏ Cu-Ni-PGE	<p>- Khu vực rìa lục địa cổ phát triển các đứt gãy thứ cấp của các đới trượt cắt qua vỏ.</p>	<p>- Đặc điểm phân dị thạch học nội khối: quặng Ni có xu hướng tập trung trong các đá siêu mafic, trong khi quặng đồng lại có xu hướng tập trung trong các đá mafic.</p>	<p>- Các mỏ Cu-Ni-PGE liên quan đến các thành tạo xâm nhập siêu mafic đới Sông Đà, Tạ Khoa</p> <p>Các mỏ Cu-Ni-PGE liên quan đến các thành tạo xâm nhập</p>

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
			siêu mafic đới Sông Hiến
Mỏ IOCG	<ul style="list-style-type: none"> - Phát triển trong các vùng căng giãn dọc theo rìa lục địa hoặc rift nội lục. - Thường bị không chế bởi các hệ thống đứt gãy thuận có thể nằm thẳng đứng. 	<ul style="list-style-type: none"> - Có sự tập trung cao của oxit sắt chủ yếu magnetit và hematit với đặc trưng là đi cùng các khoáng vật sulfur chứa đồng và vàng. - Có nguồn gốc liên quan đến hạt động magma trung tính có hàm lượng amphybol cao. - Hiện tượng biến đổi nhiệt dịch: chủ yếu là natri hóa và kali hóa và có tính phân đới rõ ràng. 	Dải đồng Quyên, Cai quặng Sin Lào
Các mỏ carbonatit	<ul style="list-style-type: none"> - Thường nằm trong các xâm nhập siêu bazo-kiềm. 	<ul style="list-style-type: none"> - Thường có dạng bứu, ổ, thấu kính, mạch, đai cơ dang vành hoặc nửa vành xếp theo kiểu đồng tâm, chông nón - Trong thân carbonatit thường có cấu trúc phân đới với nhiều khoáng vật khác nhau. 	
Các mỏ skarn đồng	<ul style="list-style-type: none"> - Hình thành trong đới ngoại tiếp xúc của xâm nhập granitoid xuyên cắt đá vôi và lục nguyên-vôi. 	<ul style="list-style-type: none"> - Skarn vôi thành phần pyroxen-granat, phát triển trong đá vây quanh cũng như trong granitoid. - Khoáng vật nguyên sinh có chalcopyrit, magnetit, bornit, pyrotin, arsenopyrit và cobaltin, khoáng vật mạch có granat, pyroxen, scapolit, actinolit, epydot, thạch anh và chlorit; khoáng vật thứ sinh: pyrit, molipdenit, sphalerit và galenit. Ngoài Cu, quặng còn chứa Mo, Hg, Co, Bi, Se, Te 	

Trên cơ sở kết quả tổng hợp, phân tích hiện trạng công tác điều tra khoáng sản tại Việt Nam trong những năm vừa qua thấy rằng: về loại hình mỏ đồng nội sinh, Việt Nam có triển vọng về loại hình mỏ Cu IOCG và porphyr rìa đông bắc đới Fan Si Pan; kiểu mỏ Cu VMS trong các thành tạo vỏ đại dương phức hệ Khâm

Đúc tại ven rìa địa khối Kon Tum. Căn cứ vào kết quả tổng kết, phân tích các phương pháp về điều tra quặng Cu nội sinh ẩn sâu trên thế giới và Việt Nam, đề tài đề xuất hệ phương pháp điều tra quặng Cu nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện Việt Nam dưới đây

4.2.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại đồng nội sinh ẩn sâu

Có 6 loại hình mỏ kim loại đồng nội sinh có tiềm năng dưới sâu gồm: mỏ porphyr, IOCG, các mỏ đồng trong đá phun trào, các mỏ magma sulphur Cu-Ni carbonatit, mỏ skarn, mỏ dạng mạch và mỏ VMS. Mỗi một loại hình mỏ có những đặc điểm chung và những đặc trưng riêng biệt. Vì vậy hệ các phương pháp điều tra các loại hình mỏ này cũng có sự khác biệt dựa vào đặc điểm riêng của mỗi một loại hình mỏ và đặc điểm địa chất của từng khu mỏ. Tuy nhiên dựa trên những nghiên cứu chi tiết cho từng loại hình mỏ nêu trên có thể xác lập được hệ các phương pháp điều tra cho quặng đồng nội sinh ẩn sâu gồm:

4.2.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực và dự báo vùng quặng đồng

- Sử dụng phương pháp địa chất, các phương pháp phân tích cấu trúc, kiến tạo khu vực, thạch địa hóa và địa hóa đồng vị, phân tích ảnh viễn thám, địa vật lý hàng không khoan định các đới cấu trúc, các tổ hợp thạch kiến tạo, các hệ thống đứt gãy chính và các vùng triển vọng quặng đồng;

- Khoan trường phân bố đá của dãy núi lửa - pluton, các thành tạo xâm nhập pluton.

- Khoan các trường phân bố các thể xâm nhập porphyr có thành phần trung tính.

- Vùng phân bố đá trầm tích-núi lửa, núi lửa hoặc lục nguyên, chỉ thị cho sự kết thúc giai đoạn hoạt động núi lửa mạnh mẽ thường có các mỏ đồng VMS.

- Phân tích tài liệu địa vật lý hàng không, địa chấn sâu, trọng lực, từ để phân vùng các cấu trúc sâu và phân vùng theo thành phần của đai núi lửa - pluton

- Phân tích ảnh viễn thám siêu phổ cho các vùng triển vọng

- Khoan định các trường dị thường địa hóa quy mô vùng, nút quặng.

4.2.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoan định nút quặng, trường quặng đồng tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phương pháp phân tích cấu trúc, kiến tạo kết hợp với phương pháp xử lý ảnh viễn thám để:

+ Khoanh định các đới ngoại tiếp xúc của xâm nhập granitoid trung tính. Đặc biệt quan tâm đến giai đoạn sớm xuyên cắt đá vôi và lục nguyên-vôi, chúng có thể có các mỏ Cu skarn.

+ Khoanh định các đới xâm nhập porphyr thành phần trung tính có thể có mỏ Cu porphyr thành tạo trong đới nội- ngoại tiếp xúc của búi porphyr.

+ Khoanh định diện tích có nhiều khe nứt tách trong granitoid, trong đá núi lửa, trầm tích và biến chất có tuổi khác nhau, có thể chứa mỏ Cu dạng mạch.

+ Xác định vị trí tâm núi lửa, khống chế trường quặng Cu kiểu mỏ VMS, còn các thân quặng thì nằm trong cấu trúc núi lửa địa phương.

+ Khoanh định các thể cacbonatit nếu có.

- Phân tích bao thể khí lỏng, đồng vị bền, đồng vị định tuổi tạo quặng để xác định điều kiện thành tạo, nguồn gốc dung dịch và vật chất tạo quặng.

- Xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng để định hướng cho công tác điều tra.

- Phân tích ảnh viễn thám: phát hiện các yếu tố cấu trúc của khu vực, quan trọng nhất là các đứt gãy kéo dài khống chế các thể xâm nhập chứa quặng tiềm năng, các cấu trúc vòng và bán vòng, vòng cung và các đứt gãy tỏa tia thường có đai mạch đi kèm.

- Sử dụng phương pháp địa hóa tìm kiếm, khoanh định dị thường màu ở nơi xuất lộ khoáng hóa sulphur (đới mũ sắt, Cu bị xanh hóa, kiềm hóa mòn biểu sinh mạnh) ; địa hóa trọng sa, bùn đáy để khoanh định trường cung cấp Cu cho trầm tích dòng.

- Phương pháp địa vật lý đo từ và trọng lực:

+ Ở phần rìa của dị thường trọng lực dương quy mô địa phương trong trường trầm tích-núi lửa, núi lửa hoặc lục nguyên, chỉ thị cho sự kết thúc giai đoạn hoạt động núi lửa hay có các mỏ Cu VMS.

+ Trong các hệ cấu trúc núi lửa-pluton lớn ở phía ngoài và phía trong đới dị thường có trọng lực cấu trúc vòng thường có mỏ Cu conchedan. Các đới vòng đơn giản và phức tạp quy mô địa phương của dị thường trọng lực dương, thường có đường kính 20-25km, viền quanh dị thường trọng lực cực tiểu.

- Phương pháp đo vẽ phổ gamma hàng không: Có thể phát hiện các khu phát triển đá biến đổi nhiệt dịch vẫn thường phản ánh trong đặc trưng trọng lực và từ.

4.2.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng đồng ẩn sâu

- Phương pháp cấu trúc, kiến tạo tỉ lệ lớn (1:10.000 hoặc 1:5000) nhằm:

+ Xác định các đới tiếp xúc hoặc ngoại tiếp xúc của thể xâm nhập và trầm tích vây quanh hoặc là các tầng trầm tích-phun trào chứa các tầng đá vôi. Trong đó có thể có mỏ Cu skarn.

+ Xác định các đứt gãy phá hủy, các đới nứt nẻ có thể có mỏ Cu dạng mạch.

+ Khảo sát địa chất và mô tả chi tiết các đới khoáng hóa thứ sinh có thể có phân đới đặc trưng cho mỏ Cu porphyr ở dưới sâu: phân đới đứng thứ sinh của quặng từ trên xuống: 1) đới bào mòn, sâu 0,5-80m; 2) đới oxy hóa, bề dày từ vài mét đến 50-60m, đôi khi 100-200m; 3) quặng hỗn hợp có bề dày biến động; 4) làm giàu thứ sinh sulphur, bề dày đôi khi đạt 200-300m.

- Phương pháp ảnh viễn thám siêu phổ để khoanh định diện tích triển vọng. Bản chất là xác định các đứt gãy, phân nhóm theo phương chủ đạo của chúng: quặng phân bố liên quan với tập trung cực đại của các đứt gãy có phương khác nhau.

- Phương pháp địa hóa tìm kiếm :

+ Phương pháp trọng sa, bùn đáy: Khoanh định trường dị thường địa hóa và khoáng vật có thể liên quan với mỏ tiềm năng dưới sâu.

+ Phương pháp địa hóa thứ sinh để: Khoanh định các vành phân tán thứ sinh Cu, Mo, As, Pb, Zn, Hg, Co, Bi, Se, Te có liên quan với quặng Cu, làm cơ sở cho triển khai các phương pháp khác phục vụ tìm kiếm, phát hiện mỏ.

+ Phương pháp địa hóa nguyên sinh để: Xác định diện tích có dị thường Cu, Mo, As, Pb, Zn, Hg, Co, Bi, Se, Te có liên quan trực tiếp với quặng hóa ẩn dưới sâu ; xác định tính chuyên hóa địa hóa của các thành tạo địa chất, đặc biệt là magma; xác định tổ hợp nguyên tố chỉ thị phục vụ dự đoán kiểu quặng hóa; xác định phân đới địa hóa các nguyên tố chỉ thị, phân đới đứng của các mỏ conchedan từ dưới lên trên: Co-Mo-Sn-Bi-Cu-Zn-As-Ag-Pb-Ba. Trường hợp là mỏ Cu-Mo porphyr thì trong đá biến chất trao đổi có thể sử dụng biến thiên hàm lượng F và Cl và tỷ số F/Cl để dự đoán khả năng có mỏ và là mỏ Cu hay Mo. Các đới biến chất trao đổi nhiệt dịch thường có Rb cao gấp 2-3 lần so với hàm lượng nền, tỷ số K/Rb thấp.

+ Phương pháp địa hóa tìm kiếm thủy địa hóa và sinh địa hóa: Trường hợp diện tích tìm kiếm có vỏ phong hóa dày, đá gốc xuất lộ ít thì dùng phương pháp này để phát hiện và khoanh định vành phân tán của Cu, Mo, Au, As, Pb, Zn, Hg, Co, Bi, Se, Te trong nước, trong rễ thực vật. Trong thực vật: Cu, Pb, Au có tương quan thuận với hàm lượng của chúng trong thổ nhưỡng và lớn hơn 1,5-6 lần. Hàm lượng các nguyên tố quặng Cu, Pb, Ag, Au trong lá thực vật có hệ rễ phát triển

nhất đạt cực đại. Lấy mẫu thực vật và lớp mùn thổ nhưỡng có thể xác định được vành dị thường của Cu, Pn, Zn nằm trên thân quặng ản.

+ Phương pháp địa hóa khoáng vật: Tập hợp nguyên tố tạp trong pyrit ở các phân khác nhau của mỏ đồng porphyr phù hợp với phân đới quặng và phân đới địa hóa. Rất đặc trưng là màu đỏ của rutil trong lát mỏng do có hàm lượng Cu cao (từ 100 đến $500 \cdot 10^{-4}\%$). Tỷ số Cr+V/Nb+Ta cao bất thường.

- Phương pháp phân tích bao thể khí lỏng: Phân chia diện tích đá biến đổi nhiệt dịch theo mức độ giàu bao thể khí - lỏng và theo nhiệt độ thành tạo để xác định phần trung tâm mỏ ản.

- Hệ phương pháp phân tích đặc điểm quặng hóa (phân tích thạch học, khoáng tướng, giã đãi, microsond, ronghen, nhiệt vi sai...):

+ Xác định thành phần và tổ hợp cộng sinh khoáng vật chỉ thị;

+ Nghiên cứu đá biến đổi và xác định phân đới đặc trưng của mỏ Cu;

+ Nghiên cứu xác lập tính phân đới của các đới biến đổi nhiệt dịch;

+ Với mỏ Cu dạng mạch: Đá vây quanh bị sericit hóa, argilit hóa và silic hóa;

+ Nghiên cứu tinh thể khoáng vật: Tinh thể khoáng vật pyrit 8 mặt thường có ở phần trung tâm mỏ, còn 6 mặt thường là phần rìa và phần trên. Phân tích tính chất hóa học và quang học của biotit, rutil và apatit để phân định các đới biến đổi nhiệt dịch. Rutil tồn tại ở dạng khoáng vật titan đơn lẻ trong đới ortocla-biotit của đá biến chất trao đổi nhưng rất hay gặp ở phần bên trong của các đới epidot-chlorit, nơi mà nó được thành tạo từ sự phân rã của sphen, biotit và horblen. Tương quan độ dài với chiều rộng của tinh thể rutil là 1,5/1 trong trung tâm của hệ porphyr và tăng dần lên 2/1 ở phần rìa. Tinh thể apatit có dấu vết của ăn mòn và tái lắng đọng, tương ứng với hiện tượng di chuyển các nguyên tố hóa học của hệ porphyr, và giàu Clo.

- Hệ phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng để định hướng caoong tác điều tra khoáng sản đồng nội sinh ản sâu.

- Phương pháp địa vật lý

+ Đo từ và trọng lực chi tiết để xác định phần vòm đỉnh của bướu granodiorit chứa quặng Cu porphyr tiềm năng;

+ Đo điện mặt cắt phân cực và đo sâu phân cực kích thích để khoanh định đới quặng hóa sulphur dạng mạng mạch vi mạch - xâm tán phát triển trong đới nội- ngoại tiếp xúc của bướu porphyr;

+ Đo điện trở để xác định nhân thạch anh;

+ Đo trường thiên nhiên để phát hiện đới sericit hóa, argilit hóa.

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

4.3. CÁC MỎ NIKEN NỘI SINH

4.3.1. Đặc điểm các mỏ nikel nội sinh

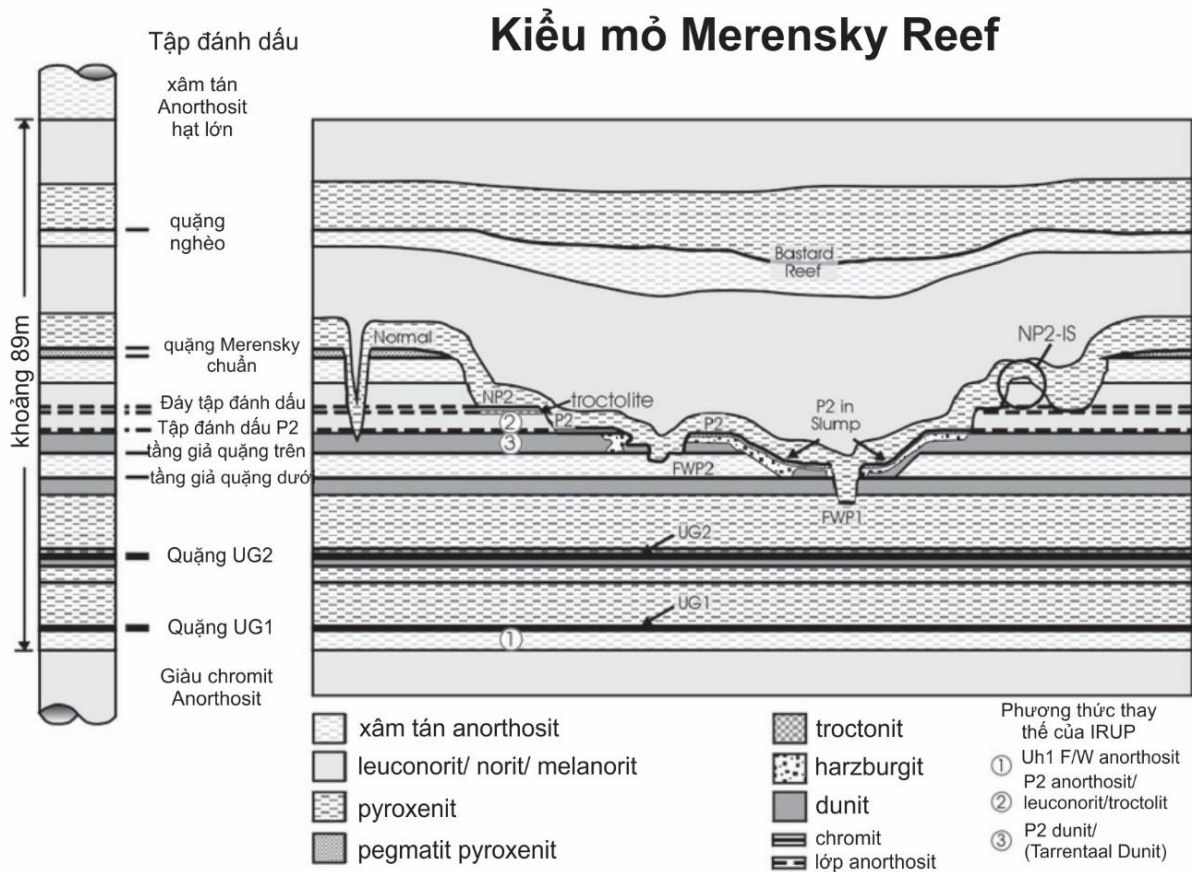
Các mỏ Ni có giá trị kinh tế thường thành tạo trong hai loại hình mỏ chính: Mỏ magma sulphur Ni và mỏ Ni trong vỏ phong hóa laterit. Các mỏ magma sulphur là nguồn quặng Ni nội sinh chủ yếu hiện nay, được hình thành bằng quá trình kết tinh phân đoạn trong các lò magma hoặc các dòng magma cổ. Hàm lượng Ni trong các mỏ magma sulphur chiếm 0,15% đến gần 8%, nhưng 93% các mỏ được biết đến nằm trong khoảng 0,2-2% Ni [129]. Các mỏ laterit chứa Ni, có hàm lượng Ni trung bình 1-1,6% và được hình thành trong các vỏ phong hóa nhiệt đới và cận nhiệt đới.

4.3.1.1. Mỏ dạng tầng

Quá trình nguội lạnh chậm trong các xâm nhập mafic và siêu mafic lớn gây nên sự kết tinh các khoáng vật khác nhau và phân bố magma thành các lớp riêng biệt. Khi magma trở nên bão hòa sulphur, một dung dịch sulfit không bị trộn lẫn sẽ ưu tiên hình thành các thành phần riêng rẽ chứa Ni. Dung dịch này lắng đọng tạo thành các lớp giàu sulphur riêng biệt, thông qua đó có thể cho thấy đặc điểm trầm tích như sự phân lớp, các lớp đáy. Sự lặp lại của các lớp sulfit có thể được hình thành do động lực dòng magma và sự dung nạp vật chất trong các lò magma lớn. Các khoáng vật sulphur chính là penlandit và pyrotin thường được thành tạo giữa hoặc trong các lớp giàu olivin. Nhóm kim loại platin (PGE) cũng được làm giàu trong các mỏ này.

Sự không trộn lẫn của sulfit có thể được tạo thành từ nhiều quá trình, bao gồm sự nhiễm tinh thể và sự trộn lẫn magma. Hàm lượng quặng biến đổi rất lớn, phụ thuộc các đặc tính riêng biệt của xâm nhập, hàm lượng có giá trị kinh tế điển hình trong khoảng 0,2-3% Ni.

Một ví dụ điển hình nhất cho kiểu mỏ này là mỏ Merensky Reef (Hình 4.20), được tìm thấy trong phức hệ Bushveld tại South Africa [66]. Tại đây, Ni được chiết tách như một sản phẩm phụ của các kim loại nhóm platin. Sự nguội lạnh rất chậm của các trong lò magma đã gây nên sự hình thành nhiều pha tạo khoáng riêng biệt, dẫn đến hình thành nhiều tầng quặng lớn.



Hình 4.20: Sơ đồ thể hiện mối quan hệ giữa tầng Merensky với các lớp nằm dưới [219].

4.3.1.2. Các mỏ bazan

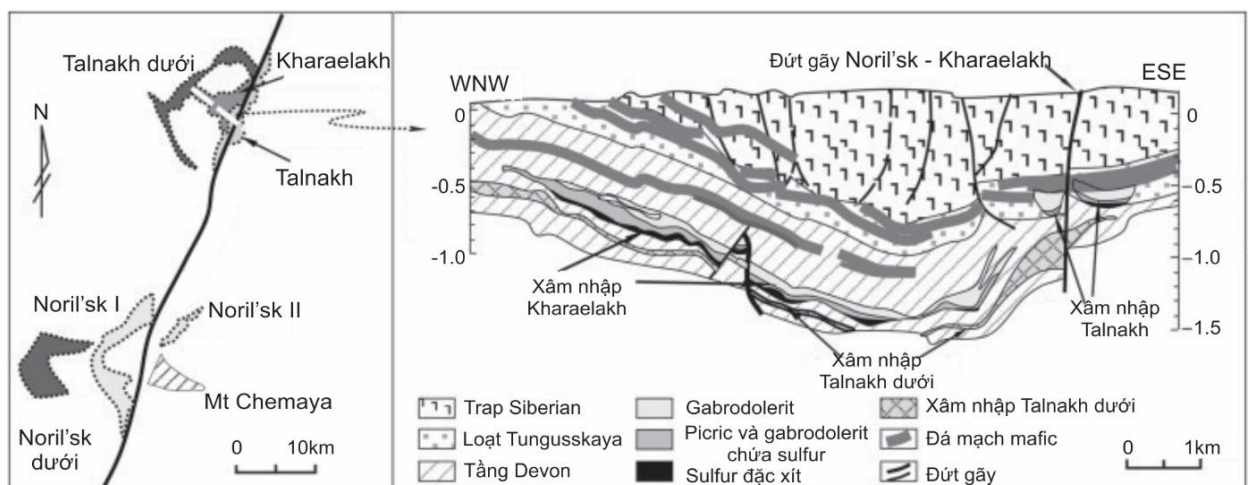
Nếu một dung dịch mafic-siêu mafic bão hòa sulphur, một pha sulphur không bị trộn lẫn sẽ được hình thành, tạo các dải Ni từ nguồn magma dư. Pha đặc sít tương đối này có thể tích tụ trên các mặt tiếp xúc với đá nằm dưới; trong phần magma phun trào cũng như các kênh dẫn magma. Các tạo khoáng chính là các sulfit của Ni, Co và Cu; có thể đi kèm các khoáng vật nhóm platin. Hàm lượng của các mỏ này biến đổi lớn, phụ thuộc vào cơ chế hình thành riêng biệt của từng mỏ nhưng nhìn chung trong khoảng 0,6-2% Ni.

Các mỏ bazan đưa ra một lượng lớn các đặc điểm về hình thái và tuổi. Nhiều mỏ hình thành trong các đai đá lục tuổi Arkei (một đai núi lửa và trầm tích dạng tuyến được tìm thấy dày 10-15km, có tuổi > 2500tr.n), nơi có các dòng magma nhiệt độ cao, dẫn đến sự hình thành cao các đá magma siêu mafic. Khoảng tuổi lớn của các đá, các thân quặng bị biến đổi, phần lớn do quá trình biến chất; các Ni và sulphur bị huy động lại (remobilising nickel) từ penlandit, pyrotin và quá trình tái kết tinh olivin. Điều này có thể thành tạo các khoáng vật Ni tích tụ như một khối quặng lớn trong đá gốc. Kiểu tạo khoáng này xảy ra ở Agnew Mine, miền

tây Australia [105].

Trữ lượng Ni lớn nhất của kiểu mỏ này được tìm thấy tại quận Noril'sk, Nga. Trong khu vực này, các mỏ đi liền với các hệ đá bazan Siberian tuổi Permian-Triassic với nền đá móng mafic, mỏng cùng tuổi, xâm nhập vào các đá trầm tích tuổi Devon và Carbon chứa than và khí (Hình 4.21). Nguồn gốc của các mỏ này được cho là do sự tích tụ tăng dần dọc theo các cấu trúc khu vực của các nguồn magma sâu chứa kim loại. Tương tác của các loại magma này với các trầm tích chứa sulphur như các phần bốc hơi giúp phân ly các dung dịch sulphur không trộn lẫn. Các khoáng vật sulphur của Fe-Ni-Cu được tích tụ từ dung dịch này tại những điểm có triển vọng. Các dòng magma tiếp tục di chuyển theo các kênh dẫn, phản ứng với các lớp núi lửa nằm đè bên trên, tạo nên số lượng lớn các mỏ Ni-Cu-PGE hàm lượng cao.

Một dạng mỏ phổ biến khác trên thế giới của kiểu mỏ này là mỏ Voisey's Bay, Labrador, Canada. Sự tạo khoáng trong loại mỏ này hình thành thông qua quá trình kết tinh phân đoạn và sự hỗn nhiễm tinh thể do các đá gneis có graphit gây ra bởi sự bão hòa và không trộn lẫn sulphur. Mỏ Voisey's Bay tương tự như mỏ Noril'sk vì nguồn magma ban đầu bị làm nghèo Ni và các nguyên tố nhóm platinum bởi chu trình sulphur. Các pha sulphur không bị trộn lẫn cuối cùng được lắng đọng khi các dòng magma năng lượng cao chảy hỗn loạn thông qua sự co nén trong hệ thống cung cấp và phân trên cùng của lò magma. Các cơ chế làm giàu và lắng đọng mở rộng được cho rằng xảy ra trong các mỏ khác như Jinchuan, China.



Hình 4.21: Đặc điểm phân bố và mối quan hệ của 3 khối xâm nhập lớn chứa sulfure Ni-Cu-PGE tại vùng Noril'sk-Talnakh, Siberia, Nga [204].

4.3.1.3. Mỏ nóng chảy vỏ do tác nhân bên ngoài

Phức hệ magma Sudbury (Sudbury Igneous Complex-SIC) ở Ontario, Canada là nguồn có trữ lượng Ni đứng thứ 2 trên thế giới. SIC là thành hệ duy nhất thành tạo do tác động của một thiên thạch lớn ngoài trái đất. Điều này làm cho quá trình magma hóa mạnh mẽ bởi cả phần nóng chảy do tác động và phần không trọng lượng đến sau dưới manti như chiều dày của vỏ trái đất giảm cục bộ đến 50%. Điều này hình thành một lò magma siêu mafic với sự lầy nghiêm tình thể ở mức độ cao. Sự đồng hóa của các vật liệu giàu silicat làm giảm độ tan của sulfit trong dung dịch nóng chảy và kết quả tạo thành các khoáng vật nhóm sulphur. Trong một số trường hợp, các mỏ Cu-Ni được làm giàu các nguyên tố nhóm (PGE) và được tìm thấy chủ yếu ở rìa của SIC nhưng mở rộng hơn vào đá gốc dưới dạng các đai mạch [178].

4.3.1.4. Các mỏ trong các đá xâm nhập siêu mafic

Trong môi trường này, Ni được lắng đọng dưới dạng các thể sulfit lỏng không bị trộn lẫn trong các đá xâm nhập siêu mafic được kết tinh nhanh chóng. Sự bão hòa sulphur có thể xảy ra như kết quả của sự nguội lạnh các nguồn nóng chảy ở dưới sâu đã làm giàu các sulphur được chiết suất từ manti hoặc sự đồng hóa của các trầm tích giàu sulfit (như dung thể hoặc đá phiến giàu pyrit). Do các pha sulfit có tỷ trọng cao, các mỏ thường có vị trí ở nền các dòng magma hoặc có thể tìm thấy ở nơi địa hình thấp trong đá gốc. Sự ăn mòn bởi nhiệt cũng có thể hình thành sulfit thâm nhập vào trong đá gốc. Các tiếp xúc với phần bazan phía trên cũng có thể là các đới khoáng vật dạng khối hoặc bị phân tán. Các thân quặng đầu tiên có cấu trúc dạng trầm tích cho thấy rằng động lực dòng magma và địa hình cổ là các yếu tố quan trọng không chế quặng hóa.

Các mỏ quan trọng nhất của kiểu mỏ này hình thành trong komatit, các đá siêu mafic giàu Mg ở nhiệt độ cao, có tuổi 3.800-2.500tr.năm. Thông thường các đá được tìm thấy với các đá bazan dạng cầu gối và các đá trầm tích biến chất. Các đá bazan khối phía trên và đá gốc tạo quặng trong đới chứa các tinh thể olivin dạng hình kim, có thể thành tạo quặng sulphur đặc sít bị bẫy ở giữa. Komatit bị biến chất dẫn đến sự tái huy động các quặng Ni ban đầu. Sự tạo khoáng xảy ra với penlandit, pyrotin được thay thế Ni, và hiếm khi là millerit. Các mỏ nổi tiếng nhất của dạng mỏ này được tìm thấy ở Kambalda Dome, miền tây Australia. Hàm

lượng trung bình cho các mỏ xâm nhập siêu mafic là 3.3% Ni. Ở những nơi khác trong địa khối Yilgarn Craton, hàm lượng có thể cao đến 7.7% Ni.

Ở Việt Nam, mô điển hình cho kiểu mỏ này là mỏ đồng-niken Bản Phúc:

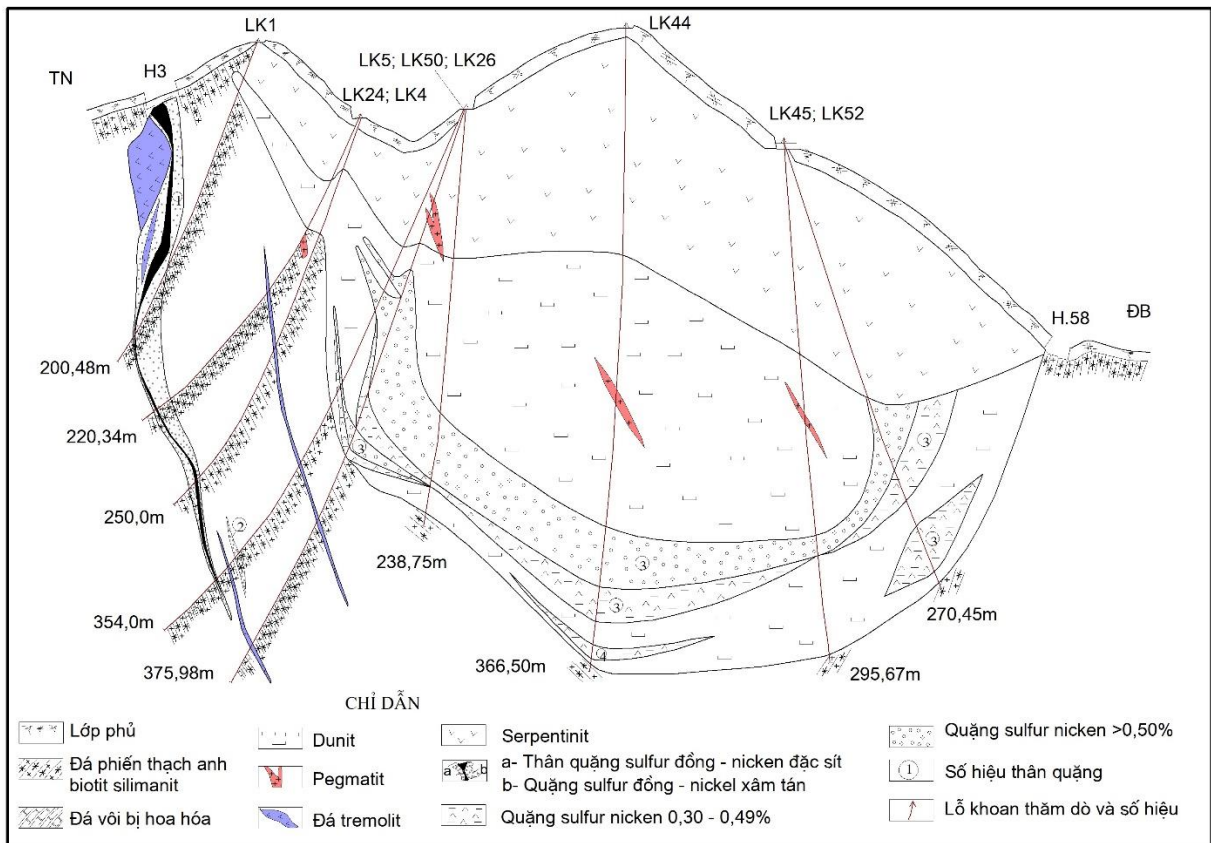
Khu vực mỏ đồng-nikel Bản Phúc nằm hoàn toàn trong cấu trúc nếp lồi Tạ Khoa. Đây là cấu trúc nếp vòng lồi nằm bên trong đới Rift Sông Đà. Nhân của nếp lồi được cấu thành chủ yếu bởi gneis và đá phiến kết tinh thuộc Hệ tầng Nậm Sập tuổi Devon, với phần trên gồm các đá phiến vôi và đá hoa được xếp vào tầng Bản Phúc. Tầng Bản Phúc là đá vây quanh của mỏ Bản Phúc, được đánh giá là địa tầng thuận lợi cho sự phát triển của các khối xâm nhập và đai xâm nhập mafic và siêu mafic. Các thân pegmatit felsic, mạch thạch anh và calcit cũng có mặt ở trong nếp lồi. Vùng rìa của của nếp lồi Tạ Khoa trong diện tích giấy phép được cấu thành bởi các đá quartzit, phylit và đá hoa của hệ tầng Bản Cải tuổi Devon. Nhân của nếp lồi bị cắt bởi đứt gãy Chim Vàn - Cò Muồng mà được luận giải là đứt gãy trượt bằng trái.

Khối siêu mafic Bản Phúc là một thân xâm nhập siêu mafic lớn nhất trong khu vực Tạ Khoa. Nó được coi là một lò magma trong vỏ có hình dáng như một cái thuyền với mũi thuyền chéch lên về phía tây bắc còn đáy chực về phía đông nam. Các đá xâm nhập siêu mafic trong khối gồm các đá siêu mafic có kiến trúc olivin cumulat với tính phân đới rõ ràng. Dunit adcumulat chiếm phần đáy và tập trung chủ yếu ở đáy và một phần các vách phía đông nam và đông bắc. Các đá peridotit orthocumulat có khối lượng lớn nhất, phân bố ở phần trung tâm và phần tây bắc khối. Peridotit mesocumulat với quy mô hạn chế, phân bố sát với dunit adcumulat.

Quặng sulphur của mỏ Bản Phúc gồm quặng sulphur đặc sít nằm ngoài và quặng sulphur xâm tán trong khối siêu mafic liên quan chặt chẽ với dunit adcumulat (Hình 4.22). Quặng sulphur đặc sít dạng mạch phát triển theo đới cà nát bên ngoài, phía tây nam khối xâm nhập siêu mafic. Thân quặng sulphur đặc sít nằm cách ranh giới khối xâm nhập từ 2-130m. Thân quặng phát triển theo phương TB-ĐN, dài hơn 650m bị phân thành hai nhánh, cắm dốc đứng 70-90⁰ về phía đông bắc. Ở đoạn giữa, thân quặng phát triển xuống sâu tới 400 m so với mặt đất, trong khi đó hai đầu phát triển nông hơn. Chiều dày thân quặng rất thay đổi và dao động từ 0,15m tới 5,2m, trung bình 1,26m. Xung quanh thân sulphur đặc sít có đới quặng sulphur xâm tán gồm các mạch ngang nhỏ, vi mạch, ổ, và

xâm tán. Đới quặng xâm tán được vạch theo hàm lượng biên 0,4% Ni. Chiều dày của quặng xâm tán dày 0,5 tới 3m, quặng xâm tán giàu đồng hơn. Các đới quặng xâm tán giàu đồng thường phân bố ở cánh treo của thân quặng đặc sít. Trong quặng đặc sít đới chỗ gặp các thể tù, mảnh dăm kết siêu mafic. Quặng sulphur đặc sít với tỷ lệ sulphur khoảng 80%, cấu tạo khối, đặc sít, có từ tính và dẫn điện rất tốt, có chứa các mảnh dăm đá siêu mafic và đá sừng. Thành phần quặng gồm chủ yếu pyrotin, pentlandit, chalcopyrit, magnetit, pyrit và violarit, hiếm hơn là nickelin, rammelsbergit.

Trong quặng, pyrotin chiếm tỷ lệ cao nhất 70% có kiến trúc khảm, hạt tha hình và nửa tự hình. Bên trong các hạt pyrotin thấy có pentlandit dưới dạng hạt nhỏ, dạng dải, kiến trúc ngọn lửa đặc trưng cho sản phẩm phân huỷ dung dịch cứng pentlanit chiếm 5-10% trong quặng có màu vàng sáng tươi hơn pyrotin, kiến trúc hạt tha hình, kích thước 0.06-2mm pentlandit phân bố thành đám hạt đẳng thước, mạch trong khe nứt của pyrotin, hoặc dưới dạng các đám hạt nhỏ rải rác trên mặt pyrotin. Một số hạt pentlandit bị rạn nứt phát triển violarit dọc theo các khe nứt đó. Quặng sulphur xâm tán trong khối siêu mafic là phần quan trọng nhất của mỏ do quy mô lớn hơn nhiều so với quặng đặc sít. Căn cứ vào sự phân bố của các đá dunit adcumulate và peridotit mesocumulate thì phần đáy của khối siêu mafic Bản Phúc chính là phía Đông Nam và hơi ngả về phía Tây Nam. Phần phía Đông, khối xâm nhập có dạng như một nếp lồi chức đầu và có hướng chức về phía Đông Bắc. Chính hình thái như vậy đã làm cho các sulphur dung ly sau khi tách ra khỏi macma và tập trung ở các vách tây nam và đông đông bắc. Sự có mặt của quặng xâm tán nằm ở vách đông đông bắc và vách đông nam khối xâm nhập có thể được giải thích là khi dung nham magma được đẩy lên và mở rộng bồn, magma đã đi qua phần giữa đáy bồn và tràn sang hai bên đáy của bồn hình thành nên các đới dunit adcumulate và peridotit mesocumulate cùng với các sản phẩm phân dị dung ly tạo nên các thân quặng xâm tán ở hai phía của đáy. Sau đó do tác động của quá trình uốn nếp đã làm biến dạng hình thành nên cấu trúc dạng nếp lồi chức đầu dẫn đến đáy lò bị uốn lại tạo nên các thân quặng bám đáy và hai vách.



Hình 4.22: Đặc điểm quặng hóa mỏ đồng-nikel-coban Bản Phúc.

4.3.1.5. Các mỏ nhiệt dịch tái huy động

Các mỏ này được hình thành do sự tái huy động quặng dọc theo các mặt đứt gãy, biến chất trao đổi đá gốc hoặc như các mỏ nhiệt dịch lấp đầy các mạch, khe nứt. Đá gốc biến đổi lớn nhưng thông thường liên quan đến các xâm nhập siêu mafic là một nguồn cơ bản chứa Ni. Các mỏ có xu hướng hàm lượng thấp và nhỏ hơn so với các mỏ loại khác. Ví dụ quan trọng là các mỏ Avebury, Tasmania và Sherlock Bay, miền tây Australia [149]. Các khoáng vật biến đổi đa dạng phản ánh các nguồn và đá gốc khác nhau nhưng thông thường bao gồm các khoáng vật serpentinit, millerit, niccolit, hiếm hơn là siegenit.

4.3.2. Tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng niken nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ niken trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng niken ẩn sâu như sau:

Bảng 4.3: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng nikel nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
Mỏ Ni dạng tầng	Các khối xâm nhập mafic, siêu mafic có tính phân dị cao hình thành trong bối cảnh kiến tạo nội mảng	- Quặng hóa thường có sự phân lớp - Khoáng vật quặng chính: pentlandit và pyrotin.	Trong các thành tạo xâm nhập mafic – siêu mafic phức hệ Cao Bằng vùng Phan Thành, Hà Trì, tỉnh Cao Bằng
Mỏ Ni bazan		- Các tạo khoáng chính là các sulfit của Ni, Co và Cu có thể đi kèm các khoáng vật nhóm platin	Các đai mạch siêu mafic đới cấu trúc Tạ Khoa
Mỏ Ni trong đá xâm nhập siêu mafic		- Đá mafic - siêu mafic chứa khoáng hóa sunfur Ni có đặc tính tương phản với đá vây quanh. - Các thân quặng thường dạng vĩa, mạch phân bố ở đáy của khối xâm nhập mafic, siêu mafic. - Hiện tượng biến đổi gồm: serpentinit hoá, actinolit hoá, amphibolit hoá, zoizit, epidot hoá, đặc biệt là các đá siêu mafic biến đổi mạnh mẽ; phổ biến có khoáng vật magnetit - Tổ hợp quặng chủ yếu là đồng, đồng-nickel-cobal. - Dị thường từ hàng không, trọng lực, điện từ	Các khối siêu mafic phức hệ Bản Xang, Sơn La

Trên cơ sở kết quả tổng hợp, phân tích hiện trạng công tác điều tra khoáng sản tại Việt Nam trong những năm vừa qua thấy rằng Việt Nam có triển vọng về loại hình mỏ nikel nội sinh liên quan đến hoạt động magma siêu mafic tuổi Permi-Trias ở Phan Thành - Hà Trì, Cao Bằng; đới Tạ Khoa. Căn cứ vào kết quả tổng kết, phân tích các phương pháp về điều tra quặng Ni nội sinh ẩn sâu trên thế giới và Việt Nam, đề tài đề xuất hệ phương pháp điều tra quặng Ni nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện Việt Nam dưới đây:

4.3.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại nikel nội sinh ẩn sâu

Quặng hóa Ni nội sinh có tiềm năng dưới sâu thường liên quan trực tiếp đến hoạt động magma gồm có 2 kiểu: kiểu mỏ magma thực sự và kiểu mỏ xâm nhập nông. Mỗi một loại hình mỏ có những đặc điểm chung và những đặc trưng riêng biệt. Vì vậy hệ các phương pháp điều tra các loại hình mỏ này cũng có sự

khác biệt dựa vào đặc điểm riêng của mỗi một loại hình mỏ và đặc điểm địa chất của từng khu mỏ. Tuy nhiên dựa trên những nghiên cứu chi tiết cho từng loại hình mỏ nêu trên có thể xác lập được hệ các phương pháp điều tra cho quặng đồng nội sinh ẩn sâu với các hệ phương pháp chính gồm:

4.3.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực và dự báo vùng quặng niken

- Các trường dị thường địa hóa Ni, Cu, Co quy mô lớn (đai, đới, vùng).
- Nơi có vỏ granit mỏng và vỏ basalt dày, bề mặt Kondrat và Moho nâng cao hơn.
- Có các đứt gãy hoạt động lâu dài, kéo dài hơn 500-1500km, phân chia vỏ Trái đất ra các khối có cấu tạo khác nhau (là nơi có các khối xâm nhập chứa quặng).
- Các đứt gãy phá hủy phá hủy đi kèm và xuyên cắt các đứt gãy sâu nói trên, thường là những phá hủy gần như nằm ngang và chạy theo mặt lớp giữa các thành hệ, giữa các tầng và nội thành hệ.
- Các miền võng sâu được lấp đầy bởi thành tạo trầm tích-phun trào có chiều dày lớn.

- Các khu vực xuyên cắt của các đứt gãy dẫn magma và hệ nếp lồi.

4.3.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoanh định nút quặng, trường quặng niken tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc, kiến tạo kết hợp với phương pháp xử lý ảnh viễn thám để xác định:

+ Các cấu trúc nâng - hạ: Thuận lợi cho tích tụ quặng hoá, nơi có thể tạo ra các dải lớn cũng như các vòm và nếp uốn tại cánh và phân trục của chúng tạo nên các đới có độ nứt nẻ và vỡ vụn cao.

+ Các cánh đồ dốc của các cấu trúc vuông góc và các điểm uốn của nếp oằn là những cấu trúc bất đối với các khối xâm nhập chứa Ni.

+ Khoanh định trường phân bố xâm nhập bazơ - siêu bazơ.

+ Khu vực xuyên cắt các đứt gãy có bậc và hướng khác nhau;

+ Đới có độ thấm cao dọc sườn và cánh của các cấu trúc âm và dương;

+ Hệ nứt nẻ và đứt gãy xuyên cắt và đi kèm với các đứt gãy lớn;

+ Các khoang cấu trúc rỗng (là bất đối với quặng và các thể xâm nhập);

- Phân tích ảnh viễn thám: Phát hiện các yếu tố cấu trúc của khu vực, quan trọng nhất là các đứt gãy kéo dài không chế các thể xâm nhập chứa quặng tiềm

năng, các cấu trúc vòng và bán vòng, vòng cung và các đứt gãy tỏa tia thường có đai mạch đi kèm.

- Phương pháp địa hóa tìm kiếm: sử dụng phương pháp địa hóa trọng sa, bùn đáy để khoan định trường cung cấp Ni, Co, Cu trầm tích dòng.

- Phương pháp địa hóa nguyên sinh: xác định dị thường và khoan vành phân tán dị thường các bậc khác nhau của Ni, Co, Cu, Pt, Au, Ag, Se, Te

- Phương pháp địa vật lý: khoan định khu vực có đá mafic - siêu mafic ẩn sâu.

4.3.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng niken ẩn sâu

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc, kiến tạo tỉ lệ lớn (1:10.000 hoặc 1:5000) nhằm:

+ Áp dụng phương pháp phân tích cấu trúc kiến tạo, viễn thám, địa vật lý hàng không để thành lập bản đồ cấu trúc không chế quặng hóa tỉ lệ lớn (1:10.000), xác định những phá huỷ ngang ở tiếp xúc dưới của các thể xâm nhập mang quặng với các tầng trầm tích-phun trào và trầm tích lót dưới hoặc phủ trên, cũng như các đứt gãy địa phương sau xâm nhập tác động đến phân bố quặng trong thể xâm nhập và ngoại tiếp xúc của chúng; khoan định các chòm quặng- magma hình rẻ quạt tạo nên hệ mạch kéo dài tỏa tia từ tâm theo độ mở (phát triển rộng ra) của cấu trúc; khoan định các thể phun nổ nghẹn với thành tạo sạn kết và đá biến đổi tự biến chất trao đổi ở phần mặt của thể xâm nhập lớn (do magma giàu chất bốc di chuyển nhanh nên áp suất giảm nhanh); khoan định cấu trúc vòng, cấu trúc dạng tuyến liên quan với hoạt động đứt gãy và hoạt động magma; khoan định khu vực thuận lợi cho sự xâm nhập và hình thành các xâm nhập mafic-siêu mafic:

+ Áp dụng phương pháp nghiên cứu thạch học - địa tầng nhằm khoan định các trầm tích có mức độ thành đá yếu, các tầng ngăn cách giữa các tập các đá khác nhau về môi trường, các tầng màn chắn dày chặt thuận lợi cho phân dị hoàn toàn.

- Phương pháp phân tích đồng vị, đồng vị bền để xác định tuổi mỏ (thời kỳ Proterozoi và Paleozoi muộn-Meiosoi sớm thường liên quan với sự biến cải mạnh mẽ của trái đất).

- Phương pháp địa hóa tính kiếm: Sử dụng phương pháp trọng sa, bùn đáy khoan định trường dị thường địa hóa và khoáng vật có thể liên quan với mỏ Cu-Ni tiềm năng dưới sâu.

- Phương pháp địa hóa nguyên sinh để:

+ Xác định diện tích có dị thường Cu, Ni, Co, nhóm Pt, Au, Ag có liên quan

trực tiếp với quặng hóa ẩn dưới sâu.

+ Xác định tính chuyên hóa địa hóa của các thành tạo magma mafic-siêu mafic.

+ Xác định tổ hợp nguyên tố chỉ thị phục vụ dự đoán kiểu quặng hóa.

+ Xác định phân đới địa hóa các nguyên tố chỉ thị.

- Phương pháp thủy địa hóa và sinh địa hóa: Trường hợp diện tích tìm kiếm có vỏ phong hóa dày, đá gốc xuất lộ ít thì dùng phương pháp này để phát hiện và khoanh định vành phân tán của Cu, Ni, Co, Pt, Au, Ag, Se, Te.

- Phương pháp phân tích địa hóa đá magma để: Khoanh định các vành phân tán thứ sinh Cu, Ni, Co, Pt, Au, Ag, Se, Te làm cơ sở đánh giá mức độ bóc mòn thể xâm nhập và triển vọng quặng ẩn sâu nằm ở tầng đáy của khối xâm nhập. Xâm nhập mafic và siêu mafic chứa Ni có tỷ số của các oxit tạo đá khác với loại chứa Cr và Ti như sau:

+ So với loại chứa Cr: Thấp Mg hơn, trong khi khá giàu Fe; tính bazơ mạnh hơn trong khi hàm lượng Si và Al gần như nhau.

+ So với loại chứa Ti: Mg cao hơn và Fe thấp hơn.

- Hệ phương pháp nghiên cứu đặc điểm quặng hóa (phân tích thạch học, khoáng tương, giã đỏi, microsond, ronghen, nhiệt vi sai...) nhằm:

+ Xác định thành phần và tổ hợp cộng sinh khoáng vật chỉ thị;

+ Nghiên cứu đá biến đổi: Các xâm nhập tạo nên các vành đá bị sùng hóa tiếp xúc, anbit hóa, skarn Mg, đá biến chất trao đổi kiềm, đá serpentinit. Gần quặng có sự phân đới skarn magie như: skarn forrsterit, skarn montichelit, skarn flogopit, skarn pyroxen, skarn spinel);

+ Nghiên cứu thành phần khoáng vật trong đá xâm nhập siêu mafic phân lớp, phản ánh thành phần mỏ Cu-Ni tiềm năng: pyrotin, pentlandit, chalcopyrit, cubanit, bornot, talnachit, valeriit, chislevudit, kovelin và nhóm Platin v.v.

+ Nghiên cứu magma phân lớp phân đới đặc trưng của mỏ Cu-Ni, từ trên xuống dưới các tầng đá biến đổi như sau:

+ Dăm nổ nghẹn, gabro sáng màu;

+ Gabro-dolerit và dolerit chứa thạch anh;

+ Dolerit olivin;

+ Dolerit picrit, olivinit.

- Phương pháp địa vật lý:

+ Đo từ và trọng lực chi tiết để khoanh định được thể xâm nhập mafic-siêu mafic dưới sâu

+ Đo điện phân cực kích thích một chiều hoặc xoay chiều (đo mặt cắt lưỡng

cực, đo sâu ảnh điện và các hệ thiết bị biến thể của nó) để khoan định đơi quặng hóa sulfur.

+ Đo sâu trường chuyển (mặt đất hoặc hàng không) để xác định đơi chứa quặng Ni-Cu.

Tùy vào mục tiêu, nhiệm vụ cụ thể để lựa chọn mạng lưới, hệ thiết bị các phương pháp đo điện và các biến thể của nó cho phù hợp.

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

4.4. CÁC MỎ Pb-Zn

4.4.1. Đặc điểm các mỏ Pb-Zn nội sinh ẩn sâu

Kết quả tổng hợp các tài liệu đã công bố cho thấy, có khá nhiều các loại hình mỏ kim loại nội sinh có chứa chì kẽm với mức độ tập trung quặng Pb-Zn khác nhau. Dưới đây là một số loại hình mỏ Pb-Zn và kim loại nội sinh có thể tập trung đáng kể tài nguyên quặng Pb-Zn.

4.4.1.1. Các mỏ Pb-Zn trong đá trầm tích

Các mỏ Pb-Zn trong đá trầm tích không có hoặc có nguồn gốc không trực tiếp liên quan đến các hoạt động magma [166]. Loại mỏ này là nguồn Pb-Zn quan trọng nhất trên thế giới, cũng là nguồn quan trọng cho các kim loại khác như Ag, Cu, As, Ba, Bi, Ge, Hg, Mn, Ni, P, Sb, Tl và đang trở thành nguồn quan trọng cho các kim loại hiếm như indium [283], [284], [285]. Hai nhóm đầu tiên trong nhóm mỏ Pb-Zn trong các đá trầm tích là các mỏ trầm tích dạng tầng (SEDEX) và các mỏ kiểu thung lũng Mississippi (MVT), cả hai nhóm này đều hình thành ở nhiệt độ thấp hơn kiểu mỏ khác, ví dụ các mỏ sulphur đặc sít liên quan trực tiếp đến các hoạt động magma [166]. Các mỏ SEDEX được hình thành như kết quả của sự thoát khí dưới đáy biển từ các dung dịch nhiệt dịch trong quá trình sự thay thế các trầm tích trước đó bằng các khoáng vật quặng [166], [226]. So sánh giữa hai loại mỏ trên, mỏ MVT hình thành trong điều kiện nhiệt độ thấp và dung dịch nồng độ muối cao hoặc đồng sinh trong suốt quá trình thành đá trầm tích trong các bồn trầm tích [226].

Đặc điểm nguồn gốc để phân biệt hai kiểu mỏ này với các kiểu mỏ khác, các kiểu mỏ tương tự là không có các thể magma xâm nhập hoặc các hoạt động magma xâm nhập liên kết trực tiếp hoặc gây sự hình thành mỏ. Các mỏ này là nguồn giàu Pb, Zn trong quá khứ và tiếp tục cung cấp lượng lớn hai nguyên tố trên hiện này. Chúng chiếm chủ yếu trong các đá trầm tích, thậm chí các đá carbonat hoặc vụn cơ học. Các mỏ SEDEX được hình thành cùng thời điểm với

các trầm tích chính (syngenetic). Mặt khác, các mỏ MVT thì hình thành sau quá trình trầm tích, nghĩa là thân quặng hình thành sau trầm tích chính. Mối quan hệ không gian giữa mỏ và đá gốc có thể biến đổi từ chỉnh hợp (dạng lớp tầng, ranh giới các tầng) hoặc bất chỉnh hợp.

a. Kiểu mỏ thung lũng Mississippi (MVT)

Các đặc điểm quan trọng nhất của mỏ MVT là:

- Chúng có được thành tạo sau đá trầm tích vây quanh;
- Không liên quan đến các hoạt động magma xâm nhập;
- Hình thành chủ yếu trong đá dolomit và đá vôi, hiếm khi trong đá cát kết;
- Các khoáng vật chủ yếu là sphalerit, galenit, pyrit, marcasit, dolomit, và calcit; không có barit (khoáng vật biến đổi nhiệt dịch điển hình) và hiếm fluorit;
- Chúng hình thành trong các loạt có nền là đá carbonat tại sườn các bồn trầm tích hoặc các đới nê-m tăng trưởng;
- Thường nằm ranh giới các địa tầng nhưng có thể trong các tầng với quy mô nhỏ;
- Thường thành tạo mang tính khu vực rộng lớn
- Các dung dịch tạo quặng chứa nước biển với tỷ lệ 10 đến 30 wt% NaCl;
- Chứa các kim loại và sulphur có nguồn gốc từ vỏ;
- Nhiệt độ cho sự thành tạo quặng từ 75° đến khoảng 200°C;
- Các yếu tố khống chế quặng quan trọng nhất là đứt gãy và khe nứt, sự phân hủy phá vỡ các mảnh đá, và sự chuyển tiếp các tầng đá khác nhau;
- Các khoáng vật sulphur kết tinh từ thô đến hạt mịn, bị phân tán rộng;
- Các khoáng vật sulphur hình thành chủ yếu do sự thay thế các đá carbonat, với quy mô nhỏ hơn, kiểu lấp đầy lỗ rỗng;
- Các sự biến đổi bao gồm chủ yếu là dolomit hóa, sự phân hủy đá gốc và sự phá vỡ các mảnh đá.

b. Các mỏ dạng tầng (SEDEX)

Các dấu hiệu đặc trưng để phân loại mỏ SEDEX là:

- Thường xuất hiện ở dạng tầng bao hàm sự khoáng hóa dạng lớp và phân phiến.
- Các thân quặng có thể được bao quanh bởi đá phiến sét, đá carbonat, đá giàu mảnh vụn carbonat hoặc vụn hữu cơ (bột kết, cát kết, cuội kết không phổ biến).

- Liên hệ không gian và/hoặc liên hệ nguồn gốc với đá magma thường không tồn tại hoặc nhỏ không đáng kể.

- Chúng thành tạo trong các khe nứt và môi trường trơ.

4.4.1.2. Các mỏ sulphur đặc sít (VMS)

Các mỏ sulphur đặc sít hình thành tại hoặc gần bề mặt đáy biển trong các môi trường có hoạt động phun trào dưới đáy biển. Các mỏ này hình thành trong điều kiện đa dạng xuyên suốt lịch sử địa chất từ Archean đến ngày nay trên toàn cầu và quy mô từ không đáng kể đến rất lớn, minh chứng từ mỏ Kidd Creek, Ontario, Canada (tài nguyên gần đây khoảng 21,5 triệu tấn quặng hàm lượng 4,93% Zn, 2,04% Cu và 53 g/t Ag; sản lượng đã khai thác ~151,2 triệu tấn quặng, hàm lượng ~0.2% Pb, 6.04% Zn, 2.29% Cu và ~82 g/t Ag). Tuy nhiên mặc dù mỏ VMS hình thành trong nhiều môi trường khác nhau đều có thể chứa một lượng đáng kể Zn, nhưng các mỏ VMS chứa tích tụ đáng kể Pb chỉ hình thành ở các môi trường magma tương phản trong các cung hút chìm hoặc ở các môi trường phun trào axit trong các trũng sau cung rìa lục địa với các môi trường chiếm chủ yếu bởi các đá núi lửa hoặc các đá trầm tích vận chuyển từ lục địa [92]. Sự khác biệt này liên quan đến nguồn của các kim loại trong các hệ thống, thường gặp nhất là các kim loại nguồn gốc bazan trong các mỏ liên quan đến magma bazơ tương phản, các đá mafic và mafic-trung tính chứa một lượng nhỏ Pb nhưng chứa lượng lớn Cu, Zn. Điều này cho thấy các mỏ Cu, Zn (hoặc Cu, Zn, Pb) hình thành trong môi trường trên [92], [147].

4.4.1.3. Các mỏ skarn

Các mỏ skarn hình thành do kết quả của tương tác giữa các dung dịch magma nhiệt dịch được dẫn xuất từ các khối xâm nhập và liên kết hệ thống các lò magma sâu hơn với các đá vây quanh, đáng kể nhất là đá vôi [86], [196]. Các mỏ này hình thành trong suốt quá trình biến chất khu vực hoặc biến chất tiếp xúc bởi hàng loạt các quá trình trao đổi khác nhau. Các mỏ skarn có thể chứa hàng loạt các kim loại bao gồm Pb, Zn cũng như W, Sn, Mo, Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Bi, Te, và As, các nguyên tố hiện nay được đưa ra cho một mỏ skarn riêng biệt phụ thuộc vào sự khác nhau trong thành phần, trạng thái oxi hóa và ái lực của các xâm nhập pluton [86]. Các mỏ skarn thường được liên kết, hình thành kề hoặc thậm chí trong các pluton magma, điều đó có nghĩa rằng sự tạo khoáng của kiểu mỏ này, nhìn chung liên quan đến các thể xâm nhập porphyr và các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp [196].

4.4.1.4. Các mỏ porphyr

Các mỏ porphyr là một loại mỏ có trữ lượng lớn, hàm lượng từ thấp đến trung bình, có nguồn gốc gắn liền với các khối magma xâm nhập [154], [256], [261] và là nguồn quan trọng nhất cho các kim loại như Cu, Mo, Au và Ag [199]. Các loại mỏ này thường được liên kết với các loại mỏ khác có thể là nguồn khác quan trọng hơn cho các kim loại Pb, Zn như mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp, skarn,... [122], [253]. Các hệ thống magma hình thành những mỏ này thường được liên kết với các magma kiềm vôi, kiểu cung từ axit đến trung tính [221], [253], [261] và có thể chứa một loạt các kim loại bao gồm Cu, Mo, Au, Ag, Re, PGEs, W, Sn, Bi, Zn, indium, và Pb. Các mỏ porphyr Cu, Cu-Au, và Cu-Mo không có tiềm năng Pb hoặc Zn đáng kể.

4.4.1.5. Các mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp.

Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp nhìn chung được tạo ra do các hệ thống dòng nhiệt dịch gần mặt đất liên kết với các nguồn nhiệt do magma. Các dung dịch được tạo ra bởi các hệ thống tạo khoáng tại nhiệt độ <200°C và <1,5 km dưới gương nước ngầm địa phương [260]. Các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp có sự sulphur hóa thấp đến trung bình thì phổ biến nhất gắn liền với sự tạo khoáng của Pb, Zn. Mặc dù vậy, một số mỏ Ag-Pb-Zn được phân loại như mỏ nhiệt dịch nhiệt độ thấp bởi các công ty mỏ, có thể hình thành ở nhiệt độ và độ sâu lớn hơn cho hệ thống nhiệt dịch điển hình [258], [259]. Sự tạo khoáng nhiệt dịch nhiệt độ thấp hình thành ở vị trí nông thì điển hình cho môi trường cung núi lửa [259] và có thể liên quan đến các hệ thống sâu hơn, có nguồn gốc ban đầu, dạng porphyr và skarn [148]. Các kim loại chiếm chủ yếu là Au và Ag nhưng cũng chứa một lượng Cu, Pb, Zn, As, Sb, Sn [259].

4.4.1.6. Quặng chì - kẽm trong các mỏ kiểu Manto

Các mỏ kiểu Manto là các mỏ đa kim dạng lớp phủ bị thay thế, hình thành do sự tạo khoáng rộng rãi ở ranh giới các tầng và chúng cũng thường liên kết với sự dăm kết hóa do nhiệt dịch [257]. Các lớp khoáng vật được liên kết với các miệng núi lửa chứa sulfide có xu hướng trái ngược nhau và hàm lượng trong các mỏ bị khống chế bởi sự đối lập về độ thấm thấu, với các đứt gãy, dăm kết, các dòng và các tiếp xúc xâm nhập cung cấp cho các điểm có khả năng tạo khoáng cao [257]. Điều này nhìn chung được sử dụng ở Nam và Trung Mỹ, gắn với các loại hình nhỏ hơn tạo kim loại quan trọng Cu và Pb-Zn-Ag. Mặc dù nguồn gốc các mỏ này vẫn còn gây nhiều tranh luận như nguồn gốc nhiệt dịch magma, nhiệt

dịch và biến chất [240]. Nguồn gốc biến chất được sự ủng hộ bởi sự tương tự giữa các mỏ này và sự tạo khoáng Cu trong các tầng đá trầm tích ở Kupferschiefer và Zambian Copper Belt [155]. Các mỏ manto cũng được liên kết với các phức hệ pluton, điều này chỉ ra rằng magma có thể rất quan trọng trong vòng tuần hoàn dung dịch tạo mỏ [186], [255]. Một liên kết với các mỏ IOCG được chỉ ra, tuy nhiên điều này cũng gây tranh luận [109], [288].

4.4.1.7. Quặng chì - kẽm trong các mỏ Cu-Au oxit Fe (IOCG)

Mỏ IOCG được định nghĩa đầu tiên sau khi phát hiện mỏ khổng lồ Cu-U-Au-Ag Olympic Dam nhưng hiện nay nó rộng rãi hơn bao gồm nhiều kiểu mỏ tạo khoáng [109]. Các mỏ IOCG nằm chủ yếu trong các cấu trúc liên quan sự tạo khoáng nhiệt dịch magma, nó chứa một lượng lớn các kim loại Au và Cu, thường tạo dăm kết và liên kết với các biến đổi Na-Ca, có sự làm giàu các nguyên tố đất hiếm nhẹ (LREE) và chứa lượng lớn các oxit Fe thấp Ti thứ gắn liền với sự tạo khoáng sulfid thấp S. Một lượng lớn các kim loại hiện nay trong các mỏ IOCG bao gồm Fe, Cu, và Au nhưng thường chứa đáng kể các nguyên tố Ag, U, REE, Bi, Co, Nb, và P. Pb và Zn trong các mỏ này hiếm khi mang lại giá trị kinh tế, làm cho loại mỏ này ít phổ biến hơn các nguồn khác đã được miêu tả.

4.4.1.8. Quặng chì kẽm trong các mỏ vàng tạo núi và các mỏ mạch nhiệt độ trung bình

Các mỏ vàng tạo núi hình thành môi trường có độ muối thấp, pH gần trung bình, các dung dịch biến chất có trộn lẫn H₂O-CO₂ và hình thành xuyên suốt lịch sử Trái Đất [103], [226]. Nằm chủ yếu trong vùng bị biến chất khu vực, được gây ra do sự nén ép tại rìa các mảng va chạm. Tại đây, ta nhóm các mỏ vàng nguồn gốc tạo núi với các mỏ chứa mạch nhiệt dịch nhiệt độ trung bình. Cả hai loại mỏ này đều hình thành trong quá trình và môi trường giống nhau, mặc dù các dữ liệu không đủ cung cấp để miêu tả cho các mỏ nhiệt dịch nhiệt độ trung bình để xác định các đặc điểm tương tự nhau. Nhìn chung, hai loại mỏ trên chứa lượng đáng kể tạo khoáng Au với Pb, Zn là các sản phẩm phụ.

4.4.2. Tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng chì-kẽm nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ chì - kẽm trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng chì-kẽm ẩn sâu như sau:

Bảng 4.4: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng chì-kẽm nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
Mỏ Pb-Zn trong đá trầm tích kiểu mỏ Mississippi (MVT)	<ul style="list-style-type: none"> - Tiền đề thạch học - địa tầng: Đá vây quanh quặng chủ yếu là đá dolomit, đá vôi hoặc đá cát kết (hiếm hơn). - Tiền đề kiến tạo: Thường hình thành trong đới nêôm liên quan tạo núi; cũng có thể tìm thấy trong phần vòm hoặc nhân của các nếp uốn hoặc đới nêôm tăng trưởng. - các đứt gãy tách giãn (hình thành do sự căng giãn vỏ lục địa), khe nứt hoặc đới khe nứt; ranh giới các đứt gãy trượt bằng hoặc khu vực tách giãn (phát triển do sự uốn cong của lớp thạch quyển). - Tiền đề địa lý tự nhiên và thời gian thành tạo: chúng phổ biến nhất ở Bắc Mỹ và Châu Âu; hầu hết các mỏ MVT được liên kết với các sự kiện co rút vỏ chính trong Phanerozoic 	<ul style="list-style-type: none"> - Thân quặng thường dạng giả tầng, phân lớp. - Quặng thường có cấu tạo hạt, thậm trí cấu tạo tinh thể lớn; cấu tạo dạng dải kích thước millimet đến micromet. - Dấu hiệu về cấu tạo đặc trưng: Cấu tạo tuyệt lượn sóng; cấu tạo dạng dăm kết; cấu tạo ngựa vằn; cấu tạo dải; cấu tạo kiểu hang động. - Khoáng vật chiếm chủ đạo là sphalerit, galen, pyrit, marcasit, dolomit, và calcit; thiếu sự có mặt của khoáng vật phụ điển hình là barit; hiếm fluorit. - Các biến đổi nhiệt dịch không thể hiện rõ ràng như trong một vài loại mỏ khác. Các biến đổi nhiệt dịch các đá vây quanh mức yếu, hoạt động trên đá chứa các tinh thể hình thành ở nhiệt độ thấp. - Có sự tái kết tinh của các trầm tích carbonat và các thành tạo carbonat liên quan đến nhiệt dịch. 	Tập trung ở Đông Bắc Việt Nam, vùng Chợ Đồn – Chợ Điện, Bắc Kạn; Ngân Sơn, Cao Bằng
Mỏ dạng tầng SEDEX	<ul style="list-style-type: none"> - Tiền đề thạch học - địa tầng: Hình thành trong các đá trầm tích bồn trũng đại dương, bao gồm phần lớn đá phiến sét, bột kết, ít phổ biến hơn có cát kết và cuội kết. Các trầm tích này đại diện cho trầm tích nguồn gốc biển sâu và ven bờ. - Tiền đề kiến tạo khu vực: bồn trũng chứa trong các đứt gãy lục địa 	<ul style="list-style-type: none"> - Hình thái mỏ chủ yếu dạng thấu kính, thân dạng tấm hoặc phiến. - Kiến trúc quặng điển hình là quặng xếp lớp và phân dải. Các dải sunfur có thể dày từ vài mm đến vài cm. - Thành phần khoáng vật: khá đơn giản, gồm sulphur, carbonat, barit và thạch anh. Khoáng vật sulphur phổ biến nhất là pyrit, pyrrotit. Khoáng vật quặng quan trọng nhất là sphalerit và galenit. 	Vùng Bán Bó – Bắc Mê, Cao Bằng

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
	<p>bị trầm tích; khu vực tập trung các đứt gãy sâu tái hoạt động có sự thay đổi độ dày các tầng trầm tích, sự xuất hiện phổ biến các mảnh dăm đứt gãy, ác bất chỉnh hợp mang tính địa phương và các điểm giao đứt gãy; các trung tâm magma (các tổ hợp núi lửa và vỉa xâm nhập).</p> <p>- Tiền đề về thời gian thành tạo: Các mỏ SEDEX xuất hiện với lượng lớn tại phía Bắc Mỹ, Australia, và Châu Á. Chúng tập trung mạnh mẽ ở 2 thời kỳ trong lịch sử Trái Đất, một trong đó là Proterozoi, khoảng 1,4-1,8 tỷ năm; thời kỳ còn lại là Phanerozoi</p>	<p>Các muối sunfo như tetrahedrit, freibergit, hoặc boulangerit tập trung gần miệng phun và chứa lượng đáng kể Ag</p> <p>- Các khoáng vật nhóm carbonat phổ biến gồm calcit, siderit, dolomit và ankerit; sự tập trung mangan trong carbonat được nâng cao; barit có thể có hoặc không xuất hiện; thạch anh là một khoáng vật mạch điển hình.</p> <p>- Có sự phân đới đồng tâm của các kiến trúc nhiệt dịch, khoáng vật.</p> <p>- Thành phần các khoáng vật biến đổi nhiệt dịch của mỏ gồm thạch anh, muscovit, chlorit, ankerit, siderit, tourmalin và các khoáng vật sulphur kích thước nhỏ.</p> <p>- Về mặt địa hóa có sự tăng tỷ lệ Zn:Pb từ trung tâm ra xa. Các nguyên tố vi lượng quan trọng trong đá vây quanh mỏ, bên cạnh Pb và Zn, còn có Mn và Tl.</p> <p>- Sự xuất hiện dị thường của các tập đá về hàm lượng nguyên tố kim loại: giàu kim loại cơ bản và các nguyên tố liên quan đến quặng (như As, Sb, Cd, Mn, P, Ba, Hg, Tl).</p>	

Trên cơ sở kết quả tổng hợp, phân tích hiện trạng công tác điều tra khoáng sản tại Việt Nam trong những năm vừa qua thấy rằng: Về loại hình mỏ nikel nội, Việt Nam có triển vọng về loại hình mỏ Pb-Zn kiểu MVT trong các thành tạo lục nguyên carbonat và đá vôi tuổi Paleozoi đới Việt Bắc; các mỏ Pb-Zn nhiệt dịch liên quan đến các hoạt động magma tại các đới cấu trúc Ngân Sơn, Tú Lệ v.v.. Căn cứ vào kết quả tổng kết, phân tích các phương pháp về điều tra quặng Pb-Zn nội sinh ẩn sâu trên thế giới và Việt Nam, đề tài đề xuất hệ phương pháp điều tra quặng Pb-Zn nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện Việt Nam dưới đây:

4.4.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại Pb-Zn nội sinh ẩn sâu

Quặng hóa Pb-Zn nội sinh có tiềm năng dưới sâu thường liên quan đến các mỏ skarn, VMS, SEDEX và MTV. Mỗi một loại hình mỏ có những đặc điểm chung và những đặc trưng riêng biệt. Vì vậy hệ các phương pháp điều tra các loại hình mỏ này cũng có sự khác biệt dựa vào đặc điểm riêng của mỗi một loại hình mỏ và đặc điểm địa chất của từng khu mỏ. Tuy nhiên dựa trên những nghiên cứu chi tiết cho từng loại hình mỏ nêu trên có thể xác lập được hệ các phương pháp điều tra cho quặng Pb-Zn nội sinh ẩn sâu với các hệ phương pháp chính gồm:

4.4.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc địa chất khu vực và dự báo vùng quặng chì - kẽm

- Với các mỏ Pb-Zn skarn đặc trưng bởi các đới sinh khoáng là các đai tạo núi núi lửa-pluton của các khối cổ kết sớm trên móng cacbonat-silic-chứa vật chất hữu cơ. Các vùng quặng là các khối kiến tạo móng của các khối thành phần như trên bị xuyên cắt bởi các thể khe nứt núi lửa lamprophyr, diorit, sienit-diorit, granit kiềm thuộc thành hệ tạo núi trachit-trachiandesit được riềm quanh bởi trũng lục nguyên ở tầng dưới và trũng núi lửa ở tầng trên.

- Với các mỏ Pb-Zn MVT: đới sinh khoáng là các cấu trúc nếp lồi-địa lũy. Các vùng quặng và trường quặng trong các khối cấu trúc ngang - nâng và hạ (địa lũy, địa hào).

4.4.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoanh định nút quặng, trường quặng chì - kẽm tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc, kiến tạo kết hợp với phương pháp xử lý ảnh viễn thám để xác định:

+ Với mỏ skarn: a) khoanh định các khối nâng carbonat-silic-chứa vật chất hữu cơ bị granit hóa giàu các pha đá xâm nhập; b) khoanh định đới ranh giới giữa khối nhô của móng và địa hào của vỏ; c) khoanh định các trũng núi lửa tạo núi.

+ Với mỏ MVT: Khoanh định các đới phá hủy đứt gãy và các xâm nhập dạng mạch, các thành tạo địa chất đóng vai trò là màn chắn quy mô khu vực - là các tầng chắn quặng (ví dụ đá núi lửa đặc xít).

+ Với mỏ SEDEX hoặc VMS: Nút quặng thường phân bố trong đới đá có bề dày cực đại và bị khống chế bởi yếu tố địa tầng.

4.4.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng chì - kẽm ẩn sâu

Hệ phương pháp điều tra địa chất tỷ lệ 1:10.000 hoặc 1:5000:

- Với mỏ skarn: Xác định các đới tiếp xúc hoặc ngoại tiếp xúc của thể xâm nhập và trầm tích vây quanh hoặc là các tầng trầm tích-phun trào chứa các tầng đá vôi. Xác định các đứt gãy phá hủy, gián cách giữa các tầng đá và xác định các đới nứt nẻ.

- Với mỏ MVT: Các mỏ phân bố trong móng của hệ uốn nếp và của miền nền, trong các thành tạo uốn nếp (độ sâu thành tạo 2-3,5km); trong vỏ của miền nền và trong các thành tạo của giai đoạn tạo núi của hệ uốn nếp (độ sâu thành tạo đến 2km) liên quan với các đứt gãy tuổi cổ dạng tuyến kéo dài và có lịch sử phát triển lâu dài. Không chế quặng là đứt gãy và đới dập vỡ có biểu hiện rõ nét cánh treo và cánh nằm, mặt trượt và sét cọ xát.

- Với mỏ SEDEX và VMS: Mỏ nằm trong cấu trúc hướng tâm. Trong đá cacbonat thường bị khống chế bởi yếu tố tương đá. Trong các nhịp cấu trúc nguồn núi lửa đơn kiểu của mỏ đa kim thì thông thường là các nhịp đó chuyển sang phức hệ núi lửa-trầm tích (không phải là trầm tích-núi lửa vì loại này đặc trưng bởi chuyên hóa Cu-Zn).

- Phương pháp thạch địa hóa: Đánh giá tính chuyên hóa địa hóa của các thành tạo địa chất, đặc biệt là đá magma; khoan định các vành phân tán địa hóa Pb, Zn, Cu, Cd, Hg, Ag, Sb, Fe, Mn, Sn, In, Bi. Xác định tổ hợp nguyên tố chỉ thị. Xác định phân đới địa hóa các nguyên tố chỉ thị.

- Phương pháp địa hóa nguyên sinh: Mỏ thường bị vây quanh bởi các vành phân tán nguyên sinh phân đới của các nguyên tố chỉ thị. Phân đới đứng của mỏ conchedan từ dưới lên trên:

Sn-Mo-As (1) → Co, Ni-Bi-Cu (1) → Au (1) → Zn-Cd-Pb-Ag-Cu (2) → As-Au-Ba-Hg (2).

+ Vành phân tán trên thân quặng kéo dài trên 300m, đạt tới 1000 và lớn hơn đối với cấu trúc dốc

+ Với mỏ già tầng thì phổ địa hóa của mỏ phân bố trong đới cao gradien có tương quan với biến đổi bề dày của tầng đá. Phân đới địa hóa-khoáng vật theo không gian khá trùng với nhịp đá. Quặng hóa bị khống chế bởi thạch học-tương đá.

+ Với khu vực có vỏ phong hóa dày, đá gốc xuất lộ ít thì dùng phương pháp thủy địa hóa và sinh địa hóa để khoan định vành phân tán.

- Hệ phương pháp nghiên cứu thành phần khoáng vật (phân tích thạch học, khoáng tương, giã đãi, microsond, ronghen, nhiệt vi sai...): Xác định thành phần và tổ hợp cộng sinh khoáng vật chỉ thị; nghiên cứu đá biến đổi để xác định phân đới đặc trưng của mỏ chì-kẽm.

+ Với mỏ skarn (từ trên xuống dưới như sau): Gedenbergit tập hợp lớn bị thay thế bởi tập hợp hạt nhỏ, tăng số lượng aksinit; tỷ số sphalerit/galenit tăng; giảm hàm lượng tổng của kim loại).

+ Với mỏ MTV: Đá biến đổi thường là thạch anh hóa, sericit hóa và chlorit hóa, cacbonat hóa, chlorit hóa, đôi khi adula hóa và kaolin hóa.

+ Với mỏ SEDEX: Trong đá cacbonat thì biến đổi cạnh mạch - dolomit hóa, hiếm hơn thạch anh hóa và cacbonat hóa. Trong các đá magma thường là argilit hóa, zeolit hóa, thạch anh hóa, sericit hóa và chlorit hóa.

- Phương pháp địa vật lý:

Các mỏ Pb-Zn thường có hàm lượng sulfur cao, nên có tính chất vật lý tương phản với đá vây quanh như: tỷ trọng, nếu quặng có pyrotin hoặc chứa magnetit thì có độ từ cảm cao, độ phân cực cao, điện trở suất cao. Do đó có thể sử dụng các phương pháp địa vật lý sau:

+ Đo điện phân cực kích thích một chiều hoặc xoay chiều (đo mặt cắt lưỡng cực, đo sâu ảnh điện và các hệ thiết bị biến thể của nó) để khoanh định đới quặng hóa sulfur.

+ Đo trọng lực, từ mặt đất để xác định ở dưới sâu do các mỏ Pb-Zn.

+ Đo sâu trường chuyên.

+ Đo sâu từ tellua nguồn nhân tạo

Tùy vào mục tiêu, nhiệm vụ cụ thể để lựa chọn mạng lưới, hệ thiết bị các phương pháp đo điện và các biến thể của nó cho phù hợp.

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

4.5. CÁC MỎ Sn - W

4.5.1. Đặc điểm các mỏ Sn-W nội sinh ẩn sâu

4.5.1.1. Các mỏ skarn Sn-W

Trước chiến tranh thế giới lần thứ 2, các mỏ skarn W và W-Sn ít được quan tâm nghiên cứu, vì nhu cầu wolfram của thế giới dễ dàng được đáp ứng từ các mỏ mạch wolframit và một lượng lớn sản phẩm wolfram được khai thác trong các khu vực mỏ thiếc [164]. Trong thời gian chiến tranh kim loại wolfram được quan tâm một cách có chiến lược, đặc biệt là tại Mỹ, Liên Xô và Liên hiệp Anh. Công tác tìm kiếm thăm dò trong thời gian này đã phát hiện hàng trăm mỏ W (scheelit)-Sn quy mô trung bình đến nhỏ. Trong suốt những năm 60 đến 70 thế kỷ 20 nguồn cung cấp wolfram từ các mỏ wolframit trở lên thất thường, giá W trên thế giới tăng cao đã thúc đẩy công tác thăm dò các mỏ skarn Sn-W trên thế giới, hiện tại đã có hơn 1000 mỏ và điểm quặng scheelit đã được phát hiện trên thế giới với trữ lượng tăng lên trên 10 triệu tấn W, trong đó đã có 4 mỏ siêu lớn (mỏ Mactung và

Cantung, Canada; mỏ Sangdong, Hàn Quốc; mỏ King Island, Tasmania). Các mỏ wolfram (scheelit) thường là các mỏ skarn được thu hồi đơn kim loại wolfram hoặc có thể thu hồi lượng lớn Sn hoặc lượng ít các kim loại khác như Mo, đồng, Bi v.v. [164]. Những nghiên cứu cho thấy các mỏ skarn Sn-W điển hình trên thế giới về cơ bản có thể chia thành hai loại hình: các mỏ skarn Sn-W đơn giản (skarn thực sự) và các mỏ skarn W-Sn khoảng cách xa (dạng skarn). Các mỏ skarn thực sự liên quan trực tiếp đến dung dịch nhiệt dịch magma liên quan đến các thành tạo xâm nhập granodiorit và monzonit biotit kiềm vôi, thường nằm ở rìa tiếp xúc giữa đá xâm nhập và đá vây quanh; quặng hóa scheelit nằm cả trong đới nội tiếp xúc và ngoại tiếp xúc [195]. Trong khi đó các mỏ scheelit dạng skarn thường không nằm gần các thành tạo xâm nhập, thậm chí nằm cách xa hẳn các khối xâm nhập. Khoáng hóa thường bị khống chế bởi những hệ thống đứt gãy đóng vai trò là kênh dẫn dung dịch nhiệt dịch tạo quặng, các mỏ này thường phát triển trong các đá carbonat, thân quặng thường có dạng thấu kính, dạng tầng thay thế lấp đầy theo mặt lớp hoặc mặt bong lớp tạo thành các mỏ giả tầng điển hình. Một ví dụ điển hình về loại hình mỏ này là mỏ siêu lớn Sangdong của Hàn Quốc, một mỏ skarn scheelit dạng giả tầng không tìm thấy dấu vết của các khối xâm nhập. Mỏ có trữ lượng 320 nghìn tấn wolfram kim loại, hàm lượng trung bình 0,56% và 20 nghìn tấn Bi, 20 nghìn tấn Mo đi kèm [159], là một mỏ kim loại lớn nhất của Hàn Quốc. Quặng hóa trong khu mỏ có dạng giả tầng với chiều dày thân quặng mỏng (3,5-5m), gần như nằm ngang, dài 1,5km nằm trong các thành tạo tuổi Cambri hạ có thành phần chủ yếu là các đá carbonat xen lớp mỏng và thấu kính đá sừng, cát kết. Phần trung tâm của thân quặng là đá biến chất trao đổi có thành phần khoáng vật chủ yếu là thạch anh+biotit+ muscovit, chuyển ra ngoài là đá biến đổi có thành phần là hornblend+thạch anh, ngoài cùng là đá skarn granat+pyroxen.

Skarn là các đá silicat-vôi thành phần gồm một tập hợp các khoáng vật calcium-iron-magnesium-aluminium silicat phát triển trong quá trình biến chất trao đổi của các đá carbonat vây quanh tại hoặc gần nơi tiếp xúc với các khối xâm nhập granit. Chúng thường đi liền với các đá sừng, đá hoa và diện lớn các đá silicat-vôi trong vành phân tán nhiệt. Một loại mỏ skarn không phổ biến hình thành trong đới tiếp xúc của các đá chứa sulphur hoặc carbon như đá phiến đen, đá phiến graphit, hoặc các thành tạo Fe dạng dải.

Các mỏ skarn calci đặc trưng bởi các khoáng vật calcium-và silicates giàu Fe (ví dụ andradit, hedenbergit,...), là một loại đá chủ yếu cho sự tạo khoáng W [218]. Scheelit là một khoáng vật W quan trọng trong loại hình mỏ này. Những kim loại khác có thể đi kèm cùng W như Sn, Cu, Mo, và Zn.

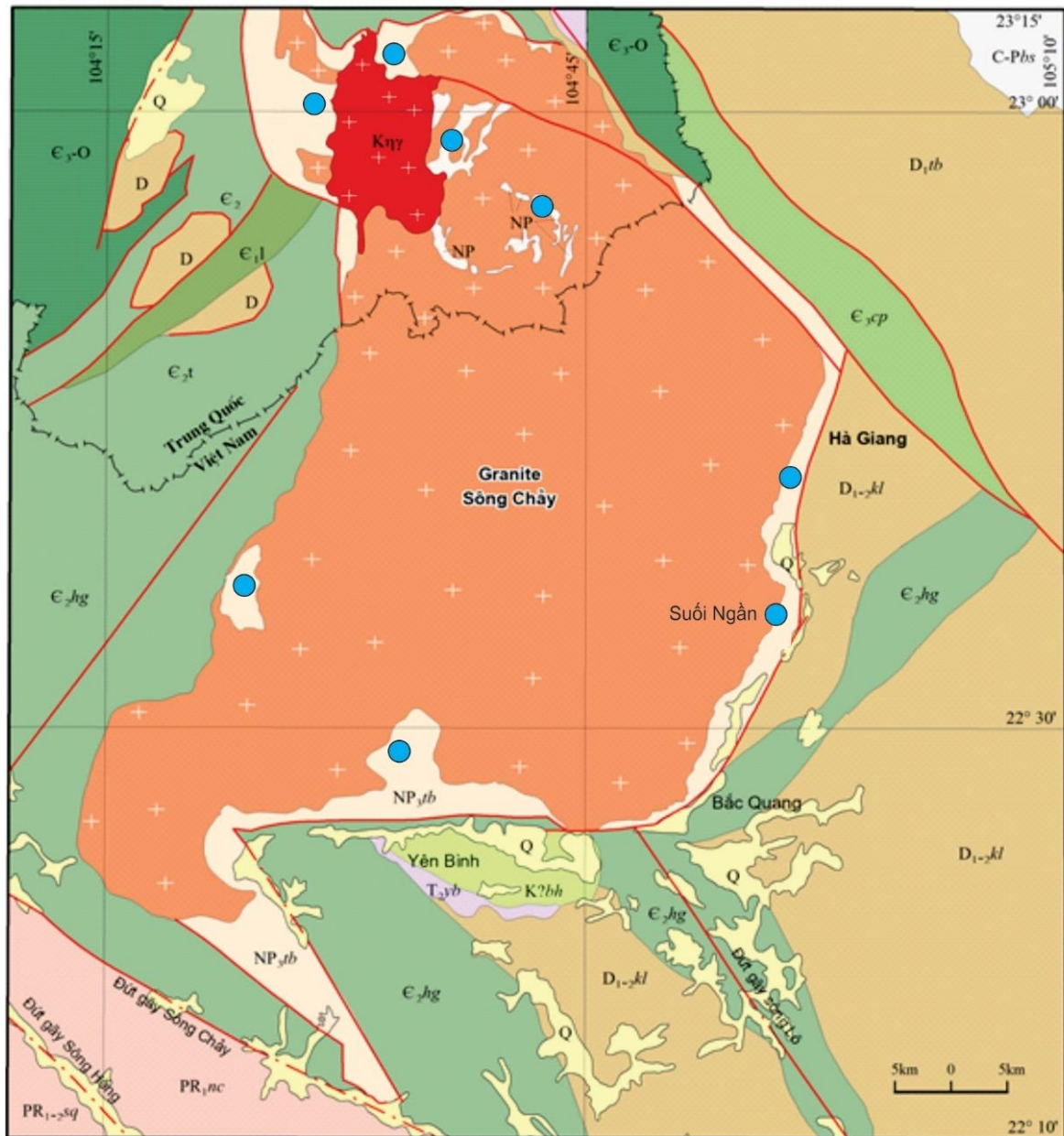
Các mỏ skarn W-Sn chia làm 2 loại: mỏ skarn bị khử (ví dụ mỏ Cantung, Tây Bắc Territories, Canada) hình thành trong các đá carbonat và ở độ sâu tương đối lớn và các mỏ skarn bị oxi hóa (như mỏ King Island, Tasmania, Australia) hình thành trong các đá không phải carbonat và ở độ sâu nông hơn.

Kết quả tìm kiếm, thăm dò trong những năm gần đây cho thấy khu vực Đông Bắc Việt Nam có tiềm năng lớn về loại hình mỏ skarn W, điển hình là khu mỏ Núi Pháo (Thái Nguyên) và Đới Sông Chảy

a) Các mỏ skarn W trên đới Sông Chảy

Trên bình đồ kiến tạo khu vực đới cấu trúc Sông Chảy nằm về phía bắc của đới trượt Ailao Shan - Sông Hồng, trong một cấu trúc thống nhất, 3/4 diện tích khối cấu trúc nằm trên lãnh thổ Việt Nam và 1/4 diện tích khối cấu trúc nằm trên lãnh thổ Trung Quốc (Hình 4.23) [29], [33]. Những kết quả nghiên cứu đã tiến hành về cơ bản có thể phân chia thành hai dạng nghiên cứu chính đó là: những nghiên cứu về kiến tạo - magma khu vực và những nghiên cứu về địa chất các mỏ khoáng. Kết quả nghiên cứu tiến hóa kiến tạo - magma cho thấy khối cấu trúc Sông Chảy mang đặc trưng của một cấu trúc nhân biến chất dạng vòm (metamorphic core complex) với phần nhân là các đá orthogneis, granit và các đá biến chất lục nguyên, carbonat bị biến chất từ tương amphibonit đến tương đá phiến lục [187], [233], [290]. Từ trung tâm khối cấu trúc ra ngoài, trình độ biến chất và tuổi của các đá giảm dần từ Peoleozoi sớm đến Paleozoi muộn [290]. Các thành tạo orthogneis phân bố trong phần trung tâm khối cấu trúc có tuổi thành tạo 799 ± 10 tr.n (tuổi U-Pb zircon) [290], có thể liên quan đến tạo núi va chạm giữa hai lục địa Cathaysia và Dương Tử; các thành tạo granit trong khối cấu trúc có tuổi thành tạo 442–402 tr.n [65], [114], [290] xuyên cắt và bắt từ các đá biến chất liên quan đến tạo núi Caledonli giữa vỏ đại dương Paleotethys và địa mảng Hoa Nam [290]. Các nghiên cứu về nhiệt kiến tạo thời gian học (qua các phương pháp phân tích đồng vị phóng xạ định tuổi Rb/Sr, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, và dấu vết phân hạch cho apatit) trong khối cấu trúc và khu vực lân cận cho thấy khối cấu trúc Sông Chảy sau khi hình thành đã trải qua nhiều giai đoạn hoạt động kiến tạo khác nhau bao gồm: pha tạo núi Indosini (237-206 tr.n); pha kiến tạo Yên Sơn (176-116 tr.n) và pha kiến tạo Himalaya (41-25 tr.n) [233], [290].

Trong đới cấu trúc Sông Chảy bên phía Trung Quốc phát hiện hàng loạt các mỏ skarn W quy mô lớn đến siêu lớn như mỏ Nanwenhe, Saxi, Baoliangjie... Kết quả nghiên cứu cho thấy quặng hóa chủ yếu nằm trong các đá skarn là sản phẩm của quá trình biến chất trao đổi giữa các thành tạo granitoid và đá trầm tích bị biến chất giàu carbonat vây quanh tuổi Neoproterozoi [215].

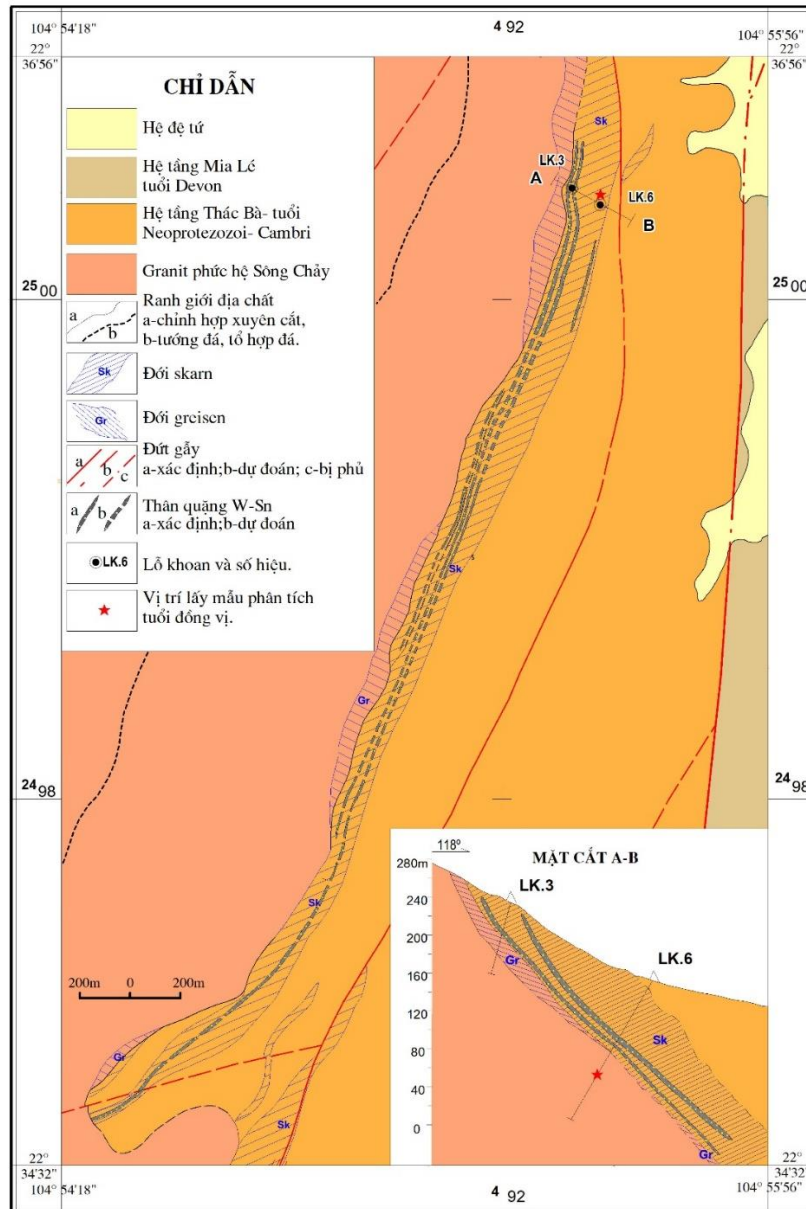


- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> 1- Các trầm tích bờ rời (Đệ tứ); 2- Các trầm tích tuổi Creta; 3- Các trầm tích tuổi Trias sớm; 4- Các trầm tích tuổi Carbon-Permi; 5- Các đá trầm tích tuổi Devon sớm- trung; 6- Các đá trầm tích tuổi Cambri-Ordovic sớm (Trung Quốc); 7- Các đá trầm tích tuổi Cambri muộn (Việt Nam); 8- Các đá trầm tích tuổi Cambri trung; | <ul style="list-style-type: none"> 9- Các đá trầm tích tuổi Cambri sớm; 10- Các trầm tích tuổi Neoproterozoi muộn; 11- Các trầm tích tuổi Neoproterozoi (loạt Mengdong Trung Quốc); 12- Các trầm tích tuổi Paleo- Proterozoi; 13- Granit Sông Chảy Đông Bắc (Việt Nam) và Tây Nam (Trung Quốc); 14- Granit Creta muộn (Trung Quốc); 15- Các điểm mỏ W-Sn |
|--|---|

Hình 4.23. Sơ đồ địa chất vòm nâng Sông Chảy trên lãnh thổ Việt Nam và Trung Quốc

Trong khu vực Suối Ngàn - Quảng Ngần, các đá thuộc phức hệ Sông Chảy xuất lộ chủ yếu ở phía tây của khu vực nghiên cứu, thành phần chủ yếu là các đá granit biotit, granit bị ép, granitogneis hạt vừa - lớn, đôi khi có các ban tinh với kích thước lớn. Các thành tạo granit hai mica hạt nhỏ phân bố thành dải hẹp dọc nằm kẹp giữa các đá granit hạt lớn phức hệ Sông Chảy và các đá trầm tích biển

chất hệ tầng Thác Bà, một số khu vực các thành tạo này có biểu hiện bị greizen hóa mạnh. Ranh giới giữa granit hai mica hạt nhỏ và granit hạt lớn không rõ ràng, đôi chỗ thể hiện ranh giới chuyển tương. Kết quả phân tích mối quan hệ địa chất và đặc điểm biến đổi đá vây quanh tại khu mỏ Suối Ngàn - Quảng Ngàn đã chỉ ra quặng hóa wolfram (sheelit) trong khu mỏ nằm trong đới biến chất trao đổi giữa granit hai mica hạt nhỏ - vừa và đá trầm tích lục nguyên-carbonat bị biến chất vây quanh điển hình cho loại hình mỏ skarn W (Hình 4.24).

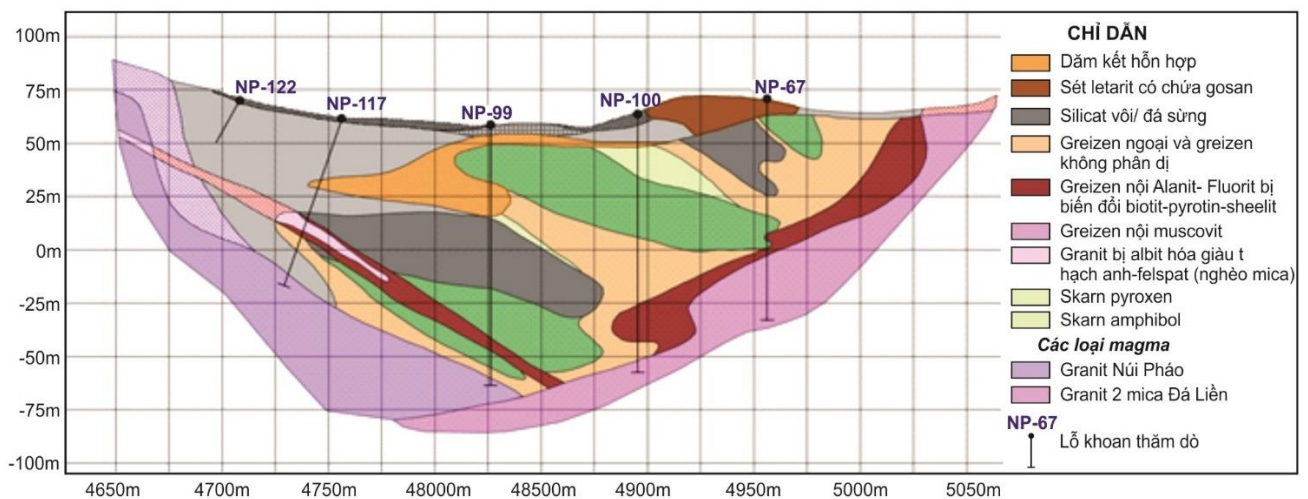


Hình 4.24. Sơ đồ địa chất khoáng sản mỏ W-Sn Suối Ngàn

b) Mỏ skarn W- đa kim Núi Pháo

Mỏ Núi Pháo nằm ở huyện Đại Từ, tỉnh Thái nguyên. Kết quả nghiên cứu cho thấy mỏ wolfram (sheelit) đa kim Núi Pháo một mỏ skarn có trữ lượng lớn nằm trong đá trầm tích của hệ tầng Phú Ngũ tuổi Orđovic-Silur (Hình 4.25), có

nguồn gốc liên quan tới hoạt động xâm nhập của các đá granit hai mica thuộc phức hệ Pia Oắc tuổi Creta muộn. Quặng hóa khu mỏ được đặc trưng bởi một tổ hợp các khoáng vật chứa W, Au, Cu, Bi, F, và Be [221]. Thân quặng đa kim tại mỏ Núi Pháo phân bố trong các đá trầm tích biến chất hệ tầng Phú Ngừ có thành phần chủ yếu là cát kết, bột kết, đá hoa, silic vôi, đá phiến thạch anh, đá phiến mica, đá phiến chlorit. Biến chất tiếp xúc rất phổ biến trong khu vực mỏ và đặc trưng bởi một đới rộng các loại đá sừng, đá hoa và silic vôi vây quanh khối granit Đá Liền. Bản thân khối granit Núi Pháo cũng bị tác động của biến chất tiếp xúc ở phần tiếp xúc với khối Đá Liền. Hiện tượng skarn hoá các đá trầm tích của hệ tầng Phú Ngừ phát triển rất rộng rãi và được trưng bởi sự phân đới khác nhau từ đá sừng > pyroxen (diopsit) > granat (grossular) > wolastonit ± vesuvianit > calcit ± tremolit ± actinolit. Ngoài ra, các đới skarn hoá còn có mặt với mức độ phổ biến khác nhau của các khoáng vật biến chất khác và một số đáng kể sheelit, pyrotit, magnetit, chalcopyrit, sphalerit, hoặc molybdenit [221], [11].



Hình 4.25. Mặt cắt địa chất mỏ W- đa kim Núi Pháo [7]

4.5.1.2. Các mỏ dạng mạch, mạng mạch, đăm kết và pegmatit

- Các mỏ dạng mạch, mạng mạch

Các mỏ kiểu mạch bao gồm các kiểu lấp đầy khe nứt từ đơn giản tới phức tạp hoặc các mạch thạch anh bị thay thế có kích thước chiều rộng từ một vài met, thường thành tạo trong hoặc gần các mạch xâm nhập granit. Chúng có nguồn gốc liên quan đến sự phát triển các khe nứt cùng thời với sự kết tinh granit. Các mạch khoáng vật biến đổi từ đơn giản (gần như hoàn toàn quartz và wolframit) đến phức tạp như tại Pasto Bueno tại Peru và Panasqueira tại Portugal nơi có trên 50 mạch khoáng vật được xác định. Ngoài wolframit và canxiterit là khoáng vật chứa W và Sn quan trọng, một số mỏ còn chứa scheelit. Các kim loại quan trọng có giá trị

kinh tế đi kèm như Cu, Mo, Bi và Au. Phức hợp U, Th, oxit các nguyên tố đất hiếm và các khoáng vật phosphat cũng có thể có mặt.

Các mỏ này biến đổi phức tạp và có thể bao gồm:

- + Một dãy các mạch thạch anh riêng rẽ (kiểu mạch ống).
- + Các hệ thống mạch dạng vỉa bao gồm các đa mạch song song gần nhau và hẹp (kiểu khung).
- + Tổ hợp các mạch song song và cắt nhau, thường được liên kết bởi các mạch nhỏ (kiểu mạng mạch).

Các mỏ dạng mạch hoặc mạng mạch nhìn chung có hàm lượng thấp, nhưng dễ khai thác bằng nhiều phương pháp nên hàm lượng biên công nghiệp khá thấp (đến 0,1 % WO_3). Các mỏ Sn-W dạng mạch nguồn gốc hoặc vị trí ngoài khối xâm nhập có chiều thẳng đứng lớn và mở rộng ra hai bên, tuy nhiên sẽ ít các mạch hơn là các mạch trong đá xâm nhập như trong granit.

Các mỏ Sn-W dạng mạch điển hình cho sự cộng sinh khoáng vật nhiều giai đoạn, bao gồm một chuỗi silicat-W, silicat-Sn oxit-sulphur và W-carbonat. Nhìn chung, các khoáng vật W hình thành sớm hơn, ở một nhiệt độ cao hơn và độ sâu lớn hơn trong vỏ trái đất và gần các nguồn xâm nhập hơn các khoáng vật sulfid hoặc carbonat. Scheelit ưu tiên hình thành trong các mạch trong đá giàu calcium như đá vôi, mafic, đá xâm nhập trung tính và các đá biến chất tương ứng của chúng và thông thường trong môi trường nhiệt độ thấp hơn [113].

Các mỏ dạng mạch nhiệt dịch thường đặc trưng bởi sự phân đới không gian của sự tạo khoáng, thường đi kèm với phần trên cùng của các xâm nhập granit điển hình như trường quặng Cornubian ở tây nam England. Các đới Sn, Cu, Pb-Zn và Fe được phân bố thành dãy xung quanh trung tâm các xâm nhập riêng rẽ và sắp xếp theo khoảng cách từ các xâm nhập granit. W đi cùng As, phủ lên trên các đới Sn [131], [242].

Các mỏ dạng mạch thạch anh-scheelit-wolframit liên quan đến các xâm nhập granitoid kiểu I thì thường có kích thước nhỏ hơn. Trong các mỏ này thì scheelit dồi dào hơn wolframit. Các mạch thạch anh chứa scheelit ở nhiệt độ thấp thường chứa một lượng nhỏ Au và khoáng vật nhóm sulphur. W có thể được thu hồi lại như một sản phẩm phụ trong các mỏ Au. Sự tạo khoáng xảy ra trong các vành đá phiến xanh trong các mỏ có tuổi Archaean như mỏ Hollinger (Ontario)

và trong các đới đá phiến metagreywacke tuổi Phanerozoic như mỏ Glenorchy (New Zealand).

- Các mỏ dăm kết

Các đới dăm kết bao gồm các mảnh đá với sự đa dạng về hình dạng, kích thước thông thường hình thành từ toàn bộ các mỏ dạng mạch, mạng mạch và porphyr. Tuy nhiên một số thân dăm kết chứa W, phần lớn dạng ống dẫn hoặc ống khói hình thành một cách độc lập với các mỏ loại khác. Các mỏ dạng ống thì gần như thẳng đứng, hình dạng từ hình trụ đến dạng ống loe rộng miệng hoặc phình ra và các khối dạng trứng. Chúng được hình thành do các đứt gãy tạo kênh dẫn cho các dòng nhiệt dịch và sự hóa lỏng hoặc sự phát triển mạnh của phreatomagmatic (các tương tác giữa nước và magma). Chúng có vị trí trong, trên hoặc ven rìa đỉnh của một khối xâm nhập và thường có mặt tại các nơi giao cắt của các khe nứt.

Các dăm kết tạo khoáng duy trì ở dưới sâu nhất định, hiếm khi xuất lộ trên bề mặt. Các mảnh đá thường được gắn kết bởi các khoáng vật từ các dung dịch tạo quặng từ sự lấp đầy lỗ trống, sự phát triển và sự thay thế đá gốc. Các khoáng vật tạo quặng thường được phân bố một cách thất thường trong các thể chồi hoặc thể túi hàm lượng cao. Khoáng vật W phổ biến nhất hiện nay là wolframit hoặc ferberit, đi kèm với scheelit và các khoáng vật của Mo, Sn, Bi, Cu, As, Zn, Pb và Sb.

Các mỏ dăm kết thường nhỏ mặc dù quan trọng về nghiên cứu lịch sử phát triển. Cụ thể ở Australia, có một số sản phẩm từ chúng được tìm thấy trong môi liên kết với các xâm nhập granit kiểu I và kiểu A đặc trưng bởi các mẫu biến đổi nhiệt dịch khác biệt.

- Mỏ pegmatit

Pegmatit là các đá magma hạt rất lớn (kích thước tinh thể lớn hơn 2,5 cm) bao hàm sự tách biệt các khoáng vật cụ thể, thứ thường tạo ra các khối lớn thể tường quy mô hàng m đến hàng km tập trung quanh thân granit. Chúng có thể xuất hiện đơn lẻ, xuất hiện theo chuỗi tạo các cánh trường pegmatit hoặc trong các đai pegmatit tuyến tính. Pegmatit được chia thành loại đơn giản không được chia vùng và loại phức tạp phân vùng mạnh mẽ với thành phần khoáng vật phong phú hơn. Pegmatit chứa Sn-W có thành phần cơ bản của granit và giàu các nguyên tố khác như lithium, beryllium, niobium, tantalum và uranium. Chúng có thể chuyển tiếp với vài loại greisen và được bao quanh bởi vài loại skarn chứa khoáng

hóa. Wolfram không phải một thành phần thường thấy của pegmatit, và các mỏ pegmatit Sn-W thường hiếm và nhỏ. Mỏ Sn-W Okbang ở Hàn Quốc là ví dụ duy nhất có giá trị kinh tế của loại mỏ này. Wolframit cũng được tạo thành như sản phẩm đồng thời hoặc thứ sinh từ pegmatit cùng với columbit, tantalit, cassiterit, beryl và spodumen. Ví dụ bao gồm mỏ Wodgina tại tây Australia, và Kular và Priskatel tại Nga. Hầu hết pegmatit chứa wolfram có tuổi tiền Cambri. Mặc dù sự sản lượng wolfram từ loại hình mỏ này rất nhỏ, một vài trong số chúng là nguồn mỏ sa khoáng quan trọng.

4.5.1.3. Các mỏ porphyry

Các mỏ porphyry bao gồm từ các đới lớn, cùng kích thước đến các đới dạng mạng mạch của các mạch, các khe nứt chứa Sn-W thường xảy ra trong hoặc gần các xâm nhập granit mức độ cao. Các đới dăm kết tạo khoáng có thể tồn tại hiện nay, sự phân tán của quá trình greisen hóa khá phổ biến. Tuy nhiên sự tạo khoáng dựa trên nền tảng các cấu trúc không chế giúp phân biệt các mỏ porphyry với các mỏ bị phân tán hoặc các mỏ greisen. W tồn tại dưới dạng wolframit hoặc sheelit và trong một số mỏ cả hai đi cùng nhau phụ thuộc vào lượng khoáng vật Mo, Bi và Sn.

Các mỏ Sn-W porphyry bao gồm các mỏ porphyry Mo loại Climax [181] và các mỏ porphyry Sn [261]. Hệ thống các mỏ porphyry chứa W bao gồm các xâm nhập felsic trong các đới tách giãn nằm trong vỏ có chiều dày hình thành cho va chạm kiến tạo. Các đới mạng mạch xung quanh, hoặc được xếp chồng các hệ thống mạch nhỏ hoặc dike. Chúng thể hiện sự đa giai đoạn của sự dăm kết hóa và sự tạo khoáng liên quan đến sự nở do áp lực dung dịch thoát ra từ phần trên cùng của các xâm nhập nhỏ.

Sự biến đổi nhiệt dịch tại quy mô mỏ thể hiện các đới đồng tâm. Nó thường đặc trưng cho sự greisen hóa trên diện rộng, được liên kết với các đới W hàm lượng tương đối cao. Các biến đổi K, chiếm chủ yếu trong feldspat K thường xảy ra trong vùng trung tâm của đới biến đổi greisen hóa. Biến đổi propylit thành phần chủ yếu chlorit và sericit, có thể tạo ra các đới tạo khoáng bên ngoài đới biến đổi greisen hóa [261].

Porphyry điển hình cho các mỏ lớn cho quặng Sn-W với kích thước hàng trăm mét chiều rộng và hàng chục đến hàng trăm mét chiều dày, chứa hàng chục đến hàng trăm triệu tấn khoáng vật nhưng hàm lượng thấp, hiếm khi có giá trị kinh tế.

4.5.1.4. Mỏ xâm tán hoặc mỏ greizen

Trong mỏ greizen, các khoáng vật wolfram được phân tán trong granit hoặc pegmatit granit biến chất trình độ cao. Greizen chủ yếu bao gồm một tập hợp thạch anh và mica được thành tạo từ quá trình biến chất trao đổi hậu magma của đá granit. Mỏ phân tán được tách ra từ mạch greizen và stockwork bởi bản chất phổ biến của sự biến đổi và các đường dẫn dung dịch bị kiểm soát về cấu trúc thường xuyên không xuất hiện. Trên thực tế các loại mỏ trên thường cùng tồn tại và không thể tách rời.

Đá granit greizen hóa điển hình bao gồm thạch anh, topaz và mica trắng, có thêm toumalin, fluorit, oxit kim loại và hợp chất sulphur trong các pha phụ. wolfram thường tồn tại dưới dạng khoáng vật wolframit, nhưng ở vài mỏ có thể tồn tại dưới dạng sheelit. Nó thường đi kèm với các khoáng vật quặng khác của thiếc, molybden, bismuth và các kim loại cơ bản khác.

Dung dịch greizen bao gồm các pha cuối giàu nước và khí của đá granit nóng chảy kết tinh hoàn toàn. Fluorit đóng vai trò quan trọng trong việc tập hợp, vận chuyển và lắng đọng kim loại. Dung dịch này bị cưỡng ép đưa vào các khoảng trống xen kẽ trong đá granit và tích tụ ở lẽ trên, nơi sự nung nóng và sự thay thế trao đổi xuất hiện.

Greizen có thể thành tạo trong môi trường đá nền bất kỳ, nhưng các tập hợp điển hình phát triển trong đá aluminosilicat. Các mạch nhiều thạch anh - topaz là đặc trưng của các vùng greizen hóa mạnh. Granit greizen thường liên quan với hệ granit- kiểu S và vài loại granit alkalin bị phân hóa mạnh, ví dụ tại tỉnh Rondonia Tin, Brazil. Chúng không xuất hiện từ hệ diorit- kiểu I đến hệ granodiorit. Mỏ greizen phân tán bị giới hạn tại phần trên cùng của khối xâm nhập, vùng ở độ sâu giữa 1,5 km và 5km, nơi dung dịch sôi và được ngăn chặn không thể thoát ra bề mặt.

Mỏ wolfram xâm tán thường tập trung hàng chục đến hàng trăm tấn vật chất trong các thấu kính lớn hoặc thân quặng dạng chén ngược nhưng với nồng độ thấp (điển hình 0,1-0,5 % WO_3). Các khoáng vật wolfram thường cộng sinh với cassiterit và wolfram thường là đồng sản phẩm hoặc sản phẩm phụ của quá trình khai thác thiếc. Mỏ greizen là nguồn quặng thiếc lớn nhất thế giới nhưng thường chỉ chứa dưới 5% sản phẩm wolfram [87].

Mỏ đa kim siêu lớn Shizhuyuan tại đông nam Trung Quốc là mỏ kim loại màu lớn nhất thế giới. Nó có quan hệ nguồn gốc với khối granit Quanlishan với sự biến đổi greisen và skarn mạnh mẽ gây ra sự khoáng hóa [177], [190].

4.5.1.5. Mỏ W dạng tầng

Từ “stratabound” mô tả mỏ có sự khoáng hóa wolfram giới hạn trong một đơn vị địa tầng đơn. Tuy nhiên, chúng có thể không hoàn toàn chập hợp với mặt lớp, trong một số trường hợp khoáng hóa có thể xuyên qua các mặt lớp giữa các lớp. Do sự kiểm soát địa tầng rất quan trọng nên nhiều nhà địa chất cho rằng loại hình mỏ này có nguồn gốc đồng sinh cùng quá trình trầm tích. Loại mỏ này không bao gồm mỏ skarn, loại mỏ bị không chế phần lớn bởi thành phần thạch học của đá vây quanh. Mỏ wolfram dạng tầng xuất hiện trong các hệ thống trầm tích núi lửa và được cho rằng là các trầm tích hóa học giàu wolfram nguyên sinh liên quan tới các hoạt động núi lửa dưới đáy biển. Rất nhiều trong số chúng dường như đã bị ảnh hưởng bởi sự vận chuyển và tái tập trung về sau.

Mỏ sheelit Mittersill-Felbertal tại tỉnh Salzburg, Australia là ví dụ được biết đến rộng nhất cho sự khoáng hóa wolfram dạng tầng. Wolfram xuất hiện trong hệ đá núi lửa biến chất hiện không còn giá trị kinh tế. Sự tập trung nồng độ nhỏ, trung bình 0,5% WO_3 , xuất hiện trong các thấu kính quartzit và các tầng giàu mạch biến chất trong đá hornblendit. Một thân quặng bao gồm dăm kết phun trào, thứ được ví như đá tuf silic trong các miệng núi lửa hoạt động gần đây (ví dụ, Waiotapu, New Zealand). Khoáng hóa wolfram song hành với khoáng vật sunfur kim loại cơ bản và sulfo muối. Các mỏ tương tự được biết đến tại Trung Quốc (Damingshan), tây Australia (Mount Mulgine), vùng Bindal, Na Uy và vùng the Hindu Kush, miền bắc Pakistan.

Các mô hình hiện đại của mỏ wolfram dạng tầng tồn tại ở dạng là sản phẩm của quá trình tự bay hơi lục địa, thoát nước ở vùng cao với các mỏ wolfram nền và nhận nước từ các suối nước nóng giàu wolfram.

Các mỏ wolfram-manganes oxit-quartzit là nơi wolfram được chứa trong manganes, và ít phổ biến hơn là trong các khoáng vật sắt xuất hiện trong hệ trầm tích carbonat, trầm tích silic và trầm tích núi lửa. Các nhà khoa học tin tưởng những loại mỏ trên được thành tạo dưới nước, tại các suối nước nóng ở độ sâu nông.

4.5.2. Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm mỏ Sn-W nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ sắt trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng Sn-W nội sinh ẩn sâu như sau:

Bảng 4.5: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng Sn-W nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm	Khả năng tồn tại ở Việt Nam
Các mỏ Sn-W skarn	<ul style="list-style-type: none"> - Các đai granitoid kiểu ilmenit xâm nhập vào vỏ lục địa giàu các đá carbonat - Các đới uốn nếp khu vực đi cùng hoạt động magma đồng tạo núi - Các đới căng giãn hậu va chạm hoặc tách giãn sau cung phát triển các xâm nhập magma kiểu A xuyên cắt các đá vỏ lục địa giàu carbonat 	<ul style="list-style-type: none"> - Các đới biến đổi skarn với các khoáng vật silicat-carbonat như: granat, pyroxen, vesuvian, wolastolit v.v. - Sự tập trung các đới đá skarn hoặc greizen tại rìa tiếp xúc giữa các đá xâm nhập granitoid và các đá carbonat - Các dị thường địa hóa W, Sn, Bi, Mo. - Vành phân tán trọng sa scheelit, canxiterit bậc cao. 	Việt Nam có triển vọng về loại hình mỏ skarn liên quan đến hoạt động magma Creta muộn ở vùng Đông Bắc, trong đới cấu trúc Sông Hiến, Sông Chảy có khả năng thành tạo các mỏ có quy mô lớn ẩn sâu; các mỏ điển hình: Núi Pháo, Suối Ngàn – Quảng Ngàn
Các mỏ dạng mạch, mạng mạch, dải kết và pegmatit	<ul style="list-style-type: none"> - Các thể xâm nhập magma sau tạo núi và phi tạo núi giàu vật chất vỏ và các nguyên tố chất bốc - Các đới uốn nếp khu vực đi cùng hoạt động magma đồng tạo núi 	<ul style="list-style-type: none"> - Các đới biến đổi greizen hóa và hệ thống khoáng hóa phân đới rõ rệt. - Các vành dị thường địa hóa đá gốc Sn, W, Cu, Zn, Pb, Rb, Li, F, B. - Các dị thường địa hóa kim lượng: Sn, W, Cu, Zn, Pb, Rb, Li, F, B; các vành trọng sa canxiterit, wolframit, scheelit, topaz, turmalin - Các dị thường xạ U, Th và K - Các dị thường trọng lực liên quan đến các thể magma ẩn. 	Loại hình mỏ Sn-W greizen liên quan đến hoạt động magma đồng tạo núi ở đới Đà Lạt, Sông Hiến.
Các mỏ porphyr	<ul style="list-style-type: none"> - Các thể xâm nhập granitoid có mức độ ôxy hóa khử trung bình, tính phân dị mạnh phát triển ở cung núi lửa rìa 	<ul style="list-style-type: none"> - Các đới biến đổi greizen hóa mang tính khu vực và felpar hóa, turmalin hóa và skarn hóa - Phần rìa ngoài của các đới biến đổi trung tâm thường 	

	<p>lục địa trong bối cảnh đồng va chạm;</p> <ul style="list-style-type: none"> - Các thể batholit granit quy mô lớn trong các đai tạo núi chưa bị xuất lộ hoặc bị chôn vùi khá nông so với bề mặt. - Các đới uốn nếp khu vực đi cùng hoạt động magma đồng tạo núi 	<p>phát triển các đới biến đổi silic hóa, chlorit hóa và propylit hóa</p> <ul style="list-style-type: none"> - Liên quan đến các khối granit có hàm lượng SiO₂>70%, tính phân dị cao, giàu nguyên tố không tương hợp và chất bốc - Các dị thường địa hóa nguyên sinh: F, B, Cs, Bi, In, Cd, Sb, As, Cu, Pb, Zn, Tl - Vành phân tán trọng sa scheelit, wolframit, canxiterit bậc cao. 	
Mỏ W dạng tầng	<ul style="list-style-type: none"> - Xuất hiện trong các bồn trầm tích-phun trào rìa lục địa hoặc rìa cung đảo - Gồm phần lớn các đá phun trào bazơ và các đá phun trào axit kiểu bimodal đi cùng với các đá trầm tích biển nông như đá phiến carbon-silic, đá phiến sét, bột kết, ít phổ biến hơn có cát kết và cuội kết. 	<ul style="list-style-type: none"> - Hình thái của mỏ W dạng tầng chủ yếu ở dạng thấu kính, dạng tấm hoặc phiến. - Kiến trúc quặng điển hình là xếp lớp và phân dải. Sự xen kẽ song song các lớp quặng và đá gốc phổ biến. - Thành phần khoáng vật của mỏ W dạng tầng chủ yếu là sheelit, arsenopyrit và stibit các khoáng vật nhóm sulfur khá phong phú như pyrotin, chalcopyrite, sphalerit và galenit. - Đá vây quanh quặng giàu các nguyên tố W, Mo, Bi, As, Sb, Be, Sn, Ta, Nb, Se, Te, Li, Hg, P và F. 	

Trên cơ sở kết quả tổng hợp, phân tích hiện trạng công tác điều tra khoáng sản tại Việt Nam trong những năm vừa qua thấy rằng:

- Việt Nam có triển vọng về loại hình mỏ skarn liên quan đến hoạt động magma Creta muộn ở vùng Đông Bắc, trong đới cấu trúc Sông Hiến, Sông Chảy có khả năng thành tạo các mỏ có quy mô lớn.

- Loại hình mỏ Sn-W greizen liên quan đến hoạt động magma đồng tạo núi ở đới Đà Lạt, Sông Hiến.

Căn cứ vào kết quả tổng kết, phân tích các phương pháp về điều tra quặng Sn-W nội sinh ẩn sâu trên thế giới và Việt Nam, đề tài đề xuất hệ phương pháp điều tra quặng Sn-W nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện Việt Nam dưới đây:

4.5.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại Sn-W nội sinh ẩn sâu

Quặng hóa Sn-W nội sinh có tiềm năng dưới sâu thường liên quan đến các mỏ skarn; các mỏ dạng mạch, mạng mạch, dăm kết và pegmatit; các mỏ greizen; các mỏ dạng tầng. Mỗi một loại hình mỏ có những đặc điểm chung và những đặc trưng riêng biệt. Vì vậy hệ các phương pháp điều tra các loại hình mỏ này cũng có sự khác biệt dựa vào đặc điểm riêng của mỗi một loại hình mỏ và đặc điểm địa chất của từng khu mỏ.

4.5.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc, kiến tạo khu vực, đặc điểm thạch địa hóa và địa hóa đồng vị các thành tạo magma, dự báo vùng quặng Sn - W

- Khoanh định các đai granitoid đi cùng với bối cảnh kiến tạo hình thành, các đới uốn nếp khu vực đi cùng hoạt động magma đồng tạo núi, các đá trầm tích phun trào đại dương rìa lục địa, các bồn trầm tích-phun trào rìa lục địa hoặc rìa cung đảo.

- Khoanh định các khu vực có mức chênh lệch trọng lực lớn do đứt gãy lớn; các đứt gãy sâu phương khác nhau đi kèm nứt tách và tách giãn.

- Khoanh định các khu vực có dị thường trọng lực mà trong dị thường đó là granit hoặc hệ đai mạch.

4.5.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoanh định nút quặng, trường quặng Sn-W tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phân tích cấu trúc kiến tạo khu vực, xác định phần vòm của các trục nếp lồi; các nơi uốn của nếp uốn; nơi giao cắt các đứt gãy có phương và bậc khác nhau, trong đó granit muộn nhất không chế quặng; các khối đá có độ khe nứt kéo theo cao nằm giữa các phá hủy kiến tạo song song; sườn, khu vực có thắt và khối nhô đáy uốn nếp trong phần giữa của trũng chông lục nguyên-nguồn núi lửa; khoanh định các khu vực có chuỗi xâm nhập xuyên cắt vuông với cấu trúc uốn nếp, các khu vực giao cắt của các cấu trúc uốn nếp với đứt gãy

- Phân tích thạch học xác định tính phân nhịp các đá tương phản khác nhau trong ngoại tiếp xúc của xâm nhập; xác định tính phân nhịp thường xuyên của các loại đá: cát kết và đá vôi, đá vôi và phiến sét chứa hữu cơ, cát kết và phylit; xác định ranh giới bất chỉnh hợp góc của các phức hệ phiến-cát và trầm tích-nguồn núi lửa, có sự phân nhịp thường xuyên của các đá đó, có các đá núi lửa axit và trung tính

4.5.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng Sn-W ẩn sâu

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc, kiến tạo thành lập bản đồ cấu trúc không chế quặng hóa tỉ lệ lớn (1:10.000 hoặc 1:5000); xác định phần nông của khối pluton granit sáng màu và bị các đai mạch thành phần khác nhau xuyên cắt (thường có mỏ W), đới ngoại tiếp xúc của granit, đới nội tiếp xúc.

- Phương pháp địa hóa trọng sa: Để khoan định trường cung cấp khoáng vật casiterit, cũng như các khoáng vật đặc trưng cho skarn (granat, amfibol, pyroxen, scapolit...), trong điều kiện khu vực có độ xuất lộ tốt thì có thể sử dụng các phương pháp nghiên cứu vành phân tán trọng sa sườn.

- Hệ phương pháp phân tích thạch địa hóa và địa hóa đồng vị: Xác định dị thường và khoan vành phân tán dị thường các bậc khác nhau của bộ nguyên tố chỉ thị cho Sn; xác định tổ hợp nguyên tố điển hình của nhóm lithophil đặc trưng cho đá axit (Be, Zr, Sn) đi kèm với tổ hợp cộng sinh nguyên tố đặc trưng cho đá bazơ (Cr, Ni, Co, Cu, V, Ti); các khối granit đa pha phân dị hoàn toàn có K cao hơn Na, F cao hơn B, mica ít sắt, Fe^{3+} cao hơn Fe^{2+} , cao nguyên tố hiếm, có hàm lượng dị thường của Sn trong biotit, có độ phân tán cao và tạo quặng dương của các nguyên tố quặng; các khối á núi lửa đa pha phân dị tương phản cao bazơ có granit axit pha kết thúc và giàu hệ đai mạch thành phần đa sắc $K > Na$, $B > F$ và hàm lượng Sn tăng dần trong khoáng vật và trong đá từ pha sớm đến pha cuối.

- Phương pháp địa hóa khoáng vật và địa hóa nguyên sinh: Khoan định các vành dị thường địa hóa Sn, W và tổ hợp cộng sinh nguyên tố chỉ thị; các vùng đá trầm tích-biến chất cao Sn, F, W và Be có biểu hiện quy mô khu vực của đá biến chất trao đổi từ granit cũng như đá ở phần vỏ như: microclin hóa, anbit hóa, greizen hóa...; xác định tính chuyên hóa địa hóa của các thành tạo magma mafic-axit; xác định tổ hợp nguyên tố chỉ thị phục vụ dự đoán kiểu quặng hóa (kiểu magma, kiểu cacbonatit, kiểu skarn); phương pháp nghiên cứu thành phần khoáng vật (phân tích thạch học, khoáng tương, giã đãi, microsond, ronghen, nhiệt vi sai...) để xác định tính phân đới của các đới biến đổi đi cùng khoáng vật chỉ thị như: sericit hóa, đá turmalinitit hoặc chloritit ở tầng dưới và đới khoáng hóa sulphur hay khoáng hóa sulphur-carbonat chứa fluorit ở tầng trên; xác định đặc điểm đá biến đổi như: các vành đá bị sừng hóa, các đá skarn Ca, Mg, các đá biến chất trao đổi không liên quan với skarn.

- Phương pháp địa vật lý:

+ Khoan định dị thường trọng lực mà trong dị thường đó là granit hoặc hệ đai mạch, các dị thường xạ;

- + Đo điện trở xác định dị thường điện trở liên quan với thạch anh;
- + Đo từ xác định các tầng có pyrotin;
- + Đánh giá độ kéo xuống sâu của thân quặng: các mỏ lớn thường có quy luật W - nằm phía trên các pluton có độ sâu phân bố 1000-1500m so với mặt địa hình; đới ngoại tiếp xúc có thể tới 1500m; hàm lượng Mo phân bố ở các tầng dưới; đới thuận lợi nhất cho quặng hóa Mo - trực tiếp ngay bên trên vòm granit ở phần ngoại tiếp xúc gần nhất, khoảng 300-400m; ở đây W là khoáng sản đi kèm. Tuy nhiên khi có đá cacbonat thì phân đới đứng đó bị nhòa; trường hợp phần nông của các pluton chỉ thấp hơn bề mặt hiện tại 100-150m, quặng hóa đã bị bóc mòn khá nhiều, lúc đó chỉ còn các mỏ Mo nhỏ và trung bình, còn không gian giữa của các mạch là mạng mạch quặng nghèo; d) các khối pluton có kích thước hơn 100-150km² thường không có mỏ công nghiệp.

- Phương pháp địa vật lý:

- + Đo trọng lực nhằm khoanh định dị thường trọng lực liên quan các thành tạo granit hoặc hệ đai mạch;

- + Đo điện phân cực kích thích một chiều hoặc xoay chiều (đo mặt cắt lưỡng cực, đo sâu ảnh điện và các hệ thiết bị biến thể của nó) để khoanh định đới quặng hóa sulfur.

- + Đo từ xác định các tầng có pyrotin;

- + Đo sâu từ tellua nguồn nhân tạo

Tùy vào mục tiêu, nhiệm vụ cụ thể để lựa chọn mạng lưới, hệ thiết bị các phương pháp đo điện và các biến thể của nó cho phù hợp.

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

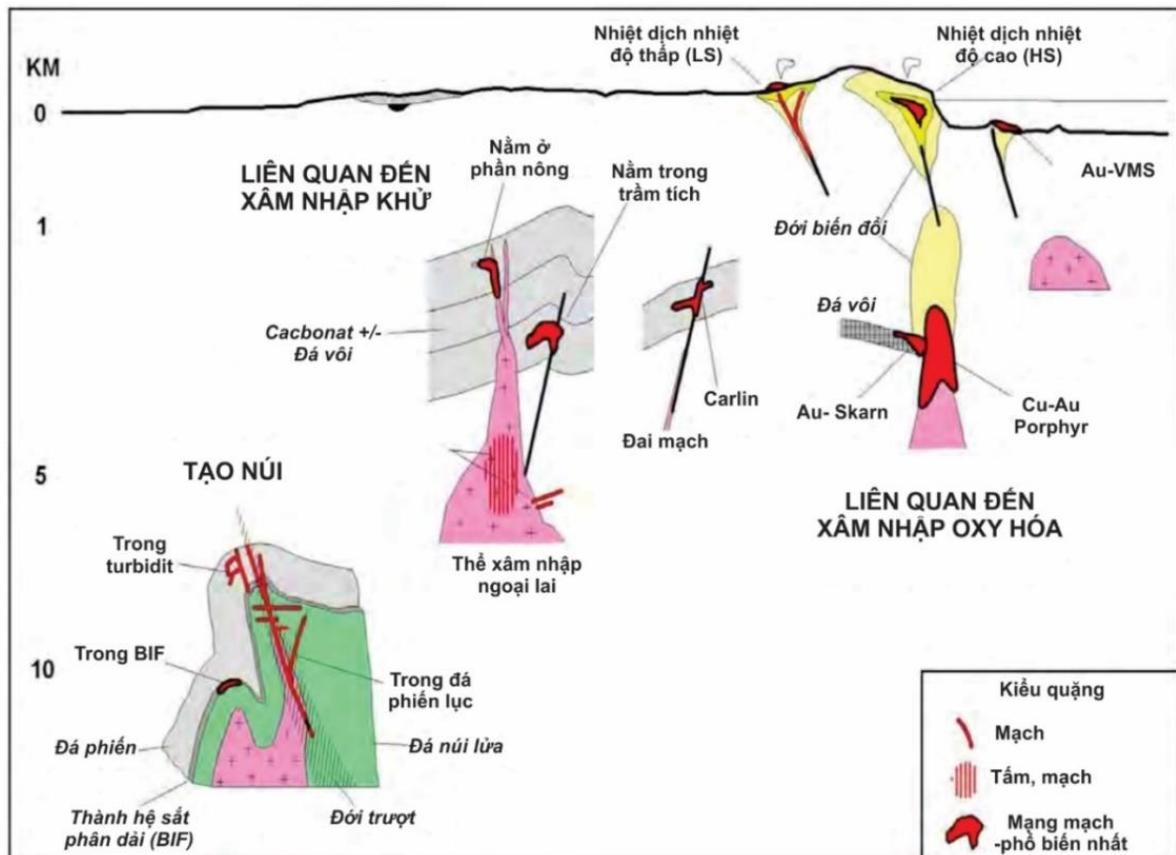
4.6. CÁC MỎ VÀNG

4.6.1. Đặc điểm các mỏ vàng nội sinh ẩn sâu

4.6.1.1. Các mỏ vàng tạo núi

Thuật ngữ loại hình mỏ vàng tạo núi (orogenic) được giới thiệu đầu tiên bởi Groves (1998) [111] khi ông nhận ra các mạch thạch anh-carbonat trong các mỏ vàng tại các đai đá phiến và đá phiến lục. Nó cũng xuất hiện trong các mỏ BIF (mỏ địa tầng chứa sắt dạng dải), có đặc điểm tương tự và được hình thành bởi các quá trình khá giống nhau. Ban đầu mô hình tạo núi được áp dụng với các mỏ có các đai mạch loại đồng kiến tạo (syn-tectonic) tại các lớp vỏ giữa trong môi trường nén ép hoặc tách giãn. Tuy nhiên dần dần thuật ngữ này được áp dụng rộng hơn với các mỏ sau tạo núi (post-orogenic) liên quan đến các quá trình địa chất phát sinh tại độ sâu hình thành vỏ. Điều này dẫn đến sự không rõ ràng trong định nghĩa

giữa mô hình tạo núi và mô hình các mỏ liên quan đến các magma xâm nhập khử (reduced intrusion-related deposit). Nhiều loại mỏ có thể dùng mô hình này nhưng cũng có thể được gán mô hình khác bởi các tác giả khác nhau [104]. Nhóm mỏ tạo núi được định nghĩa chỉ bao gồm các mỏ chứa các mạch thạch anh-carbonat đồng kiến tạo và các mỏ tương đương chúng, hình thành tại lớp vỏ giữa. Các loại mỏ cụ thể trong nhóm này bao gồm các mỏ chứa mạch chính trong turbidit và đá lục, mỏ chứa mạch trong các mỏ BIF và các mỏ thay thế sulphur (Hình 4.26).



Hình 4.26: Mặt cắt tổng quát làm rõ các yếu tố cơ bản của hệ thống các kiểu mỏ vàng chính và chiều sâu thành tạo trong vỏ của chúng [214], [228].

Trong những năm gần đây khái niệm về loại hình mỏ vàng tạo núi ngày càng hoàn thiện và chặt chẽ hơn, các mỏ thành phần là các mạch thạch anh-carbonat và được liên kết với sự thay thế đá vôi quanh và các cấu trúc địa chất bị nén ép như các nếp uốn và đứt gãy nghịch. Ba loại mỏ liên quan tạo núi được phân chia trên môi trường đá chứa chính của chúng: đá lục, turbidit, và hệ tầng chứa sắt dạng dải (Hình 4.26). Các mỏ không điển hình bắt gặp trong đá phiến lục được xếp riêng một loại hình mỏ khác.

Ba loại mỏ chính này cung cấp số lượng lớn các đặc điểm bao gồm dãy các biến đổi phức tạp của các mạch thạch anh-carbonat, tính thay đổi liên tục theo chiều thẳng đứng, thông thường trên 1km. Các mỏ được làm giàu Ag-As+/-W và

có tỷ số Au/Ag >5. Các mỏ khác thông thường làm giàu các nguyên tố B, Te, Bi, Mo. Các khoáng vật sulphur chiếm ưu thế là pyrit trong đá phiến lục và pyrotin trong amphybolit. Arsenopyrit là khoáng vật sulphur chiếm ưu thế trong nhiều mỏ trầm tích cơ học trong đá phiến lục và loellingit cũng có mặt trong đá amphybolit. Các thân quặng nằm xung quanh các đới biến đổi carbonat-sericit-pyrit và phát triển phụ thuộc thành phần đá gốc. Tại quy mô khu vực, các mỏ chính được liên kết không gian với các đới trượt và hình thành trong các đá phiến lục, phù hợp với tính dồn-dẻo trong cấu trúc chính của chúng.

a) Các mỏ vàng trong đá lục

Các mỏ vàng liên quan tạo núi trong đá lục là nhóm mỏ quan trọng nhất và loại được mô tả tốt nhất giữa các mỏ có trữ lượng >10 tấn (Bảng 4.6), bao gồm Hollinger-McIntyre, Dome, Sigma Lamaque, Victory-Defiance, Norseman, và Mt Charlotte. Các mạch thạch anh- carbonat trong các mỏ này thường kết hợp với các mạch dạng lớp ở mức độ vừa phải lấp đầy phần nghịch đảo trong các đới trượt với chuỗi các mạch căng dẫn nông trong các đá lân cận có mức độ căng dẫn thấp. Đặc điểm đảo ngược của các mạch trong đới trượt và các mạch căng dẫn nông là bằng chứng cho sự hình thành chúng trong suốt quá trình co rút vỏ [230], [252].

Trong các đới đá lục, các mỏ chứa các mạch có ý nghĩa thường được phân bố dọc theo các cấu trúc căng dẫn cụ thể trong khu vực. Do tác dụng của sự liên kết giữa chúng với cấu trúc khu vực nên chúng thường tập trung tại ranh giới giữa các tầng có thành phần thạch học hoặc tuổi khác nhau trong phạm vi đới. Dọc theo các cấu trúc này, các mỏ thường tập trung tại các vị trí đặc biệt như nơi bị uốn cong hoặc các điểm giao cắt có độ mở và các mỏ thường được thành tạo trong các cấu trúc bậc cao hơn [103], [231]. Các mỏ lớn hơn thông thường được liên kết không gian với dãy các lớp cuội kết muôn ví dụ như các lớp cuội kết nhiều thành phần Timiskaming trong đới đá lục Abitibi và các lớp cuội sỏi thành phần thạch anh Tarkwaian trong Birimian Shield. Các mỏ thường thành tạo trong bất kì loại đá ở lớp vỏ trên trong đới đá lục và bao phủ vị trí các lớp từ các đá núi lửa mafic-siêu mafic ở tầng thấp đến các lớp trầm tích cơ học vị trí cao hơn. Tuy nhiên các mỏ lớn vẫn có xu hướng thành tạo ở các tầng gần các bất chỉnh hợp tại các tầng cuội kết cơ sở, đặc biệt nếu nó phát triển nằm dưới các đá núi lửa mafic- siêu mafic [231].

Với quy mô địa phương, môi trường thuận lợi cho việc thành tạo các mỏ loại này là sự kết hợp giữa cấu trúc khu vực và thạch học [112], [229]. Các cấu

trúc thuận lợi thường liên kết với những thể không đồng nhất trong chuỗi các đá gốc. Các đới trượt và các đứt gãy, khá phổ biến trong các mỏ hiện nay thì được phát triển dọc theo các tiếp xúc thạch học giữa các đơn vị có khả năng tạo khoáng đối lập nhau và dọc theo các đơn vị thạch học mỏng không có khả năng tạo khoáng. Dọc theo các tiếp xúc này, các mỏ thường được ưu tiên phát triển trong các đới bị uốn cong và tại nơi giao cắt của các cấu trúc. Các lớp đã cứng thường kèm theo ít hơn các khe nứt và các mạch. Sự liên kết thạch học thông thường bao gồm các đá giàu Fe như đá bazan tholeit, các ngưỡng dolerit khác nhau và BIF, và với các thể cán đá trung tính porphyr đến các thành phần felsit, chúng có các thể xâm nhập núi lửa mafic- siêu mafic hoặc các đá trầm tích cơ học.

b) Các mỏ vàng trong đá lục không điển hình

Trong những năm gần đây, ngày càng nhiều bằng chứng chứng minh các đai đá phiến lục thường chứa các mỏ vàng hoặc các mỏ kim loại cơ bản chứa vàng, điều này không phù hợp với mô hình tạo núi [231]. Các ví dụ được lựa chọn cho các mỏ thuộc loại hình này bao gồm Red Lake, Hemlo, Malartic, Doyon, Fimiston, Wallaby, Kanowna Belle and Boddington, và các mỏ giàu vàng được ghi nhận tốt như Horne and LaRonde [80]. Mặc dù các mỏ không điển hình cho loại hình mỏ vàng tạo núi bộc lộ sự không chế quy mô khu vực và thường hình thành tại các điểm thành tạo giống như các mỏ liên quan tạo núi, chúng vẫn khác nhau về cách thức tạo khoáng, sự liên kết các kim loại, nguồn vật chất vỏ than gia vào quá trình tạo quặng và tuổi tương đối. Đối với các mỏ vàng tạo núi điển hình thì loại hình mỏ này có sự khác biệt lớn nhất là sự tập trung các tổ hợp khoáng vật nhóm alumin. Những mỏ này rất quan trọng do chúng chứa lượng vàng đáng kể trong các đai đá phiến lục (Bảng 4.6).

Các loại quặng thuộc nhiều loại mỏ như các đới mạng mạch phân tán tại Wallaby và Kanowna Belle, các mạch cấu trúc dạng dải với các sự thay thế đá gốc sulphur được liên kết tại Red Lake và Fimiston và các mạch giàu sulphur ít phổ biến [231]. Sự khác nhau của các loại quặng này cho thấy một liên kết không gian chặt chẽ với các thể cán và đai mạch porphyr mức độ cao. Các cấu trúc quặng và sự làm giàu ở các nguyên tố Te, Sb, Hg cũng gợi ý các vị trí cao có khả năng tạo quặng, nhiều trong số chúng được phân loại như “đới nông” [99]. Nhiều thân quặng trong các mạng mạch phân tán và các mỏ mạch dạng crustiform thì có khả năng chịu nhiệt.

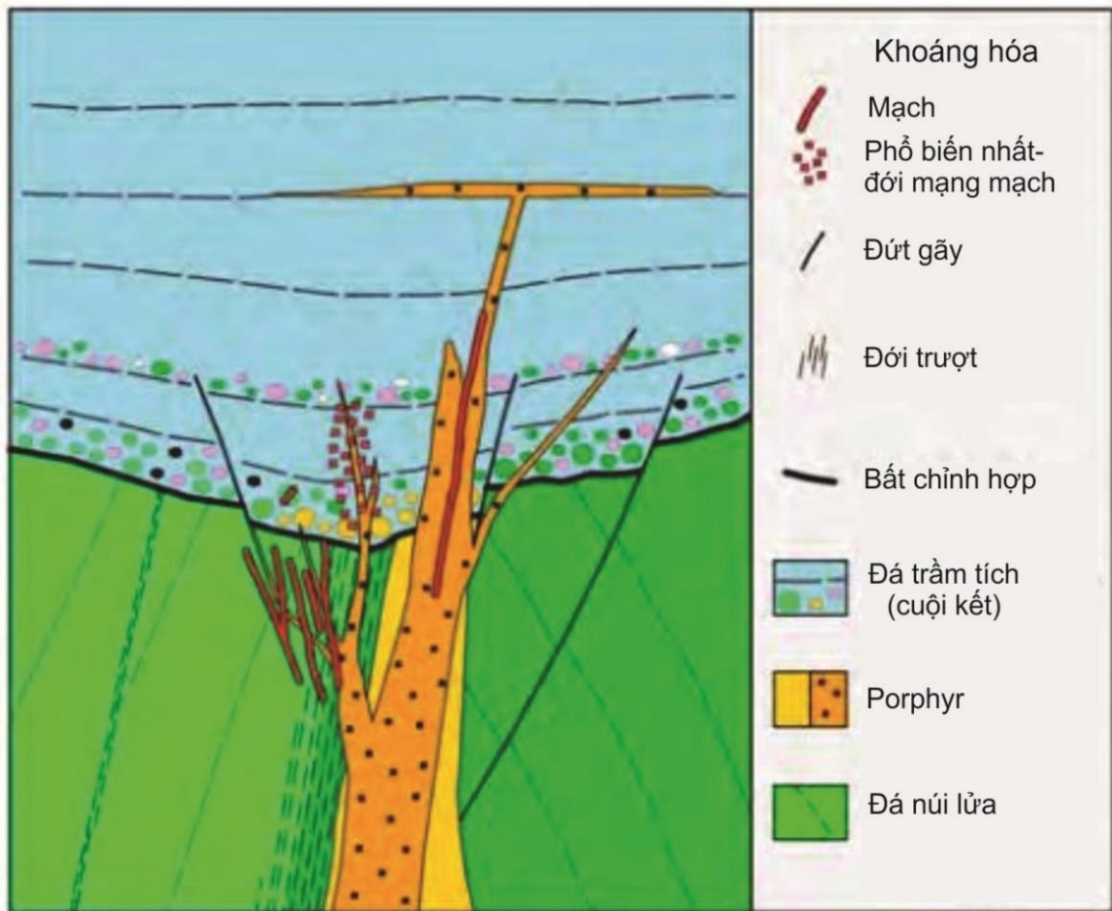
Hầu hết các mỏ vàng trong đá phiến lục hình thành tạo gần hoặc trên các bất chỉnh hợp tại các tầng cuối kết cơ sở (Hình 4.27) mô tả môi trường thành tạo thông thường của các mỏ dạng mạng mạch phân tán hoặc các mỏ chứa mạch dạng dải thay thế cho các mỏ phân tán trong vành đá phiến xanh Abitibi [227]. Từ quan điểm của một kết quả thăm dò, một điều quan trọng được chú ý là hầu hết lượng vàng trong đá phiến lục được khám phá trong thế kỉ trước đều có kiểu mạch phân tán (Eleonore, Wallaby) và chiếm chủ yếu trong phần trên của cột địa tầng trầm tích.

Theo Robert et al. (2005) [231] rất nhiều các mỏ vàng trong đá phiến lục được hình thành tương đối sớm trong quá trình phát triển của các vành đá phiến lục, xảy ra trước quá trình uốn nếp các đơn vị đá gốc trong suốt phần lớn quá trình rút ngắn vỏ lục địa của các đai đá gốc và thông thường hình thành đè lên các mạch liên quan tạo núi. Mặc dù còn nhiều tranh luận, nguồn gốc của nhiều mỏ này có quan hệ với các đá kiềm, porphyr thuộc nhóm mỏ liên quan đến các xâm nhập bị oxi hóa. Thực tế nhiều mỏ thuộc loại mỏ dạng mạch phân tán ở các địa khối Yilgarn và Superior được chứng minh chính xác là loại mỏ porphyr.

Bảng 4.6: Kết quả tổng hợp 103 mỏ có trữ lượng vàng >10 tấn

Nhóm và loại mỏ	Số lượng mỏ >10 (tấn)	Chứa Au (tấn)
Mỏ vàng tạo núi	20	425
Mỏ vàng trong đá lục	14	285
Mỏ vàng trong turbidit và BIF	6	140
Mỏ vàng liên quan đến xâm nhập khử (IR)	13	434
Trong khối xâm nhập	4	75
Trong đá trầm tích	8	359
Mỏ vàng liên quan đến đá xâm nhập bị oxy hóa (IR)	39	1104
Mỏ Porphyr (skarn)	27	739
Mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp cao sulphur-trung bình sulphur (HS-IS)	9	253
Mỏ thấp sulphur (LS) liên quan đến đá kiềm	3	112
Loại khác		
Mỏ nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp thấp sulphur (LS)	7	91
Mỏ vàng kiểu Carlin	10	245
Mỏ vàng kiểu VMS	2	20
Mỏ vàng kiểu Witwatersrand	8	1260

Nhóm và loại mỏ	Số lượng mỏ >10 (tấn)	Chứa Au (tấn)
Mỏ vàng kiểu trong đá lục không điển hình	5	113



Hình 4.27: Mô hình địa chất cho môi trường thành tạo các mỏ dạng mạch phân tán và mỏ chứa mạch dạng dải thay thế trong các đai đá phiến lục, cho thấy quan hệ không gian gần gũi với các xâm nhập porphyry và các bất chỉnh hợp tại các tầng cuội kết cơ sở [227].

c) Các mỏ BIF (banded iron formation, mỏ địa tầng chứa sắt dạng dải)

Các mỏ này còn được gọi một tên khác là quazit sắt. Đến thời điểm hiện tại đã phát hiện được 3 mỏ vàng thuộc loại hình mỏ này có trữ lượng >10 tấn Au (gồm: Homestake, Morro Velho, và Geita), tuy nhiên trữ lượng mỗi mỏ rất lớn, có thể đến 90 tấn Au, do đó chúng là đối tượng được nhiều quan tâm trong thăm dò. Các mỏ bao gồm phần lớn sự thay thế sulphur cho các lớp đá giàu sắt trong các khoáng vật magnetit và silicat phân dải, các mạch thạch anh gần kề hoặc phát triển đa dạng. Các phần tạo khoáng chính của một số mỏ bao gồm sự thay thế đá gốc liên tục có thể làm mờ đi đặc tính ban đầu của chúng và có thể dẫn đến sự

không rõ ràng về thời gian tạo khoáng (Caddy et al., 1991; Kerswill, 1996) [62], [150].

Các mỏ vàng BIF thường thành tạo trong các vành đá phiến lục có thể vừa nguồn trầm tích hoặc núi lửa. Chúng thường thành tạo gần các tầng đá trong khu vực chuyển tiếp trầm tích- núi lửa như trong trường hợp tại Homestake và Morro Velho. Một số mỏ như Lupin thành tạo gần rìa các bồn trầm tích lớn, không chứa nhiều các đá núi lửa mafic. Khoáng vật magnetit dạng dải chiếm chủ yếu trong các đá phiến lục, trong khi các khoáng vật silicate dạng dải chiếm ưu thế trong amphybolit (Kerswill, 1996) [150].

Tại quy mô địa phương, các mỏ vàng kiểu BIF thông thường được liên kết với bản lề các nếp uốn, các nếp lồi hoặc nếp lõm và nơi giao nhau của các đới trượt và đứt gãy. Do đó các mỏ này thường thành tạo tại vị trí ranh giới các tầng và các đường uốn song song với bản lề đứt gãy hoặc các đường giao cắt của các đới trượt với BIF. Trong các vành đá phiến lục, nhiều mỏ BIF chứa các tích tụ các thể cán và đai mạch dạng porphyry trung tính đến felsic.

d) Các mỏ vàng trong turbidit

Các mỏ vàng trong turbidit liên quan đến tạo núi (chủ yếu các đai đá phiến) thì khá phổ biến nhưng chỉ có 3 mỏ có trữ lượng >10 tấn Au, trong đó Bendigo và Natalka là mỏ quan trọng nhất. Các môi trường thành tạo của chúng quy mô từ khu vực đến địa phương và yếu tố khống chế đều được nghiên cứu bởi Bierlein (2000) [52]. Các ví dụ kinh điển cho các mỏ loại này bao gồm các mạch trượt lớn thẳng đứng trong bản lề của các nếp lồi được liên kết với các mạch lấp đầy đứt gãy trong các đới trượt nghịch và được mở rộng với các mạch mở rộng.

Các mỏ thuộc loại này thường thành tạo trong các dãy đá bùn xám phát triển dày, bị xâm nhập bởi các thể cán granit và thường nằm trong lân cận các ranh giới vỏ chính. Sự có mặt của nền đá móng đại dương bị hydrat hóa được xem là phù hợp cho sự phát triển tốt của các quá trình tạo quặng [53]. Ở quy mô địa phương các mỏ thường được liên kết điển hình với các bản lề nếp uốn, các nếp lồi nâng và các đứt gãy nghịch góc dốc cao [52]. Khu vực các mỏ thường ít xuất hiện các xâm nhập felsic trong khi các đai mạch lamprophyry có thể có.

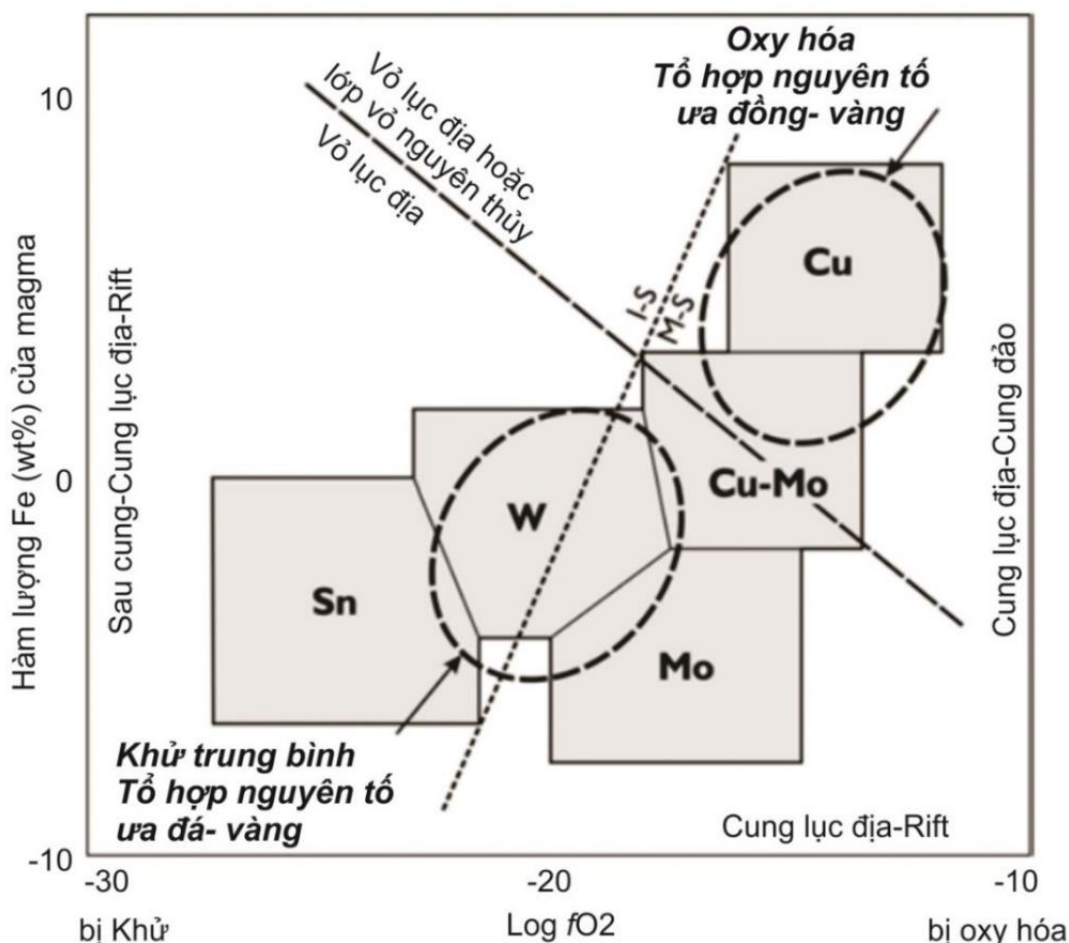
Sự quan trọng của các quá trình thăm dò là sự nhận ra các mạch quặng quy mô nhỏ tới hàng km tại các rìa biến đổi ankerit-siderit xung quanh các mỏ vàng trong turbidit ở tỉnh Central Victorian, Australia; cung cấp một lượng lớn các dấu hiệu thăm dò [54].

4.6.1.2. Các mỏ vàng liên quan đến xâm nhập magma khử

Từ cuối thập kỷ trước đã có thêm nhiều hiểu biết về các mỏ chứa vàng được liên kết với các xâm nhập khử mức trung bình. Thuật ngữ cho chuỗi các mỏ thuộc loại này phát triển một cách từ từ, với nhiều định nghĩa khác nhau của các tác giả khác nhau, gây ra nhiều nhầm lẫn cho việc phân loại mỏ. Các nghiên cứu ban đầu nhận ra sự phân biệt giữa các mỏ liên quan đến oxi hóa cao, kiểu I, các xâm nhập dãy magnetit; chúng thường được liên kết với các mỏ “porphyry” giàu vàng [161], [191]. Thompson and Newberry (2000) [267] định nghĩa các đặc điểm phân biệt chính của các mỏ này và đặt ra khái niệm liên quan các xâm nhập khử “reduced intrusion-related”. Mặc dù granitoid kết hợp với các mỏ này theo kiểu khử ở mức trung bình “moderately reduced” [41] và một số chúng bị oxi hóa yếu, chúng vẫn ít bị oxi hóa hơn các xâm nhập liên quan các mỏ porphyry giàu vàng hoặc chứa vàng [118]. Nhóm mỏ này phân biệt được rõ ràng với các nhóm mỏ liên quan xâm nhập bị oxi hóa trong các mức độ phân đoạn và trạng thái oxi hóa của các magma kiềm vôi đến kiềm đã liên kết và tập hợp các kim loại chính.

Các đặc điểm chính của các mỏ RIR gần đây được tóm tắt bởi Hart (2005) [118]. Sự tạo khoáng điển hình có hàm lượng sulphur thấp, với một tập hợp các khoáng vật quặng bị khử bao gồm arsenopyrit, pyrotin, pyrit; không có magnetit hoặc hematit. Tập hợp các kim loại kết hợp với vàng hàm lượng cao Bi, W, As, Mo, Te, có hoặc không có Sb; nhưng các kim loại cơ bản tích tụ thấp. Các mỏ cũng cho thấy sự biến đổi nhiệt dịch thường yếu và bị giới hạn.

Các mỏ RIR được liên kết cả không gian và thời gian với meta-aluminous, các xâm nhập kiềm vôi của các thành phần từ trung tính đến felsic, những thành phần mở rộng ranh giới giữa các loại ilmenit và magnetit. Một đặc điểm chính của mô hình là các mỏ được thành tạo có cùng tuổi với các liên kết với chúng, các xâm nhập gây lên. Với quy mô khu vực, các mỏ này được liên kết với khu vực magma chứa các mỏ W và Sn. Chúng cũng được thành tạo trong môi trường kiến tạo hoặc ranh giới các mảng hội tụ được nhận dạng.



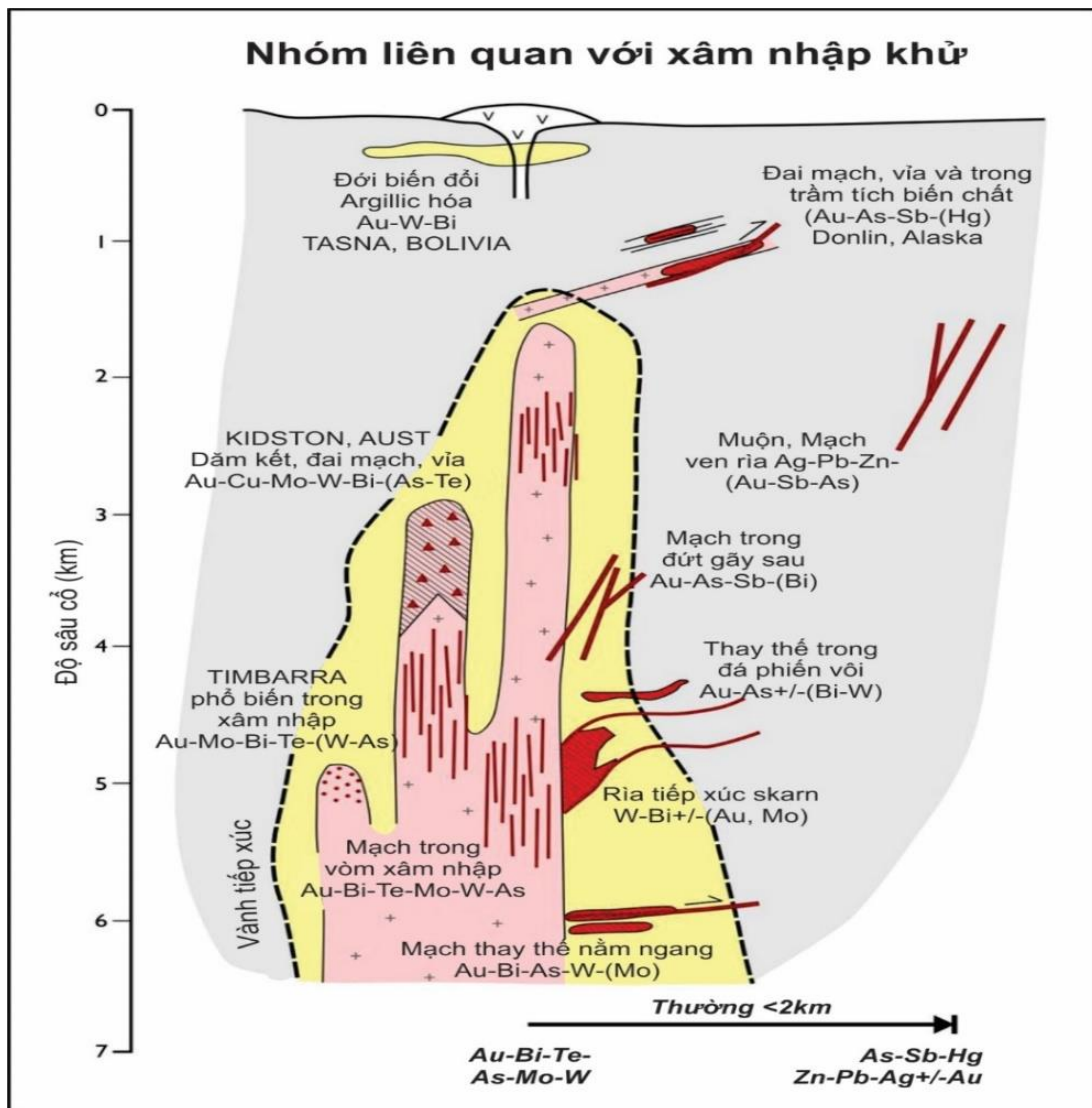
Hình 4.28: Biểu đồ tổng hợp xác định sự phân dị của sắt dưới tác động của oxy liên quan đến sự làm giàu nguyên tố kim loại khác nhau trong các hệ thống dung dịch nhiệt dịch nguồn magma. Quan hệ giữa loạt magma ilmenit (I-S) và magma magnetit (M-S) trong điều kiện kiến tạo khu vực chung [268].

Các mỏ thuộc nhóm RIR có thể được chia nhỏ thành 3 loại, dựa trên sự thay đổi tương đối của độ sâu hình thành và nguồn gốc các xâm nhập gây ra, tương tự như trong các hệ thống porphyry cung đảo ([161],[118]; Hình 4.29). Sự khác biệt giữa các mỏ trong nhóm OIR là được phản ánh trong các đới biến đổi, các kiểu tạo khoáng và liên kết kim loại. Các mỏ thuộc 2 loại đầu chủ yếu là liên quan đến các xâm nhập và được hình thành trong môi trường nhiệt dịch nhiệt độ thấp và nhiệt dịch nhiệt độ trung bình, được biết đến là các mỏ nhiệt dịch nông đến trung bình (Hình 4.29). Loại mỏ thứ 3 chủ yếu là các đá trầm tích cơ học và có liên kết yếu hơn với các xâm nhập khử, được gọi là các mỏ trong đá trầm tích liên quan đến các đá xâm nhập (Hình 4.29). Các mỏ này bao gồm các đới tạo khoáng vàng dạng mạch phân tán và mang nhiều đặc tính của mỏ RIR, các liên kết kim loại quý và mối quan hệ thời gian không gian với các xâm nhập khử trung bình

(moderately-reduced intrusions) [278], [289]. Loại mỏ này có ý nghĩa lớn trong điều tra quặng ẩn sâu bao gồm nhiều mỏ lớn như Muruntau [278], Kumtor [188], và Telfer [234]. Tuy nhiên vẫn có nhiều tranh luận về các mỏ thuộc nhóm liên quan đến hoạt động magam xâm nhập liên quan đến tạo núi [103].

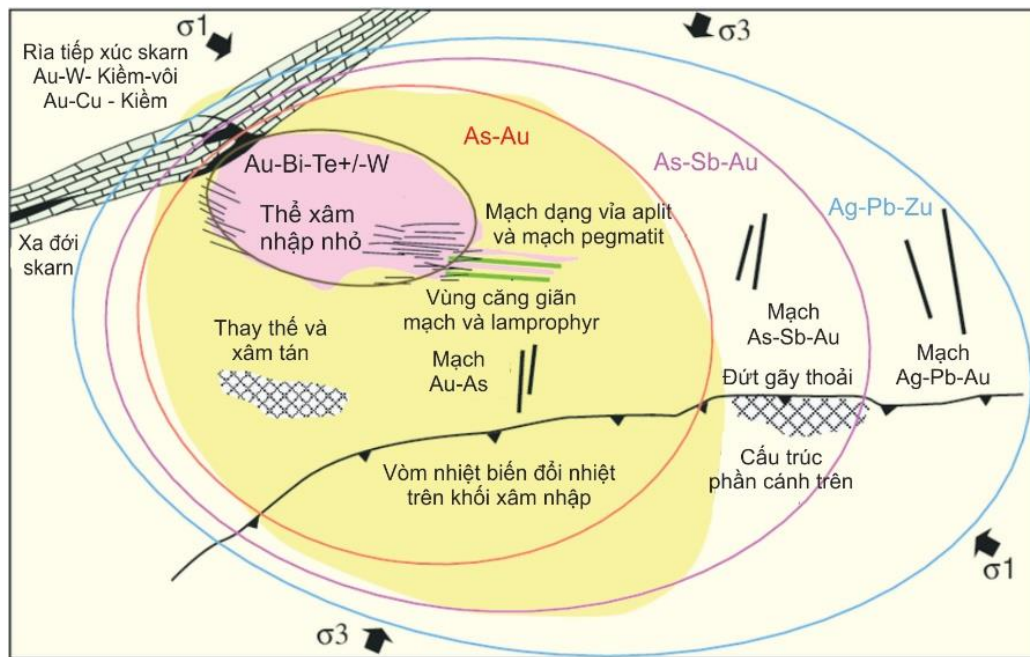
a. Các mỏ vàng trong đá xâm nhập độ sâu trung bình (Mesozonal intrusion)

Các mỏ vàng trong đá xâm nhập độ sâu trung bình (mesozonal intrusion-hosted) được nghiên cứu chi tiết tại Yukon và Alaska, mô hình cho chúng nhìn chung được nhiều nhà địa chất chấp nhận (Hình 4.31, Hart (2005) [118]). Các mỏ lớn nhất trong số chúng thường được đặc trưng bởi nhiều yếu tố như các mỏ dạng đai mạch có trữ lượng không lớn như Fort Knox (8 Moz) và Vasilkovskoe (12 Moz). Vàng trong các mỏ này thường bị nghiền nhỏ dễ dàng, không có khả năng chịu lửa và được quan hệ chặt chẽ với các khoáng vật nhóm bismuth [91]. Te và W cũng là 2 nguyên tố liên quan chặt chẽ. Các mỏ dạng đai mạch chứa thường có vị trí rìa đới mái của các thể cán granodiorit đến granit hạt đều nhỏ dạng kéo dài. Các xâm nhập này thường là metaluminous đến yếu peraluminous, kiềm vôi và á kiềm với trạng thái bị oxi hóa nằm cả hai phần ranh giới giữa loạt ilmenit và magnetit [161]. Hart (2005) [118] cho rằng các pha pluton có khả năng liên quan đến các dung dịch tạo khoáng nhiệt dịch với nhiều các đặc điểm sau: các cấu tạo dạng porphyr, sự có mặt của các đai mạch aplit và pegmatit, các mạch thạch anh và tourmalin, biến đổi greisen, các hốc miarolit và các cấu tạo đông đặc theo một hướng (unidirectional-solidification). Đáng lưu ý rằng những khu vực nơi các mỏ này chiếm ưu thế, các đá núi lửa cùng tuổi thì rất hiếm hoặc không có do độ sâu vị trí của chúng.



Hình 4.29: Sơ đồ mô tả mô hình các đới khoáng hóa cho các hệ thống quặng vàng liên quan đến xâm nhập với sự nhấn mạnh trên các hệ thống tại Yukon-Alaska nhưng bao gồm các sự biến đổi từ các khu vực hệ thống vàng liên quan đến các xâm nhập khác [161].

Các mỏ này không thường có những biến đổi nhiệt dịch mở rộng xung quanh chúng và thường bị hạn chế đến các vành biến đổi sericit-carbonat-feldspar hẹp trên các mạch thạch anh. Tuy nhiên với các mỏ ngoại biên, các biểu hiện và các đới sừng trong môi trường đới mesozonal có thể cho thấy một mô hình phân bố dự đoán. Mô hình này mở rộng một cách đáng kể các dấu hiệu tìm kiếm cho các mỏ loại này. Hầu hết các mỏ được tìm thấy bên ngoài các xâm nhập như skarn, manto hoặc các mạch polymetallic (đa kim) đều nhỏ (<3 Moz Au) với một vài trường hợp ngoại trừ (Pogo). Các mỏ có ý nghĩa của quá trình tạo khoáng phân tán (Timbara) và trên chủ yếu các đá dăm kết (Kidston) trong các vùng lân cận của các thể cán granitoid bị khử cũng được chú ý [161].



Hình 4.30: Mô hình tổng quát cho hệ thống vàng liên quan đến xâm nhập bị khử tại khu vực Tintina Gold. Chú ý rằng có nhiều kiểu tạo khoáng và biến đổi địa hóa rất khó dự đoán từ pluton trung tâm [118].

b. Các mỏ vàng trong đá xâm nhập nông (Epizonal intrusion-hosted gold deposit)

Các mỏ vàng trong đá xâm nhập nông như là Kori Kollo, Brewery Creek, và Creek, bao gồm các mạng mạch, sulphur bị phân tán hoặc sự tạo khoáng trong các phức hệ dyke-sill hoặc các vòm núi lửa. Các xâm nhập chính có đặc điểm tương tự như đã được miêu tả với các mỏ mesozonal nhưng có vị trí nông hơn với các tầng chứng như các khối aphanitic trong các xâm nhập dyke-sill porphyr. Donlin Creek là mỏ lớn nhất trong nhóm mỏ này và được mô tả bởi Baker (2002) [40] và Goldfarb et al. (2004) [102] được hình thành ở độ sâu <2km. Các mỏ loại này có thể cho thấy các đặc điểm của các cấu tạo dạng mạch mức độ nông như có nhiều lỗ hổng quartz-lined, các cấu trúc dạng dải, dải lấp đầy, cockade và bladed [102]. Trong khu vực các mỏ thường có mặt các đá núi lửa có tuổi tương đương .

Các biến đổi nhiệt dịch liên kết với các mỏ vàng trong đá xâm nhập nông thường có thành phần của các biến đổi sét, có hoặc không các vành biến đổi quy mô mạch của các khoáng vật carbonat và sericit [40]. Các mỏ này thường đặc trưng bởi vàng chịu lửa và sự kết hợp với Sb và Hg ngược lại với các phản ứng của chúng trong mesozonal.

4.6.1.3. Các mỏ vàng trong đá trầm tích quan hệ với các thể xâm nhập (Sediment-hosted intrusion-related gold deposit)

Một số tác giả liên kết các xâm nhập khử cả về không gian và thời gian với các mỏ vàng trong đá trầm tích lớn quy mô lớn như Muruntau, Kumtor và Telfer cũng như một số mỏ nhỏ hơn khác [103]. Các mỏ này có sự cộng sinh khoáng vật nhiều giai đoạn phức tạp, với ít nhất một giai đoạn gồm có các mạch phân tán hoặc các đới chứa mạch nhỏ và liên kết với dãy các kim loại thích hợp với các mỏ vàng trong xâm nhập khử độ sâu trung bình.

Biến đổi nhiệt dịch trong các mỏ loại này thường có thành phần quan trọng của sự biến đổi feldspar. Các hiện tượng sericit hóa, carbonat hóa và biotit hóa cũng được quan tâm và có thể mở rộng xung quanh quặng với khoảng cách nhất định. Muruntau là mỏ lớn nhất trong nhóm này (> 200 Moz Au) và giai đoạn chính của sự tạo khoáng vàng là giai đoạn các mạch thạch anh-feldspar được liên kết với As, W, Sb, Bi, và Mo [278]. Nó nằm trong các đới tiếp xúc nhiệt trên vùng mái của các xâm nhập chôn vùi có sự tạo khoáng đồng thời. Mao et al. (2004) [188] xác lập có sự tạo khoáng tại Kumtor trong các đới giống như tại Muruntau, trong khu vực các granit sau va chạm có cùng độ tuổi.

Các granit sau va chạm trong khu vực Muruntau-Kumtor chứa Sn-Be, REE-Nb-Ta-Zr, U và các mỏ W thuộc loại biến đổi skarn và greisen [188]. Sự liên kết kim loại biểu lộ với một xâm nhập khử được liên kết. Các mỏ này có yếu tố không chế cấu trúc quan trọng và thông thường có vị trí nhân các nếp lồi bị xuyên cắt bởi các đứt gãy góc dốc cao. Theo Wall et al. (2004) [278] sự có mặt của các tầng đá chắn có thể quan trọng với sự hình thành Muruntau và các mỏ khác trong nhóm mỏ này.

4.6.1.4. Các mỏ vàng nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp (*Epithermal GOLD deposits*)

Các mỏ vàng nhiệt dịch nhiệt độ thấp được định nghĩa đầu tiên bởi Lindgren (1922) [179], là các mỏ chứa kim loại cơ bản và kim loại quý hình thành ở độ sâu nông và nhiệt độ thấp. Định nghĩa được chấp nhận gần đây, không quá chặt chẽ bao gồm các mỏ kim loại quý hoặc cơ bản hình thành ở độ sâu <1.5 km và nhiệt độ <300°C trong môi trường gần mặt đất trong các cung núi lửa, tại rìa va chạm giữa các mảng và trong các trũng sau va chạm và cung mực địa cũng như trong môi trường căng giãn sau va chạm. Các hệ thống nhiệt dịch nhiệt độ thấp có thể chia thành các loại cao, trung bình và thấp sulphur dựa trên các biến đổi trong tổ hợp khoáng vật sulphur dưới sâu [257]. Hầu hết các mỏ vàng nhiệt dịch nhiệt độ

thấp có tuổi Cenozoic nhưng vẫn tồn tại một số mỏ có tuổi lớn hơn, mặc dù không có mỏ lớn nào có tuổi lớn hơn Creta.

a) Các mỏ vàng nhiệt dịch nồng nhiệt độ thấp cao sulphur (HS) và trung bình sulphur (IS)

Các hệ thống vàng cao sulphur (HS) được phân bố rộng rãi trong các cung núi lửa trên thế giới. Các ví dụ về cấu trúc, yếu tố khống chế mỏ như mỏ El Indio là các đá núi lửa nông hoặc ví dụ về dăm kết bị khống chế như các mỏ Yanacocha, Pierina, và Pueblo Viejo (Hình 4.31; Sillitoe (1999) [268]). Ở quy mô khu vực, các hệ thống mỏ HS nằm trong các cung núi lửa kiềm vôi, chiếm ưu thế là các đá andezit. Chúng hình thành trong phần trên của các hệ thống mỏ porphyr Cu (Au, Mo), tuy nhiên sự tạo khoáng không có nhiều giá trị kinh tế. Các mỏ HS lớn ở phía Bắc Peru và vùng trung tâm Andes thuộc Argentina và Chile thì tất cả có tuổi Mid-, Upper- Miocene và được suy đoán hình thành trên đới hút chìm tương đối phẳng và trùng thời điểm với quá trình nén ép và co rút của lớp vỏ trên. Các mỏ HS lớn thành tạo tại các vị trí là giao điểm của các cung với các cấu trúc cung nằm ngang quy mô vỏ.

Ở quy mô địa phương, các hệ thống mỏ HS lớn được liên kết với các đá núi lửa hoặc các đá á núi lửa felsic, thường nằm trong trung tâm magma nên chịu ảnh hưởng lâu dài của các hoạt động magma. Chúng có thể có thành phần chủ yếu là các đá núi lửa như tại Yanacocha và Pierina hoặc đá móng như tại Veladero, Pascua- Lama, và Alto Chicama- trường hợp hoạt động nâng được điều khiển bởi lực nén ép. Các mỏ HS nằm trong các đới biến đổi lớn của các biến đổi argillit, hình thành thông qua sự trộn lẫn hơi nước nguồn magma chứa axit và nước dưới đất nằm trên các xâm nhập tạo khoáng dạng porphyr [122]. Các đới biến đổi argillit điển hình cho thấy các vùng đặc trưng từ các đá silicat dạng lỗ rỗng thông qua các tổ hợp argillit bao gồm alunite, pyrophyllit, dickit và kaolinit đến các biến đổi argillit lân cận. Vùng biến đổi silicat trung tâm là nơi chính tạo quặng. Các đá gốc có thể sản sinh nhiều biến đổi từ tập hợp các biến đổi điển hình và các mô hình phân đới.

Khoáng hóa trong mỏ HS bao gồm các tập hợp sunfur giàu pyrit chứa các khoáng vật ở trạng thái sunfur hóa cao như enargit, luzonit và covellit. Khoáng hóa xảy ra sau sự hình thành các đá sét kết trình độ cao đã được mô tả ở trên. Dung dịch khoáng hóa có nồng độ axit thấp hơn dung dịch tạo ra vùng biến đổi sét kết trình độ cao [38], [140]. Sự dao động từ enargit đến tetrahedrit-tennantit là

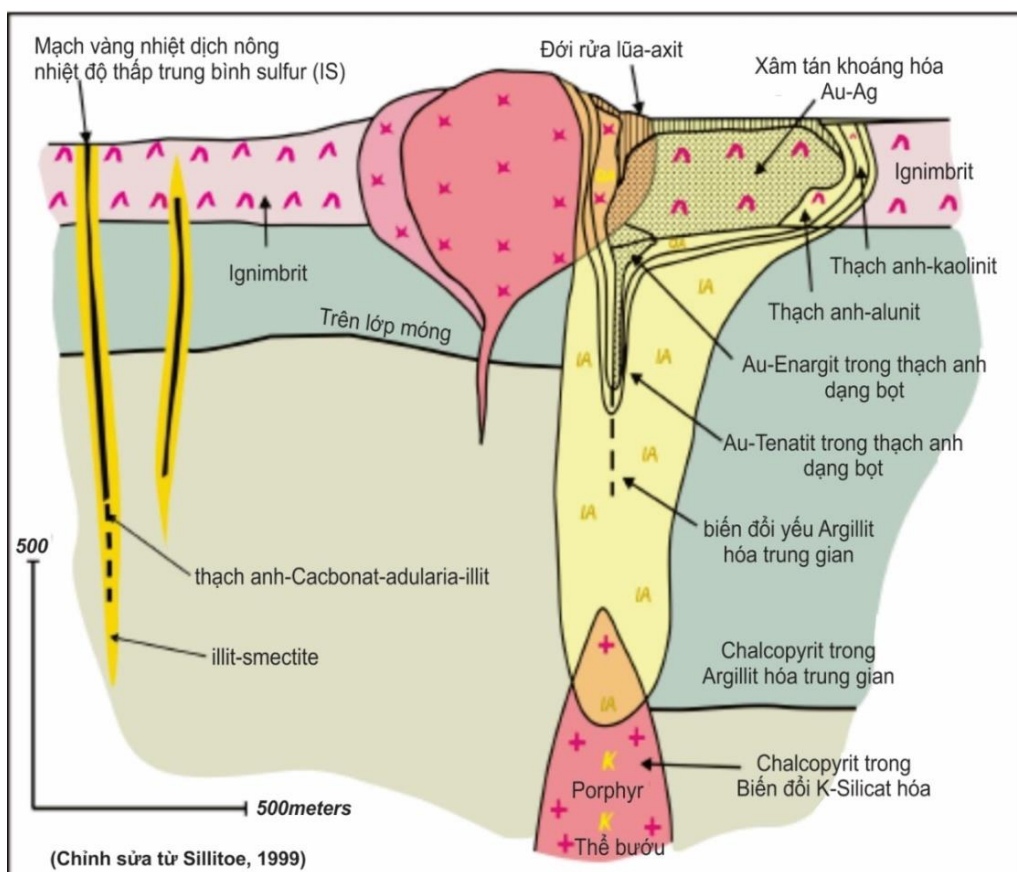
đặc tính phổ biến trong sự phát triển các mỏ HS và mang đến sự thay đổi về trạng thái sulphur hóa và pH cho dung dịch khoáng hóa trong suốt thời gian tồn tại của hệ thống nhiệt dịch [257]. Lượng ít vàng có thể xuất hiện cùng với sự thành tạo enargit sớm, nhưng chủ yếu lượng vàng được mang tới cùng những giai đoạn khoáng hóa sphalerit sắt nghèo tennantit-tetrahedrit [85].

Những hệ thống khổng lồ chứa sự khoáng hóa Ag, Au diện rộng thường ở trong các thân quặng hình nấm với rãnh cấu trúc hẹp (Hình 4.31). Những so sánh về tính thấm giữa các đá chứa nước và đá thấm nước có thể có ảnh hưởng quan trọng tới sự phân bố vàng. Thêm vào đó, dăm kết thường rất dồi dào và có thể dẫn quặng trong vài hệ thống. Dăm kết nguồn gốc do hoạt động magma tồn tại trong tất cả các mỏ HS lớn đánh dấu mối liên hệ có tính di truyền với một khối xâm nhập sâu. Sự khoáng hóa có thể xảy ra qua các khoảng cách thẳng đứng 100m dưới bề mặt bóc mòn cổ, từ sự thay đổi phổ biến Au-Ag ngay dưới mặt nhiệt hơi, đến Au-enargit bị kiểm soát cấu trúc dưới sâu. Oxi hóa thứ sinh, thường ở các đá thấm nước biến đổi silicit có độ sâu đáng kể, thành tạo oxid vàng nhờ sự lọc xianua.

Các hệ thống vàng sulphur hóa trung bình (IS) xuất hiện chính trong các loạt có thành phần nối tiếp từ andesit đến dacit nằm trong các cung núi lửa kiềm vôi. Những mỏ Au kiểu IS được tìm thấy tại các cung magma nén ép cũng như các cung magma mở rộng. Vài hệ thống IS giàu vàng có sự liên hệ không gian với các hệ thống porphyr (ví dụ: Rosia Montana, Baguio) trong khi những cái khác tiếp giáp các hệ HS đồng lưã (Victoria, Chiufen-Wutanshan). Thêm vào đó, vài mỏ IS giàu vàng lớn hơn có liên quan tới các ống nổ quan hệ chặt chẽ với magma.

Trong phạm vi mỏ, khoáng hóa xảy ra tại các mạch, các vùng phân cách và dăm kết. Các mạch thạch anh, mangan cacbonat và adularia điển hình dẫn tới sự hình thành khoáng hóa vàng. Vàng có mặt như kim loại chính và tạo hợp chất tellurid ở cạnh một lượng lớn các sulphur kim loại cơ bản và sulfo muối. Sphalerit nghèo sắt, tetrahedrit-tennantit và galenit thường chiếm ưu trong tổ hợp này. Các mạch IS chứa Au có thể thể hiện kết cấu dạng dải lấp đầy điển hình. Các đá thấm nước trong chuỗi chủ có thể dẫn tới sự phát triển của lượng lớn các khoáng hóa vùng phân cách cấp thấp.

Các khoáng vật thay thế trong các mỏ vàng kiểu IS được khoan vùng từ thạch anh, cacbonat, adularia, illit đến sự khoáng hóa illit-smectit đến thay benđôi propylit [259]. Dăm kết có thể phổ biến và có thể thể hiện bằng chứng cho việc lặp lại quá trình dăm kết hóa.



Hình 4.31: Mô hình tổng quát của hệ thống tạo khoáng nhiệt dịch nóng nhiệt độ thấp cao sulphur phần vòm của các mỏ porphy Cu-Au (Theo Sillitoe, 1999)[268].

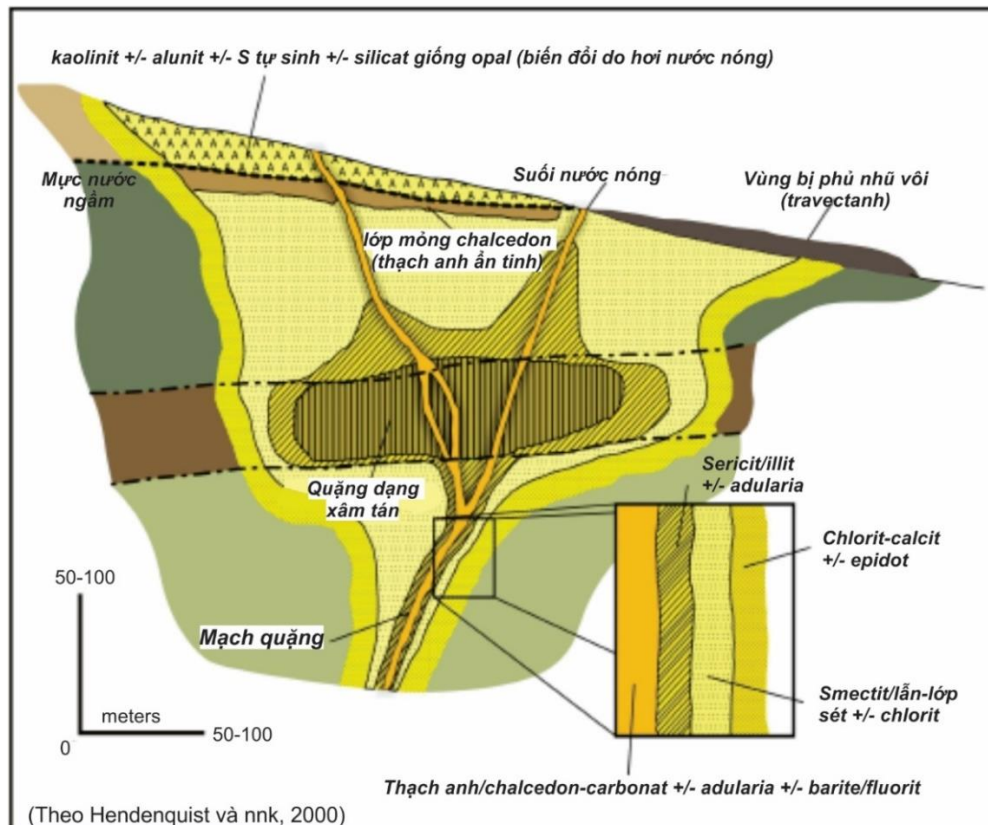
b) Các mỏ nhiệt dịch nóng nhiệt độ thấp sulphur (Low sulfidation deposits - LS)

Các mỏ vàng sulphur hóa thấp của các phụ nhóm kiềm và á kiềm được mô tả cùng nhau. Các tính chất khác biệt của mỏ LS kiềm ít phổ biến có thể được nhấn mạnh nếu cần thiết. Hầu hết các mỏ vàng LS được tìm thấy trong cung nội mảng hoặc bồn sau cung liên quan đến các cung lục địa hoặc cung đảo với hoạt động núi lửa kiểu bimodal. Các đứt gãy có thể hình thành trong hoặc sau va chạm hoặc trong giai đoạn va chạm chính. Thêm vào đó, một số mỏ LS được tìm thấy trong cung núi lửa andesit-dacit-rhyolit [257]. Sự lắng đọng các tập hợp khoáng vật kiềm trong các mỏ LS đặc biệt liên quan tới đới magma kiềm, nhưng có sự liên kết khá chặt chẽ với hoạt động magma kiềm vôi trong hệ thống [142].

Trong phạm vi mỏ, mỏ vàng LS thường nằm trong các vật liệu núi lửa điển hình, nhưng cũng có thể được nằm trong các lớp đá phía dưới của chúng. Sự phát triển các mạch quặng trong các lớp dưới không phản ánh việc nâng cao đồng bộ khoáng vật, vì đó là trường hợp của hệ thống HS và IS, mà là giao điểm của hệ thống nhiệt dịch với hệ thống đá chủ phía dưới lưu biến thuận lợi hơn. Các thể

tường mafic đồng tạo khoáng phổ biến trong các mỏ này [257]. Cả mỏ được mở rộng trình độ thấp và mỏ bị khống chế bởi các cấu trúc bậc cao như Round Mountain và Hishikari. Các mỏ LS kiềm vôi bị hạn chế liên tục theo chiều dọc, thông thường <300m, trong khi các mỏ LS kiềm như Porgera và Cripple Creek có thể tồn tại xuống sâu hơn 1km theo chiều thẳng đứng. Khoáng vật trong các hệ thống LS á kiềm thường giàu bạc (tỷ lệ Au: Ag <1) và nghèo hợp chất kim loại cơ bản, vàng có liên quan tới pyrit - sphalerit giàu sắt ± pyrotin ± arsenopyrit. Ngược lại, khoáng hóa trong mỏ LS kiềm phổ biến chứa lượng lớn khoáng vật tellurid, có tỷ lệ Au: Ag cao, và ít các thân thạch anh lớn [142].

Sự biến đổi các các tổ hợp công sinh khoáng vật trong hệ thống LS cho thấy sự phân vùng từ thạch anh-chalcedon-adularia trong các mạch khoáng vật, thường hiển thị ở dạng dải hoặc đĩa phẳng, kết cấu mạng thạch anh chỉ thị sôi; xuyên qua illit-pyrit đến các tập hợp biến đổi propylit (Hình 4.32). Sự phân đới theo chiều thẳng đứng ở các khoáng vật sét từ các tập hợp kaolinit-smectit nông, nhiệt độ thấp tới illit ở sâu hơn, nhiệt độ cao hơn cũng đã được mô tả [259]. Như với hệ thống HS và IS, thành phần đá chủ sẽ gây nên sự biến đổi phong phú trong phân đới khoáng vật ở hệ thống LS. Sự thay thế các tập hợp trong mỏ LS kiềm thường gồm roscoelit, mica trắng giàu V, và rất nhiều khoáng vật cacbonat [142].



Hình 4.32: Mặt cắt tổng quát làm rõ các kiểu biến đổi, tính phân đới và khoáng hóa liên quan trong hệ thống tạo quặng thấp sulphur [123].

4.6.1.4. Các mỏ vàng kiểu Carlin

Từ Carlin-type (CT) được sử dụng lần đầu để mô tả một loại mỏ vàng chủ yếu trong đá trầm tích ở trung tâm Nevada tiếp sau sự khám phá ra mỏ Carlin năm 1961. Khoáng vật quặng của mỏ kiểu Carlin bao gồm quặng vàng phân bố trong đá vôi và cuội vôi có hàm lượng canxi giảm, silic tăng, nó đặc trưng bởi tỷ lệ As, Sb, Hg, Tl, Au: Ag cao trên 1, và rất ít kim loại [130], [200]. Giai đoạn quặng hóa chính gồm vàng trong vành lưới arsenopyrit hoặc trong lõi pyrit tiền tạo khoáng, và pyrit vàng đen phổ biến, và nó thường được nhấn mạnh bởi phần cuối giai đoạn quặng, orpiment và stibnit trong các vết nứt, các mạch nhỏ và lỗ hổng [72], [130]. Mỏ kiểu Carlin lớn nhất và quan trọng nhất được biết hiện giờ nằm tại trung tâm Nevada. Những tiến bộ đáng kể so với thập kỷ trước đã được tạo ra với việc hiểu về tuổi, cơ chế địa chất thành tạo và cấu trúc khổng chế chúng.

Ở quy mô khu vực, loại hình mỏ này phát sinh trong một dải các đá turbidit cacbonat tuổi Paleozoi và các mảnh vụn chảy trong rìa thụ động lục địa Bắc Mỹ. Những đá cacbonat mặt dốc trên tạo thành một mặt phẳng thấp hơn các đá silicilasic nước sâu đã liên tục bị lấp đầy từ phía tây suốt kỉ Paleozoi qua các sự kiện kiến tạo Creta tạo nên sự phát triển cấu trúc góc thấp và nếp mở. Khu vực bị phủ bởi các quá trình magma từ Jura qua Miocen liên quan đến các đới hút chìm nông phía đông, và được phân tích bởi hàng loạt các đứt gãy hướng bắc góc dốc lớn chứa phần mở rộng Cenozoi [130].

Các mỏ kiểu Carlin và những khu vực chúng tập hợp được phân bố xác định rõ ràng, xu hướng hẹp (Hình 4.33) hiện tại được biết đến như đại diện cho các đứt gãy sâu mở rộng vào lớp phủ phía trên. Xu hướng chính là xiên về biên giới rìa lục địa thụ động Paleozoi sớm và có thể đại diện các cấu trúc vỏ sâu liên quan tới sự chia cắt lục địa Neoproterozoic [271].

Tuổi tuyệt đối của các khoáng vật liên quan tới khoáng sản và các vấn đề liên quan được nghiên cứu chi tiết tại mỏ Getchell lớn, Twin Creeks và Goldstrike cho thấy sự khoáng hóa vàng được lắng đọng trong một thời gian ngắn khoảng giữa 40 đến 36 Ma, tại thời điểm chuyển đổi từ kiến trúc ép sang kiến trúc căng dẫn tại trung tâm Nevada [37], [72], [220]. Các nghiên cứu gần đây sử dụng phương pháp định tuổi nhiệt phân hạch apatit đã có thêm dẫn chứng bằng tài liệu về một trường nhiệt quy mô khu vực tại xấp xỉ 40 Ma trên phía Bắc hướng Carlin, đại diện cho dấu hiệu nhiệt của hệ thống khoáng hóa [127].

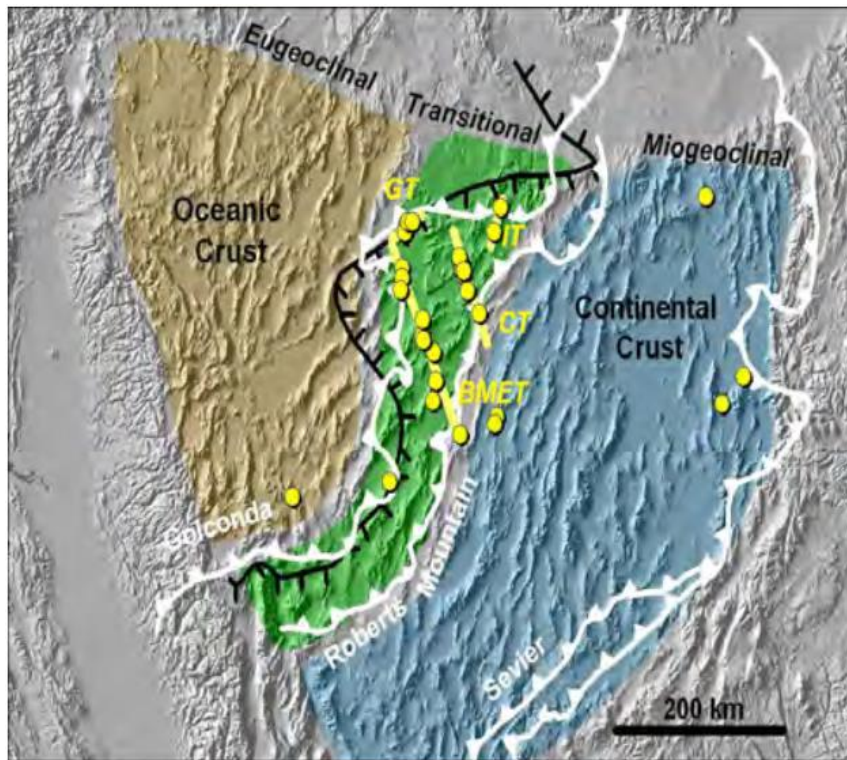
Những mỏ lớn nhất, Getchell, Cortez và Goldstrike, có quan hệ không gian với các thân magma xâm nhập tiền khoáng Mesozoic được coi là đã hoạt động

như các trụ cấu trúc trong suốt các quá trình kiến tạo kế tiếp, dẫn tới tăng cường sự phá vỡ và đứt gãy, và tăng tính thấm của đá trầm tích cho dung dịch khoáng hóa sau. Ở các khu vực này, những đứt gãy sâu góc rộng bình thường là nguồn kiểm soát quá trình tạo khoáng quan trọng, đặc biệt chúng thể hiện những đứt gãy chạy ngầm được kích hoạt lại trong quá trình nghịch đảo lưu vực [200]. Sự hiện diện của các tấm đẩy đá vụn cơ học cũng được cho là quan trọng như các bể chứa quy mô khu vực, cái thúc đẩy sự phân tán của dung dịch khoáng hóa vào trong đá chủ. Ứng dụng gần đây của chuỗi địa tầng cacbonat cho Great Basin cho thấy đá chủ ở hầu hết các khu vực xuất hiện tại biên giới tầng thấp thứ 3 trong môi trường cacbonat mặt dốc [73]. Trong suốt chu kỳ tầng thấp (mực nước biển thấp), môi trường cacbonat nghiêng trở nên không ổn định và các chuỗi turbidit thô cùng các dòng mảnh vụn thành tạo nên các lớp địa tầng cacbonat cho mở rộng khoáng hóa CT.

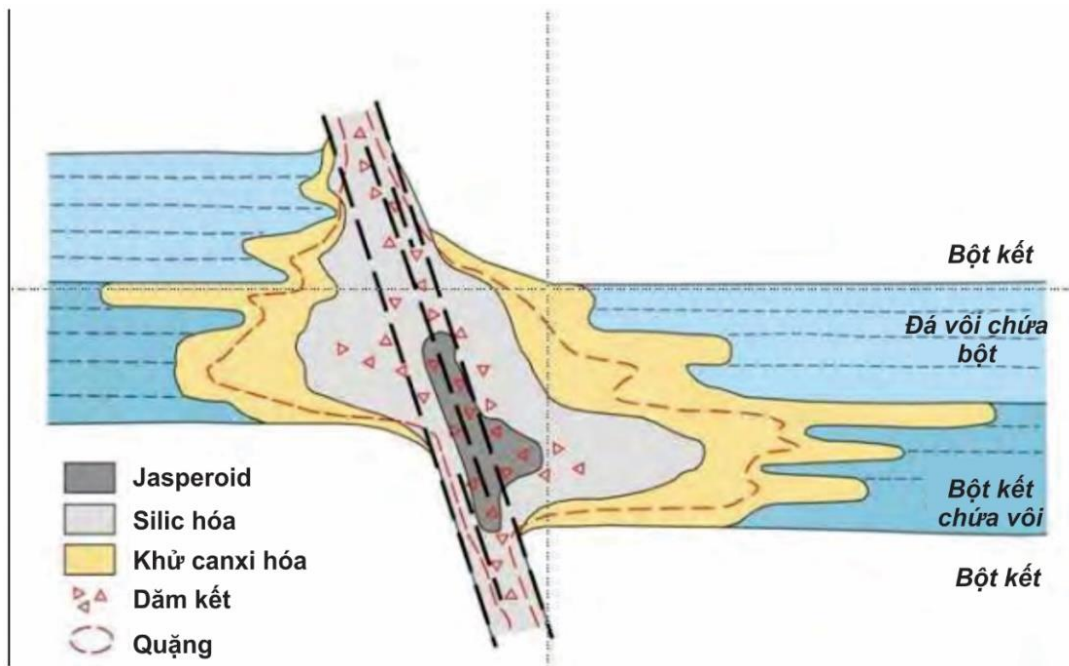
Sự tái cấu trúc cổ địa lý của bề mặt bóc mòn Eocene dọc theo Carlin Trend được thành lập tại độ sâu thành tạo của mỏ CT- từ 1 đến 3km [127]. Độ sâu thành tạo nông của mỏ kiểu Carlin cũng liên quan đến kiến trúc hypabyssal và các ranh giới thủy tinh quan sát được tại các thành tạo Eocene, nơi có sự khoáng hóa vượt mức tại Deep Star và mỏ Dee thuộc Carlin Trend [124], [220].

Đa số mỏ đều bao gồm các liên kết địa tầng mang tính cấu trúc khổng chế khoáng hóa được thay đổi phổ biến, cụ thể trong các lớp đá vôi hay trong các thân dăm kết silic-sunfur góc rộng bị khổng chế bởi các đứt gãy (Hình 4.34; Hofstra and Cline (2000) [130]). Cấu trúc nếp và sự hiện diện của các tầng chắn như sét bột rất thuận lợi cho sự phát triển của khoáng hóa loại thay thế [200]. Các mỏ khác có thể bao gồm khoáng hóa bị kiểm soát phân đoạn trong các mặt vỡ của cấu trúc chính, hoặc sự khoáng hóa phổ biến trong đá magma xâm nhập felsic và mafic.

Những thay thế liên quan bao gồm giảm canxi trên diện rộng trong đá chủ và sự silic hóa đa tầng gần đó (Hình 4.34). Việc giảm canxi mạnh dẫn tới sự phá hủy quy mô lớn và sự phát triển các vết nứt, cái có thể tạo nên vị trí thuận lợi cho quá trình tạo hóa. Sự phân đới khoáng vật thay thế bao gồm illit + kaolinit+dickit và smectit trong vùng giảm canxi với kaolinit cuối và bột silic + zeolit trong đứt gãy thuộc vùng silic hóa [158].



Hình 4.33: Sơ đồ kiến tạo vùng trung tâm Nevada và vị trí của các mỏ vàng kiểu Carlin



Hình 4.34: Sơ đồ tổng quát làm rõ cấu trúc điều kiện địa tầng và quặng hóa của mỏ vàng kiểu Carlin

Khoáng vật vàng nguyên sinh tại mỏ kiểu Carlin chịu nhiệt nhưng thích hợp khai thác cho công nghệ tách chiết và nung. Tuy nhiên, sự oxi hóa sâu, được cho là trội hơn mặc dù nó thành tạo những hình dạng không đồng đều và thỉnh thoảng xuất hiện các vùng cacbon/sunfur, tạo ra rất nhiều quặng cacbonat và sunfat tuân theo quy tắc lọc cyanua thông thường.

4.6.2. Tiền đề, dấu hiệu các mỏ vàng nội sinh các mỏ vàng nội sinh ẩn sâu

Dựa trên đặc trưng của các kiểu mỏ sắt trình bày trên, tổng hợp các tài liệu trong và ngoài nước, tập thể tác giả đưa ra tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng vàng nội sinh ẩn sâu như sau:

Bảng 4.7: Các tiền đề, dấu hiệu tìm kiếm quặng vàng nội sinh ẩn sâu

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm
Mỏ vàng trong đá lục không điển hình	<ul style="list-style-type: none"> - Đại đá phiến lục liên quan đến hoạt động núi lửa hoặc trầm tích chiếm ưu thế - Các đới trượt quy mô lớn trong vỏ - Các tầng đá cuội kết quy mô khu vực - Các đới trượt bị uốn cong và nhiều điểm giao cắt - Các tầng đá trầm tích, trầm tích - phun trào giàu Fe - Các khu vực tập chung các hoạt động magma xâm nhập kiểu felsic porphyr 	<ul style="list-style-type: none"> - Các đới biến đổi carbonat, với các khoáng vật gốc sericit-pyrit - Sự tập trung các mạch vàng hoặc các đới sulfide ẩn - Các biểu hiện Au, Ag, As, W (Au>Ag)
Các mỏ BIF	<ul style="list-style-type: none"> - Các đại đá lục nguồn trầm tích hoặc đá núi lửa chiếm chủ đạo giàu Fe bị uốn nếp và biến chất - Các đới bản lề nếp uốn khu vực - Các thành tạo quặng sắt Fe hình thành tại giao điểm các đứt gãy hoặc các đới trượt. 	<ul style="list-style-type: none"> - Các thành tạo Fe sulphur - Các đới biến đổi chlorit-carbonat hoặc amphibol - Dị thường Au>Ag, As
Các mỏ vàng trong turbidit	<ul style="list-style-type: none"> - Các địa tầng chứa turbidit bị uốn nếp và các hoạt động xâm nhập granitoid - Các đứt gãy quy mô vỏ và các đới biến chất đến tương đá phiến lục - Đỉnh vòm của các nếp lồi khu vực - Đứt gãy nghịch góc dốc lớn - Các cấu tạo giao cắt quy mô khu vực 	<ul style="list-style-type: none"> - Các biến đổi carbonat Fe-Mg - Sự tập trung các mạch thạch anh chứa Au - Hàm lượng Au>Ag, As
Các mỏ vàng trong đá xâm nhập độ sâu trung bình	<ul style="list-style-type: none"> + Các chuỗi đá vụn silic bị khử - Các đại magma xâm nhập khử mức độ trung bình - Các vành địa hóa W-Sn+/-Mo - Các thể cán và thể nền granodiorit-granit khử mức độ trung bình, hạt đều, nhiều pha. 	<ul style="list-style-type: none"> - Các biến đổi feldspar kali sớm và sericit-carbonat muộn. - Sự biểu hiện của các mạch, mạng mạch quặng nhỏ - Dấu hiệu địa hóa Au>Ag, Bi, As, W, Mo - Tương quan Au :Bi
Các mỏ vàng trong	<ul style="list-style-type: none"> - Các chuỗi đá vụn silic bị khử 	<ul style="list-style-type: none"> - Sét có nhiều nơi và các mạch nhỏ rìa đới biến đổi sericit-pyrit

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm
đá xâm nhập nông	<ul style="list-style-type: none"> - Các khối magma xâm nhập khử mức độ vừa phải - Các liên kết thông thường W-Sn+/-Mo hoặc Sb - Đặc điểm khử chung của các đá mạch, các thể tường, thể vòm và các cấu trúc đứt gãy không chế các khối xâm nhập. 	<ul style="list-style-type: none"> - Sự biểu hiện tập trung của các mạch, mạng mạch quặng nhỏ - Dấu hiệu: Au>Ag, As, Sb +/-Hg
Các mỏ vàng trong đá trầm tích quan hệ với các thể xâm nhập	<ul style="list-style-type: none"> - Các chuỗi đá vụn silic bị khử, bị không chế bởi hoạt động đứt gãy và uốn nếp khu vực. - Các khối magma xâm nhập mức khử trung bình có thành phần là granitoid được liên kết về không gian và thời gian. 	<ul style="list-style-type: none"> - Các biến đổi feldspar K sớm và sericit-carbonat muộn hơn. - Các khu vực tập trung các mạch nhỏ, mạng mạch. - Dấu hiệu địa hóa Au>Ag, Bi, As, W, Mo
Mỏ vàng nhiệt dịch nâng nhiệt độ thấp cao sulphur	<ul style="list-style-type: none"> - Các cung magma kiềm vôi đến kiềm, phát triển các hoạt động phun trào andesit đến dacit. - Các đứt gãy song song trên cung cung quy mô khu vực có biểu hiện trượt bằng, căng dẫn tạo các bồn kéo toạc. - Các lớp phủ thành phần núi lửa; các phức hệ vòm, miệng núi lửa; các cấu trúc giao cắt, dạng cung nằm ngang; diatreme, dăm kết nhiệt dịch. 	<ul style="list-style-type: none"> - Các biến đổi argilic. - Các biến đổi silicat. - Dấu hiệu địa hóa: Au-Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg.
Mỏ vàng nhiệt dịch nâng nhiệt độ thấp thấp sulphur	<ul style="list-style-type: none"> - Môi trường tác giã liên quan đến cung đảo và rift nội mảng - Các đai magma kiềm; các đứt gãy khu vực - Hoạt động xâm nhập-phun trào giữa cung đên cung sau, các hệ núi lửa gần mặt đất bimodal - Các phức hệ xâm nhập kiềm; các đứt gãy khu vực giao cắt với xâm nhập trung tâm hoặc các miệng núi lửa; các đới dăm kết núi lửa; các đứt gãy trượt bằng, căng dẫn; giao điểm các cấu trúc; các vòm rhyolit. 	<p>Đối với mỏ liên quan đến đá kiềm:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Biến đổi carbonat trên diện rộng; biến đổi trong sericit-feldspar kali. - Các biểu hiện tích tụ Au - Dấu hiệu địa hóa: Au>Ag, Te, V, Pb, Zn <p>Đối với mỏ liên quan đến magma kiềm vôi:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Các biến đổi propylitic đến argillic, thành phần cơ học bên trong sericit/illit-adularia - Sự tích tụ các mạch dạng dải loại LS - Dấu hiệu địa hóa: Au<Ag, Zn, Pb, Cu, As, Hg
Mỏ vàng kiểu Carlin	<ul style="list-style-type: none"> - Các tầng miogeoclinal bị uốn nếp và đứt đứt gãy 	<ul style="list-style-type: none"> - Quá trình silicat hóa (jasperoids) dọc theo các đơn vị địa tầng hoặc đứt gãy hoạt động

Loại hình mỏ	Tiền đề tìm kiếm	Dấu hiệu tìm kiếm
	<ul style="list-style-type: none"> - Các tầng thạch học (carbonat chứa vật chất hữu cơ) có mặt dốc; các khu vực có felsic - Các khu vực tập trung đá vôi xám; các đá mũi chỏm ít thâm thấu - Các khu vực phát triển cấu trúc nếp lồi; nhiều đứt gãy góc dốc lớn bao gồm đứt gãy phân nhánh sâu; phát triển các đai mạch, các thể cán có thành phần felsic 	<ul style="list-style-type: none"> - Sự phân hủy của các loại dăm kết. - Các biểu hiện của các khoáng vật As, Sb and Hg. - Dấu hiệu địa hóa Au>Ag, As, Sb, Tl, Hg.

Trên cơ sở kết quả tổng hợp, phân tích hiện trạng công tác điều tra khoáng sản tại Việt Nam trong những năm vừa qua thấy rằng: Quặng hóa Au nội sinh phân bố rộng khắp trong các đới cấu trúc trên lãnh thổ Việt Nam, tuy nhiên có triển vọng hơn cả là các loại hình mỏ vàng nhiệt dịch nông nhiệt độ thấp - porphyr vùng liên quan đến hoạt động magma kiềm cao kali tuổi Kanozoi phân bố ở rìa phía đông bắc đới Sông Đà, các mỏ vàng tạo núi và liên quan đến hoạt động xâm nhập tuổi Trias địa khu Nam Ngãi; các loại hình mỏ Au đi theo các đới trượt trong các cấu trúc uốn nếp khu vực vùng Đông Bắc Việt Nam; các mỏ vàng liên quan đến các đá phun trào kiểu cung rìa lục địa trên đới Đà Lạt và Mường Tè v.v.. Căn cứ vào kết quả tổng kết, phân tích các phương pháp về điều tra quặng Au nội sinh ẩn sâu trên thế giới và Việt Nam, đề tài đề xuất hệ phương pháp điều tra quặng Au nội sinh ẩn sâu phù hợp với điều kiện Việt Nam dưới đây:

4.6.3. Hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại vàng nội sinh ẩn sâu

4.6.3.1. Tổng hợp, phân tích tài liệu địa chất, địa vật lý hàng không, ảnh viễn thám làm rõ đặc điểm cấu trúc, kiến tạo khu vực, đặc điểm thạch địa hóa và địa hóa đồng vị các thành tạo magma, dự báo vùng quặng vàng

- Khoanh định các đai đá phiến lục liên quan đến hoạt động núi lửa, các đới trượt quy mô lớn trong vỏ, các đới đứt gãy khu vực và các đoạn chuyển cong; các địa tầng chứa turbidit bị uốn nếp; đỉnh vòm của các nếp lồi khu vực, đứt gãy nghịch góc dốc lớn và các khu vực giao cắt cấu tạo quy mô khu vực; các tầng đá trầm tích, trầm tích - phun trào giàu Fe; các cung magma kiềm vôi đến kiềm, phát triển các hoạt động phun trào andesit đến dacit; các phức hệ vòm, miệng núi lửa; các cấu trúc giao cắt, dạng cung nằm ngang; diatreme, dăm kết nhiệt dịch, các khu vực tập trung các hoạt động magma xâm nhập kiểu felsic porphyr mang tính khử;

- Phân vùng các cấu trúc sâu và phân vùng theo thành phần của đai núi lửa - pluton ;

- Khoanh định các trường dị thường địa hóa quy mô vùng, nút quặng.

4.6.3.2. Hệ phương pháp đo vẽ, lập bản đồ địa chất, bản đồ cấu trúc kiến tạo để khoanh định nút quặng, trường quặng Au tiềm năng ẩn sâu ở tỷ lệ 1:50.000 - 1:25.000

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc, kiến tạo, thạch địa hóa và địa hóa đồng vị, kết hợp với phương pháp xử lý ảnh viễn thám khoanh định các đứt gãy kéo dài không chế các thể xâm nhập chứa quặng tiềm năng, các cấu trúc vòng và bán vòng, vòng cung và các đứt gãy tỏa tia v.v. ; khoanh định các đới ngoại tiếp xúc và phần vòm của các thành tạo magma khử á kiềm hoặc kiềm.

- Phương pháp nghiên cứu đặc điểm quặng hóa: Xác định các đới biến đổi carbonat và mối quan hệ của chúng đối với các khoáng vật gốc sericit-pyrit để định hướng tìm kiếm các mỏ vàng tạo núi và mỏ vàng trong đá lục, các đới biến đổi chlorit-carbonat hoặc amphibol cho các mỏ vàng kiểu BIF và vàng trong turbidit; các biến đổi feldspar kali sớm và sericit-carbonat muộn cho các mỏ vàng liên quan đến hoạt động magma khử; các biến đổi argilit, propylit, sericit với các mỏ nhiệt dịch nồng nhiệt độ thấp.

- Áp dụng hệ phương pháp phân tích hiện đại xác định điều kiện tạo quặng, nguồn gốc dung dịch và vật chất tạo quặng, tuổi tạo quặng

- Phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng định hướng cho công tác tìm kiếm dưới sâu.

4.6.3.3. Hệ phương pháp dự báo quặng Au ẩn sâu

- Phương pháp khảo sát địa chất, phân tích cấu trúc kiến tạo thành lập các bản đồ cấu trúc không chế quặng hóa tỷ lệ lớn (1:10.000 hoặc 1:5000): Khoanh định các khu vực tồn tại các thớ chế mặt trực, các đoạn chuyển cong, các các hệ thống khe nứt kiến tạo, xác định các đới tiếp xúc hoặc ngoại tiếp xúc của thể xâm nhập và trầm tích vây quanh

- Phương pháp địa hóa tìm kiếm trọng sa, bùn đáy (hoặc mẫu BLEG): Khoanh định trường dị thường địa hóa và khoáng vật liên quan với mỏ Au tiềm năng dưới sâu; lấy mẫu trọng sa sườn để xác định vàng và tổ hợp cộng sinh khoáng vật đi kèm với mỏ vàng.

- Phương pháp mô hình địa hóa tìm kiếm khoanh định các vành phân tán thứ sinh Au, Ag, Cu, Mo, As, Pb, Zn, Hg, Co, Bi, Se, Te có liên quan với quặng vàng.

- Phương pháp địa hóa nguyên sinh xác định diện tích có dị thường trong các thành tạo mạch và đá biến chất trao đổi cạnh mạch của Au, Ag, As, Ba, Ca, Co, Fe, Cu, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sb, Sr, Zn ; xác định phân đới địa hóa liên

quan với quặng hóa Au: Tỉ suất gặp các nguyên tố ở tử số và mẫu số xác định bức tranh chung phân phối các nguyên tố quặng.

$$V_{\text{o6m}} = \frac{As \cdot Sb \cdot Ag}{Zn \cdot Pb \cdot Cu}$$

và các nguyên tố của thành tạo biến chất trao đổi:

$$V_{\text{o6m}} = \frac{Na \cdot K \cdot Al \cdot Sr \cdot Ba}{Ca \cdot Mg \cdot Fe \cdot Mn \cdot Ni}$$

Phân trên thường có tổ hợp cộng sinh nguyên tố Sb-As-Au-Ag; xác định phân phối địa hóa đá biến chất trao đổi: Biểu hiện ở tích tụ Na, Ba, Sr, K ở phần trên của mỏ, còn Mn, Ni, Fe, Ca ở phần dưới sâu; đánh giá độ sâu bóc mòn quặng hóa ở phần rìa mỏ: sử dụng các chỉ số phân phối sau: AsBa/CuMn; AsBa/MnMo; BaSb/MnZn; AgSb/CuPb; AgAs/PbZn; AgAs/CuPb; AgAs/CuZn; AgSb/PbZn; AsSb/PbZn; AgBa/CuZn; AgSb/CuZn; AsSb/CuPb; AsSb/CuZn; BaSr/MnZn; NaAl/CaFe; KAl/FeCa; KNa/CaFe; KSr/FeCa, các tỷ số đó giảm dần từ trên xuống dưới sâu. Trường hợp là mỏ Cu-Mo porphyr thì trong đá biến chất trao đổi có thể sử dụng biến thiên hàm lượng F và Cl và tỷ số F/Cl để dự đoán khả năng có mỏ và là mỏ Cu hay Mo. Các đá biến chất trao đổi nhiệt dịch thường có Rb cao gấp 2-3 lần so với hàm lượng nền, tỷ số K/Rb thấp.

- Phương pháp thủy địa hóa và sinh địa hóa: Trường hợp diện tích tìm kiếm có vỏ phong hóa dày, đá gốc xuất lộ ít thì dùng phương pháp này để phát hiện và khoanh định vành phân tán của As, Ba, Ca, Co, Fe, Cu, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sb, Sr, Zn trong nước, trong rễ thực vật. Trong thực vật: Au, Cu, Zn, Pb, As có tương quan thuận với hàm lượng của chúng trong thổ nhưỡng và lớn hơn 1,5 - 6 lần. Hàm lượng các nguyên tố quặng Cu, Pb, Ag, Au trong lá thực vật có hệ rễ phát triển nhất đạt cực đại. Lấy mẫu thực vật và lớp mùn thổ nhưỡng có thể xác định được vành dị thường của Cu, Pb, Zn nằm trên thân quặng ẩn.

- Phương pháp địa hóa khoáng vật: tập hợp nguyên tố tập trong pyrit ở các phần khác nhau của mỏ đồng vàng porphyr phù hợp với phân phối quặng và phân phối địa hóa. Rất đặc trưng là màu đỏ của rutil trong lát mỏng do có hàm lượng Cu cao (từ 100 đến 500.10⁻⁴%). Tỷ số Cr+V/Nb+Ta cao bất thường.

- Phương pháp thạch học nghiên cứu chi tiết các dấu hiệu biến đổi nhiệt dịch, xác định phân phối đặc trưng, các tổ hợp biến đổi nhiệt dịch đặc trưng.

- Phương pháp địa vật lý

+ Bay đo từ phổ gamma để khoanh định diện tích có dị thường liên quan với quặng hóa vàng.

+ Đo từ và trọng lực chi tiết để xác định phân vòm đỉnh của bướu granodiorit

chứa quặng Au-Cu porphyrit tiềm năng.

+ Đo điện phân cực kích thích một chiều hoặc xoay chiều (đo mật cắt lưỡng cực, đo sâu ảnh điện và các hệ thiết bị biến thể của nó) để khoanh định đới quặng hóa sulfur mạng mạch vi mạch - xâm tán phát triển trong đới nội- ngoại tiếp xúc của bươu porphyrit.

+ Đo trường thiên nhiên để phát hiện đới berezit hóa, sericit hóa, argilit hóa.

Tùy vào mục tiêu, nhiệm vụ cụ thể để lựa chọn mạng lưới, hệ thiết bị các phương pháp đo điện và các biến thể của nó cho phù hợp.

- Phương pháp khai đào công trình và khoan sâu

CHƯƠNG 5. KẾT QUẢ ÁP DỤNG THÍ ĐIỂM ĐIỀU TRA VÀ KHOANH VÙNG TRIỂN VỌNG VÀNG GỐC Ở ĐỊA KHU NAM NGÃI

5.1. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐẶC ĐIỂM ĐỊA CHẤT, CẤU TRÚC, KIẾN TẠO KHOÁNG SẢN VÀNG KHU VỰC TRÀ BÔNG - TRÀ MY, ĐỊA KHU NAM NGÃI

5.1.1. Đặc điểm địa chất địa khu Nam Ngãi

Địa khu Nam Ngãi là một đơn vị cấu trúc có dạng uốn cong và bẻ gập lại, tạo thành hai nhánh hình thành trong Paleozoi sớm, tương ứng với kiến sinh Pan-Africa muộn hay Caledoni sớm, nằm giữa địa khu Ngọc Linh và đai tạo núi Trường Sơn, bị tái biến cải mạnh mẽ trong kiến sinh Indosini [29]. Nhánh á vĩ tuyến phân bố trên địa phận nam Quảng Nam và bắc Quảng Ngãi, gọi tắt là Nam Ngãi, giữa hai đới Trà Bông ở phía nam và Tam Kỳ - Phước Sơn ở phía bắc. Nhánh á kinh tuyến nằm ở rìa tây địa khu Kon Tum và tiếp giáp với đai tạo núi Đà Nẵng - Sê Kông dọc theo biên giới giữa Việt Nam - Lào - Campuchia. Tham gia vào cấu trúc địa chất bao gồm chủ yếu các thành tạo Các đá biến chất tuổi Neoproterozoi muộn-Paleozoi sớm phức hệ Khâm Đức; các thành tạo ophiolit vỏ đại dương phức hệ Hiệp Đức; các thành tạo núi lửa Neoproterozoi muộn-Paleozoi sớm phức hệ Núi Vú; các thành tạo trondjemit-tonalit-diorit phức hệ Điện Biên; các thành tạo gabro-pyroxenit phức hệ Ngọc Hồi;

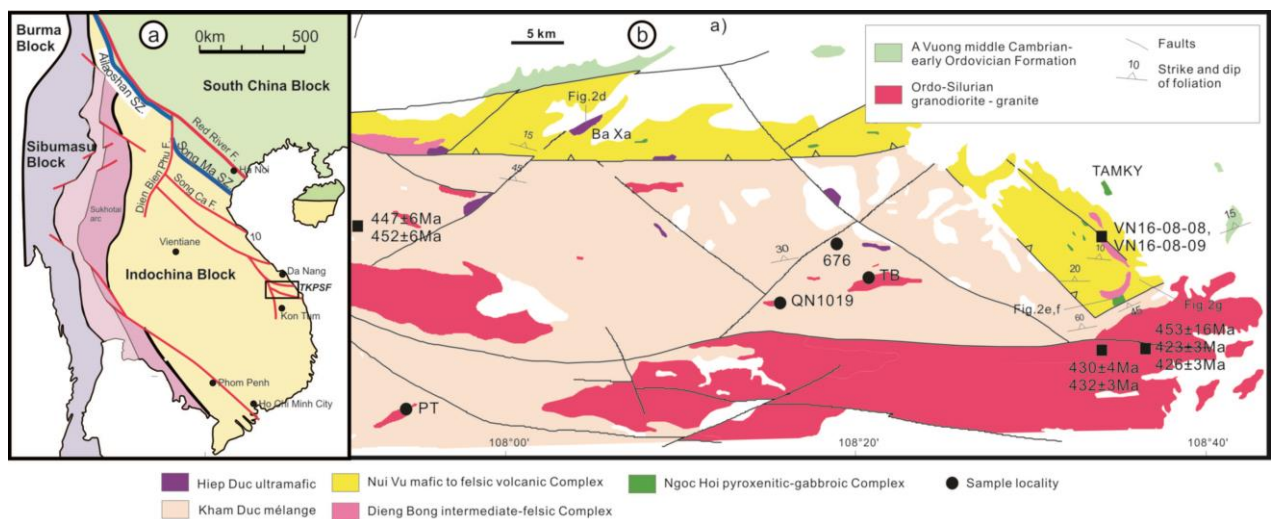
Các đá biến chất tuổi Neoproterozoi muộn-Paleozoi sớm phức hệ Khâm Đức phân bố rộng rãi ở trung tâm và phía nam của địa khu đặc trưng bởi các thành tạo phun trào bị biến chất ở phần dưới; đá hoa, trầm tích lục nguyên bị biến chất xen phun trào bị biến chất ở phần giữa và trầm tích lục nguyên bị biến chất ở phần trên. Các đá của phức hệ bị biến chất đến tương amphibolit đến granulit trong điều kiện áp suất trung bình [203], [276]. Đặc điểm thạch địa hóa của các đá phun trào bị biến chất mang đặc trưng địa hóa của các đá liên quan đến hoạt động hút chìm [1].

Phức hệ Hiệp Đức được cấu thành từ nhiều khối nhỏ siêu mafic bị serpentin hóa chủ yếu là các đá dunit và harzburgit có xâm tán chromit. Các đá gabro, bazan, andezit bị biến chất và lớp mỏng đá hoa có khối lượng không lớn thường được khoanh chung vào diện phân bố của phức hệ này. Tổ hợp đá của phức hệ Hiệp Đức mang đặc điểm của một vỏ đại dương tàn dư của một nhánh đại dương trước cung [77], [78].

Phức hệ núi lửa Núi Vú phân bố thành dải hẹp kéo dài theo phương TB-ĐN đến gần Đ-T. Phần dưới chủ yếu gồm các đá phun trào bị biến chất và lớp mỏng đá phiến silic, trầm tích phun trào bị biến chất; phần trên chủ yếu là đá trầm tích phun trào bị biến chất xen lớp mỏng đá phun trào bị biến chất. Phức hệ Ngọc Hồi có đặc trưng là các thành tạo gabro-pyroxenit bị biến chất bị biến chất, pyroxenit và gabro; phức hệ Diêng Bông gồm các khối xâm nhập nhỏ đến trung bình dạng thấu kính kéo dài từ 1 đến 20km phân bố theo mặt phiến của các thành tạo biến chất phức hệ Núi Vú, kéo dài theo cấu trúc khu vực [29].

Các thành tạo trầm tích lục nguyên carbonat bị biến chất đến tương phiến lục thuộc hệ tầng A Vương chủ yếu phân bố ở phía bắc và phía nam khu vực nghiên cứu, thành phần chủ yếu gồm đá trầm tích lục nguyên bị biến chất và đá phiến giàu carbonat. Các thành tạo của hệ tầng mang đặc trưng của trầm tích nước nông tích tụ trong thời gian dài điển hình cho trầm tích rìa lục địa thụ động.

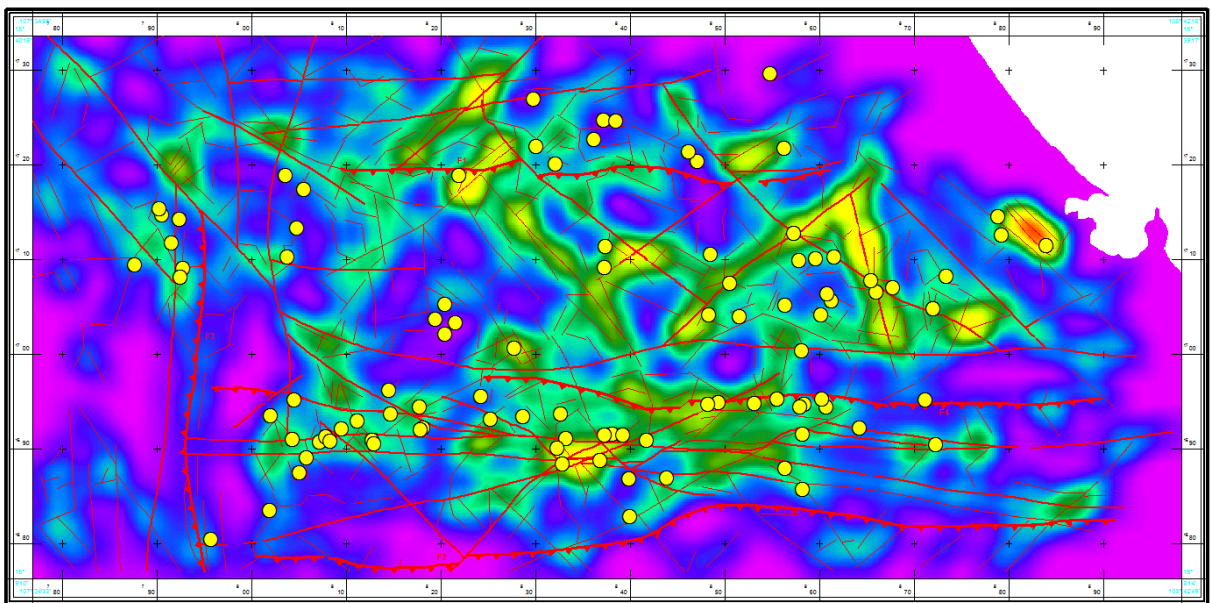
Các khối xâm nhập granitoid tuổi Ordovic-Silua phân bố rộng rãi ở phần phía nam vùng nghiên cứu tạo thành những diện kéo dài theo phương cấu trúc thuộc loại magma kiềm vôi giàu nguyên tố đất hiếm nhóm nhẹ, bị làm nghèo các nguyên tố trường lực mạnh mang đặc trưng cho các thành tạo magma hình thành trong môi trường nén ép [116], [276].



Hình 5.1: (a) Sơ lược sơ đồ kiến tạo khu vực Đông Nam Á thể hiện các khối kiến tạo và một số đứt gãy chính, khu vực đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn được thể hiện bằng ô hình chữ nhật màu đen, (b) Sơ đồ địa chất đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn thể hiện các tổ hợp thạch học chính và vị trí lấy mẫu nghiên cứu tuổi U-Pb zircon.

Kết quả điều tra địa chất về khoáng sản qua nhiều thời kỳ đã xác định địa khu Nam Ngãi là một trong những khu vực có tiềm năng hàng đầu Việt Nam về

quặng vàng. Trong những năm 1983-2000 đã có nhiều dự án điều tra, đánh giá cũng như nghiên cứu về đặc điểm quặng hóa vàng trong khu vực. Trong địa khu Nam Ngãi, đã xác định được các trường quặng vàng Trà Dương - Tiên Phước, Phước Kim - Phước Thành, Phước Hiệp - Đak My; Khâm Đức - ĐăkGlei-Ngọc Hồi. Đới quặng Tam Kỳ - Phước Sơn nằm ở rìa bắc địa khối Kon Tum, có phương á vĩ tuyến với bề rộng của đới khoảng 60km, dài 100km. Đới quặng được khống chế bởi các đứt gãy sâu Pô Kô phương á kinh tuyến ở phía tây, phía đông là Biển Đông, phía bắc là các hệ đứt gãy phương á vĩ tuyến Tam Kỳ- Phước Sơn, phía nam là các hệ đứt gãy sâu Trà Bồng, Tà Vi - Hưng Nhượng phương á vĩ tuyến đóng vai trò phân chia cấu trúc đới quặng hóa (Hình 5.1).



Hình 5.2: Sơ đồ mật độ lineament và mối quan hệ với khoáng sản vàng

Các hệ thống đứt gãy phương tây bắc - đông nam, đông bắc - tây nam đôi khi chuyển sang á vĩ tuyến, phát triển khá mạnh và có lẽ đây là hệ đứt gãy khống chế quặng vàng (Hình 5.2). Các mỏ quặng vàng gốc, điểm quặng, điểm khoáng vàng hầu hết bám dọc theo đới dập vỡ phá huỷ của hệ thống đứt gãy này. Các thân khoáng hoá vàng có dạng thấu kính, ổ, mạch, đới vi mạch thạch anh sulphur vàng, quặng có cấu tạo dạng xâm tán.

5.1.2. Kết quả nghiên cứu địa chất khu vực Trà Bồng - Trà My

5.1.2.1. Phân chia các thành tạo biến chất

Trong vùng nghiên cứu các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức phân bố rộng rãi, bao gồm các tổ hợp đá biến chất:

* *Tổ hợp đá meta-ultramafic (U/NP-ε₁kđ)*

Trong vùng nghiên cứu, xếp vào tổ hợp metaultramafic bao gồm các thể apodunit, apoperidotit và apopyroxenit và các biến thể của chúng (talc), phân bố phổ biến trong trường đá biến chất phức hệ Khâm Đức ở Tây Bắc Phước Thành, dọc lưu vực Nước Ta. Chúng thường có dạng thấu kính, kéo dài theo phương cấu tạo ép phiến gneis của đá vây quanh, kéo dài hàng chục mét, phần lớn theo phương á vĩ tuyến, kích thước các thể dày từ 1-6m.



Hình 5.3: Pyroxenit khu vực nghiên cứu lộ ra dưới dạng các khối nhỏ nằm dọc theo đới phiến amphibolit của phức hệ Khâm Đức

- *Đặc điểm thạch học*

+ Apodunit, apoperidotit: Đá có màu xám tối, loang lổ da rắn, phớt lục, cấu tạo hạt mịn, thường bị serpentin hoá, talc hoá, tremolit hoá, carbonat hoá. Dưới kính hiển vi dunit và peridotit đá thường có kiến trúc mạng lưới, kiến trúc vành hoa, hạt tha hình biến tinh, cấu tạo khối.

+ Apopyroxenit bao gồm webberit và pyroxenit olivin bị biến đổi, đá có màu xám tối, hạt vừa-lớn, kiến trúc hạt tha hình biến tinh.

- *Thành phần (%) khoáng vật (Bảng 5.1)*

Bảng 5.1: Thành phần (%) khoáng vật trung bình tổ hợp đá metaultramafic phức hệ Khâm Đức

Tên đá	Số mẫu	Olivin	Serpentin (talc)	Pyroxen xiên	Pyroxen thoi	Tremolit-actinolit	Hornblend-amphibol	Plagioclas	Khoáng vật phụ	Khoáng vật thứ sinh
Apodunit	3	31	57	1		2			Magnetit	Carbonat, muscovit, phlogopit, talc-serpentin
Apoperidotit	2	43	Ser hoá	50	4	ít			Granat 2, magnetit	Carbonat, spynel, phlogopit, actinolit, talc.
Apopyroxenit	7	2		12	6	62	13		Granat: 5	talc: 2

- *Đặc điểm khoáng vật phụ:* Khoáng vật phụ trong apopyroxenit (TT8191/3) gặp magnetit: 288g/t, apatit: 33,8g/t, có mặt phổ biến nhưng hàm lượng thấp gồm có ilmenit, zircon, rutil, anatas, granat.

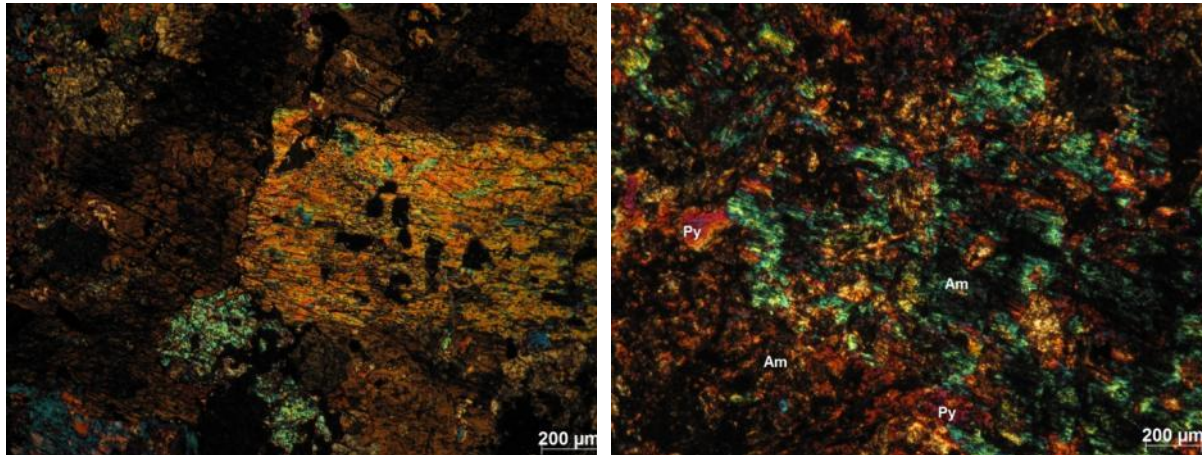
- *Đặc điểm thành phần thạch hoá (Bảng 5.2):*

Bảng 5.2: Thành phần hóa học trung bình (% oxyt) của các đá siêu mafic phức hệ Khâm Đức

Nhóm đá	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MKN	H ₂ O	SO ₃ ⁻	Tổng
Apodunit talc hoá (1 mẫu)	58,8			4,05	1,9		27,7	0,60	0,47	0,16					
Popyroxenit (2 mẫu)	48,8	0,52	6,93	4,80	6,17	0,16	17,10	11,26	0,63	0,30	0,08	2,01	0,13	0,78	99,0

Magma siêu mafic này rất giàu MgO, có tính chất giống với magma bazan komatit và komatit. Nguyên tố vết của các đá siêu mafic khi chuẩn hóa với chondrit nguyên tố đất hiếm của apoperidotit có trị số thấp hơn so với pyroxenit và một vài mẫu apoperidotit có trị số gần với chondrit. Các nguyên tố vết khác cũng có tình trạng tương tự khi chuẩn hóa với bazan sống núi giữa đại dương (N-MORB) và bazan sống núi giữa đại dương được làm giàu (E-MORB), ở đây peridotit cũng có trị số tương đối gần với N-MORB hơn so với E-MORB. Nhưng đối với pyroxenit, các nguyên tố vết có vẻ gần gũi với E-MORB hơn, mặc dù có một số mẫu vượt trội so với E-MORB.

Tất cả những điều trên phản ánh nguồn gốc sâu của các đá metaultramafic, đặc biệt là peridotit, chúng có miền nguồn giống với N-MORB, trong khi đó pyroxenit có miền nguồn được làm giàu mạnh hơn nguyên tố vết (E-MORB) và có thể đã có sự trộn lẫn magma làm biến đổi thành phần ban đầu của chúng. Tương quan tỉ số đồng vị Sm và Nd của peridotit lại giống với andesit đới Andes cũng chứng minh cho sự biến động thành phần magma lúc ban đầu.



Hình 5.4: Pyroxenit thành phần thạch học chủ yếu là amphibol (biến chất từ pyroxene) và các khoáng vật tàn dư pyroxene, chứa quặng oxyt sắt khu vực nghiên cứu

- *Đặc điểm địa hoá:* Kết quả phân tích mẫu kích hoạt neutron và các mẫu phân tích định lượng hấp thụ nguyên tử, cho thấy 50% số mẫu có hàm lượng crom \geq Clark. Ngược lại các nguyên tố chì, kẽm, và các nguyên tố đất hiếm cao hơn nhiều lần so với Clark.

- *Khoáng sản liên quan:* Các đá thuộc tổ hợp metaultramafic (U/NP- $\epsilon_1kđ$). Trong tờ Thôn Riêng phân bố khá phổ biến. Các tài liệu đã thu thập được cho thấy chúng vừa là tiền đề vừa là dấu hiệu trực tiếp để tìm kiếm các khoáng sản talc, serpentit, spinel.

*** Tổ hợp đá gabroamphibolit (Gb/NP- $\epsilon_1kđ$)**

Tổ hợp gabroamphibolit (Gb/NP- $\epsilon_1kđ$) bao gồm các thể gabroamphibolit, gabropyroxenit bị amphibol hoá, lớn nhỏ khác nhau, có kích thước chiều rộng thay đổi từ 2-7m, dạng thấu kính kéo dài hàng trăm mét. Chúng nằm chình hợp với phương ép phiến và cấu tạo gneis với các tổ hợp metaultramafic, plagiogranit gneis, amphibolit, gneis amphibol.



Hình 5.5: Vết lộ các đá gabbroamphibolite phức hệ Khâm Đức. Ở một số điểm lộ đá gabbro amphibolite xuất hiện cùng với các thể plagiogranite dạng ổ, mạch xuyên vào trong các đá biến chất amphibolite

- *Đặc điểm thạch học:* Đá có màu xám tối, phớt lục, cấu tạo định hướng. Gabroamphibolit và đá vây quanh đều bị migmatit hoá dạng đường, dạng mảng, dạng tầng phổ biến.

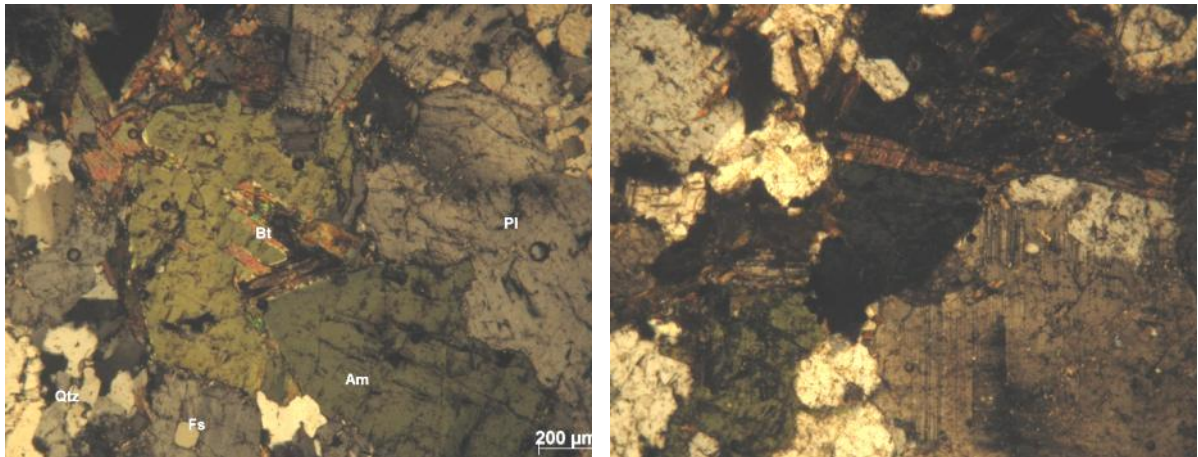
- *Đặc điểm khoáng vật chính:* Thành phần (%) khoáng vật: Plagioclas: 33-37 (trung bình: 35); amphibol: 40-47 (trung bình: 43); pyroxen: 6-26 (trung bình: 16); biotit: 0-7 (trung bình: 4); khoáng vật phụ gồm thạch anh: ≤ 4 ; sphe: ≤ 1 ; quặng < 2 ; apatit, zircon ít. Khoáng vật thứ sinh: sauxurit, epidot, carbonat. Đá có kiến trúc gabro biến dư, hạt tha hình biến tinh. Cấu tạo định hướng đôi khi cấu tạo khối.

- *Đặc điểm khoáng vật phụ:* Từ kết quả phân tích mẫu giã đỏi gabroamphibolit cho thấy các khoáng vật apatit có mặt đều với hàm lượng 1,4-5,9g/t (trung bình: 9,5g/t); zircon ít-1,1g/t; ilmenit, rutil, anatas có mặt phổ biến đều với hàm lượng ít-rất ít, granat đều rất ít, còn pyrit có mặt với hàm lượng cao đều 9,3-42,1g/t (trung bình: 26,3g/t).

- *Đặc điểm thạch hoá (% oxyt):* Kết quả phân tích silicat: SiO_2 : 49,9; TiO_2 : 1,5; Al_2O_3 : 15; Fe_2O_3 : 2,20; FeO: 10,3; MnO: 0,18; MgO: 7,30; CaO: 9,00; Na_2O : 1,80-4,24; K_2O : 0,95.

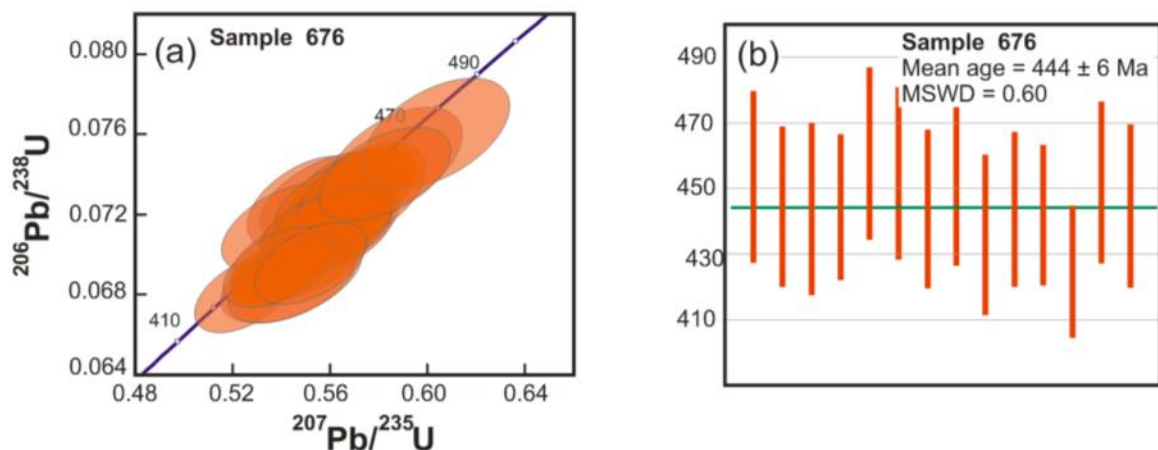
- *Quan hệ địa chất:* Gabroamphibolit thường khu trú với các tổ hợp đá amphibolit (a/NP- $\varepsilon_1kđ$), metaultramafic (U/NP- $\varepsilon_1kđ$); plagiogneis amphibol (a pg/NP- $\varepsilon_1kđ$) và plagiogranit gneis (PG/NP- $\varepsilon_1kđ$), chúng có mặt xen kẹp trong các tổ hợp đá metacarbonat xen silic bị quazit hoá. Gabroamphibolit cùng với đá vây quanh chịu ảnh hưởng của quá trình siêu biến chất migmatit dạng đường, dạng

mạng khá phổ biến, không ít trường hợp chúng chuyển thành các thể granulit mafic.



Hình 5.6: Thạch học lát mỏng thể hiện thành phần khoáng vật các đá gabbroamphibolit khu vực nghiên cứu.

- Tuổi thành tạo: 17 hạt zircon được sử dụng phân tích tuổi U-Pb trong mẫu thuộc phức hệ Khâm Đức thu thập khu vực Bắc Trà My được sử dụng phân tích tuổi U-Pb. Kết quả phân tích tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ thay đổi từ 452,7±2,6 triệu năm đến 439,5±4,6tr.n, 14 điểm phân tích có tính phù hợp cao cho tuổi trung bình tương ứng với 444,1±6.0tr.n với 95% kết quả phù hợp và trọng số (MSWD) đạt rất thấp 1,4 (Hình 5.7). Trong mẫu 676, toàn bộ 17 hạt zircon nghiên cứu để xác định tuổi đều cho tỷ số địa hóa Th/U khá cao (0,25-0,97). Giá trị tỷ số này điển hình cho tỷ số của zircon hình thành trong quá trình magma. Cấu tạo zircon trong mẫu nghiên cứu cũng cho thấy các đới phát triển tự hình, sắc nét đặc trưng cho cấu tạo zircon liên quan đến hoạt động magma. Như vậy tuổi 444,1±6.0tr.n được chúng tôi xác định là tuổi thành tạo của magma khối diorit trong phức hệ Khâm Đức khu vực Bắc Trà My.



Hình 5.7: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trong mẫu nghiên cứu 676 (a, b)

*** Tổ hợp đá plagiogranit gneis (PG/NP-ε₁kđ)**

Xếp vào tổ hợp này gồm các thành tạo plagiogranit gneis biotit, tonalit gneis, lộ ra ở nhiều nơi dọc sông Đăk My khu vực xã Đăk Chong, dọc Nước Ta, Nam Trà Leng. Chúng thường có dạng thấu kính, kéo dài hàng trăm mét đến 1km, rộng hàng chục đến 150m. Vây quanh là các thành tạo amphibolit, metaultramafic, gneis biotit, đá phiến thạch anh-biotit, gneis hai pyroxen, gneis amphibol. Đá bị migmatit dạng đường tiêm nhập phổ biến.

- *Đặc điểm thạch học:* Plagiogranit gneis màu xám sáng, tonalit màu xám gồm chủ yếu là plagiogranit gneis biotit và tonalit gneis biotit có amphibol, có kiến trúc đá hạt nửa tự hình biến dư, đôi khi kiến trúc hạt vảy biến tinh, cấu tạo gneis, dạng gneis là chủ yếu. Chúng có đặc điểm thành phần (%) khoáng vật xem [bảng 5.3](#).

Bảng 5.3: Thành phần (%) các khoáng vật tạo đá tổ hợp plagiogranit gneis phức hệ Khâm Đức

Tên đá	Kiến trúc Cấu tạo	Plagioclas	Thạch anh	Biotit	Hornblend	Felspat kali	Khoáng vật phụ	Khoáng vật thứ sinh
Tonalit gneis biotit có hornblend	Hạt nửa tự hình biến dư. Dạng gneis	42-52	25-30	10-26		5-10	apatit, zircon	Epidot, chlorit . zoisit
Plagiogranit gneis biotit	Hạt nửa tự hình biến dư. Dạng gneis	42-43	34-35	14-15	<2	6-7	apatit, zircon, quặng	Epidot, chlorit . zoisit, muscovit

- *Đặc điểm thành phần khoáng vật phụ:* Ilmenit: ít-rất ít; rutil: rất ít; anatas: rất ít; granat: rất ít; zircon: rất ít-4,0g/t (trung bình: 1,64g/t); apatit: 0,6-1,8g/t (trung bình 1,04g/t); pyrit: 0,6-180g/t (trung bình: 38,16g/t).

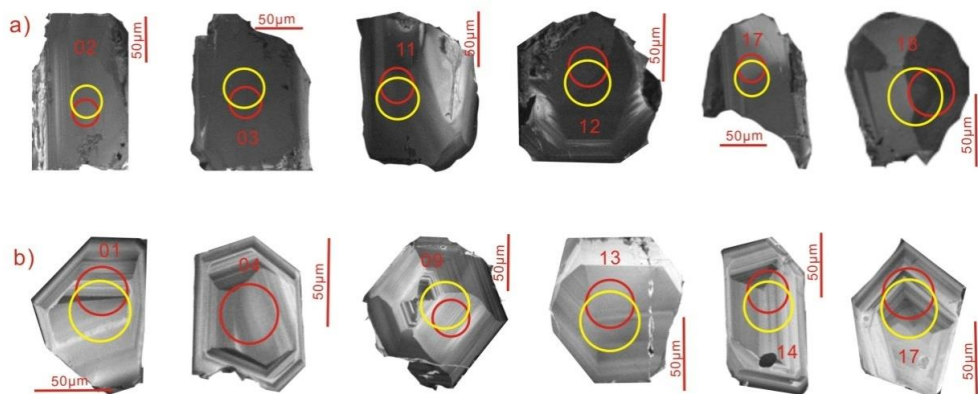
- *Đặc điểm thạch hoá (% oxyt):* Kết quả phân tích 2 mẫu silicat: SiO₂: 64,82; TiO₂: 0,55; Al₂O₃: 15,92; Fe₂O₃: 1,47; FeO: 4,62; MnO: 0,06; MgO: 2,19; CaO: 2,87; Na₂O: 2,81; K₂O: 2,76.

Các đá plagiogranit có thành phần hóa học tương tự diorit. Magma của nhóm đá này thuộc loại kiềm-vôi đến kiềm-vôi cao kali, thuộc loại không bão hòa nhôm.

Các nguyên tố đất hiếm biến thiên hơi dốc ở nguyên tố nặng và đồ hình phẳng đối với đất hiếm nhẹ, hầu như không có dị thường âm của Eu. Các nguyên tố vết khác thường gấp 10-100 lần so với manti và vài chục lần lớn hơn hay nhỏ hơn so với granit sống núi đại dương. Đặc biệt chúng có dị thường âm của cặp nguyên tố Ta-Nb (thành tố đới hút chìm).

Trên biểu đồ phân loại granit theo bối cảnh kiến tạo, chúng rơi vào trường I-granit, granit phân dị manti, trước tạo núi, cung đảo và rìa lục địa tích cực. Các tính chất thạch hóa cho thấy plagiogranit được thành tạo từ manti, có nhiều tính chất của granit sống núi đại dương. Điều này cũng phù hợp với sự cộng sinh chặt chẽ của chúng với các đá siêu mafic, mafic trong mặt cắt.

- *Quan hệ địa chất*: Plagiogranit gneis biotit thường khu trú với các đá tổ hợp metaultramafic (U/NP- ϵ_1 kđ), amphibolit và plagiogneis amphibol, nằm trong mặt cắt metacarbonat. Plagogranit, tonalit gneis biotit và các tổ hợp đá vây quanh cùng bị chi phối bởi các hoạt động siêu biến chất migmatit hoá dạng đường, dạng mạng tiêm nhập.

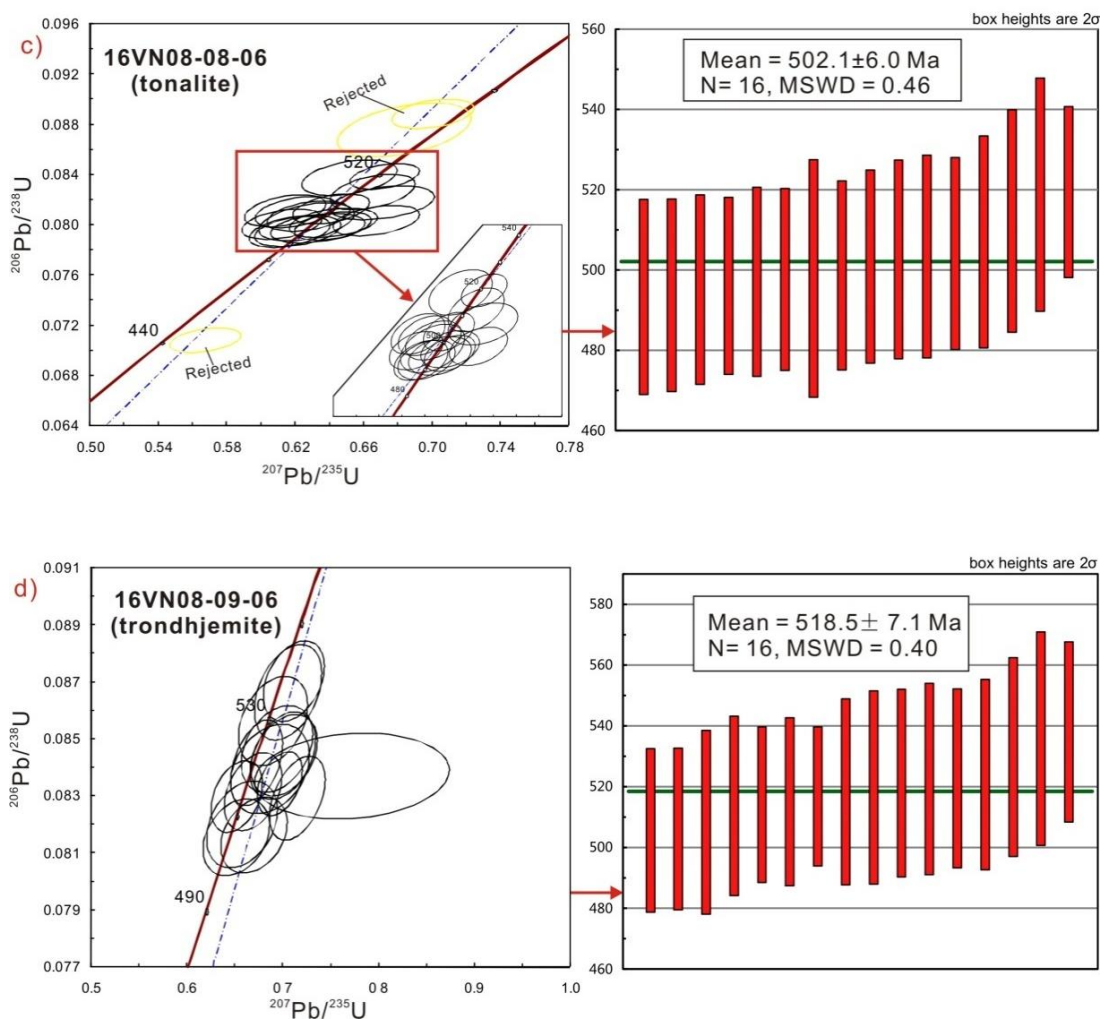


Hình 5.8: Ảnh CL điện hình của một số hạt zircon từ mẫu 16VN08-8 (a) và mẫu 16VN08-09 (b)

- *Tuổi thành tạo*: Hai mẫu plagiogranit của phức hệ Điện Bông khu vực gần thành phố Tam Kỳ (Hình 5.8) được thu thập và định tuổi U-Pb. Các hạt zircon từ hai mẫu 16VN08-08 và 16VN08-09 được tách bằng dung dịch nặng và nghiên cứu dưới kính điện tử quét Cathodoluminescence (CL) để nghiên cứu cấu tạo cũng như chọn điểm phân tích U-Pb. Tuổi U-Pb được phân tích bằng thiết bị LA-ICP-MS tại State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources (GPMR), China University of Geosciences (Vũ Hán). Mẫu chuẩn zircon sử dụng mẫu GJ-1 và mẫu 9100, điểm bán 32 µm.

Kết quả xác định 36 hạt zircon trên mẫu 16VN08-08 và 16VN08-09 cho thấy tất cả các hạt zircon đều có cấu tạo phân đới tự hình với cấu tạo phân đới từ nhân ra rìa. Tất cả các điểm phân tích cho kết quả hàm lượng U (118-1027 ppm) và Th (34-1010 ppm) với tỷ số Th/U thay đổi từ 0,28-0,98 ($>0,1$). Đặc điểm cấu tạo zircon cũng như tỷ số Th/U các điểm phân tích cho thấy zircon được hình thành liên quan đến quá trình magma.

19 điểm phân tích U-Pb trên 19 hạt zircon từ mẫu 16VN08-08, trong đó 16 điểm bán cho kết quả tương thích và xác định tuổi trung bình $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ là $502,1 \pm 6,0 \text{ tr. n}$ (MSWD= 0,46) (Hình 5.9), giá trị này xác định là tuổi thành tạo của mẫu magma. 17 hạt zircon xác định trên mẫu 16VN08-09, tất cả các điểm bán đều có tính tương thích và xác định tuổi $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trung bình là $518,5 \pm 7,1 \text{ tr. n}$ (MSWD= 0,4). Tất cả hai mẫu phân tích thành phần địa hóa zircon đều cho tỷ số U/Yb thấp, hàm lượng Hf cao điển hình cho thành phần zircon kết tinh từ nguồn magma [106].



Hình 5.9: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trong mẫu nghiên cứu 16VN08-08 (a, b) và mẫu 16VN08-09 (c, d)

*** *Tổ hợp amphibolit (a/NP-ε₁kđ)***

Xếp vào tổ hợp này ngoài amphibolit còn có đá phiến amphibol-plagioclas. Các đá tổ hợp này phân bố khá phổ biến ở khu vực Đông Bắc Trà Leng và rải rác một vài thể nhỏ ở Tây Bắc Phước Công.

*** *Mặt cắt amphibolit lưu vực Đăk My (xã Đăk Chong)***

Mặt cắt chi tiết dọc Đăk My khu vực Đăk Chong, amphibolit chiều dày đạt tới 40-50m nằm xen kẽ trong mặt cắt gneis hypersthen, granulit mafic, gneis, plagiogneis amphibol xen thấu kính đá hoa dolomit-diopsid-fosterit, dày 4-7m kẹp các thể dunit serpentin hoá dày 3m.

- Mặt cắt từ dưới lên như sau:

+ Plagiogneis biotit amphibol, migmatit vi uôn nếp 20%, granulit (plagiogneis hai pyroxen), amphibolit dày 6m. Chiều dày 60m.

+ Đá hoa dolomit-olivin-wolastonit dày 4-5m màu trắng xám phân lớp mỏng xen gneis amphibol, kẹp chĩnh hợp thể nhỏ gabroamphibolit, dunit. Chiều dày 55m.

+ Amphibolit xám tối phân giải, phân tầng 0,1-0,5m. Chiều dày 40m.

+ Gneis biotit amphibol dạng mắt. Chiều dày 35m.

+ Plagiogneis amphibol, migmatit dạng đường tỉ lệ 20%, xen lớp mỏng đá phiến actinolit-tremolit-hornblend. Chiều dày 90m.

+ Gneis biotit, plagiogneis amphibol, đá hoa dolomit-fosterit (7m) xen các lớp amphibolit 0,4-7m. Tổng chiều dày 90m.

+ Đá phiến thạch anh-plagioclas-amphibol xen gneis biotit-hyperthen kẹp chĩnh hợp thể tonalit gneis. Chiều dày 80m.

- *Đặc điểm thành phần (%) khoáng vật (tổng hợp từ 12 mẫu):*

Plagioclas: 17-57 (trung bình: 34), amphibol: 18-70 (trung bình: 53), biotit: 0-5 (trung bình: 4), thạch anh: 0-10 (trung bình: 4), granat: 0-10 (trung bình: 3); khoáng vật phụ phổ biến; sphen <2, magnetit <2, apatit, zircon; khoáng vật thứ sinh sericit, chlorit, epidot, zoisit, sauxurit, actinolit.

- *Đặc điểm thành phần hoá học amphibolit (% oxyt):* Kết quả phân tích silicat: SiO₂: 51,86; TiO₂: 1,21; Al₂O₃: 12,97; Fe₂O₃: 1,4; FeO: 11,41; MnO: 0,21; MgO: 6,23; CaO: 10,16; Na₂O: 2,12; K₂O: 1,40.

Khôi phục thành phần nguyên thuỷ của amphibolit cho thấy chúng có nguồn gốc từ đá phun trào bazan, mang tính á kiềm. Các nguyên tố đất hiếm có đồ hình khá phẳng khi chuẩn hóa với chondrit, còn các nguyên tố vết khác biến thiên mạnh

nhưng thể hiện rõ thành tổ đới hút chìm (SZC), phản ánh chúng được thành tạo trong bối cảnh chung là đới hút chìm và có thể là miền cung đảo hay sau cung nào đó.

*** Tổ hợp plagiogneis amphibol (*a*pg/NP- ϵ_1 kđ)**

Trong vùng nghiên cứu các đá thuộc tổ hợp plagiogneis amphibol phân bố khá phổ biến và chiếm khối lượng đáng kể của mặt cắt phức hệ Khâm Đức. Chúng tạo thành những tập kéo dài 5-10km, rộng từ hàng mét đến hàng trăm mét, nằm xen chình hợp với phương ép với các tổ hợp đá gneis là chủ yếu, ngoài ra ở một vài khu vực khác plagiogneis amphibol còn xen kẹp với amphibolit

*** Tổ hợp đá gneis biotit-plagiogneis biotit (*g*/NP- ϵ_1 kđ)**

Xếp vào tổ hợp gneis bao gồm gneis biotit, plagiogneis biotit xen ít đá phiến thạch anh-felspat-biotit. Diện phân bố các đá tổ hợp này chiếm tới 70% diện tích của phức hệ Khâm Đức. Trên bình đồ từ Thôn Riêng các đá xếp vào tổ hợp gneis thường tạo thành các diện tích lớn. Ở nhiều nơi xen kẹp chình hợp với đá tổ hợp gneis, có các tập đá thuộc tổ hợp amphibolit, gneis amphibol, granulit, đá phiến cao nhôm, metacarbonat và các thể đá thuộc tổ hợp gabroamphibolit, plagiogranit gneis, metaultramafic. Các đá thuộc tổ hợp gneis thường có ranh giới chình hợp hoặc chuyển tiếp với các thể granit gneis phức hệ Chu Lai.

*** Tổ hợp đá metacarbonat (*Ca*/NP- ϵ_1 kđ)**

Xếp vào tổ hợp metacarbonat gồm chủ yếu dolomit-olvin-diopsit, ít đá hoa dolomit-olivin-diopsit, kèm theo các tập đá phiến, gneis diopsit-tremolit xen kẽ các lớp mỏng quartzit dày 0,5-2,0m (metasilic). Chúng thường có mặt cùng nhau ở các vỉa lộ tự nhiên ở nhiều nơi: dọc sông Đăk My, Đông Phước Công và dọc sông Đăk My khu vực Đăk Chong. Các đá thuộc tổ hợp metacarbonat phân bố thành các tập có chiều dày từ vài mét đến hàng trăm mét, kéo dài hàng chục mét đến hàng nghìn mét. Chúng nằm chình hợp với các đá thuộc tổ hợp amphibolit, gneis amphibol, granulit, metaultramafic (khu vực Đăk Chong), hoặc với gneis-plagiogneis biotit, gneis amphibol, amphibolit khu vực Trà Leng.

- Đặc điểm thạch học dolomit và đá hoa dolomit

Bằng mắt thường đá có màu trắng, trắng xám, kết tinh hạt nhỏ đến lớn. Phân lớp rõ 5-20cm, ít khi có cấu tạo phân lớp dày hoặc dạng khối.

- *Đặc điểm thành phần (%) khoáng vật:* Dolomit, calcit: 75-85, diopsid: 0-10, olivin: 0-20, tremolit: ít, muscovit, serpentin, biotit: ít, quặng ≤ 1 .

- *Đặc điểm thành phần thạch hoá (% oxyt):*

+ Dolomit (TT339/2). MgO: 19,46; CaO: 31,98; SiO₂: 4,42; Al₂O₃: 0,55.

+ Đá hoa dolomit (TT8192). MgO: 15,65; CaO: 35,05; SiO₂: 4,42; Al₂O₃: 0,4; Fe₂O₃: 0,15; MnO: 0,02; Na₂O: 1,10; K₂O: 0,3; P₂O₅: 0,01; MKN: 39,20.

Trên biểu đồ khôi phục thành phần nguyên thủy chúng đều rơi vào trường dolomit.

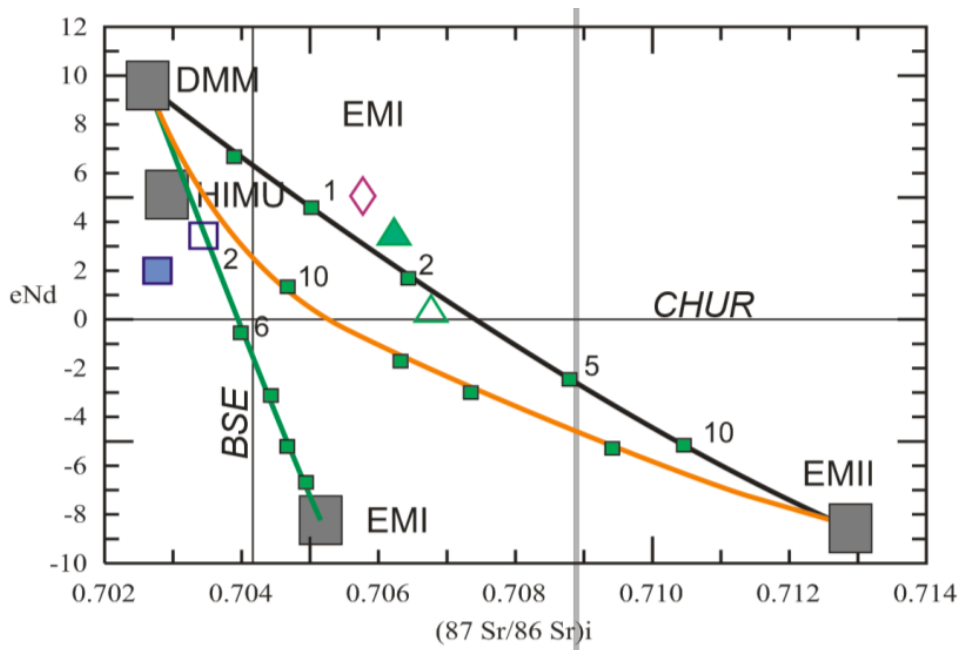
- **Quarzit:** Đá có màu trắng, trắng xám, cấu tạo hạt nhỏ-mịn, phân lớp dạng sọc dải thanh nét, các lớp quarzit dày 2-4m xen kẽ trong dolomit và gneis biotit; đặc điểm thành phần (%) khoáng vật quarzit: Thạch anh: 93-98 (trung bình: 95), plagioclas: 0-4 trung bình 2, biotit, muscovit 1-2, granat 0-2, silimanit, epidot ít, khoáng vật quặng ít, magnetit: <1; apatit: ít.

- **Đá phiến thạch anh-plagioclas-diopsid:** gồm gneis diopsid, plagiogneis-diopsid, đá phiến diopsid, đá phiến thạch anh-plagioclas-tremolit. Đá có màu xám sáng, hạt nhỏ-mịn, phân lớp, phân tầng rõ. Chúng thường tạo thành các lớp, hệ lớp dày từ vài mét đến vài trăm mét xen chỉnh hợp với dolomit, plagiogneis amphibol, hoặc gneis-đá phiến thạch anh-silimanit; đặc điểm thành phần (%) khoáng vật đá phiến thạch anh-plagioclas-diopsid: plagioclas: 15-16, thạch anh: 63-64, diopsid: 4-5, biotit: 5-6, amphibol: 10-12; khoáng vật phụ phổ biến: apatit, zircon; khoáng vật thứ sinh: epidot, chlorit, zoisit. Đá có kiến trúc hạt biến tinh, cấu tạo phiến hoặc gneis.

Vị trí tuổi các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức

Các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức có quan hệ chỉnh hợp đường phương và ranh giới chuyển tiếp ở nhiều nơi với granit gneis phức hệ Chu Lai. Với granit phức hệ Trà Bồng các thành tạo biến chất của phức hệ có quan hệ bị xuyên cắt chỉnh hợp đường phương. Kết quả định tuổi các đá tonalit, trondjemite và plagiogranit trong tổ hợp ophiolit dọc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn cho khoảng tuổi $518,5 \pm 7,1$ tr.n. Như vậy các thành tạo phức hệ Khâm Đức thuộc về vỡ đại dương cổ thành tạo trong Neoproterozoi muộn - Cambri sớm.

Giá trị đồng vị Sr và Nd trong nghiên cứu này cho thấy tỷ số (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i khá thấp, giá trị (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i khá cao với chỉ số ε_{Nd} lớn hơn 0. Như vậy nguồn các thành tạo ophiolit của phức hệ Khâm Đức liên quan đến manti. Trên biểu đồ tương quan ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr với ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd cho thấy mẫu nghiên cứu không thuộc kiểu manti nguyên thủy (DMM), kết quả mẫu nghiên cứu phân bố gần với trường magma liên quan đến manti kiểu EMI (Hình 5.10).



Hình 5.10: Biểu đồ tương quan giữa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ với $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cho amphibolit phức hệ Khâm Đức

6.1.2.2. Áp dụng các phương pháp phân tích địa hóa, địa hóa đồng vị nghiên cứu các thành tạo magma khu vực Trà Bồng - Trà My

Trong khu vực nghiên cứu có sự có mặt khá phong phú các đá magma tuổi từ Paleozoi sớm đến Mesozoi giữa - muộn. Chúng phân bố thành các khối kích thước khác nhau.

1. Phức hệ Chu Lai (G/ϵ_{1c1})

Phức hệ Chu Lai lần đầu tiên được mô tả bởi Huỳnh Trung và Nguyễn Xuân Bao (1980) [32] trong công trình thành lập bản đồ địa chất Nam Việt Nam, tỷ lệ 1:500.000. Gần đây, Nguyễn Xuân Bao (2000) [1] quan niệm phức hệ Chu Lai bao gồm các thể granitoid có mối liên quan mật thiết với các đá biến chất phức hệ Khâm Đức, chúng nằm chỉnh hợp, ranh giới rất mờ nhạt, phản ánh sự chuyển tiếp từ đá biến chất phức hệ Khâm Đức sang granitoid phức hệ Chu Lai. Trong công trình nghiên cứu này chúng tôi hoàn toàn thống nhất với quan điểm nêu trên của Nguyễn Xuân Bao.

- *Đặc điểm địa chất:* Trong diện tích vùng nghiên cứu, các thành tạo granit gneis được đối sánh với phức hệ Chu Lai gồm một khối lớn kéo từ phía đông vào trong tờ, từ Hòn Bà đến Trà Leng được chọn làm khối á chuẩn. Ngoài ra còn một số thể nhỏ lộ ra ở vùng Trà Tập và rải rác các thể nhỏ dạng migmatit trong tờ, chúng xuyên chỉnh hợp đường phương các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức. Tổng diện lộ khoảng 100km².

+ **Khối Hòn Bà:** Là khối á chuẩn của phức hệ, được lấy theo tên núi Hòn Bà, nằm về phía nam thị trấn Trà My khoảng 6km. Trên bình đồ là một khối lớn, kéo dài từ phía đông (ngoài tờ) vào trong vùng nghiên cứu, từ núi Hòn Bà qua Trà Bui đến Trà Leng theo phương á vĩ tuyến, nằm chính hợp đường phương với các đá biến chất tương amphibolit, granulit phức hệ Khâm Đức (NP- ϵ_1kd) với thành phần khá đa dạng chủ yếu là metapelit, metabazan và metacarbonat, có quan hệ kiến tạo với phức hệ Trà Bồng (GbDi-GDi-G/O₃-S_{1tb}). Khối có diện lộ lớn, rộng khoảng 6km, dài 30km, diện tích khoảng 90km². Ranh giới của chúng thường chuyển tiếp từ từ, không rõ ràng với đá vây quanh.

Thành phần thạch học là granit gneis biotit, granit hai mica. Chúng có cấu tạo gneis điển hình, ở trung tâm khối đá có kiến trúc ban biến tinh, các ban tinh feldspat kali dạng mắt hoặc hình chữ nhật tròn góc, bao quanh bởi tập hợp biotit, muscovit nằm lượn sóng kéo dài phương gneis. Ở rìa nam của khối càng gần với ranh giới hàm lượng ban tinh càng giảm, độ hạt nhỏ hơn tạo nên đới nội tiếp xúc rộng hàng trăm mét. Trong nội khối phát triển các thể từ có kích thước khác nhau và có thành phần chủ yếu là các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức. Các đá bị các hệ thống đứt gãy khác nhau phá huỷ làm dập nát, milonit hoá. Các đá trong khối bị các thành tạo magma xâm nhập và đá mạch phức hệ Bà Nà xuyên cắt, gây biến đổi greisen hoá, berezit hoá.

Trên bản đồ phóng xạ tổng gama có cường độ không đồng đều 3-7 μ R/h, tuy nhiên cao hơn phức hệ Trà Bồng và các đá biến chất phức hệ Khâm Đức, có hình dạng kéo dài phương á vĩ tuyến như diện phân bố của nó và thấp hơn phức hệ Bà Nà. Trên bản đồ hàm lượng uran, có hàm lượng cao hơn phức hệ Trà Bồng, thấp hơn phức hệ Bà Nà nhưng khó phân biệt với các thành tạo biến chất vây quanh. Trên bản đồ hàm lượng thori, có dải dị thường cao, dạng kéo dài á vĩ tuyến trùng với diện lộ từ Nước Oa qua Trà Bui với hàm lượng 12-18ppm. Trên bản đồ hàm lượng kali, có hàm lượng cao hơn đá vây quanh, nhưng thấp hơn phức hệ Bà Nà, hàm lượng thay đổi 1-4% dạng đốm da báo không đồng đều. Với kết quả trên phù hợp với kết quả đo tham số, kết quả đo xạ đường bộ có cường độ thay đổi trong khoảng 30-60 μ R/h, có thể tạo dị thường trong pegmatit đến 150 μ R/h.

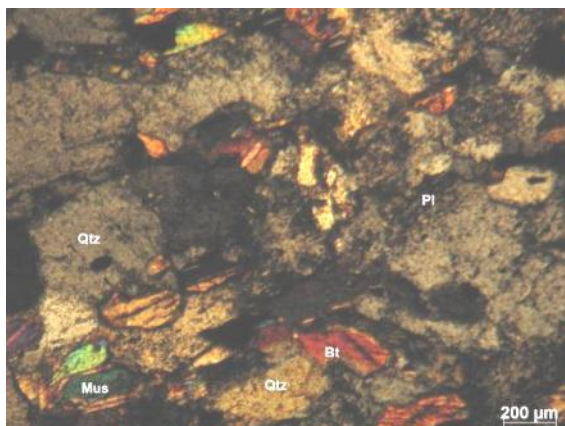
Ngoài khối Hòn Bà, trong diện tích tờ còn có các khối nhỏ khác dạng thấu kính kéo dài. Diện tích vài trăm mét vuông tới hàng chục kilomet vuông, phân bố rộng rãi trên các diện lộ đá phức hệ Khâm Đức.



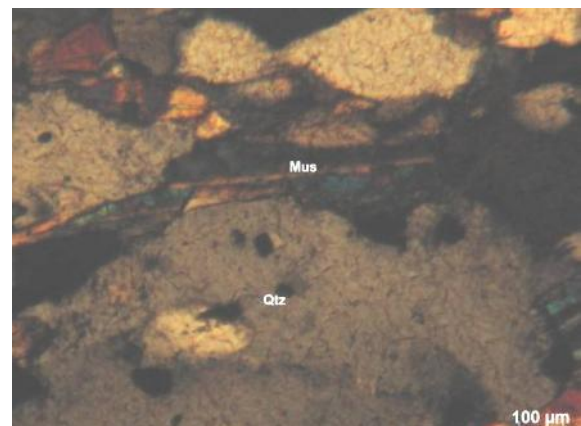
Hình 5.11: Vết lộ thể hiện cấu tạo biến dạng mạnh dạng micmatit của các đá phức hệ Chu Lai

- *Đặc điểm thạch hoá:* Đặc trưng quan trọng nhất của phức hệ Chu Lai là granit có cấu tạo kiểu gneiss với các hạt tinh feldspat bị biến dạng kiểu cấu tạo mắt. Đá ít bị biến đổi.

- *Đặc điểm thạch học-khoáng vật:* Các thành tạo xâm nhập granitoit phức hệ Chu Lai vùng nghiên cứu có thành phần khoáng vật chính gồm: thạch anh, feldspar-K và plagioclas (Hình 5.12) và kiến trúc porphyr đặc trưng; bao gồm 2 loại đá chính là granitogneis 2 mica và granitogneis biotit. Granitogneis 2 mica: Đá có màu xám sáng, có cấu tạo dạng gneiss đặc trưng, kiến trúc hạt vừa, một số nơi có kiến trúc dạng porphyr với ban tinh K-felspat hạt lớn. Thành phần khoáng vật gồm: plagioclas (oligoclas): 28 - 30%, K-felspat (orthoclas và microlin) 30 - 33%, thạch anh: 20 - 28% biotit: 3 - 5%, muscovit: 5 - 6%, các khoáng vật phụ là: zircon, granat và quặng.



Hình 5.12: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma gneiss phức hệ Chu Lai (ảnh dưới 2 nikon)

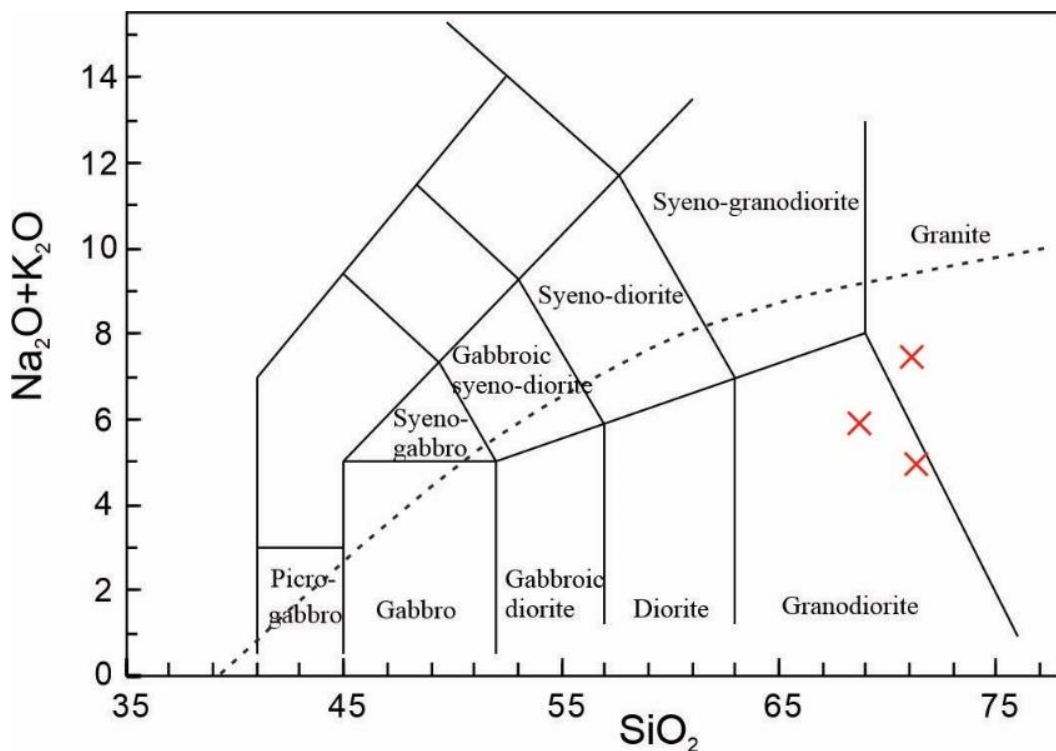


Hình 5.13: Ảnh thạch học thể hiện khoáng vật muscovit bị biến dạng yếu ven rìa các khoáng vật thạch anh (ảnh dưới 2 nikon)

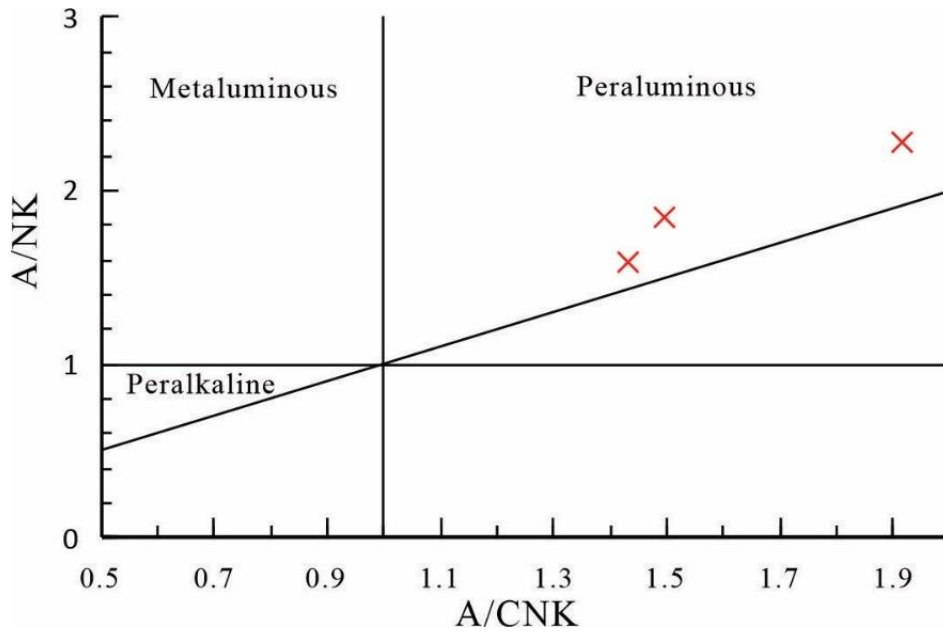
Granitogneis biotite: Đá sáng màu cấu tạo dạng gneis, kiến trúc hạt nhỏ đến vừa. Thành phần khoáng vật gồm: plagioclas (oligoclas): 29 - 30%, felspat potassium (orthochas và microlin): 30 - 32%, thạch anh: 28 - 30%, biotit 8 - 10%, muscovit 1 - 3%. Các khoáng vật phụ đặc trưng là zircon, apatit và quặng.

Ba mẫu thạch địa hóa được phân tích đại diện cho các đá granitoid khối Chu Lai. Kết quả phân tích nguyên tố chính và nguyên tố vết (Bảng 5.4) cho thấy:

- Về đặc điểm các nguyên tố chính: Các mẫu đá từ phức hệ Chu Lai có hàm lượng SiO_2 cao và dao động rất hẹp 68,65 - 71,82 wt%, tổng lượng kiềm tương đối cao ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$): 4,80 - 7,19 wt%. Trên Hình 5.14 chúng được xếp vào nhóm trường granitoid. Chúng có hàm lượng Al_2O_3 : 14,5 - 15,3 wt% và P_2O_5 : 2,0 - 4,5 wt% rất cao; chỉ số bão hòa nhôm ASI [$(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$] rất cao và đều lớn hơn 1 (ASI = 1,43 - 1,91) (Hình 5.15). Hầu hết các mẫu có hàm lượng CaO thấp: 0,6 - 1,0 (wt%); hàm lượng các oxit khác nhìn chung thấp: MgO: 0,06 - 0,08 (wt%); FeO^* : 0,1 - 0,7 (wt%).



Hình 5.14: Biểu đồ phân loại magma dựa trên thành phần SiO_2 và tổng kiềm Na, K cho các đá magma phức hệ Chu Lai khu vực Nước Vin.

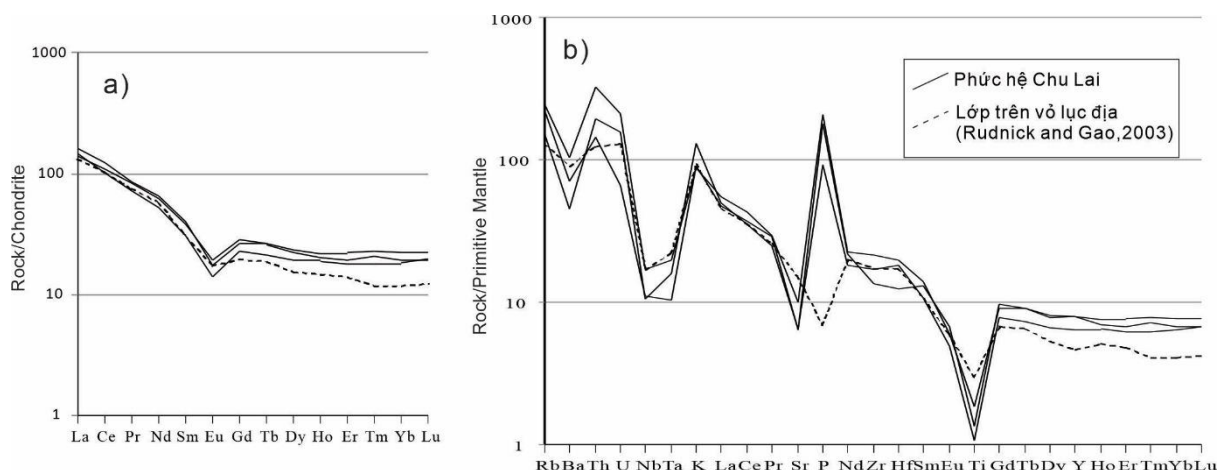


Hình 5.15: Biểu đồ chỉ tiêu bão hòa nhôm của các đá granitoid khối Chu Lai, vùng mỏ Nước Vin.

Trong thành phần nhóm nguyên tố đất hiếm của granitoid khối Chu Lai, các nguyên tố đất hiếm nhẹ (LREE) giàu hơn so với đất hiếm nặng (HREE). Các nguyên tố đất hiếm được chuẩn hóa với chondrite cho đường biểu diễn có độ nghiêng âm, độ dốc lớn ở các nguyên tố đất hiếm nhẹ ($La/Yb_N = 6 - 8$) cùng sự xuất hiện dị thường âm Eu mạnh ($Eu^* = 0,53 - 0,59$) (Hình 5.16a).

Trên biểu đồ chuẩn hóa theo manti nguyên thủy (Hình 5.16b), các nguyên tố lithophil (large ion lithophyls) (ví dụ: Rb, Ba, K) và U, Th được làm giàu so với nhóm nguyên tố trường lực mạnh (HFS - high field strength) (ví dụ: Nb, Ta, Ti). Giá trị trung bình của lớp trên vỏ lục địa theo kiến nghị của Rudnick and Gao (2003) [235] được đưa vào Hình 5.16 để đối sánh. Rõ ràng, các đá granitoid Chu Lai hoàn toàn trùng khớp với các giá trị trung bình của lớp trên vỏ lục địa, ngoại trừ việc các mẫu trong khu vực nghiên cứu thường có hàm lượng nguyên tố đất hiếm cao hơn, và có dị thường dương của nguyên tố P.

Nhóm các nguyên tố chuyển tiếp (transition elements) có hàm lượng thấp hơn chỉ số Clack bao gồm Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn (Bảng 5.4).



Hình 5.16: Biểu đồ nhận: a) phân bố đất hiếm chuẩn hóa theo Chondrit và b) theo thành phần Manti nguyên thủy của các đá granitoid khối Chu Lai, vùng mỏ Nước Vin [235]

Bảng 5.4: Thành phần địa hóa nguyên tố chính và nguyên tố đất hiếm của các mẫu granit phức hệ Chu Lai khu vực mỏ Nước Vin

Tên mẫu	CL1	CL2	CL3		CL1	CL2	CL3
SiO ₂	71.82	68.65	71.71	La	34.50	38.00	32.70
TiO ₂	0.23	0.40	0.29	Ce	62.70	76.00	66.10
Al ₂ O ₃	15.27	15.04	14.49	Pr	6.90	8.10	8.00
Fe ₂ O ₃	0.47	0.79	0.14	Nd	24.40	30.20	29.40
FeO*	0.42	0.71	0.13	Sm	4.70	6.20	5.80
Mn ₃ O ₄	1.62	2.65	2.57	Eu	0.82	1.00	1.12
MgO	0.07	0.08	0.06	Gd	4.64	5.42	5.79
CaO	0.59	1.04	0.66	Tb	0.79	0.97	0.98
Na ₂ O	3.24	3.23	2.09	Dy	4.87	5.70	5.93
K ₂ O	3.95	2.63	2.71	Ho	1.06	1.14	1.24
P ₂ O ₅	1.99	4.49	3.91	Er	2.96	3.20	3.67
SO ₃	0.13	0.16	0.08	Tm	0.46	0.53	0.58
LOI	0.76	0.76	0.81	Yb	3.12	3.31	3.75
Total (%)	100.14	99.92	99.52	Lu	0.50	0.49	0.56
Mg#	24.66	18.20	48.50	Th	16.54	27.68	12.27
Rb	96.40	155.30	141.20	U	3.27	4.41	1.39
Ba	313.00	718.00	492.00	Hf	5.60	6.10	3.80
Sr	136.00	210.00	134.00	Nb	7.50	12.10	7.90
Zr	189.00	241.00	150.00	Ta	0.65	0.81	0.42
Y	21.90	42.30	35.30	Y	29.00	36.00	36.00
Cr	11.00	21.00	23.00	A/CNK	1.43	1.50	1.91
V	24.00	64.00	39.00	A/NK	1.59	1.84	2.27
Sc	7.00	14.00	9.30	La/Yb _N	8	8	6
Co	5.00	4.00	4.00	Eu*	0.54	0.53	0.59
Ni	3.00	7.00	5.00	R1	2615	2652	3366

<i>Tên mẫu</i>	<i>CL1</i>	<i>CL2</i>	<i>CL3</i>		<i>CL1</i>	<i>CL2</i>	<i>CL3</i>
Cu	4.00	7.00	7.00	R2	366	410	358
Zn	36.00	49.00	41.00				
Ga	9.20	10.40	15.20				

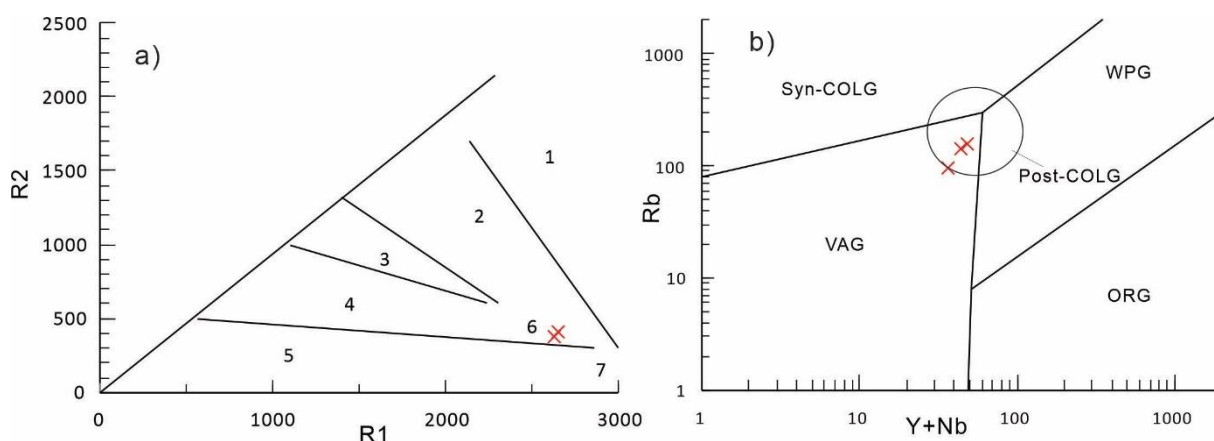
$$R1 = 1000 * (4 * SiO_2 / 60.09 - 11 * (Na_2O * 2 / 61.98 + K_2O * 2 / 94.2) - 2 * (Fe_2O_3 * 2 / 159.69 + TiO_2 / 79.9))$$

$$R2 = 1000 * (6 * CaO / 56.08 + 2 * MgO / 40.3 + Al_2O_3 * 2 / 101.96)$$

- *Nguồn và cơ chế thành tạo*: Các mẫu thuộc phức hệ Chu Lai được nghiên cứu trong đề tài này có chứa phong phú khoáng vật giàu nhôm là muscovit (Hình 5.17, 5.13), có chứa rất cao hàm lượng Al_2O_3 và P_2O_5 (Bảng 5.5), chỉ số bão hòa nhôm cũng ở mức rất cao $A/CNK > 1,1$ (Hình 5.15), chứa phong phú zircon tàn dư tuổi cổ (xem bên dưới). Tất cả những đặc trưng này đều rất điển hình cho granitoid kiểu S, loại hình đá macma mà phần lớn các nhà nghiên cứu trên thế giới hiện nay đều cho rằng được hình thành do nóng chảy từng phần từ vỏ lục địa. Quan điểm này hoàn toàn được ủng hộ trong Hình 5.16, ở đó các mẫu đá trong khu vực nghiên cứu có đường giá trị hoàn toàn trùng khớp với đường giá trị trung bình của lớp trên vỏ trái đất. Giá trị dị thường dương nguyên tố P theo chuẩn hóa manti nguyên thủy trong các mẫu đá của chúng tôi được hiểu là do nguyên tố này có ái lực rất lớn với dung thể có thành phần cao nhôm. Mặt khác, các mẫu đá trong nghiên cứu này luôn có giá trị các nguyên tố đất hiếm cao hơn giá trị trung bình lớp trên vỏ trái đất (Hình 5.16). Điều này được hiểu là do chúng được hình thành trong điều kiện áp suất thấp và nhiệt độ cao ở phần nông của vỏ lục địa, trong bối cảnh sụp đổ đới tạo núi sau va chạm lục địa, dọc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn (xem chi tiết bên dưới). Điều kiện áp suất thấp được minh chứng thông qua sự xuất hiện khoáng vật áp suất thấp plagioclaz dưới biểu hiện là dị thường âm của Eu và Sr (Hình 5.16) và sự xuất hiện phong phú của khoáng vật này ngoài thực địa cũng như trong lát mỏng, đồng thời sự thiếu vắng khoáng vật áp suất cao granat. Sự tách giãn vỏ trong quá trình sụp đổ sau va chạm sẽ tạo điều kiện cho macma có nguồn từ manti đi lên và cung cấp nhiệt độ cao để làm nóng chảy vỏ. Sự xuất hiện phong phú của macma mafic có nguồn manti, tuổi khoảng 450 triệu năm được tìm thấy khá nhiều trong khu vực nghiên cứu trong thời gian gần đây (Wang et al., 2020a, b, c) [279], [280], [281] là minh chứng cho nhận định này. Nhiệt độ cao đến từ nguồn manti sẽ làm nóng chảy mạnh mẽ các khoáng vật phụ chứa cao hàm lượng nguyên tố đất hiếm (Vd: apatit, monazit, zircon), do đó tạo

ra các đá macma có hàm lượng nguyên tố đất hiếm cao hơn thông thường, như trong trường hợp các mẫu thuộc phức hệ Chu Lai của chúng tôi.

- *Bối cảnh kiến tạo*: Phân loại theo bối cảnh kiến tạo dựa trên nguyên tố chủ lượng của [Batchelor and Bowden \(1985\) \[45\]](#) và nguyên tố vi lượng của [Pearce et al \(1984\) \[209\]](#) (Hình 5.17a, b), các mẫu granitoid khối Chu Lai đều rơi vào trường của granit đồng và sau va chạm. Bối cảnh này hoàn toàn trùng khớp với những kiến nghị của [Usuki et al. \(2009\)](#). Họ thông qua nghiên cứu các đá sét kết bị biến chất trong phức hệ Khâm Đức, tại khu vực Phước Sơn kiến nghị rằng các đá biến chất nêu trên được hình thành trong bối cảnh sụp độ sau va chạm dọc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn bắt đầu từ khoảng 450 triệu năm. Nhìn chung, các nghiên cứu gần đây đều đi đến một kết luận rằng quá trình đồng va chạm xảy ra trong khoảng 460-450 triệu năm, sau đó chuyển tiếp đến quá trình sau va chạm trong khoảng từ 450-410 triệu năm (Vd: [Faure et al., 2018](#); [Jiang et al., 2020](#); [Tran et al., 2020](#)). Như vậy, các mẫu đá thuộc phức hệ Chu Lai trong nghiên cứu này có lẽ là được hình thành trong giai đoạn đầu của của quá trình sụp đổ sau va chạm của đới khâu nêu trên.



Hình 5.18: Biểu đồ phân chia kiểu granitoid theo bối cảnh kiến tạo: a) R1 và R2 (sau [Batchelor and Bowden, 1985](#)), 1: phân dị từ manti, 2: tiền va chạm mảng, 3: nâng chồi sau va chạm, 4: hậu tạo núi, 5: không liên quan đến tạo núi, 6: đồng va chạm, 7: sau va chạm; (b) Rb và Y+Nb (sau [Pearce et al., 1984](#)). VAG - granit cung núi lửa; syn - COLG - granit đồng va chạm; WPG - granit nội mảng; ORG - granit dãy núi giữa đại dương; Post-COLG - granit sau va chạm.

- Khoáng sản liên quan

Trong vùng nghiên cứu, trên diện phân bố của phức hệ Chu Lai có các khoáng hoá vàng, wolfram, thiếc định trú, đây là sản phẩm của các quá trình địa chất về sau được huy động trên phức hệ này. Tuy nhiên, trên biểu đồ V-Satran, 1977 các đá rơi vào trường Sn-Mo, theo đặc điểm địa hoá granit có tập trung cao

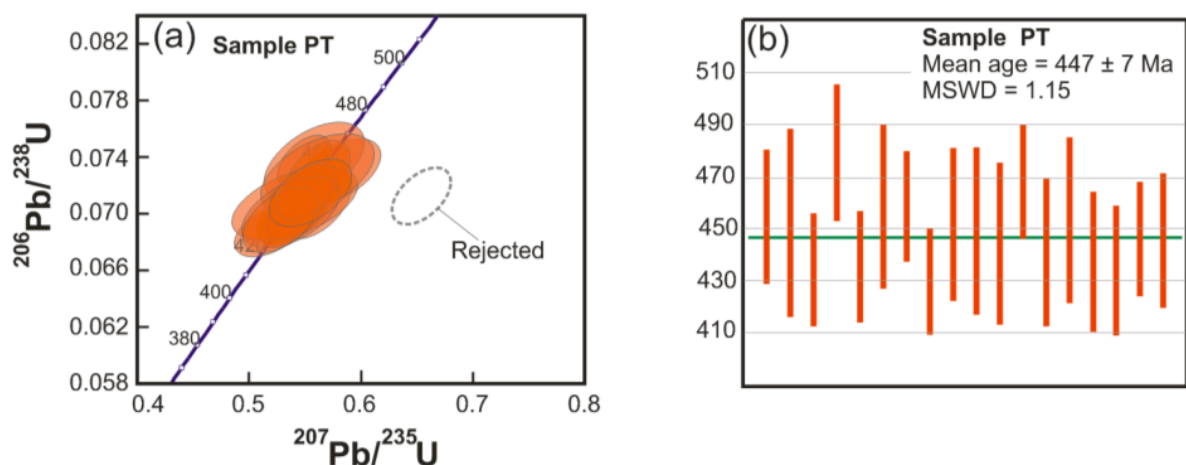
các nguyên tố: Sn, Mo, W; trong đá Sn rất cao trung bình 25,19 lần Clark, nghĩa là chúng có khả năng sinh thối [5], [15], [22].

Với các đặc điểm trên về thạch học, khoáng vật, thạch địa hoá có thể thấy khoáng sản liên quan của phức hệ là Sn và Mo. Ngoài ra trong vùng nhân dân đang khai thác đá của phức hệ này làm vật liệu xây dựng, rải đường, một số khu vực đá có độ nguyên khối cao có thể làm đá ốp lát.

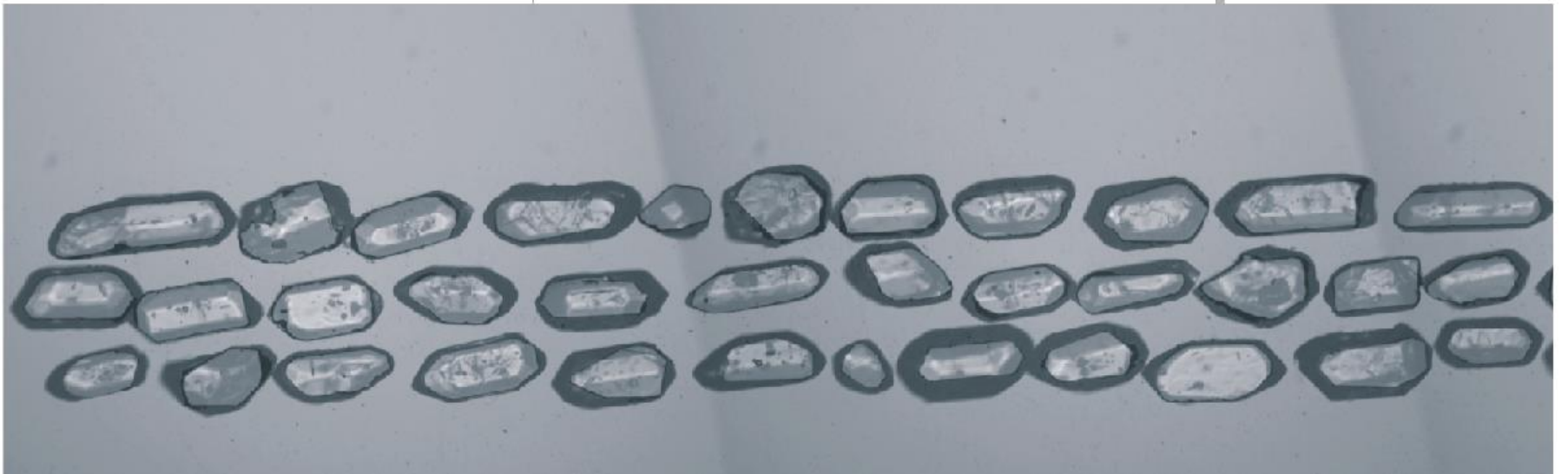
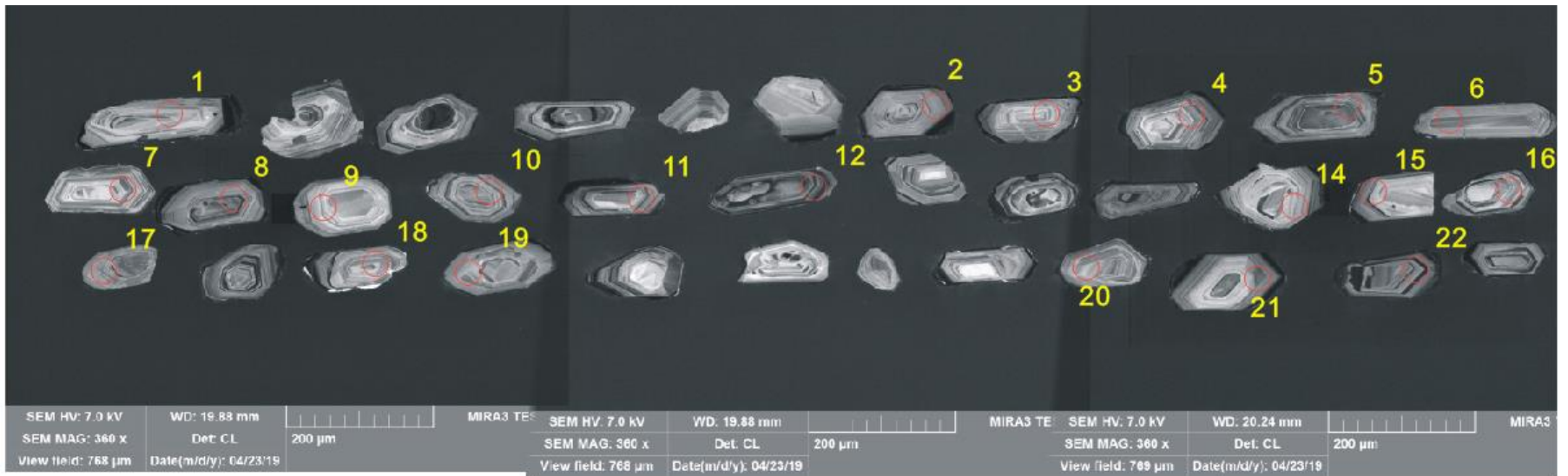
- Tuổi thành tạo

22 hạt zircon trong mẫu phức hệ Chu Lai khu vực mỏ Nước Vin được sử dụng để phân tích tuổi U-Pb zircon. Kết quả phân tích tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ thay đổi từ $426,7 \pm 5,7$ tr.n đến $2455,3 \pm 24,4$ tr.n. 17 điểm phân tích có tính phù hợp cao cho tuổi trung bình 447 ± 7 tr.n với 95% kết quả phù hợp và trọng số (MSWD) đạt rất thấp 1,15 (Hình 5.18).

Toàn bộ 17 hạt zircon nghiên cứu để xác định tuổi đều cho tỷ số địa hóa Th/U khá cao (0,12-1,27). Giá trị tỷ số này điển hình cho tỷ số của zircon hình thành trong quá trình magma. Cấu tạo zircon trong mẫu nghiên cứu cũng cho thấy các đới phát triển tự hình, sắc nét đặc trưng cho cấu tạo zircon liên quan đến hoạt động magma. Như vậy tuổi 447 ± 7 tr.n được chúng tôi xác định là tuổi thành tạo của magma khối granit phức hệ Chu Lai phía bắc khu mỏ Nước Vin, Bắc Trà My. Tuổi này hoàn toàn phù hợp với các nghiên cứu tuổi đồng vị zircon gần đây về phức hệ Chu Lai, với khoảng tuổi hình thành được kiến nghị vào khoảng 450-420 triệu năm [79], [143], [274], [275].



Hình 5.18: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trong mẫu nghiên cứu PT phức hệ Chu Lai.



Hình 5.19: Mẫu PT: Ảnh phát quang âm cực CL của cấu trúc trong zircon và các điểm phân tích (ảnh trên) và ảnh SEM thể hiện bề mặt zircon (ảnh dưới).

2. *Phức hệ Trà Bồng (GbDi-GDi-G/O₃-S_{1tb})*

Phức hệ Trà Bồng được Nguyễn Văn Trang và nnk (1997) [28], Đào Đình Thục và Huỳnh Trung (1995) [26], trong công trình đo vẽ bản đồ địa chất tỷ lệ 1:200.000 nhóm tờ Huế-Quảng Ngãi. Phức hệ Trà Bồng bao gồm các thể xâm nhập diorit, tonalit, granodiorit phân bố chủ yếu ở rìa bắc địa khối Kon Tum mà trước đó đã liệt vào phức hệ Đại Lộc [31], có tuổi thành tạo Ordovic-Silur.

- *Đặc điểm địa chất:* Trong diện tích tờ Thôn Riêng, các thành tạo xâm nhập được so sánh với phức hệ Trà Bồng gồm các khối khối Phước Thành và một số khối nhỏ ở vùng Nam Trà Leng và Phước Công. Tổng diện tích khoảng 56km².

+ **Khối Phước Thành:** Được gọi theo tên xã Phước Thành, huyện Phước Sơn. Khối có dạng kéo dài phương ĐDB-TTN khoảng 10km, rộng 1,5-2,0km, diện tích khoảng 16km², kéo dài từ thượng nguồn suối Đăk Mêa tới sông Đăk My ngã ba suối Đăk Lun. Khối xuyên theo đường phương các đá biến chất phức hệ Đăk My, không thấy các xâm nhập trẻ hơn xuyên cắt chúng.

Thành phần thạch học của khối khá đơn giản chỉ có các đá pha 2 và pha 3, với thành phần chủ yếu tonalit, gneis biotit-hornblend, granodiorit, plagiogneis biotit-hornblend (các đá gneis có kiến trúc tàn dư xâm nhập). Pha 3 phân bố thành khối nhỏ xuyên lên phần rìa pha 2.

+ **Khối Tân Hiệp:** Được chọn làm khối á chuẩn cho phức hệ. Tên của khối được gọi theo tên thôn Tân Hiệp, xã Trà Tân, huyện Trà My, nằm sát phía nam huyện lỵ Trà My. Đá của phức hệ lộ ra thành khối lớn dạng kéo dài, phương á vĩ tuyến, từ Trà Giang đến Trà Bui khoảng 14km và còn kéo ra khỏi diện tích tờ về phía đông, rộng 3km, diện tích khoảng 37km². Phía bắc của khối, đá của phức hệ xuyên lên các đá biến chất phức hệ Khâm Đức, rìa nam phức hệ có quan hệ đứt gãy kiến tạo phương á vĩ tuyến với đá granit phức hệ Chu Lai, bị các đá mạch phức hệ Bà Nà xuyên cắt, ngoài ra trong khối còn gặp nhiều thể từ các đá biến chất phức hệ Khâm Đức. Đá lộ khá tốt dọc theo suối Nước Oa và dọc theo đường ô tô từ cầu Nước Oa đi Trà Bui.

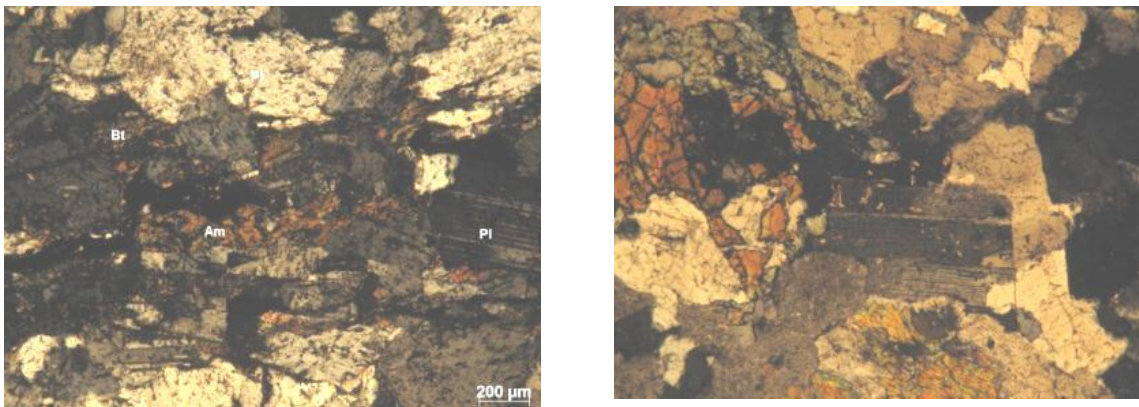
Thành phần thạch học của khối có đầy đủ ba pha: Pha 1 phân bố chủ yếu ở rìa bắc của khối, khu vực Nam Trà Đốc gồm các thể nhỏ gabbro, gabbro diorit, diorit xuyên lên trong các đá biến chất phức hệ Khâm Đức hoặc từ trong pha 2. Pha 2 chiếm ưu thế tuyệt đối gồm các đá tonalit, gneis biotit-hornblend, granodiorit, plagiogneis biotit-hornblend (các đá gneis có kiến trúc tàn dư xâm nhập). Các đá pha 3 lộ ra khối nhỏ rìa bắc của khối, thành phần là plagiogranit gneis và granit gneis.



Hình 5.20: Vết lộ thực địa các đá granit của phức hệ Trà Bồng.

A : Đá granodiorit ; B : Đá gabbo

- *Đặc điểm thạch học-khoáng vật:* Các thành tạo xâm nhập granitoid phức hệ Trà Bồng vùng nghiên cứu có thành phần khoáng vật chính gồm: thạch anh, feldpat-K, plagioclas và hornblend (Hình 5.21). Đá có màu xám sáng, có cấu tạo biến dạng gneiss yếu, kiến trúc hạt vừa. Thành phần khoáng vật gồm: plagioclas: 25 - 30%, feldpat-K (orthoclas) 35 - 40%, thạch anh: 20 - 25% biotit: 3 - 5%, hornblend: 7 - 10%, các khoáng vật phụ là: zircon và quặng.

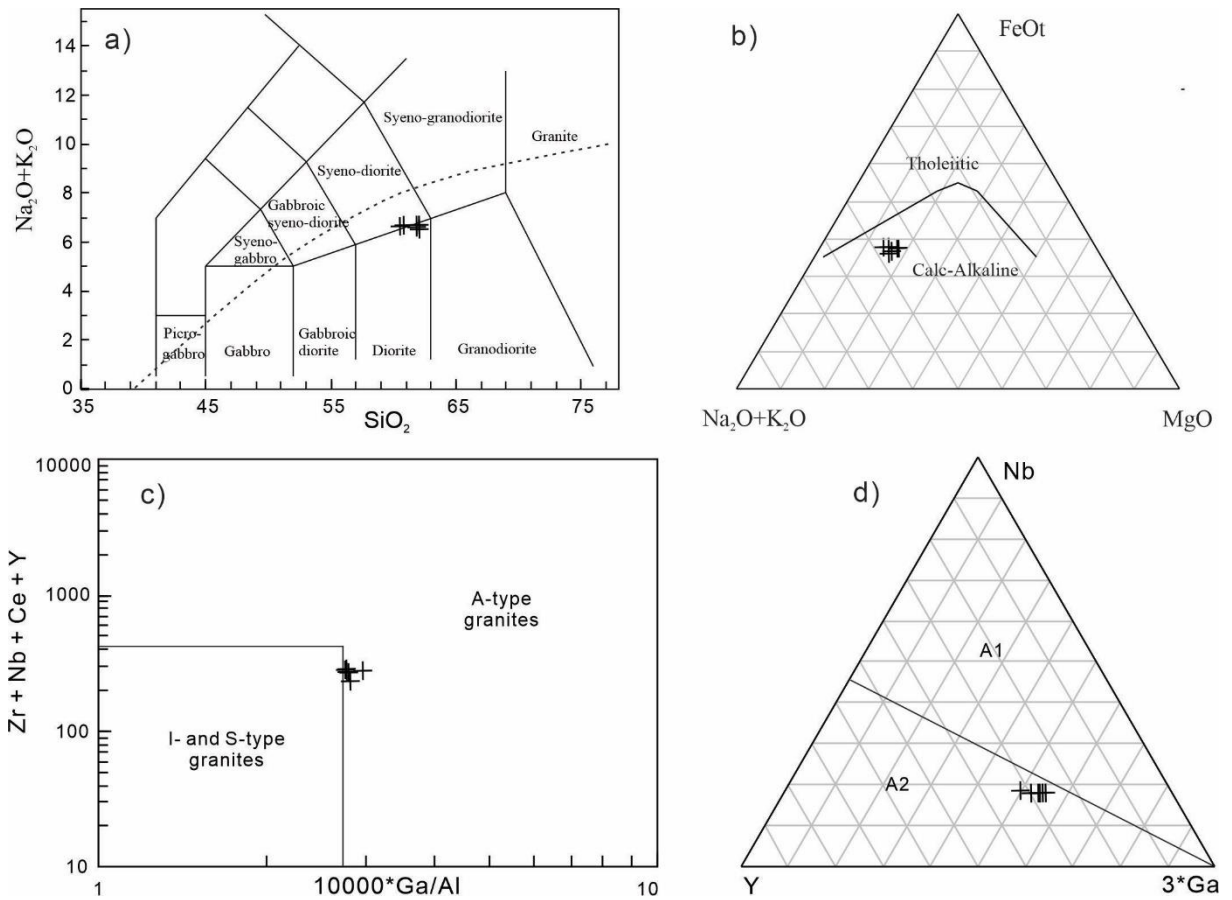


Hình 5.21: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma gneiss phức hệ Trà Bồng (ảnh dưới 2 nikon)

Ba mẫu thạch địa hóa được phân tích đại diện cho các đá granitoid khối Trà Bồng. Kết quả phân tích nguyên tố chính và nguyên tố vết (Bảng 5.5) cho thấy:

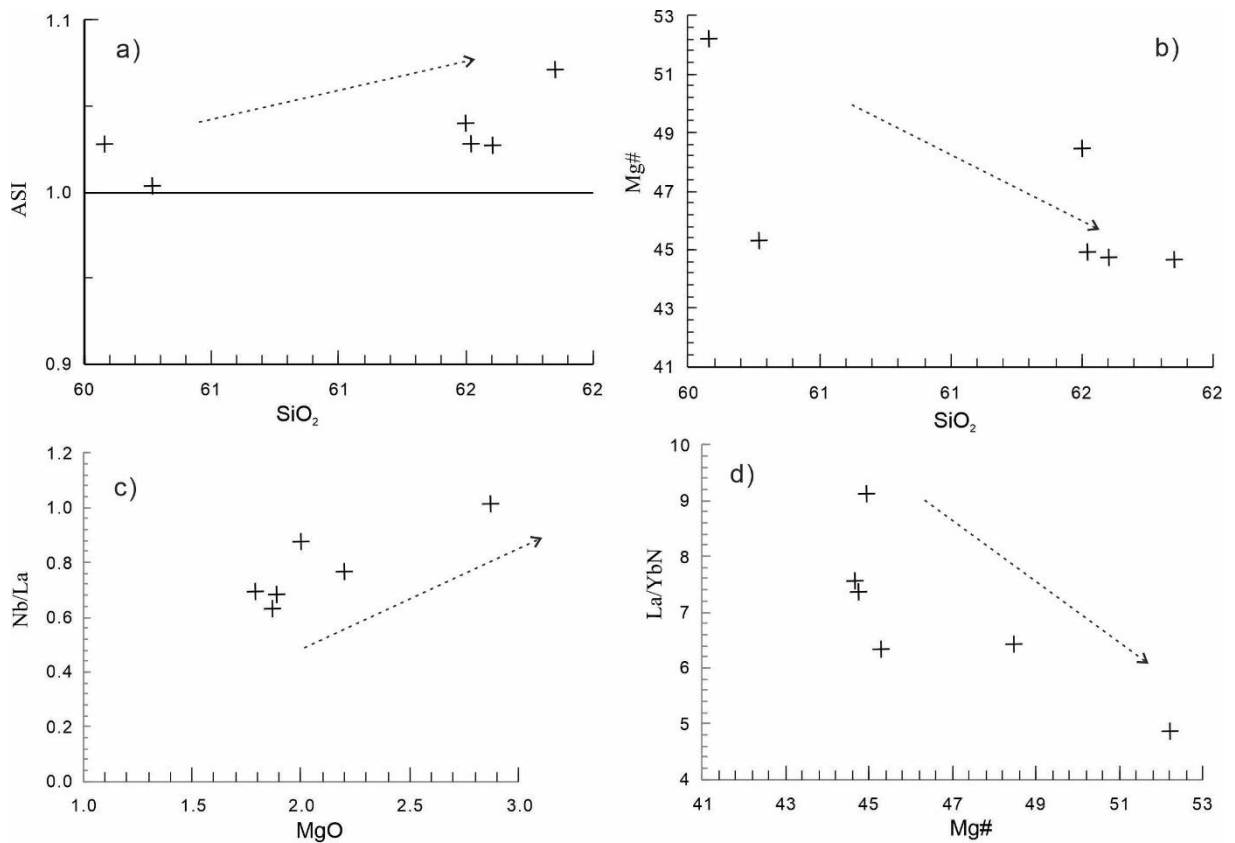
- *Về đặc điểm địa hóa các nguyên tố:* Các mẫu đá thuộc phức hệ Trà Bồng trong nghiên cứu này có tổng lượng kiềm tương đối cao $Na_2O + K_2O = 6,33-6,65$ (wt%). Trong biểu đồ tổng lượng kiềm của Lebas et al. (1986), các mẫu nằm giữa ranh giới của trường diorit và syeno-diorit (Hình 5.22a). Trong biểu đồ AFM của Irvine and Baragar (1971) [137], các mẫu định nghĩa một đường biến thiên của calc-alkaline (Hình 5.22b). Các mẫu có hàm lượng cao nhóm nguyên tố trường lực mạnh (HFS - high field strength) ($Zr+Nb+Ce+Y = 230-297$ ppm), cao tỉ số $10000*Ga/Al$ (2,73-2,98). Chúng phân bố trong trường granit kiểu A của trong

biểu đồ phân loại đá granit của Whalen et al. (1987) [286] (Hình 5.22c). Trong biểu đồ phân loại chi tiết các đá granit kiểu A của Eby (1992) [81], tất cả các mẫu phân bố trong trường granit kiểu A2 (Hình 5.22d).



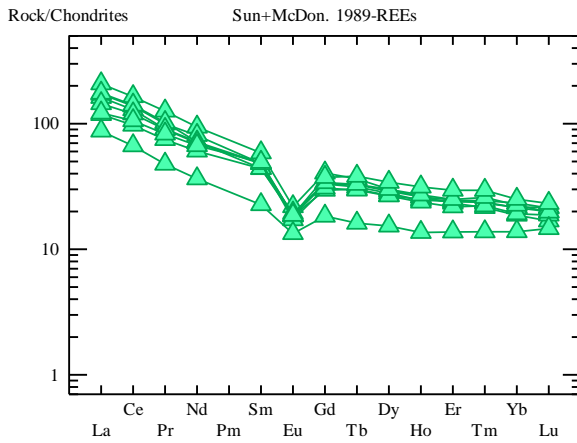
Hình 5.22: (a) Biểu đồ phân loại magma dựa trên thành phần SiO_2 và tổng kiềm Na, K; (b) Biểu đồ AFM (sau Irvine and Baragar, 1971); (c) Biểu đồ phân loại các đá granitoid (sau Whalen et al., 1987); (d) Biểu đồ phân loại chi tiết các đá granitoid kiểu A (sau Eby 1992)

Hình 5.23 được thiết kế để tra nguồn của các mẫu đá. Trong biểu đồ chỉ số bão hòa nhôm được kiến nghị bởi Frost et al. (2001) [95], các mẫu đá có biểu hiện peraluminous nhẹ, đồng thời có biểu hiện tăng theo giá trị của SiO_2 (Hình 5.23a). Các mẫu đá có giá trị $\text{Mg}\#$ tương đối cao (45-52) và có quan hệ tỉ lệ nghịch với SiO_2 (Hình 5.23b) và với độ làm giàu của nguyên tố đất hiếm nhẹ so với nguyên tố đất hiếm nặng (tức là giá trị La/Yb_N) (Hình 5.23d). Biểu đồ tương quan giữa tỉ số Nb/La so với MgO (Hình 5.23d) thường xuyên được sử dụng trong kiểm tra mức độ hỗn nhiễm vỏ của magma (Vd: Wang et al., 2020a). Trong biểu đồ này, hai giá trị trên có tương quan nghịch.

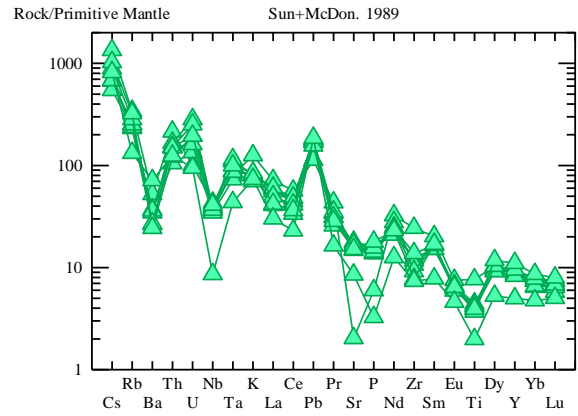


Hình 5.233: Biểu đồ dùng để kiểm tra khả năng nhiễm vôi của đá macma: (a) Sự thay đổi của giá trị bão hòa nhôm so với SiO₂ (sau Frost et al., 2001); (b) Sự thay đổi của Mg# so với SiO₂; (c) Sự thay đổi của Nb/La so với MgO; (d) Sự thay đổi của Mg# so với La/Yb_N (N thể hiện là giá trị sau chuẩn hóa với Chondrit)

Trong biểu đồ các nguyên tố đất hiếm được chuẩn hóa theo Chondrit (Hình 5.24), tất cả các mẫu đều được làm giàu nguyên tố đất hiếm nhẹ so với nguyên tố đất hiếm nặng ($La/Yb_N = 5-9$). Đồng thời, các mẫu đều có biểu hiện dị thường âm nguyên tố Eu rất mạnh. Trong biểu đồ đối sánh với thành phần của manti nguyên thủy (Hình 5.25), các nguyên tố lithophil (large ion lithophyls) (Vd: Rb, Pb, K) và Th, U được làm giàu so với các nguyên tố trường lực mạnh (HFS - high field strength) (Vd: Nb, Ti).

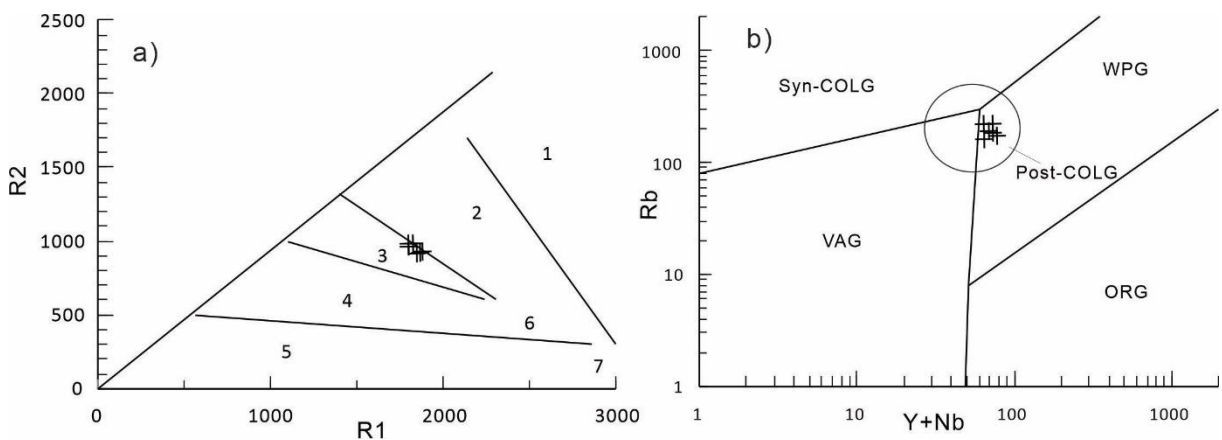


Hình 5.244: Biểu đồ đối sánh thành phần Chondrit của các đá magma phức hệ Trà Bồng



Hình 5.255: Biểu đồ đối sánh thành phần Mantle nguyên thủy của các đá magma phức hệ Trà Bồng

Trong các biểu đồ phân chia bồi cảnh kiến tạo theo nguyên tố chủ lượng của Batchelor and Bowden (1985) (Hình 5.26a) và theo nguyên tố vi lượng của Pearce et al. (1984) (Hình 5.26b), tất cả các mẫu của phức hệ Trà Bồng đều phân bố trong trường sau va chạm.



Hình 5.26: Biểu đồ phân chia kiểu granitoid theo bồi cảnh kiến tạo của các mẫu đá phức hệ Trà Bồng: a) R1 và R2 (sau Batchelor and Bowden, 1985), 1: phân dị từ manti, 2: tiền và chạm mảng, 3: nâng chồi sau va chạm, 4: hậu tạo núi, 5: không liên quan đến tạo núi, 6: đồng va chạm, 7: sau va chạm; (b) Rb và Y+Nb (sau Pearce et al., 1984). VAG - granit cung núi lửa; syn - COLG - granit đồng va chạm; WPG - granit nội mảng; ORG - granit dãy núi giữa đại dương; Post-COLG - granit sau va chạm.

Bảng 5.6: Thành phần địa hóa các đá magma xâm nhập granodiorit của phức hệ Trà Bồng

Mẫu	TB1	TB2	TB3	TB4	TB5	TB6
SiO ₂	60.27	61.85	61.60	61.52	61.50	60.08
Al ₂ O ₃	17.90	17.53	17.33	17.61	17.20	17.32
TFe ₂ O ₃	5.63	5.17	5.44	5.34	5.45	6.12
FeO	5.07	4.65	4.90	4.81	4.91	5.51
MgO	2.00	1.79	1.89	1.87	2.20	2.87
CaO	4.89	4.12	4.45	4.42	4.11	4.30
Na ₂ O	4.11	4.23	3.98	4.11	4.14	4.10
K ₂ O	2.41	2.10	2.39	2.49	2.46	2.55
TiO ₂	0.96	0.86	0.92	0.90	0.80	0.85
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.30	0.31	0.34	0.39
MnO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.15
H ₂ O-	0.08	0.12	0.04	0.04	0.12	0.14
LOI	1.34	1.34	1.58	1.32	1.10	1.20
Li	29.71	27.77	25.19	26.58	35.41	43.87
Be	4.85	4.74	5.10	4.92	4.60	5.13
Sc	13.16	13.53	12.88	11.93	14.59	17.97
V	100.98	91.25	96.28	94.31	81.77	88.53
Cr	10.19	9.67	9.62	9.42	21.23	30.28
Co	88.89	111.88	147.01	93.80	99.52	103.09
Ni	46.86	60.47	82.51	48.68	59.81	69.69
Cu	20.24	7.24	14.68	7.38	12.75	13.92
Ga	25.82	26.24	27.31	25.98	25.15	25.85
Rb	161.06	146.85	150.66	160.05	179.81	205.22
Sr	376.35	346.82	338.87	352.59	313.19	319.26
Y	40.67	40.86	41.78	37.51	43.22	50.21
Zr	139.29	130.85	119.20	102.89	154.30	86.41
Nb	24.54	26.60	27.83	26.22	26.15	29.28
Mo	0.49	0.39	0.48	0.51	0.34	0.31
Sn	3.65	4.40	4.50	3.92	5.83	7.39
Cs	5.31	5.38	4.31	5.38	7.04	8.10
Ba	258.68	185.59	241.24	251.61	188.20	170.02
La	28.02	38.38	40.72	41.47	34.18	28.85
Ce	59.50	79.01	84.71	86.09	73.20	64.58
Pr	7.10	8.63	9.45	9.71	8.55	7.87
Nd	28.26	33.53	37.65	33.33	32.78	31.23
Sm	6.71	6.75	7.39	7.42	7.35	7.54
Eu	1.13	1.07	1.07	1.00	1.09	1.08

Mẫu	TB1	TB2	TB3	TB4	TB5	TB6
Yb	3.17	3.64	3.97	3.26	3.81	4.25
Lu	0.43	0.51	0.54	0.48	0.50	0.59
Hf	3.27	3.32	2.86	2.57	3.82	2.45
Ta	2.96	4.45	4.68	3.60	3.52	4.07
Pb	11.99	12.65	12.23	12.77	12.08	11.07
Th	8.91	12.91	14.11	12.92	12.67	10.34
U	2.82	4.10	5.94	5.28	3.39	4.08
Mg#	45	45	45	45	48	52
Nb/La	0.88	0.69	0.68	0.63	0.77	1.01
La/YbN	6	8	7	9	6	5
10000*Ga/Al	2.7	2.8	3	2.8	2.8	2.8
Na ₂ O+K ₂ O	6.52	6.33	6.37	6.60	6.60	6.65
ASI	1.00	1.07	1.03	1.03	1.04	1.03
Zr+Nb+Ce+Y	264	277	274	253	297	230
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.5	0.6	0.61	0.59	0.62
R1	1825	1974	1970	1899	1893	1774
R2	974	873	910	911	886	942

$$ASI = Al / (Ca - 1.67 * P + Na + K)$$

- *Nguồn và cơ chế thành tạo*: Tất cả các mẫu diorit của phức hệ Trà Bồng trong nghiên cứu này đều giá trị cao tổng kiềm K₂O+Na₂O, hàm lượng cao nhóm các nguyên tố trường lực mạnh (HFS - high field strength) (Vd: Zr, Nb, Ce và Y), cao giá trị Ga/Al (Hình 5.22c), và dị thường âm của Eu, Sr (Hình 5.24, 5.25). Đây là những đặc trưng rất cơ bản cho các đá granitoid kiểu A. Có 3 phương thức là nóng chảy từng phần vỏ, hoặc phân dị, hoặc phân dị kèm hỗn nhiễm vỏ của macma nguồn gốc manti, nhưng đều phải có cùng điều kiện đó là nhiệt độ cao và áp suất thấp, đã được kiến nghị để giải thích cho sự hình thành của granitoid kiểu A [96].

Mặc khác, các mẫu diorit ở đây chứa thấp hàm lượng SiO₂ (60-62 w%), K₂O/Na₂O (0,5-0,62), và đặc biệt là tương đối cao giá trị Mg# (45-52). Những đặc trưng này rất đặc trưng cho sự tham gia của macma có thành phần manti. Tuy nhiên, các macma này lại mang rất nhiều đặc trưng hỗn nhiễm vỏ như được thấy trong Hình 5.23. Đầu tiên, vỏ lục địa thường cao chỉ số bão hòa nhôm ASI và hàm lượng SiO₂. Khi các macma mafic bị hỗn nhiễm vỏ thì 2 giá trị này sẽ có tương quan thuận, như trong trường hợp các mẫu trong nghiên cứu này (Hình 5.23a). Thứ hai, giá trị Mg# cao là một đặc trưng tiêu biểu của nguồn manti, khi bị hỗn nhiễm vỏ thì Mg# và SiO₂ sẽ có biểu hiện tương quan nghịch (Hình 5.23b). Tiếp

theo, vỏ lục địa cũng có đặc trưng là các nguyên tố đất hiếm nhẹ được làm giàu đáng kể so với các nguyên tố đất hiếm nặng, biểu hiện thông qua giá trị La/Yb_N cao [235]. Do vậy, hỗn nhiễm vỏ cũng sẽ làm giảm giá trị của $Mg\#$ khi giá trị La/Yb_N tăng cao (Hình 5.23d). Cuối cùng, MgO cao cũng là một đặc trưng của manti, trong khi vỏ lại có đặc trưng Nb/La thấp, sự hỗn nhiễm vỏ sẽ tạo ra các đá macma có biểu hiện tương quan thuận giữa hàm lượng MgO và giá trị Nb/La [279] (Hình 5.23c).

Tổng kết, chúng tôi kiến nghị rằng các mẫu đá diorit của phức hệ Trà Bồng trong nghiên cứu này có nguồn gốc phân dị từ manti đồng thời bị hỗn nhiễm vỏ khi macma đi lên, đồng thời được hình thành trong điều kiện nhiệt độ cao, áp suất thấp. Quá trình tách giãn sau va chạm chính là điều kiện tiên quyết cho các quá trình này xảy ra (xem bên dưới).

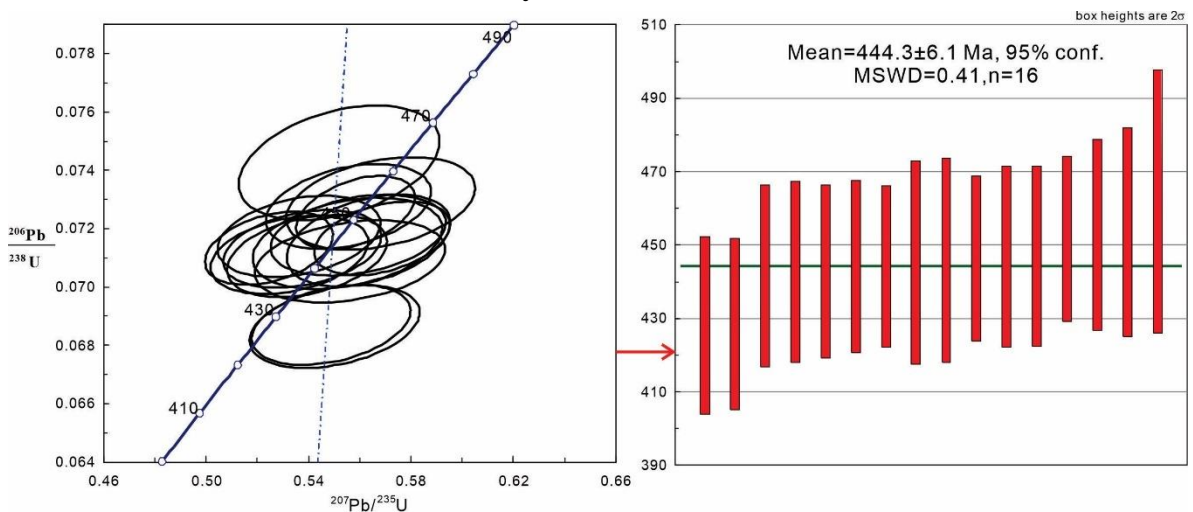
- *Bối cảnh kiến tạo thành tạo diorit Trà Bồng*: Trong biểu đồ phân loại chi tiết các đá granitoid kiểu A của Eby (1992) [81] (Hình 5.22d), các đá ở đây đều phân bố trong trường A2, loại đá mà thường được tìm thấy trong các khu vực tách giãn sau va chạm (Eby 1992) [81]. Quan điểm này hoàn toàn được ủng hộ theo phân loại theo bối cảnh kiến tạo dựa trên nguyên tố chủ lượng của Batchelor and Bowden (1985) [45] và nguyên tố vi lượng của Pearce et al (1984) [209] (Hình 5.26a, b). Ở đó, các mẫu diorit khối Trà Bồng đều rơi vào trường của granit sau va chạm. Ngoài ra, các mẫu đá này được định tuổi $444,1 \pm 6,1$ triệu năm (xem bên dưới), tức là gần như đồng thời với các đá thuộc khối Chu Lai đã được chứng minh ở trên là hình thành trong bối cảnh sau va chạm.

Ngoài ra, các mẫu đá Trà Bồng ở đây còn có những đặc trưng macma cung. Ví dụ như có đặc trưng vôi-kiềm (Hình 5.22b), các nguyên tố lithophyl (large ion lithophyls) (Vd: Rb, Pb, K) và Th, U được làm giàu so với các nguyên tố trường lực mạnh (HFS - high field strength) (Vd: Nb, Ti) (Hình 5.25). Chúng tôi hiểu rằng, các đặc trưng này được bắt nguồn từ sự nóng chảy từng phần của thạch quyển manti (sub-continental lithospheric mantle) nơi đã từng được làm giàu từ quá trình hút chìm trước đó khi quyển mềm di chuyển lên trên, trong môi trường tách giãn sau va chạm, dọc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn.

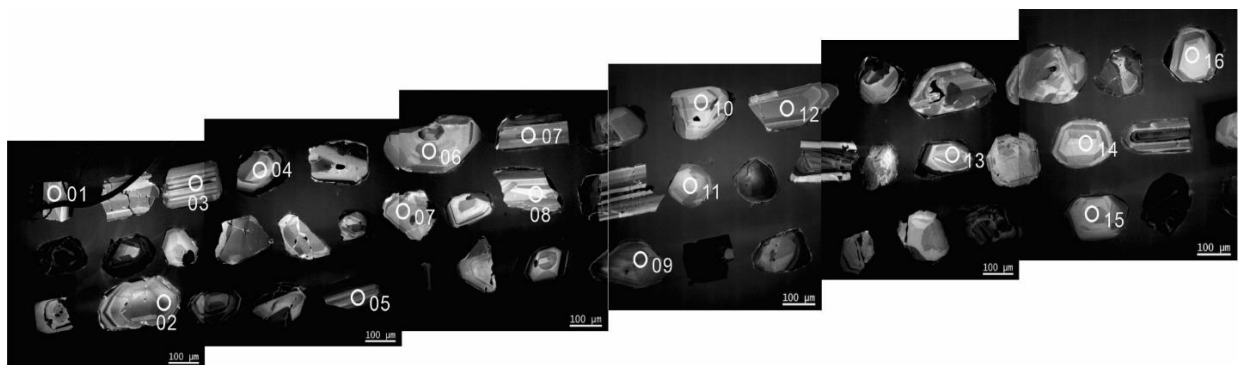
- *Khoáng sản liên quan*: Biểu hiện quặng hoá liên quan với các granitoid của phức hệ Trà Bồng khá nghèo nàn, theo đặc điểm địa hoá thì ít có sự tập trung các nguyên tố tạo khoáng, tuy nhiên đặc tính của magma kiểu I-granit và trên biểu đồ của Sattiran (1977) thì chúng có khả năng sinh Au, Mo. Trong các thành tạo này hầu như ít có các đá mạch sinh sau cắt qua và dường như chúng làm màng

chấn của các quá trình quặng hoá vàng. Mặt khác một số nơi người ta đang dùng các đá của phức hệ làm vật liệu xây dựng, rải đường.

- *Tuổi thành tạo:* Trong mẫu Trà Bồng, toàn bộ 16 hạt zircon nghiên cứu để xác định tuổi đều cho tỷ số địa hóa Th/U khá cao (0, 7-1,37). Giá trị tỷ số này điển hình cho tỷ số của zircon hình thành trong quá trình magma. Cấu tạo zircon trong mẫu nghiên cứu cũng cho thấy các đới phát triển tự hình, sắc nét đặc trưng cho cấu tạo zircon liên quan đến hoạt động magma. Như vậy tuổi $444,3 \pm 6,1$ tr.n được chúng tôi xác định là tuổi thành tạo của magma khối diorit phức hệ Trà Bồng phía bắc khu mỏ Nước Vin, Bắc Trà My.



Hình 5.267: Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ trong mẫu nghiên cứu Trà Bồng



Hình 5.278: Mẫu Trà Bồng: Ảnh phát quang âm cực CL của cấu trúc trong zircon và các điểm phân tích.

3. *Phức hệ Bà Nà*

Phức hệ Bà Nà lộ ra chủ yếu dạng các khối nhỏ phân bố phần phía nam vùng nghiên cứu. Chúng xuyên cắt các đá biến chất hệ tầng Khâm Đức, gây biến đổi vây quanh yếu.

- *Đặc điểm thạch học-khoáng vật:* Granitoid phức hệ Bà Nà chia làm hai pha xâm nhập và pha đá mạch thành phần chủ yếu là granit biotit, granit hai mica.

+ Pha 1: Granit biotit, granit hai mica hạt lớn màu xám sáng, cấu tạo khối, rìa khối vài chỗ cấu tạo gneis; kiến trúc hạt nửa tự hình đôi chỗ có kiến trúc dạng porphyr. Thành phần khoáng vật (%) chủ yếu: plagioclas: 28-35; felspat kali: 30-40; thạch anh: 28-35; biotit: 3-8; muscovit: ít-5; khoáng vật phụ: apatit, zircon, quặng. Khoáng vật thứ sinh: muscovit, zoisit, chlorit.

+ Pha 2: Granit biotit, granit hai mica hạt vừa-nhỏ sáng màu, kiến trúc hạt nửa tự hình. Thành phần khoáng vật (%) chủ yếu: plagioclas: 30-35; felspat kali: 30-38; thạch anh: 25-34; biotit: 1-7; muscovit: ít-3 (tần suất xuất hiện 80%); khoáng vật phụ: quặng, turmalin, apatit, zircon.

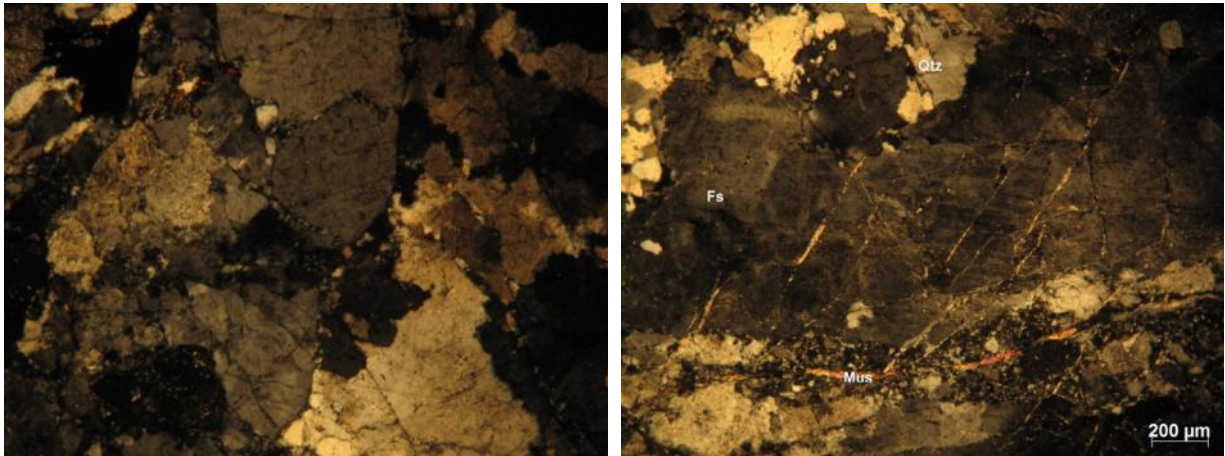
Pha đá mạch gồm: Granit aplit, pegmatit, thạch anh, felsit.

Granit aplit thường tạo thành các mạch nhỏ chiều dày thay đổi 0,1-0,5m, trong nội khối của phức hệ, đá có màu trắng, kiến trúc aplit, cấu tạo khối.

Pegmatit thường tạo thành các ổ hoặc thấu kính nhỏ trong nội khối hoặc xuyên lên trong các đá vây quanh, chiều dày 0,4-1,0m, đá có màu trắng hoặc hồng nhạt cấu tạo khối, kiến trúc pegmatit, trong đá thường có nhiều turmalin.

Thạch anh tạo thành các mạch nhỏ chiều dày thay đổi 0,1-1m, các đá thạch anh của phức hệ khá đa dạng về thành phần, mạch thạch anh không khoáng hoá, mạch thạch anh greizen turmalin (wolframit-molybdenit), mạch thạch anh-sulphur-(vàng), phân bố nội và ngoại khối (nội khối khoáng hoá thường nghèo).

Felsit thường tạo thành các mạch có chiều dày rất khác nhau, từ những vi mạch nhỏ ly ti một vài milimet chằng chịt trong các đá pha 2 đến vài decimet trong nội khối đến 1m ở các đá vây quanh, đá có màu trắng đục thường có khoáng hoá thiếc đi cùng.

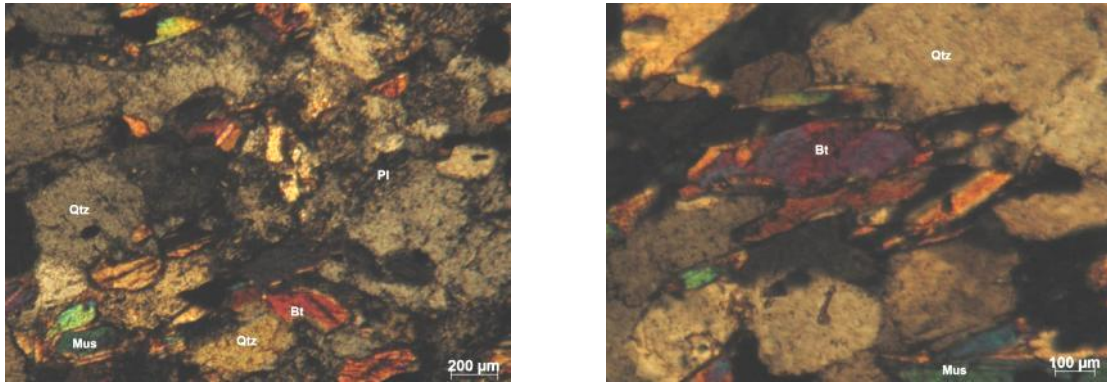


Hình 5.29: Thạch học lát mỏng phức hệ Bà Nà dưới 2 nikol

- *Đặc điểm thạch địa hóa magma phức hệ Bà Nà:* Các thành tạo xâm nhập granitoid khối Bà Nà có thành phần khoáng vật chủ yếu bao gồm plagioclas, felspat kali, thạch anh, biotit, muscovit... Granit biotit hạt vừa-lớn. Đá có màu xám trắng đốm đen, hạt vừa-thô không đều, cấu tạo khối. Ở ven rìa khối đá có cấu tạo định hướng. Các đá có kiến trúc dạng porphyr với các ban tinh là felspat màu trắng xám có kích thước lớn (1-2cm) trên nền hạt trung nửa tự hình. Thành phần khoáng vật của chúng gồm: plagioclas ~30%, felspat kali: 30-33%, thạch anh: 30-33%, biotit: 7-10%, muscovit: ~1-2%, các khoáng vật phụ như: albit, zircon, turmalin, octit. Các khoáng vật thứ sinh: kaolin, sericit, clorit, xotxurit, epidot. Plagioclas gồm 3 thế hệ: Plagioclas thế hệ 1 (oligocla-andesin): các tinh thể có dạng tấm chữ nhật tự hình, cấu tạo đa hợp tinh albit, một số ít có cấu tạo đối xứng mờ. Kích thước tương đối lớn từ 0,8x1,1mm đến 1,5x4mm.

Phần lớn plagioclas thế hệ I bị thạch anh và fenpat kali gặm mòn. Nhiều chỗ quan sát được kiến trúc micmekit ở nơi tiếp xúc của plagioclas và felspat kali. Plagioclas bị biến đổi sericit hóa khá mạnh nhất là ở phần nhân. Plagioclas thế hệ 2 (albit): plagioclas thế hệ 2 là những hạt nhỏ kích thước 0,1-0,2mm, phát triển thành cụm, đám trong octocla hoặc thay thế octocla dưới dạng pectit kiểu thay thế. Plagioclas thế hệ 3 (albit): kích thước nhỏ hơn 0.5mm. Chúng có cấu tạo đa hợp tinh albit với các song tinh thanh nét, thường tập trung thành cụm, đám hoặc là những mạch cắt ngang các dải albit (plagioclas thế hệ 2). Felspat kali gồm 2 thế hệ: Felspat kali thế hệ 1 (octocla): octocla có dạng tha hình. Kích thước thay đổi từ 2,4x3mm đến 8x9mm. Octocla không màu, đa số đều bị biến đổi microlin hóa mạnh. Octocla thường có cấu tạo pectit. Đôi khi trong các hạt octocla còn thấy tàn dư plagiocla thế hệ 1. Felspat kali thế hệ 2 (microlin): các tinh thể có

dạng tấm nửa tự hình, kích thước dao động từ 2x3mm đến 3.5x4mm. Cấu tạo song tinh mạng lưới thay thế octocla và có cấu tạo pectit (Hình 5.30).



Hình 5.30: Ảnh thạch học thể hiện thành phần khoáng vật đá magma phức hệ Bà Nà (ảnh dưới 2 nikon)

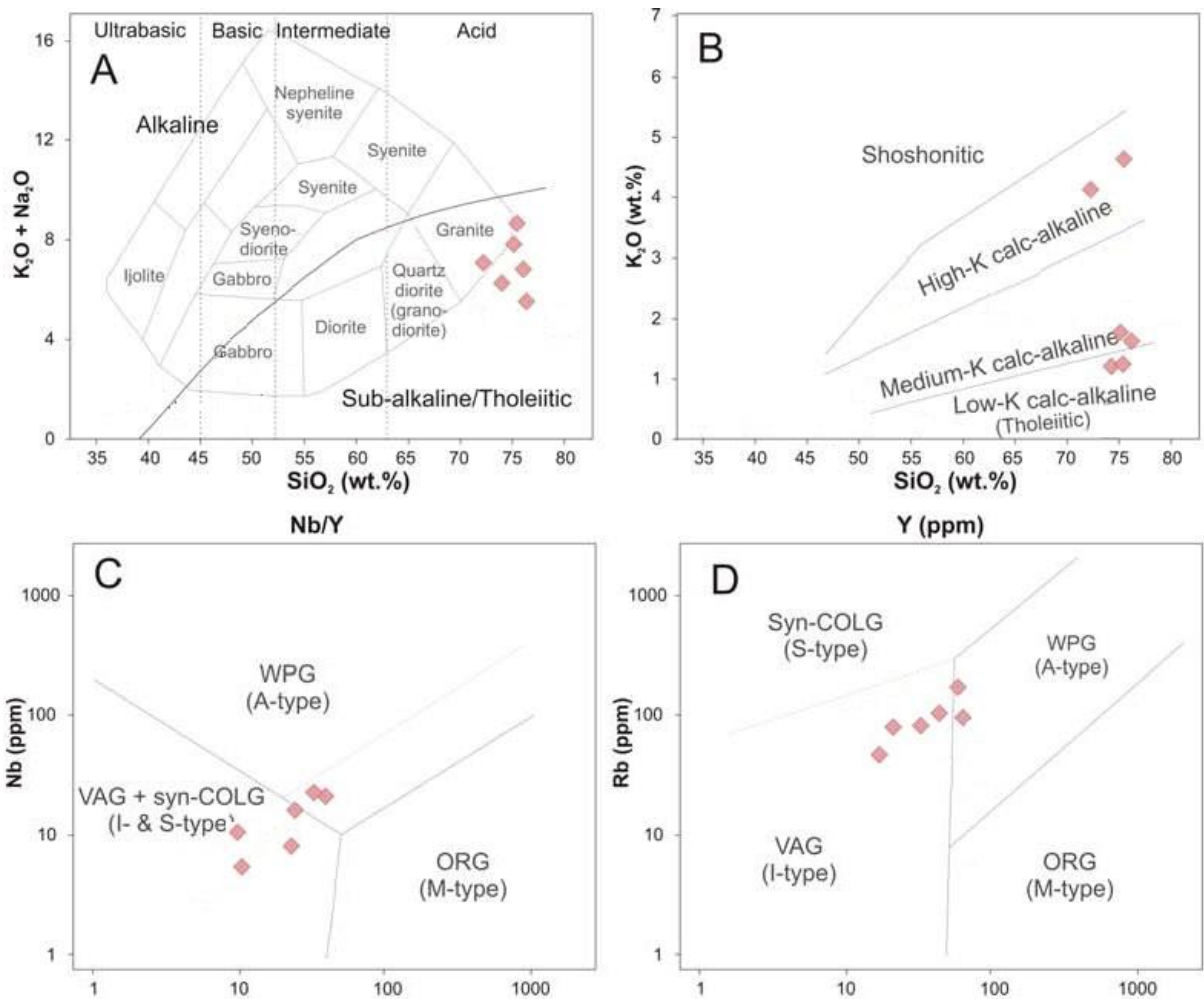
Bảng 5.7: Thành phần địa hóa các đá granit phức hệ Bà Nà

	BN1	BN12	BN17	BNF2*	BNF2	BNF3
SiO ₂	75.44	74.34	72.25	76.07	75.10	75.30
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.06	<0.01	0.01
Al ₂ O ₃	14.06	18.84	15.39	13.62	15.00	14.70
Fe ₂ O ₃	0.33	0.84	0.59	0.64	0.48	0.52
MnO	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05	0.03
MgO	0.12	0.37	0.55	0.16	0.09	0.07
CaO	1.85	2.66	0.90	1.30	0.93	1.30
Na ₂ O	3.23	4.16	4.54	4.65	5.30	5.61
K ₂ O	4.67	1.24	4.18	1.66	1.80	1.28
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03
SO ₃	0.32	0.10	0.50	0.20	0.10	0.12
LOI	0.42	1.01	1.27	1.47	0.99	0.84
Total (%)	100.15	99.66	99.73	99.68	100.00	100.0
Rb	77.7	45.6	163	75.1	103.5	93.9
Sr	116	215	54.3	120	87.7	124
Cr	1.2	3	<1	1.7	10	10
Cu	10.4	1.3	1.9	2.5	8	6
Ba	386	269	1105	161	141.5	64
Bi	<2	<2	<2	<2	0.67	2.64
Sn	1	2.7	11	2.3	7	7
Sr	33.6	92.1	34.7	37.4	29	30
Mo	0.6	<0.5	<0.	<0.5	2	2

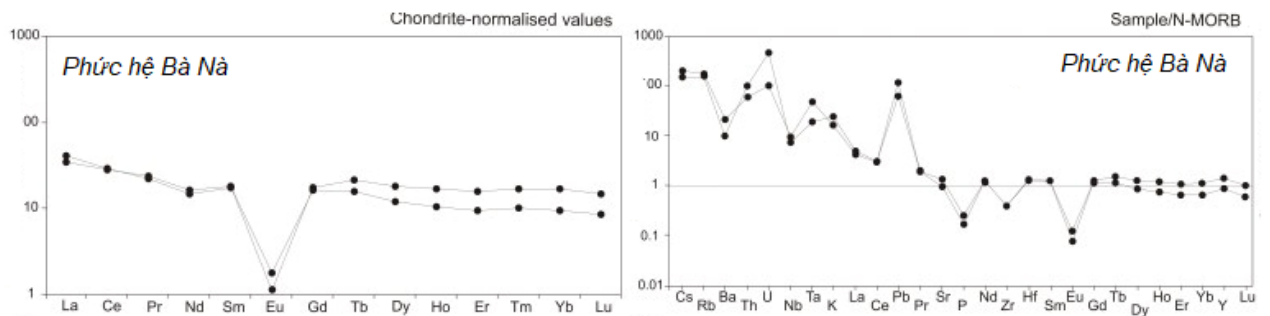
	BN1	BN12	BN17	BNF2*	BNF2	BNF3
Nb	8.6	5.7	24.0	10.8	17.5	22.8
V	<3	5.5	<3	<3	7	8
Zn	3.6	14.8	7.8	16.2	16	22
Ni	4.1	2.9	2.4	2.7	6	6
Pb	21	19.5	6.1	24.2	19	38
Th	6.6	15.2	7.3	7.5	7.42	12.45
Sc	3.0	2.8	2.3	1.8	2	2
U	5.2	9.9	7.1	4.8	4.96	22.7
Y	23.6	10.9	33.3	9.7	25.1	40.2
La	6.2	15.1	12.4	9	11	12.7
Ce	12.6	28.0	25.4	16.5	22.9	23.3
Pr					2.73	2.56
Nd	<4	5	8.6	2.8	9.6	8.7
Sm					3.45	3.33
Eu					0.13	0.08
Gd					4.19	4.73
Tb					0.78	1.04
Dy					3.96	5.88
Ho					0.77	1.25
Er					2.01	3.35
Tm					0.33	0.54
Yb					1.99	3.48
Lu					0.28	0.47

- *Đặc điểm địa hóa:* Các thành tạo xâm nhập xếp vào phức hệ Bà Nà trong vùng nghiên cứu có hàm lượng SiO₂ từ 72,25% đến 76,07%, tổng hàm lượng kiềm trung bình-cao (5,40÷8,72), tương ứng với đá granit trên biểu đồ tương quan SiO₂-(Na₂O+K₂O) (Hình 5.31A). Trên biểu đồ SiO₂-K₂O, các thành tạo này thuộc về loại kiềm vôi trung bình kali (Hình 5.31B). Trên biểu đồ phân định bối cảnh kiến tạo, phần lớn các giá trị rơi vào trường nội mảng (Hình 5.31C, D).

Biểu đồ nguyên tố hiếm, vết cho thấy các thành tạo này giàu nguyên tố lithophil bán kính ion lớn (LILE; Cs, Rb, K, Ba Sr và Eu), nghèo kiệt các nguyên tố trường bền vững cao (HFSE; Y, Hf, Zr, Ti, Nb và Ta), dị thường âm Eu khá rõ ràng (Hình 5.30).

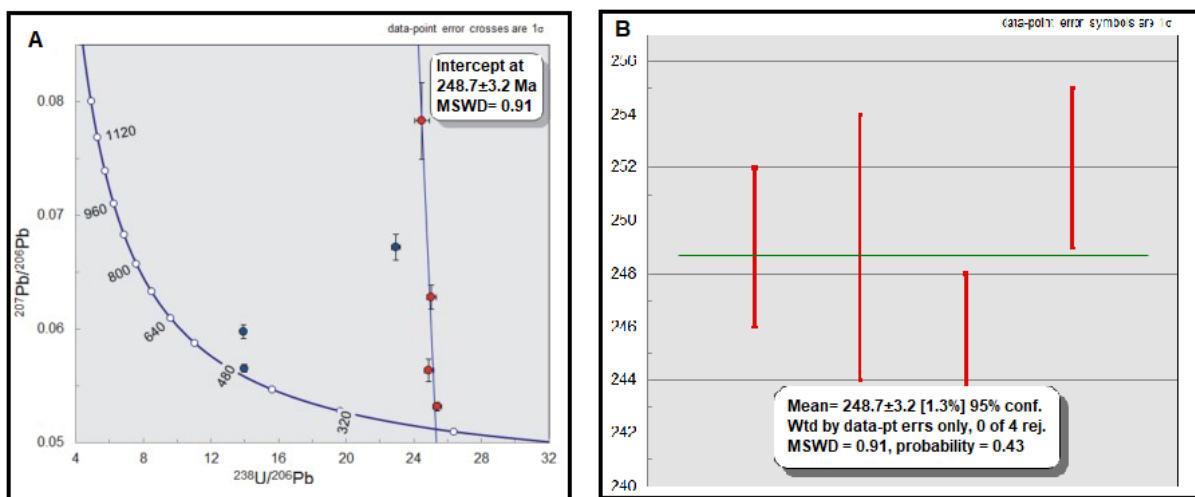


Hình 5.31: A- Biểu đồ tương quan SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ phân loại và gọi tên các đá xâm nhập (theo Cox, 1979) cho các đá granitoid phức hệ Bà Nà; B- Biểu đồ phân chia loại magma; C, D- Biểu đồ phân định các kiểu granit (theo Pearce, 1984) cho granitoid phức hệ Bà Nà.



Hình 5.32: a- Biểu đồ phân bố hàm lượng nhóm nguyên tố đất hiếm chuẩn hóa với Chondrit (theo Haskin, 1968); b- Biểu đồ phân bố hàm lượng nhóm nguyên tố vết chuẩn hóa với basalt sống núi đại dương (N-MORB) (theo Pearce, 1983) cho các đá xâm nhập phức hệ Bà Nà

- *Tuổi thành tạo*: Kết quả phân tích tuổi bằng phương pháp ICP-MS U-Pb zircon các đá phức hệ Bà Nà khu vực nghiên cứu cho giá trị $248,7 \pm 3,2$ tr.n với giá trị MSWD thấp (0,91). Kết quả này khá tương đồng với các nghiên cứu chi tiết gần đây về tuổi thành tạo các khối được xếp vào phức hệ Bà Nà khu vực lân cận [18].



Hình 5.33. Đường Concordia và giá trị trung bình của tuổi đồng vị $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ phức hệ Bà Nà

5.1.3. Đặc điểm cấu trúc kiến tạo khu vực Trà Bồng - Trà My

Thông qua công tác khảo sát bổ sung theo định hướng nghiên cứu làm rõ cấu trúc kiến tạo khu vực, lấy các loại mẫu phân tích thạch học vi cấu tạo; địa hóa, địa hóa đồng vị đá magma, kết hợp với tổng hợp, phân tích các số liệu trong những công trình nghiên cứu đã công bố trong khu vực trong những năm gần đây, cấu trúc kiến tạo của địa khu Nam Ngãi có đặc điểm sau:

5.1.3.1. Các tổ hợp thạch kiến tạo

A. Tổ hợp thạch kiến tạo Paleozoi sớm:

1. Tổ hợp thạch kiến tạo di chỉ vỏ đại dương

Tổ hợp thạch kiến tạo này bao gồm các đá được gọi là tổ hợp ophiolit bao gồm các đá basalt bị biến chất (amphibolit) và các đá siêu mafic (chủ yếu pyroxenit) thuộc tổ hợp ophiolit vỏ đại dương. Tại địa khu Nam Ngãi, các đá thuộc tổ hợp ophiolit vỏ đại dương nằm xen kẹp trong tổ hợp biến chất phức hệ Khâm Đức tạo nên các cấu tạo phiến, thấu kính. Sự phân bố này điển hình cho tổ hợp ophiolit hình thành dọc theo đới hút chìm trong đới nềm tăng trưởng (accretionary complex). Các thể siêu mafic ở trong khu vực gồm hai loại:

pyroxenit và lherzolit. Thông thường trong tổ hợp siêu mafic ophiolit các đá pyroxenit được coi là một phần của tổ hợp vỏ trong khi đó các đá lherzolit là những thể siêu mafic có nguồn gốc là hợp phần đá manti thuộc tổ hợp thạch quyển đại dương trôi nguội lên trên rìa các đới hút chìm và chạm trong quá trình kiến tạo liên quan.

Như vậy các đá meta basalt và meta siêu mafic trong khu vực là những thể được hình thành trực tiếp từ quá trình hình thành vỏ đại dương. Tuy nhiên quá trình hình thành, biến chất của chúng là quá trình hút chìm, va chạm và tạo phiến nằm cùng với các đá trầm tích lục nguyên khác nằm trong tổ hợp nê-m-tăng-trưởng.

Về tuổi thành tạo, các văn liệu địa chất hiện nay cho rằng tuổi thành tạo các đá mafic, siêu mafic trong khu vực là Neoproterozoi muộn - Paleozoi sớm [29]. Các nghiên cứu về cấu tạo biến chất cho thấy các đá tổ hợp ophiolit trong khu vực nghiên cứu được thành tạo, biến chất trong quá trình hút chìm dọc theo đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn hình thành trong Paleozoi sớm, khoảng 440 đến 470tr.n [88] trên cơ sở phân tích tuổi monazit của các đá thể từ mylonit trong tổ hợp biến chất của phức hệ Khâm Đức, tương đương với Ocdovic giữa - muộn. Các đá trong khu vực bị pha biến chất trong Trias giữa muộn (trượt bằng) tác động và làm tái biến đổi, tái biến chất và hình thành nên các khoáng vật mới, trong đó khoáng vật monazite được xác định tuổi là khoảng 250-245tr.n [88].

2. Tổ hợp thạch kiến tạo rìa lục địa tích cực

Tổ hợp thạch kiến tạo rìa lục địa tích cực được đặc trưng bằng các đá trầm tích, magma được thành tạo dọc theo rìa lục địa tích cực. Trong nghiên cứu này chúng tôi cho rằng tổ hợp thạch kiến tạo rìa hoạt động tích cực trong khu vực gồm các đá trầm tích lục nguyên trong tổ hợp biến chất phức hệ Khâm Đức và các đá magma liên quan đến hút chìm (arc) của phức hệ Trà Bồng. Trong quá trình hút chìm dọc theo các đới hoạt động, phần rìa lục địa tích cực do quá trình ép nén tạo cơ hội trôi lộ, nâng cao đồng thời với sự hoạt động mạnh mẽ của magma tạo nên đới nâng cao. Vì vậy quá trình bào mòn tạo vật liệu trầm tích ồ ạt và mạnh mẽ. Nguồn vật liệu này được lắng đọng trực tiếp ở rìa đới hút chìm, một phần của chúng được lắng đọng lại ở rìa trước cung (forearc) và một phần được đưa xuống kéo vào đới hút chìm tạo nên nê-m-tăng-trưởng. Như vậy các đá tạo phiến trong tổ hợp của phức hệ Khâm Đức có thể gồm các đá được hình thành trong đới trước cung và các đá hình thành dọc theo nê-m-tăng-trưởng.

Các nghiên cứu về đặc điểm địa hóa, tuổi của phức hệ Trà Bồng và Điện Bông có tuổi khoảng $335,1 \pm 2,5$ tr.n tại địa khu Nam Ngãi cho rằng các đá này có đặc điểm địa hóa, đồng vị tương đồng với các đá được thành tạo liên quan đến magma hút chìm. Các đá magma cũng hút chìm là các magma hình thành do mảng hút chìm đại dương dưới các mảng nằm trên, quá trình hút chìm này tạo cơ hội cho quá trình nóng chảy manti và hình thành nên hoạt động magma dọc theo rìa lục địa tích cực [88], [202], [216], [29].

3. Tổ hợp thạch kiến tạo rìa lục địa thụ động

Trong khu vực nghiên cứu thuộc tổ hợp thạch kiến tạo phức hệ Khâm Đức có sự xuất hiện các đá vôi bị hoa hóa (đá hoa) dạng những thấu kính lớn nằm xen kẽ với các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức. Sự thành tạo các đá vôi dạng tập, lớp dày không được cho là các thành tạo ở rìa bồn hoạt động (active) do quá trình vật liệu vụn trầm tích đưa xuống quá lớn. Các tập, lớp đá vôi chủ yếu được thành tạo ở các rìa bồn trầm tích thụ động, nơi có chế độ kiến tạo bình ổn. Việc thành tạo các tập đá hoa trong tổ hợp ophiolit xen lẫn với trầm tích rìa tích cực trong tổ hợp biến chất phức hệ Khâm Đức có thể là kết quả của hoạt động va chạm mảng. Trong giai đoạn kiến tạo này tạo nên sự lẫn lộn giữa trầm tích biến chất rìa hoạt động, rìa thụ động lẫn các thể ophiolit.

4. Tổ hợp thạch kiến tạo đồng va chạm

Tổ hợp thạch kiến tạo đồng va chạm trong khu vực điển hình cho các đá magma phức hệ Chu Lai. Các đá magma phức hệ Chu Lai có thành phần gồm granitogneis, plagiogranit, granit migmatit chứa biotit, amphibol. Các đá này có thành phần magma, các khoáng vật thành tạo từ magma ít bị biến đổi (chỉ bị serisit hóa, chlorit hóa...) tuy nhiên cấu tạo của chúng bị biến dạng mạnh đến mylonit đến micmatit. Đặc điểm cấu tạo và thành phần thạch học cho phép suy luận biến dạng này chỉ có thể xảy ra trong quá trình magma nguội lạnh (ở trạng thái đang dẻo) thì hoạt động biến dạng xảy ra. Kết quả nghiên cứu của đề tài cho thấy hoạt động biến dạng này có thể liên quan đến sự kiến và chạm tạo núi Caledoni trong Paleozoi sớm.

5. Tổ hợp thạch kiến tạo sau va chạm

Trong khu vực nghiên cứu các đá magma cao nhôm và kiềm thuộc phức hệ Đại Lộc được cho là các đá liên quan đến magma granit kiểu S. Chúng được cho là sản phẩm nóng chảy các đá trầm tích do quá trình chôn vùi khi hai mảng va

chạm với nhau và quá trình làm dày vỏ xảy ra. Các đá phức hệ Đại Lộc đã được định tuổi U-Pb zircon xác nhận tuổi Silua muộn [65], [4]. Như vậy sự kiện va chạm tạo núi dọc theo đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn xảy ra trước tuổi thành tạo của các đá magma này, có thể là Ocdovic muộn.

B. Tổ hợp thạch kiến tạo rìa tích cực Paleozoi muộn - Mesozoi sớm:

Trong khu vực nghiên cứu các đá magma phức hệ Quế Sơn (P) có thành phần gồm granit biotit, mozogranit và các đá magma phức hệ Bà Nà (T) có thành phần gồm granit biotit, granit hocblen là những đá đã được cho có thành phần địa hóa tương đương với magma cung liên quan đến hút chìm. Trong giai đoạn này trên rìa bắc khối Kon Tum phát hiện nhiều magma có tuổi tương tự, được cho là liên quan đến cung hút chìm [12]. Với đặc điểm thạch học gồm các đá xâm nhập giàu hocblend, điển hình cho đá magma kiểu I được hình thành liên quan đến cung hút chìm giai đoạn kiến tạo Indosini xảy ra khá rộng rãi trong địa khối Đông Dương.

C. Tổ hợp thạch kiến tạo rìa tích cực giai đoạn Mesozoi muộn (K):

Trong khu vực nghiên cứu ghi nhận nhiều tổ hợp đá mạch granit aplit, pegmatite,... Chúng tôi cho rằng, chúng có thể liên quan đến pha hút chìm Yanshan dọc rìa phía đông địa khối Đông Dương trong giai đoạn Trias đến Creta. Khu vực Trung Bộ ghi nhận được loạt magma phức hệ Đèo Cả, các đá andesit hệ tầng Đơn Dương, Đà Lạt... Như vậy các đá đai mạch khu vực nghiên cứu có tuổi thành tạo tương đương với các đá magma hình thành liên quan đến pha tạo núi kiểu rìa lục địa tích cực. Vì vậy chúng tôi xếp các đá này vào tổ hợp thạch kiến tạo rìa lục địa tích cực giai đoạn Mesozoi muộn.

D. Tổ hợp thạch kiến tạo nội lục giai đoạn Kainozoi

Giai đoạn Kainozoi trong khu vực nghiên cứu ghi nhận được các trầm tích có tuổi từ Q_1^{2-3} đến Q_2^3 tương sông. Vì vậy chúng tôi xếp các thành tạo này vào tổ hợp thạch kiến tạo nội lục.

5.1.3.2. Các hệ thống đứt gãy

a. Các hệ thống đứt gãy chòm nghịch:

Nghiên cứu cấu trúc khu vực nghiên cứu đã xác nhận đây là vùng nằm một phần trên cấu trúc va chạm mảng giữa địa khối Kon Tum và Trường Sơn trong Paleozoi sớm tạo nên khối Đông Dương hiện tại. Việc xác nhận sự tồn tại các đới đứt gãy chòm nghịch trong đới va chạm Tam Kỳ - Phước Sơn đã được các tác giả

nghiên cứu trước đây đề cập đến. Điển hình như [Hai et al. \(2014\) \[116\]](#), [Faure et al. \(2018\) \[88\]](#). Các nghiên cứu này đã cho thấy va chạm mảng xảy ra có lực nén chủ đạo từ phía nam, tây nam về phía bắc, đông bắc. Trong quá trình va chạm tạo nên các đới đứt gãy chòem nghịch phương á vĩ tuyến là chủ đạo.

Trong khu vực nghiên cứu, các nghiên cứu về cấu trúc trên chứng tỏ ranh giới của khối granit Chu Lai, Trà Bồng và đá phức hệ Khâm Đức đã trở thành một đới trượt lớn phương chủ đạo á vĩ tuyến, dọc theo đó các đá phức hệ Khâm Đức đã bị dịch chuyển khỏi vị trí nguyên thủy của nó. Các đới kiến tạo lớn này tạo nên hệ phiến hóa, mylonit mạnh mẽ trong các đá của phức hệ Khâm Đức. Đi kèm với chúng là cấu tạo nếp uốn dạng ‘trương tự’ và sự gia tăng độ hẹp của nếp uốn về phía các đới trượt chứng tỏ sự uốn nếp liên quan chặt chẽ với chuyển động uốn cắt mang tính khu vực trong pha biến dạng thứ nhất. Cấu tạo dạng dẻo đến dẻo dòn trong các đá magma phức hệ Trà Bồng cũng như các cấu tạo tương đồng giữa đá phiến phức hệ Khâm Đức và Trà Bồng cho thấy xâm nhập trước khi pha biến dạng thứ nhất (D_1) xảy ra và vị trí kiến tạo của phức hệ Khâm Đức hiện tại là những thể ngoại lai (allochthonous) trong đới xáo trộn do va chạm mảng xảy ra vào sau thời kỳ O_3 (có thể pha biến dạng xảy ra trong quá trình nguội lạnh của phức hệ Trà Bồng).

Bản thân các phiến trong các đá của phức hệ Khâm Đức được hình thành như hiện nay chủ yếu do các quá trình kiến tạo hình thành nên. Hay nói cách khác chúng là những đá magma, trầm tích có thành phần khác nhau được chuyển dịch, đưa đến và phân bố như hiện tại do các quá trình dịch trượt. Ngoài dịch trượt theo các đới kiến tạo chòem nghịch lớn thì trong các phiến của các đá phức hệ này cũng ghi nhận các chỉ dấu trượt chuyển dịch. Đây là minh chứng cho thấy chúng là những thể ngoại lai trong khu vực. Ngay bản thân các đá có thành phần khác nhau trong tổ hợp đá biến chất của phức hệ Khâm Đức cũng được hình thành ở các vị trí, môi trường kiến tạo khác nhau. Các đá này do hoạt động hút chìm và va chạm diễn ra trong giai đoạn Paleozoi sớm chuyển dịch chúng lại với nhau và phân bố như hiện tại.

Cũng cần phải nói rằng các pha kiến tạo tác động lên khu vực nghiên cứu khá phức tạp. Trong đó pha kiến tạo Paleozoi muộn - Mesozoi sớm và pha kiến tạo Mesozoi muộn có tác động mạnh nhất. Các pha kiến tạo này tác động làm thay đổi, đảo lộn các cấu trúc, kiến tạo hiện nguyên thủy (sau khi sự kiện va chạm kết

thúc), chúng làm cho các đới chòm nghịch bị uốn cong, đứt gãy và phân chia thành nhiều giai đoạn, thế nằm khác biệt...

b. Các hệ thống đứt gãy phương TB-ĐN

- **Đứt gãy Phước Công-Kon Riêng:** Kéo dài theo phương TB-ĐN đi qua khu vực xã Phước Công và phát triển gần trùng với thung lũng Đăk My, Đăk Mэк với tổng độ dài khoảng 20km. Trên bình đồ cấu trúc, gồm 1 đứt gãy chính và 1 đứt gãy lông chim Tây Nam Phước Công. Đứt gãy đóng vai trò là ranh giới giữa hai khối cấu trúc (xét trong tờ Thôn Riêng) Phước Công và Phước Thành. Dọc theo đứt gãy xuất hiện nhiều đứt gãy cấp cao dạng lông chim gây cà nát dập vỡ mạnh các đá dọc theo đứt gãy. Đứt gãy Phước Công-Kon Riêng chủ yếu cắm về phía đông bắc với góc khoảng $60-78^{\circ}$, trung bình là 68° , có hai pha hoạt động với tính chất bằng phải rõ hơn và bằng trái thì kém rõ hơn.

- **Đứt gãy Ngok Mole-Trà Leng:** Kéo dài theo phương TB-ĐN (320°) xấp xỉ 30km trong phạm vi khu vực nghiên cứu, Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy bị khống chế theo phương phát triển ở mút đông nam bởi đứt gãy phương ĐB-TN Mường Hoong-Tân Hiệp (**F8**), ở mút tây bắc bởi một đoạn đứt gãy phương ĐB-TN. Đứt gãy đóng vai trò phân khối cấu trúc Đăk My và khối cấu trúc sông Tranh. Đứt gãy khống chế sự phát triển kéo dài theo phương ĐB-TN của các khối xâm nhập rìa lục địa tích cực kiểu I-granit (phức hệ Trà Bông) và xuyên cắt gây trôi lộ các đá granit alaskit (phức hệ Bà Nà). Đứt gãy còn tham gia khống chế phương phát triển về phía tây của đứt gãy Phước Thành-Trà Giác. Dọc theo đứt gãy các đá biến chất thuộc THPTKT không rõ bối cảnh kiến tạo tuổi Paleo-Mesoproterozoi (phức hệ Đăk My) và THPTKT cung đảo và bồn sau cung không phân chia tuổi Neoproterozoi-Cambri sớm (phức hệ Khâm Đức) bị cà nát, dập vỡ, biến vị mạnh. Đứt gãy phát triển trùng với phương địa hình núi và hệ thống sông suối Đăk Mэк.

Đứt gãy Ngok Mole-Trà Leng chủ yếu cắm về phía tây nam với góc thay đổi $22-72^{\circ}$ đến cắm đứng, góc cắm trung bình là 60° , hoạt động với tính chất bằng-thuận trái hoặc thuận, ít hơn là bằng trái. Pha hoạt động bằng phải thuận trong Kainozoi muộn, pha thuận có thể trong Mesozoi muộn đến đầu Kainozoi sớm (?), pha bằng trái trong Kainozoi sớm, và có thể hoạt động nghịch bằng phải trong Mesozoi sớm. Kết quả phân tích trên kết hợp với việc phân tích cấu trúc hiện tại cho thấy mặt trượt đứt gãy cắm về phía tây nam thì hợp lý hơn.

- **Đứt gãy Thôn Riêng-sông Tranh:** (là phần nút tây bắc của đứt gãy Phước Sơn - Nước Xa) gồm hai nhánh đi qua vùng nghiên cứu. Nhánh thứ nhất kéo dài theo phương TTB-ĐĐN từ khu vực thôn 6 xã Phước Công đến hết biên đông của tờ với tổng độ dài khoảng 17km. Nhánh đóng vai trò tiếp xúc kiến tạo giữa các đá xâm nhập Trias (phức hệ Bà Nà) phía nam-tây nam và đá biến chất Neoproterozoi-Cambri sớm phía bắc-đông bắc đứt gãy. Dọc theo đứt gãy nhánh này các đá bị mất phương cấu trúc đột ngột và bị cà nát mạnh, có thể xuất hiện các biến dạng uốn nếp kéo theo phát sinh trong kiểu động học dịch bằng-nghịch phải vào Mesozoi sớm. Nhánh thứ hai của đứt gãy, phân bố ở cực đông bắc tờ Thôn Riêng với độ dài khoảng 8-10km. Nhánh này đóng vai trò không chế diện phân bố kéo dài về phía tây nam của các đá granit gneis tuổi Cambri sớm (phức hệ Chu Lai).

Đứt gãy Thôn Riêng-sông Tranh (Phước Sơn-Nước Xa) cắm chủ yếu về phía tây nam, góc $60-70^{\circ}$, trung bình góc 65° , hoạt động với tính chất trượt bằng phải thuận, thuận bằng phải là chính với góc trượt 34° , hoạt động thuận bằng phải trong Kainozoi muộn. Trong Mesozoi sớm đứt gãy có biểu hiện trượt bằng-nghịch phải.

- **Đứt gãy Nước Xa:** Kéo dài khoảng 20km đi qua Phước Sơn và chạy dọc theo thung lũng Nước Xa. Đứt gãy chính đóng vai trò tiếp xúc kiến tạo giữa trường đá granit gneis ở cánh đông bắc của đứt gãy với đá biến chất (phức hệ Khâm Đức) ở cánh tây nam đứt gãy, đồng thời đứt gãy cũng là ranh giới phân phụ khối cấu trúc Tân Hiệp và Trà Đơn. Đứt gãy còn bị cắt dịch trái với cự ly 300m, 900m tương ứng bởi đứt gãy phương ĐB-TN Trà Tập-Trà Đơn và đứt gãy phương vĩ tuyến Trà Tập (phần đông đứt gãy Liêm Răng-Trà Tập, F8). Dọc theo đứt gãy quan sát được các đá bị cà nát, dập vỡ mạnh và phức tạp hóa phương cấu trúc nội phụ khối cấu trúc Trà Đơn, Trà Tập. Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy Nước Xa đi qua khu vực thác Năm Tầng phát triển gồm hai đứt gãy nhánh, không chế phương cấu trúc ĐB-TN ở cánh tây nam của đứt gãy và phương á kinh tuyến, BDB-TTN hoặc TTB-ĐĐN ở cánh đông bắc của đứt gãy.

Đứt gãy Nước Xa cắm chủ yếu về phía tây nam góc $60-70^{\circ}$, trung bình góc 65° hoạt động với tính chất trượt bằng phải thuận, thuận bằng phải là chính với góc trượt 34° , hoạt động thuận bằng phải trong Kainozoi muộn. Pha đứt gãy hoạt động nghịch bằng phải được cho là cục bộ liên quan pha trượt bằng phải ở đoạn

uốn cong của đứt gãy, pha dịch chuyển bằng trái với góc trượt khoảng 6^0 tạm cho là hoạt động trong Kainozoi sớm.

- **Đứt gãy Nước Tà Vi:** Kéo dài theo phương TB-ĐN khoảng 300^0 trùng với hệ thống suối Nước Tà Vi đi qua Khe Ma rồi chạy vào thung lũng Nước Tà Vi với tổng độ dài đạt 20km trong phạm vi nghiên cứu.

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy bị cắt dịch phải với cự ly gần 500m bởi đứt gãy phương kinh tuyến đi qua Trà Bui và đứt gãy phương ĐB-TN Trà Tập-Trà Don với cự ly đến 400m. Đứt gãy cắt dịch trái đứt gãy phương vĩ tuyến Phước Thành-Trà Giác (F11) và trực nếp lồi nghiêng đảo Nước Tà Vi với cự ly trên 2km. Phần mút đông nam, đứt gãy chuyển sang phương á vĩ tuyến hoạt động gây phức tạp hóa đường phương cấu trúc các đá biến chất (phức hệ Khâm Đức) phân bố hai bên cánh của đứt gãy. Dọc theo đứt gãy các đá bị càn nát mạnh tạo dăm kết kiến tạo.

Đứt gãy Nước Tà Vi cắm chủ yếu về phía đông bắc với góc dốc trung bình 75^0 , ít hơn là cắm đứng. Đứt gãy có hai pha hoạt động chính trong Kainozoi với tính chất trượt bằng phải và trượt bằng trái-thuận là chính, hoạt động trượt bằng phải thuận trong Kainozoi muộn và trượt bằng trái-thuận trong Kainozoi sớm. Trong Mesozoi sớm đứt gãy hoạt động trượt bằng phải nghịch là chính.

- **Đứt gãy Đăk Ven-Đăk Druôt:** Kéo dài khoảng 15km qua phạm vi khu vực nghiên cứu đi qua Đăk Ven tới Đăk Druôt. Trên bình đồ cấu trúc đứt gãy cắt dịch và làm phức tạp hóa các tập đá gneis amphibol. Đứt gãy phát triển trùng với hướng địa hình suối Đăk Ven và một vài đoạn suối Đăk Druôt. Kết quả phân tích mật độ độ dài photolineament phương TB-ĐN cho thấy đứt gãy phát triển gần trùng với dải dị thường photolineament gần liên tục theo phương TB-ĐN với mật độ cao nhất đạt $1\text{km}/\text{km}^2$, rộng khoảng 300-800m. Dọc theo đứt gãy các đá bị dập vỡ càn nát mạnh.

- **Đứt gãy Đăk Công (F2):** Phát triển kéo dài theo phương TB-ĐN khoảng 25km qua khu vực nghiên cứu trùng với thung lũng suối Đăk Công. Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy phát triển khá tuyến tính làm phức tạp hóa kiến trúc nếp lồi đảo Kon Liêm, bị không chế hoặc cắt dịch bởi đứt gãy Mùng Hoong-Tân Hiệp ở mút đông nam. Đứt gãy phát triển gần trùng với dải dị thường trọng lực Boughe âm ($\Delta_{gB} = 5-10\text{mGal}/\text{km}$) của Cao Đình Triều (1998) [30]. Kết quả phân tích tài liệu từ hàng không của Phùng Thế Lễ cho thấy đứt gãy phát triển trùng với phương

dải dị thường từ nằm về phía đông bắc của đứt gãy và phát triển gần trùng với dải dị thường mật độ độ dài photolineament phương TB-ĐN với mật độ cao nhất đạt $1\text{km}/\text{km}^2$.

Đứt gãy cắm chủ yếu về phía đông bắc với góc trung bình khoảng 70^0 , ít hơn là cắm về phía tây nam, đặc trưng hoạt động trong hai pha: hoạt động với tính chất trượt bằng trái đến bằng-thuận trái hoặc bằng phải. Kết quả nghiên cứu đã xác định đứt gãy Đăk Cônghoạt động thuận bằng phải trong Kainozoi muộn và bằng trái trong Kainozoi sớm. Tổng hợp các tài liệu cho thấy đứt gãy Đăk Công chủ yếu cắm về phía đông bắc góc trung bình 70^0 và hoạt động trượt bằng là chính.

- **Đứt gãy Nước Lah (F5):** Kéo dài khoảng 22km trùng với thung lũng Nước Lah xét trong phạm vi nghiên cứu. Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy bị khống chế về phía tây bắc bởi phần đông đứt gãy phương vĩ tuyến Liêm Răng-Trà Tập và bị cắt dịch trái bởi đứt gãy phương ĐB-TN Trà Nam-Trà Vân với cự ly gần 400m. Đứt gãy đã cắt làm phức tạp hóa, gây trôi lộ các đá granitoid thuộc tổ hợp thạch kiến tạo căng giãn và tái cải nhiệt sau va chạm tuổi Trias giữa (T_2). Dọc theo đứt gãy bắt gặp các đá bị dập vỡ nứt nẻ mạnh.

Đứt gãy Nước Lah (F5) cắm chủ yếu về phía đông bắc với góc thay đổi $40-90^0$, trung bình 67^0 , ghi nhận được hai pha hoạt động, pha cuối với tính chất trượt bằng phải là chính, pha trước hoạt động thuận bằng trái trong Kainozoi sớm được cho là liên quan va chạm mảng Âu-Á.

c. Các hệ thống đứt gãy phương vĩ tuyến - á vĩ tuyến

- **Đứt gãy Đăk Mêa:** (là phần nút tây của đứt gãy Phước Thành-Trà Giác, F11): Phát triển theo phương vĩ tuyến với tổng độ dài khoảng 10km đi qua khu vực nghiên cứu. Dọc theo đứt gãy, bắt gặp nhiều thể thấu kính các đá siêu mafic. Chiều rộng ảnh hưởng của đứt gãy đạt đến 5km. Đặc trưng phương cấu trúc giữa cánh bắc và nam là khác biệt. Ở cánh bắc các đá chủ yếu có phương ĐDB-TTN, cánh nam phương chủ yếu là TB-ĐN. Dọc theo đứt gãy các đá bị biến vị mạnh.

Đứt gãy Đăk Mê phát triển trùng với phương dải dị thường trọng lực Boughe âm cấp 2 của Cao Đình Triều (2004) ($\Delta g_B = (-3) - (+10)\text{mgl}$). Bản thân đới đứt gãy trùng với dải dị thường $\Delta T_a\text{-nt}$ có cường độ $10-15\text{mgl}/\text{km}$, Δg_B có cường độ $2-3\text{mgl}/\text{km}$, độ sâu ảnh hưởng của đứt gãy đến 60km. Kết quả phân tích tài liệu từ hàng không của Phùng Thế Lễ có dải dị thường từ nằm về phía cánh nam của đứt gãy.

Đứt gãy có mặt trượt cắm chủ yếu về phía nam góc trung bình 70^0 , hoạt động chủ yếu trượt bằng phải thuận với góc vết trượt khoảng 20^0 , trong Kainozoi muộn, ít hơn là trượt bằng trái trong Kainozoi sớm.

Ngoài ra, trong khu vực còn bắt gặp đứt gãy phương vĩ tuyến Nam Phước Thành với tổng độ dài khoảng 8-9km, tham gia gây phức tạp hóa cấu trúc ở cánh bắc và nam đứt gãy, khống chế diện phân bố và trôi lộ các đá xâm nhập Ordovic muộn-Silur sớm (phức hệ Trà Bồng). Ở khu vực Đăk Lei (cực tây nam tờ) còn chịu ảnh hưởng của đứt gãy Liêm Răng-Trà Tập (F12-ngoài vùng nghiên cứu) với độ dài khoảng 5km. Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy phương á kinh tuyến cắt qua khu vực Đăk Dok chạy tới tận thôn 6 xã Phước Công với tổng độ dài khoảng 12km, cắt khối xâm nhập phức hệ Bà Nà. Đứt gãy này bị khống chế về phía nam bởi đứt gãy Phước Công-Kon Riêng phương TB-ĐN. Theo chúng tôi, đứt gãy phương á kinh tuyến này là kiến trúc đứt gãy lông chim của đới shear tạo bởi hai đứt gãy Phước Công-Kon Riêng phía tây nam và Ngok Mơ Le-Trà Leng phía đông bắc.

- **Đứt gãy Trà Tân:** Nằm phía mút đông vùng nghiên cứu kéo dài theo phương á vĩ tuyến có dạng cánh cung lồi về phía nam với tổng độ dài phát triển trong phạm vi nghiên cứu ước tính khoảng 15km

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy bị khống chế theo phương phát triển về phía tây-tây bắc bởi đoạn đứt gãy phương ĐĐB-NTN đây là phần cuối của đứt gãy phương vĩ tuyến Bồng Miêu. Đứt gãy bị cắt dịch trái với cự ly khoảng gần 1km, đóng vai trò tiếp xúc kiến tạo giữa các đá xâm nhập trung tính kiểu I-granit (phức hệ Trà Bồng) ở cánh bắc của đứt gãy và các đá granit gneis (phức hệ Chu Lai) ở cánh nam của đứt gãy. Dọc theo đứt gãy các đá bị dập vỡ mạnh, đôi nơi gặp cà nát, milonit phát triển trùng với phương của đứt gãy. Các kết quả quan sát thực địa gặp kiểu trượt nghịch chòm từ cánh phía nam lên cánh bắc trong Paleozoi. Các thành tạo đá magma của phức hệ Chu Lai và Trà Bồng phân bố dọc theo đứt gãy đều có phương cấu tạo gneis là vĩ tuyến-á vĩ tuyến và cắm về phía nam là chính.

Đứt gãy Trà Tân có mặt trượt cắm về phía nam với góc trung bình 75^0 , hoạt động thuận bằng phải trong Kainozoi muộn, nghịch bằng trái trong Kainozoi sớm, và nghịch trong Paleozoi liên quan đến sự chún chìm, phiêu di về phía bắc của các vi lục địa rìa bắc Gondwana và khép kín Paleotethys. Các quan sát thực địa ghi

nhận đứt gãy cắm phía nam và trượt nghịch phải; pha chuyển dịch này có lẽ xảy ra vào Paleozoi muộn-Mesozoi sớm liên quan đến đới xiết trượt bằng phải Thà Khẹt-A Lưới-Quy Nhơn do va mảng Sibumasu với Shan-Indosinia vào Trias sớm.

- **Đứt gãy Nước Ta-Trà Giác:** Là phần nút đông của đứt gãy Phước Thành-Trà Giác (F11) phát triển theo phương vĩ tuyến với tổng độ dài ≈ 30 km đi qua khu vực nghiên cứu, chạy theo hệ thống sông suối Nước Ta về đến lưu vực suối Nước Oa (trong tờ với đặc trưng phân bố làm ba đoạn: đoạn Nước Ta, đoạn Nước Xa-Trà Giác và đoạn Trà Giác). Đứt gãy này là một nhánh phía tây của đứt gãy lớn Hưng Nhượng-Tà Vi.

Trên bình đồ cấu trúc, đặc trưng đứt gãy rất thú vị về thành phần và cấu trúc là sự có mặt các thể đá siêu mafic (di chỉ của vỏ đại dương) phát triển dọc đứt gãy dưới dạng các thấu kính phương vĩ tuyến, dài khoảng 1km, rộng vài chục mét, phát triển nhiều theo phương đứt gãy ở khu vực đông sông Tranh. Đứt gãy xuyên cắt dịch trái đứt gãy Nước Xa với cự ly tới 1km trong Kainozoi sớm và bị đứt gãy Nước Tà Vi cắt dịch trái với biên độ trên 2km. Ngoài ra, đứt gãy Nước Ta-Trà Giác còn bị đứt gãy phương ĐB-TN Trà Tập-Trà Đơn không chế có lẽ với chiều dịch phải. Biểu hiện dập vỡ, cà nát, milonit đặc biệt rõ ở đoạn qua Nước Xa, chiều rộng đạt 500-1000m. Đứt gãy chi phối hướng phát triển của sông suối nơi đứt gãy đi qua, chứng tỏ đứt gãy có biểu hiện hoạt động trong Kainozoi muộn.

Đứt gãy Nước Ta-Trà Giác có mặt trượt cắm chủ yếu về phía nam góc trung bình 70° , hoạt động chủ yếu trượt bằng phải thuận với góc vết trượt khoảng 20° trong Kainozoi muộn, ít hơn là bằng trái trong Kainozoi sớm. Trong Paleozoi đứt gãy hoạt động chủ yếu là nghịch, hoạt động bằng nghịch phải trong Mesozoi sớm liên quan đới biến dạng trượt bằng Thà Khẹt-Đà Nẵng.

- **Đứt gãy Nam Thác Năm Tầng:** Nằm khu nút Nam-Đông Nam vùng nghiên cứu theo phương vĩ tuyến từ nút tây sang nút đông nhóm tờ với tổng độ dài 17km (trong phạm vi khu vực nghiên cứu).

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy có hình thái uốn lượn mạnh với đặc trưng biến đổi góc cắm mặt trượt đứt gãy theo phương phát triển. Dọc theo đứt gãy các đá bị cà nát, dập vỡ, phân phiến mạnh theo phương phát triển của đứt gãy. Nói chung, đứt gãy này là một đứt gãy sinh kèm trong hệ đứt gãy lớn Hưng Nhượng - Tà Vi có lịch sử hoạt động lâu dài và cấu trúc phức tạp.

Đứt gãy Nam Thác Năm Tầng có mặt trượt cầm chủ yếu về phía bắc, góc 70-78⁰ là chính, hoạt động để lại di chỉ rõ hai pha trong Kainozoi: trượt bằng trái-nghịch rõ hơn kiểu trượt bằng phải. Pha hoạt động trượt bằng trái-nghịch với góc vết trượt khoảng 24⁰ trong Kainozoi sớm, pha hoạt động trượt bằng phải với góc vết trượt gần 4⁰ trong Kainozoi muộn. Đứt gãy hoạt động nghịch trong Paleozoi và nghịch trượt bằng phải trong Mesozoi sớm.

- Đứt gãy Liêm Răng-Kon Riêng: Nằm nút bắc vùng nghiên cứu kéo dài theo phương vĩ tuyến từ nút tây sang nút đông nhóm tờ với tổng độ dài 30km (trong phạm vi khu vực nghiên cứu) cắt qua khu vực Liêm Răng (Đăk Lei) và chạy trùng với một đoạn thung lũng Đăk My, kéo dài về phía đông tới khu vực Kon Riêng qua nút đông tờ. Đây là đứt gãy bộ phận sinh kèm trong đới đứt gãy lớn phương vĩ tuyến Hưng Nhượng-Tà Vi.

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy có hình thái uốn lượn mạnh ở khu vực Liêm Răng, Đăk Mỹ, với đặc trưng biến đổi góc cầm mặt trượt đứt gãy theo phương phát triển. Ở khu vực Đăk Lei, kiến trúc đứt gãy còn phát triển đứt gãy lông chim dài khoảng 10km chi phối phương cấu trúc và các mạch khoáng hóa vàng khu vực Phước Lập đều phát triển theo phương á vĩ tuyến. Ở khu vực Bê Rê các mạch khoáng hóa vàng lại phát triển theo kiểu lông chim so với phương đứt gãy Liêm Răng-Kon Riêng. Đứt gãy không chế phương phát triển của đứt gãy phương TB-ĐN Phước Công-Kon Riêng, và bị cắt dịch trái ở khu vực Đông Bắc Đăk Bôc bởi đứt gãy Ngok Linh-Mường Hoong với biên độ trên 1km. Dọc theo đứt gãy các đá bị cà nát dập vỡ phân phiến mạnh theo phương phát triển của đứt gãy.

Đứt gãy phát triển trùng với phương dải dị thường trọng lực âm Boughe [$\Delta g_B = (-3) - (+10) \text{mGal}$] nằm về phía bắc, cách đứt gãy khoảng 8-10km. Kết quả phân tích tài liệu từ hàng không cho thấy có dải dị thường từ trùng phương phát triển của đứt gãy, song nằm về phía cánh bắc của đứt gãy và có mặt trượt đứt gãy cầm chủ yếu về phía bắc.

Đứt gãy Liêm Răng-Kon Riêng có mặt trượt cầm chủ yếu về phía bắc góc 70-78⁰ là chính, hoạt động trong hai pha: bằng trái-nghịch rõ hơn kiểu bằng phải. Pha hoạt động bằng trái-nghịch với góc vết trượt khoảng 24⁰ trong Kainozoi sớm, pha hoạt động bằng phải với góc vết trượt gần 4⁰ trong Kainozoi muộn.

d. Các hệ thống đứt gãy phương ĐB-TN

- Đứt gãy chòm nghịch (**F6**) trong vùng nghiên cứu phát triển theo hướng Đông Bắc- Tây Nam, được xác định là đứt gãy có tuổi cổ nhất trong vùng. Đứt gãy chòm nghịch này bị cắt bởi các hệ thống đứt gãy theo phương TB-ĐN làm đứt gãy này bị cắt làm 3 đoạn rời xa nhau có biên độ dịch chuyển khá lớn từ 3,5 đến 7 km. Đứt gãy này cắt qua các đá của phức hệ Chu Lai và phức hệ Khâm Đức.

- **Đứt gãy Trà Đơn-Tân Hiệp:** Là phần phía tây của đứt gãy Mường Hoong-Tân Hiệp qua Trà Đơn và thủy điện Nước Oa với tổng độ dài đạt 30km.

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy có đặc trưng hình thái bị uốn lượn theo phương phát triển, song nhìn chung là lõm về phía đông nam. Đứt gãy làm phức tạp hóa, chi phối phương phát triển các khối đá xâm nhập (phức hệ Trà Bồng, phức hệ Bà Nà) ở khu vực và Tân Hiệp. Phần mút phía đông bắc, đứt gãy bị cắt dịch bởi đứt gãy phương TB-ĐN và cắt dịch phải đứt gãy phương TB-ĐN Nước Tà Vi với biên độ khoảng 1km. Đứt gãy cắt dịch trái các đứt gãy phương vĩ tuyến Trà Tân, đứt gãy Nước Ta-Trà Giác và đứt gãy Nam Thác Năm Tầng với cự ly tương ứng khoảng 1km-0,5km đến 1,5km. Dọc theo đứt gãy các đá bị càn nát dập vỡ mạnh, xuất hiện các vi đứt gãy sinh kèm cắm về phía tây bắc hoặc bị uốn nếp kéo theo, với mặt trượt nếp uốn kéo theo cắm về phía tây bắc.

Đứt gãy Trà Đơn-Tân Hiệp cắm chủ yếu về phía tây bắc góc cắm trung bình 75° ở đoạn Tân Hiệp. Đứt gãy chủ yếu hoạt động rõ trong hai pha: pha trượt bằng trái nghịch với góc vết trượt khoảng 20° , thuận bằng trái (cục bộ) trong Kainozoi sớm và pha trượt thuận bằng phải với góc vết trượt đạt tới 60° trong Kainozoi muộn. Trong Mesozoi sớm đứt gãy hoạt động nghịch là chính.

Trong phạm vi nghiên cứu, các đứt gãy thuộc hệ thống này có đứt gãy chính: đứt gãy Ngok Linh-Mường Hoong (phần phía tây nam đứt gãy Mường Hoong-Tân Hiệp, F8).

- **Đứt gãy Ngok Linh-Mường Hoong:** Nằm rìa bắc từ Đăk Rế kéo dài khoảng 30km theo phương ĐB-TN đi qua khu vực Mường Hoong, Đăk Bối.

Trên bình đồ cấu trúc, đứt gãy có đặc trưng hình thái uốn lượn theo phương phát triển, song nhìn chung là lõm về phía nam. Đứt gãy làm phức tạp hóa, chi phối phương phát triển các khối đá xâm nhập trung tính (phức hệ Trà Bồng) ở khu vực Mường Hoong. Đứt gãy cắt dịch trái các đứt gãy phương vĩ tuyến đứt gãy Phước Thành-Trà Giác (**F11**) với cự ly 0,5km. Dọc theo đứt gãy các đá bị càn nát

dập vỡ mạnh, xuất hiện các vi đứt gãy sinh kèm cắm về phía tây bắc hoặc bị uốn nếp kéo với mặt trục nếp uốn kéo theo cắm về phía tây bắc.

Đứt gãy Ngok Linh-Mường Hoong cắm chủ yếu về phía tây bắc góc cắm trung bình 70° ở đoạn Mường Hoong. Đứt gãy chủ yếu hoạt động trong hai pha: pha trượt bằng trái-nghịch với góc vết trượt kháng 20° , thuận bằng trái (cục bộ) trong Kainozoi sớm và pha trượt thuận bằng phải với góc vết trượt đạt tới 60° trong Kainozoi muộn.

Trong phạm vi nghiên cứu, các đứt gãy thuộc hệ thống này có đứt gãy Trà Nam-Trà Vân chúng nằm chủ yếu phần phía đông nam tờ Đăk Lan của diện tích nghiên cứu.

- **Đứt gãy Trà Nam-Trà Vân (F9):** Nằm đông nam tờ Đăk Lan, kéo dài khoảng 30km theo phương ĐB-TN đi qua khu vực Trà Nam tới Trà Vân. Trên bình đồ cấu trúc đứt gãy cắt dịch trái đứt gãy phương TB-ĐN Nước Lành với cự ly khoảng 300m. Các thể thấu kính đá granit gneis (phức hệ Chu Lai) phát triển kéo dài theo phương phát triển của đứt gãy ở khu vực Trà Nam. Đứt gãy không chế phương phát triển các thể đá biến chất (phức hệ Khâm Đức) nằm ở cánh tây bắc đứt gãy và làm phức tạp hóa chúng. Dọc theo đứt gãy các đá bị càn nát mạnh. Đứt gãy hoạt động biểu hiện dịch thuận phải gây trôi lộ trường đá xâm nhập thuộc tổ hợp thạch kiến tạo căng giãn và tái cải nhiệt sau va mảng tuổi Trias giữa. Sinh kèm với đứt gãy Trà Nam-Trà Vân là đứt gãy Trà Giang-Tắc Pô không chế và chi phối phương cấu trúc ĐB-TN các thể thấu kính xâm nhập Cambri sớm (phức hệ Chu Lai) ở cánh tây bắc của đứt gãy và á vĩ tuyến ở cánh đông nam của đứt gãy.

Phân tích và tổng hợp các tài liệu trên kết hợp phân tích cấu trúc hiện tại cho thấy đứt gãy cắm về phía tây bắc với góc cắm khoảng 72° .

Ngoài ra trong khu vực còn phát triển các đứt gãy phương á kinh tuyến Đăk Tmeo, Tắc Pô. Đứt gãy á kinh tuyến này cắt dịch phải các khối xâm nhập Trias giữa (phức hệ Sơn Dung) và bị cắt dịch trái với biên độ khoảng 400m bởi đứt gãy Trà Nam-Trà Vân.

Nhìn chung còn có một số đứt gãy nhỏ khác phát triển trong diện tích tờ với phương TB-ĐN, ĐB-TN, chúng là những kiến trúc đứt gãy sinh kèm hoặc lồng chim của các đứt gãy đã nói trên với vai trò gây phức tạp hóa cấu trúc vùng, chi phối tiềm năng sinh khoáng ẩn trong tờ.

e. Các hệ thống đứt gãy phương kinh tuyến á kinh tuyến.

Trong khu vực tồn tại và phát triển một số đứt gãy phương kinh tuyến ở khu vực uỷ ban xã Trà Bui đi nước Nước Xa với chiều dài khoảng 10km, bị khống chế theo phương phát triển bởi hệ thống đứt gãy Trà Don-Tân Hiệp và đứt gãy phương vĩ tuyến Trà Tân. Các đứt gãy kinh tuyến có thể là đứt gãy lông chim phát triển bên cạnh đứt gãy Trà Don-Tân Hiệp phương ĐB-TN. Dọc theo đứt gãy đá granit gneis (phức hệ Chu Lai) bị dập vỡ, cà nát mạnh. Các đứt gãy kinh tuyến trong khu vực là các đứt gãy sinh kèm của hệ đứt gãy sông Pô Cô cắm về phía tây trong Paleozoi muộn-Mesozoi sớm và cắm đứng hoặc nghiêng về phía đông trong Kainozoi với cơ chế bằng thuận là chính.

Ở khu vực Tắc Pỏ các đứt gãy phương kinh tuyến thể hiện vai trò chi phối cấu trúc không rõ rệt, chúng cũng bị khống chế theo phương phát triển về phía bắc bởi đứt gãy Liêm Răng-Kon Riêng.

Đứt gãy phương kinh tuyến ở khu vực Mường Hoong phát triển trùng với hệ thống sông suối Đăk My, song cũng bị khống chế theo phương phát triển về hai phía bắc, nam bởi đứt gãy Liêm Răng-Kon Riêng và đứt gãy Ngok Linh-Mường Hoong, có lẽ chúng là hệ đứt gãy lông chim của đứt gãy một trong hai đứt gãy này. Trên ảnh máy bay, các photolineament phát triển theo phương kinh tuyến thì rất rõ, song tầm xuyên cắt kéo dài hạn chế, phần lớn cũng bị khống chế bởi đới dải dị thường mật độ độ dài photolineament khác.

Ngoài ra, đứt gãy Kon Tura-Đăk Mэк kéo dài khoảng 10km phát triển trùng với dải dị thường photolineament và thung lũng suối Đăk Kan. Đứt gãy bị cắt dịch phải và dịch trái bởi các đoạn đứt gãy phương TB-ĐN và TB-ĐN với cự ly xấp xỉ 600-800m.

Biểu hiện các đứt gãy phương kinh tuyến trong khu vực nghiên cứu trên các tài liệu từ và trọng lực thể hiện không rõ, hoặc không có, chúng đóng vai trò lông chim bên các cấu tạo dị thường trọng lực lớn cấp 2, 3, là chính. Như vậy, đứt gãy kinh tuyến trong khu vực nghiên cứu có những dấu hiệu hoạt động trẻ nhất, xuyên cắt các cấu trúc cổ hơn song ứng suất kiến tạo chưa đủ mạnh để xuyên cắt mạnh mẽ các cấu trúc có trước. Theo lý thuyết biến dạng, các kiến trúc phá hủy mới sinh trong điều kiện khi lực kiến tạo tác động chưa đủ mạnh để cắt dịch hoàn toàn các kiến trúc phá hủy có trước thì các kiến trúc mới chỉ xuyên cắt nhỏ hoặc phát triển bám theo (kiểu lông chim) hoặc bị chặn bởi các cấu trúc có trước.

5.1.3.3. Uốn nếp

Đặc trưng uốn nếp trong các thành tạo biến chất là kiểu uốn nếp sâu, chảy dẻo trong môi trường biến dạng kiến tạo với lực định hướng. Các đá thuộc tổ hợp thạch kiến tạo không rõ bối cảnh kiến tạo tuổi Paleo-Mesoproterozoi có cấu trúc uốn nếp đoạn thoải hoặc tuyến tính là chính. Các nếp uốn dạng tuyến chủ yếu phát triển trong các đá biến chất tuổi Neoproterozoi, ít hơn là nếp uốn đoạn thoải. Nhìn chung chúng là kiến trúc uốn nếp cấp 2, 3 so với kiến trúc phức nếp lồi cấp 1 Ngok Linh.

a. Các nếp uốn phát triển trong tổ hợp thạch kiến tạo không rõ bối cảnh kiến tạo tuổi Paleo-Mesoproterozoi (PP-MP)

- **Nếp lồi cân xứng Đông Nam Phước Thành:** Có dạng tuyến kéo dài khoảng 4km theo phương ĐB-TN, rộng ước tính khoảng 1km, phương kéo dài của nếp uốn bị cắt hoặc bị chặn bởi đứt gãy phương vĩ tuyến Nam Phước Thành. Cấu tạo phân phiến trong đá gneis biotit ở hai bên cánh của đứt gãy cắm khá dốc, khoảng 70° .

- **Nếp lồi đoạn Đắk Mát:** Khá đẳng thớ với bán kính khoảng 3-4km, các đá có góc cắm thay đổi $40-60^{\circ}$, nếp uốn bị cắt gọt về phía nam bởi đứt gãy phương vĩ tuyến Liêm Răng-Trà Tập (ngoài tờ Đắk Rế).

- **Nếp lồi đoạn Đắk Dừng:** Nằm cực tây nam vùng (tờ Đắk Rế) có chiều rộng khoảng 3-4km, dài khoảng 4-5km, bị chặn về phía đông bắc và bị phức tạp hóa bởi đứt gãy Đắk Ven-Đắk Druôt. Dọc theo phương cấu trúc các cánh đá bị uốn vắn mạnh với thể nằm cấu tạo phân phiến khoảng 40° .

- **Nếp lồi đoạn Kon Liêm:** Phát triển trong trường đá phiến thạch anh-biotit, gneis biotit, plagiogneis biotit có phương bản lề uốn cong về phía tây nam, kéo dài theo phương gần bắc-nam, đá hai bên cánh và phía đầu tỏa của nếp uốn cắm khá thoải 20° .

b. Các nếp uốn phát triển trong tổ hợp thạch kiến tạo cung đảo và bồn sau cung không phân chia tuổi Neoproterozoi-Cambri sớm (NP- ϵ_1)

- **Nếp lồi cân xứng Thôn Riêng:** nằm ở khu vực Thôn Riêng có đường trực dạng chữ "S" ngược, kéo dài khoảng 5-6km theo phương vĩ tuyến, rộng ước tính khoảng 1km. Đá hai bên cánh của nếp uốn cắm dốc gần 70° .

- **Nếp lồi nghiêng đảo Tây Nam Trà Đơn:** chỉ một nửa kiến trúc uốn nếp nằm trong phạm vi từ Thôn Riêng với mặt trục cắm về phía đông bắc góc 50° , đường trục kéo dài khoảng 3,5km theo phương TTB-ĐĐN trong phạm vi nghiên cứu, bề rộng nếp uốn đạt tới 1,5km. Đá ở cánh tây nam cắm về phía bắc-đông bắc khoảng 40° , đá ở cánh bắc-đông bắc vẫn cắm cùng phía với góc 60° .

Ngoài ra, trong vùng còn phát triển một số nếp uốn lồi, lồi ở Đông Đăk Mal, Tây Bắc Thôn Luông 2 với trục kéo dài khoảng 2-3km, rộng 0,5-0,7km, các đá cắm với góc thay đổi $70-80^{\circ}$ và mặt trục cắm đứng là chính.

Trong các trường đá biến chất các đá tuổi Neoproterozoi-Cambri sớm (NP- ϵ_1) có đặc trưng biến dạng uốn nếp chủ yếu tuyến tính, ít hơn là vòm, chậu kiểu uốn nếp sâu, có phương cấu trúc khác nhau trong các khối kiến trúc địa chất khác nhau và bị phức tạp hóa bởi các đứt gãy. Chúng chủ yếu phát triển trong tổ hợp thạch kiến tạo cung đảo và bồn sau cung không phân chia tuổi Neoproterozoi-Cambri sớm (NP- ϵ_1) với đặc trưng một số nếp uốn sau:

- **Nếp lồi nghiêng đảo Tây Nam Trà Đơn:** Chỉ một nửa cấu trúc nếp lồi thuộc từ Tân Hiệp nằm ở phía Tây Nam Trà Đơn với mặt trục cắm về phía đông bắc góc 50° , đường trục kéo dài khoảng 3,5km trong phạm vi từ Tân Hiệp theo phương TTB-ĐĐN, bề rộng nếp uốn đạt tới 1,5km. Đá ở cánh tây nam cắm về phía bắc-đông bắc khoảng 40° , và đá ở cánh bắc-đông bắc vẫn cắm cùng phía góc 60° .

Ở khu vực Trà Tập phát triển nếp lồi đoạn với góc cắm các đá chủ yếu khoảng 30° , bị khống chế cắt gọt phía tây bắc bởi đứt gãy phương ĐB-TN Trà Đơn-Trà Tập (phần mút đông bắc của đứt gãy Mường Hoong-Tân Hiệp, F8), phía nam bởi phần đông của đứt gãy phương vĩ tuyến Liêm Răng-Trà Tập (F12).

- **Nếp lồi nghiêng đảo suối Nước Mua:** nằm phía tây bắc suối Nước Mua khoảng 2km có đường trục bị uốn lượn theo phương kéo dài ĐB-TN tới 5km, bề rộng nếp uốn tới 0,9km. Mặt trục nếp uốn cắm về phía đông nam với góc khoảng 30° , các đá ở cánh tây bắc của nếp uốn cắm chủ yếu về phía đông nam, các đá ở phía đông nam cắm thoải khoảng 20° về cùng phía.

- **Nếp lồi nghiêng đảo Tây Bắc Mường Hoong:** có trục kéo dài tuyến tính theo phương ĐĐB-TTN tới 4,5km. Mặt trục nếp uốn cắm về phía nam đông nam góc khoảng 40° . Các đá hai bên cánh của nếp uốn cắm chủ yếu về phía đông đông

nam góc khoảng 40^0 . Đây có thể là nếp uốn kéo theo cạnh đứt gãy Mường Hoong-Tân Hiệp (F8) trong pha trượt bằng trái vào Kainozoi sớm.

- **Nếp lõm nghiêng đảo Tây Nam Trà Don:** nằm ở Tây Nam xã Trà Don với mặt trục cắm về phía tây bắc góc 60^0 , đường trục kéo dài khoảng 5km theo phương TTB-ĐĐN, bề rộng nếp uốn đạt tới 1,5km. Đá ở cánh tây nam cắm về phía nam-tây nam khoảng 70^0 , và đá ở cánh bắc-đông bắc vẫn cắm cùng phía góc 50^0 .

5.2. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐẶC ĐIỂM PHÂN BỐ QUẶNG HÓA VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI

Trong phạm vi nghiên cứu quặng vàng ẩn sâu địa khu Nam Ngãi, theo các kết quả tổng hợp, điều tra đến nay đã ghi nhận được 98 điểm mỏ, điểm quặng vàng có đặc điểm địa chất, khoáng sản, tài nguyên và mức độ điều tra khác nhau phân bố trong các thành tạo địa chất khác nhau, trong đó phần lớn các quặng hóa nằm trong các đá biến chất phức hệ Khâm Đức, Núi Vú, phần còn lại phân bố trong các thành tạo xâm nhập.

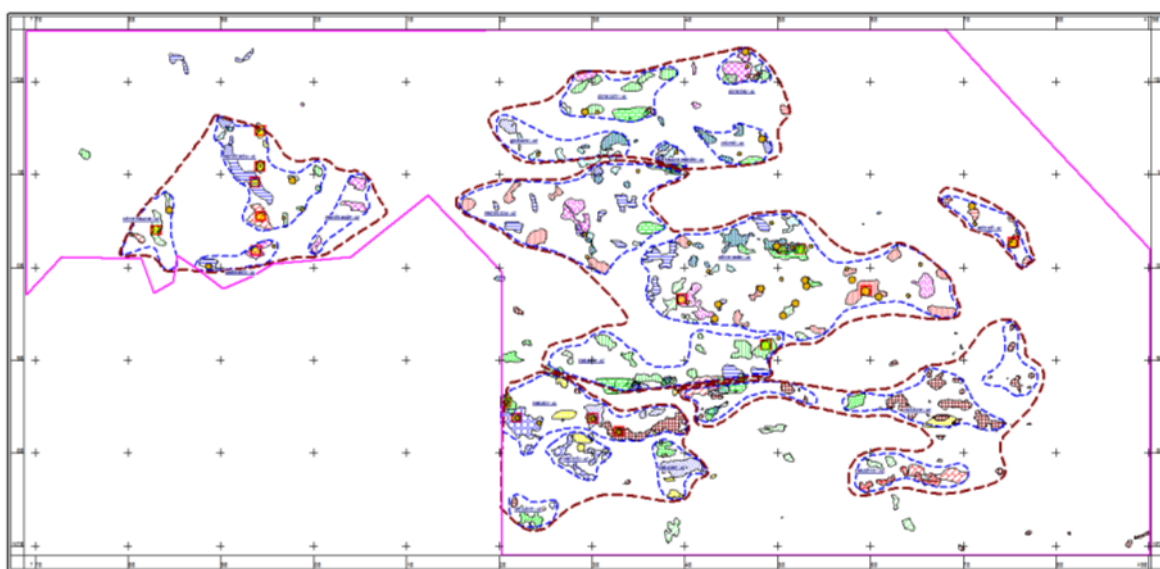
Các thân quặng vàng trong vùng nghiên cứu nghiên cứu có dạng mạch nhỏ, đới vi mạch thạch anh-sulphur chứa vàng, dạng ổ, thấu kính nhỏ, dạng mạng mạch. Chúng phân bố theo các đới dập vỡ và nát của các hệ thống khe nứt, đứt gãy phương TB-ĐN, phương ĐB-TN, á kinh tuyến.

Phần lớn các thân quặng trong đới nghiên cứu có phương phát triển theo hướng đông bắc - tây nam, góc dốc tương đối thoải từ 20 đến 40^0 , một số thân quặng dốc đứng đến 70 đến 80^0 . Nhìn chung trung bình là từ 40 đến 60^0 .

Trong đới quặng này các thân quặng thuộc thành hệ vàng-thạch anh-sulphur và gồm 2 kiểu quặng vàng-thạch anh-pyrit và vàng-thạch anh-sulphur đa kim, có nguồn gốc nhiệt dịch nhiệt độ thấp đến trung bình. Trên bản đồ phân tích, giải đoán ảnh viễn thám cho thấy quặng tập trung ở hai cấu trúc vòng lớn là Tam Kỳ - Phước Sơn và Đăk Sa. Sơ đồ mật độ photolineament cho thấy các điểm khoáng sản vàng liên quan chặt chẽ với cấu trúc photolineament. Các điểm mỏ, điểm quặng tập trung trùng với các cấu trúc có mật độ photolineament cao ở hai bên cánh các đứt gãy lớn mang tính khu vực, ít tập trung tại những đứt gãy lớn, điều đó thể hiện các đứt gãy lớn đóng vai trò đường dẫn, các đứt gãy nhỏ hơn đóng vai trò phân phối và định vị các thân quặng vàng.

Kết quả nhận dạng theo các tham số địa vật lý từ phổ gamma hàng không của 16 điểm quặng hóa vàng cho 5 vùng bay thuộc khu vực Tam Kỳ - Phước Sơn đã phân chia được 6 đới (gồm 21 diện tích) có triển vọng khoáng sản (Hình 5.34). Các diện tích dự báo triển vọng khoáng sản vàng theo tài liệu bay đo địa vật lý gần trùng khớp với các vị trí phân bố các điểm mỏ, điểm quặng và có đặc điểm về hình dạng gần trùng khớp với hai cấu trúc vòng lớn trong đới quặng, điều này cũng khẳng định thêm mối liên quan giữa quặng vàng với các cấu trúc dưới sâu.

Cấu trúc Tam Kỳ - Phước Sơn bao gồm các khu vực: Trà Hiệp, Trà Ook, Trà Thanh, Trà Sơn, Trà Thủy, Trà Kook, Trà Núi, Bồng Miêu, Tiên Phước, Tiên An, Đức Phú, Núi Vú, Thăng Phước. Bình Hòa, Trà Giang, Phước Hiệp, Phước Thành, Phước Kim... Cấu trúc này có dạng hình elip theo phương Đông - Tây với trục dài đến 95 km, chiều rộng 65 km. Cấu trúc Đăk Sa bao gồm: Đăk Sa, Phước Hòa, Phước Đức... có dạng hình tròn, đường kính khoảng 32 km. Phần trung tâm của đới cấu trúc này là các đá magma của phức hệ Chu Lai, Đại Lộc, Trà Bồng tuổi trước Devon. Ven rìa trong cấu trúc có xuất hiện phức hệ Bền Giăng - Quế Sơn và Hải Vân tuổi Permi-Trias.



Hình 5.34: Sơ đồ dự báo diện tích triển vọng khoáng sản vàng theo tài liệu địa vật lý hàng không.

5.2.1. Đặc điểm cấu tạo quặng

Quặng vàng-thạch anh-sulphur trong vùng nghiên cứu được thành tạo chủ yếu theo phương thức lắng đọng vật chất, kết tinh từ dung dịch nhiệt dịch, lấp đầy các hệ thống khe nứt, đứt gãy, các đới dập vỡ cà nát, mặt tách phiến, bong lớp,

phân dải.... Ngoài ra phương thức thay thế trao đổi (gặm mòn, hoà tan, lấp bù) với các khoáng vật tạo trước cũng có ý nghĩa quan trọng trong quá trình tạo quặng.

Do có sự phân bố không đồng đều của các khoáng vật trong thân quặng nên quặng có cấu tạo khá đa dạng. Các cấu tạo phổ biến và đặc trưng là; xâm nhiễm, ổ, mạch xuyên lấp, mạch thấu kính, mạch râu chuỗi, mạng mạch. Các vi cấu tạo gặp dưới kính là mạch, xâm tán, ổ, dải hạt, gặm mòn, mạng mạch, khối, kế thừa, vành riềm.... Trong đó phổ biến nhất là cấu tạo xâm tán. Các khoáng vật quặng như pyrit, vàng tự sinh, galena, sphalerit, chalcopyrit.... xâm tán không đều trên nền phi quặng. Cấu tạo khối ít phổ biến hơn chỉ đặc trưng cho pyrit tạo thành các ổ đặc xít với sự thay thế gắn kết của các sulphur khác ứng với mỗi loại khoáng vật và phương thức hình thành của chúng có những đặc điểm kiến trúc riêng. Dưới đây mô tả chi tiết một số các cấu tạo và kiến trúc chính của quặng vàng trong vùng nghiên cứu theo phương thức thành tạo của chúng.

a. Cấu tạo, kiến trúc quặng thành tạo trong quá trình lấp đầy lỗ hổng, khe nứt

Thuộc nhóm nguồn gốc này trong quặng nguyên sinh cũng như quặng oxy hoá ở các trường quặng vàng đới Tam Kỳ - Phước Sơn vùng Trung Trung Bộ phát triển những cấu tạo sau: xâm tán, ổ xâm tán, mạch, keo và sau đây là những cấu tạo chủ yếu:

- **Cấu tạo xâm tán:** Đây là dạng cấu tạo phổ biến nhất trong cả ba vùng quặng của vùng nghiên cứu. Cấu tạo này được đặc trưng bởi những tập hợp khoáng vật cùng loại phân bố trong đá hoặc trong những tập hợp khoáng vật phi quặng, pyrit, galena, sphalerit, chalcopyrit, vàng tự sinh.... ở dạng hạt nhỏ xâm tán trong các mạch thạch anh nứt nẻ, một phần nhỏ xâm tán trong đá biến đổi. Kiểu này thường gặp ở hầu hết các thân quặng trong vùng nghiên cứu. Ngoài ra cấu tạo này còn rất đặc trưng cho arsenopyrit, pyrotin, bismut tự sinh, galenobismutit... với số lượng rất ít trong quặng.

Quặng xâm tán thường gồm các khoáng vật có kiến trúc hạt nửa tự hình, hạt tự hình, trong nhiều trường hợp chúng cũng ở dạng tha hình và tất cả hầu như không bị biến tinh.

- **Cấu tạo mạch:** Là cấu tạo khá phổ biến trong quặng nguyên sinh, phần nào cũng gặp trong quặng oxy hoá ở cả ba vùng quặng. Cấu tạo này hình thành do kết quả phát triển các mạch khoáng vật quặng hoặc các khoáng vật mạch theo các khe nứt xuyên cắt đá hay quặng.... cấu tạo mạch gặp hầu như ở tất cả các khoáng vật quặng chủ yếu: pyrit, sphalerit, galena, chalcopyrit, vàng tự sinh và electrum. Chiều dày các mạch rất không ổn định, dao động từ 0,01mm (ví dụ mạch vàng) đến một vài mm. Ngoài ra cấu tạo này cũng còn rất đặc trưng cho các khoáng vật mạch như thạch anh, calcit..... chúng ở các dạng mạch đơn giản và phức tạp xuyên cắt nhau xuyên cắt các mạch quặng và ngược lại.

Cấu tạo mạch phát triển ở cả ba vùng quặng. Ranh giới các mạch quặng với đá vây quanh rõ ràng và bằng phẳng. Tại nhiều nơi có thể quan sát rõ cấu tạo mạch xuyên cắt đặc biệt là các mạch galena, sphalerit xuyên cắt các ổ, mạch pyrit II, thạch anh II...

Trong quặng oxy hoá và bán oxy hoá loại cấu tạo này cũng gặp nhưng ít phát triển như nhóm hydroxit sắt. Việc thành tạo chúng chủ yếu là nhờ sự lấp đầy các khoáng vật thứ sinh cụ thể là gotit, hydrogotit theo các khe nứt, kẽ hở có trước.

- **Cấu tạo keo:** Gặp chủ yếu trong quặng oxy hoá lấp trực tiếp từ các vết lộ, hào, lò. Cấu tạo này được hình thành do kết quả lắng đọng của các khoáng vật từ dung dịch keo sắt là chủ yếu. Trong loại cấu tạo này gặp một số hình thái khác nhau phổ biến như cấu tạo nhũ keo, vỏ keo đặc trưng cho gotit, hydrogotit dạng hơi tròn hoặc bất kỳ. Đối với loại kiến trúc này các khoáng vật thường đặc trưng bởi kiến trúc keo, biến keo hoặc ẩn tinh.

b. Cấu tạo, kiến trúc quặng hình thành bằng phương thức trao đổi thay thế

Nhóm cấu tạo, kiến trúc này cũng khá phát triển trong quặng của cả ba vùng: Trà Nú, Trà Leng, Phước Thành. Cấu tạo quặng nhóm này được xuất hiện do sự thay thế giữa các khoáng vật quặng với đá và khoáng vật mạch (pyrit, sphalerit, galena, chalcopyrit, pyrotin, vàng tự sinh...) giữa các khoáng vật quặng sinh muộn với các khoáng vật quặng sinh sớm galenit, sphalerit, chalcopyrit, thay thế găm mòn pyrit.... nghiên cứu đặc điểm hình thái nhóm cấu tạo này có thể chia ra các loại: ổ đặc xít, xâm tán dày.

- **Cấu tạo ổ đặc sít:** Đặc trưng cho các khoáng vật quặng như pyrit và một phần là galenit, sphalerit, chalcopyrit. Loại cấu tạo này có mức độ phổ biến kém hơn các loại cấu tạo vừa mô tả và phân bố không đều trong quặng. Các khoáng vật kể trên trong các mẫu quặng thường phân bố tập trung thành các ổ nhỏ nhìn bằng mắt thường hầu như đặc sít, kích thước các ổ thường vài milimet đến 5-6cm. Dưới kính hiển vi trong các ổ quặng đặc sít này ta có thể thấy còn có các vi ổ nhỏ của đá hoặc khoáng vật mạch chưa bị thay thế hết. Ngoài ra có thể thấy các vi lỗ hổng trong các tập hợp hạt khoáng vật đặc sít có lẽ chủ yếu chúng được hình thành trong quá trình trao đổi thay thế, quá trình lắng đọng, bay hơi của các dung dịch và ngoài ra do hàm lượng các chất bốc có trong dung dịch tạo quặng thoát ra trong quá trình kết tinh của các khoáng vật quặng nói trên.

- **Cấu tạo xâm tán dày:** Xuất hiện trong quá trình trao đổi thay thế đá và quặng. Quá trình thay thế xảy ra do sự tác dụng của dung dịch nhiệt dịch giai đoạn muộn lên các tổ hợp các khoáng vật mạch và khoáng vật mạch được hình thành ở giai đoạn trước đồng thời một phần tác dụng với các đá biến đổi vây quanh. Hầu hết các khoáng vật như pyrit, sphalerit, galenit đều tạo nên cấu tạo loại này song mức độ phổ biến không đều trong quặng. Trong khá nhiều hạt khoáng vật xâm tán trong đá hoặc trong thạch anh chúng ta có thể quan sát rất rõ những tàn dư tha hình của đá vây quanh hoặc thạch anh chưa bị khoáng vật quặng thay thế hết. Các khoáng vật trong loại cấu trúc này thường có cấu trúc hạt tha hình, đôi khi bị cà nát.

c. Cấu tạo, kiến trúc quặng hình thành trong quá trình phong hoá cơ học và rửa lũa quặng

Nhóm cấu tạo nguồn gốc này đặc trưng cho quặng oxy hoá, thường gặp là cấu tạo dạng bờ rời, cấu tạo lỗ hổng, cấu tạo ngăn ô.

- **Cấu tạo dạng đất bờ rời:** Thành tạo chủ yếu trong quá trình phong hoá cơ học, loại này thường đặc trưng cho quặng có thành phần lẫn lộn giữa nguyên sinh và thứ sinh pyrit vụn rời trong limonit dạng đất, loại cấu tạo này phổ biến đối với các mẫu được lấy trực tiếp từ các vết lộ, hào gần mặt đất hoặc lộ ngay trên mặt đất.

- **Cấu tạo lỗ hổng:** Loại cấu tạo này đôi khi cũng gặp trong một số các mẫu quặng, cấu tạo lỗ hổng được hình thành do kết quả rửa lũa của nước đối với các

xâm tán pyrit, pyrotin trong đá hoặc trong các mạch thạch anh. Hình thái kích thước các lỗ hổng rất khác nhau, nhưng nhiều trường hợp còn giữ được hình dạng nguyên thủy của pyrit, pyrotin ban đầu.

- **Cấu tạo ngăn ô:** Là một loại cấu tạo lỗ hổng khá đặc trưng cho quặng oxy hoá trong vùng nghiên cứu, tuy nhiên chúng không phổ biến. Cấu tạo này bao gồm hàng loạt các hệ thống lỗ hổng có dạng ngăn kéo mà vách là gothit, hydrogothit. Những vách đó thường phát triển theo các vi khe nứt trong pyrit, bề dày của các thành ngăn ô nhìn chung dao động trong khoảng $0,02 \div 1$ mm, cá biệt dày hơn.

Ngoài các cấu tạo trên trong quặng oxy hoá của vùng nghiên cứu cần lưu ý đến các cấu tạo như: dăm kết, vành riềm, kế thừa, xuyên lấp, keo...

5.2.2. Đặc điểm kiến trúc quặng

Trong quặng vàng ở vùng nghiên cứu tồn tại 2 nhóm kiến trúc nguyên sinh và thứ sinh. Nhóm kiến trúc nguyên sinh được hình thành đồng thời với quá trình tạo quặng do sự lắng đọng các sulphur từ dung dịch nhiệt dịch, do sự trao đổi thay thế các khoáng vật thành tạo trước với dung dịch nhiệt dịch. Nhóm kiến trúc thứ sinh của quặng nguyên sinh được hình thành sau quá trình tạo quặng, liên quan tới sự phá huỷ kiến tạo trong quặng, quặng bị cà nát, dập vỡ, tái kết tinh, định hướng.... Các kết quả phân tích khoáng tương các mẫu quặng trong vùng nghiên cứu bắt gặp những kiến trúc sau:

- Kiến trúc hạt tự hình, nửa tự hình đặc trưng cho pyrit, arsenopyrit, chúng thường phát triển thành những tinh thể vuông vắn, hình khối xâm tán trong nền thạch anh hoặc phi quặng.

- Kiến trúc hạt tha hình là kiến trúc phổ biến nhất, đặc trưng cho pyrit, galenit, sphalerit, chalcopyrit, vàng tự sinh và electrum... với kích thước thay đổi trong phạm vi rộng và với nhiều hình dáng khác nhau.

- Kiến trúc xen lấp cũng khá phổ biến các khoáng vật như: galenit, sphalerit, chalcopyrit, vàng tự sinh và electrum xen lấp vào khe nứt của các hạt pyrit. Hình dáng và kích thước của các khoáng vật xen lấp phụ thuộc vào hình dáng và kích thước của các khe nứt trong hạt pyrit.

- Kiến trúc găm mòn thay thế cũng thường gặp trong quặng cả vùng nghiên cứu. Ở một số mẫu có thể quan sát rất rõ các khoáng vật như: sphalerit, galenit, chalcopyrit, vàng tự sinh, electrum găm mòn thay thế một phần các hạt pyrit.

- Kiến trúc phân huỷ dung dịch cứng đặc trưng của sphalerit và chalcopyrit.

- Kiến trúc cà nát đôi khi quan sát được ở một số mẫu, các hạt pyrit, arsenopyrit thành tạo sớm bị cà nát, đập vỡ bị galenit, sphalerit, chalcopyrit hay gotit, hydrogotit thay thế, gắn kết lại.

- Các kiến trúc đới keo, vi tinh, hạt tàn dư, hạt giả hình... đặc trưng cho quặng oxy hoá, thể hiện ở các khoáng vật như covelin, melnhicovit, geothit, hydrogeothit....

5.2.3. Thứ tự sinh thành và tổ hợp cộng sinh khoáng vật

Nghiên cứu quặng vàng của ở các trường quặng vàng đới Tam Kỳ - Phước Sơn vùng Trung Trung Bộ cho phép xác định các tổ hợp cộng sinh khoáng vật đặc trưng. Những tổ hợp cộng sinh khoáng vật này được xác định chủ yếu dựa vào điều kiện địa chất, hình thái quan hệ biểu hiện của các khoáng vật trong quặng và đặc điểm hình thái, nguồn gốc của chúng.

a). Các tổ hợp cộng sinh khoáng vật quặng nguyên sinh

Áp dụng các nguyên tắc trong phân chia các giai đoạn tạo khoáng của Bechechin A. G. đối với các mỏ khoáng nhiệt dịch:

- Tổ hợp các khoáng vật sinh sớm bị các mạch, vi mạch các tổ hợp khoáng vật sinh muộn xuyên cắt phổ biến trong vùng nghiên cứu.

- Tổ hợp cộng sinh khoáng vật sinh trước bị nứt nẻ, vỡ vụn, cà nát được tổ hợp cộng sinh khoáng vật muộn xuyên lấp, thay thế, gắn kết.

- Thành phần các tổ hợp cộng sinh khoáng vật khác giai đoạn thường khác nhau và có những đặc trưng riêng biệt.

Trên cơ sở nghiên cứu thành phần khoáng vật, các đặc điểm hình thái, mối quan hệ của chúng trong thân quặng cũng như kiến tạo, cấu trúc quặng và đối chiếu với các nguyên tắc vừa nêu, có thể phân chia quá trình tạo khoáng nhiệt dịch ở vùng nghiên cứu thành 4 giai đoạn khoáng hoá. Ranh giới giữa những giai

đoạn này có thể là sự lắng đọng quặng, thay đổi điều kiện môi trường hoặc những biến cố về kiến tạo. Mỗi giai đoạn khoáng hoá hình thành một tổ hợp cộng sinh khoáng vật đặc trưng, được thể hiện ở bảng thứ tự sinh thành và tổ hợp cộng sinh khoáng vật trong quặng vàng ở các trường quặng vàng đới Tam Kỳ - Phước Sơn vùng Trung Trung Bộ (Hình 5.35).

Thời kỳ tạo khoáng	Nhiệt dịch				Phong hoá
Giai đoạn	I	II	III	IV	V
THCSKV điển hình	Thạch anh - sericit -pyrit	Vàng- thạch anh -pyrit	Vàng-thạch anh- sulfur- đa kim	Thạch anh - calcit	Gothit- hydrogothit
Khoáng vật					
Thạch anh	—————				
Sericit	—————	—————	—————		
Clorit	—————	—————	—————		
Epidot	—————	—————	—————		
Ankerit	—————	—————	—————		
Calcit	—————		—————	—————	
Rutin	-----				
Graphit	-----				
Manhetit	-----				
Pyrit	—————	—————	—————		
Arsenopyrit		—————			
Sphalerit		—————	—————		
Galena			—————	-----	
Chalcopyrit			—————	-----	
Vàng tự sinh		—————	—————		
Electrum		—————	—————		
Pyrotin			—————		
Bismut tự sinh			-----		
Galenobismutit			-----		
Lilianit			-----		
Hematit			-----	-----	
Bumonit			-----		
Melnicovit					—————
Hydrogothit					—————
Gothit					—————
Covelin					—————
Anlezit					—————
Scorodit					—————
Semcit					—————
Smitsonit					—————
Các nguyên tố đặc trưng	Si, Fe, S, K, Al, O.	Si, Fe, S, As, Au, Ag.	Si, Fe, S, Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Bi.	Si, Ca, O	Fe, Cu, Pb, Au?, Zn, As, O.
Cấu tạo quặng đặc trưng	Xâm tán, ổ.	Xâm tán, ổ, khSi, mạch.	Xâm tán, mạch xâm tán mạch, ổ	Mạch, xâm tán.	Mạch, kế thừa, đất xốp, khung, ngăn ô.
Kiến trúc quặng đặc trưng	Hạt nửa tự hình, hạt tự hình.	Hạt nửa tự hình, tự hình, tha hình, hạt cà nát.	Hạt tha hình, tự hình, nửa tự hình, phân hủy dung dịch cứng, gặm mòn.	Hạt tha hình, hạt nửa tự hình.	Hạt giả hình, đới keo, vi tinh, ẩn tinh, biến keo.
Nhiệt độ thành tạo	-	275-350°	160-270°	-	-
Biến đổi nhiệt dịch	Berezit, clorit, thạch anh hoá.	Sericit, berezit, clorit, thạch anh, calcit hoá.		Calcit hoá	Limonit hoá

Ghi chú: ————— Khoáng vật chủ yếu ————— Khoáng vật phổ biến
 ————— Khoáng vật ít phổ biến ----- Khoáng vật hiếm gặp

Hình 5.35: Sơ đồ thứ tự sinh thành và tổ hợp cộng sinh khoáng vật của quá trình tạo quặng vàng-thạch anh-sulphur địa khu Nam Ngãi

- Giai đoạn khoáng hoá I

Tổ hợp cộng sinh khoáng vật: thạch anh-sericit-pyrit I được thành tạo ở giai đoạn này. Ngoài ra còn có ankerit, rutin, magnetit. Các khoáng vật này thường ở dạng ổ nhỏ và xâm tán, chúng được hình thành chủ yếu bằng phương thức trao đổi thay thế và một phần kết hợp với phương thức lấp đầy lỗ hổng, khe nứt trong các thành tạo đá biến chất tương amphibol thuộc hệ tầng Sông Re, Tắc Pô; tương amphibol-epidot thuộc phức hệ Khâm Đức; tương phiến lục thuộc hệ tầng A Vương, Suối Cát và trong các thành tạo granitogneis thuộc phức hệ Chu Lai nơi gần các thành tạo magma granit-biotit, granit 2 mica thuộc phức hệ Bà Nà hoặc dọc ven rìa các đứt gãy, đới dập vỡ cà nát tạo môi trường thuận lợi cho quặng hoá ở các giai đoạn tiếp theo. Giai đoạn này chưa có ý nghĩa đối với quặng vàng.

- Giai đoạn khoáng hoá II

Được đặc trưng bởi tổ hợp cộng sinh khoáng vật thạch anh II, pyrit II, vàng tự sinh. Vàng tự sinh xuất hiện trong giai đoạn này với số lượng không nhiều dưới dạng các hạt nhỏ kích thước 0,01 - 0,1mm. Vàng có dạng hạt tha hình hoặc đẳng thước, đôi khi có dạng giọt. Vàng phân bố xâm tán trong thạch anh, pyrit II dưới dạng bao thể rắn.

Trong giai đoạn khoáng hoá này khoáng vật pyrit phát triển mạnh mẽ nhất, chúng có mặt trong hầu khắp các thân quặng kết hợp chặt chẽ với thạch anh hạt mịn màu trắng xám, cấu tạo khối. Pyrit phân bố xâm tán không đều, đôi khi tạo thành các đám ổ đặc sít trong thạch anh, một vài nơi do các chuyển động kiến tạo xảy ra tiếp sau làm cho pyrit II cũng như thạch anh II bị rạn nứt, dập vỡ khá mạnh và được các khoáng vật của các giai đoạn sau xuyên lấp, gắn kết, mặt khác bản thân pyrit II và thạch anh II đôi chỗ lại là chất gắn kết các mảnh dăm của đá còn sót lại. Ngoài ra trong giai đoạn khoáng hoá này còn gặp arsenopyrit trong một số mẫu ở một vài mạch quặng với số lượng không nhiều, có thể gặp một ít vảy graphit trong các mảnh dăm đá phiến được xem như là sản phẩm biến đổi từ vật chất hữu cơ trong đá vây quanh.

Cấu tạo đặc trưng cho giai đoạn khoáng hoá này là xâm tán, ổ, khối, ít mạch. Kiến trúc đặc trưng là kiến trúc nửa tự hình, tự hình, tha hình, xen lấp, cà nát, các nguyên tố hoá học chủ yếu của giai đoạn này là: Fe, Au, S, As. Đá vây quanh bị biến đổi nhiệt dịch chủ yếu là clorit hoá, epidot, sericit hoá, berezit hoá. Nhiệt độ thành tạo trong khoảng 275 - 350°C.

- Giai đoạn khoáng hoá III

Đây là giai đoạn thành tạo tổ hợp các khoáng vật sulphur quan trọng và đặc trưng cho vùng nghiên cứu. Tổ hợp cộng sinh khoáng vật đặc trưng cho giai đoạn này là: galenit-sphalerit-chalcopyrit-vàng tự sinh-electrum.

Giai đoạn khoáng hoá III thường chồng gối về mặt không gian theo giai đoạn tạo khoáng sớm hơn, đồng thời cũng phát triển rộng thêm trong các đới dập vỡ kiến tạo, quy mô của chúng lớn hơn hẳn so với giai đoạn trước. Thành phần khoáng vật của giai đoạn này khá phong phú bởi các sulphur: galenit-sphalerit-chalcopyrit chúng có mặt hầu khắp trong các thân quặng với số lượng không đồng đều, dưới dạng các đám hạt, chuỗi hạt, vi mạch xen lấp trong các khe nứt, lỗ hổng của các khoáng vật thành tạo ở giai đoạn sớm hơn, đồng thời cũng phổ biến hiện tượng thay thế găm mòn của các khoáng vật của giai đoạn sớm, song có ý nghĩa và đặc trưng trong giai đoạn khoáng hoá này là sự có mặt của vàng tự sinh và electrum mang tính phổ biến quyết định bộ mặt sinh khoáng của vùng nghiên cứu. Chúng phát triển khá phong phú và đa dạng, thường gắn bó chặt chẽ với các khoáng vật galenit, sphalerit, chalcopyrit, pyrit III. Mối quan hệ này thể hiện rất rõ trong các vi mạch của tổ hợp cộng sinh khoáng vật trên với vàng tự sinh hoặc electrum lấp đầy trong các khe nứt của pyrit II, các khoáng vật vàng xâm tán xuyên lấp theo vi khe nứt trong pyrit II hoặc thạch anh II, đồng thời vàng tự sinh ở giai đoạn này cũng gắn bó chặt chẽ với pyrit II khi cùng xâm tán trong thạch anh. Một phần khoáng vật vàng ở dạng bao thể rắn trong pyrit III, galenit, sphalerit với nhiều hình dạng khác nhau (oval, tròn, đẳng thước tha hình...).

Nhìn chung vàng tự sinh và electrum giai đoạn khoáng hoá III thường có dạng méo mó tha hình, dạng vi mạch ngắn, dạng sợi, gân mạch lấp đầy vi khe nứt, kẽ hở hoặc theo ranh giới giữa các hạt khoáng vật khác nhau. Đây là giai đoạn tạo quặng vàng chính trong vùng nghiên cứu, số lượng vàng tự sinh và electrum nhiều hơn hẳn so với giai đoạn tạo quặng II.

Trong giai đoạn này còn bắt gặp tổ hợp cộng sinh khoáng vật của bismut bao gồm: bismut tự sinh, galenbismutit, lilianit, theo mức độ nghiên cứu hiện tại mới chỉ bắt gặp các khoáng vật này đi cùng đi cùng với galena lấp đầy trong trong các kẽ nứt một số hạt pyrit II. Ngoài ra còn gặp pyrotin khá phổ biến với số lượng ít trong quặng cũng thuộc giai đoạn khoáng hoá này.

Cấu tạo quặng chủ yếu của giai đoạn này vẫn là xâm tán, mạch xâm tán, mạch nhỏ, ổ đám. Kiến trúc quặng chủ yếu là hạt tha hình, hạt nửa tự hình, hạt tự hình, xuyên lấp, găm mòn, phân huỷ dung dịch cứng, các nguyên tố đặc trưng là Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Fe, S, Bi. Các biến đổi nhiệt dịch chủ yếu là sericit hoá, clorit hoá. Nhiệt độ thành tạo trong khoảng 120 - 270°C.

- Giai đoạn khoáng hoá IV

Là giai đoạn cuối cùng kết thúc thời kỳ tạo quặng nhiệt dịch, được đặc trưng bởi tổ hợp cộng sinh khoáng vật thạch anh-calcit, ngoài ra còn có một lượng nhỏ pyrit, galenit, hematit với số lượng không đáng kể. Thạch anh và calcit trong giai đoạn này thường ở dạng các mạch nhỏ có bề dày 0,02 - 5mm đôi khi lớn hơn, chúng xuyên cắt qua toàn bộ đá và các ổ quặng, mạch quặng của các tổ hợp cộng sinh khoáng vật được thành tạo vào các giai đoạn trước.

b) Tổ hợp cộng sinh khoáng vật quặng thứ sinh

Do ảnh hưởng của các yếu tố ngoại sinh mà quá trình oxy hoá trong vùng nghiên cứu xảy ra khá mạnh mẽ chủ yếu ở đới gần bề mặt. Các khoáng vật sulphur bị biến đổi mạnh mẽ nhất là pyrit, pyrotin. Kết quả là tạo nên các tổ hợp gothit-hydrogothit tương đối phổ biến trong vùng, đi cùng với tổ hợp này có vàng tự sinh dạng tàn dư và một phần vàng biểu sinh? là đối tượng rất đáng được quan tâm. Ngoài ra ở thời kỳ phong hoá này còn gặp các sản phẩm oxy hoá của galena là anglezit, của chalcopyrit là covelin, của arsenopyrit là scorodit, của pyrotin là melnicovit song với số lượng không đáng kể và thường hoà lẫn cùng tổ hợp gothit-hydrogothit.

5.3. KẾT QUẢ PHÂN TÍCH TÀI LIỆU VIỄN THÁM VÀ ĐỊA VẬT LÝ HÀNG KHÔNG PHÂN CHIA CÁC TRƯỜNG QUẶNG VÀNG

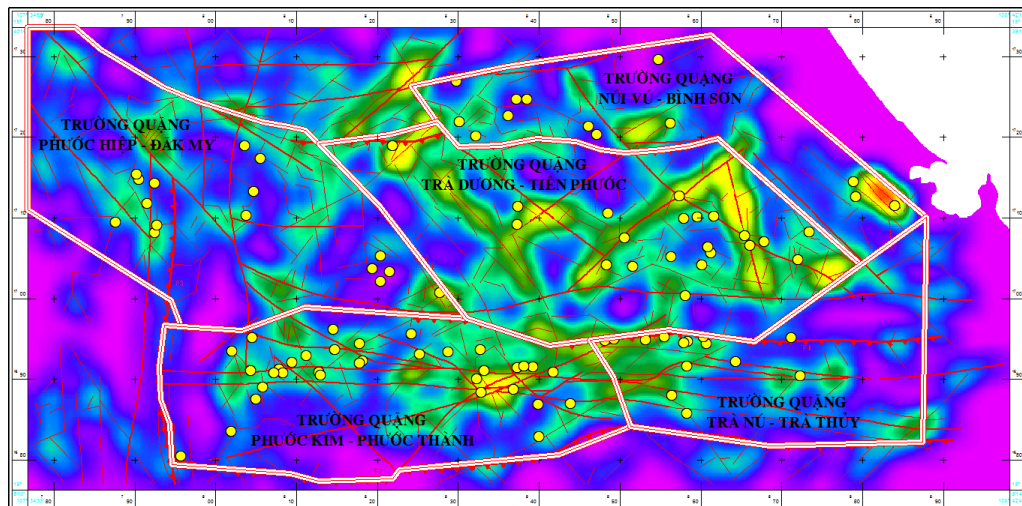
Các tài liệu tổng hợp về cấu trúc địa chất và đặc điểm quặng hóa vùng nghiên cứu (biên hội bản đồ địa chất; tổng hợp tài liệu trọng sa địa hóa); tài liệu tổng hợp các tài liệu bay đo: từ, phổ gamma, trọng lực mặt đất; phân tích cấu trúc trường quặng bằng ảnh viễn thám; các số liệu nghiên cứu về cấu trúc kiến tạo.... sẽ được phân tích xử lý nhằm phân chia các trường quặng trong địa khu Nam Ngãi trên nguyên tắc: Sự phân bố trên mặt các điểm quặng, mỏ quặng; kết quả xử lý số liệu đo đạc cấu tạo phối hợp với phân tích cấu trúc đới quặng theo tài liệu địa vật lý, ảnh viễn thám, cụ thể như sau:

- Sự phân bố tập trung trên mặt các vành phân tán trọng sa, địa hóa; các điểm quặng, mỏ quặng trên toàn diện tích địa khu Nam Ngãi.

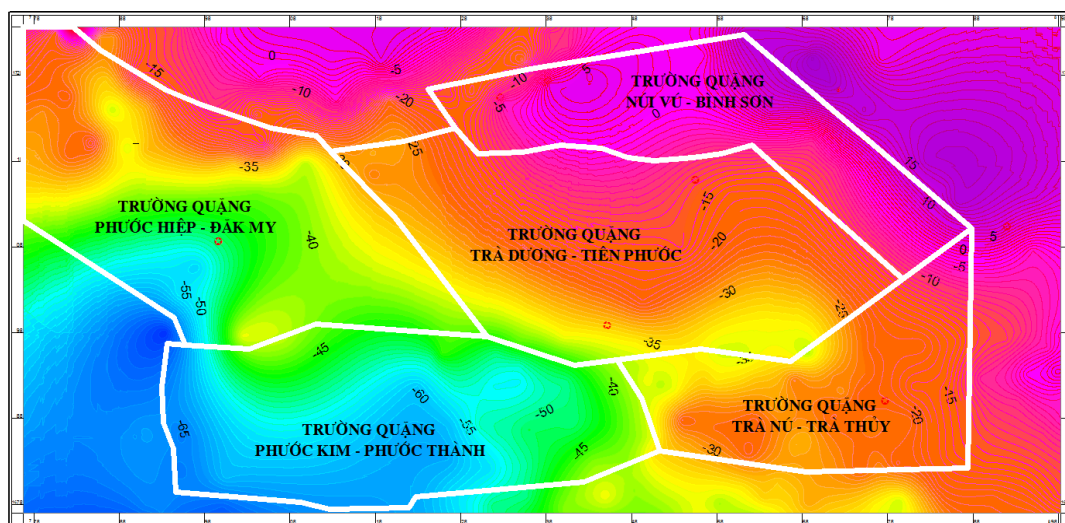
- Các số liệu đo đạc cấu tạo (phương kéo dài các khối magma, thể nằm các thân quặng) sẽ được xử lý và tổng hợp trên những biểu đồ chiếu cầu và nhận dạng trên những quy luật tương đồng nhau về cấu trúc địa chất và kiến tạo vật lý theo kết quả tổng hợp đo vẽ trọng lực mặt đất.

- Nhận dạng mật độ photolineamen theo các phương khác nhau, phân tích mối tương đồng giữa mật độ photolineamen và cấu trúc vòng với quặng vàng trên cơ sở phân bố, hình thái các thân quặng vàng trong không gian.

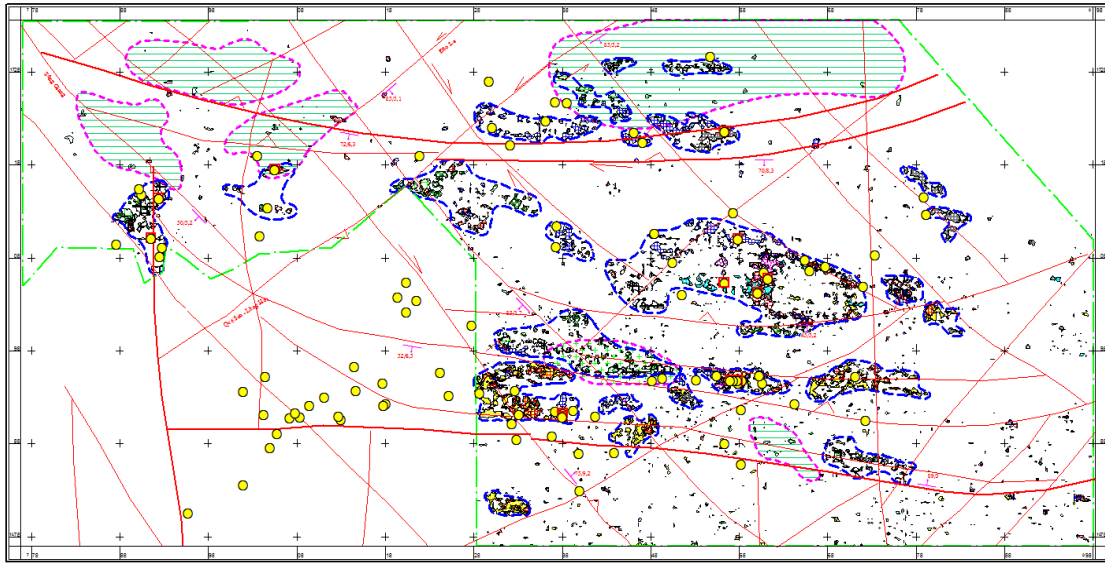
Với nguyên tắc trên đới quặng vàng thuộc địa khu Nam Ngãi được chia làm 05 trường quặng: Phước Hiệp - Đăk My, Núi Vú - Bình Sơn, Trà Dương - Tiên Phước, Phước Kim - Phước Thành và Trà Nú - Trà Thủy (Hình 5.36, 5.37, 5.38).



Hình 5.36: Sơ đồ phân chia trường quặng theo kết quả xử lý ảnh viễn thám



Hình 5.28: Sơ đồ phân chia trường quặng theo tài liệu bay đo từ phổ gamma



Hình 5.3829: Sơ đồ kết quả nhận dạng các diện tích có tiềm năng khoáng sản vàng theo tài liệu bay đo từ phổ gamma

5.4. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐIỀU KIỆN HÓA LÝ THÀNH TẠO QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI

Để xác định nhiệt độ thành tạo quặng vàng địa khu Nam Ngãi đề tài đã lấy và phân tích mẫu nhiệt độ đồng hóa bao thể kết hợp với kết quả tổng hợp từ những công trình có trước, kết quả phân tích kích thước, hình dạng, các pha trong bao thể và nhiệt độ đồng hóa như sau:

5.4.1. Các điểm quặng vàng khu vực Phước Thành

Kết quả nghiên cứu bao thể khí lỏng tại khu vực Phước Thành cho thấy có hai kiểu bao thể khí lỏng tồn tại trong thạch anh chứa quặng sulphur - vàng ở trong khu mỏ: kiểu I bao thể H_2O và kiểu II bao thể H_2O-CO_2

Kiểu I: Gồm có 2 pha lỏng và khí và không có CO_2 chiếm khoảng 80-90% tổng số bao thể được nghiên cứu. Bao thể loại này có độ dài $10-30\mu m$ thường phân bố độc lập, ngẫu nhiên không theo quy tắc với hình thái đẳng thước, tròn cạnh. Những bao thể này bị đồng hóa khi tăng nhiệt và không có các khoáng vật con (pha rắn).

Kiểu II: là loại bao thể chứa CO_2 , các bao thể này ở dạng bao thể 3 pha (pha lỏng CO_2 , pha khí CO_2 và pha lỏng H_2O) tại nhiệt độ phòng. Đây là các bao thể nguyên sinh có kích thước khá lớn ($>50\mu m$), có hình thái rõ ràng, có quy tắc. Dựa trên sự phân bố của CO_2 , loại bao thể này có thể phân thành một 3 loại: loại CO_2 tương khí (IIa1) và loại CO_2 (IIa2) tương lỏng và loại đồng nhất (IIb).

Kết quả phân tích đồng hóa bao thể cho thấy: Nhiệt độ đồng hóa cho các mạch thạch anh chứa quặng ở khu đông bắc Phước Thành trong khoảng 227-378°C, trung bình là 310°C, các mẫu từ trung tâm có nhiệt độ 218-284°C (trung bình 251°C) và từ khu Tây Nam là 248-299°C (trung bình 271°C).

Từ kết quả phân tích nhiệt độ có thể phân thành 2 nhóm: Nhóm từ 300 đến 380°C và nhóm từ 230 đến 300°C (Hình 5.39). Kết quả này cùng với hình thái bao thể cho thấy khoáng hóa trong vùng có thể xuất hiện theo 2 pha với hai khoảng nhiệt độ thành tạo khác nhau, theo đó pha nhiệt độ thấp 230-300°C là pha tạo quặng chính của quặng hóa khu vực.

Độ trong suốt của CO₂ có thể được ước lượng dựa trên điểm nóng chảy của pha CO₂. Do có tính linh động, các dung dịch CO₂ không đóng băng cho đến khi nhiệt độ gần -100°C. Tuy nhiên động thái nóng chảy của CO₂ xảy ra khá đột ngột và nhìn chung dễ quan sát. Nhiệt độ nóng chảy của CO₂ trong bao thể của các mẫu vật lấy từ khu vực đông bắc Phước Thành và tây nam Phước Thành lần lượt nằm trong khoảng -62.5 đến 56,9°C (trung bình 60,1°C) và từ -61,4 đến 58.4°C. Các giá trị này thấp hơn nhiều so với phần trung tâm Phước Thành nơi có giá trị trung bình -58,7°C (Bảng 5.7). CH₄ là một thành phần phổ biến được hòa tan trong các bao thể chứa CO₂ và có thể hòa tan hoàn toàn trong CO₂. Nếu các phép đo cho kết quả gần với điểm nóng chảy CO₂ tinh khiết (-56.6°C), chúng chứng tỏ gần các bao thể CO₂ bởi vì một thành phần CH₄ có thể trộn lẫn với CO₂ thì hạ thấp điểm nóng chảy CO₂ (T_{mCO₂}) một cách đáng kể. Các điểm nóng chảy đo được ở khu vực đông bắc và tây nam Phước Thành cho thấy sự chênh lệch nhẹ nhiệt độ của CO₂ tinh khiết. Điểm nóng chảy -60°C tương ứng với 13% mol CH₄ trong hệ CO₂-CH₄ tinh khiết [60]. Các bao thể trong khu vực này không thuộc về hệ H₂O-CO₂-NaCl tinh khiết nhưng có chứa lượng đáng kể CH₄. Hàm lượng CH₄ ở các phần đông bắc và tây nam khu vực nghiên cứu khá khác so với chúng ở phần trung tâm nơi có hàm lượng CH₄ trong CO₂ ước lượng thấp hơn 5% mol.

Tỷ trọng CO₂ của dung dịch có thể được ước lượng bằng nhiệt độ đồng hóa của pha khí và pha lỏng của CO₂. Dựa trên dữ liệu đo đạc, tỷ trọng CO₂ có thể chia thành 2 nhóm (Bảng 5.7). Tỷ trọng của các bao thể loại IIa1 và IIb tương tự nhau và nằm trong khoảng 0,16 đến 0,28 (g/cc) và tỷ trọng của bao thể loại IIa2 trong khoảng 0,68 đến 0,82(g/cc). Trong phần trung tâm của Phước Thành tỷ trọng trung bình CO₂ trong các bao thể loại IIa1 và IIb xấp xỉ 0,25 và của loại IIa2

là 0,73 (g/cc). Trong các khu vực khác, tỷ trọng CO₂ trung bình của các bao thể loại IIa1 và IIb trong khoảng 0,18 đến 0,21 và của loại IIa2 0,76 đến 0,78 (Bảng 5.7).

Tỷ lệ mol CO₂ (X_{CO2}) trong các bao thể khu vực nghiên cứu có thể chia thành 3 nhóm: a) 0,03-0,07, b) 0,07-0,30, c) 0,50-0,90 (Bảng 5.7).

Việc cùng tồn tại các bao thể có nhiệt độ đồng hóa tương tự nhau với các sự tập trung khác nhau có thể được giải thích do kết quả của sự sủi bọt CO₂. Trong trường hợp này, nhiệt độ đồng hóa có thể được xem như nhiệt độ thành tạo [76]. Nếu nhiệt độ và áp suất của dung dịch chứa CO₂ tương ứng với đường cong không trộn lẫn, dung dịch có thể không trộn lẫn 2 dung dịch, một với hàm lượng cao CO₂ và dung dịch còn lại với hàm lượng thấp CO₂. Áp suất của dung dịch trong quá trình không trộn lẫn có thể được tính toán sử dụng phương trình trạng thái cho dung dịch và dữ liệu của Bowers và Helgeson (1983) [57].

Hình 5.40 cho thấy đồ thị hòa tan của một dung dịch 6 (wt%) NaCl tại áp suất 500 bars. Các bao thể chạy dọc theo rìa đồ thị hoặc nằm trong vùng giữa 2 pha. Các nhóm với tỷ lệ mol CO₂ khác nhau có thể được giải thích do kết quả của không trộn lẫn CO₂ hoặc sự sôi CO₂, tiếp đến là sự phân chia của các dung dịch X_{CO2} cao (IIb) và thấp (IIa1) từ các dung dịch mẹ (IIa2) với X_{CO2} trung gian.

Nhiệt độ của các dung dịch quặng ở giai đoạn tạo khoáng được ước lượng 300-380^oC ở giai đoạn I và 230-300^oC ở giai đoạn II dựa trên nhiệt độ đồng hóa của các bao thể khi có sự sôi sủi bọt CO₂. Nhiệt độ này cao được ước lượng trong khu vực từ các mẫu lấy tại phần đông bắc khu vực nơi đá gốc thuộc phức Bà Nà. Dữ liệu từ các bao thể ở giai đoạn muộn trên đường cong không trộn lẫn với dữ liệu bao thể ở giai đoạn sớm được thể hiện trong hình 5.41.

Áp suất này được ước lượng sử dụng đường đẳng tích của Bowers và Helgeson (1983) [57] là 500 bars cho hầu hết các bao thể (Hình 5.39). Nhưng các bao thể từ mạch 13 ở phần Đông Bắc bao gồm các bao thể loại IIa1 và IIa2 mà không có loại IIb. Áp suất được ước lượng trong các bao thể này thấp bằng 350bar [57]. Độ sâu của quá trình tạo khoáng trong khoảng 3,5 đến 5,0km giả thiết điều kiện thủy tĩnh tại thời điểm này. Với các bao thể trung gian X_{CO2} loại IIa2 cho thấy không có dấu hiệu của sự trộn lẫn và áp suất thành tạo ước lượng 1000-1500 bar giả thiết điều kiện thạch quyển dưới độ sâu 3,5-5km.

Theo hình 5.41, điều kiện nhiệt độ của phần Đông Bắc thì cao hơn các khu vực khác. Tuy nhiên sự phân chia các pha thì phổ biến với cả 3 khu vực. Trong khu vực Đông Bắc, sự phân bố nhiệt độ rõ ràng là tương phản và X_{CO_2} nằm trên đường cong 500bars với 6 wt% NaCl với sự tập trung các bao thể 3 tướng. Phần Đông Bắc của Phước Thành cho thấy lượng T_h và CH tập trung cao so với phần phía Tây Nam. Trong phần Đông Bắc của khu vực, hàm lượng T_h và CH trong dung dịch cao có thể liên quan đến nguồn dung dịch lân cận, gần gũi trong phức hệ Bà Nà. Nguyên nhân cho sự hình thành các nhóm riêng biệt trong tỷ lệ mol CO_2 được giải đoán là kết quả của sự giảm đột ngột áp suất dung dịch sau khi sôi và sự phân chia các pha trong các dung dịch X_{CO_2} thấp và cao. Dung dịch cao T_h và hàm lượng CH_4 ở phần Đông Bắc có thể thể hiện cho dung dịch tạo quặng giai đoạn sớm, trong khi đó phần trung tâm của Phước Thành được cho là bị ảnh hưởng bởi một dung dịch tạo quặng tiến hóa hơn.

Au có thể được vận chuyển dưới dạng phức chloride như AuCl khi có một loại dung dịch tạo quặng độ muối cao [120]. Sự sulphur hóa sau và sự sericit hóa của các đá vây quanh chứa magnetit-felspat bởi một dung dịch quặng có thể gây nên sự lắng đọng Au ở những nhiệt độ thấp hơn. Tuy nhiên sự vận chuyển Au và Ag trong các dung dịch có thể tạo các phức hydrosulphur [49], và sự kết tủa sulphur có thể xảy ra phần hồi lại nhiệt độ thấp và sự di chuyển của sulphur khử từ dung dịch [42], [120], [245]. Những sự thay đổi lớn áp suất (1000bar) đi cùng với sự sôi (sự tách pha) cũng có thể gây nên những sự thay đổi về độ tan và sự kết tủa về sau của sulphur. Au, Ag, và các kim loại khác trong khu vực được cho rằng đã được vận chuyển như các phức hydrosulphur và kết tủa dạng sulphur và các quặng chứa Au không chỉ bởi sự giảm nhiệt độ trong mỗi giai đoạn mà còn bởi sự giảm đột ngột áp suất trong các giai đoạn này, thấy được từ kết quả của sự không trộn lẫn X_{CO} trong các bao thể). Sự thay đổi nhanh của áp suất có lẽ được gây lên bởi sự dịch chuyển từ điều kiện thạch quyển đến điều kiện thủy tĩnh ở độ sâu 3,5-5km. Quá trình hệ quả của sự sôi giảm độ tan của các phức hydrosulphur chứa Au, Ag, Pb và các kim loại khác và cũng dẫn đến sự kết tủa sulphur, các quặng chứa Au tại khu vực Phước Thành.

Kết quả nghiên cứu bao thể chỉ ra sự phân bố tương phản của nhiệt độ đồng hóa và hỗ trợ giả thiết rằng sự tạo khoáng xảy ra trong 2 giai đoạn như được biết

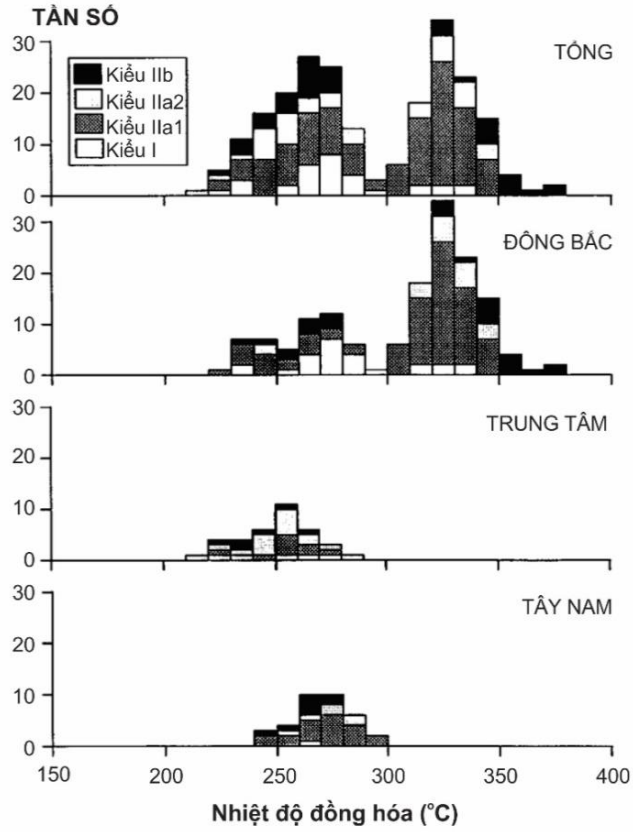
đến bởi cấu trúc tạo quặng. 90% bao thể ở khu vực chứa CO₂ và hàm lượng CH₄ trong CO₂ cao nhất phần Đông Bắc Phước Thành nơi có phức hệ magma Bà Nà.

Trong các hệ thống nhiệt dịch, sự thay đổi đột ngột điều kiện hóa lý có thể dẫn đến sự không trộn lẫn dung dịch. Các lắng đọng sulphur và electrum trong khu vực Phước Thành có liên quan đến sự sôi sủi bọt khí CO₂ và sự giảm các hoạt động sulphur trong dung dịch. Nhiệt độ tạo khoáng ước lượng khoảng 300-380°C trong giai đoạn I, 230-300°C trong giai đoạn II và áp suất tạo quặng 350-500bar cho các giai đoạn.

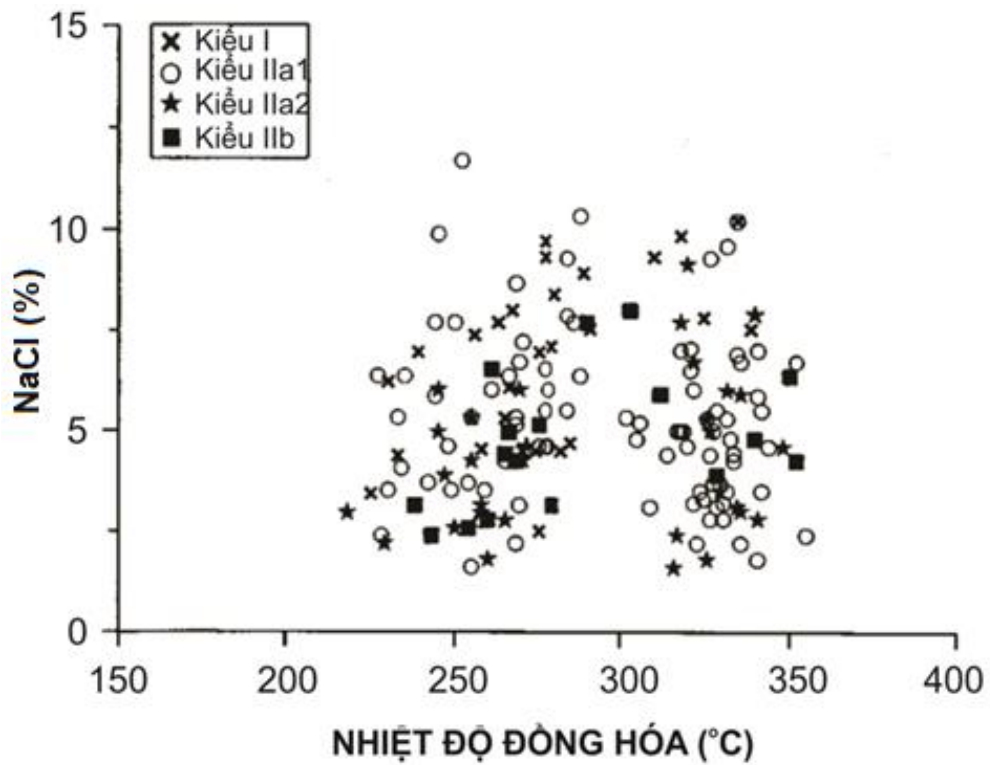
Bảng 5.8: Tổng hợp số liệu phân tích đồng hóa bao thể trong thạch anh liên quan đến quặng hóa vàng khu vực Phước Thành

Khu vực	Kiểu	TmCO ₂ (°C)			DCO ₂ (g/cc)			Độ muối (%NaCl)			Nhiệt độ đồng hóa (°C)			X _{CO2}		
		Max	Min	Tb	Max	Min	Tb	Max	Min	Tb	Max	Min	Tb	Max	Min	Tb
Đông Bắc	I							10,2	2,5	7,3	378	227	310			
	Ila1	-	-	-	0,26	0,16	0,21	9,9	1,8	4,9				0,09	0,02	0,04
	Ilib							6,4	2,6	4,0				0,77	0,48	0,62
	Ila2				0,82	0,70	0,76	9,1	1,6	4,9				0,28	0,07	0,20
Trung tâm	I							7,0	3,4	4,9	284	218	251			
	Ila1	-	-	-	0,28	0,22	0,25	5,3	1,6	3,5				0,05	0,03	0,04
	Ilib							4,4	2,4	3,3				0,84	0,78	0,81
	Ila2				0,77	0,68	0,73	6,5	1,8	3,5				0,14	0,03	0,09
Tây Nam	I										299	248	271			
	Ila1	-	-	-	0,21	0,17	0,18	10,3	3,5	7,0				0,03	0,02	0,03
	Ilib							6,5	4,3	5,2				0,88	0,75	0,80
	Ila2				0,79	0,78	0,78	6,0	4,3	5,2				0,12	0,10	0,11

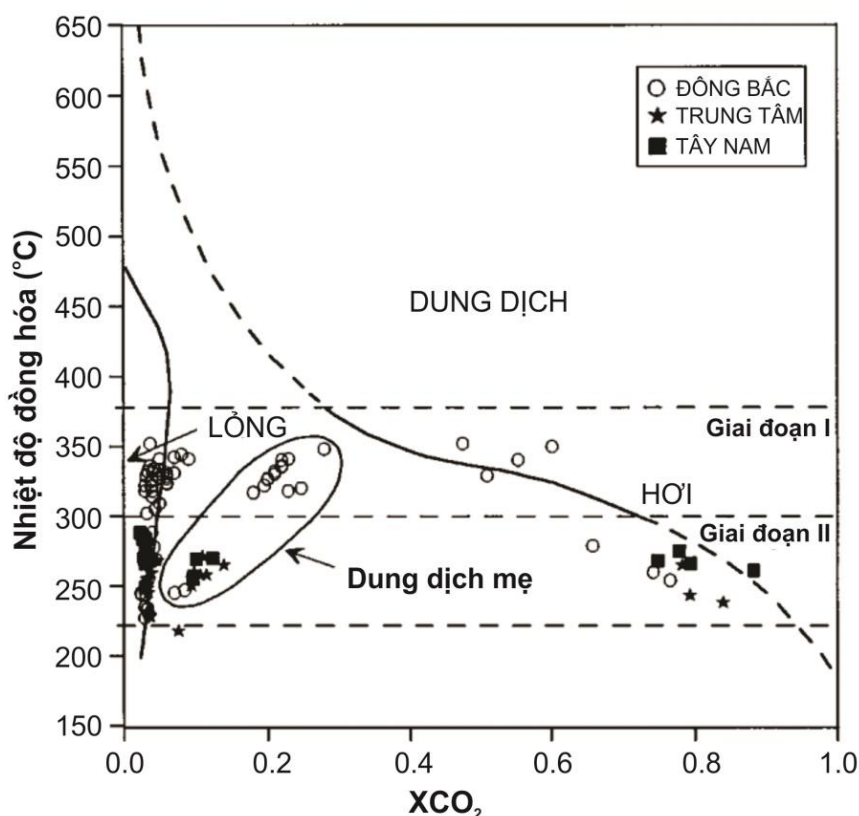
Tm_{CO2}: nhiệt độ nóng chảy của pha CO₂; D_{CO2} (g/cc): mật độ của CO₂ trong dung dịch; Th: nhiệt độ đồng hóa, X_{CO2}: số mol CO₂ trong dung dịch



Hình 5.39: Biểu đồ nhiệt độ đồng hóa của các bao thể khí lỏng trong thạch anh khu vực Phước Thành



Hình 5.40: Biểu đồ tương quan giữa độ muối và nhiệt độ đồng hóa khu vực Phước Thành



Hình 5.41: Biểu đồ tương quan giữa độ muối và nhiệt độ đồng hóa khu vực Phước Thành

5.4.2. Các điểm quặng vàng khu vực Phước Sơn

Có 3 kiểu bao thể khí lỏng được tìm thấy trong các mỏ và điểm quặng ở khu vực Phước Sơn gồm:

Kiểu I: là kiểu bao thể 1 pha khí, các bao thể có kích thước 5-30 μ m gồm các bao thể chỉ có 1 tương khí xẫm màu.

Kiểu II: Bao thể hai pha, đây là bao thể chiếm chủ đạo, thường xuyên gặp trong các mạch quặng thạch anh sulphur chứa vàng trong khu vực. Kích thước của các bao thể loại này có sự thay đổi khá lớn, trong khoảng 5-100 μ m và có thể chia thành hai loại:

- + Loại bao thể lỏng - khí (IIa) với tỷ lệ tương lỏng chiếm chủ đạo
- + Loại bao thể khí - lỏng (IIb) với tỷ lệ tương khí chiếm chủ đạo

Kiểu III: Các bao thể đa pha, gồm có 2 loại:

- Loại bao thể có chứa CO₂ (IIIa) có kích thước 10-30 μ m
- Loại bao thể có chứa khoáng vật con (tương rắn) (IIIb)

Kết quả phân tích đồng hóa được đưa ra trong [bảng 5.8](#).

Bảng 5.9: Tổng hợp kết quả phân tích bao thể khí lỏng tại khu mỏ Phước Sơn

Điểm mỏ	Loại mẫu	Khoáng vật vây quanh	Kiểu bao thể	Nhiệt độ đồng hóa (°C)	Độ muối (%NaCl)	Nhiệt độ nóng chảy CO ₂	Áp suất (kbar)
Bãi Đất	Mạch TA-sulfur	Thạch anh	I, IIa, IIb, IIIa, IIIb	235-500	4,2-44,8	-57,5 đến -57,1	4,4-5,6
	Galanit đặc sít	Thạch anh	IIa, IIIa	245-355	3,4-9,2	-58,7 đến -56,8	3,1-4,3
	Mạch thạch anh sulphur	Thạch anh	I, IIa, IIb, IIIa	270-415	0,4-14,5	-58,7 đến -56,6	
Bãi Gõ	Mạch thạch anh sulphur	Thạch anh	I, IIa, IIb, IIIa	285-450	1,0-11,1	-58,4 đến -56,5	
	Mạch thạch anh sulphur	Thạch anh	I, IIa, IIb, IIIb	265-500	2,6-13,1	-59 đến -57,7	
	Mạch thạch anh sulphur	Thạch anh	I, IIa, IIIa	240-465	0,5-15,5	-60,8 đến -56,8	

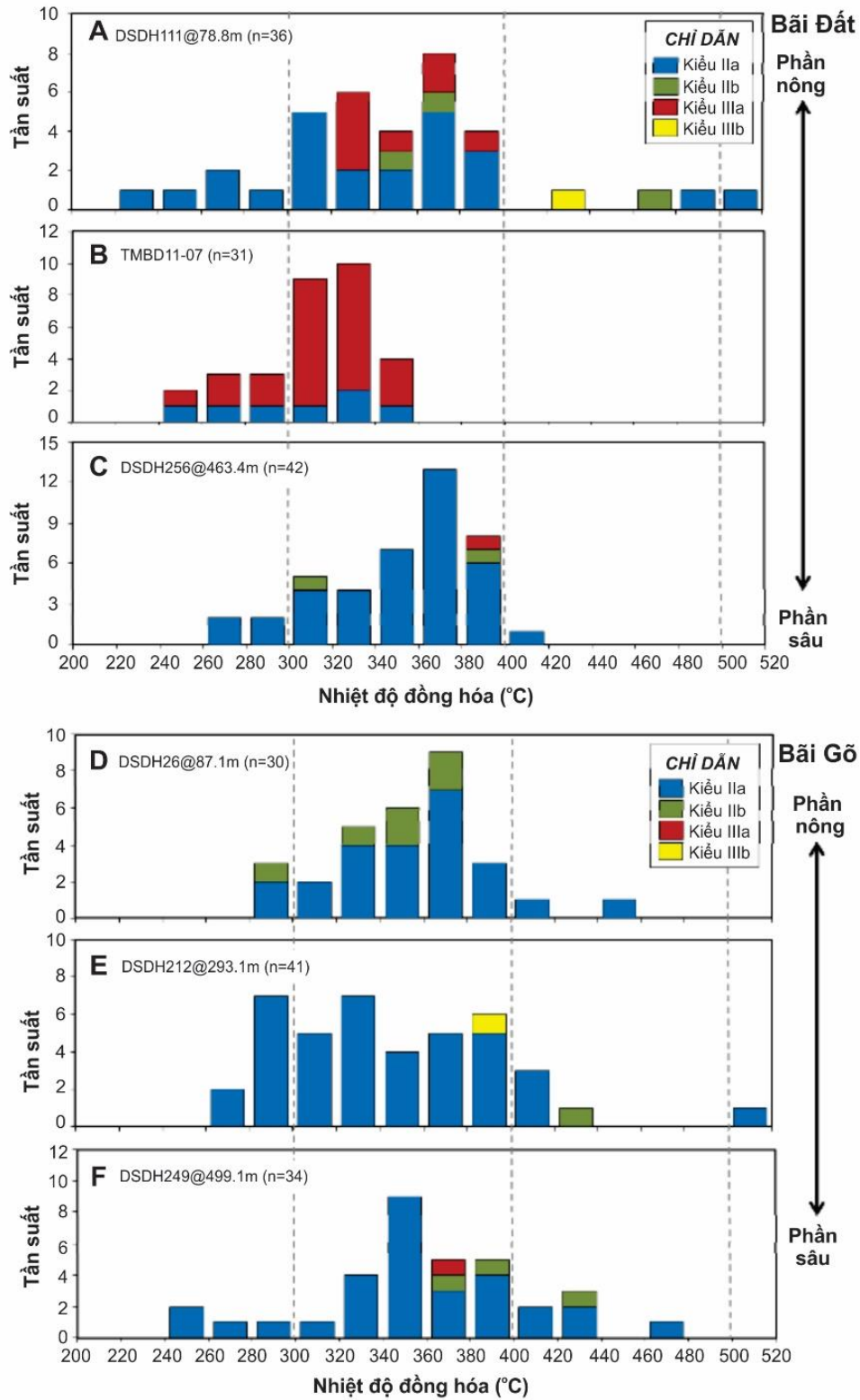
Kết quả phân tích các mẫu từ khu mỏ Bãi Đất và Bãi Gõ cho thấy nhiệt độ của các mẫu thuộc phân nông hơn tại mỏ Bãi Đất có khoảng nhiệt độ thay đổi khá lớn từ 220°C đến >500°C với nhiệt độ trung bình trong khoảng 300-400°C. Trong khi đó, các mẫu thuộc phần giữa và sâu hơn nhiệt độ dao động trong khoảng 240-400°C. Các mẫu từ phần nông đến phần sâu của khu mỏ Bãi Gõ chủ yếu tập trung trong khoảng 240-440°C, tập trung trong khoảng 280-400°C (Hình 5.42).

Giá trị độ muối cho các mẫu trong mỏ Bãi Đất và Bãi Gõ có sự thay đổi lớn trong khoảng 0,5 đến >20NaCl% (Hình 5.40). Trong một số mẫu khi xuất hiện tinh thể muối trong bao thể, độ muối có thể đạt 44,8%.

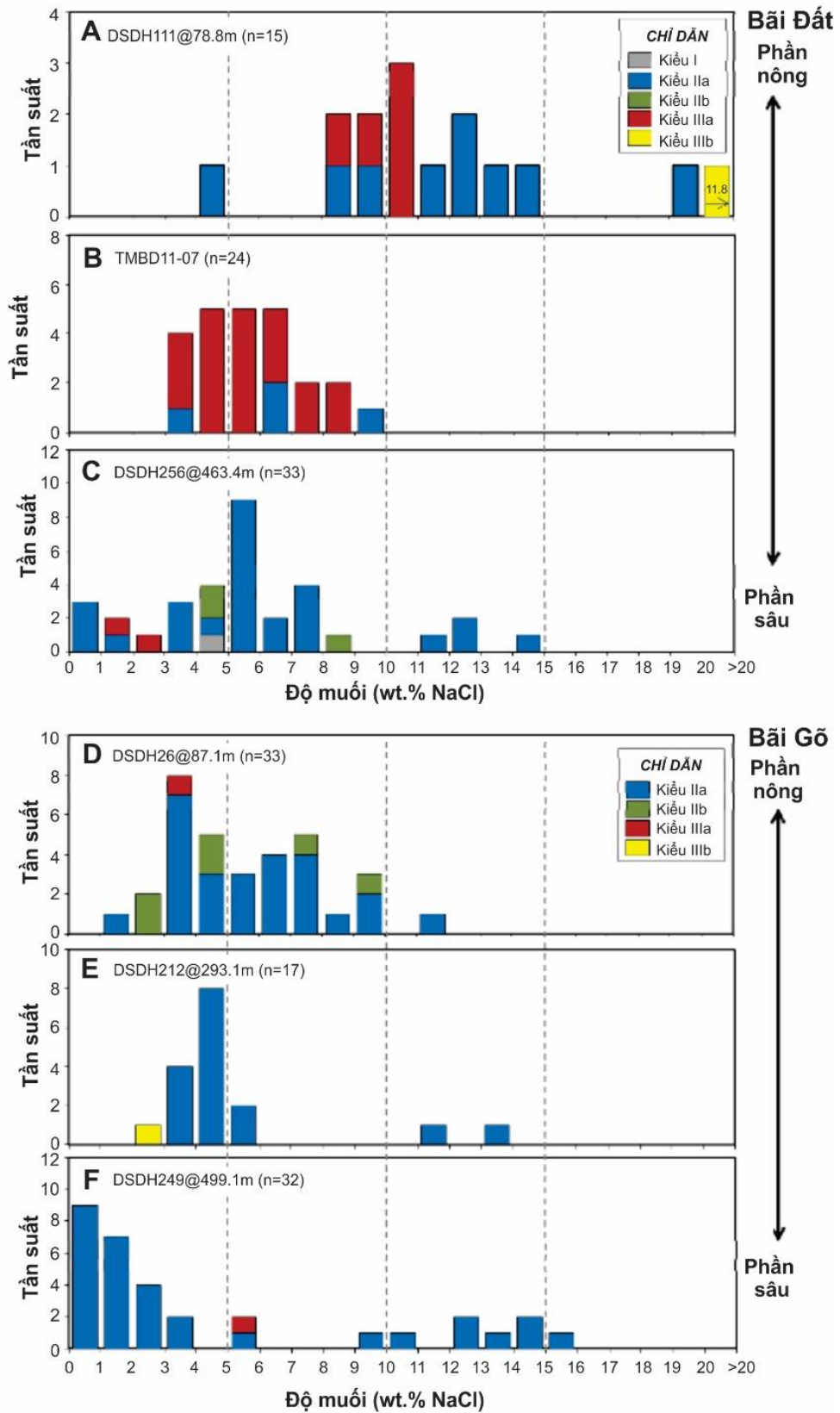
Các mẫu từ phần nông của các thân quặng Bãi Đất, độ muối có sự thay đổi rất lớn 4-5% đến 44,8% NaCl. Độ muối ở Bãi Gõ có sự thay đổi nhỏ hơn, nằm trong khoảng 1-12%.

Kết quả tính chiều sâu tạo quặng từ số liệu đồng hóa của bao thể chứa CO₂ thuộc kiểu III cho thấy các bao thể hình thành tại phần nông và giữa của khu mỏ Bãi Đất có áp suất thành tạo trong khoảng 3,1-4,3kbar và 4,4-5,6 kbar. Kết quả này chỉ ra rằng quặng hóa của khu mỏ Bãi Đất hình thành trong điều kiện áp suất 3,1-5,6 kbar, tương ứng với chiều sâu thành tạo là 8,3-15,1km, chứng tỏ quặng hóa

vàng khu vực Phước Sơn được thành tạo ở chiều sâu lớn thường liên quan đến loại hình mỏ vàng tạo núi [103] hoặc các mỏ vàng liên quan đến xâm nhập [40].



Hình 5.42: Biểu đồ biểu diễn giá trị nhiệt đồng hóa trong các mẫu và các điểm mỏ khác nhau trong khu mỏ Phước Sơn



Hình 5.43: Biểu đồ biểu diễn giá trị nhiệt đồng hóa trong các mẫu và các điểm mở khác nhau trong khu mỏ Phước Sơn

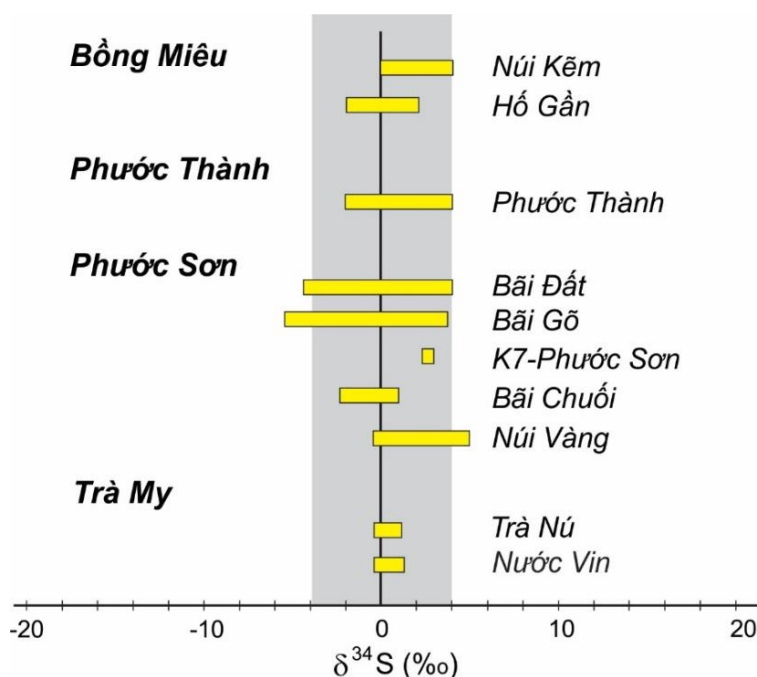
5.5. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU NGUỒN GỐC CỦA DUNG DỊCH TẠO QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI

Đề làm rõ nguồn gốc của dung dịch tạo quặng và vật chất tạo quặng vàng tại địa khu Nam Ngãi, tập thể tác giả chủ yếu tập trung vào nghiên cứu 3 đồng vị bền: đồng vị S, đồng vị H-O. Dưới đây là kết quả nghiên cứu dựa trên số liệu tổng hợp các kết quả nghiên cứu đã công bố, một số số liệu do đề tài thực hiện tại khu vực Nước Vin:

5.5.1. Đặc điểm đồng vị S

Kết quả nghiên cứu đồng vị S của các khoáng vật sulphur cộng sinh với quặng hóa vàng, chi tiết về kết quả xem phụ lục 1.

Kết quả bảng nghiên cứu cho thấy dữ liệu đồng vị lưu huỳnh tại các mạch quặng vàng tập trung trong khoảng -4 đến +4‰ (Hình 5.44), hầu hết tập trung trong khoảng -2 đến 2‰, nằm trong trường liên quan đến hoạt động magma, điều này khẳng định lưu huỳnh trong quá trình tạo quặng được triết tách từ hoạt động magma.



Hình 5.44. Biểu đồ thể hiện giá trị đồng vị S cho các điểm mỏ thuộc đới quặng Tam Kỳ - Phước Sơn.

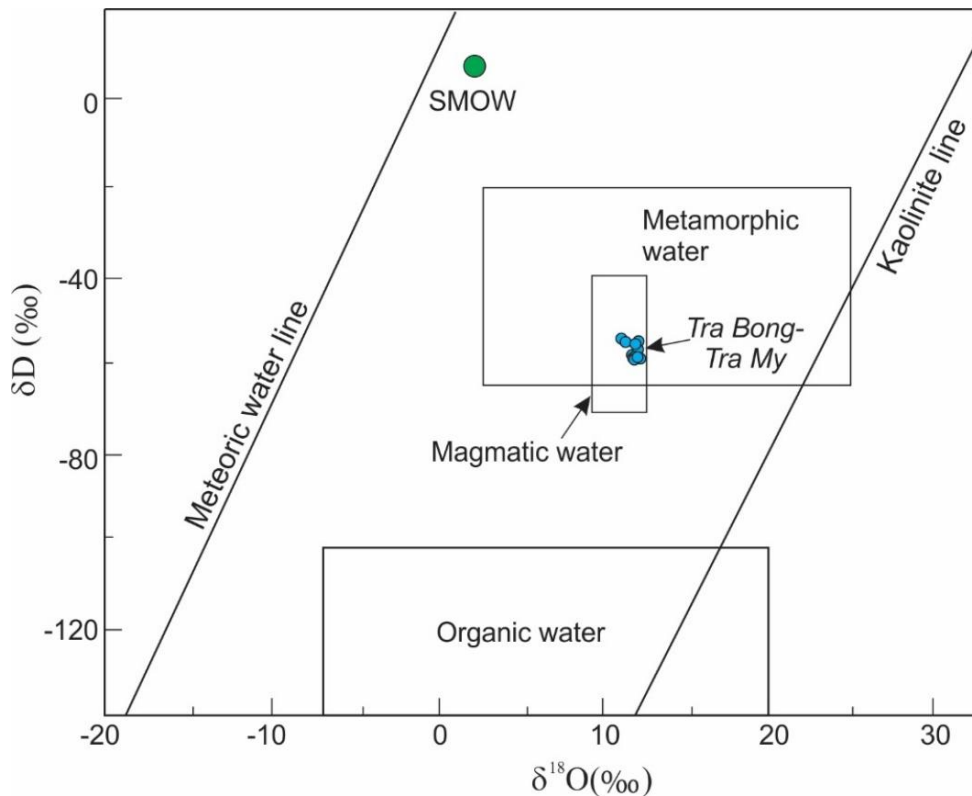
5.5.2. Đồng vị oxy, hydro

Kết quả phân tích đồng vị O, H trong các bao thể thạch anh chứa quặng tại khu mỏ Phước Sơn, Trà Nù, Phước Thành và Nước Vin cho thấy nước trong các

bao thể trong thạch anh lấy từ các thân quặng vàng có nguồn gốc magma nguyên thủy với điều kiện nhiệt độ 300°C và 400°C. Các bao thể thường thể hiện ở dạng bao thể chứa khí CO₂ lỏng, thành phần tinh khiết của dung dịch trong hệ thống nhiệt dịch có thể do sự thay đổi về điều kiện hoá lý đột ngột của dung dịch nhiệt dịch.

Điều kiện thuận lợi để xảy ra sự lắng đọng quặng là do hoạt tính của lưu huỳnh giảm thông qua quá trình sulfat hoá CO₂ (sôi ngầm) kèm theo sự lắng đọng các chất sulphur được xem là cơ chế quan trọng nhất của quá trình khoáng hoá vàng trong khu vực.

Từ các dữ liệu trên cho thấy quặng vàng trong địa khu Nam Ngãi có cùng một nguồn gốc và điều kiện thành tạo như nhau.



Hình 5.45: Biểu đồ tương quan giữa $\delta^{18}O$ và δD cho các nguồn nước dung dịch nhiệt dịch tạo quặng vàng khu vực Trà Bồng - Trà My [265].

5.6. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU THỜI GIAN TẠO QUẶNG

Mối quan hệ không gian và thời gian thành tạo magma

Trên bình đồ cấu trúc chung của địa khu Nam Ngãi có thể dễ dàng nhận thấy các thân quặng vàng có liên quan chặt chẽ về mặt không gian với các thành tạo thuộc phức hệ Bà Nà, chúng phân bố tập trung ở cả nội tiếp xúc và ngoại tiếp xúc các khối granit thuộc phức hệ Bà Nà và các cấu vòng gần kề, chúng thường

phân bố ở rìa phía đông, tây các khối theo hướng cấu trúc chung của vùng nghiên cứu. Có thể quan sát được mối quan hệ này ở Bồng Miêu, Phước Hiệp cùng khối cấu trúc vùng nghiên cứu (khối cấu trúc Khâm Đức). Như vậy quặng vàng đới Tam Kỳ - Phước Sơn và các thành tạo granitoit thuộc phức hệ Bà Nà có quan hệ chặt chẽ về không gian thành tạo.

5.7. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU XÁC LẬP CÁC MÔ HÌNH THÀNH TẠO QUẶNG VÀNG QUẶNG VÀNG ĐỊA KHU NAM NGÃI

Dựa trên kết quả tổng hợp về cấu trúc các trường quặng vàng địa khu Nam Ngãi nêu trên và những kết quả khảo sát chi tiết, tập thể tác giả bước đầu xác lập một số mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng điển hình trên địa khu Nam Ngãi bao gồm các khu vực: Bồng Miêu, Phước Sơn và Trà Dương

5.7.1. Mô hình cấu trúc khống chế quặng hóa vàng khu vực Bồng Miêu

Khu vực phân bố vàng gốc Bồng Miêu nằm trong trường quặng Trà Dương - Tiên Phước. Cấu trúc địa chất khu vực bị khống chế bởi các đứt gãy á vĩ tuyến là đứt gãy Tam Kỳ - Hiệp Đức, Trà Bồng - Trà My. Trong phạm vi trường quặng, các mỏ vàng gốc phân bố phần lớn trong các đá gneis biotit felspat, gneis silimanit biotit... thuộc hệ tầng Khâm Đức, khoáng hóa vàng biểu hiện chủ yếu dưới dạng các vi mạch thạch anh sulphur, thay đổi từ vài chục centimet đến hàng mét, các đới biến đổi chứa sulphur với mật độ khá cao [217], [9].

Quặng hóa vàng mỏ Bồng Miêu bị khống chế bởi các hệ thống đứt gãy chính gồm: hệ thống đứt gãy thoải theo mặt phiến gần trùng với cấu trúc vòm nếp lồi và hệ thống đứt gãy dốc đứng.

- *Hệ thống đứt gãy thoải*: Giữ vai trò chủ yếu trong sự định vị các thân quặng. Về hình thái đó là những đứt gãy nằm khớp với ranh giới các tập thạch học, có mặt trượt nghiêng thoải về phía Tây Nam. Trên bình đồ chúng có dạng uốn lượn gần như là ranh giới phân chia các tập đá. Hệ thống đứt gãy này chứa các vật liệu cà nát, vò nhàu cùng với các mạch, mạng mạch thạch anh chứa khoáng hóa ở mức độ khác nhau.

- *Hệ thống đứt gãy dốc đứng*: Chúng có mặt trượt gần như thẳng đứng hoặc nghiêng 60-70°, có phương kéo dài theo hướng tây bắc-đông nam. Khoáng hóa

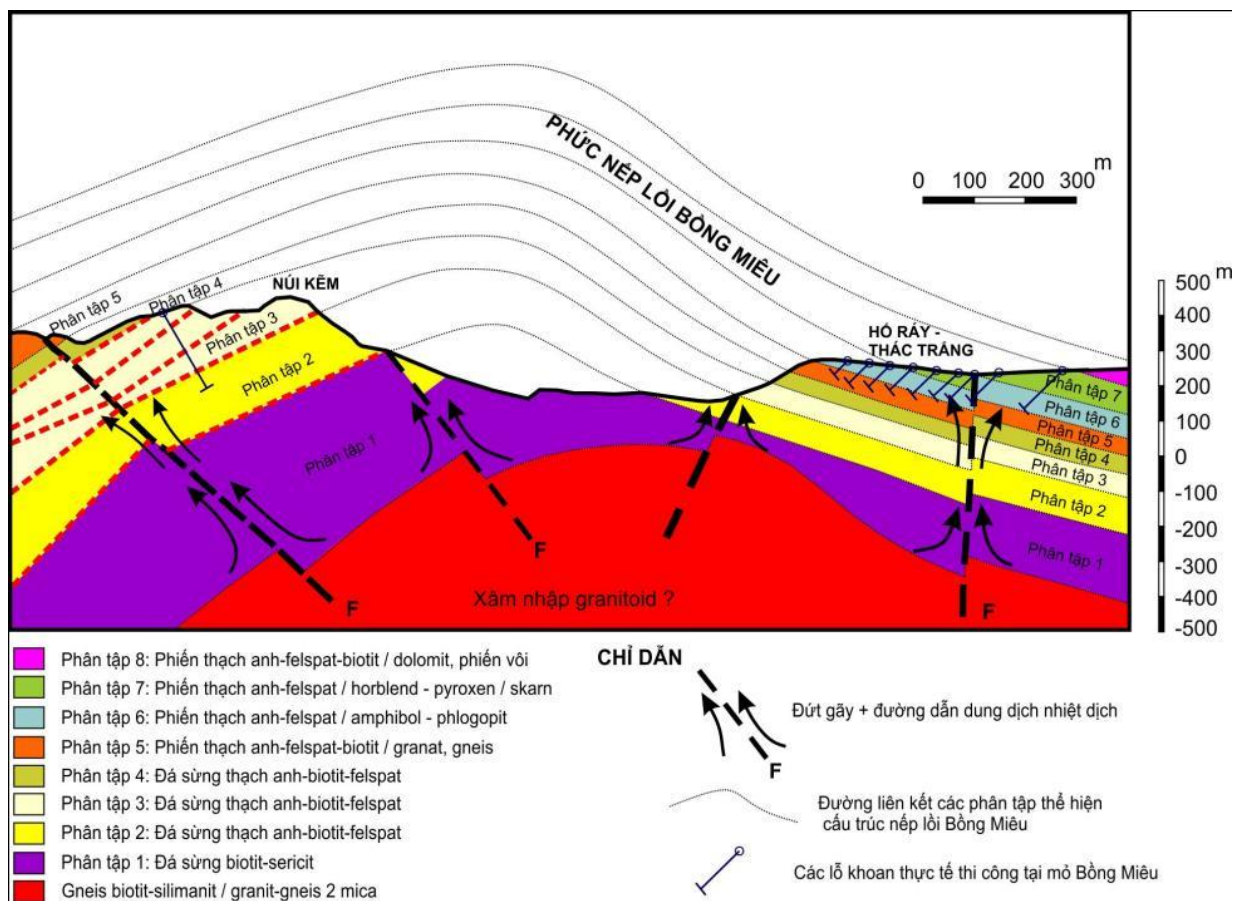
theo chúng thường không liên tục, gồm các xâm tán của pyrit, đôi khi dạng ổ, dạng thấu kính.

Đặc điểm khoáng hóa và thành phần quặng mỏ vàng Bồng Miêu thể hiện khá đặc trưng mối quan hệ với hoạt động uốn nếp, với quá trình biến chất khu vực, vai trò của đá vây quanh và vị trí cấu trúc mỏ.

Trong phạm vi mỏ Bồng Miêu có thể thấy rõ 2 loại hình thái thân quặng khác nhau về thành phần khoáng vật, mức độ chứa vàng, thời gian thành tạo cũng như sự phân bố không gian và mối quan hệ với hoạt động magma.

- *Các thân quặng nằm khớp đều với đá vây quanh*: Rất đặc trưng và phổ biến. Chúng gặp ở các khu núi kềm, hổ gần... Biểu hiện bằng các đới cà nát chứa đầy vật liệu vụn cùng các mạch, tia mạch, thấu kính đôi khi là chuỗi mạch thạch anh mang khoáng hóa sulphur. Thân quặng nằm khớp đều với đá vây quanh, theo mặt lớp hoặc ranh giới địa tầng và chúng có dạng mạch vĩa. Chúng từng là đối tượng chính khai thác vàng. Do có thể nằm thoải và dưới tác động của những hoạt động kiến tạo uốn nếp sau quặng. các thân quặng bị xô ép, bóc mòn và lộ ra ở các mốc địa hình khác nhau từ 100-120m (hổ gần), 400-440m (Saro) trong đó các thân quặng giàu thường tập trung ở ngắn 240-340m. Các thân quặng này phân bố ở cánh Nam-tây nam vừa nếp lồi cụt Bồng Miêu, nếp lồi Hổ Gần, khu Saro dọc theo đứt gãy thoải cùng tên. Chúng đều định vị ở phần vòm và nơi uốn cong của vòm nếp lồi. Phần vòm các nếp lồi bậc cao bị bóc mòn để lộ ra các thân quặng. Kích thước các thân quặng thay đổi khá lớn từ 20-30cm đến 3-4m trung bình 0,5-1,5m, chiều dài từ 20-30m đến 1-2km

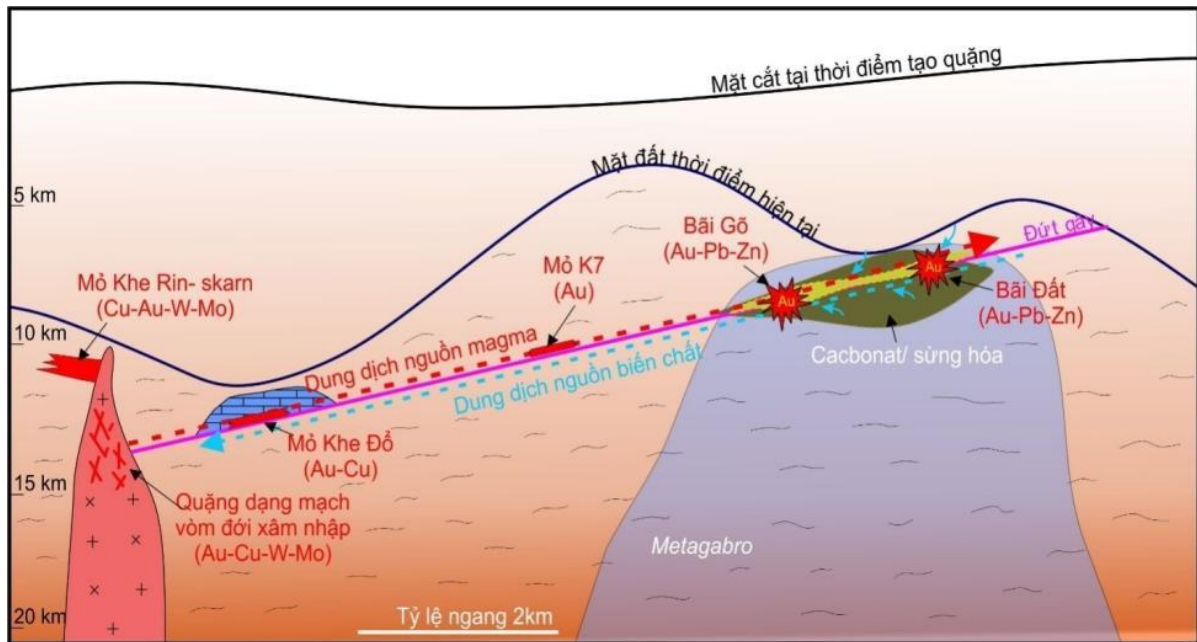
- *Các thân quặng nằm cắt đá vây quanh*: Tiêu biểu cho các thân quặng này là các đới cà nát, mạch thạch anh có khoáng hóa sulphur phát triển ở khu Hổ Vĩ, ... Các thân quặng có xu hướng phát triển ở cánh đông bắc của nếp lồi cụt Bồng Miêu và cánh tây nam của nếp lồi hổ gần, là nơi hoạt động magma trẻ thể hiện khá mạnh mẽ. Chúng thuộc giai đoạn tạo khoáng khác so với thân quặng có thể nằm thoải.



Hình 5.46: Mô hình cấu trúc không chế quặng vàng mỏ Bồng Miêu

5.7.2. Mô hình cấu trúc không chế quặng hóa vàng khu vực Phước Sơn

Kết quả nghiên cứu của chúng tôi đã chỉ ra cấu trúc không chế sự hình thành quặng vàng mỏ Phước Sơn là hệ thống đứt gãy Đaksa, một hệ thống đứt gãy chòm nghịch có phương kéo dài theo phương bắc - nam, góc dốc khá thoải và hệ thống đứt gãy Pô Kô. Đứt gãy Đaksa không chế các đá trầm tích carbonat bị biến chất đến tương đá phiến lục, đứt gãy tạo ra một đới biến dạng lớn tạo kênh dẫn thuận lợi cho dung dịch nhiệt dịch magma đi lên, hỗn nhiễm với nguồn dung dịch từ đá vây quanh và nước ngầm cung cấp dung dịch tạo quặng cho khu vực [263], [264]. Những nghiên cứu về tuổi cho thấy quặng hóa liên quan đến hoạt động magma Trias (250-200tr.n) trong điều kiện kiến tạo căng dẫn sau va chạm, tương tự như cấu trúc không chế khoáng hóa vàng tại các mỏ vàng tạo núi ở địa khu Yilgarn Craton (Australia) và Alaska (Mỹ) [40], [56], [115]. Từ những kết quả nghiên cứu về thành phần vật chất, bao thể khí lỏng, đồng vị bền, cấu trúc không chế quặng hóa, chúng tôi đưa ra mô hình cấu trúc không chế quặng hóa vàng gốc khu vực Phước Sơn như sau:



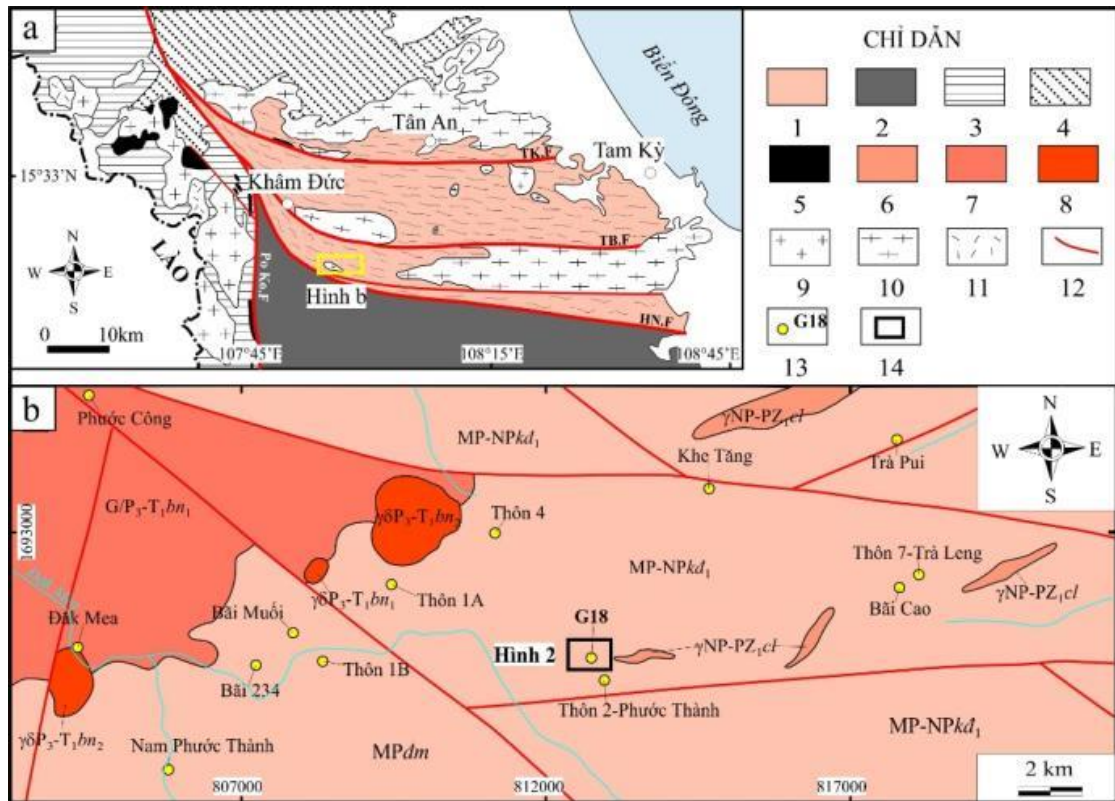
Hình 5.30: Mô hình cấu trúc không chế quặng vàng mỏ Phước Sơn

5.7.3. Mô hình cấu trúc không chế quặng hóa vàng khu mỏ G18, Phước Thành, Phước Sơn

5.7.3.1. Đặc điểm địa chất khu mỏ vàng G18 và vùng lân cận

Nằm về phía tây nam của đới khô Tam Kỳ - Phước Sơn thuộc trường quặng vàng Phước Thành, Phước Sơn 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 Silur muộn-Devon sớm và Permi muộn-Trias (Hình 5.48a). 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 phiến theo phương TB-ĐN với góc dốc 60-80°. 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 có thể đối sánh với các thành tạo granit phức hệ Chu Lai ở phần đông nam đới khô TKPS, khu vực Quảng Ngãi có tuổi thành tạo 426-444 tr.năm. [Đinh Quang Sang và nnk \(2017\) \[21\]](#) cho rằng các đá granit phức hệ Chu Lai có thành phần khá phức tạp, gồm granit-hai mica, granit biotit, và granit sáng màu. Trong khu vực cũng xuất hiện các 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, có tuổi đồng vị U-Pb zircon trong khoảng 240÷245tr.n [16], [19].



Hình 5.31: Sơ đồ địa chất đới khô 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)[20].

- 1- Đá phiến thạch anh biotit, gneis amphibol, amphibolit phức hệ Khâm Đức; 2- Đá phiến gneis phức hệ Ngọc Linh; 3- Đá trầm tích lục nguyên, lục nguyên cacbonat hệ tầng A Vương; 4- Các trầm tích tuổi Trias; 5- Đá mafic, siêu mafic; 6- Granitoid phức hệ Chu Lai tuổi Ordovic-Silua ($\gamma NP-PZ_1 cl$); 7- Granit biotit pha 1 phức hệ Bà Nà tuổi Permi muộn-Trias sớm ($\gamma \delta P_3-T_1 bn_1$); 8- Granit hai mica, granit aplit pha 2 phức hệ Bà Nà tuổi Permi muộn-Trias sớm ($\gamma \delta P_3-T_1 bn_2$); 9- Granitoid tuổi Permi-Trias; 10- Granitoid dạng gneis; 11- Bazan; 12- Đứt gãy; 13- Điểm quặng vàng; 14- Diện tích khu mỏ G18; Po Ko.F: Đới trượt Pô Kô; TB.F: Đới trượt Trà Bồng; TK.F: Đới Trượt Tam Kỳ-Hiệp Đức; HN.F: Đới trượt Tà Vi-Hưng Nhượng.

5.7.3.2. Kết quả nghiên cứu về đặc điểm quặng hóa và điều kiện thành tạo

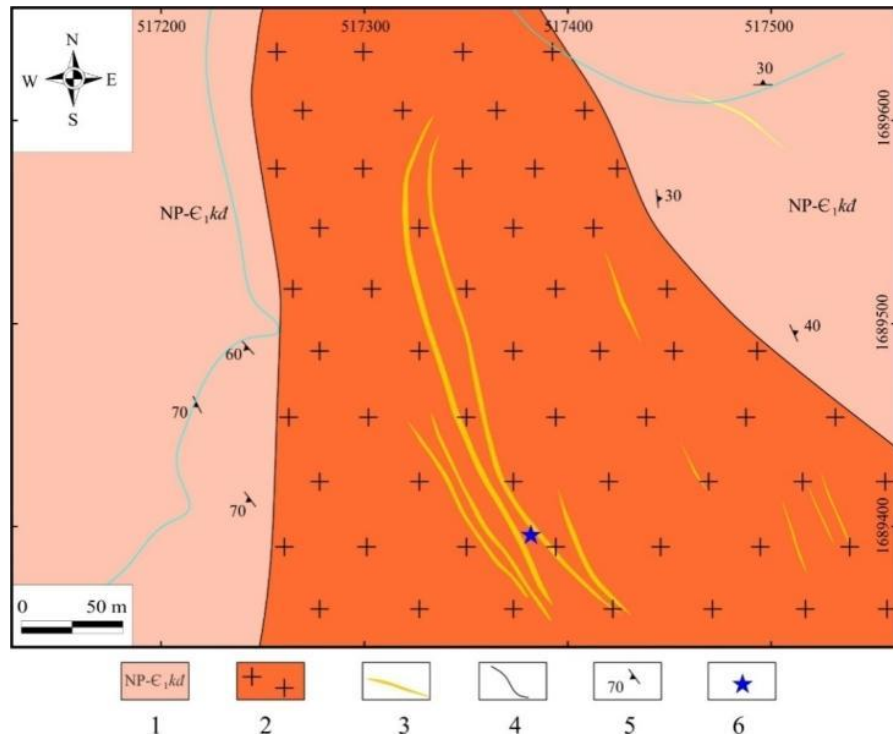
- Đặc điểm quặng hóa: Trong khu vực nghiên cứu, hầu hết các thân mạch chứa khoáng hoá vàng thường phân bố tập trung chủ yếu trong các thành tạo granitogneis và đá biến chất phức hệ Khâm Đức. Đặc điểm thành tạo các thân khoáng hoá vàng thuộc nhiều loại hình: dạng mạch nhỏ, dạng đới vi mạch thạch anh sulphur chứa vàng, dạng thấu kính nhỏ, dạng ô. Công tác tìm kiếm, thăm dò đã tiến hành đã khoan định được 4 thân quặng vàng chính. Các thân quặng được

cấu thành chủ yếu từ quặng sulfid chủ đạo nằm trong các mạch calcit-thạch anh xuyên vào trong các đá magma tạo nên ranh giới rõ ràng giữa chúng (Hình 5.50b). Nghiên cứu đặc điểm khoáng tương cho thấy thành phần khoáng vật quặng chủ yếu là pyrit, chalcopyrit, acsenopyrit, galenit, vàng xuất hiện dạng các hạt đơn lẻ, không tự hình (Hình 5.50d).

- *Điều kiện thành tạo*: Như chuyên đề CV.5.3.3 đã trình bày, kết quả nghiên cứu bao thể cho thấy dung dịch nhiệt dịch tạo quặng hóa vàng trong khu mỏ G18 liên quan trực tiếp đến dung dịch nhiệt dịch hậu magma. Nhiệt độ tạo khoáng ước lượng khoảng 300-380°C trong giai đoạn I, 230-300°C trong giai đoạn II và áp suất tạo quặng 350-500bar cho các giai đoạn, quặng hóa được thành tạo ở độ sâu khoảng 2-3,5km.

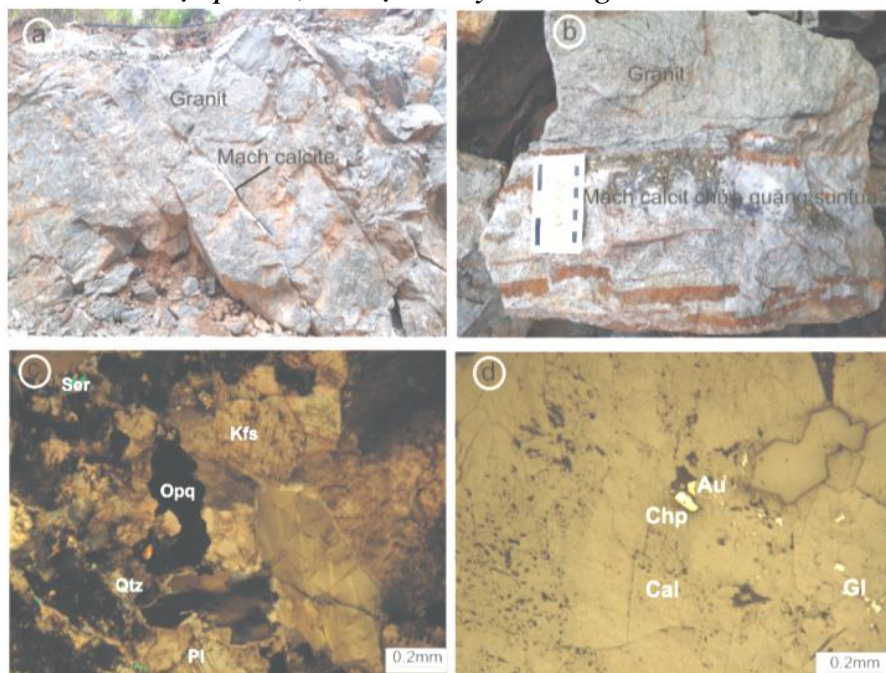
5.7.3.3. *Kết quả nghiên cứu tuổi đồng vị U-Pb zircon và địa hóa zircon, đồng vị S*

- *Vị trí lấy mẫu*: Khu vực mỏ G18 lộ chủ yếu các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức gồm đá phiến thạch anh-biotit, gneis biotit sọc dải, thể nằm chung của phiến 200-230°∠25-45°. Phần trung tâm khu mỏ lộ một khối granit màu trắng xám, hạt thô đến trung bình, cấu tạo phiến yếu, phương phiến khá tương đồng với phiến trong phức hệ Khâm Đức, các đá này được xếp vào phức hệ Chu Lai tuổi NP-PZ₁ [20]. Đá granit bị cắt qua bởi các đứt gãy và hệ thống khe nứt mở phương á kinh tuyến đến TB-ĐN với góc dốc lớn (70-85°) (Hình 5.48a). Các mạch quặng chủ đạo trong khu mỏ G18 hầu hết đi cùng với mạch thạch anh, calcit lấp đầy các đới dập vỡ phá hủy của các khe nứt và đứt gãy phương á kinh tuyến đến TB-ĐN (Hình 5.48a, b) tạo ra các đới quặng dạng mạng mạch có chiều rộng khoảng 50m kéo dài theo phương á kinh tuyến đến TB-ĐN phân bố chủ yếu trong đá granit (Hình 5.49; [25]). Quan sát ngoài thực địa cho thấy khối granit khá tương đồng về thành phần từ rìa đến trung tâm khối. Năm mẫu granit và ba mẫu quặng được lấy tại moong khai thác quặng, trung tâm khu vực mỏ quặng G18 nằm giữa đới khô TKPS (Hình 5.48) để nghiên cứu về đặc điểm thạch học, khoáng tương, trong đó một mẫu được nghiên cứu tuổi U-Pb và thành phần khoáng vật zircon.



Hình 5.32: Sơ đồ địa chất và khoáng sản khu mỏ G18 [25].

1- Đá phiến thạch anh biotit, gneis amphybol phức hệ Khâm Đức; 2- Granitoid tuổi Ordovic-Silua; 3- Thân quặng vàng gốc; 4- Ranh giới địa chất; 5- Thế nằm mặt phiến; 6- Vị trí lấy mẫu nghiên cứu.



Hình 5.33: 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 (dưới 2 nikon) 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)

- *Kết quả phân tích zircon thành phần zircon*: Một số kết quả phân tích thành phần địa hóa zircon được thể hiện trong phụ lục 1.

5.7.3.4. *Mối quan hệ giữa hoạt động magma và quặng hóa vàng*

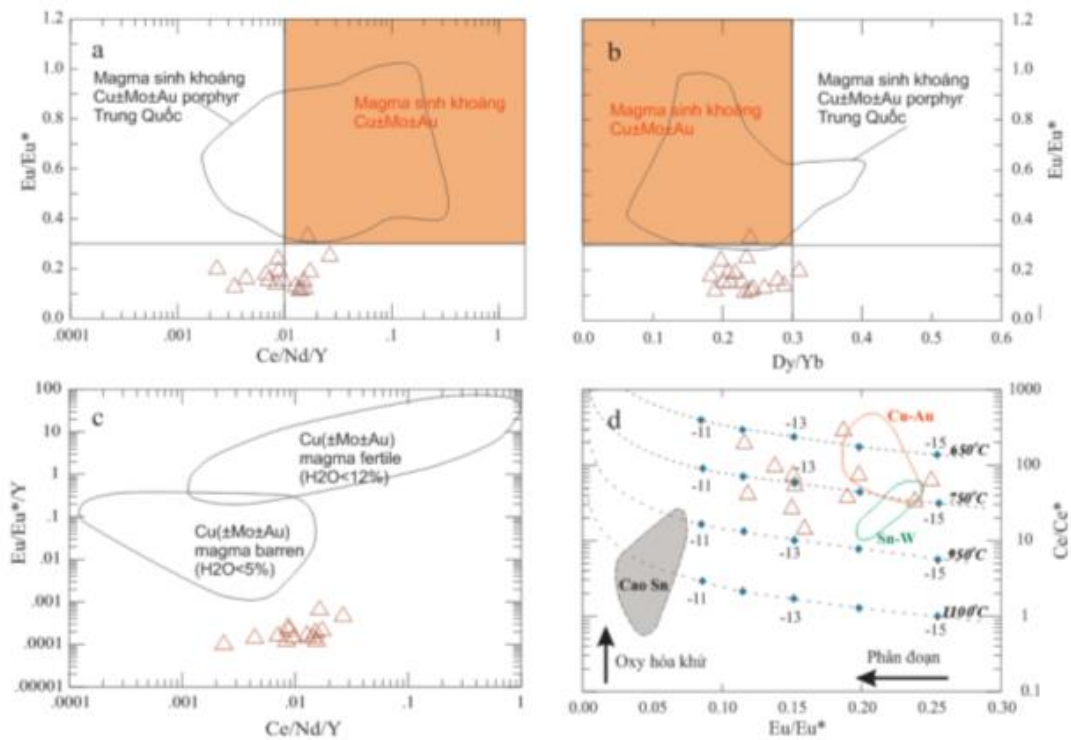
Kết quả so sánh cho thấy các điều kiện magma như tỷ số Eu/Eu^* , $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ và $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ trong hai mẫu PT và TB là gần gũi với magma có tiềm năng tạo quặng nhất. Sử dụng loạt biểu đồ tương quan giữa các tỷ số $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ và Dy/Yb với tỷ số Eu/Eu^* cũng như $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ và $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ cho thấy các đá magma Paleozoi sớm có tiềm năng tạo quặng Cu-Au nhiệt dịch khá kém. Trừ mẫu PT có tỷ số Eu/Eu^* và Ce/Ce^* cũng như $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ tuy nhiên các yếu tố khác cũng không hoàn toàn tương thích. Điều này chứng tỏ các mẫu đá Paleozoi sớm mặc dù có điều kiện oxy bão hòa magma cao nhưng các điều kiện lý hóa khác không phản ánh chúng có điều kiện kết tinh phân dị tốt để tạo quặng. Như vậy magma nghiên cứu có thể có sự phân dị yếu của horblend và plagioclas giai đoạn sớm của magma, tuy nhiên chúng không thuộc loại magma điển hình liên quan đến sinh khoáng Cu, Au, Mo (Hình 5.51a, b, c, d).

Theo Gardiner và nnk. (2017) [97], tỷ số Eu/Eu^* cũng rất nhạy cảm với cả oxi hóa khử và kết tinh phân đoạn, trong khi tỷ số Ce/Ce^* nhạy cảm với nhiệt độ của magma tại thời điểm kết tinh zircon. Các tác giả này cũng đã mô hình hóa phương sai đẳng nhiệt của Eu/Eu^* với Ce/Ce^* cho các thay đổi về mức độ oxy trong magma (fO_2) (Hình 5.51d). Trên biểu đồ tương quan giữa Eu/Eu^* và Ce/Ce^* (Hình 5.51d), các kết quả nghiên cứu cho thấy zircon được hình thành liên quan đến magma nhiệt độ khoảng 650-950°C (tương đồng với nhiệt độ tính toán từ Ti). Từ các đặc điểm zircon trong đá magma Paleozoi sớm trong nghiên cứu này không tương đồng với kiểu magma sinh khoáng Cu-Au nhiệt dịch.

Như vậy, các đặc điểm magma cũng như điều kiện lý hóa liên quan thì chỉ có đá magma granodiorit thành tạo trong giai đoạn Paleozoi giữa có các điều kiện lý hóa phù hợp với khả năng tạo quặng Cu-Au nhiệt dịch (Mẫu TB). Trong khu vực nghiên cứu, mẫu này được lấy tại khối Trà Bồng với diện tích lớn và trước đây được giả định tuổi Paleozoi sớm. Mặc dù vậy, sự khác biệt về tuổi cũng như khả năng tạo khoáng của mẫu TB trong nghiên cứu này đặt ra yêu cầu nghiên cứu chi tiết hơn về khối magma được cho là thuộc phức hệ Trà Bồng khu vực Bắc Trà My.

Bảng 5.10: So sánh các tỷ số địa hóa của mẫu phân tích trong nghiên cứu với các tỷ số địa hóa điển hình của magma tạo khoáng Cu-Au sunfid nhiệt dịch trong các nghiên cứu trước đây.

Tỷ số địa hóa		Eu/Eu^*	$(Ce/Nd)/Y$	Ce/Ce^*	$(Eu/Eu^*)/Y$
Giá trị xác định (trong mẫu)	PT	0.35	0.026	253	0.0006
	676	0.17	0.0121	92.42	0.0002
	TB	0.52	0.03	250	0.0008
	16VN08	0.13	0.0005	165	0.0000
Giá trị tạo quặng (lý thuyết)		>0,4	>0,01	>30	>0,001

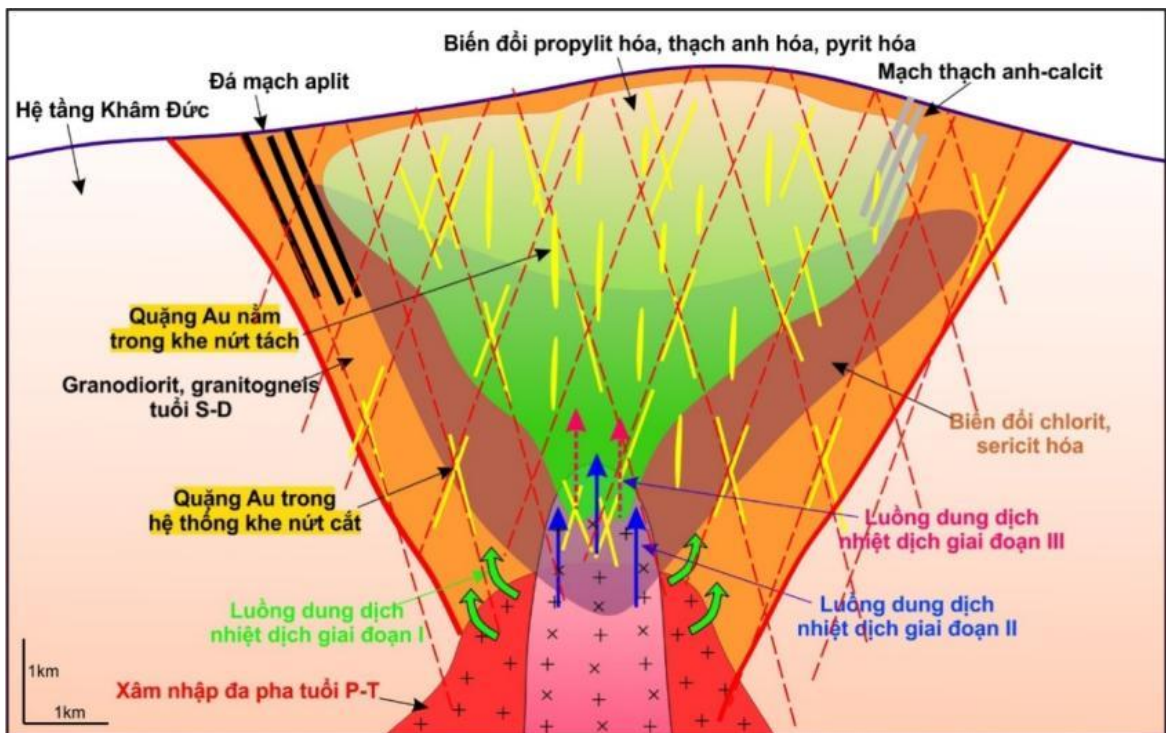


Hình 5.34: Biểu đồ tương quan thành phần địa hóa zircon giữa Eu/Eu^* với tỷ số $(Ce/Nd)/Y$ (a) và Dy/Yb (b), giữa $(Eu/Eu^*)/Y$ với $(Ce/Nd)/Y$ (c) và Eu/Eu^* với Ce/Ce^* (các giá trị $Eu^* = \sqrt{[Sm_N][Gd_N]}$, $Ce^* = \sqrt{[La_N][Pr_N]}$ sử dụng chuẩn hóa số liệu chondrite (Sun and McDonough (1989)). Các trường sinh khoáng và các đường đẳng nhiệt, mức độ oxy (fO_2) theo Ballard và nnk. (2002), Gardiner và nnk. (2017).

- Nguồn gốc vật chất tạo quặng: Những giá trị $\delta^{34}S$ của những khoáng vật sulfid trong khu mỏ G18 dao động trong một khoảng hẹp, dao động gần giá trị 0‰ (+2,2 đến +3,5‰), nó trùng với trường thành phần của sulphur nguồn magma [243].

5.7.3.5. Mô hình nguồn gốc thành tạo

Từ những kết quả nghiên cứu nêu trên cho thấy quá trình hình thành quặng hóa vàng khu mỏ G18 mang đặc trưng cho kiểu loại hình mỏ vàng nhiệt dịch nhiệt độ trung bình liên quan đến dung dịch tạo quặng kiểu hỗn hợp magma-nhiệt dịch. Từ những nghiên cứu trên, chúng tôi bước đầu đưa ra mô hình nguồn gốc thành tạo cho quặng hóa vàng khu mỏ G18 (Hình 5.52). Theo đó, sự hình thành quặng hóa khu mỏ liên quan đến dung dịch nhiệt dịch hậu magma, trải qua 3 giai đoạn: giai đoạn I, dung dịch nhiệt dịch triết tách từ các khối xâm nhập trung tính axit dưới sâu có tuổi thành tạo Permi-Trias đi lên dọc theo đứt gãy ở phần đỉnh vòm và các hệ thống khe nứt tách, khe nứt cắt kéo theo cắt qua các đá biến chất phức hệ Khâm Đức và các đá xâm nhập tuổi Silur muộn - Devon sớm có trước, dung dịch nhiệt dịch di chuyển theo các hệ thống mặt đứt gãy, khe nứt tạo ra một đới biến đổi propylit, thạch anh hóa, sericit hóa, pyrit hóa trên diện rộng đi cùng với nó là các mạch thạch anh chứa vàng; Giai đoạn II là giai đoạn vận chuyển và lắng đọng quặng vàng trong các mạch thạch anh-pyrit đi cùng với khoáng hóa sulphur khác như galenit, sphalerit và chalcopyrit; Giai đoạn cuối là dung dịch nhiệt độ thấp của quá trình nhiệt dịch đi lên tạo các mạch thạch anh - calcit xuyên cắt các mạch quặng và đới khoáng hóa đã hình thành.



Hình 5.35: Mô hình nguồn gốc thành tạo cho quặng hóa vàng khu mỏ G18.

5.8. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ĐỘ SÂU PHÂN BỐ QUẶNG HÓA THEO KẾT QUẢ PHÂN TÍCH ĐỊA HÓA

5.8.1. Độ sâu phân bố theo kết quả nghiên cứu địa hóa

Sự thay đổi điều kiện lắng đọng quặng theo phương thẳng đứng là một trong những nguyên nhân quan trọng nhất dẫn đến sự hình thành các thành tạo khoáng vật có thành phần khác nhau.

Một trong những phương pháp đánh giá độ sâu phân bố quặng vàng là tính toán sự phân bố theo chiều thẳng đứng của các nguyên tố tạo quặng từ đó tính toán hệ số bóc mòn theo công thức của X.V.Grigorian để đánh giá dự báo sự tồn tại của quặng vàng dưới sâu của các trường quặng. Kết quả phân tích, tính toán được thể hiện trong phụ lục 1.

Kết quả tính toán hệ số bóc mòn Kz theo công thức của X.V.Grigorian cho trường quặng Phước Hiệp - Đăk My có giá trị Kz là 2.953.

Kết quả tính toán hệ số bóc mòn Kz theo công thức của X.V.Grigorian cho trường quặng Trà Dương - Tiên Phước có giá trị Kz là 259,1.

Kết quả tính toán hệ số bóc mòn Kz theo công thức của X.V.Grigorian cho các trường quặng có thể thấy rằng các giá trị Kz đều nằm trong khoảng 0,1-10.000 tương ứng với kiểu bóc mòn ít và trung bình, không có giá trị Kz nào < 0,1 (khoảng dưới quặng \approx bóc mòn hết).

Nhìn tổng quát trong đới quặng vàng Tam Kỳ - Phước Sơn căn cứ vào hệ số bóc mòn (Kz) cho thấy trường quặng Trà Dương - Tiên Phước có hệ số bóc mòn nhỏ nhất chứng tỏ trường quặng đã bị bóc mòn sâu nhất, tiếp đến là trường quặng Phước Hiệp - Đăk My và trường quặng bóc mòn ít nhất là trường quặng Phước Kim - Phước Thành.

5.8.2. Độ sâu phân bố theo kết quả nghiên cứu khoáng vật

Trong các mỏ quặng hóa vàng tính phân đới thẳng đứng lắng đọng các khoáng vật quặng có những đặc trưng sau:

- Ở phần dưới (độ sâu thành tạo quặng) của các mạch quặng Au theo quy luật chỉ xác định được thạch anh, đôi khi gặp turmalin-borosilicat Na, Ca, Mg, Fe, trong thạch anh đôi khi gặp xâm tán pyrotin (FeS) và arsenopyrit (FeAsS).

- Theo mức độ chuyển tiếp từ ranh giới dưới của mỏ lên phần giữa của mỏ gặp Au xuất hiện trong các mạch thạch anh. Khi đó ở gần sát phần dưới mạch quặng vàng tồn tại hoàn toàn ở dạng tự sinh. Tiếp lên cao hơn ngoài Au tự sinh

xuất hiện thêm các electerum Au (ví dụ calaverit $AuTe_2$). Trong Au tự sinh xuất hiện tạp chất Ag và một phần là Cu, điều này làm độ tinh khiết của Au giảm đi khi ở các phần trên của mạch.

- Từ phần dưới của mạch quặng Au lên các phần trên ta thấy trong thạch anh thoát đầu có sự tăng khối lượng của arsenopyrit và pyrit, sau đó tập hợp arsenopyrit bị giảm rõ rệt. Đôi khi khoáng vật này (arsenopyrit) hoàn toàn biến mất ở gần ranh giới trên của mạch.

- Trường quặng Phước Hiệp - Đắk My

Theo kết quả phân tích microsond (11 mẫu) thu thập được từ các báo cáo đánh giá và thăm dò vàng đã tổng hợp thì độ tinh khiết của khoáng vật vàng trong trường quặng Phước Hiệp - Đắk My trung bình là 803 (bảng 5.10).

Bảng 5.11: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Phước Hiệp - Đắk My

Số TT	Số hiệu mẫu	Vị trí lấy mẫu	Hàm lượng		Độ tinh khiết Au (‰)
			Au	Ag	
1	Mz.L3/2-PH	Khe 39	70,8	27,8	718
2	ĐkL.1-PĐ	Bãi 45	80,7	17,9	818
3	ĐkL.2-PĐ	Bãi 45	76,8	22	777
4	ĐK.245/1	Đăk Sa	98,8	1,2	988
5	ĐK.8507	Đăk Sa	91,1	8,7	913
6	ĐK.8521	Đăk Sa	65,6	34,3	657
7	ĐK.8535	Đăk Sa	91,2	8,7	913
8	H.7 ĐS	Đăk Sa	87,9	12	880
9	H.11 ĐS	Đăk Sa	78,4	21,6	784
10	G.1 ĐS	Đăk Sa	74,4	25,5	745
11	G.2 ĐS	Đăk Sa	63,5	36,2	637
Độ tinh khiết của khoáng vật vàng trung bình					803

Kết quả trên cho thấy mức độ bóc mòn tại trường quặng này so với toàn diện tích đới quặng vàng Tam Kỳ - Phước Sơn ở mức độ trung bình.

- Trường quặng Phước Kim - Phước Thành

Theo kết quả phân tích microsond (16 mẫu) thu thập được từ các báo cáo đánh giá và thăm dò vàng đã tổng hợp thì độ tinh khiết của khoáng vật vàng trong trường quặng Phước Kim - Phước Thành trung bình là 723 (Bảng 5.11).

Với kết quả này có thể nhận định trong đới quặng vàng Tam Kỳ - Phước Sơn căn cứ vào độ tinh khiết của khoáng vật vàng cho thấy trường quặng Trà Dương - Tiên Phước có độ tinh khiết khoáng vật vàng cao nhất (912) chứng tỏ trường quặng đã bị bóc mòn sâu nhất, tiếp đến là trường quặng Phước Hiệp - Đăk My (803) và trường quặng bóc mòn ít nhất là trường quặng Phước Kim - Phước Thành (723).

Bảng 5.11: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Phước Kim - Phước Thành

Số TT	Số hiệu mẫu	Vị trí lấy mẫu	Hàm lượng		Độ tinh khiết Au (%)
			Au	Ag	
1	BT.NC 50139/10	Phước Thành	74,7	24,8	751
2	KT.NC 50139/7	Phước Thành	73,6	26,1	738
3	KT.NC 50143/6	Phước Thành	76,5	23,4	766
4	KT.NC 50147/11	Phước Thành	79,5	20	799
5	KT.NC 50147/11	Phước Thành	78,5	20,8	791
6	KT. NC 50149/6	Phước Thành	69	30,2	696
7	KT.NC 50169/8	Trà Leng	72,6	27,3	727
8	KT.NC 50169/8	Trà Leng	67,2	32,3	675
9	KT.NC.50169/8	Trà Leng	65	34,5	653
10	KT.NC.50179/3	Trà Leng	65,7	33,1	665
11	KT.NC.50192/2	Trà Leng	73,7	25,5	743
12	KT.NC.50192/2	Trà Leng	69,8	29,3	704
13	KT.NC.50192/2	Trà Leng	65,4	33,6	661
14	KT.NC.50194/10	Trà Leng	77,2	22,3	776
15	BMGD1/1	Bãi muối	66,2	32,9	668
16	BMGD1/9	Bãi muối	74,2	24,4	753
Độ tinh khiết của khoáng vật vàng trung bình					723

Kết quả trên cũng phù hợp với tần suất xuất hiện của các khoáng vật ở phần dưới quặng (pyrotin và asenopyrit) trong các mẫu phân tích khoáng tương.

Bảng 5.12: Tần suất xuất hiện khoáng vật pyrotin và asenopyrit trong các trường quặng

TT	Trường quặng	Số lượng mẫu khoáng tương	Số lượng mẫu gặp		Tỷ lệ gặp KV (%)	
			Pyrotin	Asenopyrit	Pyrotin	Asenopyrit
1	Phước Hiệp - Đăk My	20	2	2	10	10
2	Trà Dương - Tiên Phước	20	5	10	25	50
3	Phước Kim - Phước Thành	191	12	5	6	3

So sánh các kết quả nghiên cứu độ sâu phân bố tại các trường quặng theo các phương pháp nghiên cứu: độ sâu thành tạo, đo lường hình thái và địa hóa khoáng vật cho thấy chúng khớp nhau:

- Trường quặng Phước Hiệp - Đăk My: Phạm vi khoảng độ sâu tạo quặng là **406,8m**; hệ số bóc mòn Kz là **2.953**; độ tinh khiết khoáng vật vàng (**803**); tần suất xuất hiện khoáng vật Pyrotin (10%) và Asenopyrit (10%) trường quặng đã bị bóc mòn trung bình trong đới, dự báo quặng vàng ẩn sâu đến khoảng **400m**.

- Trường quặng Trà Dương - Tiên Phước: Phạm vi khoảng độ sâu tạo quặng là **315m**; hệ số bóc mòn Kz là **259,1**; độ tinh khiết khoáng vật vàng (**912**); tần suất xuất hiện khoáng vật Pyrotin (25%) và Asenopyrit (50%), trường quặng đã bị bóc mòn sâu nhất, dự báo quặng vàng ẩn sâu đến khoảng **300m**.

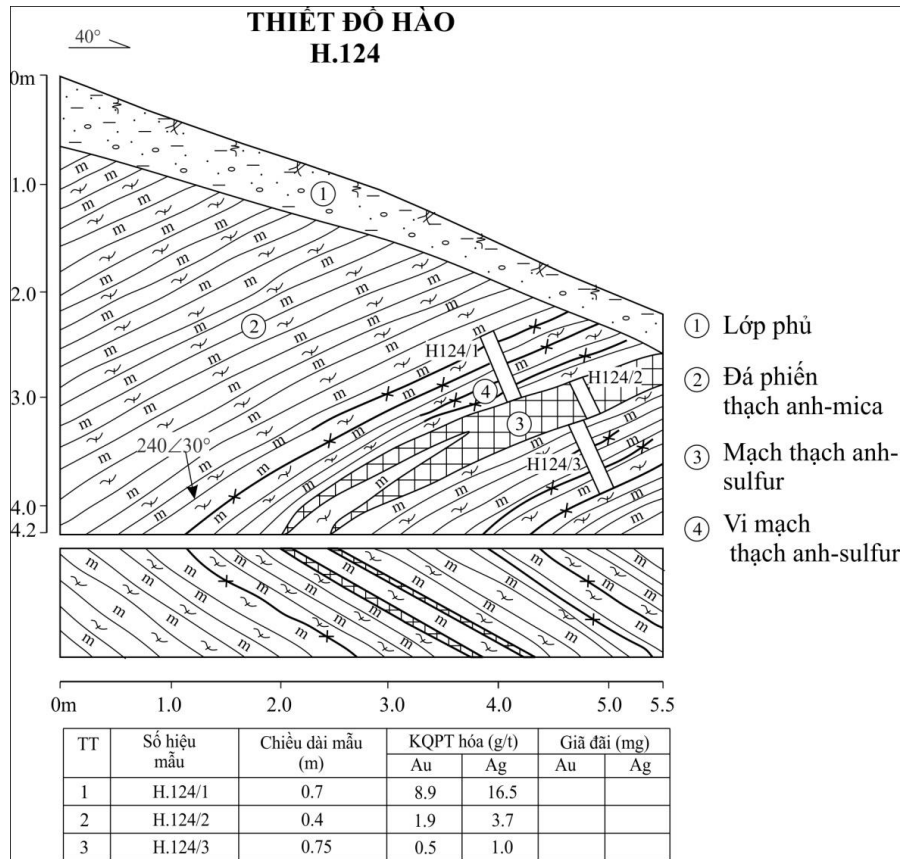
- Trường quặng Phước Kim - Phước Thành: Phạm vi khoảng độ sâu tạo quặng là **708,4m**; hệ số bóc mòn Kz là **3.812**; độ tinh khiết khoáng vật vàng (**723**); tần suất xuất hiện khoáng vật Pyrotin (6%) và Asenopyrit (3%) chứng tỏ trường quặng đã bị bóc mòn ít nhất trong đới quặng, dự báo tồn tại quặng vàng ẩn sâu đến khoảng **700m**.

5.9. KẾT QUẢ DỰ BÁO TRIỂN VỌNG QUẶNG ÂN SÂU KHU VỰC NƯỚC VIN

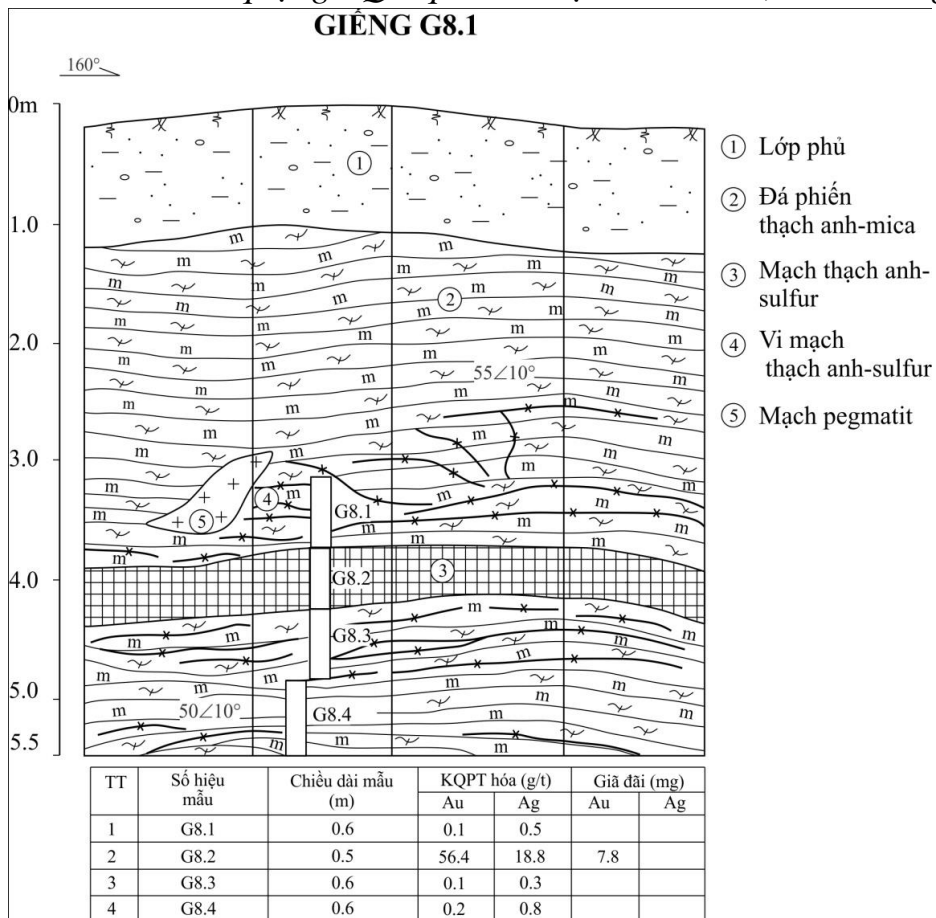
5.9.1. Đặc điểm yếu tố cấu trúc không chế quặng hóa vàng các mỏ quặng điển hình khu vực Nước Vin

Kết quả nghiên cứu cho thấy, các thân quặng vàng gốc vùng nghiên cứu có kích thước rất khác nhau: Chiều dài thay đổi từ vài chục mét đến vài trăm mét, chiều dày các thân quặng từ 0,2 đến 1,69m. Dựa vào đặc điểm về hình thái thân quặng, phân bố quặng hóa, thành phần vật chất quặng và đặc điểm biến đổi nhiệt dịch liên quan có thể phân chia quặng hóa khu vực nghiên cứu thành 2 kiểu quặng chính:

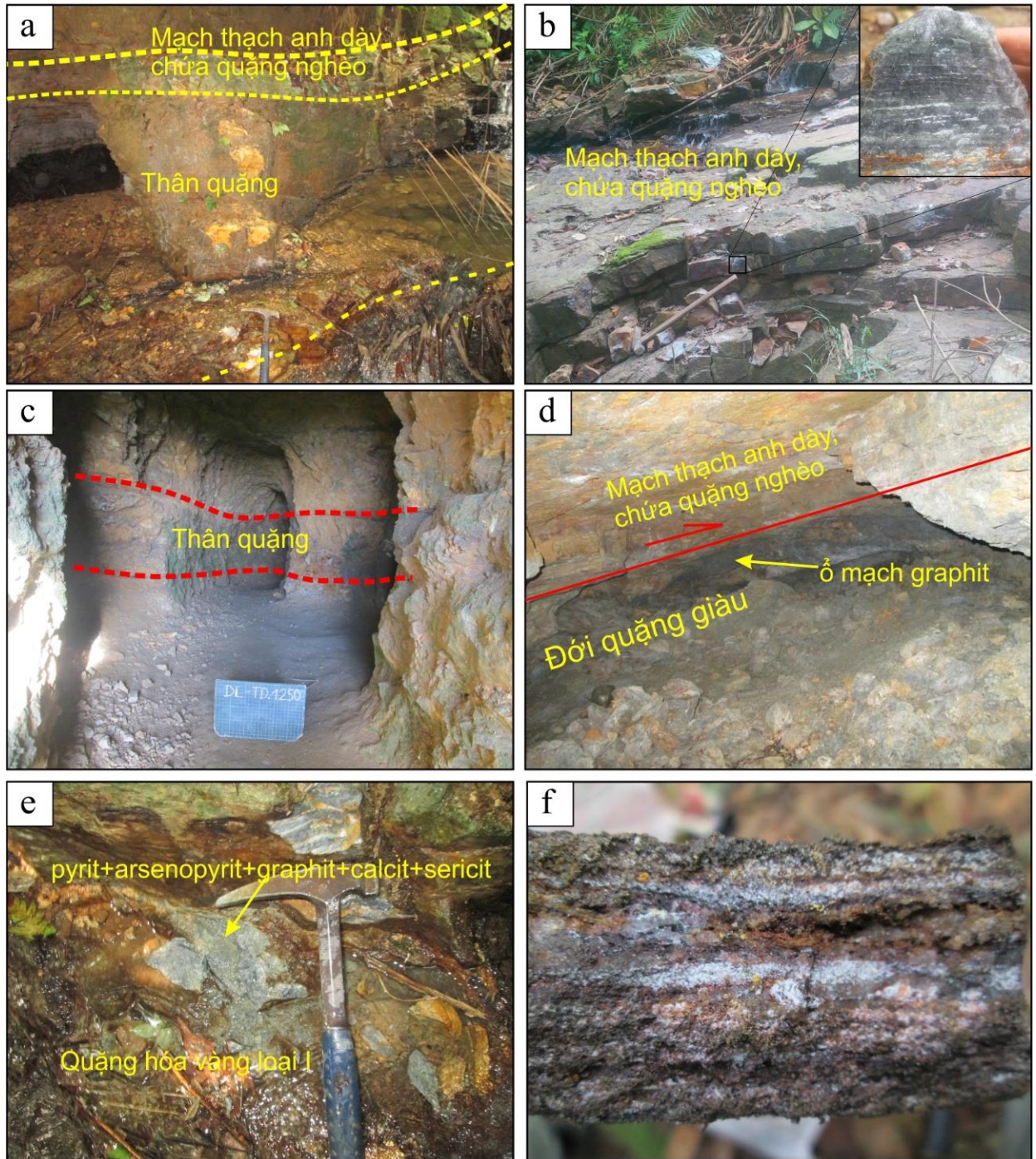
- **Quặng kiểu I:** Quan sát được chủ yếu tại điểm quặng Trà Dương, quặng phân bố ở 2 dạng: dọc theo đới dập vỡ, cà nát của hệ thống đứt gãy chòm nghịch có góc dốc thoải gần như trùng với mặt phân phiến các đá biến chất hệ tầng Khâm Đức. Cấu trúc điểm quặng mang đặc trưng của một vòm nếp lồi không cân xứng. Các thân quặng định vị ở 2 cánh của vòm nếp lồi (Hình 5.56). Biểu hiện bằng các đới cà nát chứa đầy vật liệu vụn cùng các mạch, tia mạch, thấu kính đôi khi là chuỗi mạch thạch anh mang khoáng hóa sulphur đi kèm các lớp graphit. Đới khoáng hóa nằm khớp đều với đá vây quanh, theo mặt lớp hoặc ranh giới địa tầng và chúng có dạng mạch vĩa, có thể nằm thoải và dưới tác động của những hoạt động kiến tạo uốn nếp sau quặng, chúng bị xô ép, bóc mòn và lộ ra ở các mốc địa hình khác nhau từ 120-300m. Điển hình cho kiểu quặng này là khu vực Trà Dương các đới khoáng hóa kéo dài không liên tục theo phương đông bắc - tây nam 3km. Thành phần đới gồm vật liệu dập vỡ của đá phiến thạch anh-biotit-felspat, đá gneis biotit chứa các mạch thạch anh-sulphur, phân bố dọc theo đới đứt gãy chòm nghịch cùng phương cấu trúc với đới phiến. Thành phần thân quặng đới gồm các tia mạch thạch anh với các ổ xâm tán quặng sulphur, carbonat và graphit (Hình 5.53). Vàng xâm tán cùng với khoáng vật quặng pyrit, sphalerit, ít hơn có chalcopyrit, pyrotin đi kèm với graphit. Các thiết đồ hào thăm dò khu vực này cho thấy các đới quặng nằm hoàn toàn “chính hợp” với cấu trúc phiến (Hình 5.53; 5.54; 5.55) với chiều dày và góc dốc thoải, biến đổi.



Hình 5.36: Thân quặng TQ-I quan sát tại hào H.124, Trà Dương.

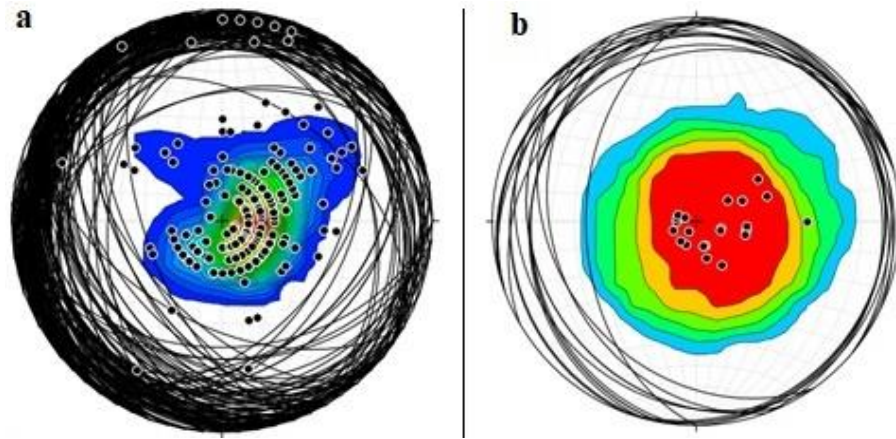


Hình 5.37: Thân quặng TQ-II quan sát tại thiết độ giếng G8.1 Trà Dương.



Hình 5.38: Quặng hóa vàng loại I thuộc mỏ Trà Dương

a- Thân quặng vàng cảm thoải, lộ ra tại bờ phải suối; b- Đới mạch thạch anh dày nghèo quặng phân bố rộng rãi khu vực phía đông mỏ Trà Dương; c- Thân quặng vàng gốc quan sát được tại lò khai thác; d- Đới quặng giàu đi cùng các thấu kính graphit phân phân bố dưới tập thạch anh nghèo quặng; e- Tổ hợp khoáng vật đặc trưng cho kiểu quặng I; f- Quặng hóa bị phong hóa mạnh mẽ thành limonit, hydroxyt sắt.

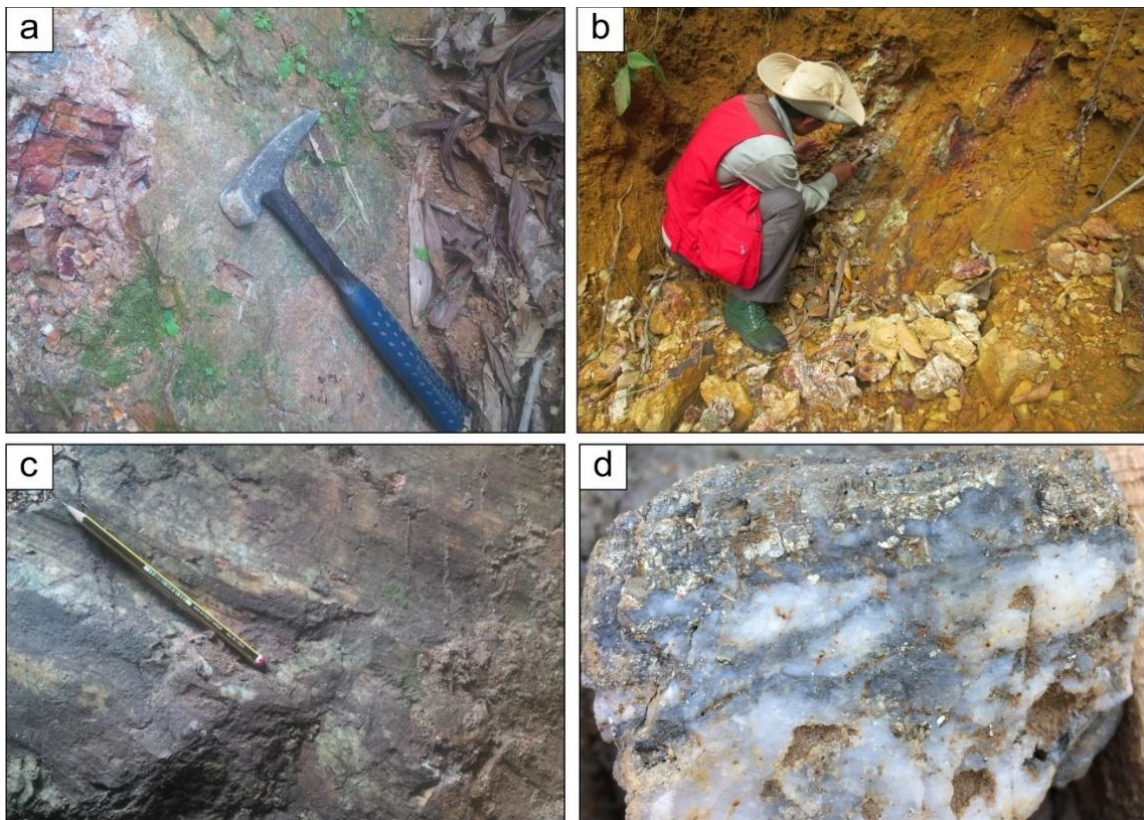


Hình 5.39: Kết quả xử lý số liệu cấu tạo địa chất ghi nhận được tại điểm quặng Trà Dương trên biểu đồ chiếu cầu Gondsmith
 a- Cấu tạo mặt phân phối đá biến chất thuộc phức hệ Khâm Đức; b- Thế nằm các thân kiểu quặng I.

Các thân quặng kiểu I có lẽ là kiểu vàng tạo núi, chúng được phân bố tập trung tại phần vòm các nếp lồi kéo theo đới chõm nghịch trong khu vực. Phương kéo dài chủ yếu là phương á vĩ tuyến, với góc cắm thoải từ 5-30°. Hình thái thân quặng bao gồm mạch thấu kính, hệ mạch nhỏ thấu kính song song, ỏ, mạch phân nhánh. Thành phần khoáng vật quặng khá đơn giản chủ yếu là pyrit, pyrotin, ít hơn là arsenopyrit và vàng. Biến đổi đá vây quanh chủ yếu là sericit hóa, berezit hóa, skarn hóa. Đặc trưng của loại hình quặng này là có mức độ biến thiên về chiều dày và hàm lượng lớn, khả năng duy trì dưới sâu kém. Đặc biệt quặng hóa loại hình này thường chứa một lượng đáng kể khoáng vật graphit, đây là khoáng vật có hại trong quá trình phân tích, tuyển, quặng vàng, vấn đề này cũng tương đồng với các nhận định đã được ghi nhận trong các báo cáo tìm kiếm, thăm dò trước đây [13], [14], [23].

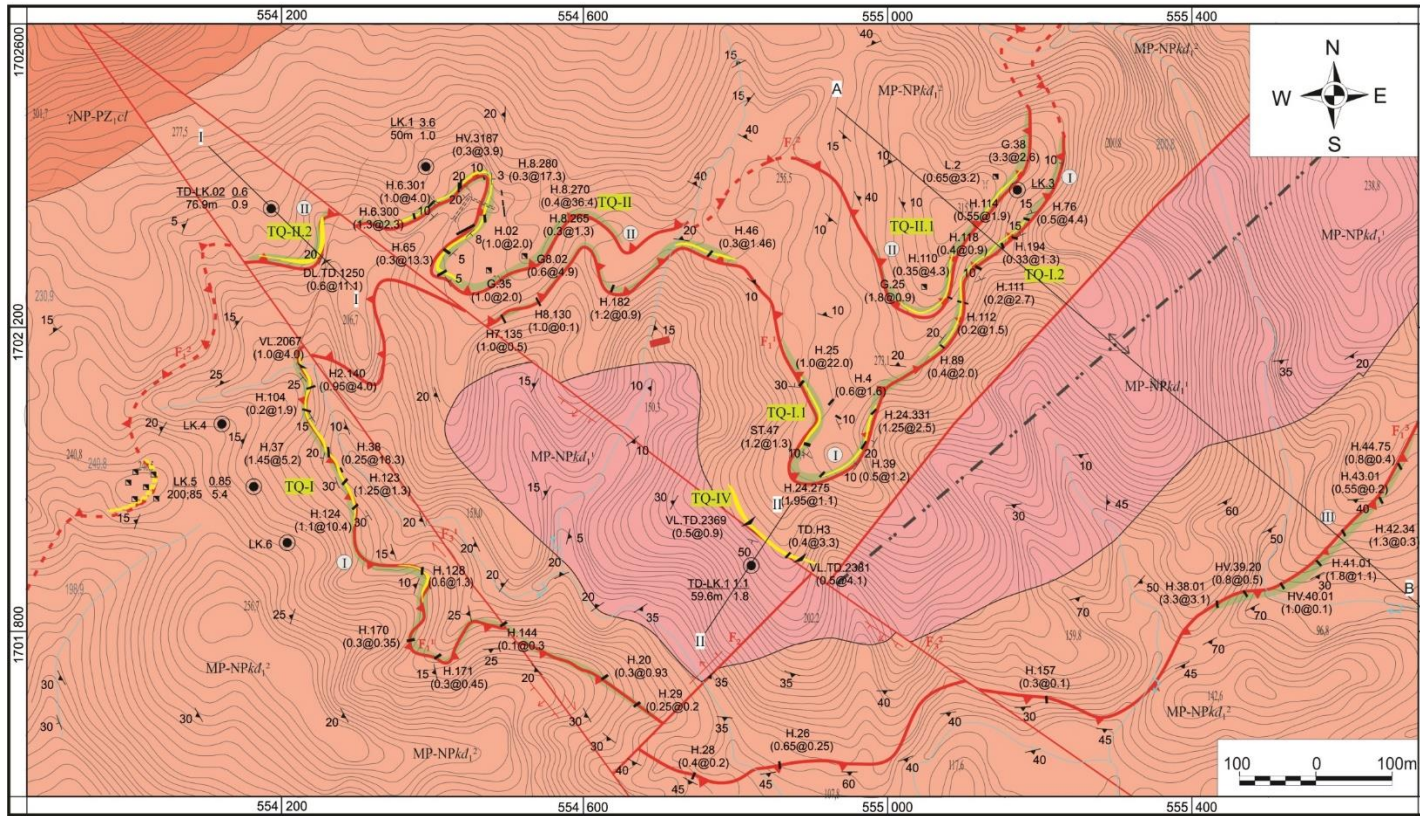
- **Quặng kiểu II:** Quan sát được tại điểm quặng Trà Dương, Trà Đốc, Suối Truu và Nước Vin. Quặng có đặc điểm phân bố dọc theo các đới dập vỡ, cà nát của hệ thống đứt gãy phương TB-ĐN, ĐB-TN với góc dốc từ 55-80°. Hình thái thân quặng bao gồm mạch thấu kính, đới biến đổi chứa các vi mạch thạch anh-sulphur. Thành phần khoáng vật quặng đa dạng gồm: pyrit, galenit, chalcopyrit, sphalerit, arsenopyrit, vàng.... Biến đổi đá vây quanh chủ yếu là sericit hóa, berezit hóa, clorit hóa, epidot hóa. Đặc trưng cho quặng hóa loại hình này là quặng hóa thường có góc dốc khá lớn, có mức độ biến thiên về chiều dày và hàm lượng thấp, có tiềm năng phát triển dưới sâu.

***) Điểm quặng Trà Dương:** Các thân quặng phân bố dọc theo đới cà nát, đập vỡ của hệ thống đứt gãy thuận - trượt bằng phương TB-ĐN, đến á kinh tuyến. Các thân quặng thường cắt mặt lớp/phân phiến của đá vây quanh, và thường có góc dốc lớn (từ 50-65°). Một số thân quặng kiểu này được khống chế bởi các công trình vết lộ (VL.TD.2369, VL.TD.2381), công trình hào (TD.H3) và công trình khoan (TD-LK.01) (Hình 5.58). Quặng hóa phân bố dọc đới đập vỡ, cà nát của đứt gãy F_2^2 chứa những mạch thạch anh-sulphur có chiều dài liên tục 100m theo phương tây bắc - đông nam với góc cắm từ 50° đến 70°, bề dày các mạch từ vài chục cm đến 1m, quặng duy trì tốt (theo đường hướng dốc 70m, tại lỗ khoan TD-LK.1) (Hình 5.58). Thạch anh có chứa khoáng hóa sulphur ở dạng ổ, xâm tán, mạch. Thành phần khoáng vật quặng gồm pyrit, galenit, sphalerit. Kiến trúc tự hình, cấu tạo xâm tán.



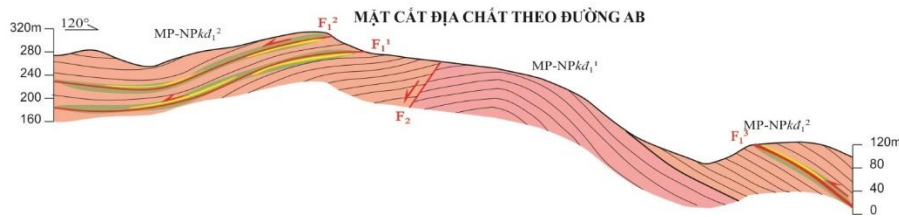
Hình 5.40: Đặc điểm các thân quặng vàng kiểu II, mỏ Trà Dương.
a- Thân quặng nằm trùng với đới đập vỡ, cà nát; b- Thân quặng có thể nằm khá dốc, cắt ngang mặt phân phiến của đá vây quanh; c- mặt trượt đứt gãy thuận, trượt phải ghi nhận được dọc theo thân kiểu quặng II; d- Quặng hóa quan sát tại lỗ khoan là đới mạch thạch anh-sulphur (giàu galenit).

BẢN ĐỒ ĐỊA CHẤT MỎ TRÀ DƯƠNG

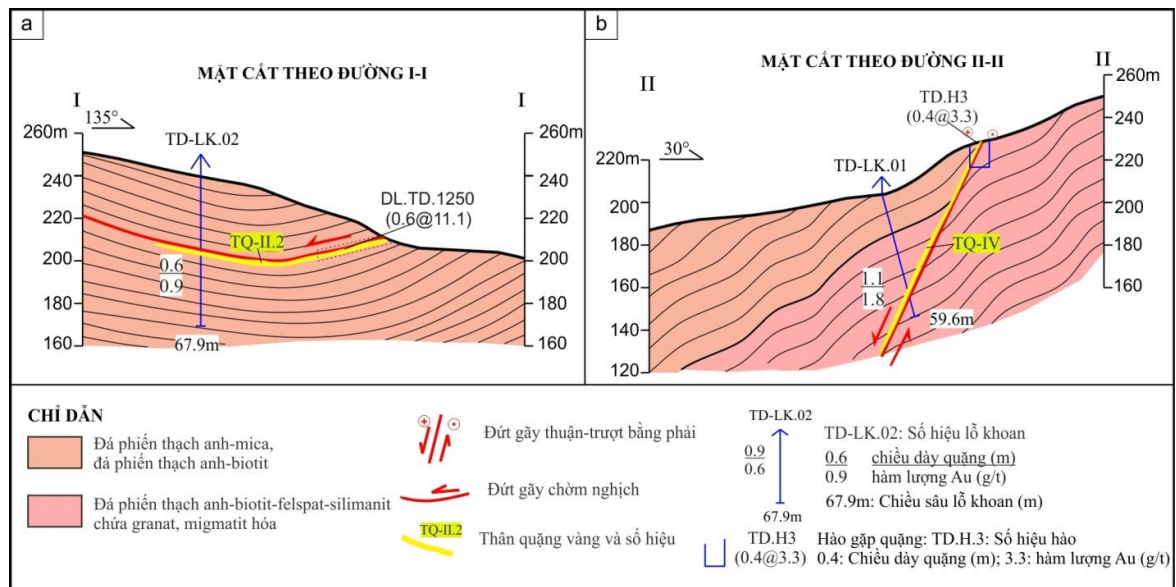


CHỈ DẪN

- Phức hệ Chu Lai:** Granitogneis, granit-migmatit, granit biotit dạng gneis
- Hệ tầng Khâm Đức**
Tập trên: Phiến thạch anh silimanit-biotit-graphit, thau kính đá hoa, gneis biotit.
- Tập dưới: Phiến thạch anh-felspat-biotit-silimanit phổ biến hiện tượng migmatit hóa
- P** Mạch pegmatit
- ST.47** Vết lộ gập quặng và số hiệu
- H.38** Hào gập quặng và số hiệu
- 35** Thể nằm mặt phiến
- 50** Thể nằm thân quặng
- TD-LK.1** Lỗ khoan gập quặng và số hiệu
- TQ-I** Thân quặng và số hiệu
- Ranh giới địa chất
- A** Đường vẽ mặt cắt
- F₁¹** Đứt gãy chồm nghịch và số hiệu
- F₂¹** Đứt gãy thuận và số hiệu
- Đứt gãy trượt bằng
- Đứt gãy dự đoán
- Mật trục nếp lồi**
- H.39, ST.03** Số hiệu công trình
(0.5@1.2) chiều dày(m)@hàm lượng(g/t)
- I** Đới khoáng hóa và số hiệu



Hình 5.41: Bản đồ địa chất mỏ Trà Dương.

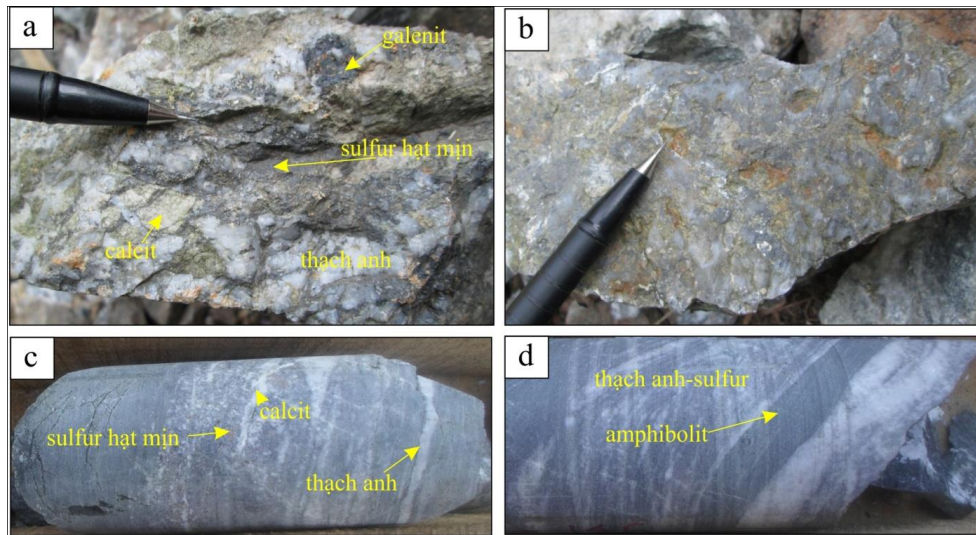


Hình 5.42: Mặt cắt địa chất thể hiện đặc điểm 2 kiểu quặng hóa, mỏ vàng Trà Dương.

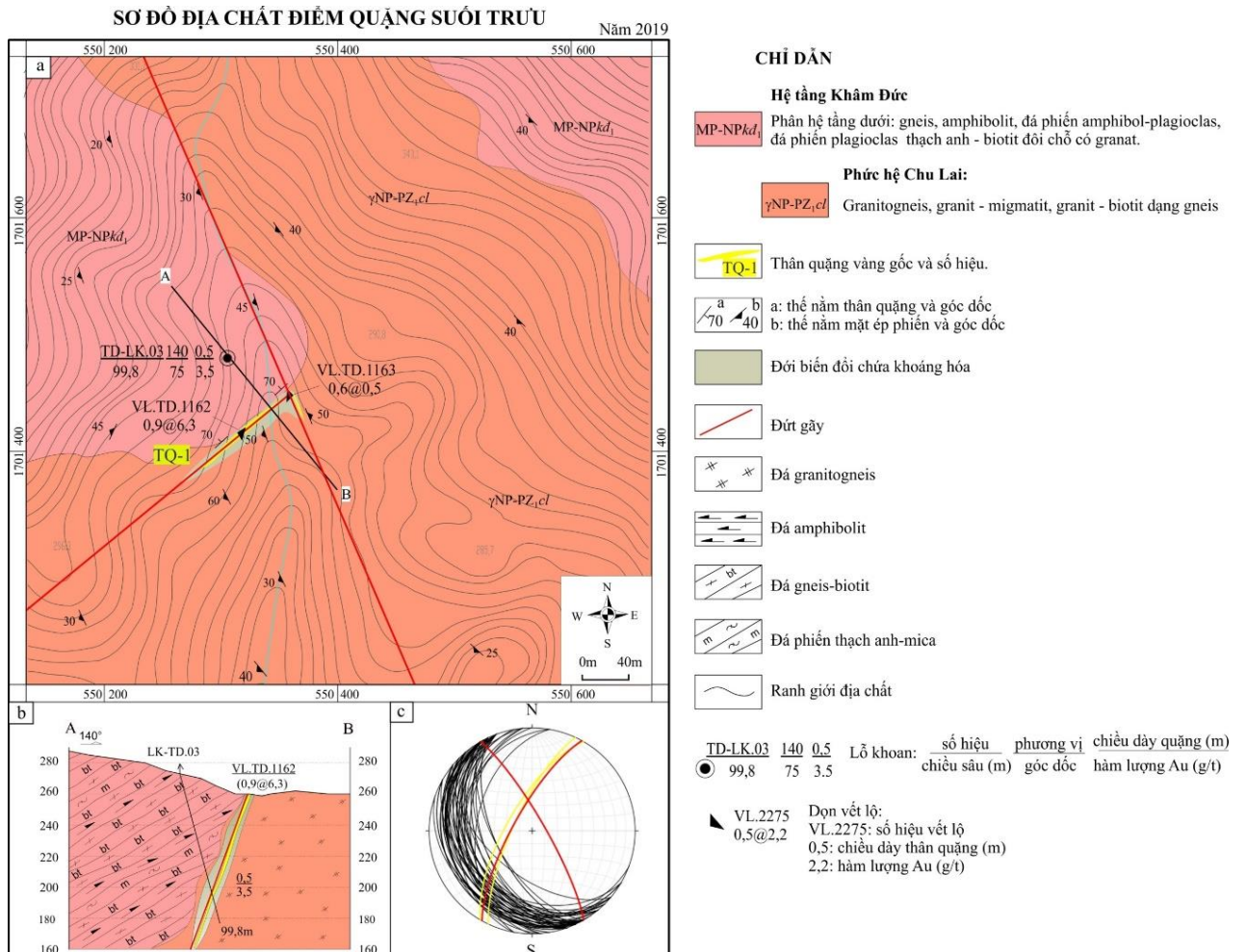
***) Điểm quặng Suối Truu**

Điểm quặng Suối Truu có diện tích 0,5km², thuộc xã Trà Dương, huyện Bắc Trà My, tỉnh Quảng Nam, cách thị trấn Trà My khoảng 10km về phía tây bắc.

Kết quả khảo sát cho thấy hệ thống đứt gãy phương đông bắc - tây nam có trước và khống chế hoạt động quặng hóa khu vực, tạo thành đới cà nát, dập vỡ và biến đổi chứa thân quặng vàng (TQ-1), sau đó bị hệ thống phương đông bắc - tây nam cắt qua làm dịch chuyển (Hình 5.60a, b), dọc theo đới đứt gãy phương TB-ĐN đất đá bị cà nát, dập vỡ, biến đổi yếu, chứa quặng hàm lượng nghèo. Điểm hình như thân quặng số 1 (TQ-1) khu vực đã được khống chế bởi các công trình vết lộ (VL.TD.1162, VL.TD.1163), công trình khoan (TD-LK.03). Thân quặng kéo dài theo phương đông bắc - tây nam khoảng 65m, dày từ 0,6 đến 0,9m trung bình 0,7m; thế nằm 310-320∠65-70°. Cấu trúc thân quặng gồm mạch thạch anh-sulphur và riềm đá biến đổi cạnh mạch, mạch thạch anh có dạng các chuỗi thấu kính không liên tục. Thành phần khoáng vật quặng gồm pyrit, sphalerit, galenit, vàng tự sinh, chalcopyrit, pyrotin (Hình 5.60). Hàm lượng sulphur trọng quặng từ 7-8%. Biến đổi cạnh mạch là sericit hóa, berezit hóa tạo thành đới bao quanh thân quặng (chủ yếu phần trụ quặng) dày 0,2-1,0m. Đá vây quanh là đá granit dạng gneis phức hệ Chu Lai.



Hình 5.43: Đặc điểm quặng hóa thân quặng 1 (TQ-1), điểm quặng Suối Trưu
 a- Quặng hóa quan sát tại vết lộ VL.TV.1162, tổ hợp gồm thạch anh+sulphur hạt mịn+galenit+calcit; b- mặt trượt đứt gãy ghi nhận tại ranh giới giữa quặng và đá vây quanh; c, d- Quặng hóa vàng quan sát tại lỗ khoan TD-LK.03.

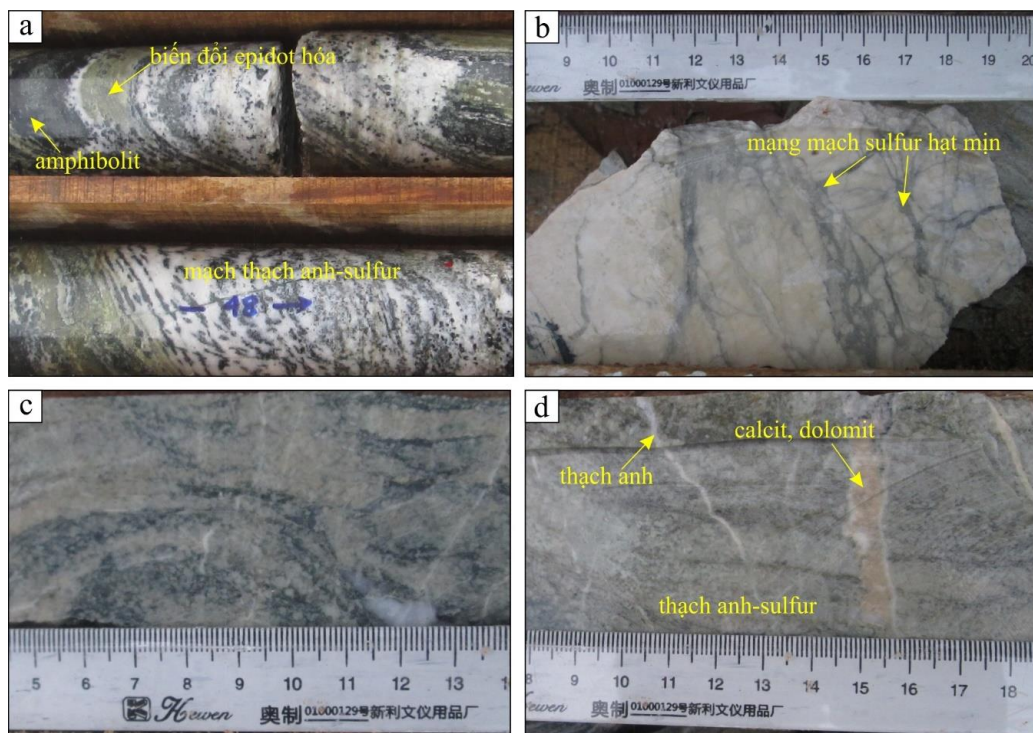


Hình 5.44: a- Sơ đồ địa chất điểm quặng Suối Trưu; b- Đồ thị chiếu cầu thể hiện cấu tạo mặt ép phiến khu vực (đường màu đen), cấu tạo mặt đứt gãy (đường màu đỏ) và cấu tạo thân quặng (đường màu vàng); c- Mặt cắt địa chất theo đường AB.

***) Điểm quặng Trà Đốc**

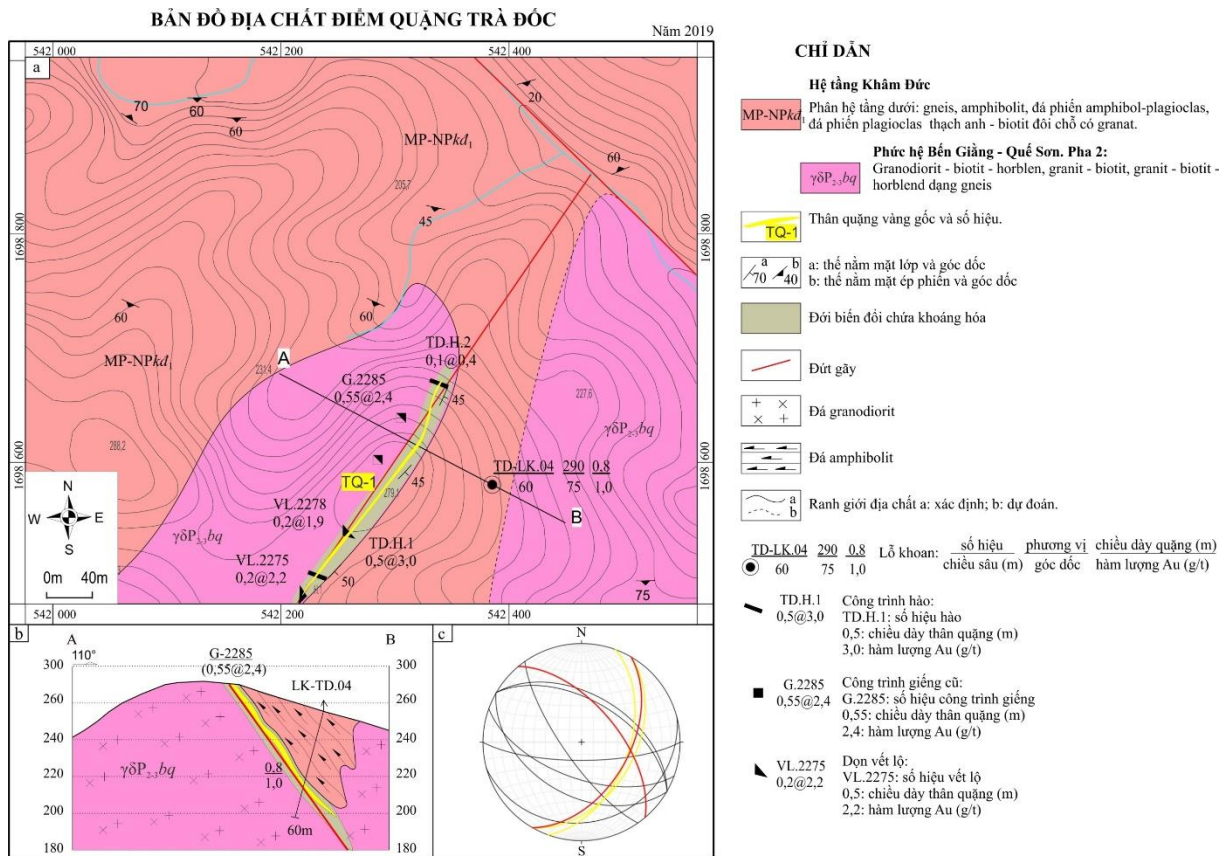
Điểm quặng Trà Đốc có diện tích 0,3km², thuộc xã Trà Đốc, huyện Bắc Trà My, tỉnh Quảng Nam, cách thị trấn Trà My khoảng 20km về phía tây - tây nam. Kết quả khảo sát cho thấy hệ thống đứt gãy phương đông bắc - tây nam không chế hoạt động quặng hóa khu vực, tạo thành đới cà nát, dập vỡ và biến đổi chứa thân quặng vàng (TQ-1); hệ thống đứt gãy phương đông bắc - tây nam có sau làm dịch chuyển hệ thống đứt gãy có trước, dọc theo đới đứt này đất đá bị cà nát, dập vỡ, biến đổi yếu, chưa ghi nhận được dấu hiệu của quặng hóa.

Về quặng hóa, đã ghi nhận được một thân quặng vàng phân bố dọc theo đới dập vỡ, cà nát của đứt gãy phương đông bắc - tây nam. Thành phần khoáng vật quặng gồm pyrit, sphalerit, galenit, vàng tự sinh, chalcopyrit, pyrotin. Hàm lượng sulphur trong quặng từ 2% đến 8%. Biến đổi cạnh mạch là sericit hóa, berezit hóa tạo thành đới bao quanh thân quặng (chủ yếu phần trụ quặng) dày 0,2-1,5m. Đá vây quanh là đá granit, granodiorit bị ép yếu phức hệ Bến Giằng-Quế Sơn.



Hình 5.45: Đặc điểm quặng hóa điểm quặng Trà Đốc.

a- Đới biến đổi epidot hóa ven rìa các mạch thạch anh-sulphur; b, c, d- quặng hóa quan sát tại mẫu lõi khoan gồm các mạng mạch thạch anh-sulphur đi cùng các mạch calcit, dolomit phát triển trên nền đới biến đổi berezit hóa, clorit hóa, epidot hóa.



Hình 5.46: a- Sơ đồ địa chất điểm quặng Trà Đốc; b- Đồ thị chiếu cầu thể hiện cấu tạo mặt ép phiến khu vực (đường màu đen), cấu tạo mặt đứt gãy (đường màu đỏ) và cấu tạo thân quặng (đường màu vàng); c- Mặt cắt địa chất theo đường AB.

*) Điểm quặng Nước Vin

Vàng đi cùng quặng sulphur trong khu vực Nước Vin được tìm thấy dưới 2 dạng: Phân bố trong các mặt phiến của các đá biến chất, đặc biệt các đá biến chất amphibolite; phân bố trong các mặt phiến đi cùng với mạch calcit, thạch anh và graphit. Các thành tạo khoáng này đặc trưng bởi các hệ thống mạch đi cùng mạch thạch anh với các khoáng vật <5% sulfid chủ yếu là Fe-sulfid và >15% khoáng vật carbonat. Albit, mica trắng, chlorit, tourmalin cũng là các khoáng vật đi cùng phổ biến trong các mạch quặng. Trong các đới giàu quặng và carbonat thông thường có sự có mặt của graphit dạng mạch, thấu kính. Khoáng vật học sulphur thường phản ánh nguồn từ các đá chủ. Điển hình như sự có mặt của asenopyrit phổ biến nhất trong các loại đá chủ là đá trầm tích lục nguyên, trong khi pyrit hoặc pyrotit là điển hình hơn trong đá biến chất từ đá núi lửa (amphibolit). Trong mỏ Nước Vin sự có mặt của các khoáng vật pyrit, chalcopyrit, asenopyrit... chứng tỏ nguồn quặng được huy động đa nguồn từ các loại thành phần đá khác nhau trong tổ hợp đá biến chất phức hệ Khâm Đức (Hình 5.64, 5.65, 5.66, 5.67).

Như vậy, quặng vàng sunfur trong khu vực Nước Vin bị khống chế bởi phức hệ Khâm Đức, đặc biệt các khu vực ven rìa đới tiếp xúc kiến tạo giữa khối Chu Lai và phức hệ Khâm Đức. Kiểu khoáng hóa vàng ở đây có lẽ thuộc kiểu vàng liên quan đến tạo núi.



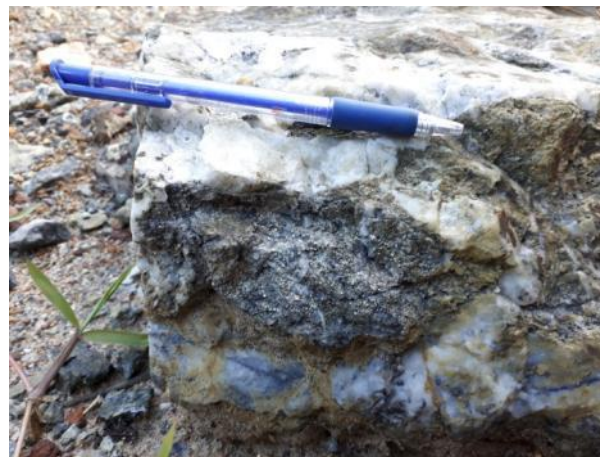
Hình 5.47: Quặng sunfur chứa vàng nằm trong đá phiến amphibolite đi cùng mạch thạch anh, calcit (màu trắng) xuyên chính hợp trong phiến và giàu graphit



Hình 5.48: Cấu tạo mạch quặng sunfur chứa vàng trong lò I khu vực Nước Vin cho thấy cấu trúc mạch quặng nằm chính hợp trong phiến phức hệ Khâm Đức. Các ổ, thấu kính thạch anh, calcit đi cùng xuyên chính hợp phiến. Mạch quặng giàu graphit(màu đen)



Hình 5.49: Đới giàu graphit nằm xen với mạch thạch anh xuyên gần như chính hợp trong đá phiến hệ tầng Khâm Đức. Quặng tập trung chủ yếu trong các phần giàu graphit rìa mạch thạch anh, phần trong mạch thạch anh gần như không chứa quặng.



Hình 5.50: Đới giàu graphit nằm xen với mạch thạch cho thấy quặng xâm tán trong phần đá amphibole giàu vật chất graphit rìa mạch thạch anh, phần trong mạch thạch anh gần như không chứa quặng.

5.9.2. Cấu trúc không chế quặng hóa vàng khu vực Nước Vìn

Các yếu tố kiến tạo có vai trò quan trọng trong thành tạo magma, kênh dẫn cũng như các bể tập trung quặng. Nghiên cứu cấu trúc khu vực đã xác nhận vùng nghiên cứu nằm một phần trên cấu trúc va chạm mảng giữa địa khối Kon Tum và Trường Sơn trong Palezoi sớm tạo nên khối Đông Dương hiện tại. Việc xác nhận sự tồn tại các đới đứt gãy chòem nghịch trong đới va chạm Tam Kỳ - Phước Sơn đã được các tác giả nghiên cứu trước đây đề cập đến [116]. Các nghiên cứu này đã cho thấy va chạm mảng xảy ra có lực nén chủ đạo từ phía nam, tây nam về phía bắc, đông bắc. Đây là hệ thống đứt gãy giữ vai trò chủ yếu trong sự định vị các thân quặng đã ghi nhận tại nhiều điểm quặng (Bồng Miêu, Hồ Ráy, Tiên Hiệp, Trà Dương...). Ngoài ra, các giai đoạn magma kiến tạo trong khu vực như giai đoạn Paleozoi giữa muộn (phát hiện mới trong nghiên cứu này, tuổi khoảng 335tr.n), Paleozoi muộn - Mesozoi sớm, Meooi giữa - muộn, Kainozoi là những pha kiến tạo hình thành magma, nhiệt dịch, cấu trúc đứt gãy... tạo điều kiện hình thành quặng trong khu vực.

***) Đứt gãy:**

Quặng hóa vàng trong khu vực thường phát triển dọc theo và bị khống chế bởi các đứt gãy kiến tạo lớn. Kết quả khảo sát, nghiên cứu đã xác định được mối quan hệ trực tiếp giữa khoáng hóa sulphur và sự phát triển của các hệ thống đứt gãy chính trong vùng gồm: Các đới trượt chòem nghịch, đứt gãy phương TB - ĐN, phương ĐB - TN.

a) Hệ thống đứt gãy chòem nghịch (pha biến dạng thứ nhất và đặc trưng cấu trúc của chúng (D1))

Trong phạm vi khu vực nghiên cứu, ghi nhận được hệ thống đứt gãy chòem nghịch ở mỏ Trà Dương, Bồng Miêu. Dọc theo hệ thống đứt gãy này là các đới dập vỡ, biến đổi chứa khoáng hóa vàng. Cấu trúc chòem nghịch gồm nhiều đới trượt chòem tạo thành cấu trúc dạng vẩy, quá trình trượt chòem tạo nên môi trường thuận lợi cho tích tụ quặng. Phương phát triển chung của đới chòem nghịch là á vĩ tuyến, góc cắm chủ đạo về phía nam, tây nam, tuy nhiên do các tác động từ hoạt động kiến tạo về sau (có thể là nâng vòm liên quan đến hoạt động magma xâm nhập, các hệ thống đứt gãy sau) làm thay đổi đáng kể cấu trúc có trước.

Về hình thái đó là những đứt gãy nằm khớp với ranh giới các tập thạch học, có mặt trượt nghiêng thoải về phía tây nam. Trên bình đồ chúng có dạng uốn lượn gần như là ranh giới phân chia các tập đá. Hệ thống đứt gãy này chứa các vật liệu

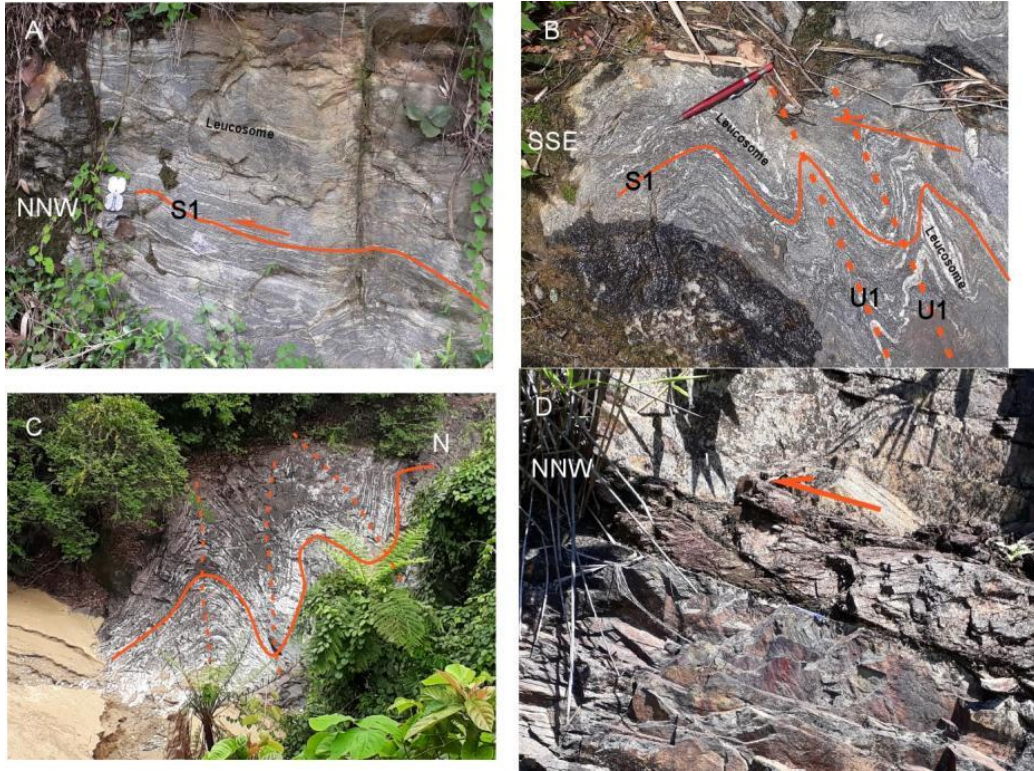
cà nát, vò nhàu và mylonit hóa mạnh mẽ. Xuyên vào dọc các đới này là các mạch, mạng mạch thạch anh chứa khoáng hóa ở mức độ khác nhau.

Mặc dù quá trình tái kết tinh cũng như sự tác động của các pha biến dạng về sau xóa nhòa các chỉ dấu động học của pha biến dạng D1, nghiên cứu đặc điểm biến dạng của pha biến dạng D1 và dọc theo đới phiến S1, các nếp uốn U1 dọc các đới biến dạng cao có thể tìm được các chỉ dấu xác định cho tính chất động học của pha biến dạng D1. Các chỉ dấu xác định này thường sử dụng các minh chứng cấu tạo vuông góc với phiến S1 trong mặt biến dạng XY của ellipsoid biến dạng, các tiêu chí cắt biến dạng, đồng biến với sự phát triển của cấu tạo SL được nhận dạng ngoài thực địa và trên các lát mỏng cấu tạo. Trong các vấn đề này, tiêu chí phổ biến và thường được sử dụng nhất là các cấu tạo leucosome sigmoidal, boudin không đối xứng và kéo nếp gấp dọc theo các cấu tạo S1, U1 (Hình 5.68). Các chỉ dấu động học cho phép xác định hướng dịch trượt của các đới kiến tạo trong pha biến dạng thứ nhất chủ yếu là phía TB, thứ yếu hơn có trượt phía ĐN nhưng có thể đây là trượt dọc theo các cánh nếp uốn là chủ yếu. Pha biến dạng thứ nhất và hướng trượt của chúng không loại trừ khả năng ít nhiều đã bị tác động làm thay đổi, biến đổi do các pha biến dạng sau này tác động lên chúng.

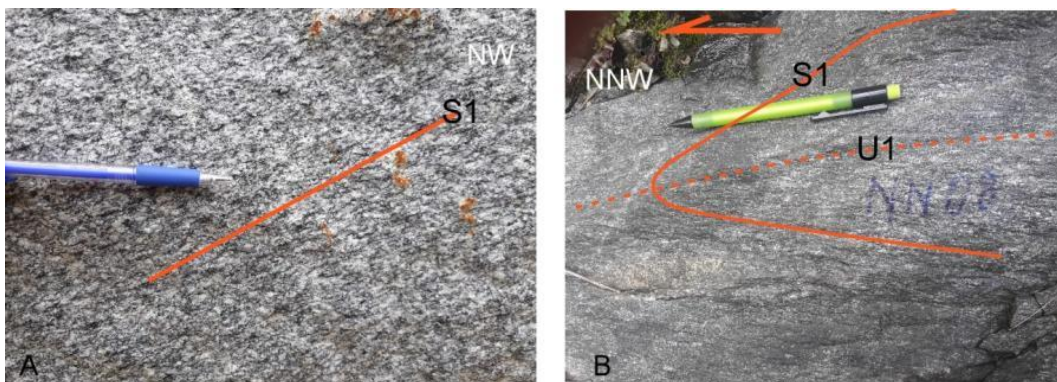
Pha biến dạng đầu tiên (D1) có thể nhận biết được trong vùng nghiên cứu là một pha biến dạng trong môi trường dẻo mang tính khu vực tạo nên các mặt ép phiến (S1) (Hình 5.68A) bị biến dạng tạo nên các nếp uốn nghiêng gấp (Hình 5.68B), các đứt gãy chòem nghịch dọc theo các đới biến dạng dẻo đồng thời nâng trôi các đá phiến biến chất tương amphibolite trong khu vực. Pha biến dạng này tác động lên tất cả các đá mafic, siêu mafic (phức hệ Hiệp Đức, Khâm Đức) cũng như các đá granitoid (Đại Lộc, Chu Lai, Trà Bồng) trong khu vực. Pha biến dạng tạo phiến này cũng đã thành tạo nên các nếp uốn dạng nghiêng gấp với các độ lớn khác nhau từ vài mm đến vài trăm m. Các cấu tạo phân lớp nguyên thủy (S₀) trong các đá mafic và trầm tích lục nguyên hệ phức hệ Khâm Đức đã bị phá hủy gần như hoàn toàn và được thay thế bằng hoặc chuyển thành song song với cấu tạo phân phiến khu vực (S₁). Cấu tạo phân phiến này song song với mặt trục của các nếp uốn nghiêng gấp (U₁, Hình 5.68A).

Các cấu tạo phân phiến S₁ và nếp uốn U1 liên quan đến pha biến dạng thứ nhất (D1) còn phát triển mạnh và song song với các cấu tạo phiến trong đá hệ tầng Khâm Đức phát triển trong granit khối Trà Bồng (tuổi 440-450tr.n.) (Hình 5.69A,B). Các phiến trong đá magma phức hệ Trà Bồng nhìn chung phiến hóa không quá mạnh như các đá amphibolite và đá phiến mica phức hệ Khâm Đức. Tuy nhiên các cấu tạo phiến của chúng gần như song song với nhau và có các tính

chất động lực hoàn toàn tương đồng. Biến dạng dẻo đến dẻo dòn phát hiện khá phổ biến trong các đá granite của phức hệ Trà Bồng. Đôi nơi đới phiến S1 phát triển và biến dạng dẻo tạo nên các nếp uốn dạng nằm (U1) kèm theo các đới trượt chòem nghịch ven rìa.



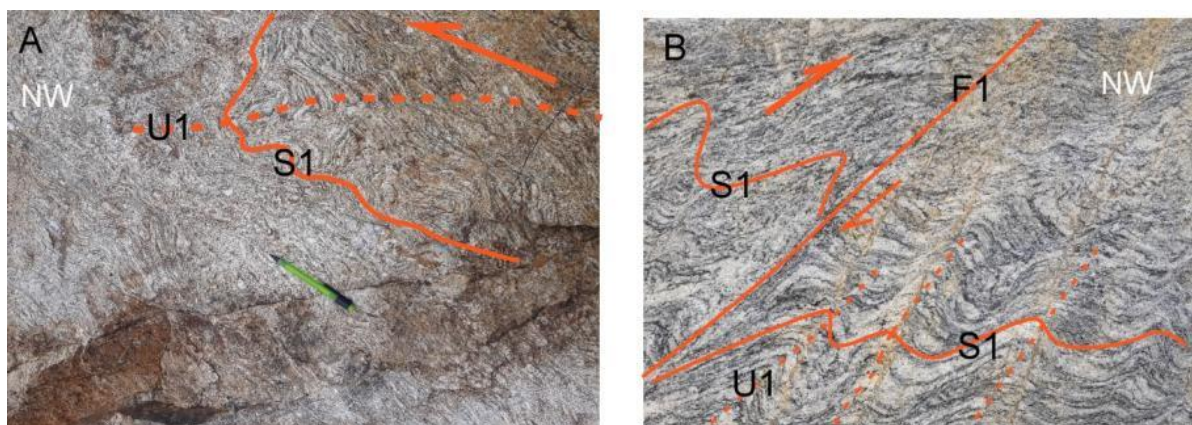
Hình 5.51: Pha biến dạng đầu tiên (D1) có thể nhận biết được trong vùng nghiên cứu là một pha biến dạng trong môi trường dẻo mang tính khu vực tạo nên các mặt ép phiến (S1) bị biến dạng tạo nên các nếp uốn nghiêng gấp chày dẻo (B,C) đến nếp uốn kiểu thẳng đứng (D) quan sát được trong các đá amphibolite (A, B, C) và đá phiến mica (D). Leucosome: Thể nóng chảy do quá trình biến chất biến dạng tập trung trong đá biến chất.



Hình 5.52: Pha biến dạng D1 tạo phiến hóa (A, B) và uốn nếp (B) trong các đá magma phức hệ Trà Bồng khu vực nghiên cứu

Trong giai đoạn này đồng thời có sự thành tạo của các đá granit phức hệ Chu Lai (syn-collision granite), kiểu đồng thành tạo kiến tạo này đã tạo cho các đá granite này bị biến dạng mạnh mẽ kiểu mylonit. Đặc biệt ở gần ranh giới tiếp xúc của khối này với các đá phiến phức hệ Khâm Đức. Trong đó có nơi granit phức hệ Chu Lai đã bị mylonit hoá hoàn toàn và trở thành siêu mylonit (ultramylonite) với các cấu trúc thể hiện hướng trượt rất rõ ràng như cấu tạo sigma hoặc dải trượt, nếp uốn nghiêng, nghiêng nằm dạng chảy dẻo phổ biến. Trong phức hệ chu lai đặc biệt phát triển các đới trượt dẻo kiểu đứt gãy nghịch, chòm nghịch (F1) tương đồng với thể nằm của các đới trượt chòm lớn trong khu vực. Sự hình thành các nếp uốn chảy dẻo, các cấu tạo trượt dẻo mylonit đến siêu mylonit là minh chứng cho thấy magma phức hệ Chu Lai đông nguội kết tinh trong quá trình trượt chòm của khu vực.

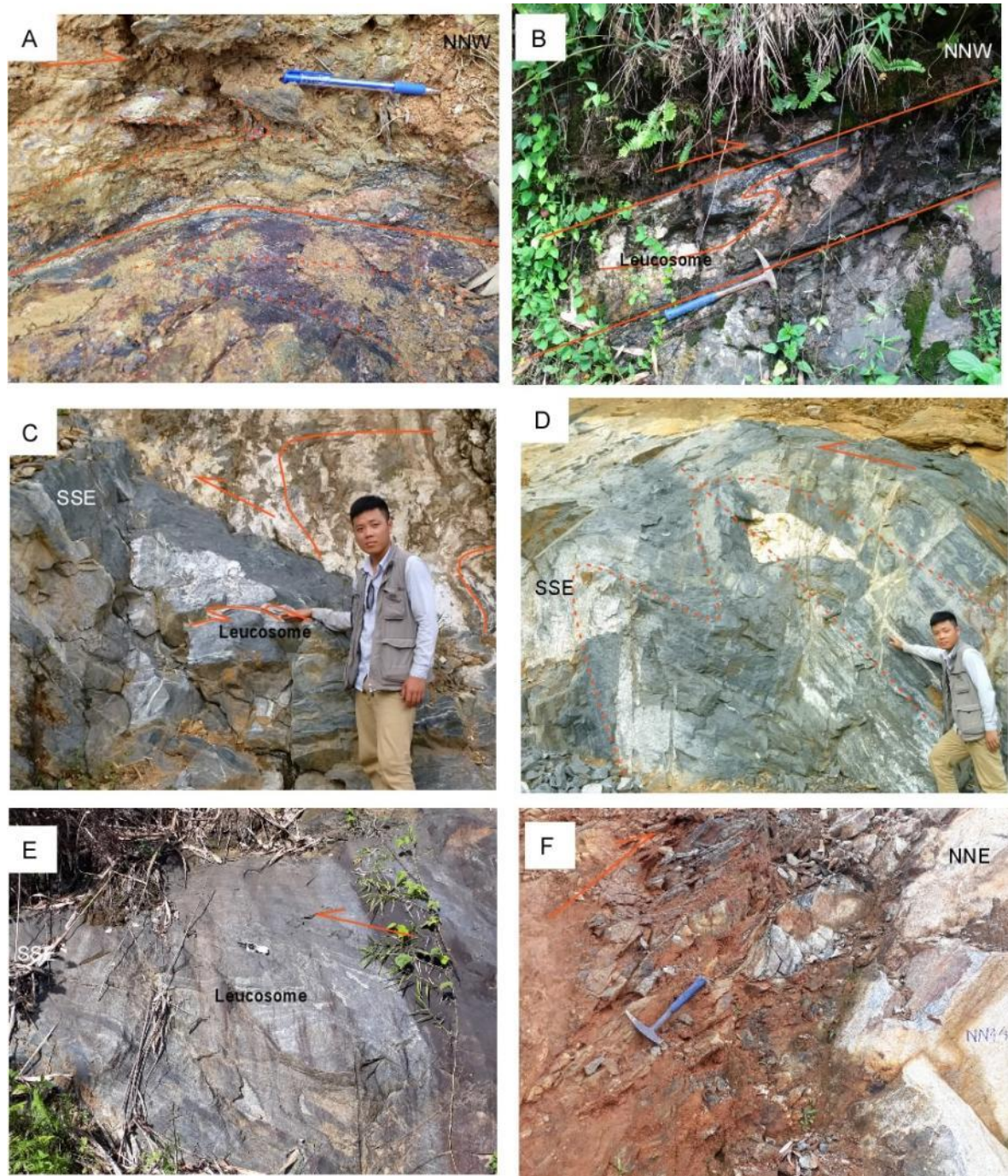
Các cấu trúc trên chứng tỏ ranh giới của khối granit Chu Lai, Trà Bồng và đá phiến phức hệ Khâm Đức đã trở thành một đới trượt lớn phương chủ đạo á vĩ tuyến, dọc theo đó các đá phiến phức hệ Khâm Đức đã bị dịch chuyển khỏi vị trí nguyên thủy của nó. Cấu tạo dạng ‘tương tự’ và sự gia tăng độ hẹp của nếp uốn về phía các đới trượt chứng tỏ sự uốn nếp liên quan chặt chẽ với chuyển động uốn cắt mang tính khu vực trong pha biến dạng thứ nhất. Cấu tạo dạng dẻo đến dẻo dòn trong các đá magma phức hệ Trà Bồng cũng như các cấu tạo tương đồng giữa đá phiến phức hệ Khâm Đức và Trà Bồng cho thấy xâm nhập trước khi pha biến dạng thứ nhất (D1) xảy ra và vị trí kiến tạo của phức hệ Khâm Đức hiện tại là những thể ngoại lai (allochthonous) trong đới xáo trộn do va chạm mảng xảy ra vào sau thời kỳ O3 (Tương đương tuổi 440-450tr.n. Của phức hệ Trà Bồng). Có thể pha biến dạng xảy ra trong quá trình nguội lạnh của phức hệ Trà Bồng (Hình 5.70; Hình 5.71).



Hình 5.53: Pha biến dạng D1 tạo phiến siêu mylonit đến migmatit và nếp uốn dạng chảy dẻo trong các đá magma phức hệ Chu Lai khu vực nghiên cứu

Đặc trưng phiến hóa (S1) của phá biến dạng thứ nhất (D1) là các phiến hóa phát triển mạnh trong các đá biến chất phức hệ Khâm Đức và các đá magma phức hệ Trà Bồng và phức hệ Chu Lai. Các phiến này có phương chủ yếu TB-ĐN, á kinh tuyến và ĐB-TN. Các phiến này cắm về phía ĐB và TN tạo nên những cặp mặt phiến của các nếp uốn nghiêng với trục nếp uốn trung bình có thể nằm $195 \angle 80$. Phương này cũng tạo nên các nếp uốn đặc trưng của pha biến dạng D1, điển hình như nếp uốn phía nam của khu vực nghiên cứu nằm trong các đá biến chất của phức hệ Khâm Đức. Ngoài ra còn gặp các nếp uốn nhỏ, nếp uốn chảy dẻo phát triển đa dạng trong các đá phiến gneiss của phức hệ Chu Lai và phức hệ Trà Bồng khu vực nghiên cứu. Đặc trưng biến dạng uốn nếp pha U1 thường có mặt trục kéo dài chủ đạo phương Đông Tây hoặc gần Đông Tây. Các nếp uốn phức tạp này có hướng nghiêng mặt trục chủ đạo về phía nam khu vực nghiên cứu.

Các đá phiến phức hệ Khâm Đức đặc trưng bằng biến chất tương phiến lục cao đến amphibolit thấp (tổ hợp cộng sinh khoáng vật gồm chủ yếu feldspat, thạch anh, actinolit, biotit, muscovit xen lẫn với một số thủy tinh đá biến chất cao hơn thuộc tương amphibolite trung bình với tổ hợp khoáng vật chủ đạo gồm kyanit/sillimanit, garnet, biotit, K-feldspat. Các đá biến chất này có phương phiến cấu tạo gần như song song với cấu tạo phiến S1. Trong một số vị trí mẫu cho thấy các khoáng vật garnet and K-feldspat bị xoay và biến dạng giữa các cấu tạo mặt phiến S1. Các khoáng vật amphibol và mica trong các đá phiến bị biến dạng mạnh và bị các đới phiến S1 xiết ép tạo nên các cấu tạo C-S, cấu tạo sigma... dọc theo các mặt phiến. Các cấu tạo này minh chứng cho quá trình biến dạng D1 xảy ra sau hoặc đồng thành tạo với quá trình biến chất của đá. Rất có thể các đá biến chất cao hình thành vào giai đoạn sớm hơn liên quan đến quá trình hút chìm đưa vật chất xuống sâu để tạo nên quá trình biến chất, pha biến dạng D1 có vai trò quan trọng trong việc nâng trôi đưa các vật chất nâng trôi lên.



Hình 5.54: Các đới phiến liên quan đến đới biến dạng cao dọc theo các đới trượt chòm chính trong khu vực nghiên cứu. Đới trượt và biến dạng cao làm nên ranh giới giữa (A): đá phiến amphibole hạt nhỏ (trên) và hạt thô (dưới); (B): Ranh giới giữa đá amphibolite (trên) và đá siêu mafic (dưới) trong đới trượt và tái nóng chảy vật chất; (C): Đá amphibolite hạt thô (dưới) và đá biến dạng granitogneiss (trên) của phức hệ Chu Lai (?); (D): Ranh giới giữa đá phiến amphibolite (dưới) với đá phiến thạch anh mica (trên); (E): Đới biến dạng cao ở ranh giới giữa đá siêu mafic nằm phía nam và đá amphibolite nằm ở phía bắc vết lộ (Phía nam khu mỏ dọc đường 616); (F): Ranh giới giữa đá amphibolite phức hệ Khâm đức và đá gneissic granite phức hệ Chu Lai.

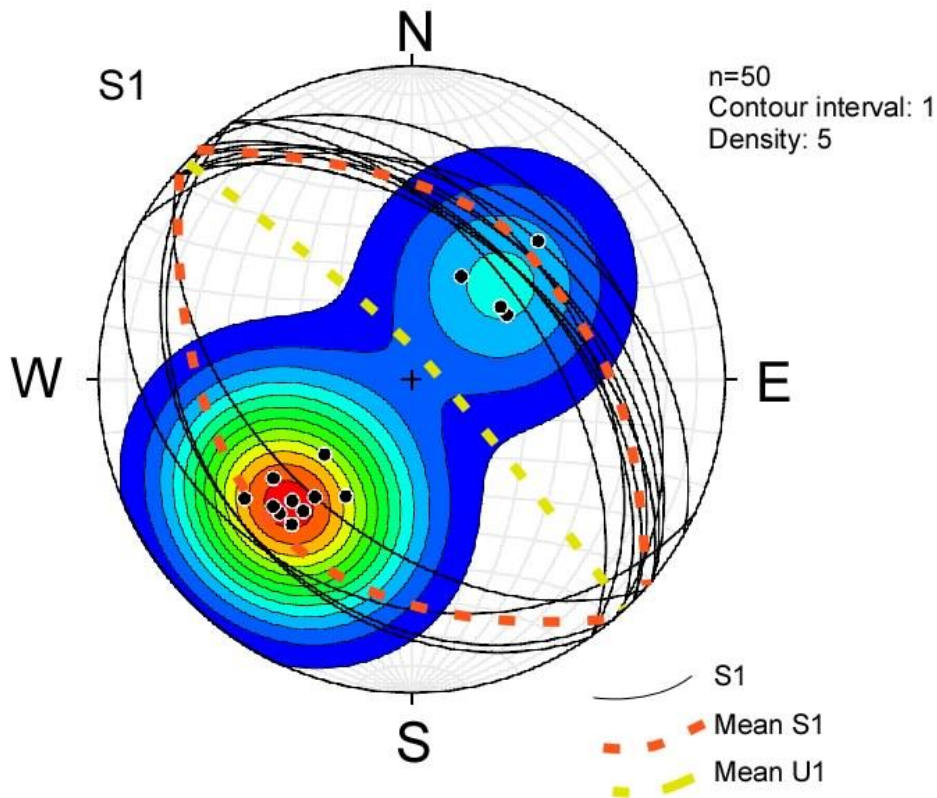
Các cấu tạo cũng như đặc điểm liên quan đến đá biến chất và các đá magma từ cung hút chìm đến đồng va chạm cho thấy pha biến dạng D1 xảy ra mang tính chất khu vực rộng khắp trên toàn thể rìa bắc đới Kon Tum. Đặc điểm cấu tạo pha D1 ghi nhận trong khu vực nghiên cứu cũng có những sự tương đồng về phương cấu trúc cấu tạo của các xuất bản trước đây về rìa bắc đới Kon Tum dọc đới khâu Tam Kỳ Phước Sơn [116] cũng như pha biến dạng D1 ghi nhận được gần như toàn bộ địa khối Kon Tum [88]. Dường như pha biến dạng D1 này hình thành liên quan đến va chạm mảng xảy ra giữa khối Kon Tum và phần rìa nam của khối Trường Sơn trong Paleozoi sớm. Minh chứng giai đoạn va chạm là tổ hợp đá magma được cho là liên quan đến cung hút chìm của phức hệ Trà Bồng và đá magma đồng va chạm phức hệ Chu Lai (447 ± 7 tr.n.) trong khu vực bị biến dạng mạnh theo phương phiến của khu vực. Trong các đá này phát triển biến dạng dẻo mạnh mẽ đến kiểu chảy dẻo migmatit là biểu hiện của sự phát triển phiến trong môi trường đá đang ở nhiệt độ cao. Ngoài ra các đới biến dạng dẻo kiểu nghịch chòm cũng quan sát thấy trong khu vực, đặc biệt ở các ranh giới giữa các đá xâm nhập với các đá phiến trong khu vực và giữa các loại đá phiến amphibolite với đá phiến thạch anh mica, giữa các đá phiến với các thành tạo siêu mafic trong vùng nghiên cứu. Các cấu tạo đới đứt gãy trượt chòm tạo nên các đới mylonit đến siêu mylonit kèm theo các nếp uốn dạng nằm, nghiêng vòm nhọn đến gấp khúc có phương phát triển thể hiện phương trượt rõ ràng (Hình 5.71C,D). Các đới trượt dẻo tạo nên đới xáo trộn thành phần đá đa dạng, hỗn độn dày đến hàng trăm mét đến vào chục mét, cấu tạo đá kiểu phiến S1 phát triển, tái biến chất nóng chảy tạo nên các thể leucosome kích thước từ vài mét đến vài cm phổ biến dọc theo các ranh giới này. Các đới xáo trộn kiểu mélanges không đồng nhất của đá siêu mafic và các loại đá khác có thành phần khác nhau giới hạn bởi các loại phiến cắt xảy ra dọc theo các biến dạng của pha D1 và trở thành một phần của các đới siêu mylonit đến micmatit. Cấu tạo C-S quan sát được khá nhiều ở các vết lộ này (Hình 5.71B, F), các đới uốn nếp dạng nằm, dạng nghiêng góc dốc nhọn phổ biến nhất dọc theo các đới này (Hình 5.71C, D, E, F). Các cấu tạo xác định hướng trượt quan sát được dọc theo các đới trượt cho phép khẳng định cấu tạo chòm nghịch dọc theo các đới chòm này.

Phân tích động học pha biến dạng D1

Mặc dù quá trình tái kết tinh cũng như sự tác động của các pha biến dạng về sau xóa nhòa các chỉ dấu động học của pha biến dạng D1, nghiên cứu đặc điểm

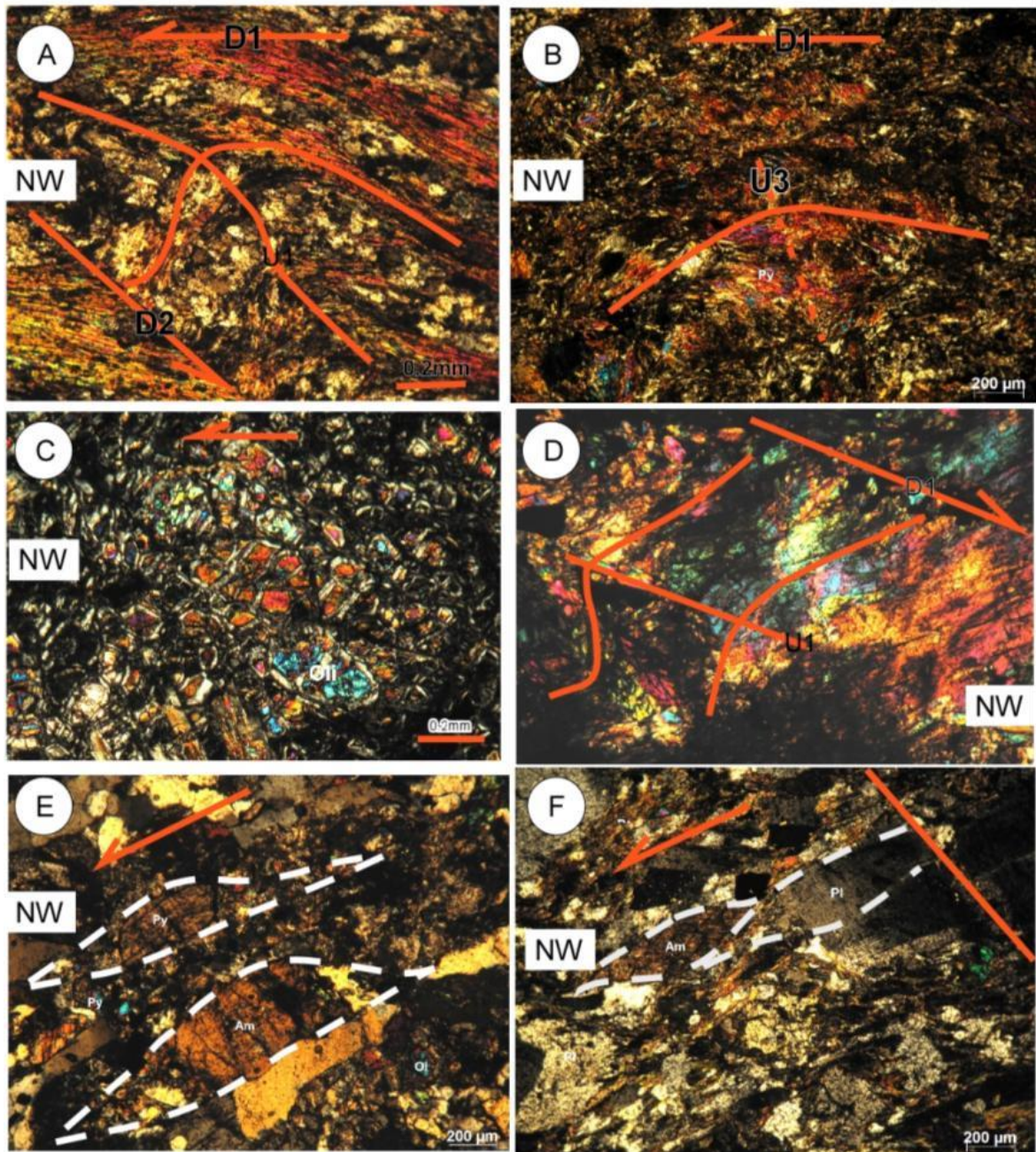
biến dạng của pha biến dạng D1 và dọc theo đới phiến S1, các nếp uốn U1 dọc các đới biến dạng cao có thể tìm được các chỉ dấu xác định cho tính chất động học của pha biến dạng D1. Các chỉ dấu xác định này thường sử dụng các minh chứng cấu tạo vuông góc với phiến S1 trong mặt biến dạng XY của ellipsoid biến dạng, các tiêu chí cắt biến dạng, đồng biến với sự phát triển của cấu tạo SL được nhận dạng ngoài thực địa và trên các lát mỏng cấu tạo. Trong các vấn đề này, tiêu chí phổ biến và thường được sử dụng nhất là các cấu tạo leucosome sigmoidal, boudin không đối xứng và kéo nếp gấp dọc theo các cấu tạo S1, U1 (Hình 5.72, 5.73, 5.74). Các chỉ dấu động lực học cho phép xác định hướng dịch trượt của các đới kiến tạo trong pha biến dạng thứ nhất chủ yếu là phía TB, thứ yếu hơn có trượt phía ĐN nhưng có thể đây là trượt dọc theo các cánh nếp uốn là chủ yếu. Pha biến dạng thứ nhất và hướng trượt của chúng không loại trừ khả năng ít nhiều đã bị tác động làm thay đổi, biến đổi do các pha biến dạng sau này tác động lên chúng.

Thống kê mặt cấu tạo trong khu vực nghiên cứu cho thấy đặc trưng phiến hóa của pha biến dạng thứ nhất được cho là những phiến có phương song song với pha hút chìm dọc theo đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn. Đặc trưng của phiến giai đoạn này có phương chủ đạo TTB-ĐĐN là chủ đạo, đi kèm với pha biến dạng tạo phiến này là các khoáng vật biến chất cao như amphibolite chứa granat, đá phiến thạch anh silimanite/kyanit [88], [116]. Đặc biệt điển hình trong khu vực Măng Xim là các đới phiến hóa xảy ra trong các đá siêu mafic điển hình bằng các phiến thể hiện hướng trượt chủ đạo về phía tây bắc và phương của phiến chủ yếu là TB-ĐĐN. Trong đó các phiến cắm về phía BĐB chiếm tỷ lệ chủ đạo trong khu vực nghiên cứu. Nhìn chung phiến cắm dốc khoảng 40° - 60° chiếm tỷ lệ lên chủ đạo. Tuy nhiên, như đã nói trên, do các tác động của các pha kiến tạo về sau làm cho các phương phiến này ít nhiều bị thay đổi so với thể nằm nguyên thủy của chúng. Cấu tạo phiến trong pha biến dạng D1 tạo nên những nếp uốn có trục chạy dọc theo phương TB-ĐĐN, với hướng nghiêng của nếp uốn chủ đạo về phía ĐB. Cấu tạo này phân tích trên mạng chiếu cầu cũng hoàn toàn phù hợp với quan sát ngoài thực địa, đặc biệt tại các đới chòm nghịch nếp uốn chủ yếu nghiêng về phía hướng trượt của đới chòm BTB, BĐB. Kết quả nghiên cứu này cũng hoàn toàn phù hợp với cấu trúc đới va chạm khu vực khi các tác giả nghiên cứu trước đây cho rằng pha va chạm tạo nên đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn xảy ra do sự va hút chìm của địa khối Kon Tum dưới địa khối Trường Sơn (về phía bắc) sau đó là va chạm của hai khối này trong Paleozoi sớm - giữa.



Hình 5.55: Mạng chiếu cầu thể hiện mặt cầu tạo phiên S1 và mật độ pole của các mặt cầu tạo S1. Giao thoa của hai cầu tạo phiên này tạo nên cầu tạo nếp uốn có trục phương TB-ĐN, cắm về phía ĐB.

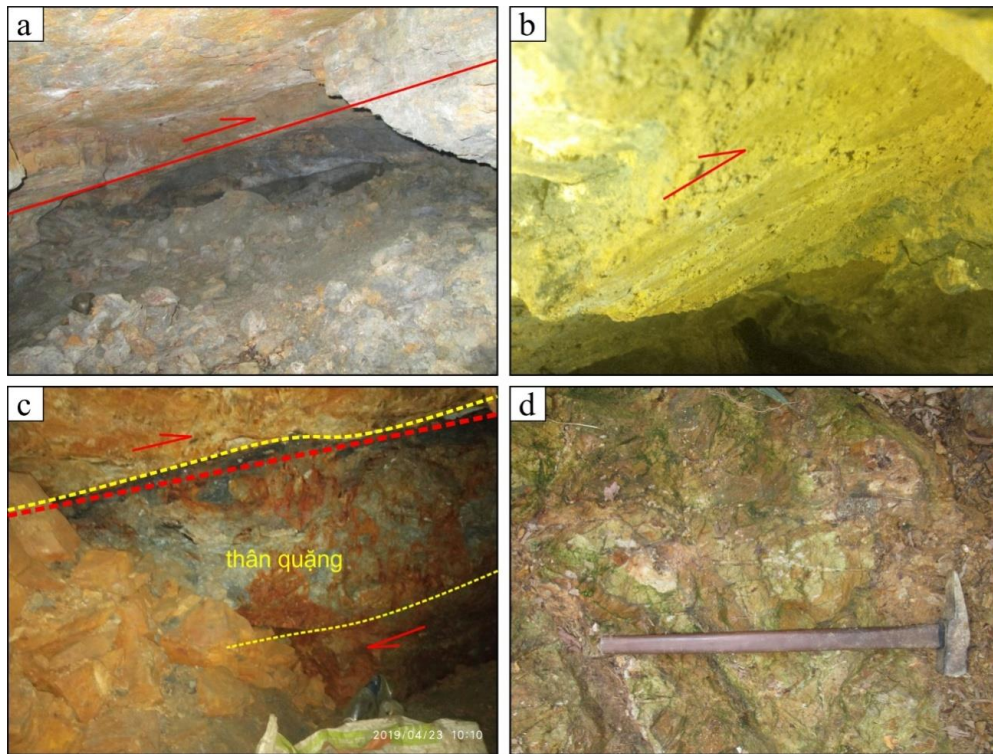
Nghiên cứu trong các lát mỏng thạch học định hướng, các cấu tạo cắt trong mặt phẳng XZ của mặt biến dạng ellipsoid, các khoáng vật biotit và muscovite có cấu tạo sigmoidal phổ biến, đôi khi cấu tạo C-S. Các khoáng vật hạt thô dạng porphyroclast tạo nên các cấu tạo sigma, các cấu tạo thạch anh xiên và bóng áp lực là các chỉ số động học phổ biến nhất (Hình 5.73). Từ những quan sát về khu vực cũng như nghiên cứu các mẫu thạch học định hướng trong khu vực nghiên cứu cho phép khẳng định các chỉ dấu động lực học phân bố rộng trong tất cả các đá các đá granit gneiss phức hệ Trà Bồng, Chu Lai, và các đá amphibolit, micaschists và phiến thạch anh của các khu phức hệ Khâm Đức.



Hình 5.56: Cấu tạo pha biến dạng D1 dưới lát mỏng thạch học cấu tạo thể hiện hướng trượt chủ đạo của đới phiến S1, nếp uốn U1 trong pha biến dạng. A: Pha biến dạng tạo phiến S1 trong đá phiến thạch anh biotit phức hệ Khâm Đức tạo nên các nếp uốn nghiêng hướng TB bị pha biến dạng D2 cắt qua dịch chuyển; B: Pha biến dạng tạo phiến S1 trong đá siêu mafic phức hệ Hiệp Đức tạo nên các nếp uốn nghiêng đồng dạng trong các khoáng vật pyroxene; C: Pha biến dạng D1 tạo phiến S1 trong các đá serpentized peridotit ccuar phức hệ Khâm Đức; D: Pha biến dạng D1 tạo phiến trong đá pyroxenit phức hệ Hiệp Đức và bị tác động uốn nếp phương BTB thuộc pha biến dạng D3; E, F: Các cấu tạo sigmoidal hình thành ở các khoáng vật pyroxene trong đá gabbro và pyroxenit của phức hệ Hiệp Đức.

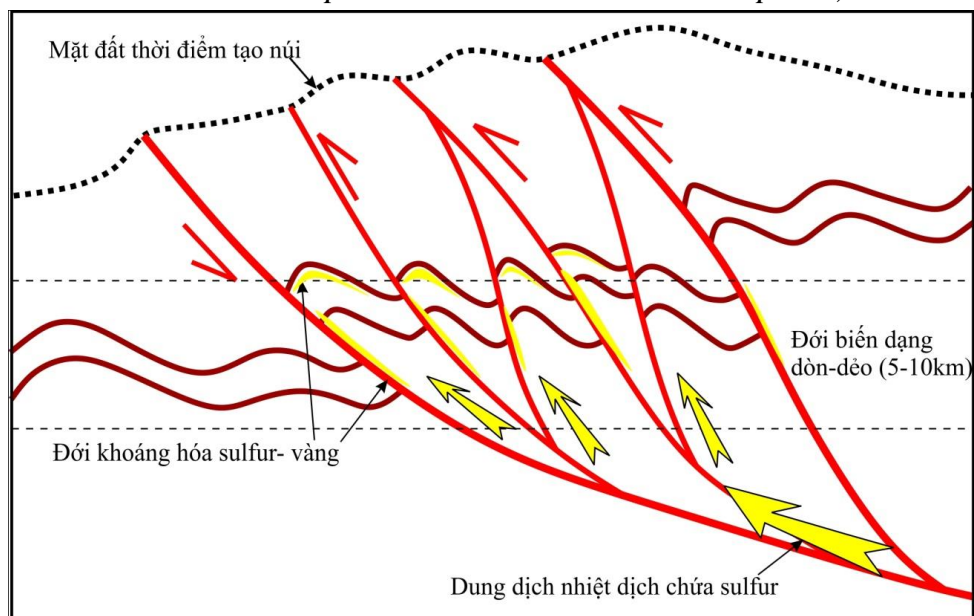
Trên cơ sở chỉ dấu động lực học cho phép xác định hướng dịch chuyển trong các lát mỏng định hướng. Phiến và cấu tạo pha biến dạng D1 chủ yếu liên quan đến cấu tạo chòm nghịch, trượt nghịch dọc theo các phiến. Các nếp uốn liên quan cũng như các chỉ dấu sigmoidal trong các lát mỏng thể hiện cấu tạo trượt nghịch chòm là chỉ dấu quan trọng nhất xác định pha biến dạng D1. Sự in dấu và giữ lại cấu tạo D1 trong các đá phiến amphibolit, đặc biệt trong các đá siêu mafic đối với các cấu khoáng vật pyroxen và olivin thì chỉ dấu biến dạng dẻo trong chúng là rất khó, chỉ trong điều kiện nhiệt độ và áp suất siêu cao các khoáng vật này mới có thể biến dạng dẻo. Trong điều kiện đó chỉ có thể là manti và hoạt động biến dạng liên quan đến việc đẩy trôi các khối này từ manti. Các hoạt động này dọc theo các đới khâu chỉ xảy ra khi hai khối lục địa va chạm với nhau. Dưới lát mỏng cấu tạo cũng cho thấy pha biến dạng D1 bị phá hủy, tái biến dạng khá mạnh bởi những pha biến dạng về sau tác động lên các đá.

Từ việc xác định mối quan hệ khu vực giữa các khoáng hóa sunfur - vàng với cấu trúc địa chất, có thể đưa ra một mô hình giải thích cơ chế thành tạo các đới khoáng hóa sulphur-vàng kiểu I thể hiện ở [hình 5.74](#). Dưới tác động của các lực ép nén khu vực, các đới trượt được hình thành và phát triển ở sâu trong lòng đất đồng thời các lớp đá nằm dọc theo đới trượt sẽ bị uốn nếp, bị tách mở tạo điều kiện không gian cho các vật liệu sau đi vào. Tại nơi thuận lợi cho silic và các vật chất sulphur khác kết tinh tạo thành các mạch thạch anh và các sản phẩm đi kèm giàu sulphur như các hạt khoáng vật: pyrit, asenopyrit, pyrotin, vàng... ([Hình 5.74, 5.75](#)). Sự có mặt và mối liên quan mật thiết giữa quặng hóa và các tập graphit có thể minh chứng cho giai đoạn tạo quặng đồng thời với hoạt động dịch trượt chòm của hệ thống đứt gãy này.



Hình 5.57: Đứt gãy chòem nghịch và mối liên quan mật thiết với các thân quặng vàng gốc trong khu vực

a- Mặt trượt đứt gãy nằm kề cận bên trên đới quặng giàu đi cùng các thấu kính graphit; b- Mặt trượt đứt gãy chòem nghịch có thể nằm thoải $< 30^\circ$ quan sát trong lò tại điểm quặng Trà Dương; c- Đới dập vỡ, cà nát chứa quặng quan sát tại lò 1 điểm quặng Trà Dương, thuộc thân quặng I.2; d- Các ổ, mạch sulphur đặc sít kích thước khác nhau, lấp đầy hệ thống khe nứt tách song song hoặc vuông góc với mặt phiến (có thể là thờ chẻ phát triển trên cấu trúc vòm nếp uốn).

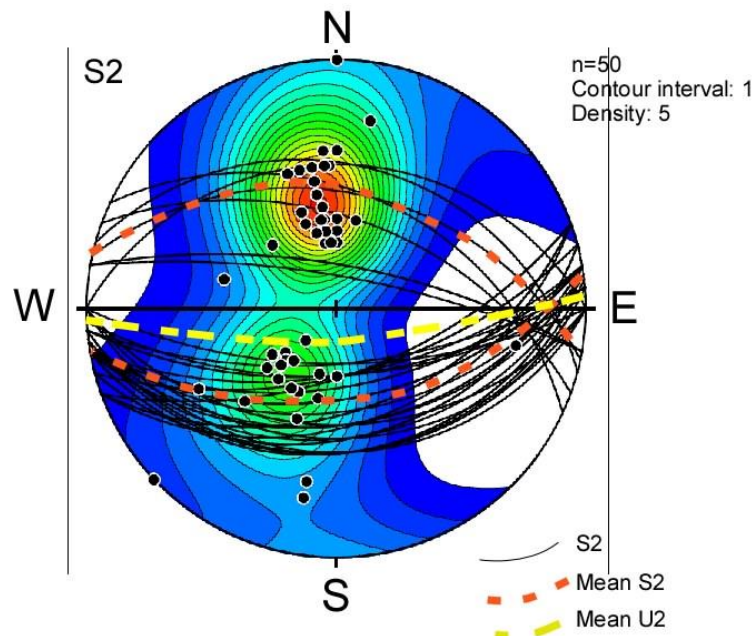


Hình 5.58: Mô hình khái quát giải thích mối quan hệ giữa cấu tạo địa chất với sự di chuyển của dung dịch nhiệt dịch và vị trí thành tạo các khoáng hóa sulphur vàng kiểu I.

b) Pha biến dạng thứ hai (D2): cấu tạo liên quan và vai trò không chế quặng

Pha biến dạng thứ hai được nhận ra trong khu vực nghiên cứu bởi các cấu tạo phiến trượt và nếp uốn biến dạng không theo quy luật của cấu tạo va chạm thuộc pha D1. Đồng thời pha D2 làm phá hủy, tái biến dạng uốn nếp phiến và các nếp uốn thuộc pha D1 (Hình 5.76). Pha biến dạng thứ hai cũng là pha biến dạng dẻo, đặc trưng phương của phiến hóa thuộc pha biến dạng thứ hai là chúng gần như chạy theo phương Đ-T, song song với các đới đứt gãy lớn trong khu vực như Trà Bồng. Theo Lepvrier và nnk. (1997, 2004) [169], [168] thì pha biến dạng liên quan đến trượt phải dọc theo đứt gãy Trà Bồng trong thời kỳ Trias giữa - muộn làm tái cấu trúc, sắp xếp và tái hoạt động các đới phiến hóa khu vực rìa bắc khối Kon Tum. Pha biến dạng này ngoài các phiến hóa thì còn bắt gặp các đứt gãy trượt bằng phải đi kèm, các pha trượt bằng phải này cũng để lại các chỉ dấu rõ ràng trên các mặt phiến hóa khu vực nghiên cứu.

Pha biến dạng thứ hai tái sắp xếp và tái uốn nếp các phiến và nếp uốn của pha biến dạng thứ nhất và chúng có vai trò làm biến đổi, dịch chuyển các cấu tạo trong pha biến dạng thứ nhất. Tuy nhiên pha biến dạng này dường như không tạo nên bất kỳ quặng trong khu vực nghiên cứu.

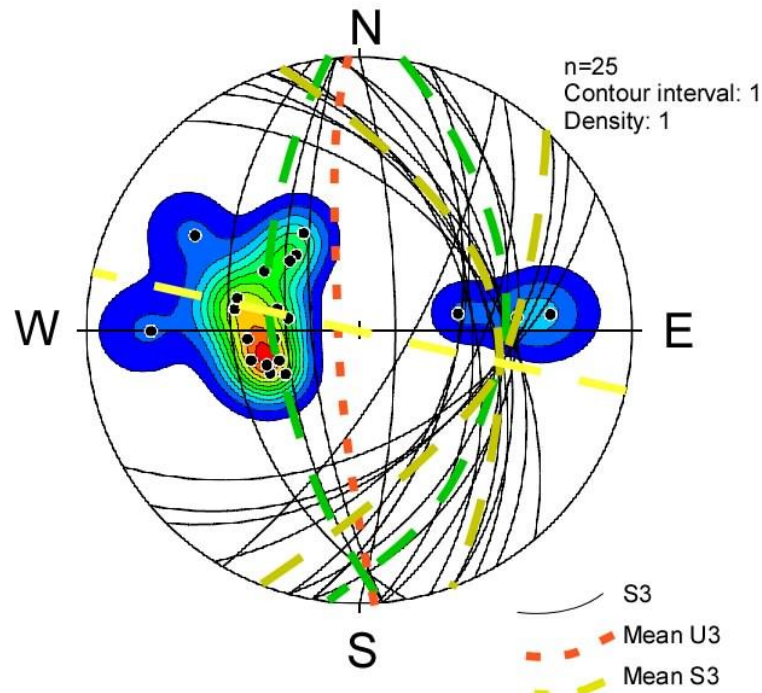


Hình 5.59: Mạng chiếu cầu thể hiện mặt cấu tạo phiến S2 và mật độ pole của các mặt cấu tạo mặt phiến S2 khu vực Nước Vin. Giao thoa của hai cấu tạo phiến này tạo nên cấu tạo nếp uốn có trục phương á vĩ tuyến, cắm về phía nam, Đn và phía bắc, ĐB là chủ đạo.

Đặc trưng phương phiến của pha biến dạng D2 khá phức tạp, phương thay đổi từ TB-ĐN đến ĐB-TN, nhìn chung phương ít nhiều gần gũi với á vĩ tuyến hơn. Pha biến dạng D2 làm cho các phiến S1 bị tái uốn nếp phương á vĩ tuyến, các phiến S1 bị tái hoạt động, tái sắp xếp hoặc bị xoay. Sự xoay này có thể thấy bằng sự chuyển phương khá liên tục của phiến S1 sang S2 đồng thời pha kiến tạo này cũng tạo nên các đới biến dạng cao phương á vĩ tuyến liên quan đến đứt gãy trượt bằng là chủ đạo. Một số nghiên cứu trước đây cho rằng pha kiến tạo D2 hình thành đồng thời với pha tạo núi Indosini trong Trias giữa, điển hình bằng các biến dạng trượt bằng phải và chúng xảy ra đồng thời với hoạt động tái biến chất các đá biến chất trong khu vực, thể hiện bằng sự hình thành các khoáng vật monazit và trẻ hóa hệ K-Ar trong các đá biến chất có trước và được định tuổi khoảng 240tr.n [27], [168]. Pha kiến tạo Indosini cũng tạo nên các thể xâm nhập với kích thước khác nhau trong khu vực nghiên cứu như các xâm nhập của phức hệ Hải Vân, Bến Giằng Quế Sơn..., trong khi pha biến dạng D2 xảy ra có thể sau các pha xâm nhập và tạo phiến biến dạng dồn đến dồn dẹo trong các đá này.

c) Pha biến dạng thứ 3 (D3): các cấu tạo liên quan và vai trò khống chế quặng

Pha biến dạng thứ 3 chỉ ảnh hưởng cục bộ ở một số khu vực trong vùng nghiên cứu, điển hình của pha biến dạng thứ ba này là hình thành các nếp uốn yếu, các nếp oằn mang tính khu vực và đi kèm với biến dạng dồn, dồn dẹo chủ đạo và các đới phiến bị thay đổi thế nằm khá rộng. Trong khu vực nghiên cứu cho thấy pha biến dạng này tạo nên hệ thống phiến hóa phương kéo dài biến đổi từ TB-ĐN đến á kinh tuyến với góc dốc khoảng 40° - 60° cắm về phía đông, ĐB và ĐN là chủ đạo. Chỉ dấu trượt để lại do pha biến dạng thứ 3 tác động tạo nên các đới phiến hóa, các đới mylonit khá mạnh nằm dọc theo các hệ thống đứt gãy. Tuy nhiên có tạo nên các nếp uốn, nếp oằn hình thành bởi pha biến dạng 3 nhưng thường là ngắn, kết thúc nhanh, đi kèm chúng là các đới trượt dạng dồn phương BTB-NĐN cắm về phía đông, á đông (Hình 5.77).



Hình 5.60: Mô hình thống kê hệ thống phiến và đới trượt pha biến dạng thứ 3 (D3) khu vực Nước Vin và thống kê pole, mật độ pole của các mặt cấu tạo D3. Giao thoa giữa hai mặt cấu tạo này tạo nên các nếp uốn mở phương bắc-nam (đường màu vàng) và nếp oằn, nếp uốn nhẹ (gentle fold) có trục kéo dài theo phương á vĩ tuyến.

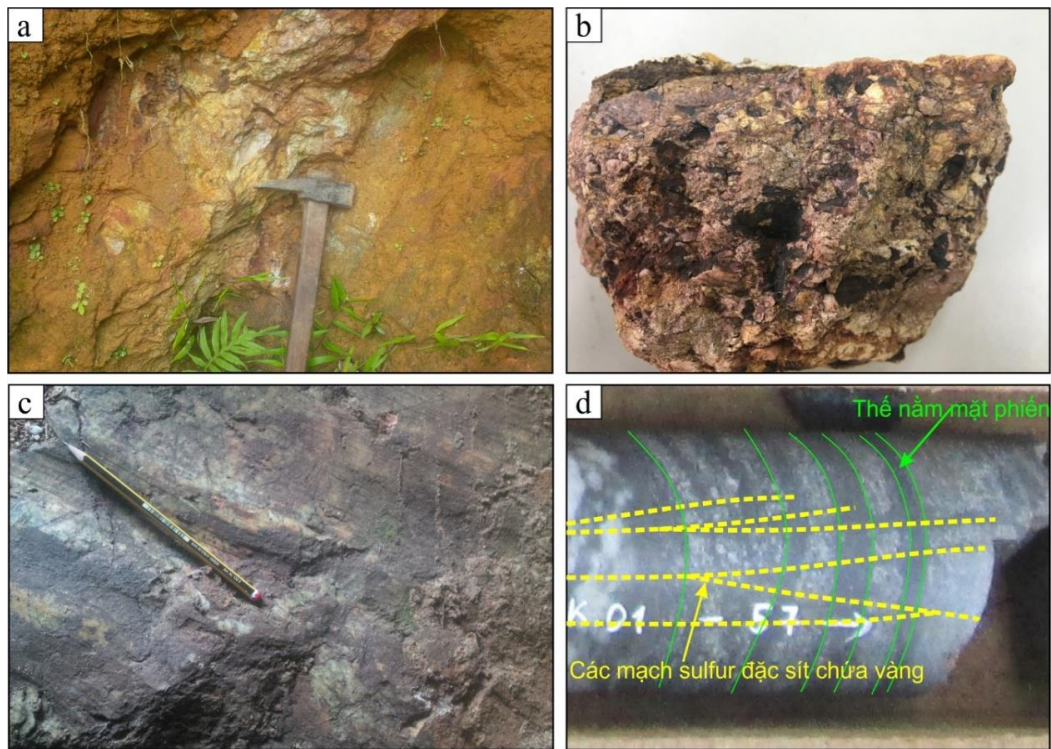
Ngoài thực địa việc thống kê hệ thống phiến hình thành hoặc bị biến đổi thể nằm do pha biến dạng thứ 3 này khá phổ biến ở khu vực phía đông của vùng nghiên cứu, đặc biệt khu vực mỏ nước Vin đã ghi nhận được loạt phiến trong các đá amphibolite, đá phiến thạch anh có thể nằm gần biến đổi dọc theo nếp oằn với thể nằm phương á kinh tuyến cắm về phía đông là chủ đạo. Như đã nói trên, pha biến dạng thứ ba biến dạng trong trạng thái dòn, dòn dẻo là chủ đạo đồng thời pha biến dạng này lại bị tái hoạt động, bị phá hủy bởi các pha biến dạng về sau. Vì vậy việc nhận định cũng như các định các đới biến dạng trực tiếp, các đới trượt khá hạn chế. Việc nhận định pha biến dạng thứ 3 chủ yếu dựa vào các đới biến dạng 2 bị biến dạng, bị tái sắp xếp. Các phiến có thể là sản phẩm của pha biến dạng 1 và 2, pha biến dạng 3 chỉ có tác động vào sự thay đổi thể nằm, thay đổi phân bố của chúng trong không gian.

Tuy nhiên, dưới lát mỏng thạch học cấu tạo việc xác nhận các pha biến dạng thứ 3 khá rõ ràng. Điển hình của chúng là các nếp uốn nhỏ, các đới trượt đi kèm với mạch calcit... khá phổ biến. Các mạch calcit, mạch thạch anh và các khoáng vật hình thành trong pha biến dạng thứ 1 và 2 bị biến dạng, tái uốn nếp theo phương ngang, phương dọc theo đới cấu trúc của chúng. Pha biến dạng thứ 3 cũng tạo nên các đới trượt, trượt nghịch làm biến dạng uốn nếp các đới phiến mica,

phiến thạch anh... (Hình 5.77; 5.78). Các biến dạng trong pha này bị nhiều pha biến dạng dồn về sau dịch trượt khá mạnh mẽ trong vùng nghiên cứu.

Pha biến dạng thứ 3 phát hiện nhiều và dễ dàng trong các lát mỏng thạch học cấu tạo, tuy nhiên ngoài thực địa thì các phân bố và biểu hiện của chúng khá hạn chế, theo các đới và các khu vực khác nhau mang tính chất địa phương, tạo nên các đới biến dạng khác nhau.

Pha biến dạng thứ ba trong khu vực nghiên cứu, theo chúng tôi, là những hoạt động có tính thuận đến trượt bằng thuận. Các hệ thống quặng kiểu II trong khu vực được phát hiện dọc theo các hệ thống đứt gãy phương BTB-NĐN đến á kinh tuyến hoặc BĐB-NTN chủ yếu đi kèm các mạch thạch anh sulphur dày, một số khu vực có sự có mặt của calcit. Quan sát thực địa cho thấy hệ thống thạch anh và calcit đi kèm có cấu tạo khá tự hình, mạch dày có nơi đến 2m, đôi nơi có cấu tạo kiểu răng lược. Các cấu tạo trên cho thấy quặng được phát triển dọc theo các đới đứt gãy mở liên quan nhiều hơn đến hệ thống đứt gãy thuận.



Hình 5.61: Mối quan hệ giữa hệ thống đứt gãy phương TB-ĐN và quặng hóa khu vực nghiên cứu

- a- Thân quặng vàng gốc nằm dọc theo phần trụ của mặt trượt đứt gãy phương TB-ĐN; b- Dạng kết kiến tạo có thành phần chủ yếu là các mảnh dăm của đá phiến thạch anh-biotit-felspat; c- Mặt trượt đứt gãy thuận trượt phải quan sát tại vết lộ ST.3; d- Các mạch quặng sulphur đặc sít tạo thành hệ thống khe nứt cắt chéo mặt phiến đá vây quanh.

Các đứt gãy thuận phương tây bắc - đông nam không chế trực tiếp sự hình thành quặng kiểu II trong khu vực nghiên cứu, có thể liên quan đến sự xâm nhập của các phức hệ magma. Hệ thống đứt gãy này đóng vai trò là đường dẫn quặng hóa đồng thời tạo môi trường thuận lợi cho tích tụ quặng.

d. Mối quan hệ các pha biến dạng và quặng hóa

Việc nghiên cứu chi tiết, xác định dạng nằm, hình thái không gian, quy mô và bản chất của các đới biến dạng và nhận dạng và mối quan hệ của chúng với khoáng hóa sẽ có ý nghĩa hết sức quan trọng trong điều tra và dự báo khoáng sản trong khu vực nghiên cứu.

Từ các kết quả phân tích về đặc điểm cấu trúc, hình thái và phân bố thân quặng cũng như đặc điểm thành phần vật chất quặng, kết hợp với các tài liệu công bố trước đây, bước đầu đưa ra sơ đồ mối quan hệ giữa quặng hóa và các pha biến dạng trong khu vực như sau (Hình 5.79):

- **Pha I (D₁):** Xảy ra trong giai đoạn Paleozoi sớm, liên quan đến va chạm dọc theo đới Tam Kỳ - Phước Sơn. Có thể chia thành 4 pha phụ như sau:

+ Pha Ia: Hoạt động hút chìm dọc đới Tam Kỳ - Phước Sơn, tạo nên các đá mafic, granit tuổi Paleozoi sớm (phức hệ Hiệp Đức, Chu Lai)

+ Pha Ib: Va chạm dọc đới khâu Tam Kỳ - Phước Sơn tạo nên sự phiến hóa của các đá mafic, granit, pelit của hệ tầng Khâm Đức, phức hệ Chu Lai.

+ Pha Ic: Hoạt động chồm trượt tạo nên các biến dạng, nếp uốn dọc các đới chồm nghịch khu vực nghiên cứu.

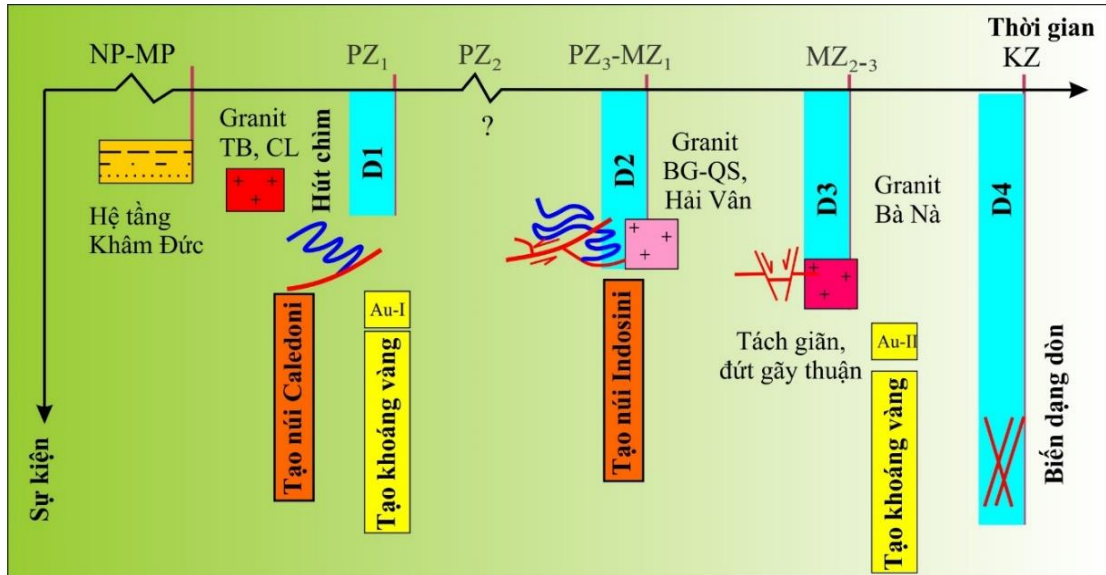
+ Pha Id: Khoáng hóa sulphur chứa vàng đi lên và tập trung dọc theo đới dập vỡ liên quan với các chồm nghịch khu vực tạo thành các đới khoáng hóa dài hàng km chứa các thân quặng vàng đạt giá trị công nghiệp (quặng kiểu I).

- **Pha II (D₂):** Hoạt động kiến tạo giai đoạn này sinh ra hệ thống đứt gãy trượt bằng á vĩ tuyến và tạo nên pha biến dạng dòn dẻo hình thành nên các nếp uốn khu vực phương tây bắc-đông nam có thể vào giai đoạn Paleozoi muộn-Mesozoi sớm liên quan với quá trình tạo núi Indosinia [116]. Hoạt động magma đi cùng gồm phức hệ Hải vân, Trà Bồng, Bến Giằng-Quế Sơn. Các cấu tạo chồm nghịch chứa khoáng hóa vàng có thể bị biến dạng tạo nên các cấu trúc nếp lồi như hiện nay.

- **Pha III (D₃):** Hoạt động tách giãn liên quan đến giai đoạn kiến tạo Mesozoi giữa-muộn (Jura-Kreta) tạo nên các đứt gãy thuận mở, hoạt động magma

đi kèm (phức hệ Bà Nà, các hệ thống đai mạch). Khoáng hóa sulphur-vàng gồm tổ hợp (vàng+galenit, chalcopyrit, sphalerit) đi lên tích đọng dọc theo hệ thống đứt gãy tạo thành các thân quặng vàng có giá trị cao (quặng kiểu II).

- **Pha IV (D₄):** Hoạt động kiến tạo giai đoạn Kainozoi hình thành nên các đứt gãy trượt bằng trái phương á vĩ tuyến, đồng thời tái hoạt động các hệ thống đứt gãy có trước.



Hình 5.62: Biểu đồ mô tả khái quát trình tự phát triển của các sự kiện địa chất chính trong khu vực nghiên cứu theo thời gian và không gian cũng như mối quan hệ với khoáng hóa vàng gốc.

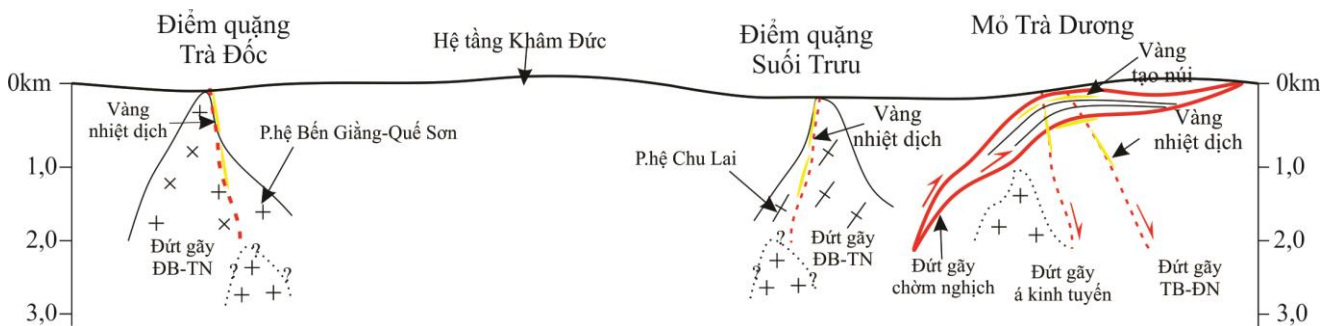
(CL: viết tắt Chu Lai; BG-QS: Bến Giằng-Quế Sơn; TB: Trà Bồng;)

Từ những kết quả khảo sát và nghiên cứu của đề tài này, kết hợp với các tài liệu hiện có và đối sánh với các kết quả khảo sát trước đây có thể thấy rằng khu vực nghiên cứu có lịch sử phát triển địa chất lâu dài, mỗi giai đoạn lịch sử đi cùng với một bối cảnh kiến tạo khác nhau và quặng hóa được sinh thành cũng mang những nét khác biệt. Tổng hợp các kết quả hiện có tập thể tác giả xếp nguồn gốc khoáng hóa vàng khu vực nghiên cứu thành 2 kiểu:

- Các thân quặng vàng thuộc kiểu I quan sát chủ yếu ở các điểm quặng Trà Dương, Nước Vin, Trà Núi liên quan với các đới biến dạng cao, các đới biến dạng cao này trong khu vực nghiên cứu liên quan trực tiếp với chế độ biến dạng tạo núi xảy ra cách đây có thể khoảng 430tr.n [116], tạo nên các cấu trúc uốn nếp - đứt gãy chòm nghịch điển hình. Đồng thời, sự vùi sâu với nhiệt độ tăng cao trong lòng đất đã dẫn tới biến chất, thành tạo magma và các dung dịch nhiệt dịch ở dưới sâu. Các dung dịch này sẽ được di chuyển lên phía trên của vỏ Trái đất, nơi đá có áp

suất nhỏ hơn dọc theo các đường dẫn thuận lợi là các đới biến dạng cao nói trên. Đến những độ sâu nhất định do nhiệt độ giảm xuống và gặp điều kiện hóa lý thích hợp như sự tương tác với các dung dịch oxy hóa từ đá vây quanh hoặc trên mặt, các vật chất mang quặng sulphur sẽ kết tinh tạo các khoáng hóa sulphur trong đó có vàng và nhiều kim loại khác. Khoáng hóa kiểu này đã được nghiên cứu nhiều trên thế giới và ngày nay được phân loại vào loại khoáng hóa vàng do tạo núi (orogenic gold deposits- vàng tạo núi) trong đó cấu trúc không chế chủ yếu là các đới biến dạng phá hủy có quy mô khu vực và các sản phẩm của chúng [110].

- Các thân quặng vàng kiểu II như đã mô tả chi tiết ở trên, gồm các thân quặng phân bố dọc theo các hệ thống đứt gãy thuận phương tây bắc - đông nam, đông bắc - tây nam và á kinh tuyến (pha biến dạng D3) xảy ra trong bối cảnh kiến tạo tách giãn có thể vào giai đoạn Mesozoi sớm, có thể liên quan đến các phức hệ Bà Nà. Quặng hóa có thành phần khoáng vật quặng rất đa dạng (galenit, chalcopyrit, sphalerit, bismutin...) thường tạo thành các thân quặng vàng có hàm lượng cao. Kết quả nghiên cứu bước đầu về điều kiện thành tạo khoáng hóa vàng trong khu vực cho rằng kiểu vàng này được hình thành ở nhiệt độ 157-339°C, thuộc nhiệt dịch nhiệt độ trung bình, kết quả phân tích đồng vị Pb, S, O-H khẳng định nguồn dung dịch nhiệt dịch có nguồn gốc magma [2], [8], [12].



Hình 5.63: Mặt cắt mô hình tạo quặng khu vực Trà Dương

5.9.3. Mô hình cấu trúc không chế quặng hóa vàng khu vực Nước Vin

Kết quả nghiên cứu của chúng tôi cho thấy mỏ vàng Trà Dương có cấu trúc của một vòm nếp lồi không cân xứng. Vòm nếp lồi có cánh phía bắc nằm thoải với góc dốc lớp đất đá biến đổi từ 10° đến 20°, cánh Nam, Đông Nam thể nằm dốc, biến đổi từ 30° đến 50°. Tham gia thành tạo nếp lồi chủ yếu là đất đá thuộc phức hệ Khâm Đức gồm: đá phiến thạch anh-biotit-felspat-silimanit-granat phổ biến hiện tượng migmatit hóa. Về hoạt động magma lộ ra chủ yếu là các đá granitogneis, granit migmatit phức hệ Chu Lai và các đai mạch pegmatit chưa rõ

tuổi. Ngoài ra còn một số các đai mạch pegmatit chưa rõ tuổi. Đã ghi nhận 2 hệ thống đứt gãy chính không chế quặng hóa khu mỏ Trà Dương [8], [9], [20], [23]:

- *Hệ thống đứt gãy chòm nghịch*: Trong phạm vi khu vực nghiên cứu, ghi nhận được hệ thống đứt gãy chòm nghịch ở mỏ Trà Dương. Dọc theo hệ thống đứt gãy này là các đới dập vỡ, biến đổi chứa khoáng hóa vàng. Cấu trúc chòm nghịch gồm nhiều đới trượt chòm tạo thành cấu trúc dạng vẩy, quá trình trượt chòm tạo nên môi trường thuận lợi cho tích tụ quặng. Phương phát triển chung của đới chòm nghịch là á vĩ tuyến, góc cắm chủ đạo về phía nam, tây nam, tuy nhiên do các tác động từ hoạt động kiến tạo về sau (có thể là nâng vòm liên quan đến hoạt động magma xâm nhập, các hệ thống đứt gãy sau) làm thay đổi đáng kể cấu trúc có trước. Dưới tác động của các lực ép nén khu vực, các đới trượt được hình thành và phát triển ở sâu trong lòng đất đã bị tách vỡ và sau đó tạo thành các đới trượt lớn. Các đới này trở thành đường dẫn thuận lợi cho dung dịch nhiệt dịch biến chất hoặc magma từ dưới sâu di chuyển lên phần trên của vỏ Trái đất và tại nơi thuận lợi, silic và các vật chất sulphur khác kết tinh tạo thành các mạch thạch anh và các sản phẩm đi kèm giàu sulphur như các hạt khoáng vật: pyrit, asenopyrit, pyrotin, vàng... Sự có mặt và mối liên quan mật thiết giữa quặng hóa và các tập graphit có thể minh chứng cho giai đoạn tạo quặng đồng thời với hoạt động dịch trượt chòm của hệ thống đứt gãy này. Mặt khác quá trình hoạt động của hệ thống đứt gãy này cũng sinh thành các cấu trúc nếp lồi, tạo thành các bẫy thuận lợi cho tích tụ quặng hóa vàng. Như vậy, hệ thống đứt gãy này đóng vai trò là kênh dẫn, đồng thời cũng là môi trường chứa quặng hóa vàng.

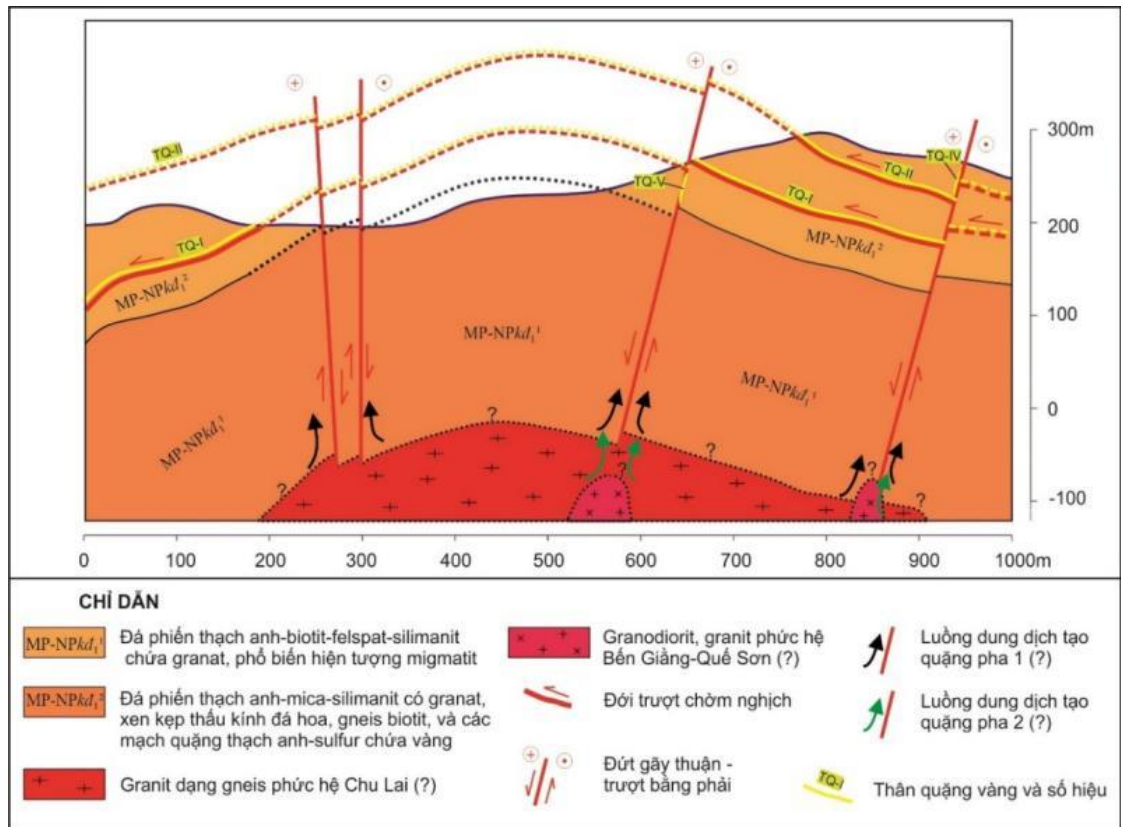
- *Hệ thống đứt gãy thuận trượt bằng phương Tây Bắc - Đông Nam, Đông Bắc - Tây Nam*: Chúng cắt qua, gây dịch chuyển hệ các đứt gãy chòm nghịch có trước. Dọc theo đứt gãy đá bị dập vỡ, cà nát và phiến hóa mạnh, đôi chỗ vò nhàu uốn lượn với mức độ khác nhau. Đi cùng với chúng là các đai mạch granit aplit, pegmatit, thạch anh nhiệt dịch, thạch anh-sulphur chứa vàng. Khoáng hóa theo chúng thường đa dạng thành phần (pyrit, galenit, chalcopyrit, sphalerit, vàng).

Từ những kết quả khảo sát và nghiên cứu của đề tài này, chúng tôi cho rằng khu mỏ Trà Dương tồn tại 2 kiểu loại hình vàng có thời gian, đặc điểm cấu trúc không chế khác nhau:

- **Các thân quặng vàng thuộc kiểu I**: Liên quan với các đới biến dạng cao, các đới biến dạng cao này có thể liên quan với chế độ biến dạng tạo núi xảy ra

cách đây 430tr.n, tạo nên các cấu trúc uốn nếp - đứt gãy chòm nghịch điển hình. Trong quá trình biến dạng này, vỏ Trái đất bị vùi sâu và làm dày, dẫn tới sự ép nén mạnh mẽ và tạo thành các đới biến dạng cao. Đồng thời, sự vùi sâu với nhiệt độ tăng cao trong lòng đất đã dẫn tới biến chất, thành tạo magma và các dung dịch nhiệt dịch ở dưới sâu. Các dung dịch này sẽ được di chuyển lên phía trên của vỏ Trái đất, nơi đá có áp suất nhỏ hơn dọc theo các đường dẫn thuận lợi là các đới biến dạng cao nói trên. Đến những độ sâu nhất định do nhiệt độ giảm xuống và gặp điều kiện hóa lý thích hợp như sự tương tác với các dung dịch oxy hóa từ đá vây quanh hoặc trên mặt, các vật chất mang quặng sulphur sẽ kết tinh tạo các khoáng hóa sulphur trong đó có vàng và nhiều kim loại khác. Khoáng hóa kiểu này đã được nghiên cứu nhiều trên thế giới và ngày nay được phân loại vào loại khoáng hóa vàng do tạo núi (orogenic gold deposits- vàng tạo núi) trong đó cấu trúc không chế chủ yếu là các đới biến dạng phá hủy có quy mô khu vực và các sản phẩm của chúng. Với các kết quả nghiên cứu bước đầu ở đây, có thể sơ bộ kết luận rằng các đới biến dạng cao trong khu vực Trà Dương là các cấu trúc quan trọng không chế sự di chuyển của dung dịch mang quặng và là môi trường thuận lợi để các dung dịch này kết tinh tạo thành các đới khoáng hóa sulphur-vàng.

- **Các thân quặng vàng kiểu II:** Gồm các thân quặng phân bố dọc theo các hệ thống đứt gãy thuận phương tây bắc - đông nam, đông bắc - tây nam và á kinh tuyến xảy ra trong bối cảnh kiến tạo tách giãn giai đoạn Mesozoi giữa - muộn, có thể sau sự hình thành phức hệ Bà Nà (đã quan sát được các thân quặng vàng nằm trong các đá phức hệ Bà Nà tại điểm quặng Đèo Dền. Quặng hóa có thành phần khoáng vật quặng rất đa dạng (galenit, chalcopyrit, sphalerit, bismutin...) thường tạo thành các thân quặng vàng có hàm lượng cao. Kết quả nghiên cứu bước đầu về điều kiện thành tạo khoáng hóa vàng trong khu vực cho rằng kiểu vàng này được hình thành ở nhiệt độ 157-339°C, thuộc nhiệt dịch nhiệt độ trung bình, kết quả phân tích đồng vị Pb, S, O-H khẳng định nguồn dung dịch nhiệt dịch có nguồn gốc magma [2], [8].



Hình 5.81: Mô hình cấu trúc không chế quặng vàng mở Trà Dương

5.9.4. Kết quả nghiên cứu mức độ bóc mòn khu vực Nước Vin

Theo kết quả phân tích microsond (13 mẫu) thu thập được từ các báo cáo đánh giá và thăm dò vàng đã tổng hợp thì độ tinh khiết của khoáng vật vàng trong khu vực Nước Vin trung bình là 912 (Bảng 5.13).

Bảng 5.123: Độ tinh khiết khoáng vật vàng tại trường quặng Trà Dương - Tiên Phước

Số TT	Số hiệu mẫu	Vị trí lấy mẫu	Hàm lượng		Độ tinh khiết Au (%)
			Au	Ag	
1	BC.GĐ1	Bãi Cháy	84	14,8	850
2	BC.GĐ2	Bãi Cháy	80,1	18,7	811
3	HB.1	Hố Búra	93,3	5,8	941
4	HB.2	Hố Búra	86,8	12,3	876
5	HB.3	Hố Búra	92,6	6,7	933
6	TAI.GĐ1	Thôn 1-2 Tiên An	81,4	17,7	821
7	TAI.GĐ2	Thôn 1-2 Tiên An	96,6	2,4	976
8	TAI.GĐ3	Thôn 1-2 Tiên An	95,3	4,1	959
9	TAI.GĐ4	Thôn 1-2 Tiên An	92	7	929
10	TAV.GĐ1	Thôn 5-6 Tiên An	98,9	0,9	991

Số TT	Số hiệu mẫu	Vị trí lấy mẫu	Hàm lượng		Độ tinh khiết Au (‰)
			Au	Ag	
11	TAV.GĐ2	Thôn 5-6 Tiên An	99	0,5	995
12	TAV.GĐ3	Thôn 5-6 Tiên An	81,1	18,2	817
13	TAV.GĐ4	Thôn 5-6 Tiên An	94,9	4,2	958
Độ tinh khiết của khoáng vật vàng trung bình					912

Kết quả trên cho thấy mức độ bóc mòn tại trường quặng này so với toàn diện tích đới quặng vàng Tam Kỳ - Phước Sơn ở mức độ sâu nhất.

5.9.5. Kết quả đo Địa vật lý

5.9.5.1. Mục tiêu của các phương pháp địa vật lý tiến hành đo thử nghiệm

Nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa, thành lập các mặt cắt địa chất - địa vật lý cho quặng vàng khu vực Nước Vin. Trên cơ sở tổng hợp tham số vật lý; kết quả địa chất khoáng sản và địa vật lý khu chi tiết giai đoạn đo vẽ thành lập bản đồ địa chất khoáng sản tỷ lệ 1: 50.000. Tập thể tác giả đã lựa chọn các phương pháp địa vật lý được áp dụng khu vực Trà Đơn - Nước Vin để giải quyết nhiệm vụ của đề tài, tuy nhiên các phương pháp địa vật lý được lựa chọn cũng dựa trên năng lực hệ thống máy và thiết bị địa vật lý hiện có. Tổ hợp các phương pháp địa vật lý gồm:

Phương pháp đo độ sâu ảnh điện phân cực kích thích dòng một chiều (PCKT) được tiến hành đo bằng bộ máy ElecPro – Vip 10.000; Đo trên 03 tuyến T1; T2 và T3. Phương vị tuyến 154o – 324o, chiều dài mỗi tuyến từ 1km đến 1,2km, khoảng cách điểm đo 40m/điểm. Sử dụng hệ thiết bị Pole-Dipole $a=d=40$, $n=8$. Kết quả thu được tại mỗi điểm đo: giá trị điện trở suất và hệ số phân cực tương ứng 8 cặp cực.

Phương pháp đo độ sâu ảnh điện phân cực kích thích dòng xoay chiều đo trên 03 tuyến T1; T2 và T3, chiều dài mỗi tuyến từ 1km đến 1,2km, khoảng cách điểm đo 40m/điểm. Sử dụng hệ thiết bị Dipole -Dipole $a=d=40$, $n=8$;

+ Phương pháp đo độ sâu hình học (đo độ sâu tần số thấp - GS) tần số thu phát 4Hz được điều khiển bằng hệ thống máy phát KR-30; Kết quả đo độ sâu hình học (GS) thu được tại mỗi điểm đo là 14 giá trị gồm: 5 giá trị điện trở tương ứng tần số 4Hz của 5 hài lẻ 1; 3; 5; 7; 9, 5 giá trị pha của 5 lẻ 1; 3; 5; 7; 9 và 4 giá trị độ lệch pha các cặp hài 1-3; 3-5; 5-7 và 7-9.

+ Phương pháp phổ phân cực (SIP) dải tần số thu phát gồm 25 tần số (từ

0.125Hz đến 500Hz) được điều khiển bằng hệ thống máy phát KR-30. Kết quả đo phổ phân cực (SIP) thu được tại mỗi điểm đo là 350 giá trị gồm: mỗi tần số thu được 14 giá trị là 5 giá trị điện trở tương ứng 5 hài lẻ 1; 3; 5; 7; 9, 5 giá trị pha của 5 lẻ 1; 3; 5; 7; 9 và 4 giá trị độ lệch pha các cặp hài 1-3; 3-5; 5-7 và 7-9.

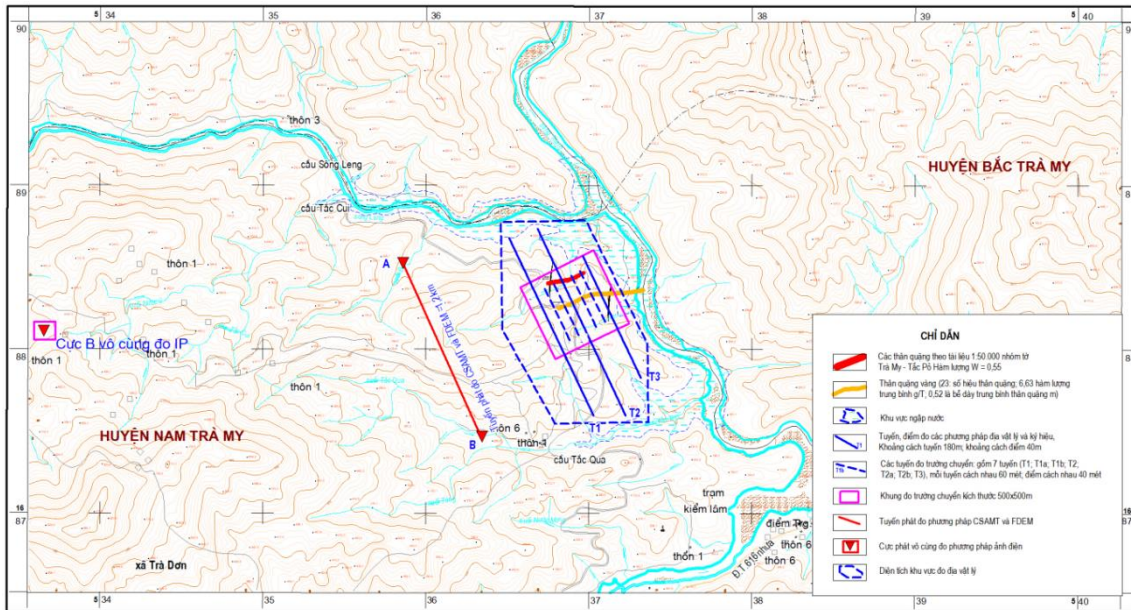
Phương pháp đo sâu điện từ miền thời gian (trường chuyển - TDEM): Đo sâu trường chuyển (TDEM) tiến hành trên 7 đoạn tuyến (T1; T1a; T1b; T2; T2a; T2b và T3), từ cọc 1 đến cọc 12,5 của các tuyến, khoảng cách tuyến 60 mét, khoảng cách điểm đo 40m/điểm, chiều dài mỗi đoạn tuyến dài 500m. Bố trí khung thu và phát đo theo cấu hình Moving-Loop (đo trong khung). Dòng phát đạt 25A, các tần số thu 0,25Hz; 6,25Hz và 25Hz.

- Phương pháp đo sâu điện từ miền tần số (FDEM); Để nghiên cứu khả năng phát hiện loại đới biến đổi chứa các thân quặng ẩn có khoáng vật sắt từ ở dưới sâu gần 200m đã tiến hành đo điện từ miền tần số (FDEM) trên tuyến T1, T2 và T3 khu vực Trà Đơn. Được tiến hành đo bằng bộ máy AGCOS; hệ thiết bị đo lường cực xích đạo, tuyến phát AB dài 1200m song song với tuyến thu và cách tuyến thu gần nhất (T1) là 660m; khoảng cách các điểm thu 40m; chặng phát dòng tại 2 cực cố định AB và thu 2 thành phần điện (Ex1; Ex2) và 2 thành phần từ (Hz; Hy). Tần số phát 25.000 – 130.000Hz .

- Phương pháp từ tellua nguồn nhân tạo (CSAMT): Để nghiên cứu khả năng phát hiện loại đới biến đổi chứa các thân quặng ẩn có khoáng vật sắt từ ở dưới sâu gần 200m chúng tôi đã tiến hành đo từ tellua dùng nguồn phát nhân tạo (CSAMT) trên tuyến T1, T2 và T3 khu vực Trà Đơn. Được tiến hành đo bằng bộ máy AGCOS; hệ thiết bị đo lường cực xích đạo, tuyến phát AB dài 1200m song song với tuyến thu và cách tuyến thu gần nhất (T1) là 660m; khoảng cách các điểm thu 40m; chặng phát dòng tại 2 cực cố định AB và thu 2 thành phần điện (Ex1; Ex2) và 2 thành phần từ (Hz; Hy). Dải tần số phát từ 260Hz đến 25000Hz.

5.9.5.2. Mạng lưới tuyến đo địa vật lý khu vực Trà Đơn

Tại khu vực Trà Đơn chúng tôi đã tiến hành đo các phương pháp địa vật lý trên 3 tuyến (bao gồm tuyến T1, T2 và T3), khoảng cách giữa các tuyến đo là 180m, khoảng cách các điểm đo trên tuyến là 40m, phương vị của tuyến đo là 154° (Hình 5.82), các tuyến có độ dài từ 800 mét đến 1200 mét.



Hình 5.642: Mạng lưới tuyến đo địa vật lý khu vực Trà Đơn - Nước Vin

Trong đó: Phương pháp đo sâu điện từ miền thời gian (trường chuyên) đo trên 7 đoạn tuyến nhằm khống chế đới khoáng sản; khoảng cách khung phát là 500m x 500m.

Tuyến các cực phát đo phương pháp từ tellua nguồn nhân tạo (CSAMT) và điện từ miền tần số (FDEM) có chiều dài 2 cực phát AB là 1200m; khoảng cách tuyến cực phát đến tuyến thu T1 là 660m; Tọa độ vị trí hai cực phát AB đo phương pháp CSAMT và FDEM là: Điểm A: X: 186.770,70; Y: 1.690.091,94; Điểm B: X: 187.242,86 ; Y: 1.689.024,96.

Vị trí cực phát B (vô cùng) phương pháp đo sâu ảnh điện phân cực kích thích dòng 1 chiều có tọa độ cực B vô cùng là: X: 184.559,32; Y: 1.689.709,80.

5.9.5.3. Kết quả giải đoán địa chất theo tài liệu địa vật lý

Kết quả đo địa vật lý được trình bày chi tiết trong báo cáo “Đo địa vật lý nghiên cứu cấu trúc không chế quặng hóa”.

Trên cơ sở kết quả các phương pháp địa vật lý đo thử nghiệm trình bày ở trên, tập thể tác giả đã tổng hợp và minh giải tài liệu địa vật lý trên cơ sở tài liệu địa chất khoáng sản hiện có, từ đó thành lập mặt cắt địa chất - địa vật lý cho 3 tuyến (T1; T2 và T3). Kết quả được trình bày như sau:

***) Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T1**

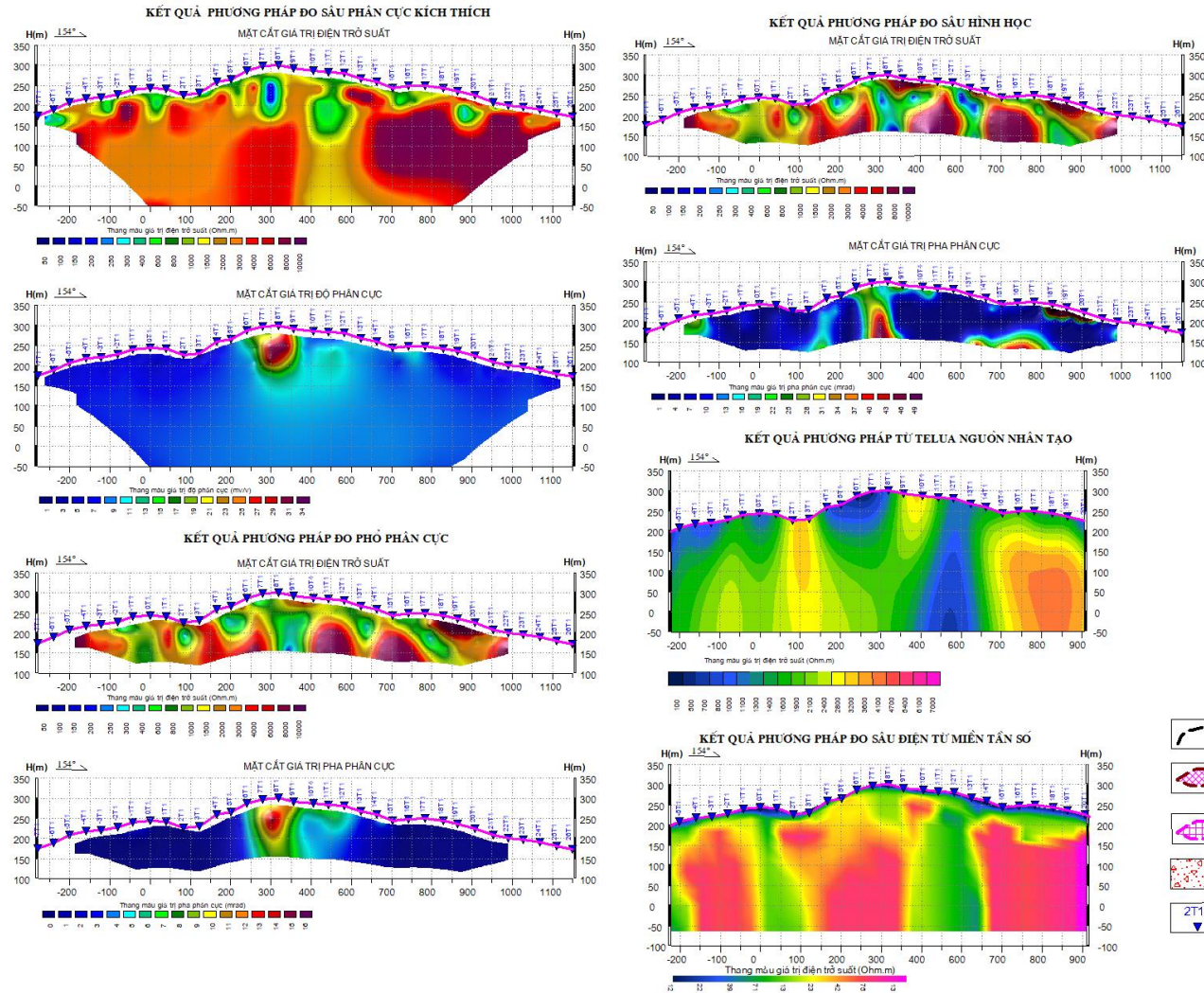
Số liệu các phương pháp đo là giá trị điện trở và hệ số phân cực phản ánh các đối tượng nằm dưới tuyến khảo sát. Vùng nghiên cứu chủ yếu các thành tạo

của tổ hợp đá thuộc các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức và thành tạo magma phức hệ Trà Bồng (Hình 5.83).

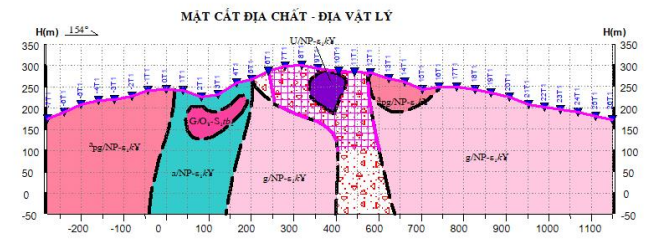
- Thành tạo các đá thuộc tổ hợp Plagiogneis amphibol (apg/NP- $\epsilon_1kđ$): gồm 2 khối, phân bố tại từ cọc -7 đến cọc 0,5 phát triển từ trên mặt địa hình xuống độ sâu 250 mét, phương cắm của khối về cánh âm và khối thứ 2 phân bố từ cọc +12 đến cọc +17 phát triển từ trên mặt địa hình và ranh giới dưới sâu là đứt gãy có phương cắm thoải về cánh âm từ cọc +17 đến độ sâu 160 mét tại cọc +12. Tham số địa vật lý tổ hợp đá này tương ứng giá trị điện trở trung bình, hệ số phân cực thấp.

- Thành tạo đá amphibolit (a/NP- $\epsilon_1kđ$): ngoài amphibolit còn có đá phiến amphibol-plagioclas dạng dẻo phân bố từ cọc 0,5 đến cọc 5, theo tài liệu địa vật lý khối này phát triển từ trên mặt xuống độ sâu 300 mét và có phương cắm về phía cánh âm tuyến, tham số địa vật lý của khối này có giá trị trung bình thấp so với các thành tạo xung quanh, hệ số phân cực thấp;

- Tiếp theo là tổ hợp đá gneis biotit-plagiogneis biotit (g/NP- $\epsilon_1kđ$): bao gồm gneis biotit, plagiogneis biotit xen ít đá phiến thạch anh-felspat-biotit, gồm 2 khối, khối thứ nhất phân bố từ cọc +5 đến +10, khối thứ 2 phân bố từ cọc + 12 đến hết cánh dương tuyến. Có thể hai khối này trước đây là 1 nhưng bị hệ thống đứt gãy phân cắt làm đôi. Tham số địa vật lý của tổ hợp đá này có giá trị điện trở suất trung bình đến cao nhất và diện phân bố rộng nhất trong khu vực nghiên cứu.



KẾT QUẢ ĐO ĐỊA VẬT LÝ TUYẾN T1 KHU VỰC NƯỚC VIN, HUYỆN NAM TRÀ MY VÀ BẮC TRÀ MY, TỈNH QUẢNG NAM



- CHỈ DẪN**
- Ranh giới phân chia miền điện trở suất
 - Đới phân cực trung bình có khả năng liên quan đến khoáng hóa (Wolfram)?
 - Đới phân cực cao có khả năng liên quan đến khoáng hóa (vàng)?
 - Đới đập vỡ nứt nẻ liên quan đến đứt gãy
 - Điểm đo địa vật lý
 - g/NP-e,k,d Thành tạo địa chất có thể là đá Gneis biotit ?
 - pG/NP-e,k,d Thành tạo địa chất có thể là Plagiogranit gneis, tonalit gneis?
 - U/NP-e,k,d Thành tạo địa chất có thể là đá Apoperidotit, apopyroxenit, apodunit, apoolivinít ?
 - pg/NP-e,k,d Thành tạo địa chất có thể là đá plagiognais amphibol?
 - a/NP-e,k,d Thành tạo địa chất có thể là đá amphibol ?

Hình 5.65: Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T1 khu vực Nước Vin - Trà My

- Thành tạo tổ hợp đá Metaultramafic (U/NP- ϵ_1kd): bao gồm thể apodunit, apoperidotit và apopyroxenit và các biến thể của chúng (talc). Chúng thường có dạng thấu kính, kéo dài theo phương cấu tạo ép phiến gneis của đá vây quanh, khối này có diện phân bố đẳng thước, không lớn, phân bố từ cọc +9 đến +10,5 phát triển từ độ sâu vài mét xuống độ sâu 100 mét nằm trong đới biến đổi. Tham số địa vật lý khối này thường có giá trị điện trở suất rất cao, dị thường dạng đẳng thước phân bố hẹp.

- Thành tạo tổ hợp đá plagiogranit gneis biotit, tonalit gneis (pG/NP- ϵ_1kd). Chúng thường có dạng thấu kính, kéo dài hàng trăm mét đến 1km, rộng hàng chục đến 150m. Vây quanh là các thành tạo amphibolit, metaultramafic, gneis biotit, đá phiến thạch anh-biotit, gneis hai pyroxen, gneis amphibol. Đá bị migmatit dạng đường tiêm nhập phổ biến. phân bố từ cọc +1,2 đến +4,5 phân bố từ độ sâu 50 mét đến 150 mét nằm trong khối tổ hợp đá amphibolit (a/NP- ϵ_1kd). Tham số địa vật lý có giá trị điện trở suất trung bình.

Trên cơ sở các tài liệu 6 phương pháp địa vật lý đã xác định đới dập vỡ nứt nẻ liên quan đến đứt gãy. Đới này biến đổi có chiều rộng từ cọc +5 đến +12, đến độ sâu khoảng 150 mét thì thu hẹp lại chiều rộng đới khoảng 80 mét (từ tại cọc +10 đến cọc 12) và phát triển xuống hết độ sâu nghiên cứu của các phương pháp địa vật lý. Tham số địa vật lý của đới này có giá trị điện trở rất thấp và trùng khớp với dị thường phân cực cao nhất trên tuyến. Với dạng dị thường và tham số địa vật lý như vậy chúng tôi cho rằng các thành tạo nằm trong đới này là đá bị dập vỡ, nứt nẻ chứa nước và có lượng sulphur khá cao. Theo tài liệu địa chất đo vẽ tỷ lệ 1: 50.000 và tài liệu đo địa vật lý khu chi tiết Khe Ma đã thực hiện trước đây, tại đây đã có công trình hào, lò gập khoáng hóa thạch anh-sulphur-vàng hàm lượng Au= 6,3 đến 7,9g/T; Ag= 0,1 đến 33,8g/T.

***) Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T2**

Số liệu các phương pháp đo là giá trị điện trở và hệ số phân cực phản ánh các đới tượng nằm dưới tuyến khảo sát. Vùng nghiên cứu chủ yếu các thành tạo của tổ hợp đá thuộc các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức (Hình 5.84).

- Thành tạo các đá thuộc tổ hợp Plagiogneis amphibol (apg/NP- ϵ_1kd): Gồm 2 khối, phân bố tại từ cọc -7 đến cọc -1 phát triển từ trên mặt địa hình xuống độ sâu 250 mét, phương cắm của khối về cánh âm và khối thứ 2 phân bố từ cọc +10,5 đến cọc +16 phát triển từ trên mặt địa hình và ranh giới dưới sâu là đứt gãy có

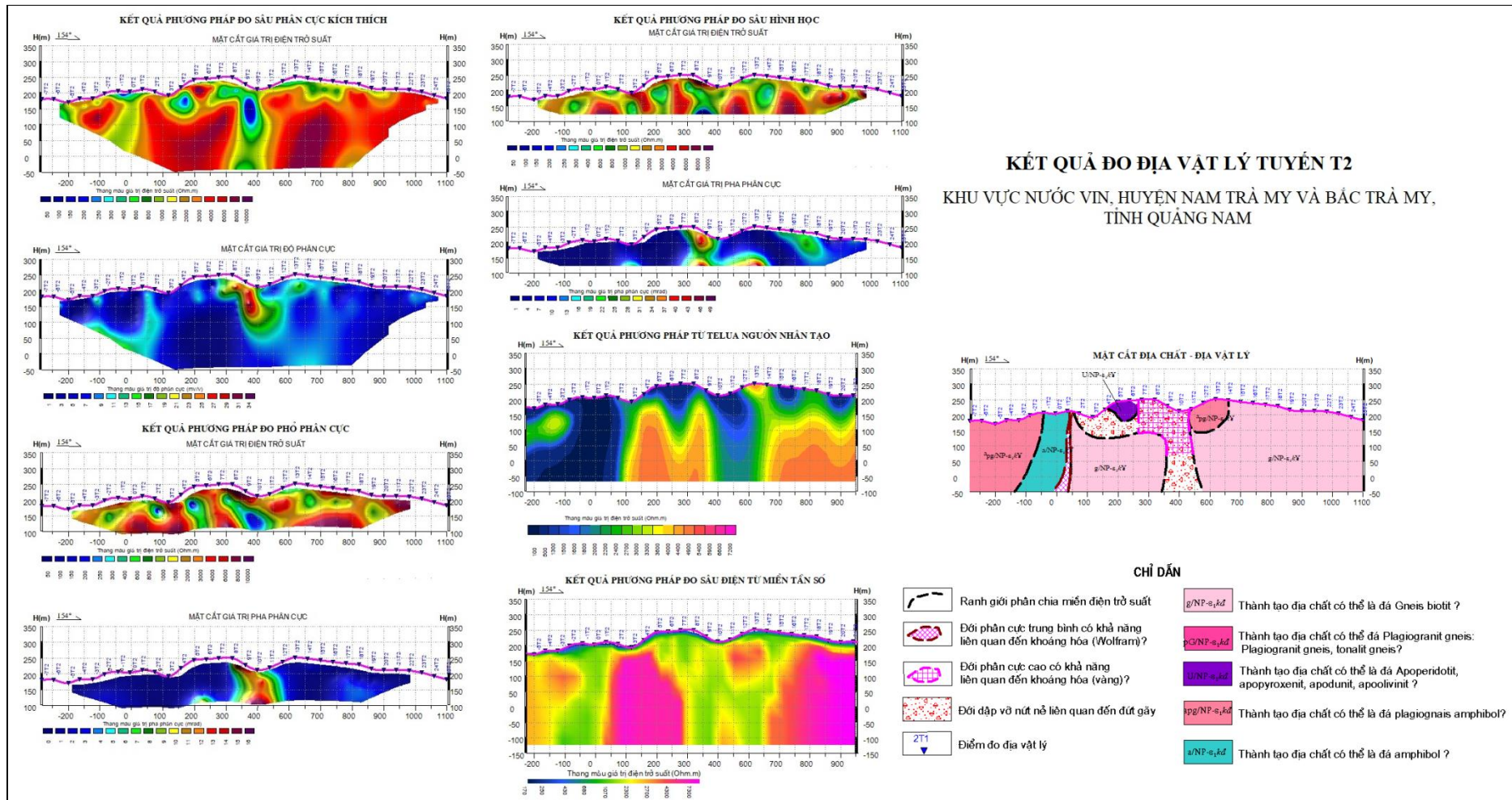
phương cắm thoải về cánh âm từ cọc +16 đến độ sâu 120 mét tại cọc +10. Tham số địa vật lý tổ hợp đá này tương ứng giá trị điện trở trung bình, hệ số phân cực thấp.

- Thành tạo đá amphibolit ($a/NP-\epsilon_1kd$): Ngoài amphibolit còn có đá phiến amphibol-plagioclas dạng dẻo phân bố từ cọc -1 đến cọc 1, theo tài liệu địa vật lý khối này phát triển từ trên mặt xuống độ sâu 260 mét và có phương cắm về phía cánh âm tuyến, tham số địa vật lý của khối này có giá trị trung bình thấp so với các thành tạo xung quang, hệ số phân cực thấp;

- Tiếp theo là tổ hợp đá gneis biotit-plagiogneis biotit ($g/NP-\epsilon_1kd$): Bao gồm gneis biotit, plagiogneis biotit xen ít đá phiến thạch anh-felspat-biotit, gồm 2 khối, khối thứ nhất phân bố từ cọc +1 đến +8, khối thứ 2 phân bố từ cọc + 10,5 đến hết cánh dương tuyến. Có thể hai khối này trước đây là 1 nhưng bị hệ thống đứt gãy phân cắt làm đôi. Tham số địa vật lý của tổ hợp đá này có giá trị điện trở suất trung bình đến cao nhất và diện phân bố rộng nhất trong khu vực nghiên cứu.

- Thành tạo tổ hợp đá Metaultramafic ($U/NP-\epsilon_1kd$): Bao gồm thể apodunit, apoperidotit và apopyroxenit và các biến thể của chúng (talc). Chúng thường có dạng thấu kính, kéo dài theo phương cấu tạo ép phiến gneis của đá vây quanh, khối này có diện phân bố đẳng thước, diện phân bố không lớn từ cọc +4 đến +6,5 phát triển từ trên mặt địa hình xuống độ sâu 70 mét nằm trong đới biến đổi. Tham số địa vật lý khối này thường có giá trị điện trở suất rất cao, dị thường dạng đẳng thước phân bố hẹp.

Trên cơ sở các tài liệu 6 phương pháp địa vật lý đã xác định được đới dập vỡ nứt nẻ liên quan đến đứt gãy. Đới này có chiều rộng từ cọc +1 đến +10,5, đến độ sâu khoảng 100 mét thì thu hẹp lại chiều rộng đới khoảng 80 mét (từ tại cọc +8,5 đến cọc 10,5) và phát triển xuống hết độ sâu nghiên cứu của các phương pháp địa vật lý. Tham số địa vật lý của đới này có giá trị điện trở rất thấp và trùng khớp với dị thường phân cực cao nhất trên tuyến. Với dạng dị thường và tham số địa vật lý như vậy chúng tôi cho rằng các thành tạo nằm trong đới này là đá bị dập vỡ, nứt nẻ chứa nước và có lượng sulphur khá cao. Theo tài liệu địa chất đo vẽ tỷ lệ 1: 50.000 và tài liệu đo địa vật lý khu chi tiết Khe Ma đã thực hiện trước đây, tại đây đã có công trình hào, lò gập khoáng hóa thạch anh - sulphur - vàng hàm lượng Au = 6,3 đến 7,9g/T; Ag = 0,1 đến 33,8g/T, chiều dày trung bình 0,52 mét.



Hình 5.66: Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T2 khu vực Nước Vin – Trà My

Phân tiếp giáp giữa 2 khối (a/NP- $\epsilon_1 kđ$) và (g/NP- $\epsilon_1 kđ$) tại cọc 1 là 1 lớp kẹp có giá trị điện trở thấp giá trị phân cực trung bình cao, theo tài liệu địa chất đo vẽ tỷ lệ 1: 50.000 và tài liệu đo địa vật lý khu chi tiết Khe Ma đã thực hiện trước đây, tại đây đã có công trình hào, lò gập đới biến đổi clorit hóa, berezit hóa và thạch anh hóa có khoáng sản wolfram hàm lượng đạt $WO_3 = 0,55 \%$.

***) Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T3**

Số liệu các phương pháp đo là giá trị điện trở và hệ số phân cực phản ánh các đới tượng nằm dưới tuyến khảo sát. Vùng nghiên cứu chủ yếu các thành tạo của tổ hợp đá thuộc các thành tạo biến chất phức hệ Khâm Đức (Hình 5.85).

- Thành tạo các đá thuộc tổ hợp Plagiogneis amphibol (apg/NP- $\epsilon_1 kđ$) : 1 khối, phân bố tại từ cọc +12 đến cọc +19 phát triển từ trên mặt địa hình và ranh giới dưới sâu là đứt gãy có phương cắm thoải về cánh âm từ cọc +19 đến độ sâu 150 mét tại cọc +11. Tham số địa vật lý tổ hợp đá này tương ứng giá trị điện trở trung bình, hệ số phân cực thấp.

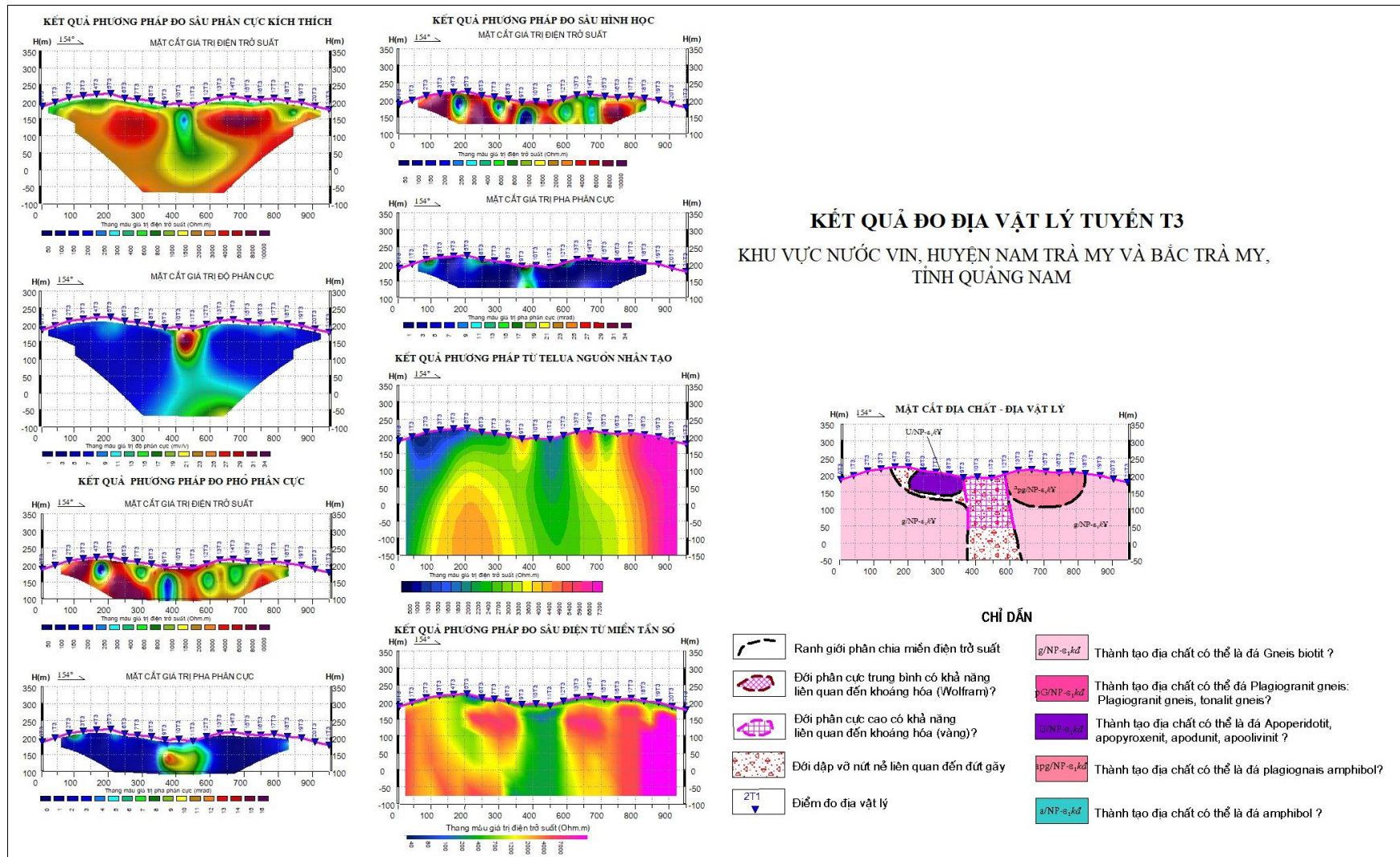
- Tiếp theo là tổ hợp đá gneis biotit-plagiogneis biotit (g/NP- $\epsilon_1 kđ$): Bao gồm gneis biotit, plagiogneis biotit xen ít đá phiến thạch anh-felspat-biotit, gồm 2 khối, khối thứ nhất phân bố từ cọc 0 đến +9, khối thứ 2 phân bố từ cọc + 12 đến hết cánh dương tuyến. Có thể hai khối này trước đây là 1 nhưng bị hệ thống đứt gãy phân cắt làm đôi. Tham số địa vật lý của tổ hợp đá này có giá trị điện trở suất trung bình đến cao và diện phân bố rộng nhất trong khu vực nghiên cứu.

- Thành tạo tổ hợp đá Metaultramafic (U/NP- $\epsilon_1 kđ$): Bao gồm thể apodunit, apoperidotit và apopyroxenit và các biến thể của chúng (talc). Khối này có cấu trúc dạng đẳng thước, diện phân bố không lớn từ cọc +5,5 đến +9,5 phát triển từ trên mặt địa hình xuống độ sâu 70 mét nằm trong đới biến đổi. Tham số địa vật lý khối này thường có giá trị điện trở suất rất cao, dị thường dạng đẳng thước phân bố hẹp.

Trên cơ sở các tài liệu 6 phương pháp địa vật lý đã xác định được đới dập vỡ nứt nẻ liên quan đến đứt gãy. Đới này có chiều rộng từ cọc +3,5 đến +12, đến độ sâu khoảng 100 mét thì thu hẹp lại chiều rộng đới khoảng 120 mét (từ tại cọc +9,5 đến cọc 2,5) và phát triển xuống hết độ sâu nghiên cứu của các phương pháp địa vật lý.

Tham số địa vật lý của đới này có giá trị điện trở rất thấp và trùng khớp với dị thường phân cực cao nhất trên tuyến. Với dạng dị thường và tham số địa vật lý

như vậy chúng tôi cho rằng các thành tạo nằm trong đới này là đá bị đập vỡ, nứt nẻ chứa nước và có lượng sulphur khá cao. Theo tài liệu địa chất đo vẽ tỷ lệ 1: 50.000 và tài liệu đo địa vật lý khu chi tiết Khe Ma đã thực hiện trước đây, tại đây đã có công trình hào, lò gập khoáng hóa thạch anh - sulphur - vàng hàm lượng Au = 6,3 đến 7,9 g/T; Ag = 0,1 đến 33,8 g/T, đới này có chiều dày 0,52 mét.



Hình 5.67 Mặt cắt địa chất - địa vật lý tuyến T3 khu vực Nước Vin – Trà My

***) Đánh giá**

Kết quả nghiên cứu tổ hợp các phương pháp địa vật lý để tìm kiếm quặng vàng gốc ở khu vực Nước Vin - Trà My là có hiệu quả, đã xác định được đới khoáng hóa thạch anh-sulphur-vàng. Các phương pháp áp dụng là điện, điện từ nên có nhiều điểm chung, về bản chất là xác định điện trở suất, độ phân cực của đất đá của thân quặng (nếu có thể), đới khoáng hóa với đá vây quanh. Tuy nhiên, do nguyên lý của từng phương pháp khác nhau nên mỗi phương pháp có tham số điện trở và hệ số phân cực thu được phản ánh bản chất đối tượng gây dị thường không hoàn toàn giống nhau về điện phân bố và chiều sâu nghiên cứu.

Kết quả áp dụng phương pháp địa vật lý ở khu vực Nước Vin - Trà My có thể thấy:

- *Phương pháp đo sâu ảnh điện phân cực kích thích dòng một chiều*: Do điều kiện thi công thực tế không có những lớp “màn chắn”, đây là lớp có điện trở suất rất cao, nên việc áp dụng phương pháp này khá phù hợp, số liệu thu thập có độ tin cậy cao. Từ mặt cắt thành lập theo tài liệu đo ảnh điện có thể thấy dị thường địa vật lý của đới khoáng hóa thạch anh – sulphur – vàng là giá trị điện trở thấp và hệ số phân cực cao hơn đá vây quanh là khá rõ ràng.

- *Các phương pháp đo sâu ảnh điện phân cực dòng xoay chiều GS và SIP*: Do điều kiện tiếp địa kém (trong khu vực lớp đất phủ bề mặt chủ yếu là phong hóa giàu silic, có độ xốp cao nên điều kiện tiếp địa kém) không phát được dòng lớn cho nên đây là hạn chế của các phương pháp này. Tuy nhiên, với việc xử lý pha của tất cả các hài đo được sẽ cho ta lựa chọn những mặt cắt có độ phân dị và chi tiết nhất. Phương pháp này thường áp dụng hệ cực Dipole - Dipole nên khả năng nghiên cứu sâu sẽ gặp nhiều khó khăn. Kết quả cũng khá phù hợp với phương pháp điện phân cực kích thích dòng một chiều, tại đới khoáng hóa thạch anh - sulphur chứa vàng trên mặt cắt 3 tuyến đều tồn tại đới có hệ số pha phân cực cao nhất.

- *Phương pháp từ tellua nguồn nhân tạo (CSAM)*: Có ưu điểm là tín hiệu mạnh, thu thập dữ liệu nhanh và có độ tin cậy cao. Kết quả đo thử nghiệm cho thấy bức tranh tổng thể về các cấu trúc khá rõ, nhất là phần dưới sâu và các đứt gãy, đới dập vỡ kiến tạo. Đây là thông tin quan trọng bổ sung rất tốt cho việc minh giải kết quả của phương pháp đo sâu ảnh điện phân cực kích thích dòng một chiều.

- *Phương pháp đo sâu điện từ miền tần số và miền thời gian:* Tại vùng nghiên cứu không phát huy được thế mạnh của phương pháp này. Kết quả chỉ đưa ra được giá trị điện trở khá tương đồng với các phương pháp khác.

Qua kết quả đo thử nghiệm tổ hợp các phương pháp địa vật lý cho thấy: Để tiến hành tìm kiếm quặng vàng gốc ẩn sâu với mô hình địa chất tương tự như khu vực Nước Vin hoặc các mô hình địa chất khác. Công tác xây dựng mô hình địa chất – địa vật lý tiên nghiệm là hết sức quan trọng là tiền đề để lựa chọn tổ hợp các phương pháp địa vật lý hợp lý được áp dụng, ngoài ra chú trọng đến điều kiện tiếp địa trong khu vực nghiên cứu để có giải pháp xử lý, lựa chọn vị trí bố trí đóng cực phát để phát được dòng lớn nhất có thể nhằm thu được tính hiệu tin cậy nhất.

Khi áp dụng tổ hợp hợp lý các phương pháp địa vật lý trong điều tra, đánh giá các mỏ khoáng sản vàng ẩn sâu cần được áp dụng một cách mềm dẻo, nghĩa là phải tiến hành xây dựng mô hình tiên nghiệm, thực hiện qua công tác đo thử nghiệm trước khi sản xuất đại trà mới có kết quả tốt. Bởi lẽ các mỏ vàng được tạo thành trong các môi trường địa chất khác nhau có các yếu tố cấu trúc không chế quặng hóa khác nhau, thành phần vật chất của quặng và đá vây quanh cũng rất khác nhau.

So với mục tiêu đề ra, các phương pháp địa vật lý đã đo thử nghiệm cho thấy, các phương pháp địa vật lý áp dụng hiệu quả trong điều tra, đánh giá quặng vàng khu vực Nước Vin theo thứ tự ưu tiên sau:

- Phương pháp điện phân cực kích thích dòng một chiều: đo sâu ảnh điện hệ thiết bị Pole-Dipole có thể xác định được đới khoáng hóa thạch anh sulphur chứa vàng tới độ sâu 400 mét.

- Phương pháp đo sâu ảnh điện dòng xoay chiều hệ thiết bị Dipole-Dipole xác định được đới khoáng hóa thạch anh sulphur chứa vàng độ sâu nông nhưng chi tiết hơn.

- Phương pháp điện từ miền tần số và phương pháp từ tellua đều xác định được cấu trúc đới khoáng hóa thạch anh sulphur chứa vàng.

- Phương pháp đo sâu điện từ miền thời gian (trường chuyển) kém hiệu quả nên không áp dụng phương pháp này.

5.9.6. Dự báo khu vực tồn tại quặng hóa vàng nội sinh ẩn sâu

a. Tiêu chuẩn phân vùng

Phân vùng sinh khoáng nói chung và phân vùng sinh khoáng vàng ẩn sâu nói riêng là tiến hành phân chia các diện tích chứa quặng được đặc trưng bởi một

tập hợp các mỏ khoáng (MK) và biểu hiện khoáng sản (BHKS) nhất định. Các diện tích này có quy mô và kích thước khác nhau và trong chúng hình thành các MK và BHKS có đặc điểm tương đồng về quặng hóa. Phân vùng sinh khoáng vàng nội sinh ẩn sâu dựa trên nguyên tắc phân vùng sinh khoáng được cụ thể hóa trên cơ sở đặc điểm cấu trúc không chế quặng hóa và đặc tính các tổ hợp đá (THĐ) phát triển trong các diện tích chứa quặng này. Cơ sở lý luận của nguyên tắc này dựa trên mối liên quan mật thiết giữa quá trình tạo quặng với các yếu tố kiến tạo - địa chất khu vực; dựa trên cơ sở các tiền đề về cấu trúc không chế quặng hóa, đặc điểm quặng hóa, các tiền đề về thạch địa tầng, magma và các dấu hiệu tìm kiếm của quặng hóa vàng gồm các số liệu trọng sa, địa hóa, địa vật lý, viễn thám. Mức độ triển vọng khoáng sản ẩn sâu trong vùng được chia thành 3 cấp: rất triển vọng (A), triển vọng (B), chưa rõ triển vọng (C).

- Diện tích rất triển vọng (loại A) được khoanh định tại các diện tích có tập trung các điểm mỏ, điểm quặng trên mặt phát triển dọc theo các đới trượt chòm nghịch hoặc các vòm nếp uốn đẳng cánh kéo theo các hệ thống đứt gãy này; các khu vực giao nhau của các hệ thống đứt gãy phát triển mạnh các đới cà nát, các đới khe nứt tách hoặc khe nứt dạng lông chim theo kết quả nhận dạng tài liệu nhận dạng photolineament; kết quả bay đo từ, phổ gamma và đo vẽ trọng lực mặt đất địa vật lý, các vành phân tán trọng sa vàng.

- Diện tích triển vọng (loại B) được khoanh định tại các diện tích có phân bố thưa các điểm mỏ, điểm quặng trên mặt dọc theo trục nếp lồi của các nếp uốn đẳng cách, đứt gãy, đới trượt phát triển trong các đá magma phức hệ Chu Lai, Trà Bồng và dị thường đo từ, phổ gamma, đo vẽ trọng lực mặt đất địa vật lý.

- Diện tích chưa rõ triển vọng (loại C) được khoanh định tại các diện tích còn lại, có phân bố thưa các điểm mỏ, điểm quặng trên mặt hàm lượng thấp; không trùng hoặc ở phần rìa diện tích dự báo có triển vọng quặng vàng dưới sâu.

b. Phân vùng triển vọng

- Diện tích rất triển vọng (loại A): 2 khu vực

+ Khu vực 1: Thuộc địa phận các xã Trà Nú, Trà Đốc, Trà Dương và xã Trà Giang. Diện tích này tập trung rất nhiều điểm mỏ, điểm quặng đã được điều tra đánh giá như Trà Giang, Trà Dương, Trà Đốc, Tây Nam Trà Giang, Suối Nước Y, thôn 7 Trà Nú, Trà Nú, Đèo Đền, núi Toan. Phân bố trong phân hệ tầng dưới hệ tầng Khâm Đức (MP-NPk₁) với các đới khoáng hóa phát triển dọc theo đới

trượt của các hệ thống đứt gãy chòm nghịch và dọc theo vòm nếp lồi đẳng cánh kéo theo; nơi tập trung các dị thường đo từ, phổ gamma.

+ Khu vực 2: Thuộc địa phận các xã Trà Leng và xã Trà Giác. Trong diện tích tập trung các điểm mỏ, điểm quặng như Trà Leng, Nước Xa, Khe Ma, Nước Vin, Nước Oa. Ở đây quặng vàng sunfur trong khu vực Nước Vin bị không chế bởi đới trượt chòm nghịch và các đới phiến hóa phát triển dọc theo đới trượt; nơi tập trung các dị thường đo từ, phổ gamma.

Tất cả diện tích triển vọng của 2 khu vực cũng là nơi tập trung của các diện tích triển vọng từ kết quả nhận dạng địa vật lý và nhận dạng theo tài liệu viễn thám.

- Diện tích triển vọng (loại B): gồm 3 khu vực

+ Khu vực 1: Phía Bắc khu vực nghiên cứu có các điểm quặng, đỉnh 702-Trà Bùi, Ngã ba Sông Tranh.

+ Khu vực 2: Phía Nam khu vực nghiên cứu có điểm quặng Trà Giáp, Trà Giác

+ Khu vực 3: Phía Đông khu vực nghiên cứu, có các điểm quặng Trà Thanh, Trà Hiệp. Ba khu vực diện tích triển vọng này là nơi có các vành phân tán trọng sa vàng, kết quả nhận dạng của tài liệu địa vật lý và tài liệu viễn thám.

- Diện tích chưa rõ triển vọng (loại C): Ngoài diện tích có triển vọng trên, các diện tích còn lại chưa rõ triển vọng.

KẾT LUẬN

Đề tài đã hoàn thành các nội dung theo đúng đề cương được duyệt, đúng tiến độ đề ra, kết quả đạt được như sau:

1. Đề tài đã tiến hành tổng hợp các tài liệu liên quan đến lĩnh vực nghiên cứu trong và ngoài nước, đánh giá làm rõ hiện trạng điều tra địa chất, mức độ nghiên cứu, những vấn đề còn tồn tại của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành của Việt Nam liên quan đến điều tra quặng ẩn sâu; tổng hợp, phân tích có hệ thống các hệ phương pháp liên quan đến điều tra quặng nội sinh ẩn sâu từ đó đề xuất hệ phương pháp điều tra hợp lý cho mỗi loại khoáng sản đã đăng ký trong đề tài.

2. Kết quả tổng hợp và phân tích tài liệu cho thấy hệ thống các phương pháp điều tra quặng kim loại nội sinh ẩn sâu về cơ bản được ứng dụng, triển khai trên cơ sở hệ thống điều tra, đánh giá khoáng sản truyền thống nhưng được nghiên cứu chi tiết về cấu trúc không chế, nguồn gốc và điều kiện hình thành, thời gian thành tạo, mô hình nguồn gốc thành tạo, kết hợp với những phương pháp, kỹ thuật mới về viễn thám, phân tích thí nghiệm, địa vật lý. Hệ thống các phương pháp điều tra quặng kim loại nội sinh ẩn sâu đề tài đã tổng hợp, phân tích, triển khai nghiên cứu kiểm chứng bao gồm: phương pháp nghiên cứu viễn thám, phương pháp địa hóa tìm kiếm, phương pháp phân tích cấu trúc địa chất, kiến tạo; nhóm phương pháp địa vật lý; nhóm các phương pháp phân tích hiện đại trong nghiên cứu khoáng sản (bao thể khí lỏng, đồng vị bền, đồng vị định tuổi quặng, ICP,...); nhóm các phương pháp xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo mỏ quặng.

3. Đề tài đã tổng hợp kết quả nghiên cứu từ các công trình của thế giới và trong nước, phân tích các tiền đề và dấu hiệu tìm kiếm quặng kim loại nội sinh ẩn sâu (Fe, Cu, Ni, Pb - Zn, Sn - W, Au) thuộc phạm vi nghiên cứu của đề tài; cùng với kết quả nghiên cứu hệ các phương pháp điều tra đã được kiểm chứng, đề xuất nguyên tắc chung về hệ phương pháp điều tra tương ứng từng loại khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu đã được lựa chọn, định hướng cho công tác điều tra đánh giá khoáng sản nội sinh ẩn sâu ở Việt Nam.

4. Kết quả nghiên cứu mới của đề tài là xác lập được 06 tổ hợp phương pháp điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu cho 6 loại khoáng sản kim loại điển hình của Việt Nam (Fe, Cu, Ni, Au, Pb-Zn, Sn-W), đồng thời đã xác lập được 02 quy trình điều tra quặng Cu-Ni, Au ẩn sâu. Đây là những đóng góp mới có ý nghĩa

thực tiễn cao trong việc góp phần xây dựng các quy chuẩn, quy phạm trong điều tra địa chất về khoáng sản.

5. Đề tài đã tiến hành nghiên cứu áp dụng tại địa khu Nam Ngãi, đã tiến hành 04 đợt khảo sát thực địa thu thập bổ sung các tài liệu về cấu trúc kiến tạo, lấy và gia công và phân tích các loại mẫu trên diện tích khu vực nghiên cứu. Theo đó, đề tài đã lấy, gia công và phân tích các loại mẫu: 100 mẫu thạch học lát mỏng, 50 mẫu thạch học định hướng và vi cấu tạo, 30 mẫu khoáng tương, 30 mẫu silicat, 30 mẫu ICP-MS, 100 mẫu quang phổ plasma, 10 mẫu bao thể, 10 mẫu đồng vị lưu huỳnh, 4 mẫu đồng vị hydro, 4 mẫu đồng vị oxy, 2 bộ mẫu đồng vị định tuổi Re-Os cho quặng, 5 mẫu đồng vị Sr-Nd cho đá tổng, 3 mẫu đồng vị U-Pb zircon cho đá magma. Từ kết quả nghiên cứu tiến hành, đề tài đã hoàn thành những kết quả nghiên cứu mới, sản phẩm mới, gồm: Sơ đồ cấu trúc kiến tạo vùng Trà Bồng - Trà My tỷ lệ 1:50.000; Bản đồ cấu trúc không chế quặng hóa tỉ lệ 1: 25.000 khu Nước Vin; các mô hình nguồn gốc thành tạo các mỏ vàng điển hình thuộc địa khu Nam Ngãi, định hướng cho công tác tìm kiếm quặng ẩn sâu; các kết quả đo địa vật lý khu vực Nước Vin, xác định các khu vực có tiềm năng về quặng vàng ẩn sâu.

6. Tổng hợp những kết quả nghiên cứu, đề tài đã công bố 03 bài báo thuộc danh mục các tạp chí ISI quốc tế, 02 bài báo đăng trên tạp chí chuyên ngành uy tín trong nước.

Từ kết quả nghiên cứu đạt được, đề tài đưa ra các đề xuất sau:

1) Tiếp tục nghiên cứu hoàn thiện hệ phương pháp điều tra khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu phù hợp với các cấu trúc có tiềm năng quặng kim loại nội sinh quy mô lớn của Việt Nam.

2) Cần tiếp tục nghiên cứu xác lập mô hình nguồn gốc thành tạo cho các mỏ kim loại nội sinh điển hình đã được điều tra, thăm dò, đã và đang được khai thác để định hướng cho việc lựa chọn các hệ phương pháp điều tra phù hợp cho các mỏ có điều kiện thành tạo tương đồng.

3) Cần tiếp tục hoàn thiện quy trình, nâng cao năng lực xử lý, giải đoán kết quả tài liệu đo địa vật lý để khoanh định các di thường sâu, phối hợp đồng bộ giữa các phương pháp tìm kiếm địa hóa nguyên sinh, địa vật lý và giải đoán cấu trúc.

4) Địa khu Nam Ngãi có sự phân bố rộng rãi về kiểu mỏ vàng tạo núi và kiểu mỏ vàng liên quan đến xâm nhập nông, đây là những kiểu mỏ vàng có khả

năng tồn tại dưới sâu, trong đó có khu vực Nước Vin, đây là tiền đề thuận lợi cho công tác điều tra, đánh giá khoáng sản vàng gốc ẩn sâu cần được kiểm chứng trong nhiệm vụ “Đánh giá tổng thể tiềm năng khoáng sản vùng Trung Trung Bộ” đã được Thủ tướng Chính phủ phê duyệt.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Nguyễn Xuân Bao và nnk (2000), *Nghiên cứu kiến tạo và sinh khoáng Nam Việt Nam*, Lưu trữ Cục Địa chất và Khoáng sản VN, Hà Nội.
2. Võ Quang Bình (2001), *Kết quả nghiên cứu đặc điểm khoáng hóa và phân vùng diện tích triển vọng quặng vàng vùng nam Trà Núi-Phước Thành*, Lưu trữ Liên đoàn Địa chất Trung Trung bộ.
3. Hoàng Hoa Cương, Nguyễn Đức Hân (1969), Các kiểu tạo quặng vùng Sinh Quyền, *Tạp chí địa chất, Loạt A*, 81-82 pp. 23-32.
4. 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), pp. 28-35.
5. Nguyễn Tiến Dũng và nnk (1987), Sự phân bố nguyên tố thiếc trong những thành tạo magma ở Việt Nam, *Tạp chí Địa chất, loạt A*, 182-183 pp. 7-14.
6. Tạ Việt Dũng và nnk (1975), *Thăm dò tỉ mỉ khoáng sản đồng Sin Quyền, Lào Cai*, Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.
7. Võ Tiến Dũng (2017), *Luận án tiến sỹ "Đặc điểm quặng hóa wolfram-đa kim mỏ Núi Pháo, Đại Từ, Thái Nguyên"*, Thư viện Quốc gia Việt Nam.
8. Lê Văn Đường và nnk. (2001), Đánh giá KS vàng và các KS khác đi cùng vùng Trà Núi, Trà Thủy, Quảng Nam, Quảng Ngãi., *Lưu trữ Địa chất, Hà Nội*, pp.
9. Lê Văn Hải (1997), Tìm kiếm Vàng vùng Nước Vin, Trà Giang, Trà Núi, Trà Cot TN Bồng Miêu, Quảng Nam - Đà Nẵng (Quảng Nam). *Lưu trữ Địa chất, Hà Nội*, pp.
10. Trần Quốc Hải (1969), Tìm hiểu thêm về các thể đá biến chất trao đổi chứa quặng ở SQ, *Tạp chí Địa chất, Loạt A*, 85-86, pp. 23-40.
11. Trần Thanh Hải., Farmer M., Stemler J., Duka S (2003), Đặc điểm cấu trúc địa chất và sự không chế quặng hóa tại mỏ đa kim Núi Pháo, Đại Từ, Thái Nguyên, *Tạp chí Địa chất, Loạt A*, 285 pp.
12. Trần Trọng Hòa và nnk (2005), *Đề tài "Nghiên cứu điều kiện thành tạo và quy luật phân bố khoáng sản quý hiếm liên quan đến hoạt động magma khu vực Miền Trung và Tây Nguyên"*, Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.
13. Đinh Đức Hùng và nnk (2012), *Báo cáo thăm dò vàng gốc tại khu vực Hồ Ráy, mỏ vàng Bồng Miêu, xã Tam Lành, huyện Phú Ninh, tỉnh Quảng Nam*, Lưu trữ Địa chất Hà Nội.
14. Lê Đức Hùng và nnk (1983), *Đánh giá triển vọng mỏ vàng gốc Bồng Miêu*, Lưu trữ Liên đoàn Địa chất Trung Trung Bộ.
15. Dương Đức Kiên và nnk (1995), *Tiềm năng khoáng sản thiếc và các nguyên tố đi kèm ở Việt Nam, ĐCKS và DKVN - Hà Nội*, pp.
16. 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 pp. 20-25.

17. Bùi Phú Mỹ, và nnk (1978), Báo cáo đo vẽ lập bản đồ địa chất và khoáng sản nhóm tờ Lào Cai – Kim Bình, tỷ lệ 1:200.000, *Lưu trữ Tổng cục Địa chất và Khoáng sản, Hà Nội*, pp.
18. Nguyễn Văn Niệm và nnk (2018), *Kết quả khoa học công nghệ đề tài "Nghiên cứu chuyên hóa địa hóa molipden các thành tạo granitoid kiểu Bà Nà và tiềm năng sinh khoáng Mo của chúng"*, Viện Khoa học Địa chất và Khoáng sản.
19. 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), pp. 58-71.
20. Thái Quang và nnk (2004), *Báo cáo đo vẽ bản đồ địa chất và điều tra khoáng sản nhóm tờ Trà My- Tắc Pỏ, tỷ lệ 1:50.000*, Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.
21. 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), pp. 258-272.
22. Lê Văn Thân (1982), Những thành hệ quặng thiếc ở Việt Nam. Vài nét về quy luật phân bố và triển vọng của chúng., *Địa chất và khoáng sản*, 1 pp. 117-129.
23. Mai Thát và nnk (1991), Tìm kiếm đánh giá Vàng gốc Trà Dương, Trà My, Quảng Nam - Đà Nẵng (Quảng Nam), *Lưu trữ Địa chất, Hà Nội*, pp.
24. Phan Trường Thị (1964), Các đá métasomatit chứa sắt và đồng khu vực Lào Cai, *Tạp chí địa chất, Loạt A*, 32, pp. 9-15.
25. Phạm Văn Thông và nnk (2014), *Báo cáo tổng hợp tài nguyên còn lại mỏ vàng gốc khu vực G.18, thôn 2, xã Phước Thành, huyện Phước Sơn, tỉnh Quảng Nam*, Lưu trữ Địa chất, Hà Nội.
26. Đào Đình Thực., Huỳnh Trung (chủ biên). (1995), *Địa chất Việt Nam tập II - Các thành tạo magma, Cục Địa chất Việt Nam – Nhà xuất bản KH và KT, Hà Nội* pp.
27. Vũ Văn Tịch., Nguyễn Văn Vượng., Phan Trường Thị., Henri Maluski and Claude Lepvrier. (2004), Tuổi Ar-Ar các đá mylonit và ý nghĩa địa động lực của đới trượt cắt Trà Bồng, trung trung bộ, *Địa chất loạt A*, 285 (11-12), pp. 143-149.
28. Nguyễn Văn Trang và nnk (1997), *Bản đồ địa chất và khoáng sản Việt Nam 1: 200.000 tờ Quảng Ngãi*, Cục Địa chất và Khoáng sản Việt Nam.
29. Trần Văn Trị, Vũ Khúc (đồng chủ biên) (2009), *Địa chất và Tài nguyên Việt Nam*, NXB Khoa học Tự nhiên và Công Nghệ, Hà Nội.
30. Cao Đình Triều., Nguyễn Danh Soạn (1998), Hệ thống đứt gãy chính lãnh thổ Việt Nam trên cơ sở phân tích kết hợp tài liệu trọng lực, từ và ảnh vệ tinh, *Tạp chí Địa chất, loạt A*, 247, pp. 17-27.
31. Huỳnh Trung và nnk (1979), Về quy luật phân bố các thành tạo magma xâm nhập ở miền Nam Việt Nam. *Địa chất và khoáng sản Việt Nam, Quyển 1, Địa chất Hà Nội*, pp. 111-136.

32. Huỳnh Trung và nnk (1980), Các giai đoạn hoạt động magma-kiến tạo chủ yếu ở miền Nam Việt Nam, *Bản đồ địa chất số 47*, pp.
33. Trần Xuyên và nnk (1988), Địa chất và khoáng sản 1: 200.000 nhóm tờ Bắc Quan-Mã Quan (F-48-XV và F-48-IX), *Lưu trữ Liên đoàn Bản đồ Địa chất miền Bắc*, pp.
34. Alexandre P., Chalot P.F., Saintot A., et al. (2004), The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of magmatic activity in the Donbas Fold Belt and the Scythian Platform (Eastern European Craton), *Tectonics*, 23 (5), pp.
35. Allen R.L., Weihed P., Blundell D., et al. (2002), Global comparisons of volcanic-hosted massive sulphide districts, in Blundell, D., Neubauer, F., and von Quadt, A., eds., The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen, *The Geological Society*, Lon Don pp. 13-37.
36. Amini M., Eisenhauer A., Bohm F., et al. (2008), Calcium isotope ($^{44}\text{Ca}/^{40}\text{Ca}$) fractionation along hydrothermal pathways, Logatchev field (Mid-Atlantic Ridge, 14o45' N), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 pp. 4107-4122.
37. Arehart G., Coolbaugh M.F., Poulson S.R. (2003), Evidence for a magmatic source of heat for the Steamboat Springs geothermal system using trace elements and as geochemistry, *Geothermal Resources Council Transactions*, 27 pp. 269-274.
38. Arribas A.Jr. (1995), Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In Thompson, J.F.H., ed., Magmas, fluids, and ore deposits, *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, pp. 419-454.
39. Ault K.M., Williams-Jones A.E. (2004), Sulfur and lead isotope study of the El Mochito Zn–Pb–Ag deposit, *Economic Geology*, 99 pp. 1223-1231.
40. Baker T. (2002), Emplacement Depth and Carbon Dioxide-Rich Fluid Inclusions in Intrusion-Related Gold Deposits, *Economic Geology*, 97, pp. 1111-1117
41. Baker T. (2003), Intrusion-Related Gold Deposits: Explorable Characteristics, *Presented at Gold Short Course, Cordilleran Exploration Roundup, Canada* pp.
42. Barnes H.L. (1979), Solubilities of ore minerals, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2 ed John Wiley & Sons, New York, pp. 404-410.
43. Barnes S.J., and Lightfoot P.C. (2005), Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element content, in Hedenquist, JW, Thompson, JFH, Goldfarb, RJ, and Richards, JP, eds, *Economic Geology-One hundredth anniversary volume 1905–2005: Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists*, pp. 179-213.
44. Barton M.D. and Johnson D.A. (1996), Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization, *Geology*, 24, pp. 259-262.

45. Batchelor R.A., Bowden P. (1985), Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, 48, pp. 43-55.
46. Beane R.E., Bodnar R.J. (1995), Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits. In Pierce F.W. and Bohm J.G., *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*, *Arizona Geological Society*, 20, pp. 83-93.
47. Bedini E. (2017), The use of hyperspectral remote sensing for mineral exploration: a review, *Journal of Hyperspectral Remote Sensing*, 7 pp. 189-211.
48. Bedini E., VanderMeer F., VanRuitenbeek F. (2009), Use of HyMap imaging spec-trometer data to map mineralogy in the Rodalquilar caldera, southeast Spain, *International Journal of Remote Sensing*, 30 pp. 327-348.
49. Benning L.G., Seward T.M. (1996), Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1500 bars, *Geochim Cosmochim Acta*, in press, 60, pp. 1849-1871.
50. Berger B.R., King T.V.V., Morath L.C., Phillips J.D. (2003), Utility of high-altitude infrared spectral data in mineral exploration: application to northern Patagonia Mountains, Arizona, *Economic Geology*, 98 pp. 1003-1018.
51. Beus A.A., Grigorian S.V. (1977), *Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits*, Applied Publishing, Wilmette.
52. Bierlein F.P., and Crowe D.E. (2000), Phanerozoic orogenic lode gold deposits, *SEG Reviews in Economic Geology*, 13, pp. 103-139.
53. Bierlein F.P., Christie A.B., and Smith P.K. (2004), A comparison of orogenic gold mineralization in central Victoria (AUS), western South Island (NZ) and Nova Scotia (CAN): implications for variations in the endowment of Palaeozoic metamorphic terrains, *Ore Geology reviews*, 25, pp. 125-168.
54. Bierlein F.P., Fuller T., Stuwe K, Arne D.C., and Keays R.R. (1998), Wallrock alteration associated with turbidite-hosted gold deposits. Examples from the Palaeozoic Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia, *Ore Geology reviews*, 13, pp. 345-380.
55. Bierwirth R., Huston P., Blewett, D. (2002), Hyperspectral mapping of mineral assemblages associated with gold mineralization in the Central Pilbara, Western Australia, *Economic Geology*, 97, pp. 819-826.
56. Bodnar O., Schmid, W. (2007), Surveillance of the mean behavior of multivariate time series, *Statistica Neerlandica*, 61 (4), pp. 383-406.
57. Bowers T. S., Helgeson H.C. (1983), Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-{OrNaCl} on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-COrNaCl fluids at high pressures and temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, pp. 1247-1275.

58. Bowman J.R., Parry W.T., Kropp W.P., Krueger S.A. (1987), Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah, *Economic Geology*, 82, pp. 395-428.
59. Burnham C.W. (1979), *Magmas and hydrothermal fluids*, Geochemistry of hydrothermal ore deposits.,
60. Burruss R.C. (1981), *Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions*, In: L.S. Hollister and M.L. Crawford (Editors), Mineralogical Association of Canada Short Course Hand- book 6.
61. Cabri L.J. (1973), New data on Phase Relations in the Cu-Fe-S System, *Economic Geology*, 68, pp. 443-454.
62. Caddy J.F. (1991), Death rates and time intervals: Is there an alternative to the constant natural mortality axiom?, *Rev Fish Bio/ Fisheries*, 1, pp. 109-138.
63. Cameron E.M., Hamilton S.M., Leybourne M.I., Hall G.E.M., McClenaghan M.B. (2004), Finding deeply buried deposits using geochemistry, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4, pp. 7-32.
64. Carranza E.J.M. (2008), *Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS*, Elsevier, Amsterdam.
65. Carter A., Roques D., Bristow C. (2001), Understanding Mesozoic accretion in southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogen) in Vietnam, *Geology*, 29 (3), pp. 211-214.
66. Cawthorn R.G. (2010), The Platinum Group Element Deposits of the Bushveld Complex in South Africa, *Platinum Metals Rev*, 54 (4), pp. 205-215.
67. Chen Y.Q., Liu H.G. (2000), Delineation of potential mineral resources region based on geo-anomaly unit, *Journal of China University of Geosciences* 11, pp. 158-163.
68. Clark A. H., Farrar E., Camus F., Quirt G. S. (1983), K-Ar age data for the El Teniente porphyry copper deposit, central Chile, *Economic Geology*, 78, pp. 1003-1006.
69. Clark D. M., Ehlers A., McManus F., Hackmann A., Fennell M. J. V., Campbell H., et al. (2003), Cognitive therapy versus fluoxetine in generalized social phobia: A randomized placebo-controlled trial, *Journal of Consulting and Clinical Psychology*, 71, pp. 1058-1067.
70. Clark R.N. (1999), Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy, *Remote Sensing for the Earth Sciences*, 3, pp. 3-58.
71. Cline J.S., Bodnar R.J. (1991), Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt?, *Journal of Geophysical Research*, 96, pp. 8113-8126.
72. Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., and Hickey K.A. (2005), Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geological Characteristics and Viable Models, *Economic Geology*, 100, pp. 451-484.
73. Cook H.E. and Corboy J.J. (2004), *Great Basin Paleozoic carbonate platform-facies, facies transitions, depositional models, platform*

- architecture, sequence stratigraphy, and predictive mineral host models*
U.S. Geological Survey Open-File Report.
74. Cox Jeff., Goldratt., Eliyahu M. (1986), *The goal: a process of ongoing improvement*, North River Press. ISBN 0 88427-061-0.
 75. Cudahy L.B., Okada T.J., Whitbourn K. (1999), *Mapping garnet Fe-Mn solid solution chemistry associated with Broken Hill style Pb-Zn-Ag mineralisation using airborne hyperspectral 9-11µm reflectance*, 13th ERIM International Conference on Applied Geologic Remote Sensing.
 76. Diamond L.W. (1994), Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability, *Geochim Cosmochim Acta* 58, pp. 19-41.
 77. Dilek Y., Furnes H. (2011), Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123, pp. 387-411.
 78. Dilek Y., Furnes H. (2014), Ophiolites and Their Origins, *Elements* 10 (2), pp. 93-100.
 79. Dinh S.Q (2017), Petrographic characteristics and zircon U–Pb geochronology of granitogneiss rocks in the Chu Lai–KhamDuc area (Quang Nam province), *Sci Technol Dev J–Nat Sci*, 1 pp. 258-272.
 80. Dubé B., Gosselin P., Hannington M., and Galley A. (2006), *Gold Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*, Preliminary version available. to be released in “Mineral Resources of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods” to be published by GSC, MDD, GAC. .
 81. Eby G.N. (1992), Chemical subdivision of the A–type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20, pp. 641-644.
 82. Eckstrand O.R., and Hulbert L.J. (2007), *Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits*, Geological Society of America, Inc.
 83. Eilu P., Groves D.I. (2001), Primary alteration and geochemical dispersion haloes of Archaean orogenic gold deposits in the Yilgarn Craton: the pre-weathering scenario, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1 (3), pp. 183-200.
 84. Eilu P., Mikucki E.J. (1998), Alteration and primary geochemical dispersion associated with the Bulletin lode gold deposit, Wiluna, Western Australia, *Journal of Geochemical Exploration*, 63 (2), pp. 73-103.
 85. Einaudi M.T., Hedenquist J., Inan E. (2003), Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments, *Society of Economic Geologists*, 10 (15), pp. 285-313.
 86. Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. (1981), *Skarn Deposits*, Economic Geology Publishing Company.
 87. Elliot J.E., Kamilli R.J., Miller W.R., and Livo K.E. (1986), Vein and Greisen Sn and W Deposits, *Geological Survey Bulletin* 1693, pp. 62-69.
 88. Faure M., Nguyen V.V., Hoai L.T.T., Lepvrier C. (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, pp. 162-180.
89. Filzmoser P., Hron K., Reimann C. (2009), Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: problems and possibilities, *Science of the Total Environment*, 407 (23), pp. 6100-6108.
 90. Filzmoser P., Hron K., Reimann C. (2012), Interpretation of multivariate outliers for compositional data, *Computers & Geosciences*, 39, pp. 77-85.
 91. Flanigan B., et al. (2000), *Exploration models for mid and late-Cretaceous intrusion-related gold deposits in Alaska and the Yukon Territory, Canada*, In: Cluerm. J.K., et al. eds. *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond*. s.l.: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings.
 92. Franklin J.M, Gibson H.L., Jonasson I.R., and Galley A.G. (2005), *Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*, In Hedenquist, J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., and Richards J.P., eds. *Economic Geology Publishing Company*.
 93. Franklin J.M. (1995), Volcanic-associated massive sulphide base metal: Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, 8, pp. 158-183.
 94. Franklin J.M., Lydon J.W., and Sangster D.F. (1981), Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits, *Economic Geology*, 75, pp. 485-627.
 95. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001), A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (11), pp. 2033-2048.
 96. Frost B.R., Frost C.D., Beard J.S. (2016), On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents, *American Mineralogist*, 101 (6), pp. 1268-1284.
 97. Gardiner N.J., Hawkesworth C.J., Robb L.J., Whitehouse M.J., Roberts N.M.W., Kirkland C.L., Evans N.J. (2017), Contrasting Granite Metallogeny through the Zircon Record: A Case Study from Myanmar, *Scientific Reports*, 7, (748), pp.
 98. Gas'kov I.V., Tran T.A., Tran T.H., Pham T.D., Nevolko P.A., Pham N.C. (2012), The Sin Quyen Cu-Fe-Au-REE deposit (northern Vietnam): composition and format ion conditions, *Russian Geology and Geophysics*, 53 (5), pp. 442-456.
 99. Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., and Groves, D.I. (1995), A classification scheme for epigenetic Archean lode-gold deposits, *Mineralium Deposita*, 30, pp. 408-410.
 100. Ghavami-Riabi R., Theart H.F.J., De Jager C. (2008), Detection of concealed Cu–Zn massive sulfide mineralization below eolian sand and a calcrete cover in the eastern part of the Namaqua Metamorphic Province, South Africa, *Journal of Geochemical Exploration*, 97 (2-3), pp. 83-101.
 101. Goldberg I.S., Abranmson G.Y.A., Los V.L. (2003), Depletion and enrichment of primary haloes: their importance in the genesis of and exploration for mineral deposits, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3 (3), pp. 281-293.

102. Goldfarb R.J., Ayuso R., Miller, M.L., Ebert S.W., Marsh E.E., Petsel S.A., Miller L.D., Bradley, D., Johnson C., and McClelland W. (2004), The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Epizonal Ore Formation, *Economic Geology*, 99 (4), pp. 643-671.
103. Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. (2005), Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes, *Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA*, 100, pp. 407-450.
104. Goldfarb R.J., Groves D.I., & Gardoll S. (2001), Orogenic Gold and geologic time: a global synthesis, *Ore Geology Reviews*, 18 (1-2), pp. 175.
105. Gole M., Barnes S.J. (1989), The geology of the Agnew nickel deposit, Western Australia, *Bulletin*, 82 (929), pp. 46-56.
106. Grimes C.B., John B., Kelemen P.B., Mazdab F.K. (2007), Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance, *Geology*, 35 (7), pp. 643-646.
107. Gross G.A. (1996), Mafic intrusion-hosted titanium-iron; in *Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, 8, pp. 573-582.
108. Groves and Vielreicher. (2001), The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group, *Mineralium Deposita*, 36, pp. 189-194.
109. Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. (2010), Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits Through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction From Other Epigenetic Iron Oxide Deposits, *Economic Geology*, 105 (3), pp. 641-654.
110. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert, F., and Hart C.J.R. (2003), Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance, *Economic Geology*, 98 (1), pp. 1-29.
111. Groves D.I., Goldfarb, R.J., Genre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F. (1998), Orogenic gold deposits : A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types, *Ore Geology Reviews*, 13 (1-5), pp. 7-27.
112. Groves D.I., Knox-Robinson C.M., Ho S.E., and Rock N.M.S. (1990), *An overview of Archean lode gold deposits*, Geology Department & University Extension, The University of Western Australia Publication.
113. Guilbert J.M and Park C.F.Jr. (1986), *The Geology of Ore Deposits*, Waveland press Inc.
114. Guo L.G., Liu Y.P., Li C.Y., Xu W., Ye L. (2009), SHRIMP zircon U-Pb geochronology and lithogeochemistry of Caledonian Granites from the Laojunshan area, southeastern Yunnan province, China: Implications for the collision between the Yangtze and Cathaysia blocks, *Geochemical Journal*, 43, pp. 101-122.

115. Hagemann, S. Cassidy K. (2000), Archean orogenic lode gold deposits, *In: Hagemann, S, Brown, P, (Eds) Gold in 2000 Rev Econ Geol Society of Economic Geologists*, 13, pp. 9-68.
116. Hai T.T., Zaw K., Halpin J.A., Manaka T., Meffre S., Lai C.K., Lee Y., Hai L.V., Sang D.Q. (2014), The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications, *Gondwana Research*, 26 (1), pp. 144-164.
117. Harraz H.Z. (1995), Primary geochemical haloes, El Sid gold mine, Eastern Desert, Egypt, *Journal of African Earth Sciences*, 20 (1), pp. 61-71.
118. Hart C.J.R. (2005), Classifying, Distinguishing and Exploring for Intrusion-Related Gold Systems, *The Gangue MDD Newsletter*, 87 (1), pp. 4-9.
119. Hauck S.A. (1990), *Petrogenesis and tectonic setting of middle Proterozoic iron-oxide-rich deposit: an ore deposit model for Olympic Dam-type mineralization*, US Geological Survey Bulletin 1932.
120. Hayashi K., and Ohmoto H. (1991), Solubility of gold in NaCl and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350°C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55 (8), pp. 2111-2126.
121. Hedenquist J.W. (1996), *Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration*, Society of Resource Geology of Japan.
122. Hedenquist J.W., and Richards J.P. (1998), The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits, *Reviews in Economic Geology*, 10, pp. 235-256.
123. Hedenquist J.W., Arribas A.R., and Gonzales-Urien E. (2000), Exploration for epithermal gold deposits, *Rev Econ Geol*, 13, pp. 245-277.
124. Heitt D.W., Dunbar W.W., Thompson T.B., and Jackson R.G. (2003), Geology and geochemistry of the Deep Star gold deposit, Carlin trend, Nevada, *Economic Geology*, 98 (6), pp. 1107-1135.
125. Henley R.W. and Ellis A.J. (1983), Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review, *Earth-Science Reviews*, 19 (1), pp. 1-50.
126. Herzig P.M. and Hannington M.D. (1995), Polymetallic massive sulfides at the model seafloor, *Ore Geology Reviews*, 10 (2), pp. 95-115.
127. Hickey K.A., Tosdal R.M., Donelick R.A., and Arehart G.B. (2005b), Apatite fission-track thermal anomalies and the evolution of synextensional hydrothermal flow accompanying Au mineralization along the northern Carlin trend, Nevada, *Geological Society of America, Annual Meeting abstract Volume*, pp.
128. Hitzman M.W., Oreskes N., and Einaudi M.T. (1992), Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits, *Precambrian Research*, 58 (1-4), pp. 241-287.
129. Hoatson D.M., Subhash J., Jaques A.L. (2006), Nickel sulphide deposits in Australia: Characteristics, resources, and potential, *Ore geology reviews*, 29 (3-4), pp. 177-241.

130. Hofstra A.H., and Cline J.S. (2000), Characteristics and models for Carlin-type gold deposits, *Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology* 13, pp. 163-220.
131. Hosking K.F.G. (1964), Permo-Carboniferous and later mineralisation of Cornwall and south-west Devon, *In: KFG Hosking and GJ Shrimpton (eds) Present views of some aspects of the geology of Cornwall and Devon*, pp. 201-245.
132. Howell B., Nguyen T.T.A., Farmer M., Bui X.V. (2007), Some preliminary results on the gold exploration program of Pu Sam Cáp project of Triple Plate Junction Ltd, Việt Nam, *Journal of Geology (Ser B) (Viet Nam)*, 30, pp.
133. Hunt G. (1997), Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared, *Geophysics*, 42 pp. 501-513.
134. Hunt G.R., Ashley P. (1979), Spectra of altered rocks in the visible and near infrared, *Economic Geology*, 74 pp. 1613-1629.
135. Huston D.L. (1999), Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfite deposits: A review, *Reviews in Economic Geology*, 10, pp. 151-180.
136. Huston D.L. (2001), Geochemical dispersion about the Western Tharsis Cu–Au deposit, Mt Lyell, Tasmania, *Journal of Geochemical Exploration*, 72 (1), pp. 23-46.
137. Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971), A guide to the chemical classification of the common rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5), pp. 523-548.
138. Ishihara S., Hirano H., Hoshino M., Pham N.C., Pham T.D., Tran T.A. (2011), Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 62 (5-6), pp. 197-209.
139. Jakob C., Gloaguen S., Laukamp R. (2016), RemoteSensing-Based Exploration of Structurally-RelatedMineralizations around Mount Isa, Queensland, Australia, *Remote Sensing*, 8 (5), pp. 358.
140. Jannas R.R., Bowers, T.S., Petersen, U., and Beane, R.E. (1990), Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile, *Journal of Geochemical Exploration*, 36 (1-3), pp. 233-266.
141. Jena B.C., Dresler W., Reilly I.G. (1995), Extraction of titanium, vanadium and iron from titanomagnetite deposits at pipestone lake, Manitoba, Canada, *Minerals Engineering*, 8 (1-2), pp. 159-168.
142. Jensen E.P. & Barton M.D. (2000), Gold deposits related to alkaline magmatism, *Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology*, 13, pp. 279-314.
143. Jiang W., Yu J., Wang X., Griffin W.L., Pham T., Dinh N., Wang F. (2020), Early Paleozoic magmatism in northern Kontum Massif, Central Vietnam: Insights into tectonic evolution of the eastern Indochina Block, *LITHOS*, pp.

144. John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., et al. (2010), Porphyry copper deposit model. U.S, *Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-B*, pp. 186.
145. John S.G., Rouxel O.J., Craddock P.R., Engwall A.M., and Boyle E.A. (2008), Zinc stable isotopes in seafloor hydrothermal vent fluids and chimneys, *Earth and Planetary Science Letters*, 269, pp. 17-28.
146. Johnson C.M., Beard B.L., and Albare de F. (2004a), Geochemistry of Non-traditional Stable Isotopes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 55, pp. 454.
147. Jowitt S.M., Jenkin G.R.T., Coogan L.A., Naden J. (2012), Quantifying the Release of Base Metals From Source Rocks for Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Effects of Protolith Composition and Alteration Mineralogy, *Journal of Geochemical Exploration*, 118 pp. 47-59.
148. Jowitt S.M., Mudd G.M., Weng Z. (2013), Hidden Mineral Deposits in Cu-Dominated Porphyry-Skarn Systems: How Resource Reporting can Occlude Important Mineralization Types Within Mining Camps., *Economic Geology* 108 (5), pp. 1185-1193.
149. Keays R.R., and Jowitt S.M. (2013), The Averbury Ni deposit, Tasmania: A Case study of an unconventional nickel deposit, *Ore Geology Reviews*, 52, pp. 4-17.
150. Kerswill J.A. (1996), Iron Formation-hosted strata-bound gold, *Geology of Canadian Mineral Deposit Types, DNAG Geology of Canada* 8pp. 367-382.
151. Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., and Kavalieris I. (2006), Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au system, South Gobi, Mongolia, *Economic Geology*, 101 pp. 503-522.
152. Khashgerel B.E., Rye R.O., Kavalieris I., and Hayashi K.-I. (2009), The sericitic to advanced argillic transition: Stable isotope and mineralogical characteristics from the Hugo Dummett porphyry Cu–Au deposit, Oyu Tolgoi district, Mongolia, *Economic Geology*, 104, pp. 1087-1110.
153. Kierein-Young F.A., Boardman , K.S., Kruse , J.W. (1990), Mineral mapping at Cuprite, Nevada with a 63 channel imaging spectrometer, *Engineering and Remote Sensing*, 56 pp. 83-92.
154. Kirkham R.V. (1971), Intermineral Intrusions and Their Bearing on the Origin of Porphyry Copper and Molybdenum Deposits, *Economic Geology*, 66, pp. 1244-1249.
155. Kirkham R.V. (1996), Volcanic Redbed Copper. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I., editors, *Geology of Canadian Mineral Types, Geological Survey of Canada*, pp. 241-252.
156. Kou C.H., Zhang Z.C., Santosh M., Huang H., Zhu J. (2017), Oldest volcanic-hosted submarine iron ores in South China: Evidence from zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic Dahongshan iron deposit, *Gondwana Research*, 49, pp. 182-204.

157. Kruse F.A. (1988), Use of airborne imaging spectrometer data to map minerals associated with hydrothermally altered rocks in the northern Grapevine Mountains, Nevada and California, *Remote Sensing Environment*, 24 pp. 31-51.
158. Kuehn C.A. and Rose A.W. (1992), Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit, Nevada, *Economic Geology*, 87, pp. 1697-1721.
159. Kwak T.A.P. (1987), Sn-W skarn deposit and related metamorphic skarns and granitoids. Amsterdam, *Osford and New York (Elsevier)*, pp. 451.
160. Lan C.Y., Chung S.L., Lo C.H., Lee T.Y., Wang P.L., Li H., Dinh Van Toan. (2001), First evidence for Archean continental crust in northern Vietnam and its implications for crustal and tectonic evolution in Southeast Asia, *Geology*, 29, pp. 219-222.
161. Lang J.R., Baker T., Hart C., and Mortensen J.K. (2000), An exploration model for intrusion-related gold systems, *Society of Economic Geologists Newsletter*, 40, pp. 6-14.
162. Large R.R., McGoldrick P.J. (1998), Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn–Pb–Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit, Queensland., *Journal of Geochemical Exploration*, 63 pp. 37-56.
163. Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z., Gaspar M., and Meinert L.D. (2003), Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments., *Chemical Geology*, 201, pp. 337-350.
164. Laznicka P. (2010), Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals, *Springer – Verlag Berlin Heidelberg (Second Edition)*, pp. 238-241.
165. Leach D.L., and Taylor R.D. (2009), Mississippi valley-type lead–zinc deposit model. U.S, *Geological Survey, Open-File Report 2009–1213*, pp. 5.
166. Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S. (2005), Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective, *In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, editors, Economic Geology 100th Anniversary Volume Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA*, pp. 561-608.
167. Leloup P.H., Arnaud N., Lacassin R., Kienast J.R., Harrison T.M., Trinh P.T., Replumaz A., and Tapponnier P (2001), New constraints on the structure, thermochronology and timing of the Ailao Shan–Red River shear zone SE Asia, *Journal of Geophysical Research*, 106 pp. 6683-6732.
168. Lepvrier C., Maluski H., Van Tich V., Leyreloup A., Thi P.T., Van Vuong N. (2004), The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif), *implications for the geodynamic evolution of Indochina, Tectonophysics* 93 pp. 87-118.
169. 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): ^{40}Ar - ^{39}Ar Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints, *Tectonophysics*, 283 pp. 105-127.
170. Li H., Wang Z.N., Li F.G. (1995), Ideal models of superimposed primary halos in hydrothermal gold deposits, *Journal of Geochemical Exploration*, 55 pp. 329-336.
 171. Li H., Zhang G.Y., Yu B. (2006), Tectonic Primary Halo Model and the Prospecting Effect during Deep Buried Ore Prospecting in Gold Deposits, *Geological Publishing House, Beijing*, pp. 146.
 172. Li H., Zhang W.H., Chang F.C., Zheng T., Liu B.L., Wang Z.N., Tang L., Liu Z.C., Li F.G., Wang J.C., Guo R.F., Geng X.H. (1998), Primary Halo Model for Buried Ore Prospecting of Large and Super-large Gold Deposits, *Metallurgical Industry Press, Beijing*, pp. 125.
 173. Li H.M., Li L.X., Yang X.Q., Cheng Y.B. (2015), Types and geological characteristics of iron deposits in China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 103, pp. 2-22.
 174. Li W., Jackson S.E., Pearson N.J., and Graham S. (2010), Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu–Au deposit, SE Australia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (14), pp. 4078-4096.
 175. Li X.C., Zhao J.H., Zhou M.F., Gao J.F., Sun W.H., Tran M.D. (2018b), Neoproterozoic granitoids from the Phan Si Pan belt, Northwest Vietnam: Implication for the tectonic linkage between Northwest Vietnam and the Yangtze Block, *Precambrian Research*, 309, pp. 212-230.
 176. Li X.C., Zhou M.F. (2018), The Nature and Origin of Hydrothermal REE Mineralization in the Sin Quyen Deposit, Northwestern Vietnam, *Economic Geology*, 113, pp. 645-673.
 177. Li X.H., Liu D.Y., Sun M., Li W.X., Liang X.R. and Liu Y. (2004), Precise Sm–Nd and U–Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China, *Geological Magazine*, 141, pp. 225-231.
 178. Lightfoot P.C., and Keays R.R. (2005), Siderophile and Chalcophile Metal Variations in Tertiary Picrites and Basalts from West Greenland with Implications for the Sulphide Saturation History of Continental Flood Basalt Magmas, *Economic Geology*, 100, pp. 439-462.
 179. Lindgren W. (1922), A suggestion for the terminology of certain mineral deposits, *Economic Geology*, 17, pp. 292-294.
 180. Lindsay D.D., Zentilli M., and Rojas de la Rivera J. (1995), Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, northern Chile, *International Geology Review*, 37, pp. 945-958.
 181. Ludington S. and Plumlee G.S. (2009), *Climax Type Porphyry Molybdenum Deposits*, Open File Report 2009–1215, U.S. Geological Survey, pp16. Available at: <http://pubs.usgs.gov/of/2009/1215/pdf/OF09-1215.pdf>.
 182. Lydon J.W. (1984), Ore deposit models: Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 1: A descriptive model, *Geoscience Canada*, 11 pp. 195-202.

183. Lydon J.W. (1988), Ore deposit models: Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 2: Genetic models, *Geoscience Canada*, 15 pp. 43-65.
184. Maher K.C, Jackson S., and Mountain B. (2011), Experimental evaluation of the fluid-mineral fractionation of Cu isotopes at 250oC and 300oC, *Chemical Geology*, 286, pp. 229-239.
185. Maher K.C. and Larson P.B. (2007), Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocochuayco and Tintaya, Peru, *Economic Geology*, 102, pp. 225-237.
186. MaksaeV V., Zentilli M. (2002), Chilean stratabound Cu–(Ag) deposits: an overview, *In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective 2 PCG, Adelaide*, pp. 185-205.
187. Maluski H., Lepvrier C., Jolivet L., Carter A., Roques D., Beyssac O., Ta T.T., Nguyen D.T. and Avigad D (2001), Ar–Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam, *Journal of Asian Earth Sciences*, 19 (1-2), pp. 268-300.
188. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B., Wen Chen., Yitian W., Eklund O., and Toorat U. (2004), Postcollisional Age of the Kumtor Gold Deposit and Timing of Hercynian Events in the Tien Shan, *Kyrgyzstan: in Econ Geol*, 99, pp. 1771-1780.
189. Mao J., Wang Y., Lehmann B., Yu J., Du A., Mei Y., Li Y., Zang W., Stein HJ., Zhou T. (2006), Molybdenite Re–Os and albite 40Ar/39Ar dating of Cu–Au–Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications, *Ore Geol Rev* 29 pp. 307-324.
190. Mao J.W., Li H.Y., Song X.X., Rui B., Xu Y., Wang D.H., Lan X.M. and Zhang K.J. (1998), Geology and geochemistry of the Shizhuyuan Sn-W-Mo-Bi polymetallic deposit, Hunan, China, *Beijing: Geological Publishing House*, pp. 215.
191. McCoy D., Newberry R.J., Layer P., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman J.S., and Minehane D.L. (1997), Plutonic-related gold deposits of interior Alaska, *in Goldfarb, RJ, and Miller, LD, eds Mineral deposits of Alaska: Economic Geology Monograph*, 9 pp. 191-242.
192. McCuaig T.C., Beresford S., Hronsky J. (2010), Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system, *Ore Geology Reviews*, 38 pp. 128-138.
193. Mclean R.N. (2001), The Sin Quyen iron oxide-copper-gold-rare earth oxide mineralization of North Vietnam, *in Porter, TM, ed, Hydrothermal iron oxide copper–gold & related deposits: a global perspective, volume 2 Adelaide, PGC Publishing*, 2, pp. 293-301.
194. Meinert L. (2013), *Mineral Resources Program, USGS, GEUS Tungsten Assessment Workshop*,
195. Meinert L.D. (1995), Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - Chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, *in Thompson JFH, ed, Magmas, fluids, and ore deposits Min Assoc Can Short Course Series*, 23, pp. 401-418.

196. Meinert L.D., Dipple G.M., and Nicolescu S. (2005), World skarn deposits, *Economic Geology*, 100, pp. 299-336.
197. Meyer C. (1988), Ore deposits as guides to geologic history of the Earth, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 16, pp. 147-171.
198. Minaar L., Halenyane H., Chevallier K., Ngcofe L. (2013), Multispectral and hyperspectral remote sensing: target area generation for porphyry copper exploration in the Namaqua Metamorphic province, South Africa, *South African Journal of Geology*, 116 pp. 259-272.
199. Mudd G.M., Weng Z., Jowitt S.M. (2013a), A Detailed Assessment of Global Cu Resource Trends and Endowments, *Economic Geology*, 108, pp. 1163-1183.
200. Muntean J. (2003), Models for Carlin-type Gold Deposits: Presented at SEG Short Course on Gold Deposits, *China University of Geosciences*, pp.
201. Nabatian G., Ghaderi M., Corfu F., et al. (2014), Geology, alteration, age, and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanzan district, NW Iran, *Mineralium Deposita*, 49, pp. 217-234.
202. 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb Ages from Paleozoic to Triassic, *The Journal of Geology*, 109 (6), pp. 755-770.
203. Nakano N., Osanai Y., Owada M., Nam TN., Charusiri P., Khamphavong K. (2013), Tectonic evolution of high-grade metamorphic terranes in Central Vietnam: constraints from large-scale monazite geochronology, *J Asian Earth Sci*, 73 pp. 520-539.
204. Naldrett A.J. (2004), Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry, and Exploration, *Springer*, pp. 727.
205. Nam T.N., Toriumi M., Sano Y., Terada Y. and Thang T.T. (2003), 2.9, 2.36, and 1.96 Ga zircons in orthogneiss south of the Red River shear zone in Viet Nam: evidence from SHRIMP U-Pb dating and tectonothermal implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21 pp. 743-753.
206. Ohmoto H. (1986), Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley JW, Taylor HP Jr., and O'Neil JR (eds.) Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, *Reviews in Mineralogy Society of America*, 16, pp. 491-559.
207. Oliver N.H.S., Cleverley I.S., Mark G., et al. (2004), Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide–copper–gold deposits, Eastern Mount Isa block, Australia, *Economic Geology*, 99, pp. 1145-1176.
208. Pabalan R.T (1986), *Solubility of cassiterite (SnO₂) in NaCl solutions from 2000C ~ 3500C, with geologic*, Unpublished Ph. D. thesis, College Station, Penn., Pennsylvania State University.
209. Pearce J.A., Harris N.B.W., and Tindle A.G. (1984), Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, : *Journal of Petrology*, 25, pp. 956-983.

210. Peter S., Layton-Matthews J.M., Gadd D., Gill M.G., Baker S., Plett S., Paradis S (2015), Application of visible-near infrared and short wave infrared spectroscopy to sediment-hosted zinc-lead deposit exploration in the Selwyn Basin, Yukon, in Paradis, S., ed., Targeted Geoscience Initiative 4: sediment-hosted Zn-Pb deposits, *Geological Survey of Canada, no Open File 7838*, pp. 152-172.
211. Pirajno F., Bagas L. (2008), A review of Australia's Proterozoic mineral systems and genetic models, *Precambrian Research*, 166 pp. 54-80.
212. Pirajno K. (2009), *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, Springer,
213. Pollard P.J. (2006), An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces, *Mineralium Deposita*, 41, pp. 179-187.
214. Poulsen B. (2000), The role of borehole EM in the discovery and definition of the Kelly Lake Ni-Cu deposit, Sudbury, *Canada Society Economic Geologists Technical Program, Expanded Abstracts*, pp. 1063-1066.
215. Que C.Y., Zhang D., Di Y.J., et al (2014), Ore-controlling characteristics of tungsten deposits in the Nanwenhe – Saxi area and deep prospecting breakthrough, *Earth Science Frontiers*, 21 pp. 286-300.
216. 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, pp. 151-170.
217. Quynh N.N., Murfitt R.H., Sirinawin T. and Shywoluo W. (2004), The Bong Mieu gold project, Phuoc Son-Tam Ky Suture, central Vietnam, *Proceedings of PacRim Congress 2004, Adelaide*, pp. 347-358.
218. Ray G.E. (1995), Tungsten Skarns, *In Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles Volume 1 Metallics and Coal, Lefebure, D V and Ray, G E (Eds) British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995–20*, pp. 72-73.
219. Reid D., Basson I. (2002), Iron-rich ultramafic pegmatite replacement bodies within the Upper Critical Zone, Rustenburg Layered Suite, Northam Platinum Mine, South Africa, *Mineralogical Magazine*, 66, pp. 895-914.
220. Ressel M.W., and Henry C.D. (2006), Igneous geology of the Carlin trend, Nevada: Development of the Eocene plutonic complex and significance for Carlin-type gold deposits, *Economic Geology*, 101 pp. 347-383.
221. Richards J.P., Dang T., Dudka S.F., Wong M.L. (2003), The Nui Phao Tungsten-Fluorite-Copper-Gold-Bismuth Deposit, Northern Vietnam: An Opportunity for Sustainable Development, *Exploration and Mining Geology*, 12, pp. 1-4.
222. Ripley E.M. and Li C. (2003), Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni-(PGE) deposits, *Economic Geology*, 98, pp. 635-641.

223. Ripley E.M., Li C., and Shin D. (2002), Paragneiss assimilation in the genesis of magmatic Ni–Cu–Co sulfite mineralization at Voisey’s Bay, Labrador: $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, and Se/S evidence, *Economic Geology*, 97, pp. 1307-1318.
224. Ripley E.M., Park Y.R., Li C., and Naldrett A.J. (2000), Oxygen isotope studies of the Voisey’s Bay Ni–Cu–Co deposit, Labrador, Canada, *Economic Geology*, 95, pp. 831-844.
225. Ripley E.M., Taib N.I., Li C., and Moore C.H. (2007), Chemical and mineralogical heterogeneity in the basal zone of the Partridge River Intrusion: Implications for the origin of Cu–Ni sulfite mineralization in the Duluth Complex, midcontinent rift system, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, pp. 35-54.
226. Robb L. (2005), *Introduction to Ore-Forming Processes*, Blackwell Publishing, Oxford, UK.,
227. Robert F. (2001), Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada, *Mineralium Deposita*, 36, pp. 503-516.
228. Robert F. (2004a), Geologic footprints of gold systems, in J Muhling et al. eds., SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover, Extended Abstracts: Centre for Global Metallogeny, *The University of Western Australia Publication*, 33 pp. 97-101.
229. Robert F. (2004b), Characteristics of lode gold deposits in greenstone belts, in *24ct Au Workshop, Hobart, CODES Special Publication*, 5 pp. 1-12.
230. Robert F. Poulsen K.H. (2001), Vein formation and deformation in greenstone gold deposits, *Soc Econ Geol Rev*, 14, pp. 111-155.
231. Robert F., Poulsen K.H., Cassidy K.F., and Hodgson C.J. (2005), Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons, *Economic Geology*, 100, pp. 1001-1034.
232. Roedder E. (1984), Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 12 pp. 644.
233. Roger F., Leloup P.H., Jolivet M., Lacassin M., Phan T.T., Brunel M., Seward D. (2000), Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology, *Tectonophysics*, 321, pp. 449-466.
234. Rowins S. (2000), Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme, *Geology*, 28 (6), pp.
235. Rudnick R.L. and Gao S (2003), *Composition of the continental crust.*, p.1-64. In *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry*(eds. H.D. Holland and K.K. Turekian). Elsevier-Pergamon, Oxford.,
236. Sabins F.F. (1999), Remote sensing for mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, 14 pp. 157-183.
237. Safonov Y.G., Gorbunov G.I, Pek A.A., et al. (2007), Structure of ore fields and deposits: Current status and outlook for further development, *Geology of Ore Deposits*, 49, pp. 343-347.

238. Salles L.V.S., Filho D.R.S., Cudahy C.R., Vicente T., Monteiro L.E. (2017), Hyperspectral remote sensing applied to uranium exploration: A case study at the Mary Kathleen metamorphic-hydrothermal U-REE deposit, NW, Queensland, Australia, *Journal of Geochemical Exploration*, 179 pp. 36-50.
239. Sangster D. (1980), Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits I. Metal content and size distribution of massive sulphide deposits in volcanic centers, *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, 73, pp. 74-81.
240. Sato T. (1984), Manto Type Copper Deposits in Chile, *A Review Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 35, pp. 565-582.
241. Scott S.D. (1997), Submarine hydrothermal systems and deposits, *In: Barnes HL (ed) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd edn, New York, NY: Wiley*, pp. 797-876.
242. Scrivener R.C. and Shepherd, T J. (1998), Mineralisation, *In: E B Selwood, EM, Durrance and C M BRISTOW (eds) The geology of Cornwall, University of Exeter Press*, pp. 120-135.
243. Seal R.R. II. (2006), Sulfur isotope geochemistry of sulfite minerals, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, pp. 633-677.
244. Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., et al. (2005), Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features, *in Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, and Richards JP, eds, Economic Geology*, 100, pp. 251-298.
245. Seward T.M. (1989), The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples, *Econ Geol Monogr*, 6 pp. 394-404.
246. Shanks W.C. III. (2001), Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: Vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes, *In: Valley JW and Cole DR (eds) Stable Isotope Geochemistry Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Washington, DC: Mineralogical Society of America*, 43, pp. 469-526.
247. Shepherd T.J. and Darbyshire D.P.F. (1981), Fluid inclusion Rb–Sr isochrons for dating mineral deposits, *Nature*, 290, pp. 578-579.
248. Sheppard S.M.F. and Taylor H.P.Jr. (1974), Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder Batholith and the Butte ore deposits, Montana, *Economic Geology*, 69, pp. 926-946.
249. Sheppard S.M.F., Nielsen R.L., and Taylor H.P.Jr. (1971), Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits, *Economic Geology*, 66, pp. 515-542.
250. Sherman L.S, Blum J.D., Nordstrom D.K., McCleskey R.B., Barkay T., and Vetriani C. (2009), Mercury isotopic composition of hydrothermal systems in the Yellowstone Plateau volcanic field and Guaymas Basin sea-floor rift, *Earth and Planetary Science Letters*, 279 pp. 86-96.

251. Shimazaki H., and Yamamoto M. (1979), Sulfur isotope ratios of some Japanese skarn deposit, *Geochemical Journal*, 13 pp. 261-268.
252. Sibson R.H., Robert F., and Poulsen K.H. (1988), High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits, *Geology*, 16, pp. 551-555.
253. Sillitoe R.H. (1972), A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits, *Economic Geology*, 67, pp. 184-197.
254. Sillitoe R.H. (1973), The tops and bottoms of porphyry copper deposits, *Economic Geology*, 68, pp. 799-815.
255. Sillitoe R.H. (2003), Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view, *Mineralium Deposita*, 38, pp. 787-812.
256. Sillitoe R.H. (2010), Porphyry Copper Systems, *Economic Geology*, 105, pp. 3-41.
257. Sillitoe R.H., and Hedenquist J.W. (2003), Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits, *In Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, pp. 315-343.
258. Sillitoe R.H., Steele G.B., Thompson J.F.H., Lang J.R. (1998), Advanced Argillic Lithocaps in the Bolivian Tin-Silver Belt, *Mineralium Deposita*, 33, pp. 539-546.
259. Simmons S.F., White N.C., and John D.A. (2005), Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, *Economic Geology*, 100, pp. 485-522.
260. Simon A., Frank M.R., Pettke T., Heinrich C.A. (2005), Gold partitioning in melt-vapor-brine systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, pp. 3321-3335.
261. Sinclair W D. (1995), Porphyry Tungsten, *In Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles Volume 1 Metallics and Coal*, Lefebure, D V and Ray, G E (eds) *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995–20*, pp. 97-99 and 101-104.
262. Song X.Y., Danyushevsky L.V., Keays R.R., et al. (2011), Structural, lithological, and geochemical constraints on the dynamic magma plumbing system of the Jinchuan Ni–Cu sulfite deposit, NW China, *Mineralium Deposita*, 46, pp. 1-21.
263. Stevens M.R. and Fulton G.W. (2008), *Technical report on feasibility studies for the Phuoc Son gold project in Quang Nam Province, Vietnam*, Phuoc Son NI43-101 technical report,
264. Sullivan J.R. and Kociumbas M.W. (2004), *A technical review of the Phuoc Son gold project in Quang Nam Province, Vietnam*, Unpublished consultant report to Olympus Pacific Minerals Inc,
265. Taylor B.E. (2007), Epithermal gold deposits, *In: Goodfellow WD (ed) Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration*

- Methods, St John's, NL: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, 5, pp. 113-139.
266. Taylor D., Hansford G.R., Stevens P., Robson B.P.J. (2005), TMHyMap™ of Broken Hill imaging spectrometry for rock and mineral abundance mapping, *Exploration Geophysics*, 36 pp. 397-400.
 267. Thompson J.F.H., and Newberry R.J. (2000), Gold deposits related to reduced granitic intrusions, *Reviews in Economic Geology*, 13, pp. 377-400.
 268. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T. & Mortensen J.K. (1999), Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces, *Mineralium Deposita*, 34, pp. 323-334.
 269. Titley S.R. (1993), Characteristics of porphyry copper occurrence in the American southwest, *Geol Assoc Canada Spec*, 40, pp. 433-464.
 270. Torab F.M and Lehmann B. (2007), Magnetite–apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: Monazite geochronology and ore formation, *In: Proceedings of the 9th Biennial SGA Conference*, pp. 439-442.
 271. Tosdal R.M., Wooden J.L., and Kistler R.W. (2000), Inheritance of Nevadan mineral belts from Neoproterozoic continental breakup *in Cluer, JK, Price, JG, Struhsacker, EM, Hardyman, RF, and Morris, CL, eds, Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, Reno*, pp. 451-466.
 272. Tran M.D., Liu J.L., Li X.C., Dang M.C. (2016a), Geology, Fluid Inclusion and Isotopic Study of the Neoproterozoic Suoi Thau Copper Deposit, Northwest Vietnam, *Acta Geologica Sinica*, 90, pp. 913-927.
 273. Tran M.D., Liu J.L., Nguyen Q.L., Chen Y., Tang Y., Song Z.J., Zhang Z.Q., Zhao Z.D. (2014), Cenozoic high-K alkaline magmatism and associated Cu-Mo-Au mineralization in the Jinping-Fan Si Pan region, southeastern Ailao Shan-Red River shear zone, southwestern China-northwestern Vietnam, *Journal of Asian Earth Sciences*, 79 pp. 858-872.
 274. Tran T.V., Faure M., Nguyen V.V., Bui H.H., Fyhn M.B.W., Nguyen T.Q., Lepvrier C., Thomsen T.B., Tani K., Charusiri P (2020), Neoproterozoic to Early Triassic tectono–stratigraphic evolution of Indochina and adjacent areas: A review with new data, *Journal of Asian Earth Sciences*, pp.
 275. Trinh L.T., Tran T.H., Nguyen H.H., Bui B.H., Carter A. (2019), New results of the study on isotopic age of the granodiorite of Chu Lai Complex in North Eastern Quang Ngai by U – Pb zircon isotope dating method, *Journal of Mining Science and Technology - Geology (In Vietnam with English abstract)*, 60 (1), pp. 7-14.
 276. Usuki T., Lan C.Y., Yui T.F., Iizuka Y., van Vu T., Tran T.A., Okamoto K., Wooden J.L., Liou. (2009), Early Paleozoic medium-pressure metamorphism in central Vietnam: evidence from SHRIMP U-Pb zircon ages. , *Geosciences Journal*, 13 (3), pp. 245-256.
 277. Valencia V.A, Eastoe C., Ruiz J., et al. (2008), Hydrothermal evolution of the porphyry copper deposit at La Caridad, Sonora, Mexico, and the

- relationship with a neighboring high-sulfidation epithermal deposit, *Economic Geology*, 103 pp. 473-491.
278. Wall V.J., Graupner T., Yantsen V., Seltmann R., and Hall G.C. (2004), Muruntau, Uzbekistan: a giant thermal aureole gold (TAG) system, in *Muhling et al, eds, SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover Extended Abstracts*, pp. 199-203.
279. Wang Y., Wang Y., Qian X., Zhang Y., Gan C., Senebottalath V., Wang Y. (2020a), Early Paleozoic subduction in the Indochina interior: Revealed by Ordo–Silurian mafic–intermediate igneous rocks in South Laos, *Lithos*, pp.
280. Wang Y., Zhang Y., Qian X., Senebottalath V., Wang Y., Wang Y., Gan C., Zaw K. (2020b), Ordo–Silurian assemblage in the Indochina interior: Geochronological, elemental, and Sr–Nd–Pb–Hf–O isotopic constraints of early Paleozoic granitoids in South Laos, *The Geological Society of American*, pp.
281. Wang Y., Zhang Y., Qian X., Wang Y., Cawood P.A., Gan C., Senebottalath V. (2020c), Early Paleozoic accretionary orogenesis in the northeastern Indochina and implications for the paleogeography of East Gondwana: constraints from igneous and sedimentary rocks, *Lithos*, pp.
282. Watanabe Y. and Hedenquist J.W. (2001), Mineralogic and stable isotope zonation at the surface over El Salvador porphyry copper deposit, Chile, *Economic Geology*, 96 pp. 1775-1797.
283. Werner T.T., Mudd G.M., Jowitt S.M. (2016a), The World's By-Product and Critical Metal Resources Part II: A New Methodology, *Ore Geology Reviews Under Review, February 2016*, pp.
284. Werner T.T., Mudd G.M., Jowitt S.M. (2015), Indium: Key Issues in Assessing Mineral Resources and Long Term Supply From Recycling, *Applied Earth Science (Trans Inst Min Metall B)*, 124, pp. 213-226.
285. Werner T.T., Mudd G.M., Jowitt S.M. (2016b), The World's By-Product and Critical Metal Resources Part III: Indium, *Ore Geology Reviews Under Review, February 2016* pp.
286. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987), A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib Miner Petrol*, 95, pp. 407-419.
287. Wilkinson J.J. (2001), Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55 pp. 229-272.
288. Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Marschik R. (2005), Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin, In: *Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, editors, Economic Geology, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA*, 100, pp. 371-405.
289. Yakubchuk A., Nikishin A. (2004), Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE deposits: a revised tectonic model, *Miner Deposita*, 39, pp. 125-142.

290. Yan D.P., Zhou M.F., Wang C.Y., Xia B. (2006), Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan province, SW China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 28 pp. 332-353.
291. Zamudio J.A. (2009), Focusing field exploration efforts, using results from hyperspectral data analysis of the El Capitan gold-platinum group metals-iron deposit, New Mexico, *Reviews in Economic Geology*, 16 pp. 169-176.
292. Zhao Y., Dong Y., Lia D., and Bi C. (2003), Geology, mineralogy, geochemistry, and zonation of the Bajiazi dolostone-hosted Zn–Pb–Ag skarn deposit, Liaoning Province, China, *Ore Geology Reviews*, 23 pp. 153-182.
293. Sheppard S.M.F., Nielsen R.L., and Taylor H.P.Jr. (1969), Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits, *Economic Geology*, 64, pp. 755-777.

DANH MỤC SẢN PHẨM CỦA ĐỀ TÀI

TT	Tên sản phẩm	Đơn vị tính	Số lượng
1	Báo cáo tổng hợp số liệu hiện có trong nước và trên thế giới về cấu trúc, kiến tạo, địa vật lý...	Báo cáo	01
2	Báo cáo đánh giá hiện trạng điều tra địa chất về khoáng sản kim loại cơ bản và tính hiệu quả của hệ thống các phương pháp kỹ thuật trong điều tra địa chất về khoáng sản hiện hành	Báo cáo	01
3	Báo cáo xác lập cơ sở khoa học của tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh (nhóm sắt, cơ bản, quý hiếm...) ẩn sâu	Báo cáo	01
4	Báo cáo kết quả xác lập tổ hợp các phương pháp điều tra một số loại hình khoáng sản nội sinh ẩn sâu.	Báo cáo	01
5	Báo cáo kết quả thử nghiệm điều tra và khoanh vùng triển vọng khoáng sản vàng ẩn sâu cho một số khu vực ở địa khu Nam Ngãi	Báo cáo	01
6	Quy trình điều tra một số loại hình khoáng sản kim loại nội sinh ẩn sâu	Báo cáo	01
7	Báo cáo tổng hợp kết quả nghiên cứu của đề tài	Báo cáo	01
8	Báo cáo tóm tắt kết quả nghiên cứu của đề tài	Báo cáo	01
9	Bài báo đăng trên tạp chí khoa học trong nước	Bài	02
10	Bài báo trên tạp chí chuyên ngành quốc tế	Bài	03
11	Tiến sỹ (hỗ trợ đào tạo)		01 NCS
12	Thạc sỹ		02