

**Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation
Far East Geological Institute
Far Eastern Branch
Russian Academy of Sciences
Novosibirsk State University
Primorye Branch of Russian Mineralogical Society**

**GEOLOGICAL PROCESSES
IN THE LITHOSPHERIC PLATES SUBDUCTION,
COLLISION AND SLIDE ENVIRONMENTS**

**Proceedings of IV Russian Scientific Conference
with foreign participants
Vladivostok, 17-23 september 2018**



**Vladivostok
2018**

**Министерство науки и высшего образования РФ
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточное отделение Российской академии наук
Новосибирский государственный университет
Приморское отделение Российского минералогического общества**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ
И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

**Материалы
IV Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток, 17-23 сентября 2018 г.**



**Владивосток
2018**

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 17-23 сентября 2018 г. 326 с.

ISBN 978-5-8044-1667-7

В представленных материалах конференции обобщены оригинальные фактические данные отечественных и зарубежных исследователей. Тематика докладов включает различные аспекты изучения геологических процессов в зонах субдукции и скольжения литосферных плит: динамику взаимодействия, геологическое строение, стратиграфию и литологию, особенности магматизма, метаморфизма и рудообразования. Обсуждаются данные, полученные с использованием математического моделирования, GPS-наблюдений, геофизических, спутниковых и других современных методов. По диапазону возраста охвачена практически вся история Земли – от раннего докембрия до современности. Разносторонность представленных материалов позволяет комплексно охарактеризовать геологические процессы описываемых геодинамических обстановок.

Председатель программного комитета
академик **А.И. Ханчук**

Материалы опубликованы в авторской редакции. Авторы несут полную ответственность за достоверность приведенных сведений, отсутствие данных, не подлежащих открытой публикации, и точность информации по цитируемой литературе. Некоторые материалы прошли техническое редактирование без извещения авторов.

*Конференция проведена при финансовой поддержке
Федерального агентства научных организаций
Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-20083),
мегагрант № 14.Y26.31.0018 Минобрнауки РФ.*

ISBN 978-5-8044-1667-7

© ДВГИ ДВО РАН, 2018
© "Издательство Дальнаука", 2018

Geological Processes in the Lithospheric Plates Subduction, Collision, and Plate Environments.
Proceedings of IV Russian scientific conference with foreign participants. Vladivostok. Russia: 17-23
September 2018. 326 p.

ISBN 978-5-8044-1667-7

Conference materials summarize original factual data by Russian and foreign scientists. The participants reported on various aspects of geological processes in zones of subduction, collision and sliding of lithospheric plates: interaction dynamics, geological structure, stratigraphy and lithology, characteristic magmatism, metamorphism and ore formation. The results presented in this book were obtained by means of mathematic modeling, GPS observations, geophysical, satellite, and other modern methods of reseach. The time span of conference presentations covers actually the entire Earth history, from Early Precambrian to contemporary period. Diverse information discussed at the conference provides complex characteristics of geological processes taking place in the described geological environments.

PROGRAM COMMITTEE CHAIRMAN

Khanchuk A.I., Academician of the Russian Academy of Sciences

Substance and drawing performance of the papers in the volume are the responsibility of authors. Some papers were technically and typographically edited without notifying the authors.

Conference is financially supported by:

Federal Agency for Scientitic Organizations

Russian Foundation for Basic Research (grant N 18-05-20083),

megagrant № 14.Y26.31.0018 of Ministry of Education and Science of the Russian Federation.

ISBN 978-5-8044-1667-7

© FEGI FEB RAS, 2018

© Dalnauka, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С., Егорова С.В. Строение фундамента палеопротерозойских коллизионных орогенов, Беломорская провинция Фенноскандии	14
Баранов В.В., Гриненко В.С. Средний палеозой – ранний мезозой: панталассы, палеоопацфика или пацифика?	16
Горнов П.Ю., Гильманова Г.З. Геотермия земной коры и верхней мантии рифтогенных структур Востока Азии	19
Дербенко И.М. Позднемезозойские синхронные геодинамические процессы в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса	22
Диденко А.Н., Архипов М.В., Ото Ш., Голозубов В.В., Кудымов А.В., Войнова И.П., Песков А.Ю. Геохронология, палеомагнетизм Силасинской и Кемской свит Сихотэ-Алиня: сравнительный анализ	26
Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Отражение палео- и современных геодинамических процессов в глубинной структуре Сихотэ-Алинского орогенного пояса	29
Докукина К.А., Владимиров В.Г. Синтектонический базитовый магматизм в зонах высокоскоростных сдвиговых деформаций (Тастауская вулканоплутоническая структура, Восточный Казахстан)	32
Докукина К.А., Минц М.В., Конилов А.Н. Высокотемпературное плавление метаосадочных пород в Беломорской эклогитовой провинции, Россия	35
Желдак М.В., Голозубов В.В. Проявления позднепермского этапа деформаций на юге Вознесенского террейна (полуостров Муравьева-Амурского, Южное Приморье)	38
Зайцев А.В., Бакшеев И.А. Происхождение детритных турмалинов из терминальных отложений вихоревского и киренско-кудринского горизонтов (средний – верхний ордовик, север Сибирской платформы)	40
Зеленугин В.Н., Змиевский Ю.П., Юрченко Ю.Ю. К истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы	42
Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение литосферы Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований	44
Касаткин С.А., Голозубов В.В., Ле Дык Ань, Фунг Ван Фатъ Формы дислокаций в карбонатных толщах острова Катба (Северный Вьетнам)	48
Кириллова Г.Л. Типы мезозойских тектоно-стратиграфических систем, формирующихся в обстановках субдукции (на примере Приамурья)	51
Кудымов А.В. Лимурчанский разлом: строение, кинематические характеристики	53
Кукарина Е.В., Уэст М., Кулаков И.Ю., Цибизов Л.В., Смирнов С.З. Магматическая система под вулканом Утурунку (Боливия) по данным сейсмотомографии и моделирования напряжений	55

Малиновский А.И. Геохимические особенности терригенных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна и палеогеодинамические обстановки их формирования	57
Манилов Ю.Ф. Петрофизика Нижнего Приамурья	61
Мартынов А.Ю., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А. Переход от субдукции к скольжениям литосферных плит (на примере Восточно-Сихотэ-Алинского позднемелового вулканического пояса)	64
Медведь И.В. Деламинация в коллизионных зонах на примере сейсмотомографических исследований Киргизского Тянь-Шаня и Кавказа	67
Петрищевский А.М. Реология земной коры и верхней мантии Северо-Восточного Китая	70
Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Проскурнина М.А. Позднерифейские офиолитовые пояса Таймыра	73
Развозжаева Е.П., Талтыкин Ю.В., Чжоу Юнхэн Строение и перспективы нефтегазоносности Саньцзян-Среднеамурского бассейна	76
Рапацкая Л.А. Некоторые глобальные факторы нефтегазоносности рифейд Сибирской платформы	79
Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чувашова И.С. Проблема использования $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ подземных вод в качестве предвестника землетрясений: контрастные отклики при подготовке сильных сейсмических событий в разломах Сан-Андреас (запад США) и Обручевском (юг Сибири)	81
Сафонова И. Ю., Маруяма Ш., Крук Н.Н., Обут О.Т., Куйбида М.Л., Котлер П.Д., Хромых С.В., Савинский И.А., Гаерюшкина О.А., Кривоногов С.К. Эволюция океанов, конвергентных окраин тихоокеанского типа и мантийного магматизма	85
Сафонова И.Ю. Внутриплитные базальты и стратиграфия океанической плиты Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики	88
Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Гурова А.В., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Маруяма Ш. Итмурундский аккреционный комплекс, Северное Прибалхашье: кембро-ордовикский этап развития Палео-Азиатского океана	91
Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В. Геодинамическое районирование Сахалина в связи с сейсмической опасностью	93
Скузоватов С.Ю., Ванг К.-Л., Ли Х.-Я., Иизука Й. Раннекембрийская континентальная кора в каледонидах юго-западной Монголии: новые геохронологические данные для высокобарических пород	96
Слабунов А.И., Светов С.А., Сингх В.К. Субдукционные и аккреционно-коллизионные процессы в архее: синтез данных по Индийскому и Фенноскандинавскому щитам	99
Соболев И.Д., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из средне- верхнедевонских островодужных песчаников Щучинской зоны Полярного Урала	103
Сьедин В.Т., Прокудин В.Г. Особенности строения и эволюция Центральной котловины Японского моря	105

Уляшева Н.С.	
Первичный состав и условия формирования верхнепротерозойских отложений немурюганской свиты Полярного Урала	108
Уткин В.П.	
Формирование Японского и Охотского морей – следствие латеральных тектонических потоков континентальной коры	112
Шапорина М.Н., Садур О.Г.	
Комплексная геолого-геофизическая модель строения зоны сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса	115
Шибeko Е.А., Шульга В.В.	
Особенности геологического строения Приольхонья	118
Шкодзинский В.С.	
Эволюция температуры в мантии и время появления процессов плитной тектоники на Земле	122
Гладкокуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М.	
Ольхонский метаморфический террейн как результат реализации аккреционно-коллизийных и сдвиговых процессов (Центрально-Азиатский складчатый пояс)	126
Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.	
Складчатые структуры Приморья в физических полях и модель коробления коры	128
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	
Jinlong Liu, Yongheng Zhou, Qiong Wu	
Geochronology and Geochemistry of Late Jurassic – Early Cretaceous Intermediate Volcanic Rocks in the Northern Great Xing'an Range, northeast China: Implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk suture belt	134
Nguyen Hoang, Le Duc Anh, Tran Thi Huong, Renat Shakirov, Alexey Legkodimov	
Collision-induced Cenozoic basalts in Vietnam and neighboring areas	134
Pham Thi Dung, Tran Trong Hoa, Nevolko P.A, Tadashi Usuki, Tran Tuan Anh, Masako Usuki, Dao Thai Bac, Pham Ngoc Can, Tran Van Tri, Pham Duc Luong	
Geochemical, Sr-Nd isotopic and zircon U-Pb isotopic characteristics of gold-related granite in Tuyen Quang province, Northeastern Vietnam	135
Wu Qiong, Sun Fengyue, Liu Jinlong	
Zircon U-Pb Geochronology and Geochemistry of Diorite Dikes from Nancha Ore Deposit in Tonghua, Jilin province and Its Geological Significance	136
Wu Datian, Zhou Yongheng, Zhao Yuandong, Zhou Jiulong	
A metallogenic model for transmagnetic fluid of vanadium-titanium magnetite deposit: Evidence from Ambatondrazaka intrusion of Madagascar	137
Авченко О.В.	
О вероятной метапелитовой природе сапфиринов-шпинелевых и гранатовых жедрититов Ауланджинского блока Омолонского массива	141
Аленичева А.А., Юрченко Ю.Ю., Зубова Т.Н., Ковтунович П.Ю., Белякова А.А.	
Новые геохронологические данные и геохимические особенности офиолитовой ассоциации юго-восточного Сахалина	145
Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А.	
Геохимическая типизация ультраосновных вулканитов Камчатско-Чукотской зоны перехода континент – океан	149
Войнова И.П., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Архипов М.В., Кудымов А.В., Голозубов В.В.	
Вулканиты Удильского сегмента Киселевско-Маноминского аккреционного и Кемского	

островодужного террейнов (петрогеохимия, обстановки формирования, тектонические ретроспекции)	152
Генералова Л.В., Степанов В.Б., Гнилко О.М. Минералого-петрохимические особенности и геодинамика базальтоидов угольского комплекса (Вежанский покров, Внутренние Украинские Карпаты)	155
Гурьянов В.А., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Низай Е.В. Раннедокембрийские цирконы в позднемеловых андезибазальтах Нижнего Приамурья (Сихотэ-Алинь)	158
Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Рашидов В.А. Надсубдукционная мантия северных Курил: минералого-геохимические данные по ксенолитам вулкана Чиринкотан	161
Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранитов Кузьпуаюского массива (Приполярный Урал)	164
Канева Е.В., Левицкий И.В. Особенности определения минерального состава пород метаморфических и магматических комплексов Присаянского выступа Сибирского кратона и его складчатого обрамления методом рентгеновской дифракции	166
Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Положение гранитоидов чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса в орогенных структурах Западного Сангилена (ЮВ Тува)	170
Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю. Параметры бонинитового магматизма в палеозонах субдукции	172
Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А., Орехов А.А., Руднев С.Н. Раннемеловые гранитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): особенности состава и источники расплавов	174
Кузьмин В.К., Зелепугин В.Н., Юрченко Ю.Ю. Геолого-петрологические и изотопно-геохронологические данные о геологических образованиях Билякчанского поднятия – зоны сочленения Северо-Азиатского и Омолано-Охотского кратонов	177
Куйбида М.Л., Крупчатников В.И., Попова О.М., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Черданцева М. Инициальный базитовый вулканизм Алтайской активной окраины Сибирского континента (Горный Алтай): геохимические характеристики и геохронология	180
Лаврик С.Н. Типизация мантийного источника и его эволюция с докембрия на примере ультрабазитовых составов Сихотэ-Алиня, Ханкайского массива и его обрамления	183
Левицкий В.И., Левицкий И.В., Павлова Л.А. Обстановки и условия формирования основных и кислых магматитов с самородной и интерметаллической минерализацией в восточной части фундамента Восточно-Европейской платформы	186
Левицкий И.В., Левицкий В.И. Петрогеохимическая специфика основного магматизма в метаморфических комплексах докембрия и фанерозоя Северо-Запада России и Восточной Сибири	189
Лиханов И.И. Тектоно-термальная эволюция структур коллизии и растяжения в земной коре: метаморфические индикаторы	193
Лиханов И.И. Неустойчивость парагенезисов «тройной точки» Al_2SiO_5 как результат полиметаморфизма глиноземистых пелитов	196

Максимов С.О., Попов В.К. Селективная контаминация базальтовых магм и генезис бухитов	199
Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Плечов П.Ю., Цыпукова С.С., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д. Природа обогащенной мантии Камчатки и ее роль в образовании магм «внутриплитного» геохимического типа в тыловой зоне активной окраины	203
Пилицына А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ван К.-Л. Раннепалеозойский высокобарический метаморфизм комплексов докембрийской континентальной коры в Жельтавском террейне (Южный Казахстан)	205
Полин В.Ф., Чащин А.А., Чащин С.А., Чубаров В.М., Екимова Н.И. Флюидный режим, термодинамические параметры кристаллизации и рудно-металлогеническая специализация полиформационных магматитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана по данным минералогии	207
Скляр Е.В., Нечаев В.И., Лавренчук А.В. Дайковый рой лампрофиров Сергеевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь)	211
Съедин В.Т. Особенности вулканизма и эволюция Центральной котловины Японского моря	214
Цуканов Н.В. Позднемеловой–эоценовый вулканизм Кроноцкой палеодуги (Камчатка)	219
Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д-Э., Щербаков Ю.Д., Дриль С.И. Вещество субдущированной океанической литосферы в формировании внутриплитных щелочно-базальтовых магм и Grt-Cpx-Kfs-Ilm ассоциации мегакристаллов (вулкан Угумуур, Северная Монголия)	222
Чащин А.А., Чекрыжов И.Ю., Перепелов А.Б., Ноздрачев Е.А., Андросов Д.В., Будницкий С.Ю., Добридень С.П. Позднемеловые вулканы юго-восточной части хребта Восточного Синего (центральное Приморье): предварительные геохимические и изотопно-геохронологические данные	225
Шкодзинский В.С. Генезис магм по данным о горячей аккреции Земли	229
Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Нижнекороевое взаимодействие мафических и салических магм в обстановках постколлизийного растяжения (на примере комбинированных даек Западного Сангилен, ЮВ Тува)	232
РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	
Алексеев В.И. Попутная редкометальная минерализация вольфрамово-оловянных месторождений, связанных с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока	236
Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Геодинамическая обстановка и магматизм Сорского Cu-Mo-порфирирового месторождения (Хакасия)	238
Борискина Н.Г., Хомич В.Г. Предпосылки выявления скрытой Au-Mo-Cu-порфирировой минерализации в рудных полях Гонжинского района (Верхнее Приамурье)	241
Вах А.С., Горячев Н.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Гребенникова А.А., Карабцов А.А., Вах Е.А. Мальдонит в арсенопиритах золоторудных месторождений Монголо-Охотского и Сихотэ- Алинского орогенных поясов Дальнего Востока России	245
Гореликова Н.В., Чиждова И.А., Ханчук А.И., DelgadoR., PawlowskyV., Гоневчук В.Г. Сравнительный анализ математической обработки геохимических данных, полученных методами Атчисона и логико-информационного анализа, по геодинамической типизации рудных районов	248

Гореликова Н.В., Ханчук А.И., Чиждова И.А., Гоневчук В.Г., Раткин В.В. Геодинамическая типизация оловорудных месторождений по геохимическим ассоциациям касситеритов из оловорудных месторождений Приморья (Дальний Восток, Россия) методом логико-информационного анализа	250
Гребенникова А.А., Курашко В.В., Григорьев Н.В., Саядян Г.Р., Фатьянов И.И. Возможности расширения сырьевой базы рудопроявления Сентябрьское СВ (Чукотка)	254
Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А. Температурные условия формирования и состав рудообразующего флюида Средне-Голготайского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)	258
Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Геологическая позиция месторождений Турьинско-Ауэрбаховского (Средний Урал) и Тоупугол-Ханмейшорского (Полярный Урал) рудных районов	260
Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Структурные особенности литосферы и минералогения Южного Сихотэ-Алиня	263
Кудрин М.В., Фридовский В.Ю. Структурные условия локализации оруденения Хангаласского рудного узла (Северо-Восток Якутии)	267
Митрохин А.Н. Комсомольский рудный район и Анаджаканский рудный узел: сравнительная структурно-динамическая характеристика меловых деформаций	270
Михайлик П.Е., Вишневская И.А., Иванова Ю.М., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Иванов М.В., Савельев Д.П. Фракционирование редкоземельных элементов окраинных морей С-З Пацифики и Арктики	273
Молчанов В.П., Сун Фенгуй, Е Цянь, Андросов Д.В. Карбонаты и источники вещества рудных образований Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции	276
Молчанов В.П., Андросов Д.В. Золото и платина Ариадненского массива гипербазитов (Приморье)	278
Ненахова Е.В., Фелюфьянов Д.С. Внутреннее строение рудоконтролирующей структуры и особенности золоторудной минерализации месторождения Глухое (Приморский край)	281
Носырев М.Ю. Геофизические характеристики золоторудных районов Приамурья	284
Пономарчук А.В., Кадашников А.А., Сорокин А.А., Мороз Т.Н., Пыряев А.Н., Пономарчук В.А. Мезозойский метаморфизм Верхне-Селемджинской золотоносной зоны	285
Пономарчук В.А., Рябов В.В., Жмодик С.М., Титов А.Т., Мороз Т.Н., Пыряев А.Н. Природный микро- и наноструктурированный углерод в графите Pt-месторождений	289
Роголина Л.И., Пономарчук В.А., Родионов А.А. Редкоземельные элементы в сульфидах Майминовского месторождения, как показатель эволюции минералообразования	292
Семяк Б.И., Гоневчук В.Г. О соотношении оловоносных грейзенов и полиметаллического оруденения на Щербаковском месторождении (Фурмановский рудный район, Приморье)	295
Фридовский В.Ю., Зайцев А.И. Новые данные о времени формирования золоторудной минерализации Верхне-Индибирского района (Яно-Колымский пояс) по результатам Ag-Ag и Rb-Sr датирования	296
Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф. Физическое аналоговое моделирование рудоносной Баимской сдвиговой зоны Западной Чукотки	299

Ханчук А.И., Иванов В.В.	
Золото-медно-порфировое оруденение Дальнего Востока: металлогенический потенциал и задачи системного исследования	303
Хомич В.Г., Борискина Н.Г., Касаткин С.А.	
Феномен Кунашир-Урупского звена Курильской островодужной системы: геодинамика и минерагения	307
Чекрыжов И.Ю., Нечаев В.П., Тарасенко И.А. Высоцкий С.В.	
Новые данные о генезисе уникальной редкоземельной минерализации на Абрамовском проявлении, Южное Приморье	310
Чугаев А.В., Чернышев И.В., Раткин В.В., Гоневчук В.Г., Елисеева О.А.	
Южно-Сихотэ-Алинская свинцово-изотопная В-Sn-Pb-Zn рудная провинция Сихотэ-Алинского орогенного пояса	313
Shevyrev Sergei L.	
Geodynamics of the parallel faults system of the Sikhote-Alin folded belt as the application of remote sensing	316
Юшманов Ю.П.	
Агние-Афанасьевская вихревая золоторудная структура в нижнем Приамурье	319
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	322

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ,
КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ**

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ, БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИИ

Бабарина И.И.¹, Степанова А.В.², Азимов П.Я.³, Серебряков Н.С.¹, Егорова С.В.²

¹Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, e-mail: fisana@yandex.ru

²Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Лапландско-Кольский коллизионный ороген (ЛКО) сформировался в результате коллизии Мурманского и Карельского палеоконтинентов ~ 2,0-1,86 млрд лет назад [5]. Структура орогена (рис. 1) неплохо изучена, за исключением его юго-западного форланда, эродированного до глубоких уровней древнего фундамента. Сейчас эта территория известна как Беломорская провинция (БП). Установлено, что в середине палеопротерозоя она была неравномерно переработана и имеет блоковое строение [1]. Одни блоки (домены) фундамента были вовлечены в покровно-складчатые деформации, а другие подверглись только метаморфизму в условиях, близких к статическим, сохранив реликтовую структуру и относительно ненарушенные соотношения пород архейской рамы с интрузиями ранне-палеопротерозойских базитов, которые внедрились в интервале от 2,5 до 2,1 млрд лет [6] (рис. 2).

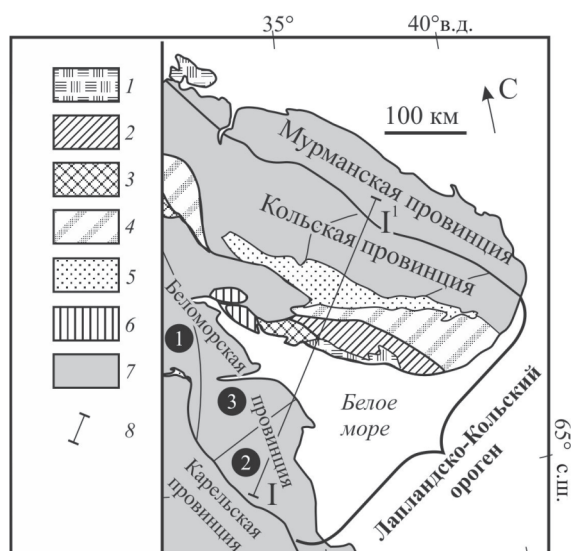


Рис. 1. Тектоническое районирование СВ части Фенноскандинавского щита по [2, 5], с дополнениями. Цифрами в кружках показаны домены Беломорской провинции: Иваногорский (1), Гридинско-Амбарнинский (2) и Чупинско-Лоухский.

1 – рифей; 2 – супракrustальные толщи и ТТГ гнейсы 1,9-2,0 млрд лет; 3 – парагранулиты и гранитоиды 1,9-2,0 млрд лет; 4 - тектонические пакеты пород ~2,7 и ~1,9 млрд лет; 5 – рифтогенные комплексы 1,85-2,5 млрд лет; 6 – коллизионный меланж; 7 – гранитоиды и супракrustальные комплексы 2,6-2,9 млрд лет; 8 – линия разреза (рис. 3).

К наименее тектонически переработанным блокам БП относятся Иваногорский и Гридинско-Амбарнинский домены. На основе изучения метаморфизма интрузий лерцолит-габброноритов

(~2,45 млрд лет) в этих доменах были определены параметры средне-палеопротерозойских (~1,9 млрд лет) метаморфических преобразований, которые в целом меняются с запада на восток от амфиболитовой до эклогитовой фации [3]. Вещественные изменения в породах не сопровождались заметной структурной перестройкой, из чего следует, что эти блоки могли быть ныне разобщенными частями автохтона ЮЗ форланда ЛКО.

К блокам, наиболее затронутым средне-палеопротерозойскими коллизионными процессами, относится Чупинско-Лоухский домен БП, в строении которого участвуют те же архейские комплексы и ранне-палеопротерозойские интрузии, что и в блоках автохтона. Однако здесь они существенно переработаны покровно-складчатыми деформациями. Ранне-палеопротерозойские базиты вместе с архейскими комплексами тектонически разлинзованы, рвущие контакты с породами рамы сохраняются редко. Минеральные парагенезисы раннего синколлизионного статического метаморфизма, характерного для блоков автохтона, в

Чупинско-Лоухском домене установлены только в наименее переработанных внутренних частях крупных тектонических пластин ранне-палеопротерозойских метабазитов. Время покровообразования определяется возрастом синкинематических корундсодержащих метасоматитов и составляет ~1,89 млрд лет [4]. Степень тектонической переработки Чупинско-Лоухского домена свидетельствует, что он мог быть частью параавтохтона в составе ЮЗ форланда ЛКО, аллохтонные комплексы которого в БП эродированы (рис. 2Б, рис. 3).

Постколлизийная палеопротерозойская тектоника привела к разобщению фундамента ЮЗ форланда ЛКО на отдельные блоки, что отражено в современной структуре БП (рис. 2А).

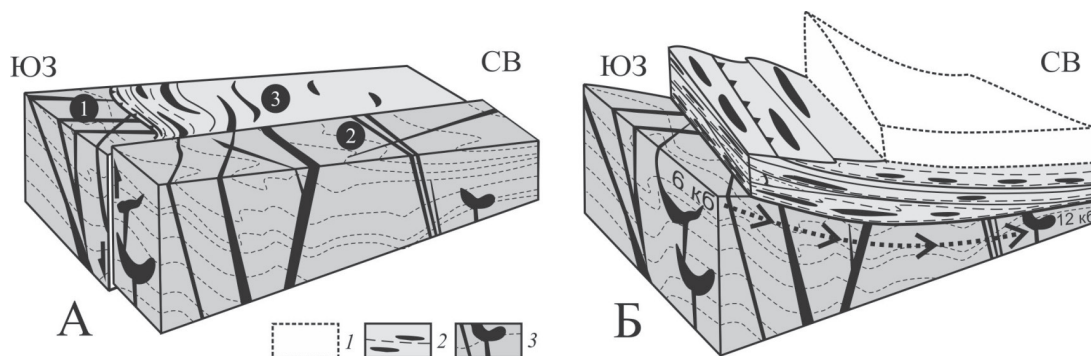


Рис. 2. Схема соотношения блоков Беломорской провинции с разной тектонической переработкой во время лапландско-кольской коллизии: **А** – в современной структуре, **Б** – на момент покровно-складчатых коллизийных деформаций (~1,9 млрд лет). Обозначения цифр в кружках см. в подписи к рис. 1.

1 – эродированный аллохтон; 2 – параавтохтон с тектонически переработанными архейскими комплексами и ранне-палеопротерозойскими интрузиями базитов; 3 – автохтон с сохранившейся доколлизийной структурой.



Рис. 3. Разрез к рис. 1, с использованием данных [2].

Полученные результаты позволяют лучше понять не только строение глубинных частей Лапландско-Кольского орогена, но и структуру корневых частей других коллизийных орогенов мира, фундамент которых не вскрыт и доступен для изучения только методами глубинной геофизики.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0003 (67-2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизийном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3-19.

2. Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В., Раевский А.Б. Тектоника сорванной средней коры в северо-восточном форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизийного орогена, северо-восток Балтийского щита // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2012. Т. 15. № 2. С. 300-310.

3. Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. 23 с.

4. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb-датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388-392.

5. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D. G., Stephenson R. A. (eds.) // European Lithosphere Dynamics Geological Society, London. Memoirs. 32. 2006. P. 579–598.

6. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2010. V. 183. P. 602–616.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ – РАННИЙ МЕЗОЗОЙ: ПАНТАЛАССЫ, ПАЛЕОПАЦИФИКА ИЛИ ПАЦИФИДА?

Баранов В.В., Гриненко В.С.

*¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail:
baranowvalera@yandex.ru*

В середине прошлого века и начале нашего тысячелетия, после появления гипотезы тектоники плит, были получены многочисленные новые геологические, палеонтологические и биогеографические данные, которые невозможно объяснить с позиции дрейфа континентальных блоков земной коры. Мы кратко остановимся на Тихоокеанском сегменте, занимающем почти половину поверхности Земного шара. В гипотезе тектоники плит от среднего палеозоя по поздний мезозой включительно на его территории размещают океанические бассейны – Панталассы или Палеопацифика. Предполагается, что образование современного Тихого океана происходило за счет спрединга в его осевой части, при этом в краевых частях, в зоне глубоководных желобов, протекал процесс субдукции – океанские плиты погружались под континентальные, и что этот процесс продолжается и в настоящее время. Однако, полученные в последние пятьдесят лет материалы по глубоководному бурению дна Тихого океана и его геологическому строению противоречат этим представлениям.

Образование современной морфоструктуры дна Тихого океана объясняется динамикой «клавиатуры» тафрогенеза в кайнозое [2, 3, 6]. По данным глубоководного бурения профилей скважин на северном и западном обрамлении Тихого океана, вкрест простирания Алеутского, Японского и Марианского желобов, установлено наличие мелководных осадков позднемелового – плиоценового возраста, а в кровле залегающих ниже покровов базальтов наблюдаются латеритные коры выветривания, свидетельствующие о наземном (континентальном) их происхождении. Между покровами базальтов расположены мелководные осадки, иногда соленосные или с остатками древесной кайнозойской растительности. В Японском желобе обнаружена древняя суша Хидака-Ойашио [6]. По данным Б.А. Блюмана [2], окислительные процессы, *типа гало* в базальтах, характерны для всей акватории Тихого океана, а отсутствие в обломочной составляющей следов механических деформаций в глубоководных желобах

опровергает наличие здесь зоны субдукции как таковой. В результате глубоководного бурения получены многочисленные данные, свидетельствующие о том, что с докембрия по поздний мезозой в акватории Тихого океана располагалась суша, названная нами – Пацифида [4] (рис. 1). Суперконтинент окружали мелководные морские бассейны, вдоль шельфа которых и происходила миграция фаун. О существовании единого шельфа, располагающегося вдоль западного обрамления суперконтинента Пацифида (от Австралии и Новой Зеландии на юге до Канадской Арктики на севере) свидетельствует вектор распространения артикулятных брахиопод рода *Atrypoides*, первые представители которого появились в венлоке Австралии, а с позднего силура (пржидолий) они начали распространяться на север и на волне субглобальной раннепржидольской трансгрессии оккупировали шельфы морских бассейнов Китая, Северо-Востока Азии, Аляски и Канадской Арктики и далее вдоль восточного обрамления суперконтинента Пацифида распространились до широты штата Невада. С позиций палеореконов, основанных на палеомагнитных данных, предлагаемых глобальной тектоникой, этот факт объяснить невозможно [1]. Д. Юнг и П. Джэнвай [7] отмечают, что распределение беспозвоночных в раннем и среднем палеозое более совместимо с современным географическим расположением материков, чем с моделью далеко рассеянных сибирских террейнов. В позднем триасе и ранней юре суперконтинент Пацифида отделялся мелководными шельфовыми морями от соседних континентов – Афаля, Антарктида, Аразия и Гиперборея, береговые границы которых трассируются ассоциациями артикулятных брахиопод [4], 95% видовых таксонов которых и в настоящее время приурочены к глубинам от 0 до 200 м [5]. В мезозое между морскими бассейнами, окружающими суперконтинент Пацифида, происходил постоянный обмен фауной брахиопод. В рэтском веке биогеографические связи между Новозеландско-Новокаледонской и Западно-Южно-Американской областями доказываются наличием двух родов брахиопод *Sakawairhynchia* и *Oxycolpella*, между Новозеландско-Новокаледонской и Меланезийской областями – тремя общими родами *Viligella*, *Oxycolpella* и *Zeillera*, между Меланезийской областью и Бореальной надобластью – тремя общими родами *Viligella*, *Oxycolpella* и *Zeillera*. Обмен фауной брахиопод между Бореальной надобластью и Западно-Северо-Американской областью с одной стороны и Западно-Северо-Американской и Западно-Южно-Американской областями с другой был затруднен, поскольку общих родов между ними не установлено. В геттанге-плинсбахе существовали стабильные биогеографические связи между Новозеландско-Новокаледонской и Южно-Западно-Американской областями. Общими для них являются три рода *Prionirhynchia*, *Cirpa* и *Furcirhynchia*, шесть общих родов *Pseudogibbirhynchia*, *Homoeorhynchia*, *Furcirhynchia*, *Quadratirhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyris* и подрод *T. (Tetrarhynchia)* известны в Западно-Южно-Американской и Западно-Северо-Американской областях, три рода *Peregrinelloidea*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyris* и подрод *T. (Tetrarhynchia)* – в Новозеландско-Новокаледонской областях и три рода *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Rimirhynchia* и подрод *T. (Tetrarhynchia)* – в Сибирско-Аляскинской и Западно-Северо-Американской областях [4]. В тоарском веке существовала стабильная связь между Меланезийской и Китайско-Японской провинциями. Общими для них являются четыре рода *Furcirhynchia*, *Lobothyris*, *Cirpa* и *Sakawairhynchia*. Два общих рода *Furcirhynchia* и *Sakawairhynchia* установлены между Китайско-Японской провинцией и Сибирско-Аляскинской областью, два общих рода *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia* и подрод *T. (Tetrarhynchia)* – между Сибирско-Аляскинской и Западно-Северо-Американской областями, три общих рода *Prionirhynchia*, *Cirpa* и *Furcirhynchia* – между Новозеландско-Новокаледонской и Западно-Южно-Американской областями. Таким образом, можно отметить, что с позднего силура по поздний мезозой суперконтинент Пацифида был

окружен шельфами мелководных морских бассейнов, вдоль которых происходила миграция брахиоподовой фауны. В пржидольском веке это были представители биполярного рода *Atrypa*, в рэтском веке – представители биполярных родов *Sakawairhynchia*, и *Oxycolpella*, в ранней юре, кроме представителей этих двух родов – еще биполярный род *Furcirhynchia*. Первые следы океанизации мы наблюдаем в конце ранней юры [4], когда на волне глобальной тоарской трансгрессии происходила нивелировка фаунистических ассоциаций брахиопод и стабилизация биогеографических связей между палеозоохориями западного и восточного обрамления суперконтинента Пачифида.

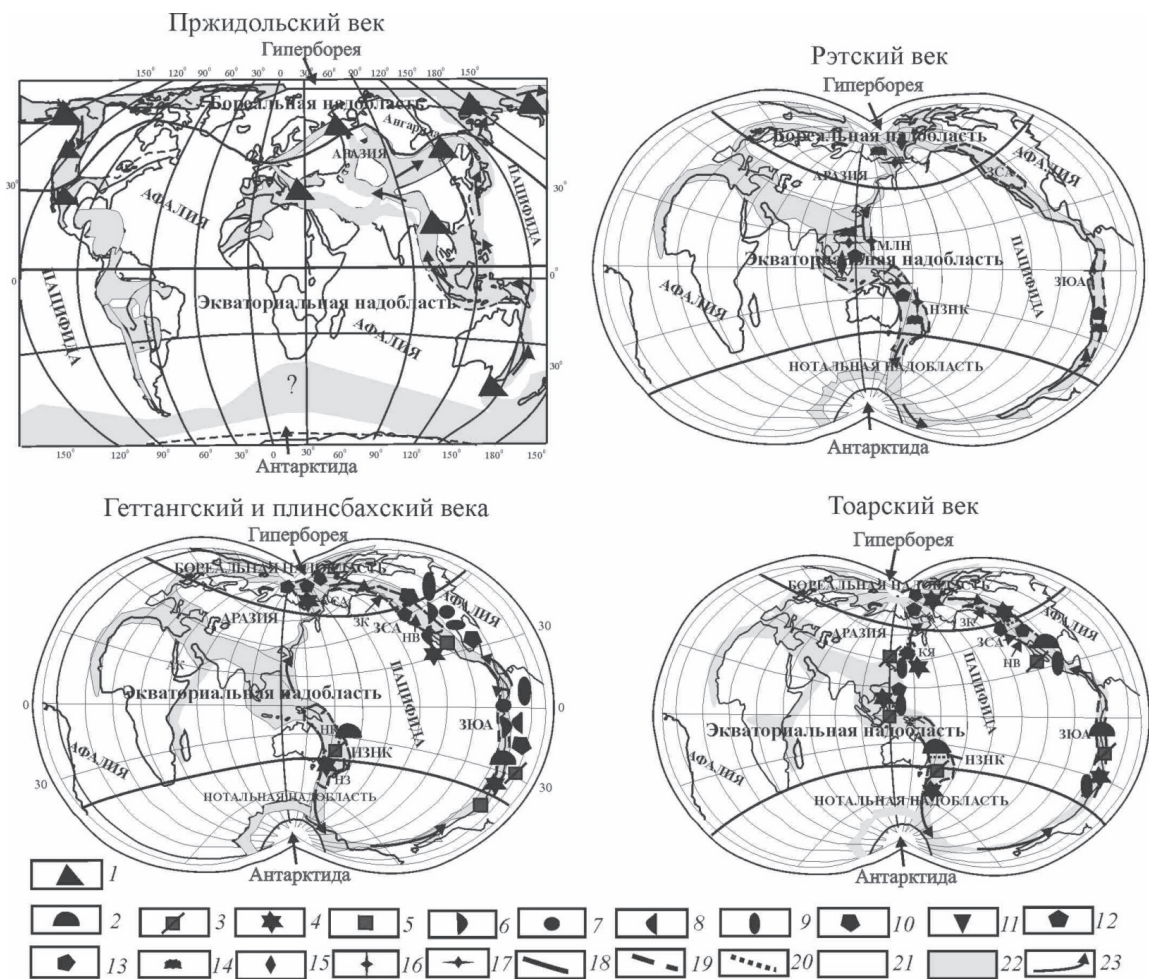


Рис. 1. Схемы миграции брахиопод в позднем силуре и мезозое вокруг суперматерика Пачифида.

Биогеографические области: **ЗСА** – Западно-Северо-Американская, **ЗЮА** – Западно-Южно-Американская, **МЛН** – Меланезийская, **НЗНК** – Новозеландско-Новокаледонская, **СА** – Сибирско-Аляскаинская; провинции: **ЗК** – Западно-Канадская, **КЯ** – Китайско-Японская, **НВ** – Невадийская, **НЗ** – Новозеландская, **НК** – Новокаледонская; 1-17: роды: 1 – *Atrypa*, 2 – *Prionirhynchia*, 3 – *Cirpa*, 4 – *Furcirhynchia*, 5 – *Pseudogibborhynchia*, 6 – *Homoeorhynchia*, 7 – *Quadrathyrhynchia*, 8 – *Gibbirhynchia*, 9 – *Lobothyris*, 10 – *Tetrarhynchia*, 11 – *Peregrinelloidea*, 12 – *Sakawairhynchia*, 13 – *Kimirhynchia*, 14 – *Oxycolpella*, 15 – *Zugmayerella*, 16 – *Viligella*, 17 – *Zeileria*, 18–20 – границы: 18 – надобластей, 19 – областей, 20 – провинций, 21 – суша, 22 – вода, 23 – пути миграции брахиопод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.В. Кризис новой глобальной тектоники литосферных плит и биогеография пржигодльских брахиопод северных регионов Евразии и Северной Америки // Вестник Госкомгеологии. 2016. № 1. Вып. 15. С. 77-90.
2. Блюман Б.А. Земная кора океанов // По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2011. 343 с.
3. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2009. 560 с.
4. Гриненко В.С., Баранов В.В. Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг-плинсбах) по брахиоподам // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 82–86.
5. Зезина О.Н. О распределении брахиопод в современном океане в связи с вопросами зоогеографического районирования // Палеонтол. журн. 1970. № 2. С. 82–86.
6. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра. 1984. 250 с.
7. Young, G.C., Janvier, P. Early–Middle Palaeozoic vertebrate faunas in relation to Gondwana dispersion and Asian accretion // Gondwana Dispersion and Asian Accretion. IGCP 321 Final Results Volume. A.A. Balkema, Rotterdam. 1999. P. 115–140.

ГЕОТЕРМИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ВОСТОКА АЗИИ

Горнов П.Ю, Гильманова Г.З.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: gornov@itig.as.khb.ru*

Эффективность геофизических исследований при изучении земной коры и верхней мантии давно признаны. Одним из основных методов является геотермический, в основе которого лежит изучение распределения теплового потока (ТП) и оценка глубинных температур в литосфере. Температура, давление – основные параметры, определяющие состояние вещества в Земле, его физические свойства, направление и скорость физико–химических реакций.

На северо-востоке Азии наилучшей геотермической изученностью обладают осадочные бассейны, однако, регионального обобщения этих материалов ещё не проводилось. Актуально и важно обобщить существующий геотермический материал, построить карту распределения теплового потока и на её основе провести расчёт распределения температур в литосфере, определить глубину расположения температур, отвечающим главной зоне нефти и газообразования, построить геотермические разрезы, воссоздать тепловую историю характера изменения во времени ТП и температур в процессе геологической эволюции для осадочных бассейнов, наиболее полно обеспеченных геотермическими данными.

Распределение температур находилось путём решения двумерного как стационарного, так и не стационарного уравнения теплопроводности для неоднородной среды прямоугольной формы со следующими граничными условиями: температура на дневной поверхности 5°, ТП на боковых границах равен 0, на подошве земной коры равен мантийному ТП. Оценка теплогенерации и теплопроводности горных пород проводилась по фактическому содержанию этих параметров в горных породах, выходящих на дневную поверхность [4].

На северо-востоке Азии расположен ряд впадин, большинство из которых принадлежат к мезозойско-кайнозойским рифтогенным бассейнам континентальных окраин (рис. 1). На формирование осадочных бассейнов влияли как глобальные, так и региональные условия.

Ведущими факторами, образующими бассейны, были тектонические процессы, создавшие пространство для накопления осадков, а также области сноса. Вторым важным фактором, влиявшим на величину области седиментации, были эвстатические колебания Мирового океана. Высокая тектоническая активность и формирование рифтовых структур в мезозое, кайнозое сопровождалась интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диапиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии.

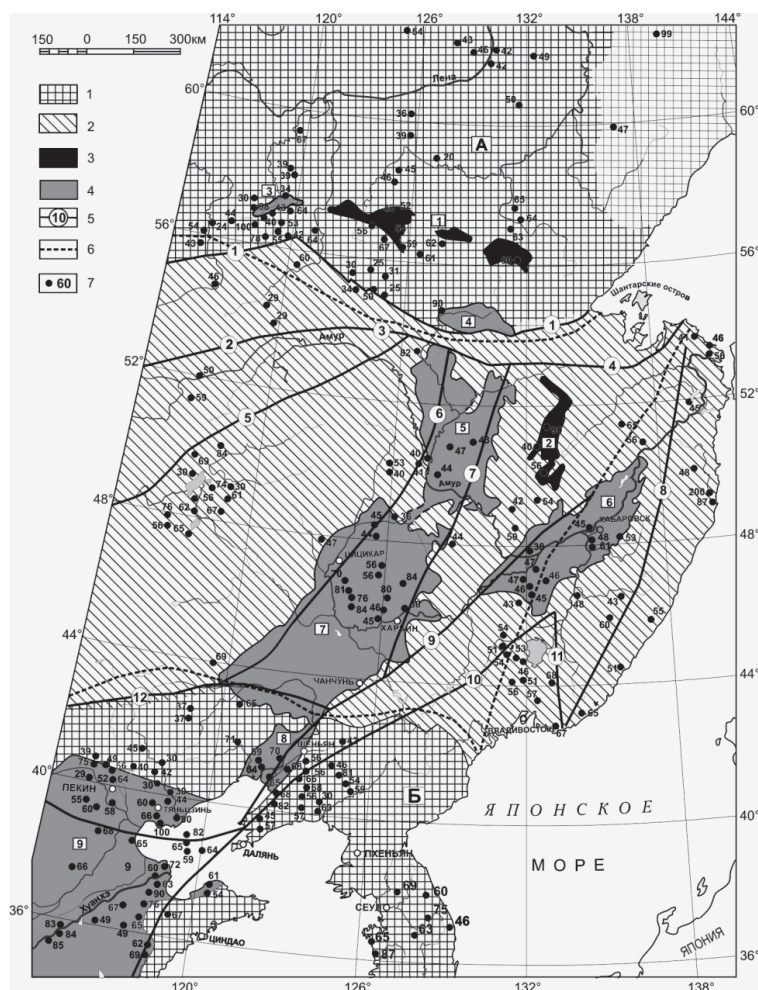


Рис. 1. Карта теплового потока Северо-Востока Евразии.

1 – древние платформы: Сибирская (А), Северо-Китайская (Б); 2 – коллаж аккретированных террейнов; 3 – мезозойские осадочные бассейны (цифры в квадратах): 1 – Южно-Якутская группа впадин, 2 – Верхнебуреинский; 4 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (цифры в квадратах): 3 – Байкальская группа впадин, 4 – Верхнезейский, 5 – Амуру-Зейский, 6 – Среднеамурский, 7 – Сунляо, 8 – Ляохе, 9 – Бохайский; 5 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Становой, 2 – Монголо-Охотский, 3 – Тукурингский, 4 – Пауканский, 5 – Дербуганский, 6 – Нэньцзянский, 7 – Харбинский, 8 – Центрально-Сихотэ-Алинский; 6 – граница Амурской плиты, тектоническое районирование с упрощением [3]; 7 – пункты измерения теплового потока и его величины (мВт/м^2) [2].

В тыловой части окраины в начале юры началось сближение и коллизия Китайского и Северо-Азиатского кратонов в Забайкалье, прогрессирующая с запада на восток и завершившаяся в Приохотье в средней юре. Коллизия сопровождалась мощными поднятиями и эрозией вдоль Монголо-Охотской сутуры, продуцировавшими обилие терригенного кластического материала, формируя во фронтальной части обширные шельфовые области. Кластический материал разносился вдоль континентальной окраины, образуя мощные осадочные линзы в основании окраинно-континентальных бассейнов, в основном, субширотного простирания (Удского, Торомского, Верхнезейского, Верхнебуреинского [5]). В результате мезо-кайнозойской тектонической активизации в зоне сочленения трёх крупных геоструктур: Байкальского рифта (северо-восточное окончание), Алданского щита и Становой складчатой системы (западный фланг) возникли ряд рифтогенных впадин Южно-Якутского осадочного бассейна – Чульманская, Ытыджимская, Токинская и т.д. Все впадины бассейна представляют собой полуграбены с крутыми приразломными бортами на юго-западе и пологими на северо-

востоке. Цепочка их ориентирована субширотно [3]. Интенсивность развития процесса рифтогенеза и новейшая геотермальная активность региона совпадает с вариациями теплового потока и согласуется с геологической эволюцией и глубинным строением основных структур. Геотермические характеристики лито-сферы осадочных бассейнов региона сведены в таблицу.

Таблица

Структурный элемент	ТП (мВт/м ²)	Мощность литосферы (км)	Мощность земной коры (км)	Темп. на поверхн. Мохо С°	Темп. на подошве осад. слоя С°
Южно-Якутская группа впадин	61	105	42-44	700-800	60-80
Северо-Байкальская группа впадин	48	130	44	400-500	40-60
Верхнее-Зейская впадина	90	70-80	42-44	800-900	140-160
Буреинская впадина	90	70-80	34-36	800-900	160-180
Амуро-Зейская впадина	45	130	38-40	400-500	60-80
Средне-Амурская впадина	50	120	32-34	500-600	80-90
Впадина Сунляо	75	90	30-32	700-800	180-200
Впадина Ляохе	70	90	32	700-800	140-160
Северо-Китайская группа впадин	70	90	32	700-800	160-180

Средние значения величин ТП тектонических элементов региона имеют небольшой разброс: 60-70 мВт/м², наибольшая величина ТП характерна для осадочных, в основном нефтегазоносных бассейнов региона, и составляет 85 мВт/м², а наименьшая – для орогенных поясов – 50 мВт/м².

Заключение. В исследуемом регионе наилучшей геотермической изученностью обладают осадочные впадины, большинство из которых принадлежат к мезозойско-кайнозойским рифтогенным структурам континентальных окраин. Все они обладают высокими значениями геотермических характеристик, что обусловлено преимущественно интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диапиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии. На фоне послойной геотермической и плотностной модели земной коры проявлены купольные структуры, которые коррелируются с поднятиями кровли астеносферы. Эти структуры характеризуются высокими значениями ТП (60-90 мВт/м²) с преобладанием его мантийной составляющей над коровой (20-30 мВт/м²) и высокими температурами на поверхности Мохо – 800-1100 °С. Мантийный тепловой поток превышает радиогенный в Верхнезейском, Среднезейском, Токинском, Чульманском, Верхнебуреинском, Ляохе, Сунляо, Северо-Китайском бассейнах. Преобладание мантийного теплового потока над коровым в этих структурах может быть связано с наличием плюмов и горячих пятен.

Большинство осадочных бассейнов с высокими значениями геотермических характеристик отвечают нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ впадинам (Сунляю, Верхнебуреинская, Верхнезейская, Токинская, Чульманская).

Главная зона нефтеобразования по геотермическим данным расположена на глубинах от 1500-2000 м до 3500-4000 м. Кайнозойские образования только в наиболее погруженных частях попадают в верхнюю зону газообразования, основными нефтегазопроизводящими (по степени катагенеза) могут быть меловые отложения [1].

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке по гранту РФФ № 16-17-00015.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вассоевич Н.Б.** Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1975. №5. С 3-23.
2. **Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009-2015)** / <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/>
3. **Глубинное строение и металлогения восточной Азии** / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
4. **Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я.** Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 630–647.
5. **Кириллова Г.Л.** Позднемезозойские–кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–81.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СИНХРОННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дербекко И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, e-mail: derbeko@mail.ru

Любые магматические процессы отражают эволюцию той структуры, в пределах которой они проявились. Их расшифровка помогает представить этапы формирования или разрушения геологического объекта. Когда-то разрозненные материки спаялись в единое целое, сформировав суперструктуру – Северо-Азиатский кратон, в пределах которого выделяются сутуры различного ранга. Одной из них является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП). Его осью признан Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП) [3]. Формирование этого пояса на протяжении всего фанерозоя сопровождалось становлением целой серии магматических комплексов и завершилось закрытием Монголо-Охотского бассейна [5]. От Северо-Азиатского кратона и его обрамления МООП отделен Северо-Турурингским разломом (рис. 1). На юге он граничит с Аргунским супертеррейном, Южномонгольско-Хинганским, Бурей–Цзямусинским и Баджалским террейнами, которые образуют северное обрамление Сино-Корейского кратона [1]. В верховьях р. Амур древние континентальные блоки, соприкасаясь друг с другом, «поглотили» около 200 км пояса, что привело к его разделению на два звена: западное и восточное. Строение западного звена пояса отображено в модели, согласно которой его эволюция связана с коллизионными процессами, завершившимися к началу раннего мела закрытием западной части Монголо-Охотского бассейна. На территории восточного звена пояса в этот период происходили тектонические события, в результате которых к концу мезозоя данная область сформировалась как коллаж палеозойских – раннемезозойских террейнов [1, 3]. Позднемезозойские магматические образования отмечены только на восточном

окончании МООП, где представлены континентальными вулcano-плутоническими комплексами с возрастом поздняя юра – 90 млн лет. Эти образования сопровождали субдукционные процессы, обусловленные взаимодействием континентальной окраины Азии и океанической плиты Иванаги. Основная же часть восточного звена пояса в мезозое фактически амагматична, но позднемезозойские магматиты широко развиты в его обрамлении.

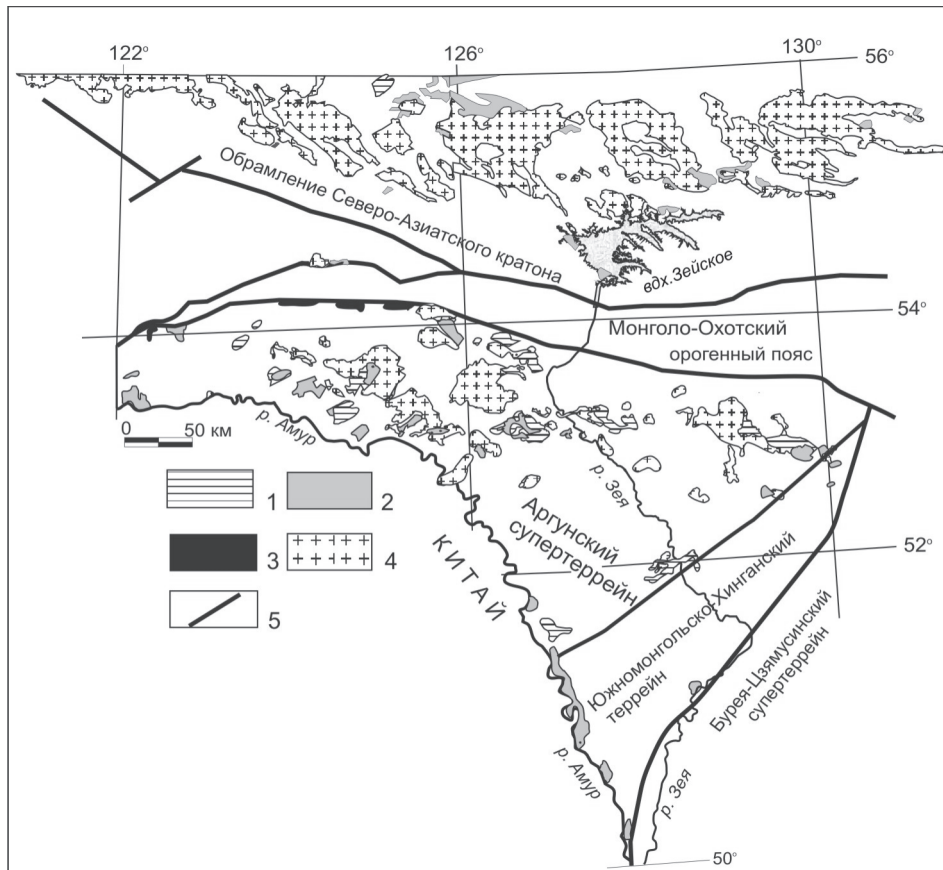


Рис. 1. Схема размещения магматических образований в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

Позднемезозойские вулканыты: 1 – известково-щелочной серии (128-122 млн лет); 2 – контрастной серии (119-97 млн лет); 3 – трахиандезитов – абсарокитов (94-88 млн лет); 4 – позднемезозойские гранитоиды; 5 – тектонические контакты.

Вдоль северного обрамления МООП формирование магматитов происходило в следующие временные этапы: 140-122 млн лет – становление дифференцированного вулcano-плутонического комплекса, где значительная роль принадлежала плутонической составляющей [2]. Им предшествовало становление адакитоподобного вулcano-плутонического комплекса с возрастом 142-138 млн лет. По своим геохимическим характеристикам все эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. 119 млн лет назад известково-щелочной магматизм сменился формированием пород бимодальных вулcano-плутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Становление контрастного магматизма продолжалось до начала позднего мела – 97 млн лет. На протяжении более 20 млн лет характер магматизма не менялся.

А 94 млн лет назад начинает формироваться рифтообразный внутриплитный комплекс трахиандезитов [2].

Вдоль южного обрамления МООП формирование магматитов соответствует этим же возрастным этапам: 140-122 млн лет – дифференцированные вулcano-плутонические комплексы [1, 2], которым предшествовало становление адакитового комплекса с возрастом 147-138 млн лет. По своим геохимическим характеристикам породы этих комплексов аналогичны магматитам северного обрамления и соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. Почти сразу (через 2 млн лет) – 119 млн лет назад надсубдукционный магматизм сменился формированием пород бимодальных вулcano-плутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Становление контрастного магматизма продолжалось около 20 млн лет, почти до начала позднего мела (97 млн лет) и сопровождало закрытие Монголо-Охотского бассейна [5]. Как и магматиты этого возраста, развитые вдоль северного обрамления пояса, образования вдоль южного контура пояса по своим геохимическим характеристикам соответствуют породам, которые сопровождали син- или постколлизийные процессы. В начале позднего мела (94 млн лет назад) начинают формироваться внутриплитные породы трахиандезитового – абсарокитового составов [2].

Площадное распространение вышеперечисленных пород вдоль южного обрамления МООП обрезается структурами Буряя-Цзямусинского супертеррейна, в пределах которого позднемезозойские магматиты асинхронны по времени формирования и отличаются по вещественному составу от вышеперечисленных комплексов. Они соответствуют: поздняя юра – 135 млн лет – вулканы трахириолитовой формации с характерными признаками пород внутриплитного магматизма; 120-105 млн лет – вулканические комплексы андезитовой формации; 101-99 млн лет – вулcano-плутонический комплекс риолитов – щелочных трахитов. Этот факт говорит о том, что Буряя-Цзямусинский супертеррейн не принимал участия в закрытии Монголо-Охотского бассейна [5] и не является структурой, зависимой от эволюции МООП.

В южном обрамлении пояса площадное распространение магматитов не превышает 25-30 % территории. Представлены они почти в равной доле вулканической и плутонической составляющими. В северном обрамлении плутонические образования слагают более 50 % территории, а вулканические породы сохранились как реликтовые покровы.

Накопленные к настоящему времени данные о вещественном составе и условиях становления магматических комплексов в обрамлении МООП позволяют предположить, что породы этих комплексов формировались в следующих геодинамических обстановках: субдукционных – коллизийных – рифтогенных [2].

По данным [7], уже в позднекаменноугольную эпоху в регионе существовала двусторонняя (синхронная) субдукция под Северо-Азиатский кратон и Аргунский супертеррейн. Высказывались предположения о раннепермской субдукции под Аргуно-Мамынский массив (Аргунский террейн), о субдукционных процессах в мезозое под Северо-Азиатский кратон [1, 3]. Мезозойский субдукционный этап подтверждается становлением известково-щелочных комплексов в интервале 147-122 млн лет. В связи с этим фактом интерес представляют данные в работе, посвящённой изучению мезозойского магматизма на территории, расположенной юго-западнее изучаемой площади – южное обрамление МООП [6]. Здесь авторы выделяют четыре магматических этапа. На первом – начальном этапе (155 млн лет назад) формируются породы, чья геохимическая характеристика позволяет сопоставить их с породами, относимыми нами к адакитам. В них также высоки концентрации Sr и Sr/Y соотношения, высо-

кое значение A/CNK. По мнению авторов [6], адakitовый магматизм, сменившись на преимущественно известково-щелочной, продолжался в этом регионе до 126 млн лет. Все эти события исследователи связывают с процессами субдукции [6]. Естественно, что встречное движение двух геологических объектов: Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, провоцирующих субдукционные процессы в регионе, на определенном этапе завершились и сменились на коллизионный. Коллизионному этапу соответствует становление бимодальных комплексов с возрастом 119-97 млн лет. Это событие отражает окончательное закрытие Монголо-Охотского бассейна [5].

По данным геофизических исследований [4], на начальном этапе процесса коллизии – окончательного закрытия Монголо-Охотского бассейна, Северо-Азиатский кратон претерпевал вертикальные перемещения. Именно здесь, в северном обрамлении МООП, выведены на поверхность плутонические образования и дайковые поля, которые при формировании вулканогенных образований играли роль подводящих каналов.

Анализ вещественного состава пород, геохронологических событий, а главное, геодинамических этапов и их последовательности (сменяемости), позволяют сделать следующее предположение: синхронность геодинамических событий в обрамлении МООП связана с закрытием Монголо-Охотского бассейна и отражается в синхронности формирования магматитов этого региона. При этом отмечается закономерность как в геодинамических процессах, так и в сопровождающих их магматических. Конец юры – ранний мел (147 или 155, по [6], – 122 млн лет) – субдукция океанических образований Монголо-Охотского бассейна под континентальные окраины Аргунского супертеррейна и южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Коллизионный этап (119-97 млн лет), связанный с закрытием Монголо-Охотского бассейна. Постколлизионный этап (деформационный) проявился 94-88 млн лет назад и соответствовал началу деструкции Амурской плиты. Этот этап пульсационно продолжается поныне [2]. Последний факт подтверждается формированием внутриплитных базальтоидов кайнозойского возраста [1, 2]

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
2. **Дербек И.М.** Мезозойский магматизм, как показатель тектонических перестроек восточной окраины Азии (Монголо-Охотский сектор) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции. Владивосток: Дальнаука. 2013. С. 36-39.
3. **Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
4. **Шевчук Б.Ф., Каплун В.Б.** Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферной плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3-20.
5. **Derbeko I.M.** Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. In Tech. Rijeka, Croatia 2012. P. 99-124.
6. **Liu C., Zhou Z., Tang Y., Wu C., Li H., Zhu Y., Jiang T., Liu W., Ye B.** Geochronology and tectonic settings of Late Jurassic – Early Cretaceous intrusive rocks in the Ulanhot region, central and southern Da Xingan Range // Geological Magazine . V. 154. N. 5. P. 923-945.
7. **Sengor A.V., Natal'in B.A.** Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 486-640.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СИЛАСИНСКОЙ И КЕМСКОЙ СВИТ СИХОТЭ-АЛИНЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Диденко А.Н.^{1,4}, Архипов М.В.¹, Ото Ш.², Голозубов В.В.³, Кудымов А.В.¹, Войнова И.П.¹,
Песков А.Ю.¹

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск*

²*Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama, Japan*

³*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

⁴*Тихоокеанский государственный университет, Хабаровск*

По современным представлениям [9 и др.], Сихотэ-Алиньский орогенный пояс сложен террейнами, выполненными породными комплексами различных палеогеодинамических зон. В составе террейнов имеются породы, образованные как в надсубдукционных, так и внутриплитных океанических обстановках [1, 2]. И если дискриминация пород на надсубдукционные и внутриплитные океанические серии в настоящее время не встречает заметных трудностей, то разделение первых на образования краевых или задуговых бассейнов, фронтальных или тыловых зон островных дуг зачастую проблематично. В частности, в составе Кемского (островодужного) и Киселевско-Маноминского (аккреционной призмы) террейнов выделяются свиты – кемская и силасинская, соответственно, возраст и геохимические характеристики пород которых близки – альбские вулканогенно-осадочные породы островодужного генезиса, в обоих случаях осадочные прослои свит содержат элементы цикличности [1, 5]. В настоящее время расстояние между выходами этих свит составляет более 700 км. Задачами настоящего исследования было определение: 1) источников сноса для осадочных пород этих свит; 2) абсолютное широтное и относительное к континентальной Евразии положение в момент их образования.

Объектами изучения являлись вулканогенно-осадочные образования кемской свиты в бассейне р. Кема, входящие в состав одноименного террейна, и силасинской свиты на южном берегу оз. Удыль, входящие в состав Киселевско-Маноминского террейна. Песчаники кемской свиты формировались за счет размыва преимущественно сиалического материала, седиментация проходила синхронно с базальтовым вулканизмом островодужного типа [1, 6]. В алевролитах верхней части подсвиты описан палинокомплекс, позволяющий датировать вмещающие отложения поздним альбом [4]. Осадочные отложения силасинской свиты формировались в обстановке активной континентальной окраины (эпиокеанической) и имеют альб-раннесеноманский возраст [3, 5].

Для детритовых цирконов из песчаников верхнекемской подсвиты (135 зерен) получены 58 конкордантных оценок возраста (рис. 1а), характеризующиеся широким размахом – от 108 до 2550 млн лет (рис. 1б). Самый «молодой» циркон имеет возраст 107.5 ± 2.3 млн лет (рис. 1б), что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом подсвиты [4]. В интервале 168–277 млн лет выделяются четыре возрастные совокупности цирконов (21% всех зерен) 168–178, 198–220, 245 ± 5 и 261–277 млн лет, временная разница между серединами которых составляет 25–35 млн лет (рис. 1б). Вероятно, эти 4 интервала соответствуют зарождению в средней перми вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма. В интервале от 277 до 740 млн лет продолжительностью более 450 млн лет обнаружен всего лишь один циркон с конкордантным возрастом – $476,5 \pm 7,7$ млн лет (рис. 1б), источником которого могут быть коллизионные граниты раннепалеозойского Ханкайского террейна с возрастом 490–460 млн лет [7]. В докембрийской части диаграммы выделяются три возрастные совокупности цирконов 2,2–2,5; 1,5–2,0 и 0,74–0,95 млрд лет (рис. 1б), выполненные 17, 38 и 14% обнаруженных в штуфе альбских песчаников зерен циркона с конкордантными U/Pb

датировками, соответственно. Указанные докембрийские временные интервалы коррелируются с аналогичными по времени суперконтинентальными циклами, выделяемыми на известных глобальных распределениях детритовых цирконов [8].

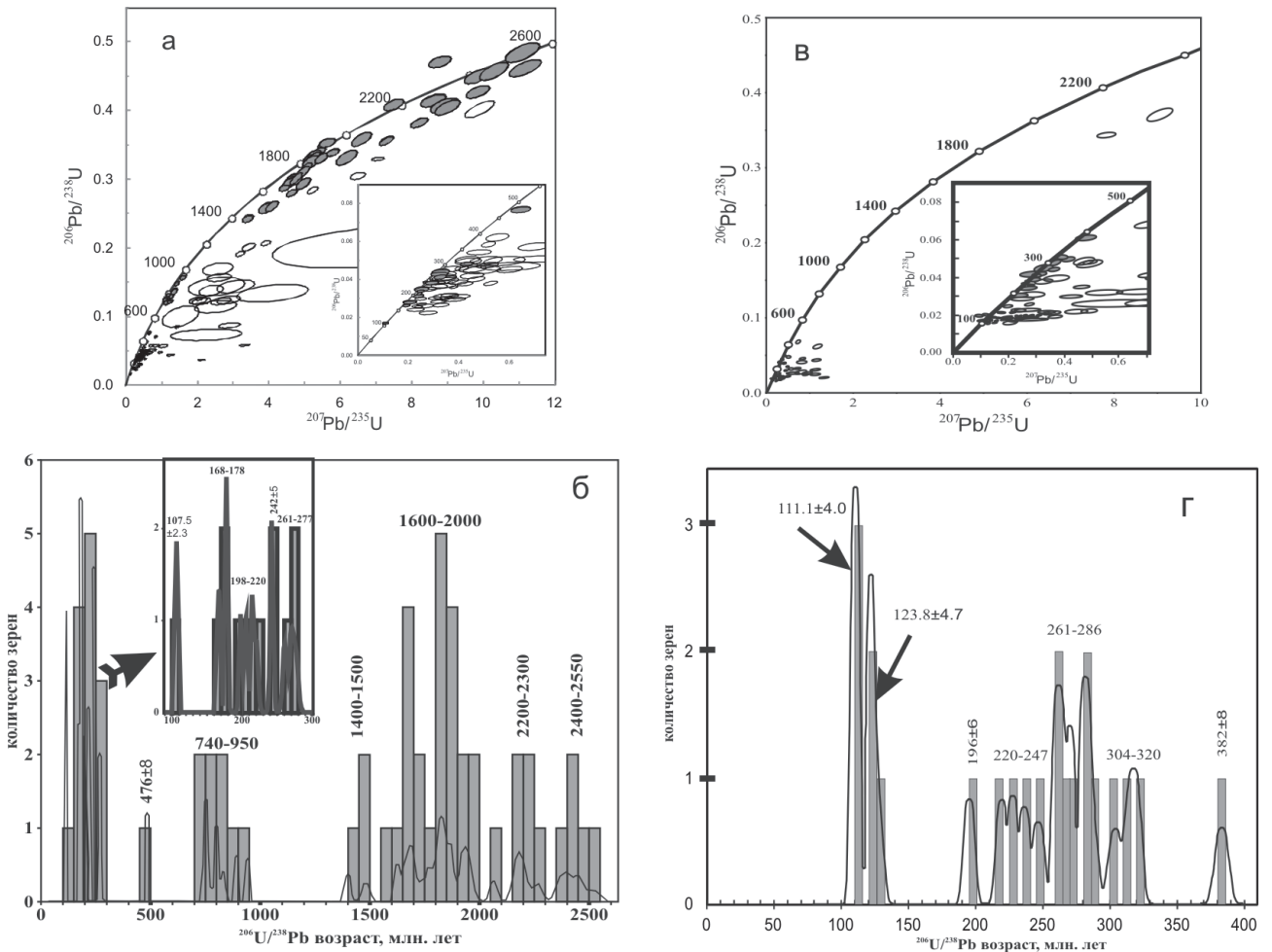


Рис. 1. U-Pb датирование детритовых цирконов из осадков кемской (а, б) и силасинской (в, г) свит.

а, в – диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией для исследованных зерен, на врезках даны фанерозойские части диаграмм. Эллипсы серого цвета – овалы доверия ($\pm 2s$) конкордантных U/Pb датировок. Числа у линии конкордии – возраст в млн лет.

б, г – гистограммы и расчетные кривые распределений плотности вероятности возрастов детритовых цирконов с конкордантными датировками.

Для детритовых цирконов из алевропесчаников нижней подсвиты силасинской свиты (91 зерно) получены 22 конкордантные оценки возраста (рис. 1в), которые характеризуются размахом от 110 до 384 млн лет (рис. 1г). Самая «молодая» в исследованном штуде группа из 3-х зерен (14 %) цирконов имеет возраст $111,2 \pm 2,9$ млн лет, что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом силасинской свиты [3, 5]. Возраст второй группы цирконов, также их 3-х зерен, составляет $124,3 \pm 6,5$ млн лет. Далее в интервале продолжительностью почти 80 млн лет не обнаружено ни одного циркона с конкордантным возрастом. В раннеюрско-позднекаменноугольном (196-320 млн лет) интервале диаграммы выделяются четыре возрастные совокупности цирконов (68 % всех зерен) 196±6, 220-247, 261-286 и 304-320 млн лет (рис. 1г), временная разница между серединами которых составляет 37-40 млн лет. Самый древний циркон имеет возраст 382 ± 8 млн лет. Вероятно, эти 4 интервала соответствуют

зарождению в средней перми эпиокеанической вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма.

Образцы пород силасинской и кемской свит прошли полный цикл петро- и палеомагнитных исследований, на основании которых для образцов пород обеих свит были выделены современная и древняя компоненты намагниченности. Проведенные тесты складки и обращения указывают на однозначно «доскладчатый» возраст древних компонент намагниченности пород как силасинской, так и кемской свит и, с большой вероятностью, на их первичность. Для расчета как координат палеомагнитного полюса, так и истинной палеошироты, с учетом проведенных расчетов величины занижения наклона намагниченности, использовалось следующее значение высокотемпературной компоненты намагниченности пород (статистика на уровне образцов) в стратиграфической системе координат. Силасинская свита – Dec=271,7°, Inc=52,2°, K=13,5, a95=5,1°, координаты палеомагнитного полюса Plat=26,3°, Plong=70,5°, dp=4,8°, dm=7,0°, средняя палеоширота составляет 33° с.ш. при ее крайних значениях 28÷38°. Кемская свита - Dec=349,9°, Inc= 55,5°, K=15,4, a95=5,5°, координаты палеомагнитного полюса Plat=77,7°, Plong=358,4°, dp=5,6°, dm=7,9°, средняя палеоширота составляет 36° с.ш. при ее крайних значениях 31÷42°.

Анализ вновь полученных геохронологических и палеомагнитных, а также геолого-структурных данных для изученных пород позволяет сделать следующие выводы:

1) распределения конкордантных датировок цирконов кемской и силасинской свит существенно различаются. В первой – обнаружены цирконы с широким возрастным диапазоном от начала палеопротерозоя до конца раннего мела, привнос докембрийских цирконов осуществлялся из континентальных областей восточной Евразии. Во второй – самый древний циркон с конкордантной датировкой имеет среднепалеозойский возраст;

2) палеошироты формирования пород кемской и силасинской сходны – 33±5° и 36±6° с.ш., соответственно, что существенно южнее их современного положения;

3) породы силасинской свиты отлагались в геодинамической обстановке внешней островной дуги, последняя была отделена задуговым бассейном от внутренней (вулканической) островной дуги, в которой происходило накопление осадков кемской свиты. Ширина и глубина задугового бассейна были достаточны, чтобы влияние континентальных источников сноса в зоне накопления осадков силасинской свит не сказывалось.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00117).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 239 с.

2. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В. и др. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121-138.

3. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. (Издание 2-ое). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб: ВСЕГЕИ 2011 г.

4. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 52-66

5. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.

6. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 7-13

7. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст гранитоидовкивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 392-396.

8. Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A. et al. The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society. 2010. V. 167. P. 229-248

9. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region / Late Jurassic Margin of Laurasia - A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. GSA Special Paper 513. 2015. P. 509-526.

10. Ludwig, K. R. User's manual for Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 5. 2012. 75 p.

ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕО- И СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Диденко А.Н.^{1,2}, Носырев М.Ю.¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Современный этап геолого-геофизических исследований дальневосточных территорий России требует особого внимания к исследованию глубинного строения региона, что обусловлено как социально-экономической, так и научной необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, прогноза землетрясений и скрытых на глубине полезных ископаемых. Такие работы, как правило, ведутся по профилям с применением сейсмического и магнитотеллурического зондирования, которые в идеале должны равномерно покрывать исследуемую территорию. Для изучаемой нами территории таких данных немного [4], а проведение новых инструментальных работ в настоящее время по разным причинам весьма проблематично. Поэтому все большее применение находят специализированная обработка и интерпретация потенциальных геофизических полей с целью определения глубинной структуры земной коры.

При создании геологических карт третьего поколения масштаба 1:1000000 [8] широко используются сводные цифровые карты гравитационного и магнитного полей, которые служат исходным базисом создания прогнозно-геофизических карт для основных минерагенических зон России, решения задач глубинного строения. В настоящей работе для расчетов элементов глубинного строения Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий на основе спектрального анализа потенциальных геофизических полей использовались их цифровые модели для континентальной части Дальнего Востока (силы тяжести в редукции Бугэ и аномального магнитного), подготовленные сотрудниками ВСЕГЕИ по заказу ИТиГ ДВО РАН.

Для определения структуры магнитоактивного слоя земной коры была выполнена оценка глубины точки Кюри (CPD), ниже которой подразумевается отсутствие в земной коре намагниченных тел. Эта глубина отождествляется нами с изотермой 578°C – точкой Кюри магнетита, который является основным носителем намагниченности пород в регионе. Определение данной границы важно как с точки зрения интерпретации магнитометрических данных и построения петромагнитных моделей земной коры, так и с точки зрения оценки температурного режима региона. Глубина данной границы рассчитана на основе анализа спектра регионального магнитного поля как нижняя граница магнитовозмущающих тел,

аппроксимированных вертикальными призмами. Данная методика широко используется в мировой практике и рассмотрена во многих работах [12, 13 и др.]. Для расчета было выбрано окно размером 100×100 км. Меньший размер «окна» нецелесообразен, так как есть опасность «потерять» длинноволновую составляющую. Для каждого квадрата с помощью анализа спектра магнитного поля в области его наиболее длинноволновой части проведена оценка глубин кровли (Zt) и центра (Zm) магнитоактивного слоя. Расчет глубины подошвы слоя (Zb) осуществлялся по формуле: $Hb=2Zm-Zt$. В результате для Сихоте-Алинского региона и прилегающих территорий построена карта подошвы магнитоактивного слоя. Поверхность имеет сложный (ячеистый) характер; максимальные глубины нижней границы магнитоактивного слоя отмечаются для района Буреинско-Цзямусы-Ханкайского массива (25-27 км), минимальные (16-20 км) – для Центрально-Сихотэ-Алинской зоны, Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и Удской впадины на северо-западе региона. Первые результаты по расчету поверхности Кюри и оценке мантийного теплового потока опубликованы в [5].

Аналогично по полю силы тяжести выполнено определение положения границы Мохо на основе оценки глубин верхней кромки аномалиеобразующих тел, рассчитанных по крутизне спада энергетического спектра низкочастотной составляющей поля по методике [12]. В результате установлено, что наиболее адекватно глубину данной границы отражает двухмерный спектр гравитационного поля, полученный в окне размером 300×300 км. Для всей территории был выполнен расчет глубин в скользящем окне данного размера при шаге движения окна 100 км. Полученные результаты относились к центру окна, и по этим точкам строилась гравитирующая поверхность, отождествляемая с поверхностью Мохо, глубина до которой в нашей модели колеблется в интервале 27-45 км и в целом соотносится с глубиной Мохо по сейсмическим данным [3, 6, 9].

Эффективным методом изучения глубинного строения является построение 3D гравимагнитных моделей сеточным способом с получением в узлах сетки расчетных значений плотности или намагниченности. Для Сихоте-Алинского региона нами были рассчитаны плотностные модели литосферы до глубины около 130 км с использованием алгоритмов решения обратной задачи, по Б.А. Андрееву [2] и И.И. Приезжеву [10], реализованных в программном комплексе КОСКАД 3D [7].

Построение сеточной модели по способу И.И. Приезжева [10] основано на пересчете поля в нижнее полупространство. С использованием этого алгоритма построена модель распределения плотности по сети 10×10×5 км, где каждой точке трехмерной сети отвечает параметр, соответствующий относительной плотности источников поля силы тяжести.

Второй способ получения распределения относительной плотности основан на использовании спектрально-корреляционного анализа и оптимальной линейной фильтрации, когда каждой частотной составляющей в спектре гравитационного поля соответствует определенная глубина залегания аномалиеобразующего объекта, известный как способ Б.А. Андреева, затем существенно модернизирован в программном комплексе КОСКАД 3D А.В. Петровым [7]. Решение позволяет получить распределение относительных плотностей в узлах равномерной сети. Важным достоинством этого способа является возможность пересчета полученной модели в значения абсолютной плотности при задании определенных особенностей ее поведения. Такая работа была проделана нами для Сихоте-Алинского региона, и в результате получены две модели по сети также 10×10×5 км со значениями в узлах сети как относительной плотности, так и плотности в абсолютных значениях. При этом при пересчете в абсолютные значения задавался один главный параметр – значение плотности на глубине 40 км в 3,24 г/см³. Модель задаваемой плотности может быть и очень сложной с детальной фиксацией по глубинам.

Однако это применимо в основном на относительно локальных участках, для больших же регионов достаточно нескольких базовых поглубинных цифр плотности.

Сравнивая результаты по двум использованным способам, можно видеть, что в основных деталях они практически идентичны. Рассмотренные выше дополнительные возможности второго способа определяют его некоторое преимущество в сравнении с первым алгоритмом. Но большая скорость и простота расчётов по способу И.И. Приезжева делают его важным инструментом для начальной оценки распределения гравитирующих масс с глубиной.

Впервые получена площадная, единая для региона картина распределения магнитных и плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии. Полученные модели дают новую значительную информацию для анализа палео- и современной геодинамики Сихотэ-Алинского орогенного пояса. В частности, впервые для региона показаны 3 линейные протяженные плотностные зоны в верхней мантии: две с повышенной плотностью и между ними с пониженной. Такое линейное распределение аномалий поля силы тяжести в пределах Южного и Центрального Сихотэ-Алиния весьма сходно с Камчаткой. Там отчетливо проявлены две зоны протяженных положительных гравитационных аномалий на участке от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций до зоны поперечных разломов, продолжающихся на Камчатке алеутское направление. Восточная зона соответствует восточным полуостровам и маркирует современную зону субдукции; западная (остаточная) – протягивается вдоль Центральной Камчатской депрессии, связана с зоной палеосубдукции миоценового возраста и обусловлена нарушением изостазии в период субдукции [1].

Полагаем, что представленная нами модель распределения плотности в верхней мантии Южного и Центрального Сихотэ-Алиния соответствует двум палеозонам Беньюфа: поздне-меловой (восточная) и юрской (западная), и также обусловлена нарушением изостазии в период субдукции. Между этапами развития этой части континентальной окраины Евразии как активной с надсубдукционным магматизмом доминировала геодинамическая обстановка трансформной окраины, индикаторы которой (синдвиговое растяжение – Татибинская интрузивная серия) в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома [11].

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (№ 16-17-00015) и в рамках Государственного задания ИГиГ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования / Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камч.: ИГиГ ДВО РАН. 2001. – 428 с. <http://students/web/ru/db/msg/html?mid=1164975>.

2. Андреев Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М.: Госгеолтехиздат. 1960. 260 с.

3. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 3-13.

4. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.

5. Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиния и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // Доклады академии наук. 2017. Т. 477. № 3. С. 352-356.

6. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф., Кириков Д.А., Мовчан И.Б., Чистяков Д.Н. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельского // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143-151.

7. Никитин А.А., Петров А.В., Алексахин А.С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад 3D» / <http://coscad3d.ru/main.php>.

8. Петров О.В., Зубова Т.Н., Вербицкий В.Р. (ВСЕГЕИ). Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 19-33.

9. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья / Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток. 1980. С. 43-53.

10. Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравиразведки, магнитометрии и сейсморазведки // Геофизика. 2005. № 3. С. 46-51.

11. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока / Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34.

12. Spector A., Grant F.S. A Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35. No. 2. P. 293-302.

13. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

СИНТЕКТОНИЧЕСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ЗОНАХ ВЫСОКОСКОРОСТНЫХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ (ТАСТАУСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Докукина К.А.¹, Владимир В.Г.²

¹*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dokukina@mail.ru*

²*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В пределах позднегерцинской Тастауской вулканоплутонической структуры (Чарская сдвиговая зона, Восточный Казахстан) в метаморфизованных песчано-сланцевых отложениях раннего карбона распространены необычные по морфологии и размеру (2–70 см) базитовые обособления, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами.

Тела базитов по морфологии и характеру контактов можно подразделить на три типа. К первому относятся дайки небольшой мощности и системы жил, которые взаимно пересекаются, деформируются и фрагментируются (рис. 1а) с формированием тел иррегулярного (рис. 1б) и сфероидального типов (рис. 1в, г). Тела сфероидального типа наиболее распространены – это «россыпи» глобулей, полых (рис. 1в) и мешкообразных (рис. 2г) структур, размером от 2 до 70 см, более всего по форме напоминающие птичьи яйца. Полые и мешкообразные обособления – это разновидность глобулей, внутренняя часть которых выполнена метаосадочными породами. На границе с вмещающими породами базиты имеют ярко выраженные зоны экзо- и эндоконтактов. Тела иррегулярного типа наиболее многообразны по формам – это амебообразные, удлиненно-капельные, флюидальные и лопастевидные тела (рис. 1а, б). Они часто образуют цепочки, повторяя положение жил и даек, являющихся источником их материала (рис. 1а). Тела данного типа часто имеют фестончатые, флюидальные и пламенивидные контакты с вмещающими породами.

Формирование незначительных по размерам бескорневых интрузивных тел в литифицированных толщах необычно. Как правило, при внедрении расплава в относительно жесткие породы в гипабиссальных условиях формируются дайки с параллельными стенками. Наложенные деформации приводят к будинированию консолидированных даек с вращением

и механической обработкой отдельных ее фрагментов. Однако для базитовых микроинтрузий Тастауской структуры признаки будинажа отсутствуют. Во внешних частях даек и сфероидальных тел базитов наблюдаются непрерывные и недеформированные зоны закалки, которые свидетельствуют о том, что фрагментация расплава происходила до его консолидации. На это же указывает существование пластично деформированных иррегулярных тел с фестончатыми и пламеневидными контактами, характерными для механического смешения маловязких сред (например, [2]).

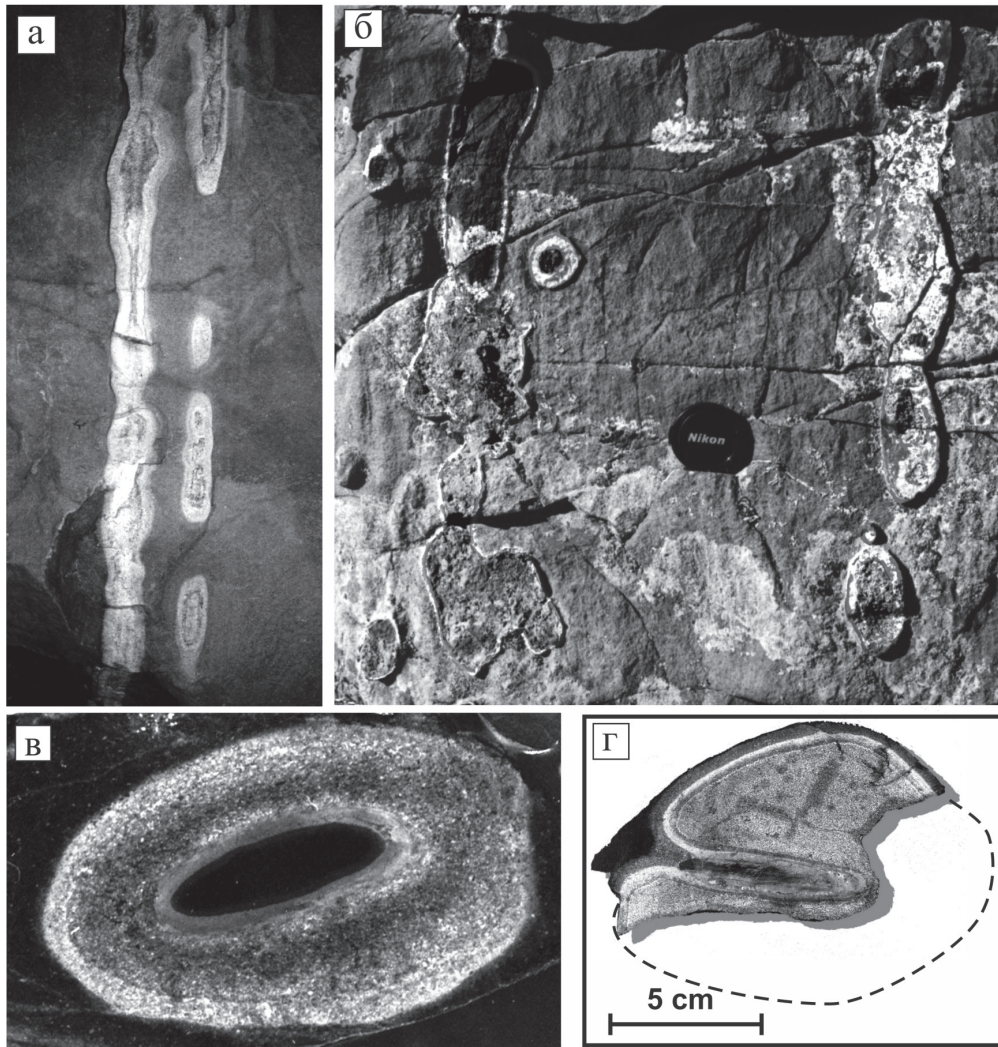


Рис. 1. Морфология базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (пояснения в тексте).

Предложена модель фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки [1]. Предполагается, что в момент трещинообразования с инъецированием базитового расплава происходило синхронное разрушение структуры метаосадочных пород с кратковременным падением их вязкости. В сочетании со сдвиговой природой трещинообразования это обеспечивало рассеивание расплава преимущественно вдоль линейных тектонических зон с образованием всевозможных переходов от нормальных даек и жил до иррегулярных и сфероидальных тел. В зависимости от

ориентировки жил рассеивание происходило не только по простирацию с появлением псевдодубинажа, но и под острым углом с формированием колчановидных складок течения, либо имела место фронтальная нестабильность.

Фрагментация расплава происходила в момент дробления метаосадочного матрикса, формирования зон брекчирования, и соответствующего падения вязкости вмещающих пород с приобретением ею квазижидкого (текучего) состояния. Только в этом случае за счет сил поверхностного натяжения отдельные порции базитового расплава могли приобрести сфероидальные формы [4], которые сохранились после его консолидации. Падение вязкости метаосадочного матрикса существовало в очень ограниченный период времени, затем вновь стали доминировать хрупкие деформации. Кратковременность и интенсивность тектонического события обусловили, с одной стороны, сам процесс фрагментирования расплава, с другой – обеспечили сохранение уже консолидированного расплава в форме глобулей, полых и мешкообразных тел с недеформированными зонами закалки. Внедрение расплава в катаклазируемые породы привело к активному механическому взаимодействию между расплавом и вмещающими породами – фрагментации расплава, захвату базитовым расплавом обломков вмещающих пород, пропитыванию расплавом наиболее раздробленных участков пород.

Катакластическое сдвиговое течение во вмещающих породах сопровождалось разрушением метаосадочных пород с образованием разноразмерных фрагментов, перемещаемых относительно друг друга. Подобное синдеформационное перемещение обломков отвечает реологическому поведению несцементированных пород, что дает возможность провести аналогию с данными [3]. В данной работе показано, что вследствие нестабильности, возникающей на границе лавы и вмещающих осадков, при высокоскоростном внедрении базитового расплава в эоловые пески происходит дезинтеграция расплава с формированием пеперито-подобных структур – глобулярных обособлений базитов.

Таким образом, становление базитовых микроинтрузий происходило синхронно с тектоническими процессами сдвиговой природы, которые обеспечили нарушение внутренней структуры метаосадочных толщ и, как следствие, кратковременное падение их вязкости. Скорости деформации были сопоставимы с современными внутрикоровыми землетрясениями. Интенсивные сдвиговые деформации и синхронное впрыскивание маловязкого расплава привели к его дезинтеграции и «рассеиванию» вдоль линейных тектонических зон с формированием глобулярных и других интрузивных тел.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 19 и гранта РФФИ № № 16-05-01011.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Докукина К.А., Владимиров В.Г.** Тектонический контроль формирования базитовых интрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 769-783.
- 2. Furman T., Spera F.J.** Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1985. N. 24. P. 151-178.
- 3. Jerram D., Stollhofen H.** Lava/sediment interaction in desert settings: are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? // J. Volcanol. Geotrm. Res. 2002. V. 114. P. 231-249.
- 4. Snyder D., Crabes Ch., Tait S., Wiebe R.A.** Magma Mingling in Dikes and Sills // J. Geol. 1997. V. 105. P. 75-86.

ВЫСОКОБАРНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД В БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

Докукина К.А.¹, Минц М.В.¹, Конилов А.Н.^{1,2}

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: dokukina@mail.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) [7]. В блоках субдукционных эклогитов эклогитовой ассоциации Салма мы изучили гранат-фенгит-кварцевые породы [2].

Крупнозернистые боросиликат-, гранат-, кианит-, фенгит- и корунд-содержащие кварцевые породы были исследованы в ретроградно изменённых телах эклогитов карьера Куру-Ваара. Эти породы имеют жильную или линзовидную форму (мощностью первые сантиметры – первые метры) и характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами, или формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. В этом случае структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподушечным заполнением, образованным гиалокластитами и осадками в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы гранат-фенгит-кварцевых пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадках в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффигов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах [2].

Порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими крупными (до 5 см) угловатыми агрегатами кварца (40-60 % от объема породы), монокристаллами и гломросостками идиоморфного фенгита в кварце (рис. 1а) и/или полиминеральными агрегатами (50-35 %) (рис. 1б), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10-25 %). Фенгит является наиболее стабильной водной фазой в НР/УНР породах и может участвовать в реакциях дегидратационного плавления при декомпрессии [3, 5]. Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы (рис. 1). Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями биотит + плагиоклаз (\pm кианит и гранат), окруженными зональной короной полевого шпата. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из мусковита и/или биотита с кианитом, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, рутила, иногда с участием граната, дюрмортьерита и корунда (рис. 1б). Короны полевого шпата имеют зональное строение: калиевый полевой шпат на границе с кварцем сменяется альбитом ($Al_2Si_2O_7$), а альбит в свою очередь сменяется Са-На плагиоклазом по направлению к центру псевдоморфозы. В центре псевдоморфозы могут быть как калиевый полевой шпат, так и плагиоклаз, как вместе, так и только один полевой шпат. Иногда полевой шпат в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом – регулярными выделениями калиевого полевого шпата в плагиоклазе (рис. 2).

В экспериментах по плавлению кварц-фенгитовых сланцев [2], на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава

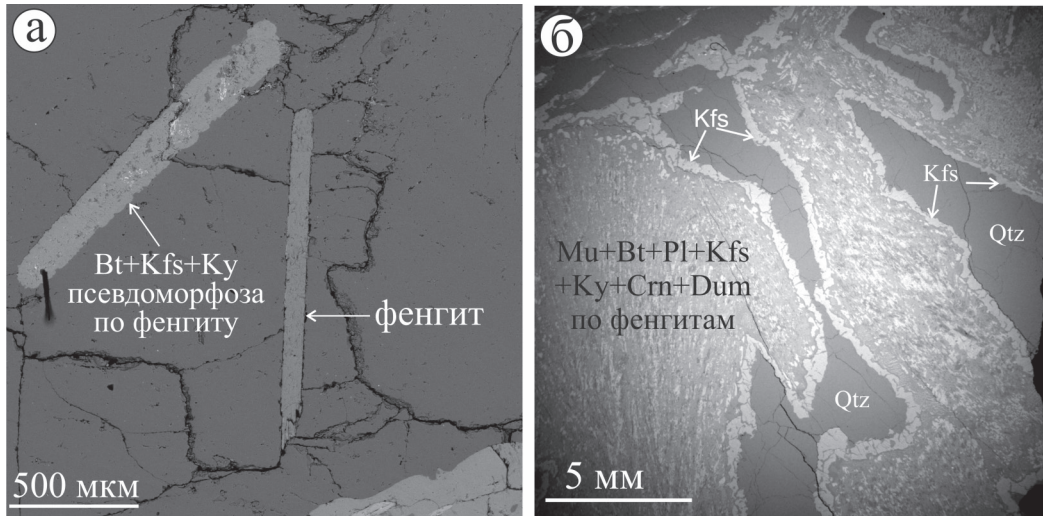


Рис. 1. BSE изображения: (а) – неизменный монокристалл фенгита; (б) полная псевдоморфоза по фенгиту.

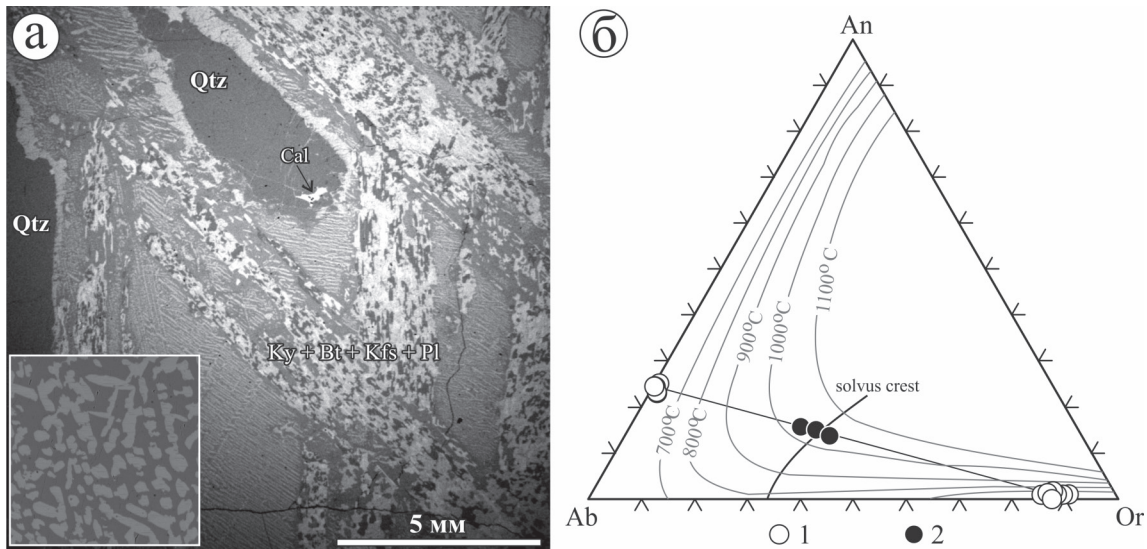


Рис. 2. (а) BSE изображение в отраженных электронах мезопертитов по полевому шпату с увеличенным фрагментом в белом квадрате; (б) треугольная диаграмма реинтегрированного состава субсолюдусного полевого шпата с кривой сольвуса, рассчитанной для 8 кбар по [4]. 1 – составы полевых шпатов в мезопертитах, 2 – реинтегрированный состав первичного полевого шпата.

на границе с кварцем. В пределах кианитовой зоны, дегидратационное плавление фенгита описывается реакцией инконгруэнтного плавления $\text{Phe} + \text{Qtz} = \text{Ky} + \text{Kfs} + \text{Phl} + \text{melt}$ (1) и $\text{Phe} + \text{Qtz} = \text{Ky} + \text{Kfs} + \text{Grt} + \text{Rt} + \text{melt}$ (2). По аналогии с этими экспериментами можно предположить, что зональные полевошпатовые короны в исследованных гранат-фенгит-кварцевых породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. Появление калиевого полевого шпата в этой реакции является свидетельством H_2O -насыщенных условий, так как в присутствии воды Kfs в экспериментах не формировался [2]. Кварц-дефицитный минеральный парагенезис мусковита, калиевого полевого шпата, биотита, плагиоклаза и корунда согласуется с реакцией дегидратации $\text{Phe} = \text{Crn} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ (3).

По-видимому, короны калиевого полевого шпата, являющиеся перитектической фазой реакции (1) сыграли роль природного контейнера, ограничившего приток кремнезема в область псевдоморфозы. Также необходимо отметить, что при плавлении фенгита расплав не удалялся из места зарождения. Этот эффект, по-видимому, связан с бронирующим эффектом вмещающего кварца. Фазе расплава отвечают плагиоклазы переменного состава, высокотемпературные полевые шпаты (представленные сейчас мезопертитами, см. рис. 2), сформированные при субсолидусной кристаллизации минерала из расплава и, возможно, некоторая часть калиевых полевых шпатов.

Мы предлагаем сценарий формирования гранат-фенгит-кварцевых пород, как продукта метаморфической трансформации океанического глинисто-кремнеземистого осадка. В процессе эклогитового метаморфизма, глиноземистые осадки были преобразованы в крупнозернистые гранат-кианит-фенгит-кварцевые породы при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650-750 °С. В процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений, фенгит испытал инконгруентное плавление с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз. Пик высокотемпературного метаморфизма в течение эксгумации оценивается как 850–900 °С, т.е. на 50–100 °С выше, чем в ранних оценках. В заключение следует отметить, что гранат-фенгит-кварцевые породы могут представлять собой кислый расплав, сформированный при дегидратационном плавлении гидротермально измененной океанической коры в зоне субдукции.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 19.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Brearley A. J., Rubie D. C.** Effects of H₂O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 925-956.
2. **Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N.** Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2017. V. 35. P. 435-451.
3. **Hermann J., Rubatto D.** Subduction of continental crust to mantle depth: geochemistry of ultrahigh-pressure rocks // In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, Second edition 4. Elsevier, Oxford. 2014. P. 309-340.
4. **Hokada, T.** Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: evidence of crustal metamorphism attaining ~1100° C in the Archean Napier Complex, East Antarctica // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 932-938.
5. **Massonne H.-J.** Hydration, dehydration, and melting of metamorphosed granitic and quartz-dioritic rocks at high and ultrahigh pressure conditions // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 2009. V. 288. P. 244-254.

ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО ЭТАПА ДЕФОРМАЦИЙ НА ЮГЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПОЛУОСТРОВ МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО, ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Желдак М.В., Голозубов В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: zheldakmv@yandex.ru*

Полуостров Муравьева-Амурского (г. Владивосток и его окрестности) является одной из наиболее изученных территорий Дальнего Востока, однако до сих пор остаются неясными и спорными многие вопросы, касающиеся характера и интенсивности деформаций в различные периоды становления его современной структуры.

В структурном отношении полуостров составляет южную часть Вознесенского террейна – фрагмента раннекембрийской пассивной окраины, входящего в состав Бурья-Ханкайского орогенного пояса. Фундамент террейна – нижнекембрийские осадочные породы и вулканиты, прорванные ордовикскими гранитами – обнажен на локальных участках несколько севернее полуострова, в окрестностях г. Артема. Этот фундамент в течение верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя неоднократно являлся ареной прибрежно-морской, реже эпиконтинентальной седиментации, вулканизма и интрузивного магматизма различной геодинамической природы.

Полуостров Муравьева-Амурского и расположенные юго-западнее острова Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда и др. образуют т.н. Муравьевскую горст-антиклиналь – положительную структуру северо-восточного простирания, ограниченную с северо-запада зоной Муравьевского, а с юго-востока – зоной Шкотовского разломов. Северо-западнее и юго-восточнее горст-антиклинали располагаются грабены Амурского и Уссурийского заливов [1].

Пермские отложения общей мощностью 3 950 м занимают ядро горст-антиклинали, представлены терригенными породами и вулканитами среднего и кислого состава, а на локальных участках – и карбонатными породами с многочисленными остатками фауны. Выделяются следующие стратоны: нижне-верхнепермская поспеловская свита (преимущественно терригенные породы), верхнепермские – владивостокская (вулканиты) и чандалазская свиты (терригенные и карбонатные породы). Перечисленные свиты смяты в складки и прорваны позднепермскими интрузиями гранитоидов (в том числе – Седанкинским массивом, цирконы в котором датированы $249,7 \pm 3,5$ и $260,7 \pm 3,1$ млн лет [5]), а также силлами и дайками гипабиссальных диабазов, диоритовых порфиритов и риолитов.

На крыльях горст-антиклинали фрагментарно обнажены терригенные, в том числе угленосные триасовые и нижнемеловые толщи, перекрывающие с размывом и угловым несогласием пермские образования и перекрытые, в свою очередь, также угленосными континентальными отложениями кайнозойских грабенов, включая грабены Амурского и Уссурийского заливов [2].

Структурные исследования проведены на обнажениях, в том числе – вскрытых при недавнем строительстве новой автодороги Седанка – Патрокл – о. Русский. Основным методом исследования деформаций разновозрастных образований являлись массовые замеры пространственной ориентировки структурных (слоистость, сместители разрывов) и кинематических (штрихи скольжения) элементов с определением, по возможности, типа перемещения вдоль разрывов. Результаты наблюдений выносились на круговые диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера), которые анализировались с определением главных осей деформаций.

В процессе исследований выявлено три главных этапа деформаций пермских, мезозойских и кайнозойских образований [4]. Кайнозойские угленосные присдвиговые грабены заполнялись континентальными отложениями в эоцене-олигоцене, а на локальных участках – и в миоцене в обстановке сжатия, ориентированного с ЮЗ на СВ [2, 3].

Наиболее интенсивные деформации происходили в конце раннего – начале позднего мела, при формировании Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [1]. Пермские триасовые и раннемеловые породы смяты в одном структурном плане, образуют складки СВ простирания, нередко осложненные надвигами. На крыльях Муравьевской горст-антиклинали наклон слоев подчеркивает антиклинальное строение, т.е. вдоль северо-западного крыла на побережье Амурского залива слои падают на СЗ, в то время, как вдоль юго-восточного крыла, на побережье Уссурийского залива преобладают падения на юго-восток. Наиболее крутые падения слоев установлены в непосредственной близости от граничных разломов, а ближе к осевой части горст-антиклинали эти деформации заметно затухают. Формирование этих структур происходило в поле сжатия, ориентированного с ЮЮВ на ССЗ.

Позднепермский этап деформаций зафиксирован на локальных участках в приосевой части горст-антиклинали вдоль юго-западного обрамления Седанкинского массива гранитов. В обнажении вдоль автодороги б. Патрокл – Седанка можно наблюдать верхнепермские владивостокскую и поспеловскую свиты, образующие фрагменты складок северо-западного простирания, а также многочисленные дайки и силлы также верхнепермских диоритовых порфиритов, диабазов и риолитов. Дайки мощностью до нескольких метров ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Этот структурный парагенезис позволил предположить, что формирование позднепермских структур происходило в поле сжатия, ориентированного с ЮЗ на СВ, т.е. поперек «мезозойского» направления сжатия, ориентированного, как указано выше, с ЮЮВ на ССЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
2. **Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли Донг-У, Касаткин С.А.** Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.
3. **Желдак М.В., Касаткин С.А., Павлюткин Б.И., Голозубов В.В.** Дислокации верхнемиоценовых образований Юго-Западного Приморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. Вып. 35. № 3. 60 с.
4. **Желдак М.В.** Этапы деформации пород полуострова Муравьева-Амурского и прилегающих территорий // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России. Тез. докл. IV Всероссийской конференции молодых ученых. 2012. 21 с.
5. **Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V.** Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia. // Jour. Of Mineral and Petrolog. Sciences. 2014. V. 109. P. 97-102.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕТРИТНЫХ ТУРМАЛИНОВ ИЗ ТЕРМИНАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИХОРЕВСКОГО И КИРЕНСКО-КУДРИНСКОГО ГОРИЗОНТОВ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОРДОВИК, СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Зайцев А.В.¹, Бакшеев И.А.²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: alzaitsev@rambler.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Рассматриваемый разрез ордовикских отложений вскрыт в среднем течении р. Мойеро и расположен к юго-востоку от Анабарского щита (северо-восток Сибирской платформы). Изученный интервал включает вихоревский, муктэйский, волгинский и киренско-кудринский горизонты (верхи дарривильского – нижняя часть сандбийского ярусов) [1]. Данные отложения изучены в двух обнажениях, расположенных на левом берегу р. Мойеро (обнажение № 70 [3], верхи волгинского – киренско-кудринский горизонты). Отложения волгинского горизонта здесь представлены чередованием светло-серых биокластовых и водорослевых известняков с темно-серыми и зеленовато-серыми глинами (аргиллитами). Киренско-кудринский интервал имеет преимущественно глинистый состав (красные, зеленые и зеленовато-серые глины и аргиллиты) с прослоями водорослевых, реже биокластовых известняков, согласно перекрывающих породы волгинского горизонта. Венчает киренско-кудринский интервал пачка мелко-тонкозернистых песчаников мощностью 3,5 м. Нижняя и верхняя границы пачки имеют резкий эрозионный характер. Отложения верхов вихоревского – муктэйского горизонта (обнажения 71 – 72 [3]) вскрываются на правом берегу р. Мойеро, соответственно ниже и выше устья р. Бугарикта. Данные породы представлены чередованием пестроокрашенных доломитов, аргиллитов и известняков, в нижней части с линзами гипса-селенита.

При помощи сканирующего электронного микроскопа изучен химический состав детритных турмалинов из песчаников терминальной части киренско-кудринского (5 проб) и содержащих значительное количество песчаной примеси пород верхов вихоревского (4 пробы) горизонта. Установлено, что изученные турмалины в подавляющем большинстве случаев представлены окатанными слабозональными зернами размером до 200 мкм (рис. 1). В качестве включений в турмалине присутствуют кварц, пирротин титанит и циркон (рис. 1, А, Г, Д, Е). По химическому составу большинство турмалинов относятся к ряду шерл-дравит. Однако, присутствуют единичные зерна, чей состав позволяет отнести их к окси-шерлу и фойтиту. В некоторых составах, по-видимому, присутствует существенное количество трехвалентного железа. Железистость турмалинов колеблется в пределах от 0,12 до 0,94 и от 0,16 до 0,96, а отношение $Ca/(Ca+Na)$ составляет от 0 до 0,34 и от 0,02 до 0,28, соответственно. Полученные результаты показывают, что источником турмалинов скорее всего являлись разного рода метапелиты или метасоматиты по пелитам. Несколько повышенный хром в некоторых зернах из двух проб из верхов киренско-кудринского горизонта можно объяснить их формированием при метаморфизме черных сланцев или прослоев, обогащенных органикой в метапелитах. В некоторых изученных зернах ядерная часть не окатана (рис. 1, Б, Д), что указывает на существование более раннего источника сноса. В целом можно заключить, что размыву подвергались более древние метаморфизованные осадочные породы с прослоями или линзами, обогащенными органикой (черные сланцы).

Состав тяжелой фракции специально нами не изучался, однако, были проанализированы три образца из пачки песчаников, расположенной в кровле киренско-кудринского горизонта. Для анализа тяжелой фракции была использована фракция менее 0,1 мм. Проанализирован-

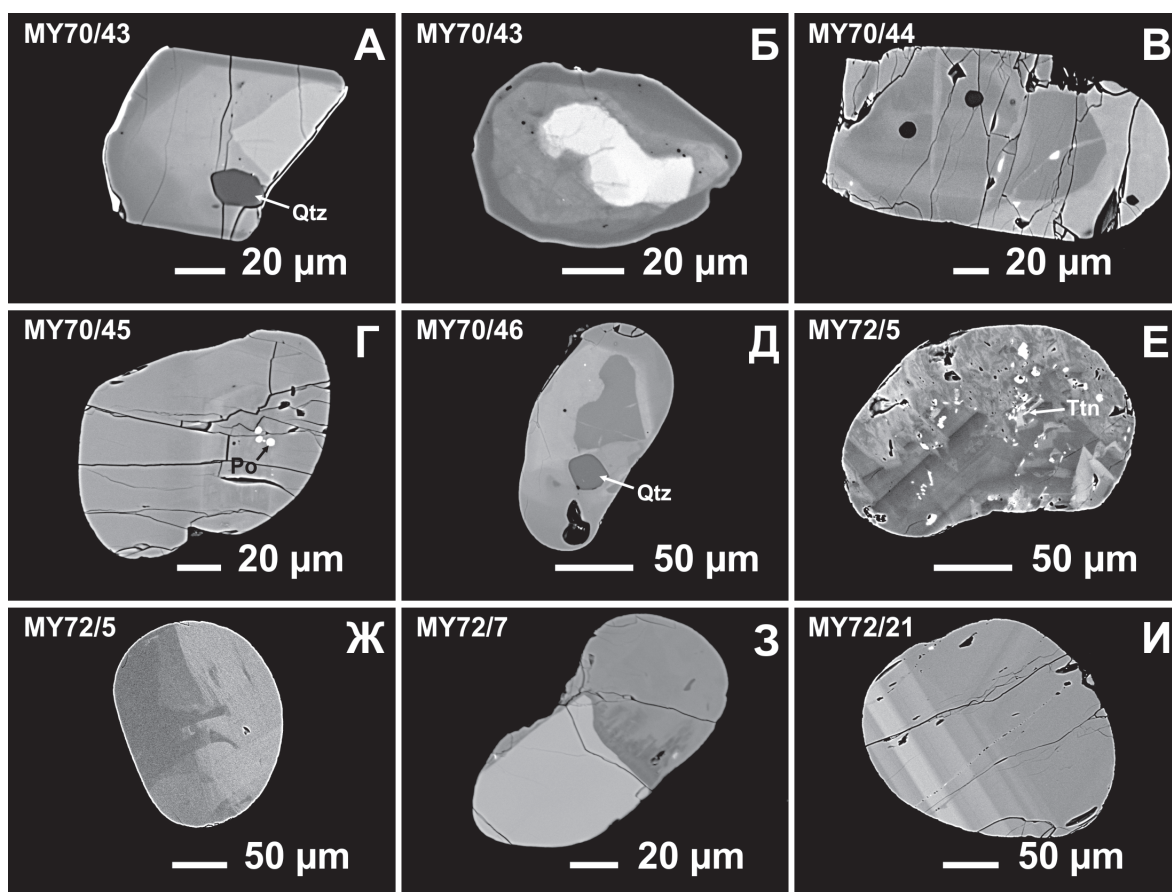


Рис. 1. Микрофотографии детритных цирконов из терминальных отложений киренско-кудринского (А – Д) и вихоревского (Е – И) горизонтов опорного разреза ордовика среднего течения р. Мойеро. Показана разная (от средней до весьма хорошей) окатанность зерен, отчетливо выраженная зональность. Включения: Qtz – кварц; Po – пирротин; Ttn – титанит.

ные породы сложены преимущественно кварцем тонкозернистой размерности. Минеральная ассоциация прозрачных минералов тяжелой фракции в изученных образцах представлена преимущественно в значительной степени окатанными зернами турмалина, титанита, ставролита, кианита и циркона. Выявленный минеральный состав характеризуется достаточно устойчивыми в процессе переноса минералами, что, наряду с их высокой степенью окатанности и преимущественно кварцевым составом пород, может свидетельствовать об удаленности источника сноса или неоднократном переотложении терригенного материала. Последнее подтверждается результатами изучения зерен турмалинов, в которых также установлена полистадийность их формирования. Причина сильной окатанности зерен циркона в изученных образцах может являться результатом их неоднократного переотложения из более древних осадочных или метаосадочных пород. Совместное нахождение кианита и ставролита в составе тяжелой фракции предполагает их метаморфическое происхождение [2]. В целом, минеральный состав тяжелой фракции песчаников киренско-кудринского горизонта, скорее всего, свидетельствует о существовании нескольких разных источников терригенного материала, которые представлены более древними осадочными и метаморфическими породами. Подобные породы имеют достаточно широкое распространение в обрамлении Анабарского щита [4], и это в свою очередь может являться дополнительным доказательством существования достаточно обширной Анабарской суши в ордовикское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во Гео. 2007. 269 с.
2. Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. Т. 2. Руководство по петрографии осадочных пород. Москва: Из-во Недра. 1968. 568 с.
3. Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Сибирская платформа. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 65 с.
4. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3 – 21.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Зелепугин В.Н., Змиевский Ю.П., Юрченко Ю.Ю.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: Yuri_Yurchenko@vsegei.ru*

1. Структура Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) сформировалась в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, заложенного на Восточной окраине Азиатского континента, в восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса [5], связавшего в позднем триасе в единый Азиатский материк Сибирскую и Северо-Китайскую платформы.

2. По современным представлениям [2, 4] структура САСС представляет собой коллаж весьма различных по размеру и конфигурации разновозрастных террейнов, аккрецированных к окраине Азиатского континента. При этом предполагается перемещение ряда террейнов из весьма удаленных районов.

3. Однако, как показывает анализ результатов работ по созданию листов Госгеолкарты-1000/3 [1], часть террейнов (Сергеевский и др., сложенных преимущественно пермтриасовыми и более древними образованиями) являются фрагментами (блоками) складчатых систем восточного фланга Центрально-Азиатского подвижного пояса (складчатый пояс Солонкер, Гоби-Хинганская складчатая область и др.), отколовшимися от окраины Азиатского материка в процессе ее «коробления» при субдуцировании океанической плиты Иванаги под материк. Другая часть террейнов (Самаркинский, Киселевский и др.) являются протяженной аккреционной призмой, сформировавшейся на окраине континента в юрское время и, по-видимому, не являются террейнами по определению. Юрская аккреционная призма состоит из серии тектонических пакетов, местами с характерной для таких образований обратной возрастной последовательностью [3]. Во многих случаях тектонические чешуи в пакетах сложены глубоководными кремнисто-аргиллитовыми породами с базальтами типа N-MORB, E-MORB [3]. В пределах аккреционной призмы, особенно в южной ее части, отмечены отдельные тектонические блоки и клинья пермских, триасовых и более древних образований.

4. Подтверждением такой трактовки истории развития региона являются материалы палеонтологических исследований [3], где террейны, сложенные образованиями доюрского возраста, содержат, во многих случаях, теплолюбивую тетичную фауну и флору, которая соответствует южным складчатым системам Центрально-Азиатского подвижного пояса, породы которых формировались в осадочных бассейнах южных широт. Например, анализ индских и оленекских комплексов аммоноидей и брахиопод Бурей-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна и Сергеевского, Таухинского террейнов показывает, что они являются, в основном,

представителями тетических родов, что свидетельствует о положении Усури-Малохинганского бассейна (бассейн захватывал и восточные окраины древних восточноазиатских массивов – Ханкайского и Буреинского), в котором они образовались в пределах субтропической климатической зоны. Тропические условия характерны и для поздне триасовых фаун карбонатных фаций и для радиолярий Таухинского и других доюрских террейнов. Для юрских отложений, составляющих аккреционную призму, характерна Тихоокеанская фауна относительно высоких широт. То есть, бассейны Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов существенно отличаются по климатическим обстановкам.

5. Геологическими доказательствами предполагаемой модели являются: 1) Исключительно линейное субмеридионально-северо-восточное простирание юрских структур и приблизительно субширотное простирание структур доюрского возраста с характерным для них мозаичным структурным рисунком. 2) Почти повсеместные тектонические контакты юрских образований с более древними породами. 3) Массовое образование юрских олистостром, характеризующих активные тектонические процессы (оползневые и поддвигово-надвиговые) на окраине континента, имеющей в юрское время надсубдукционное положение.

6. Время аккреции чужеродных (доюрских) террейнов к окраине континента соответствовало апту-альбу, поскольку коллизионные хунгарийские и татибинские гранитоиды распространены в дислоцированных образованиях юрской аккреционной окраины раннемеловых флишоидных и островодужных образованиях. Коллизионные граниты приурочены, в целом, к зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, выполняющего роль коллизионного шва в конце раннего мела.

7. Сформированная в конце раннего мела структура САСС, в позднем мелу была перекрыта образованиями надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВПП). Продукты этого пояса можно встретить и на самом краю континента в пределах флишоидных толщ нижнего мела и на некотором удалении от меловой окраины континента в пределах аккреционной юрской призмы и в тыловой части пояса на более древних образованиях Центрально-Азиатского подвижного пояса. В последующей истории развития региона, возможно на рубеже палеогена и неогена, когда начались процессы рифтообразования, при активизации сбросово-сдвиговых перемещений крупных блоков, ограниченных долгоживущими глубинными разломами, блоки доюрской окраины континента и юрской аккреционной призмы были приподняты и основная часть продуктов наложенного окраинно-континентального ВСАВПП была уничтожена эрозией, но остались интрузии раннемеловой коллизионной стадии и поздне меловые-палеогеновые интрузии пояса.

8. В предложенной модели присутствует одна существенная нестыковка: юрская аккреционная призма, представленная, в основном, глубоководными океаническими (или окраинноморскими) образованиями, которые можно сопоставить с верхней составляющей офиолитовой триады Колмана, должна содержать и фрагменты плутонической части триады – породы дунит-гарцбургитовой формации и полосчатые габброиды, которые, по положению в триаде, должны иметь наиболее древний в офиолитовой ассоциации, раннеюрский, возраст. Однако повсеместно на всех указанных выше листах ГГК-1000/3 дунит-гарцбургитовая формация относится к гурскому (листы М-54, М-53) [1] и кокшаровскому комплексам (лист L-53) [1], возраст которых принимается как раннемеловой и позднеюрский соответственно, что закреплено в Легенде Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 000 000 (третье поколение), 2009. Т.е. офиолитовая триада в данном случае разрушается по возрастному признаку и, вероятно, по геологической логике, поскольку в нижнем мелу формировались преимущественно флишоидные толщи окраинного моря, а в

верхней юре глубокоководные океанические осадки (кремни и базальты) имели несущественное значение по сравнению с терригенными флишоидами (конторская толща и ариаднинская свита). При этом кокшаровский комплекс представлен как более молодой, по сравнению с вышеуказанными верхнеюрскими образованиями, что также нарушает офиолитовую триаду Колмана. В таком случае, надо либо пересматривать возраст дунит-гарцбургитовой формации (к чему есть некоторые основания – лист М-53, где есть конкордантные U-Pb-SHRIMP-II определения возраста апогаббро Богбасинского массива, относящегося к гурскому комплексу – 169 ± 3 млн лет и 170 ± 3 млн лет, соответствующие J_2), либо ставить под сомнение отнесение ультраосновных пород указанных выше комплексов к офиолитовой ассоциации, что также возможно. Мы отдаем предпочтение первому варианту.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная Геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. L-(52), 53(К-(52, 53) (оз.Ханка), 2011; М-53 (Хабаровск). 2009. М-54 (Александровск-Сахалинский). 2018; N-54 (Николаевск-на-Амуре). 2017.
2. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского района в мезозое. Наука. 2006. 258 с.
3. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиография. / Ред. Маркевич П.В., Захаров Ю.Д. Дальнаука. 2008. кн. II. 300 с.
4. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое // Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 56 с.
5. Tectonic Map of Northern-Central-Eastern Asia and Adjacent Areas, 1:2, 500,000 / Eds-in Chief O. Petrov, Yu. Leonov, Li Tingdong, O. Tomurtogoo; Executive editors S.Shokalsky, I. Pospelov, Chen Bingwei, Ren Liudong, Hwang Jae Ha. Saint-Petersburg: VSEGEI, 2014.- 15 sheets (<http://www.vsegei.ru/ru/info/inter-proj/tect-asia> 2500).

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ПРОФИЛЮ Г. ДАЛЬНЕРЕЧЕНСК – П. ПЛАСТУН ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Каплун В.Б., Бронников А.К.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН г. Хабаровск, e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru

Проведены магнитотеллурические зондирования в широком частотном диапазоне от 10^4 до 10^{-3} Гц в 55 пунктах наблюдения по профилю г. Дальнереченск – п. Пластун со средним шагом около 5 км вкрест простирания Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП). Профиль начинается на севере Ханкайского супертеррейна, пересекает Сихотэ-Алинский орогенный пояс и заканчивается на побережье Японского моря. В результате интерпретации построен геоэлектрический разрез литосферы до глубины 150 км (рис. 1).

Земная кора имеет неоднородное строение как по латерали, так и на глубину, состоит из трех блоков, имеющих различное электрическое сопротивление (ЭС) и разделенных зонами низкого или пониженного ЭС. Земная кора характеризуется высокими значениями ЭС, свыше 1000 Ом·м, имеет переменную мощность от 20 до 40 км. Границы блоков, в основном, совпадают с основными разломами. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР) на геоэлектрическом разрезе как зона низких ЭС не выделяется. Выявлена одна граница между

блоками, которая не связана с выделенными по геологическим данным разломами (пункты МТЗ 43-: -42). Природа её не определена.

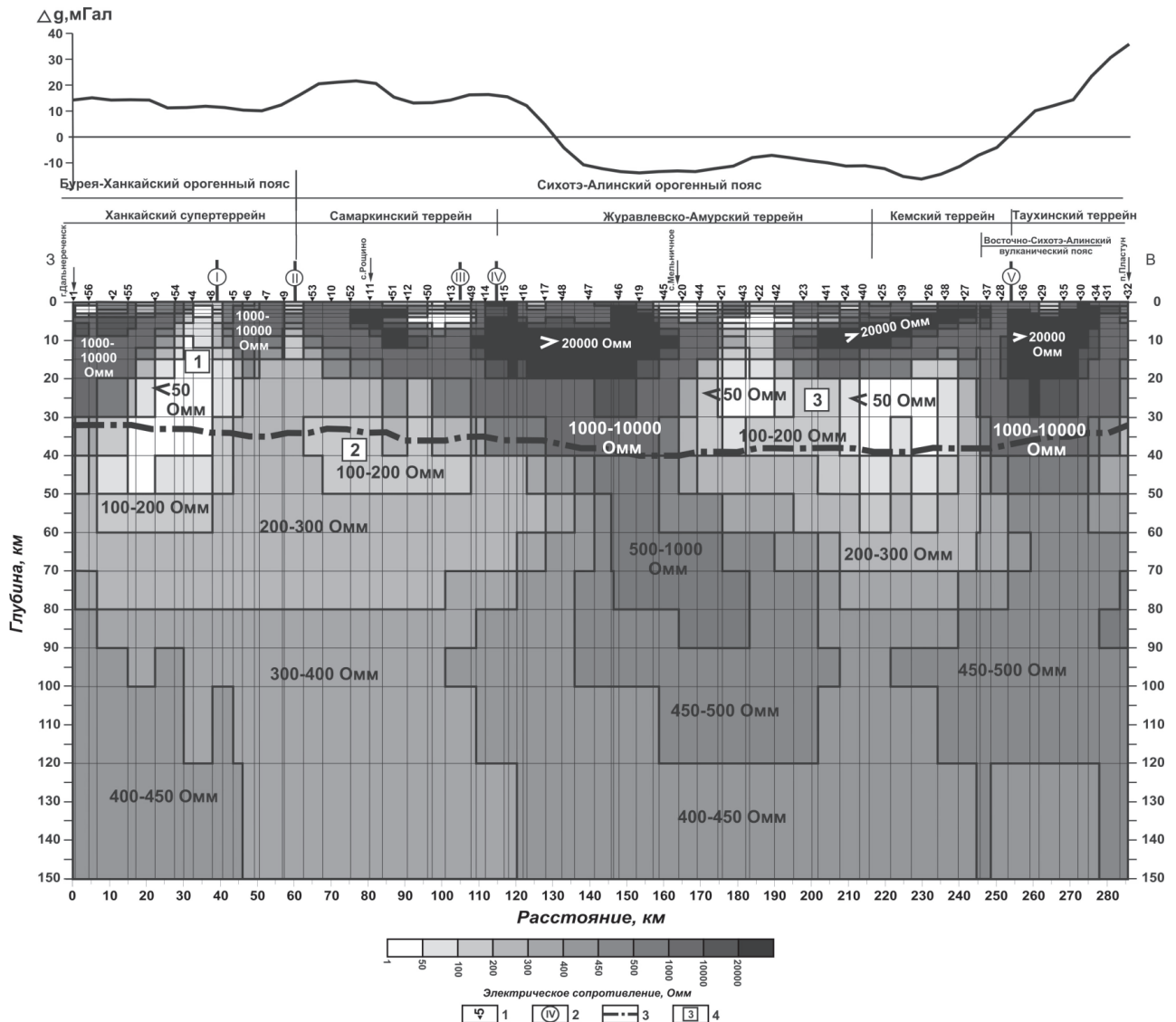


Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю г. Дальнереченск – п. Пластун, построенный по результатам трехмерной интерпретации данных магнитотеллурических зондирований.

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Центральный Сихотэ-Алинский, V – Фурмановский, согласно [3]; 3 – подошва земной коры по данным ГСЗ [2], 4 – зоны anomalously низкого электрического сопротивления: 1 – Среднеханкайская, 2 – Роцинская, 3 – Верхне-Большеуссурская.

Над разрезом показан график аномального гравитационного поля Δg , мГал.

Первый блок земной коры, с запада на восток, относится к Ханкайскому супертерреину и состоит из двух более мелких блоков, разделенных зоной низких ЭС менее 50 Ом·м, погружающейся в западном направлении до глубины 50 км. Эта зона совпадает со Среднеханкайским разломом, разделяющим западную Матвеевскую и восточную Малиновскую структурно-формационные зоны Ханкайского супертеррейна [3].

Блок земной коры, соответствующий Матвеевской зоне, имеет мощность около 30 км и ЭС не превышающее 20 тыс. Ом·м. Блок земной коры, соответствующий Малиновской зоне, имеет мощность около 20 км и ЭС не превышающее 10 тыс. Ом·м. Таким образом, видно, что Ханкайский супертеррейн имеет гетерогенное строение. Подобное явление было отмечено и на профиле Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [5].

Восточная граница Спасского супертеррейна совпадает с Арсеньевским разломом, который отделяет его от САОП, выделяется на геоэлектрическом разрезе вертикальной зоной пониженного ЭС.

В САОП выделяется два крупных неоднородных блока высокого ЭС, разделенных хорошо выраженной зоной низкого ЭС менее 50 Ом·м, в районе пунктов МТЗ № 42-:–43 слабо наклоненной в западном направлении и уходящей на глубину 30-40 км.

Первый блок, расположенный между Арсеньевским разломом и проводящей зоной № 3, связывается с Хунгари-Татибинским вулканическим поясом [1]. Он имеет в центральной части земной коры блок высокого ЭС свыше 20 тыс. Ом·м, разделенный зоной низких и пониженных ЭС, связываемой с Самаркиным разломом. Этот блок характеризуется повышенной до 40 км мощностью областью высокого ЭС, превышающего 1000 Ом·м и подстилаемой его зоной повышенных ЭС 450-:–1000 Ом·м, погружающихся в верхнюю мантию в западном направлении. В его пределах располагается Центральный Сихотэ-Алинский разлом, который не выделяется на геоэлектрическом разрезе как зона низких ЭС, характерных для разломных зон, что свидетельствует о его низкой флюидопроницаемости. Подобное явление было отмечено и на профиле Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [5]. Вероятно, что ЦСАР на современном этапе развития находится в процессе регионального сжатия. В результате этого произошло переплавление пород соседних с ним блоков земной коры и образование крупных гранитоидных полей по обеим его сторонам.

Второй блок, расположенный в восточной части геоэлектрического разреза от проводящей зоны № 3 до побережья Японского моря, также можно разделить на два, которые имеют свои характерные особенности. Граница между ними проходит предположительно по Фурмановскому разлому [3], который выделяется как зона пониженных ЭС, разделяющая два блока с высокими ЭС свыше 20 тыс. Ом·м. Блок, расположенный к западу от Фурмановского разлома, имеет пониженную мощность около 20 км, подстилается проводящей зоной с ЭС от первых десятков до первых сотен Ом·м и характеризуется хорошо выраженным погружением в западном направлении. В работе [1] для северо-восточного окончания Таухинского террейна выделены надвиги с юго-востока на северо-запад. Возможно, что образование этого погружающегося блока высокого ЭС связано с процессами надвига в Таухинском террейне. Крайний прибрежный блок характеризуется высокими ЭС свыше 20 тыс. Ом·м и имеет повышенную мощность до 40 км пород с ЭС свыше 1000 Ом·м.

В земной коре и верхней мантии выделено три зоны аномально низкого ЭС от первых десятков Ом·м до 100 Ом·м (см. рис. 1). Первая связывается со Среднеханкайским разломом, вторая – с расплавами в низах земной коры – верхней мантии, природа третьей не определена.

Геоэлектрический разрез верхней мантии имеет сложное строение. От основания земной коры, аппроксимируемой слоем с ЭС свыше 1000 Ом·м, и до глубины около 80 км располагаются две области низкого и пониженного ЭС от первых десятков Ом·м до 200-300 Ом·м, а глубже залегает область с более высоким ЭС от 300 до 500 Ом·м. Области низкого ЭС разделены зоной повышенных ЭС от 500 до 1000 Ом·м. Ещё одна зона повышенного ЭС располагается в 30-40 километровом прибрежном блоке, образуя единый слой повышен-

ного ЭС, имеющего неоднородное строение. Наличие этого слоя подтверждается результатами МТЗ в южной части Приморья на профиле, начинающемся на Ханкайском супертеррейне (западнее оз. Ханка) и оканчивающемся на побережье Японского моря [6]. Природа слоя трактуется нами как остатки плиты древней зоны субдукции и основана на модели развития Восточного Сихотэ-Алиня, предложенная в работе [7]. Характер распределения ЭС показывает структуру двух каналов или слэб-виндоус, расположенных в западной и восточной частях профиля, по которым из верхней мантии, с глубин свыше 150 км, поступают материалы, имеющие большую температуру и флюидонасыщенность, что приводит к понижению ЭС. Доказательством этого являются геологические, петрологические, сейсмологические данные и геодинамические построения, согласующиеся с представленной моделью, детально рассмотренные в работах [4, 5].

Сопоставление трех геоэлектрических разрезов литосферы, построенных для северной и южной частей Сихотэ-Алинского орогенного пояса, показало, что земная кора имеет высокое ЭС свыше 1000 Ом·м и блоковое строение, границами между ними являются субвертикальные или наклонные зоны низких ЭС. Эти границы в основном совпадают, но не всегда, с основными разломными зонами. Верхняя мантия южной части САОП имеет более сложное строение, чем северной. В пределах всего САОП на глубине 80-150 км выделяется слой повышенного ЭС 300-500 Ом·м, который имеет неоднородное строение и воздымается к подошве земной коры в прибрежной части САОП.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.М. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 572 с.
2. **Глубинное строение Приморья** (по данным ГСЗ). М.: Наука. 1976. 92 с.
3. **Государственная геологическая карта Российской Федерации** масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52),53 (оз. Ханка). ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2011.
4. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С.18-37.
5. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2018. (в печати).
6. **Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С.** Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 18-25.
7. **Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.** Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября. 2011. С. 45-49.

ФОРМЫ ДИСЛОКАЦИЙ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ОСТРОВА КАТБА (СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Касаткин С.А.¹, Голозубов В.В.¹, Ле Дык Ань², Фунг Ван Фать²

¹ Дальневосточный Геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: kasatkin04@hotmail.com

² Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий,
г. Ханой, Вьетнам, e-mail: pvphach@yahoo.com

Индо-Евразийская коллизия, начавшаяся в палеогене (и продолжающаяся до настоящего времени), коренным образом повлияла на облик юго-востока Азии. Конвергентное взаимодействие Индийской и Евразийской плит привело к формированию таких грандиозных горных сооружений, как Тибет и Гималаи, образованию сети крупных разломов, вдоль которых блоки земной коры сместились на сотни километров. Наиболее ярким примером дизъюнктивных структур этого времени является система разломов Красной Реки (СРКР), разделяющая Южно-Китайский и Индосинийский блоки (рис. 1). Она прослежена в юго-восточном направлении (от Тибета до побережья Южно-Китайского моря) на расстояние около 1000 км. Установлено, что в олигоцене-раннем миоцене (32-16 млн лет) вдоль СРКР произошли левосторонние смещения с амплитудами, по некоторым оценкам, в 500 и более км [5], сопровождавшиеся формированием сдвиговых зон и разворотом Индо-Синийского блока по часовой стрелке [3, 4, 7 и др.]. Столь значительная амплитуда смещения по СРКР оказывала динамическое влияние на прилегающие блоки, что выразилось в различных формах складчатых и разрывных дислокаций. Весьма выразительно они проявились в карбонатных толщах острова Катба, представленных девонскими известняками, переслаивающимися с мергелями, глинистыми сланцами и сменяющимися выше по разрезу массивными известняками нижнего карбона. Характерной особенностью о. Катба является неравномерность проявления дислокаций. Слабодислоцированные карбонатные толщи чередуются с полосами северо-западного простирания шириной 500-800 метров, где слои приобретают более крутое – изоклиналиное залегание. Структурные исследования складчатости, кинематики разрывов и морфологии кальцитовых прожилков показали, что эти полосы соответствуют сдвиговым зонам, сформированным под действием ВСВ (80°) сжатия [2]. Слоистая структура известняков, вследствие их реологических свойств отчетливо фиксируя временную последовательность и изменение ориентировок, является ярким индикатором реализации полей напряжений, что важно при построении геодинамических палеореконструкций в зонах динамического влияния сдвиговых систем.

Известно, что в известняках при нагрузках, не превышающих ~70 % от разрушающих, ползучесть затухает в 10-20 раз быстрее, чем например, в алевролитах, аргиллитах и песчаниках. Такое различие свойств пород, объясняют большим углом внутреннего трения и высокой вязкостью, присущих кальциту – основному минералу, слагающему известняки [1]. Не случайно дизъюнктивные дислокации в известняках проявляются более контрастно. В них на поверхностях разрывов (в том числе послойных) часто видны следы тектонических движений в виде штриховок, борозд скольжения, коренных и аккреционных ступеней по кальциту.

При полевых наблюдениях установлено, что каждый тип дислокаций, как правило, занимает определённую позицию. Так, в пологолежащих пластах (вне сдвиговой зоны) фиксируется субпослойная гофрировка кальцитовых прожилков, что указывает на проявление продольного сжатия (рис. 2В), соответствующего нормальной составляющей (s_1 -ln) регионального (s_1 -1). На некоторых границах сдвиговых зон картируется резкое угловое несогла-

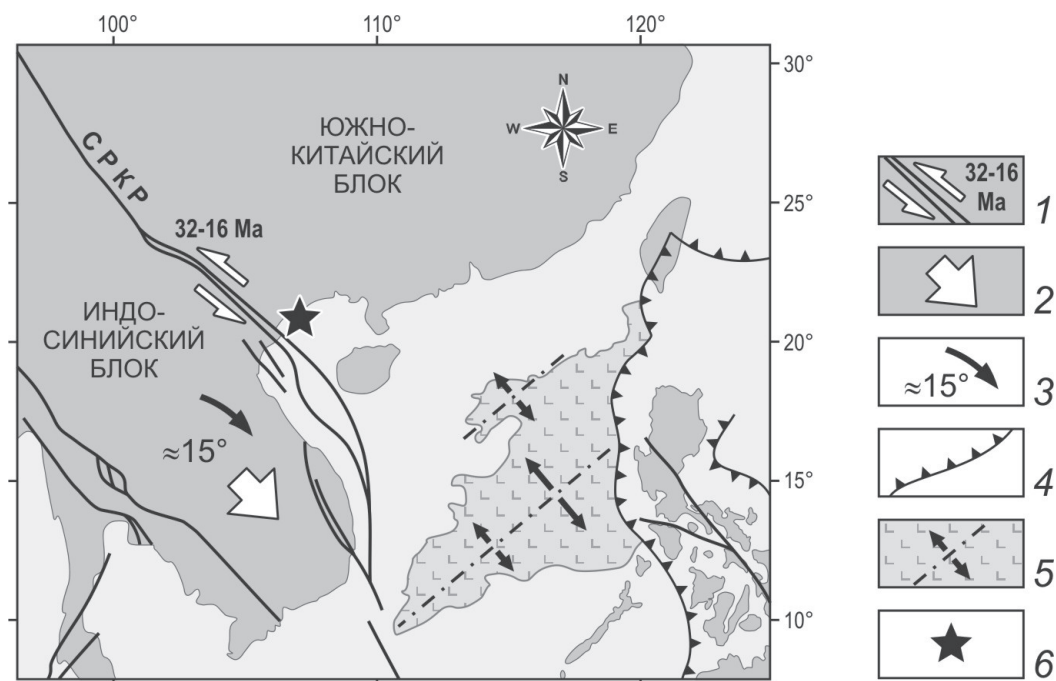


Рис. 1. Геодинамическая реконструкция юго-восточной окраины Азии для кайнозойского времени (составлено по [3, 4, 5, 7 и др.]).

1 – главные разломы, направления (стрелки) смещения блоков вдоль системы разломов Красной Реки (СРКР) и период времени (цифры) крупномасштабных левосторонних смещений под действием Индо-Евразийской коллизии; 2, 3 – направление движения (2) и угол разворота (3) Индо-Синийского блока; 4 – зоны субдукции; 5 – океаническая кора, оси спрединга (штрих-пунктир) и направления растяжения (стрелки) в Южно-Китайском море; 6 – местоположение острова Катба.

сие (рис. 2Е) с тектоническим контактом. В их краевых частях проявлены аксоноклинальные (с крутонаклонными шарнирами) складки, сформированные по типу левого сдвига (рис. 2А) и эшелонированные кальцитовые прожилки (рис. 2Б), указывая на проявление тангенциальной (сдвиговой) составляющей (s_1-t). В пределах сдвиговой зоны действие нормальной составляющей (s_1-n) уже на крутонаклонные толщи слоистых известняков является поперечным и реализуется иногда на флексурных изгибах слоев в виде эшелонированных кулис надвигового типа (рис. 2Д). При этом в центральных частях сдвиговых зон широко распространены структуры оползания (рис. 2Г).

Таким образом, различные формы проявления дислокаций в карбонатных толщах о. Катба образуют структурный парагенезис, сформированный под действием ВСВ (80°) сжатия. Сочетание взбросо-надвиговых и левосдвиговых смещений, происходивших наряду с интенсивной складчатостью, подразумевает воздымание, характерное для структур «пальмового» типа [6] (рис. 2). Однако, учитывая значительную ширину (несколько сотен метров) между граничными разломами, эту структуру логичнее рассматривать как транспрессионную сдвиговую зону (transpressional strike-slip zone), где динамическое взаимодействие нормального сжатия (s_1-n) угасает от граничных разломов (левых сдвигов) к осевой части зоны. Именно этим и объясняется формирование структур оползания и сбросов центральной части сдвиговой зоны на фоне общего воздымания интенсивно дислоцированных толщ слоистых известняков.

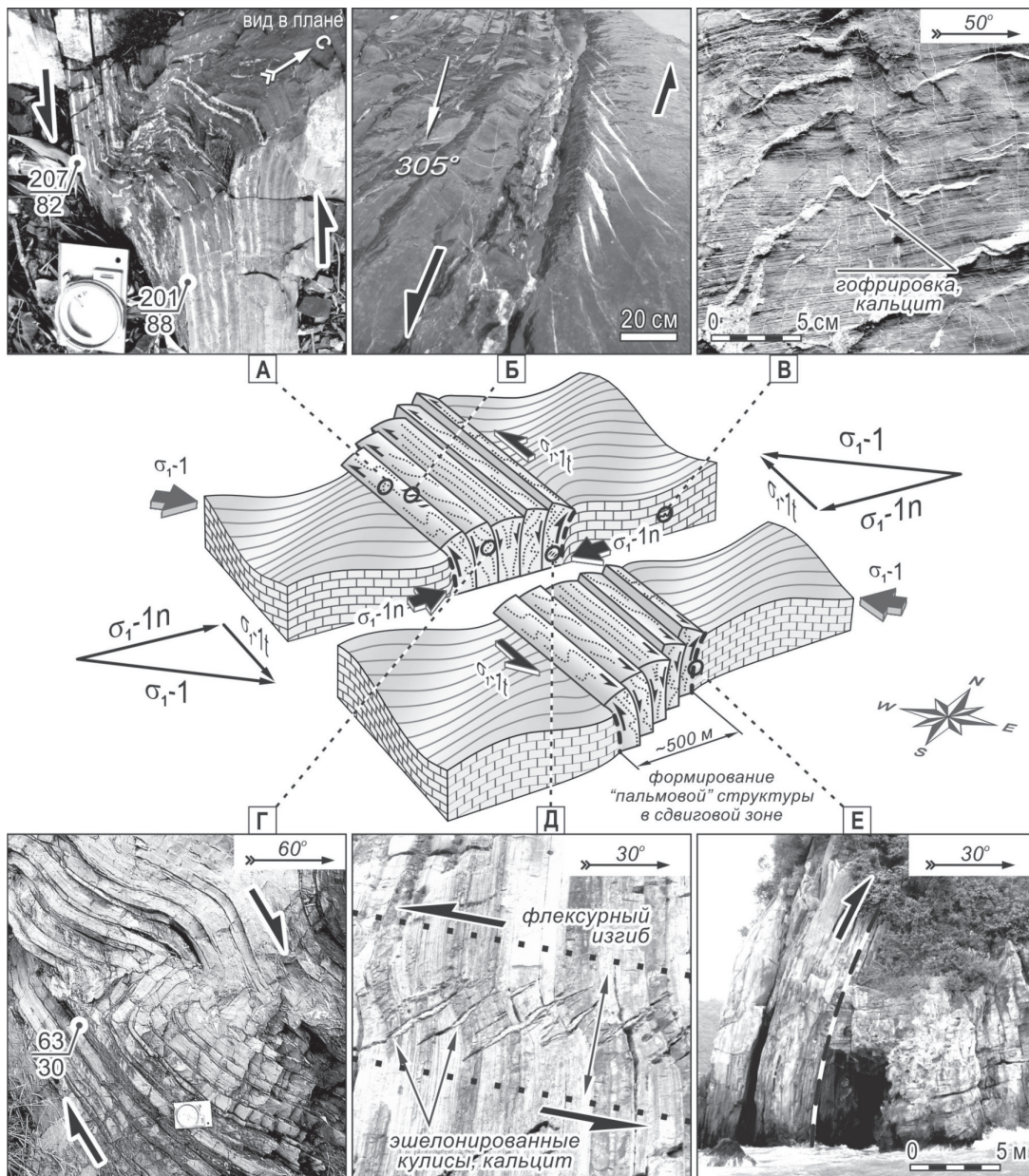


Рис. 2. Организация дислокационных парагенезисов в “пальмовой” структуре при левостороннем смещении на примере слоистых известняков о. Катба (по данным натуральных наблюдений).

s_1-1 – генеральная ориентировка сжатия, соответствующая региональной складчатости и ее составляющие, реализующиеся в сдвиговых зонах: нормальная – s_1-1n и тангенциальная (сдвиговая) – s_1-1t ; пунктир – границы сдвиговой зоны; точечная линия – слоистость известняков в сдвиговой зоне;

А – флексурный изгиб в виде аксоклинальной S-образной структуры при левосдвиговом смещении; **Б** – эшелонированные кальцитовые прожилки, образованные за счет послонных левосторонних смещений; **В** – субслоистая гофрировка кальцитовых прожилков в пологолежащих толщах известняка, сформированная под действием продольного сжатия; **Г** – послонное оползание в центральной части сдвиговой зоны; **Д** – проявление поперечного сжатия (s_1-1n) при крутонаклонном залегании слоистых известняков в виде эшелонированных кальцитовых кулис по типу надвига на флексурном изгибе слоев; **Е** – тектоническое угловое несогласие на границе сдвиговой зоны; стрелки – направления смещения; цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ержанов Ж.С.** Теория ползучести горных пород и её приложения. Алма-Ата: Наука, 1964. 175 с.
2. **Касаткин С.А., Голозубов В.В., Фунг Ван Фать, Ле Дык Ань.** Проявление кайнозойских сдвиговых дислокаций системы разломов Красной Реки (Северный Вьетнам) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 14-28
3. **Huchon P., Le Pishon X., Rangin C.** Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia // Geology. 1994. V. 22. P. 27-30.
4. **Hutchison C.S.** Geological evolution of South-East Asia. Second edition. Geological Society of Malasia. 2007. 433 p.
5. **Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Schärer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji, Trinh Ph. T.** The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // Tectonophysics. 1995. V. 251. P. 3-84.
6. **Ramsay J.G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and Fractures. London: Elsevier. 2006. 700 p.
7. **Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R., Le Dain, A.-Y., Cobbold P.** Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. V. 10. P. 611-616.

ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИАМУРЬЯ)

Кириллова Г.Л.

*Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru*

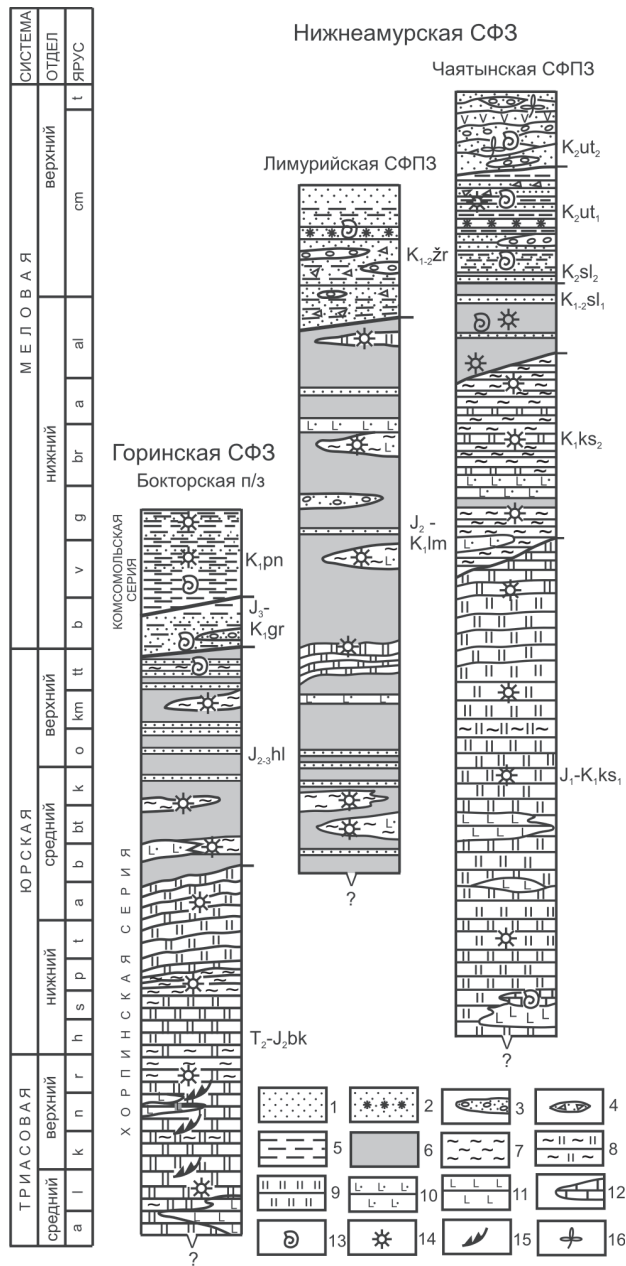
Восточно-Азиатская континентальная окраина (ВАКО) представляет собой гигантскую аккреционную систему, протягивающуюся на 5000 км и последовательно наращивающуюся к востоку последние 450 млн лет аккреционными комплексами. В мезозое в пределах ВАКО выделяется шесть главных периодов аккреции: T_2 ; J_1 ; J_2 ; J_3 ; $J_3-K_1^1$ и K_1^2 [1, 3-5, 7]. Аккреционные комплексы делятся на пояса или зоны, количество которых определяется особенностями стратиграфии океанической плиты и разрешающей способностью микрофауны (конодонты, радиолярии). Интервал одной радиоляриевой зоны обычно составляет 5-7 млн лет [6].

В условиях напряженной тектонической обстановки ныне ВАКО – это серия неоднократно повторяющихся тектонических пластин. С юрского времени толщина континентальной окраины в результате многократной аккреции составила 200 км. По данным японских исследователей [6], перерывы между эпизодами аккреции составляют 10-20 млн лет. Каким-то образом, это, видимо, связано с эпизодами спрединга, его скоростью.

В Приамурье выделяются 3 субдукционных комплекса: Хабаровский, Амурский и Киселёвско-Маноминский [1-3]. В Хабаровском комплексе кремни, известняки, базальты, кремнисто-глинистые породы, туфосланцы встречаются в виде тектонических пластин, линз, олистостром, погруженных в туфо-глинистый матрикс, возраст которого по радиоляриям определяется как позднепермский. В Хабаровском комплексе можно наблюдать два типа меланжа: первый тип связан с андеплейтингом, второй – со сдвигами.

Наряду с меланжем и олистостромами, которые свойственны аккреционным клиньям субдукционных границ, на Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье известны аккреционные чешуйчато-надвиговые образования, отдельные пластины которых характеризуются ненару-

шенной внутренней структурой [1, 3, 4]. Примером их является многократное повторение пластин кремней (T_2 - J_2) мощностью 150-200 м и кремнисто-глинистых сланцев (J_{2-3}) и терригенных пород в Нижнеамурском фрагменте аккреционной призмы (рис. 1).



Типы тектоно-стратиграфических систем [4].

1 – песчаники; 2 – туфопесчаники «узорчатые»; 3 – конгломераты; 4 – седиментационные брекчии; 5 – алевролиты; 6 – глинистые сланцы и алевропелиты; 7 – кремнисто-глинистые сланцы; 8 – кремни глинистые; 9 – яшмы и кремни; 10 – туфы и гиалокластиты основного состава; 11 – лавы основного состава; 12 – известняки; 13 – двустворки; 14 – радиолярии; 15 – конодонты; 16 – флора.

В пределах каждого аккреционного комплекса можно выделить три основных тектоно-стратиграфических системы: систему океанической плиты, представленную слоистыми кремнями, реже вулканитами, систему чехла океанической плиты, при ее подходе к зоне субдукции (кремнистые аргиллиты) и перекрывающие терригенные образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте Нижнеамурского фрагмента позднюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 60-77.

2. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.

3. Кириллова Г.Л. Модель структуры Восточно-Азиатской континентальной окраины на конвергентной границе плит: сравнительный аспект / Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина «Современ-

ное состояние наук о Земле». Москва. МГУ 1-4 февраля 2011 г. С. 130-134.

4. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента нижнемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 64-68.

5. Ishida N. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanoshio area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists (NOM). 2009. Spec. Vol. P. 375-403.

6. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc. 1997. N. 6. P. 121-142.

7. S. Nakae. Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan // Bulletin of the Geological society of Japan. 2006. V. 57. N 1/2. P. 29-50.

ЛИМУРЧАНСКИЙ РАЗЛОМ: СТРОЕНИЕ, КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Кудымов А.В.

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: kadi77760@mail.ru*

Лимурчанский разлом протягивается в меридиональном направлении, от бассейна р. Лимурчан, левобережного притока р. Лимури, в бассейн р. Бичи и далее на север в бассейн р. Амгунь. В устьевой части руч. Ниж. Бальза, левого притока р. Амгунь, зона раздваивается; восточная ее ветвь уходит на северо-восток, к побережью Сахалинского залива, западная простирается вдоль долины р. Киткан, к заливу Николая. Согласно большинству исследователей, Лимурчанский разлом является северным продолжением Центрального-Сихотэ-Алинского разлома. Он, разграничивая юрские и нижнемеловые отложения на юге, прослеживается в пределах Сихотэ – Алинской складчатой системы (разделяет Горинскую и Нижнеамурскую структурно-формационные зоны), севернее разлом отделяет Сихотэ-Алинскую складчатую систему от восточной части Ульбанской СФЗ Монголо-Охотской складчатой системы. В основном Лимурчанский разлом считается левосторонним сдвигом с амплитудой горизонтального перемещения до 60 км. [2]. В южной и центральных частях разлом выражен гравитационной ступенью, в северной – линейными аномалиями магнитного поля [2]. Южный отрезок разлома подчеркивается цепочкой гранитных тел позднемелового возраста, северный – контролируется грабенообразной впадиной, заполненной континентальными отложениями эоцен-олигоценного возраста.

Лимурчанский разлом представлен зоной, мощность ее в северной части, в бассейне руч. Талакан (по данным бурения Дьякова В.Н. и др., 1992), выполненной тектонической глиной с мелкой дресвой, превышает 1,0 км. Далее, на юге, выход зоны на земную поверхность более широкий, разлом расщепляется на серию субмеридиональных нарушений. Еще южнее простираение зоны постепенно становится северо-восточным.

В береговых обнажениях р. Амгунь в зоне разлома располагаются метаморфические породы (различные сланцы и кварциты). Шуршалина В.А. (1978) рассматривала их в качестве тектонического клина древнего фундамента. На геологической карте Приамурья и сопредельных территорий под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо (1996) они были обозначены как Pz_3 (верхний палеозой нерасчлененный) [4]. Между тем наши исследования показали [5], что отмеченные метаморфические породы представляют собой обычные бластомилониты, образованные в условиях хрупких деформаций по юрским отложениям (дислокационный метаморфизм [3]).

Для того, чтобы хоть как-то судить о кинематике деформаций, сопровождаемых перекристаллизацией, и, соответственно, о кинематике самого Лимурчанского разлома в этот период, в метаморфических породах анализировались ориентировки метаморфической полосчатости и шарниров плейчатости. Было установлено северо-восточное простираение разлома, с юго-восточным, довольно пологим падением главной плоскости сместителя. Кроме этого, была установлена пологая северо-восток-восточная ориентировка перемещения [5].

С восточной от Лимурчанской зоны стороны разлома, в неметаморфизованных осадках (в устьевой части руч. Карташева) наблюдались асимметричные складки юго-восточной вергентности, предполагающие трансляцию материала с северо-запада на юго-восток, по разрывам, наклоненным на северо-запад. Пологий юго-восточный сместитель [5] является, возможно, переориентированным в процессе последующих дислокаций.

Метаморфические образования формировались, таким образом, в условиях взбросо-надвиговых деформаций, в результате столкновения нижнемеловых и юрских отложений, и разлом на этой стадии развития представлял собой зону смятия. При этом первоначально он был ориентирован, по-видимому, в северо-восточном направлении и лишь позже, в период значительных левосдвиговых смещений по нему, он приобрел меридиональное простирание [5].

Нами зона Лимурчанского разлома была изучена в левом борту руч. Делькен, левобережного притока р. Лимурчан, в водоотводной канаве дороги. Установлено, что зона здесь имеет мощность 3,0 км и представлена катаклазированными породами. Они насыщены зонками глин трения, милонитов и филлонитов мощностью до 70 см, кроме этого, зонками тонкого чередования милонитов и глин трения. Филлониты включают будины песчаников, которые имеют как круто- так и пологопадающие удлинения, а также содержат мелкие складки волочения. Ориентированы зонки в северо-восточном направлении и круто ($65^{\circ} - 80^{\circ}$) погружаются на юго-восток. Интересно то, что севернее, с западной стороны зоны разлома, по материалам В.Н. Дьякова, в 1992 году горными выработками вскрыто его крутое западное падение. Таким образом, вырисовывается крутое западное погружение – с западной стороны зоны, и крутое восточное падение – с ее восточной стороны.

В отношении более поздней кинематики разлома, можно уверенно констатировать о длительном левосдвиговом смещении. Об этом красноречиво свидетельствуют подвороты примыкающих с запада к разлому «полос» триасово-юрских вулканогенно-кремнистых пород бокторской свиты и с востока – вулканогенно-глинистых образований лимурчанской толщи. В зоне разлома слоистость отмеченных пород приобретает положение, согласное простиранию зоны разлома. Кроме этого, по данным В.Н. Дьякова (1992), левосдвиговую кинематику разлома подтверждают отмеченные в верховьях руч. Делькен и руч. Попутный микроскладки левостороннего волочения. В левом борту руч. Делькен в зоне разлома нами зафиксированы субширотные правосдвиговые и северо-восточные левосдвиговые разрывы, свидетельствующие о северо-западном сжатии. Об амплитуде левостороннего смещения по разлому можно судить следующим образом: в бассейне р. Бичи, по разные стороны разлома, закартированы позднемеловые интрузии гранодиоритов нижеамурского комплекса; вероятно, они представляли собой ранее единую удлиненную в северо-восточном направлении интрузию, разорванную впоследствии левосдвиговым смещением. Амплитуда смещения в данном случае может составлять 18 – 20 км.

Кроме главных левосторонних смещений по Лимурчанскому разлому были и другие, явно более поздние подвижки. Так, в левом борту руч. Делькен по подворотам слоев фиксируются частные северо-восточные сбросы. Кроме того, в северо-восточных зонках филлонитов иногда отмечаются складки правостороннего волочения с крутопадающими шарнирами. Таким образом, в поздние этапы развития вдоль рассматриваемого разлома происходили правосдвиговые перемещения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ. 1956. 363 с.
2. Врублевский А.А. Разломы и их роль в эволюции покровно – складчатых систем Восточной Азии. М.: ВИНТИ. 1991. 295 с.
3. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: ВСЕГЕИ. 1996. 416 с.
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий // Масштаб 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ. 1996.

5. Кудымов А.В. Дислокационный метаморфизм в зоне Лимурчанского разлома // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: материалы международной научной конференции. 24-26 апреля 2007 г. Екатеринбург. С. 172-174.

МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ПОД ВУЛКАНОМ УТУРУНКУ (БОЛИВИЯ) ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Кукарина Е.В.^{1,2}, Уэст М.³, Кулаков И.Ю.^{1,2}, Цибилов Л.В.^{1,2}, Смирнов С.З.^{4,5}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail: KukarinaEV@ipgg.sbras.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA

⁴Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск

⁵Томский государственный университет, г. Томск

Вулкан Утурунку расположен в Центральных Андах на территории Боливии и входит в состав крупного кальдерного комплекса Альтиплатано-Пуна. Последний период активности комплекса 7-1 млн лет назад, вулкана Утурунку – 890-271 тыс. лет назад. Его извержения были представлены лавовыми потоками и куполами. В настоящее время на вершине вулкана активны два fumarольных поля. Под территорией комплекса по разным геофизическим данным обнаружено магматическое тело протяженностью несколько сотен километров [5].

Внимание мировой научной общественности привлекло быстрое (1 см/год) поднятие поверхности в районе вулкана Утурунку, сопровождающееся периферическим оседанием (эффект сомбреро) [1]. В 2010-2012 гг. в рамках проекта PLUTONS сейсмологами Геофизического института Университета Аляски в Фэрбэнксе на этом вулкане была установлена сеть из 33 сейсмостанций на площади диаметром 100 км (рис. 1).

Полученные данные позволили выполнить сейсмотомографическую инверсию с помощью программы LOTOS [3]. Всего для инверсии было отобрано 677 землетрясений, которые дали 7186 вступлений Р-волн и 4579 вступлений S-волн.

Для верификации результатов использовались неформальные критерии – была проведена серия тестов. Первый тест представлял собой независимую инверсию двух равноценных наборов данных (весь набор был поделен на два – с чётными и нечётными источниками). Полученные в результате такой инверсии скоростные модели существенно не отличались друг от друга, что позволяет говорить об их надежности. Другая группа тестов – это синтетические тесты. Прямая задача на базе известных координат станций и источников решалась в среде, заданной в виде шахматной доски из положительных и отрицательных аномалий скорости на горизонтальном или вертикальном сечении, затем проводилась стандартная инверсия полученных времен прихода. Ячейки размером 15x15 км восстанавливались хорошо во всей области исследования, однако наблюдалось небольшое размазывание аномалий по диагонали, вдоль основного направления лучей [4].

На итоговых скоростных моделях отчетливо выделяется область повышенных значений скоростей Р- и пониженных значений скоростей S-волн в 20 км к югу от вершины вулкана на глубине 5-30 км, при этом отношение V_p/V_s в этой области повышенное, достигает значений 1,9. Такая комбинация аномалий, скорее всего, соответствует некоему магматическому телу

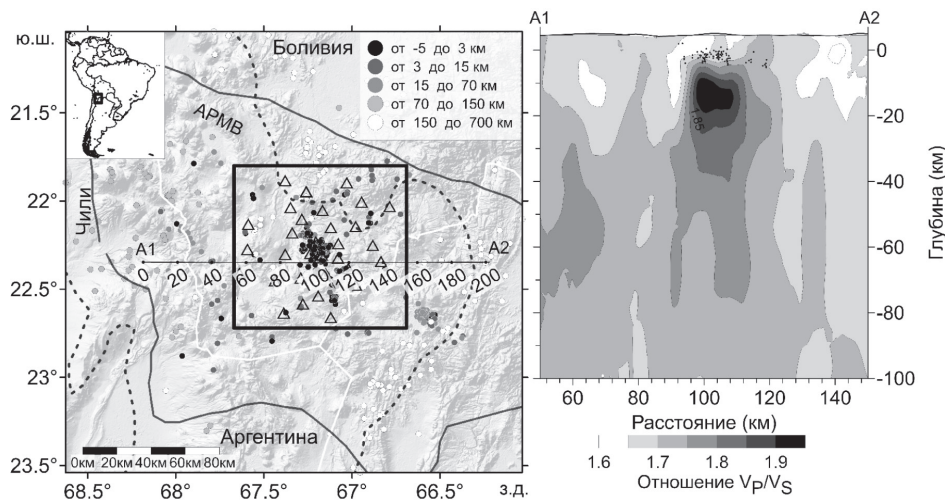


Рис. 1. Слева: система наблюдений. Слева сверху во врезке показано расположение района исследований. Квадратной рамкой выделена область исследования методом сейсмотомографии, Утурунку находится в её центре. Треугольники – сейсмостанции. Точки – землетрясения, цветом показана глубина гипоцентра. Сплошной чёрной линией оконтурено региональное магматическое тело (АРМВ), контурной – вулканический комплекс Альтиплано-Пуна. Белыми линиями показаны государственные границы. Показано положение профиля А1-А2, вдоль которого построено вертикальное сечение (справа), цифрами обозначено расстояние вдоль профиля в км. Справа: отношение V_p/V_s на вертикальном сечении вдоль профиля А1-А2. По вертикальной оси показана глубина относительно уровня моря, по горизонтальной – расстояние вдоль профиля.

с присутствием доли расплава, отличному по составу от вмещающих пород (см. рис. 1).

Полученные по результатам томографии параметры среды использованы при расчёте деформации поверхности. Деформация вызвана перераспределением напряжений в окрестности «всплывающего» под действием гравитации магматического тела пониженной плотности. Расчёт выполнен методом конечных элементов в пакете Comsol Multiphysics в уравнениях упругости. В результате расчёта получено распределение деформации «сомбрерного» типа, качественно согласующееся с экспериментально наблюдаемым распределением скорости деформации поверхности. Возникающие при этом зоны максимальных разрушающих напряжений (по Мизесу) при выходе на поверхность (рис. 2) в плане образуют кольцевую область вокруг Утурунку, которая согласуется с положением древних кальдер обрушения.

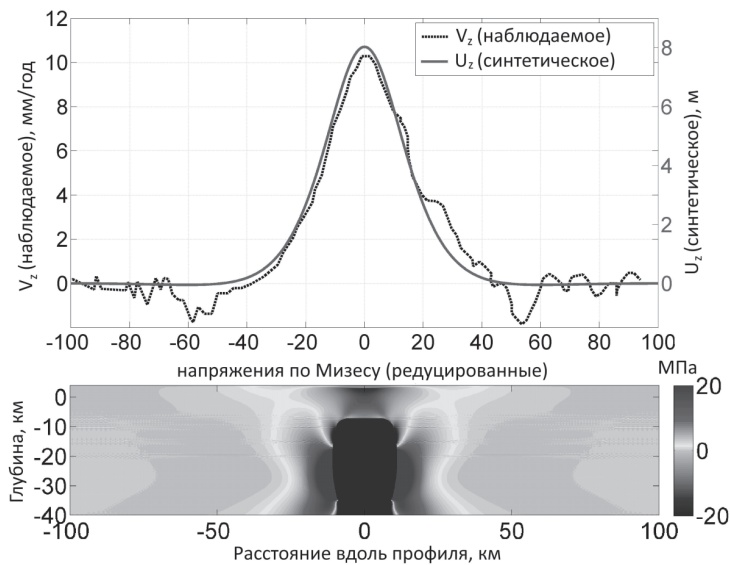


Рис. 2. Вверху: сравнение величины деформации (U_z) с экспериментально определённой скоростью деформации поверхности (V_z) в окрестности вулкана; внизу: максимальные разрушающие напряжения по Мизесу в вертикальном разрезе (значения редуцированы к уровню «фона», определённому на значительном удалении от магматического тела).

Предположительно, региональное магматическое тело под вулканическим комплексом образовано за счет «слипания» локальных магматических тел, подобных обнаруженному под вулканом Утурунку [2]. Распределение максимальных разрушающих напряжений следует учитывать при прогнозе возможного извержения вулкана Утурунку.

Авторы благодарят информационно-вычислительный центр Новосибирского государственного университета за предоставленные вычислительные ресурсы.

Работа Кукариной Е.В., Кулакова И.Ю. и Смирнова С.З. поддержана Комплексной программой СО РАН П.1.44. Работа Цибизова Л.В. поддержана проектом РФФИ № 17-05-01234.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Fialko Y., Pearse J.** Sombrero Uplift Above the Altiplano-Puna Magma Body: Evidence of a Ballooning Mid-Crustal Diapir // *Science*. 2012. Т. 338. N. 6104. P. 250-252.

2. **Glazner A. F., Bartley J. M., Coleman D. S., Gray W., Taylor R. Z.** Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? // *GSA today*. 2004. Т. 14. N. 4/5. P. 4-12.

3. **Koulakov I.** LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. Т. 99. N. 1. P. 194-214.

4. **Kukarina E., West M., Keyson L. H., Koulakov I., Tsibizov L., Smirnov S.** Focused magmatism beneath Uturuncu volcano, Bolivia: Insights from seismic tomography and deformation modeling // *Geosphere*. 2017. Т. 13. N. 6. P. 1855-1866.

5. **Zandt G., Leidig M., Chmielowski J., Baumont D., Yuan X.** Seismic Detection and Characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes // *Pure Appl. Geophys.* 2003. Т. 160. N. 3. P. 789–807.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Малиновский А.И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: malinovsky@fegi.ru*

Одним из важнейших направлений при литологических исследованиях в седиментационных бассейнах, расположенных на восточной окраине Азиатского континента, является изучение геохимических особенностей терригенных пород, позволяющее с достаточно высокой достоверностью установить положение, тип и породный состав областей их питания, а также реконструировать геодинамическую природу самих бассейнов седиментации.

Западно-Сахалинский террейн является одной из главнейших тектонических структур, входящей в состав мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса. В силу своего расположения на восточной границе Евразийской плиты, он имеет ключевое значение для понимания процессов геодинамической эволюции зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту [1].

Террейн представляет собой узкий (шириной до 70 км) блок, вытянутый более чем на 650 км в субмеридиональном направлении вдоль побережья Татарского пролива. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Южным продолжением террейна является пояс Сорачи-Йезо на о. Хоккайдо. Террейн сложен в различной степени дислоцированными и достаточно хорошо датированными мело-

выми и кайнозойскими образования общей мощностью до 17000 м, при этом кайнозойские породы залегают на меловых хотя и с размывом, но без углового несогласия. Кайнозойские палеоцен – плиоценовые отложения, мощность которых достигает 12000 м, представлены прибрежно-морскими и континентальными часто угленосными терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами: песчаниками, алевритами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, туфами, туффитами, тефроидами, базальтами, углями. Разрез кайнозойских отложений на юге террейна расчленен на 9 свит, имеющих общую мощность до 12000 м, а на севере – на 7, суммарная мощность которых 6000 м.

Большая мощность отложений (более 12000 м), накопившихся в Западно-Сахалинском седиментационном бассейне за период времени от верхнего палеоцена до конца плиоцена (около 58 млн лет) свидетельствует о высокой средней скорости осадконакопления, превышавшей 200 м/млн лет, при этом максимальные скорости приходятся на вторую половину раннего миоцена вплоть до конца плиоцена и составляют от 300 до 460 м/млн лет [2]. На процессы осадконакопления, особенно на олигоцен-раннемиоценовом уровне, заметное влияние оказывали синхронные вулканические процессы, приведшие к накоплению пластов лав, горизонтов лавобрекчий, туфов, туффитов, а также к появлению в терригенных породах примеси пирокластики.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений террейна исследовался геохимический состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. Все песчаники по порообразующим компонентам относятся к кварц-полевошпатовым и, реже, к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварц в породах содержится в количествах от 15 до 38 %, полевые шпаты от 19 до 46 %, а обломки кремнистых, эффузивных и терригенных пород от 25 до 65%. Более редки обломки кислых магматических пород, кварцитов и слюдистых сланцев. Такой набор порообразующих компонентов позволяет предполагать, что область питания была сложена древними кислыми интрузивными, терригенными и метаморфическими породами.

По химическому составу западно-сахалинские песчаники достаточно однородны. Заметны лишь несколько более высокие содержания в породах северной части террейна SiO_2 (в среднем по свитам от 67,11 % до 75,05 %) по сравнению с южной (59,53-70,02 %). Кроме того, для южной части характерны более низкие содержания TiO_2 (0,45-0,63 % и 0,49-0,71 %, соответственно) и Al_2O_3 (11,93-13,95 % и 12,37-15,08 %), но более высокие $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (2,06-4,77 % и 1,99-4,42 %) и MgO (0,59-1,62 % и 0,60-1,39 %). В общем ряду изученных пород выделяются песчаники курасийской свиты, в которых содержание SiO_2 достигает 75,90 %, что связано с присутствием в них панцирей диатомей. По своим параметрам песчаники террейна относятся к грауваккам и лишь частично – к лититовым ареникам. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу близки песчаникам, но, вероятно, из-за частого присутствия в них, особенно в курасийской свите, диатомей, содержание SiO_2 в них выше (в среднем по свитам: на юге – 65,45-71,87 %, а в курасийской – 78,70 %, на севере – 64,18-70,52 %). По литохимическим параметрам песчаники характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости (ГМ в среднем 0,25), свидетельствующим об их образовании преимущественно за счет механического разрушения материнских пород; 2) показателем фемичности (ФМ в среднем 0,07), соответствующим грауваккам; 3) относительно невысокой титанистостью (ТМ в среднем 0,044), но повышенной нормативной щелочностью (НКМ в среднем 0,36), что связано, с одной стороны, с присутствием в песчаниках островодужной вулканокластике низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, а с другой – обломков кислых изверженных пород, отличающихся низкими значениями ТМ. В глинисто-алевритовых породах, как правило, значения всех модулей ниже, и лишь

титановый модуль в них выше, что позволяет говорить о формировании отложений без существенной динамической сортировки обломочного материала.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) терригенные породы довольно однородны. Суммарные содержания РЗЭ в песчаниках относительно невелики (79-127 г/т на юге и 98-158 г/т на севере). Спектры распределения РЗЭ во всех свитах близки и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования, невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($[La/Yb]_N=5,24-11,44$) на юге и несколько повышенным ($([La/Yb]_N=9,38-12,75)$) – на севере, а также достаточно отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0,64-0,83$ – на севере, и $0,69-0,84$ – на юге). По сравнению с PAAS песчаники обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (в 1,1-3,0 раза). В глинисто-алевритовых породах суммарные содержания РЗЭ находится в пределах 80-171 г/т, при этом общий характер распределения в целом аналогичен.

Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород осуществлена на основании известных методик. На диаграммах М. Бхатия и Ж. Мейнарда [3, 6] (рис. 1а, б) большинство точек попадает либо приближается к полям бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, Японские острова), а также бассейнов активных континентальных окраин, в том числе включающих в себя и бассейны трансформных границ плит. Палеогеодинамическая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород в целом не противоречит выводам, полученным при интерпретации состава песчаников. Более определенно состав пород интерпретируется на диаграмме Б. Роузера и Р. Корша [7] (рис. 1в). На ней подавляющее большинство точек попадает в поле бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами.

Относительно невысокие концентрации в кайнозойских породах Западно-Сахалинского террейна редкоземельных элементов, незначительная обогащенность их легкими элементами по сравнению с тяжелыми, умеренно выраженная отрицательная Eu аномалия свидетельствуют о формировании отложений как за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород, так и основных вулканитов.

На парной диаграмме Hf-La/Th [5] (рис. 1г), предназначенной для реконструкции состава пород питающих провинций, точки терригенных пород попадают, главным образом, в поля кислых пород энциалических островных дуг и частично смещаются в поля источников, как смешанного кислого/основного состава, так и обогащенного древними компонентами. Вероятно, область питания сочетала в себе сиалическую сушу, сложенную гранитно-метаморфическими и осадочными породами, и зрелую окраинно-континентальную магматическую дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты. Положения фигуративных точек состава редких и редкоземельных элементов на диаграмме М. Бхатия и К. Крука [4] (рис. 1д) свидетельствует о формировании отложений в бассейне, связанном с окраинно-континентальной магматической дугой, либо бассейне активной континентальной окраины, к которым относятся и бассейны трансформных границ плит.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857-а и проекта ДВО РАН № 15-1-2-001 о.

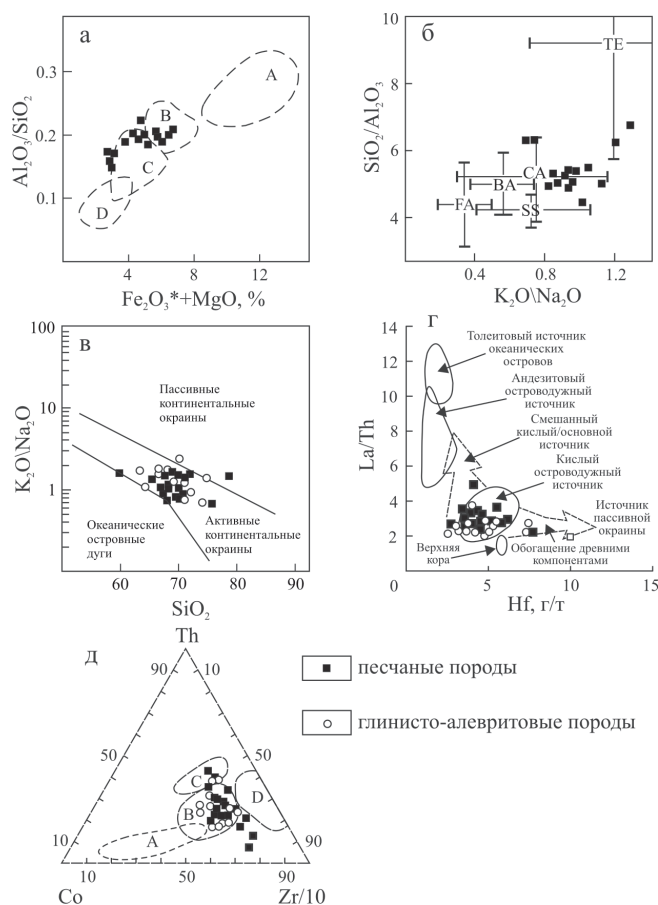


Рис. 1. Палеогеодинамическая интерпретация геохимического состава терригенных пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна.

а, д – типы бассейнов, по [3, 4]. Поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, Д – с пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо; б, в – типы бассейновых обстановок, по [6, 7]. Для б – пересекающиеся линии – стандартные отклонения от среднего состава современных глубоководных песков и глин из бассейнов: пассивных континентальных окраин (ТЕ); активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженных с окраинно-континентальными магматическими дугами (СА); с океаническими вулканическими дугами (FA – преддуговые и ВА – задуговые бассейны); г – источники обломочного материала, по [5].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
- 2. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Малиновский А.И. и др.** Дислокации меловых и кайнозойских комплексов северной части Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 105-120.
- 3. Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.
- 4. Bhatia M.R., Crook A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181-193.
- 5. Floyd P.A., Leveridge B.E.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531-542.
- 6. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; London; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551-561.
- 7. Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. N. 5. P. 635-650.

ПЕТРОФИЗИКА НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Манилов Ю.Ф.

*Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru*

Особенности геологического строения и эволюции рассматриваемой территории обусловлены расположением в области взаимодействия крупных жестких литосферных блоков – Алдано-Станового, Амурского и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) [2].

Это взаимодействие приводило к неоднократным всплескам тектонической и тектономагматической активности с образованием региональных глубинных разломов, структурных швов, формированием шарьяжно-надвиговых зон, внедрением значительных объемов магматических масс разнообразного состава, крупнообъемными перераспределениями рудных и петрогенных элементов (метасоматизмом), мобилизацией, переносом и переотложением минерального рудного вещества.

Степень изученности физических свойств пород, слагающих территорию, крайне неравномерна. Петрофизические данные разрознены, получены многими специалистами на протяжении длительного периода изучения различных площадей рассматриваемой территории. Сложность еще и в том, что отсутствует надежно систематизированная информация как по листам масштабов 1:50000-1:200000, так и конкретным металлогеническим объектам.

Часть неопределенностей призвана решить данная работа.

Методика

Для настоящих исследований было намечено 3 блока изучения:

1. Анализ, обработка и упорядочение имеющейся петрофизической информации;
2. Определение петрофизических характеристик основных комплексов пород;
3. Унифицирование разнородного материала для построения и интерпретации специализированных петромагнитной и петроплотностной карт.

Данные о плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) магматогенных образований региона получены из фондовых баз данных измерений значений σ (плотности) и χ (магнитной восприимчивости), уточнены по материалам справочника [6].

Вся систематизация результатов определения плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород выполнялась, исходя из принципов, разработанных коллективом сотрудников ВСЕГЕИ [1].

Определение среднестатистических характеристик для отдельных разновидностей пород и интрузивных массивов выполнялось следующим образом. Средние значения плотности при малом количестве определений вычислялись среднеарифметическим способом. При достаточно представительной выборке (обычно более 20–30 замеров) определялась средневзвешенная величина параметра по способу сумм [3].

Основная методическая особенность построения специализированных петромагнитной и петроплотностной карт – проведение изолиний физических параметров (плотность и магнитная восприимчивость) по пространственному положению точек со средними значениями параметра в специально подбираемых элементарных ячейках площади.

Известно, что реальные геологические тела одного и того же породного комплекса могут располагаться в разных геологических обстановках, различаться набором представленных в них пород, степенью их изменения и, следовательно, интенсивностью проявления физических свойств. При определении средних значений σ и χ для геологических комплексов (свит,

толщ) статистическая обработка исходной информации проводится в два этапа [4, 5]. На первом из них формируются отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. Для каждой свиты (толщи, комплекса и т.д.) подсчитываются средние значения магнитной восприимчивости и плотности.

На втором этапе проводится стадия формализации карты. Полученные значения в зависимости от представительности (в процентах) каждого типа геологических образований на площади каждой элементарной ячейки обеспечивали определение среднего (средневзвешенного) значения α и σ для каждой ячейки.

Результаты

Петрофизическая информация из разных источников сведена в таблицы, где приведены характеристики плотности и магнитной восприимчивости основных толщ, свит и комплексов пород изучаемой территории.

Согласно полученным материалам, наибольшее количество определений плотности и магнитной было сделано для древних комплексов Сибирской платформы. Более 2000 определений физических свойств проведены для кристаллических пород Джанинской, Удско-Майской и Купуринской свит. Примерно такой же объем измерений плотности и магнитной восприимчивости имеется для гранитоидов Древнестанового и Тукурингского комплексов.

Среди пород осадочных бассейнов наиболее изучены (более 1500 измерений) гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta K_1\mu_2$) Удского комплекса и андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники Джелтонской свиты.

В пределах рассматриваемой территории наиболее высокими значениями плотности характеризуются амфиболиты, габброиды и мрамора ($2,7-3,2$ г/см³) архейского возраста.

Среди осадочных пород наиболее плотные ($2,6-3,0$ г/см³) юрские аргиллиты, угли и углистые сланцы. Также высокая плотность (до $3,0$ г/см³) встречается среди габброидов Удского комплекса.

Наименьшую плотность ($2,0-2,4$ г/см³) имеют туфы, туфопесчаники, песчаники средней и верхней юры.

Данные о магнитной восприимчивости пород региона варьируют в широчайших пределах от полностью немагнитных до образцов со значениями до нескольких тысяч 10^{-5} СИ.

Наиболее магнитоактивные породы региона – габброиды и габбро-амфиболиты архейского возраста. Нередко значения магнитной восприимчивости в их образцах достигает 5-8 тысяч 10^{-5} СИ. Высокой магнитной восприимчивостью свыше 1000×10^{-5} СИ встречается у субвулканических образованиях различного возраста.

Полученные петромагнитная и петроплотностная (рис. 1) карты позволяют давать петрофизические характеристики крупным тектоническим объектам [2] (докембрийские блоки и террейны). Каждому такому объекту соответствует свой набор характеристик (интенсивность, упорядоченность, направленность аномалий плотности и магнитной восприимчивости).

Петромагнитная карта лучше отражает структурные особенности крупных магматогенных структур, дифференцирует различные части осадочных бассейнов, разделяя вулканогенные прогибы (с высокими значениями магнитной восприимчивости) и прогибы, в которых преобладают практически немагнитные осадочные толщи.

На петроплотностной карте высокими значениями хорошо диагностируются области распространения древних пород Сибирской платформы. Плотности $2,65 - 2,80$ г/см³ соответствуют областям развития древних кристаллических комплексов, а также девонским толщам, в которых присутствуют известняки и породы, богатые железными рудами.

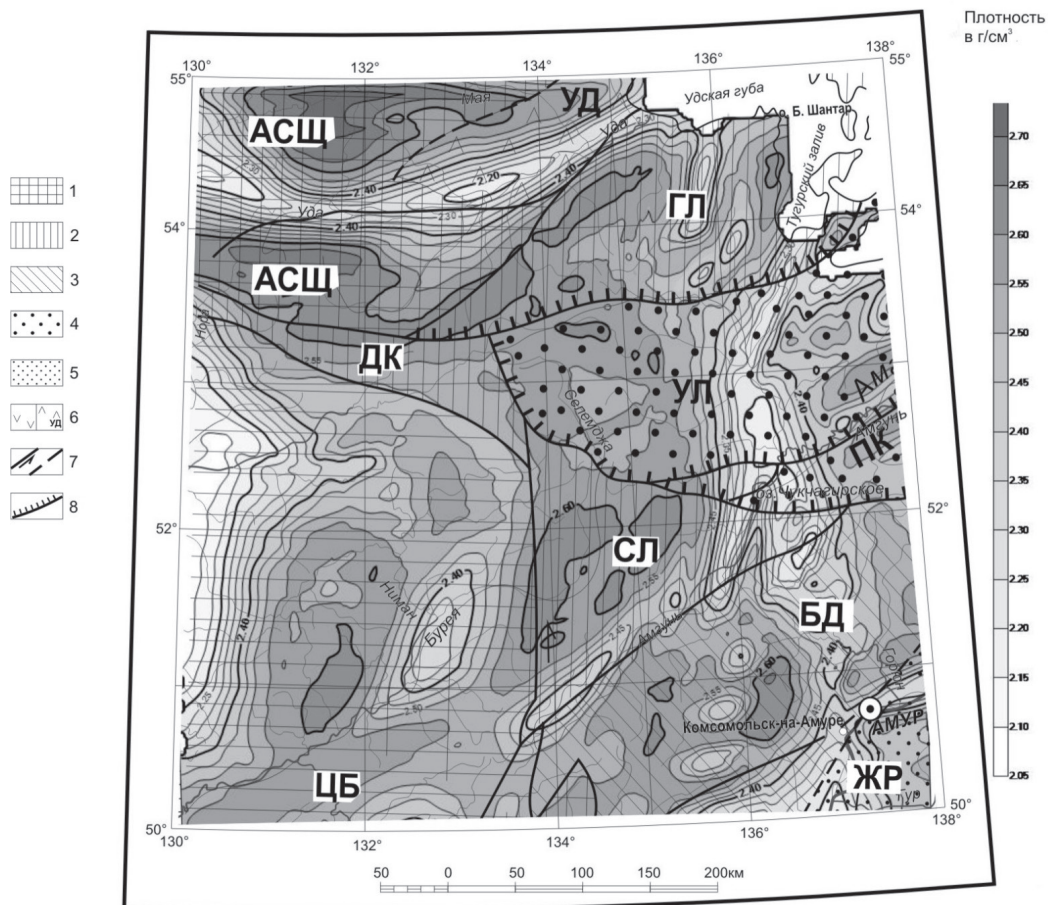


Рис.1. Петроплотностная карта с элементами тектоники Нижнего Приамурья.

1 – докембрийские блоки и супертеррейны: **АСЩ** – Алдано-Становой щит, **ЦБ** – Цзямусы-Буреинский; 2 – палеозойские террейны: **ДК** – Джагдинско-Кербинский, **СЛ** – Сулукский, **ГЛ** – Галамский; 3,4 – Юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (**БД** – Баджальский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (**УЛ** – Ульбанский); 5-6 – раннемеловые террейны – фрагменты: 5 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (**ЖР** – Журавлевско-Амурский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (**УД** – Удской); 7 – левые сдвиги; 8 – надвиги, в том числе: **ПК** – Пауканский.

Наименьшие плотности до $2,3 \text{ г/см}^3$ соответствуют наложенным прогибам Удского, Буреинского бассейнов и Нижнеамурской впадины, где широко проявлены области распространения четвертичных отложений.

Составленные петромагнитная и петроплотностная карты являются важным элементом для последующей геологической интерпретации, способствуют выявлению петрофизических закономерностей строения верхней части земной коры на обширных территориях, главным образом за счет генерализации трендов физических характеристик горных пород во всем их возрастном и вещественном диапазоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.

2. **Дортман Н.Б., Дубинчик Э.Я., Зотова И.Ф., Иванов В.Н.** Отчет по теме 303. Петрофизическая характеристика типичных формаций разных этапов развития складчатых областей. Петрофизика магнитных формаций. Ленинград. 1974.

3. Дунин-Барковский И.В., Смирнов П.В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть) // Гостехиздат. Москва. 1955.

4. Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент – океан // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 39-53.

5. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 3-9.

6. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток. ДВО АН СССР. 1987. 393 с.

ПЕРЕХОД ОТ СУБДУКЦИИ К СКОЛЬЖЕНИЯМ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА)

Мартынов А.Ю., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: amartynov@fegi.ru

Севернее широт 48-49° поздне меловой надсубдукционный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс сменяется по латерали окраинным осадочным бассейном с лавинным типом седиментации и локальными проявлениями вулканизма в обрамлении этого бассейна. Предполагается, что такая смена связана с тем, что севернее широт 48-49° СШ граница континент-океан в поздне меловое время имела близкое к меридиональному простиранию [1]. При том же северо-западном направлении перемещения плиты Изагаги [4] вдоль северной границы главное значение приобретала левосдвиговая компонента движения [1] (рис. 1).

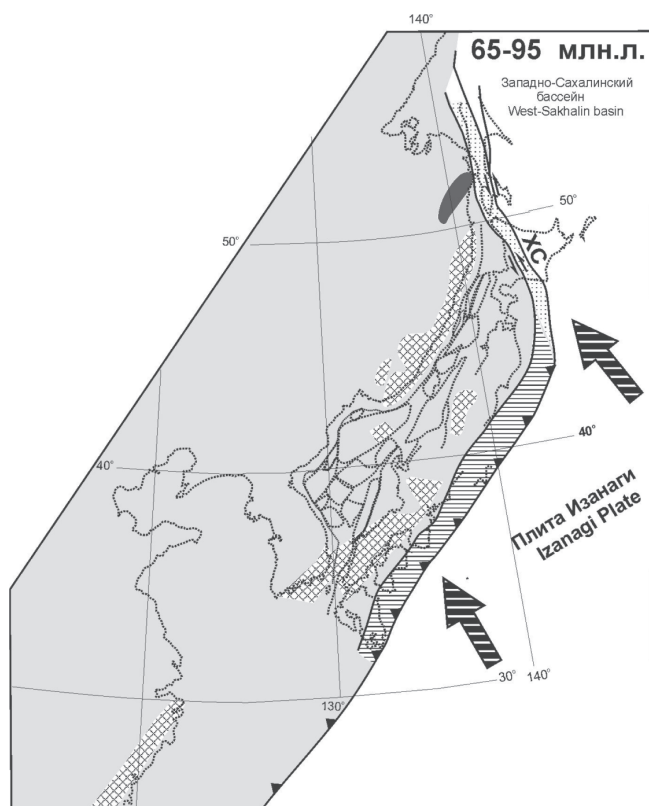


Рис. 1. Поздне меловые структуры восточной окраины Азии [1].

1 – допоздне меловой континент; 2 – ареалы распространения больбинской свиты; 3 – надсубдукционные вулканические комплексы; 4 – аккреционные призмы; 5 – окраинно-континентальные синсдвиговые турбидитовые бассейны; 6 – зоны субдукции; 7 – сдвиги трансформных окраин (ХС – Хоккайдо-Сахалинский); 8 – направления перемещения плиты Изагаги.

Соответственно, на палеоширотах 48-49° СШ следует предполагать переход от субдукции к скольжению океанической плиты вдоль края континента с юга на север. Если это так, то поздне меловые вулканы, располагающиеся севернее и южнее точки перехода, формировались в различных геодинамических обстановках и должны различаться по геохими-

ческим характеристикам. В этой связи были сопоставлены геохимические характеристики надсубдукционных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (синанчинской и самаргинской свит) [2, 3], с геохимическим составом позднемеловых вулканитов больбинской комплекса, располагающихся в области сдвигового взаимодействия плит. Было установлено, что по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам породы больбинского комплекса довольно существенно отличаются от надсубдукционных эффузивов сеноманского и маастрихт-датского возрастов, особенно это проявляется в обогащении LREE, высокозарядных элементов (Nb), а также пониженными концентрациями HREE (Y, Yb, Lu). По этим критериям изученные породы можно классифицировать как адакиты ($La/Yb=19-34$) и NEB ($Nb>10$ г/т). В обзоре [6] на основе петро-геохимических данных среди адакитов были выделены высококремнистые (HSA) и низкокремнистые (LSA) адакиты. По своим петро-геохимическим характеристикам ($MgO<4$ мас. %; $CaO+Na_2O<10$ мас. %; $Sr<900$ г/т) адакиты больбинской свиты тяготеют к HSA типу, попадая в соответствующее поле на дискриминационной диаграмме $K/Rb - SiO_2/MgO$ (рис. 2). Несмотря на многочисленные исследования, вопросы происхождения пород адакитового состава все еще остаются дискуссионными. Из наиболее распространенных моделей следует отметить: (1) плавление метаморфизованной нижней континентальной коры в результате ее деляминации; (2) частичное плавление эклогитизированного базальтового слоя погружающейся океанической плиты; (3) высокобарическое фракционирование водонасыщенных расплавов, с отсадкой граната и амфибола.

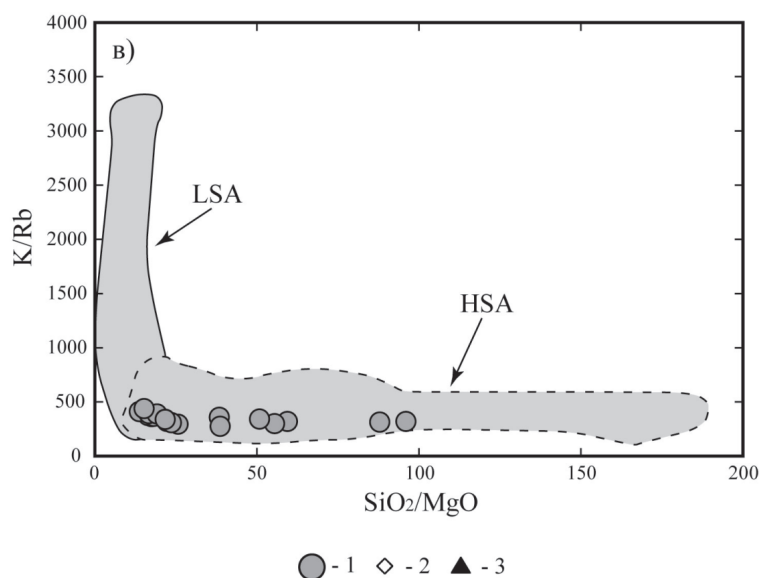


Рис. 2. Диаграмма $K/Rb-SiO_2/MgO$, по [6], для средних по составу вулканитов.

На бинарной диаграмме $MgO - SiO_2$, с вынесенными экспериментальными данными по плавлению различных по составу источников, фигуративные точки адакитов больбинской свиты формируют тренд, близкий к расплавам, образовавшимся при частичном плавлении океанической коры (рис. 3). На это также указывает высококремнистый состав вулканитов [6] и их свинцовые изотопные данные. Низкие содержания радиогенного свинца ($\Delta 8/4Pb = 30-46$) в изученных образцах указывают на вовлечение в магмогенезис изотопного резервуара тихоокеанского MORB-типа (океаническая астеносфера), производными которого являются,

в том числе, и базальты Тихого океана (рис. 4). Таким образом, в северном Сихотэ-Алине в позднемеловое время из-за особых параметров геометрии схождения континентальной и океанических плит, происходила деструкция слэба с последующим внедрением горячей океанической астеносферы тихоокеанского MORB типа в субконтинентальную мантию, частичным плавлением метаморфизованного базальтового слоя океанической коры, содержащего гранат и/или амфибол, и формированием адакитовых расплавов (рис. 5).

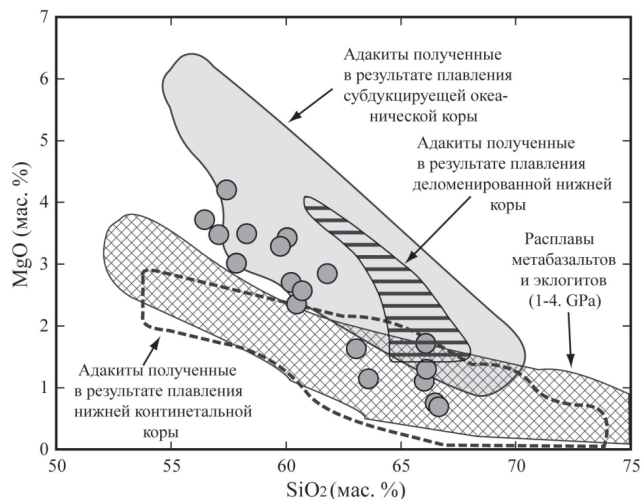


Рис. 3. Диаграмма MgO – SiO₂ для вулканитов больбинского комплекса, с полями экспериментальных данных по плавлению различных по составу источников [5].

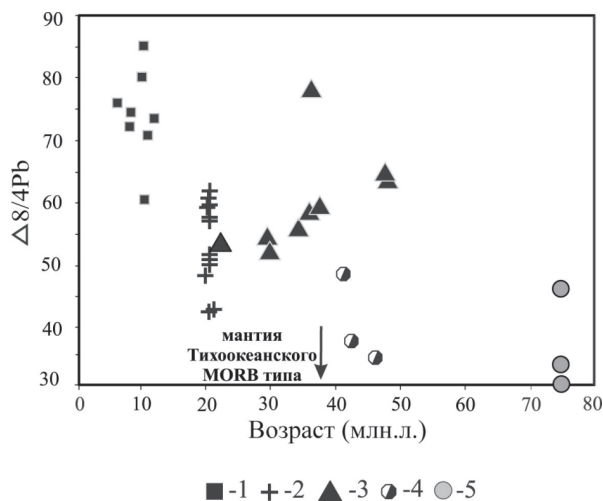


Рис. 4. Диаграмма временного изменения значения $\Delta 8/4$ в разновозрастных базальтах Сихотэ-Алиня, Японского моря [7], а так же базальтов и андезитбазальтов больбинского комплекса.

1 – миоцен-плиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 2 – среднемиоценовые базальты Японского моря; 3 – эоцен-олигоцен-раннемиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 4 – раннеэоценовые адакиты Юго-Западной зоны Сихотэ-Алиня; 5 – больбинский комплекс.

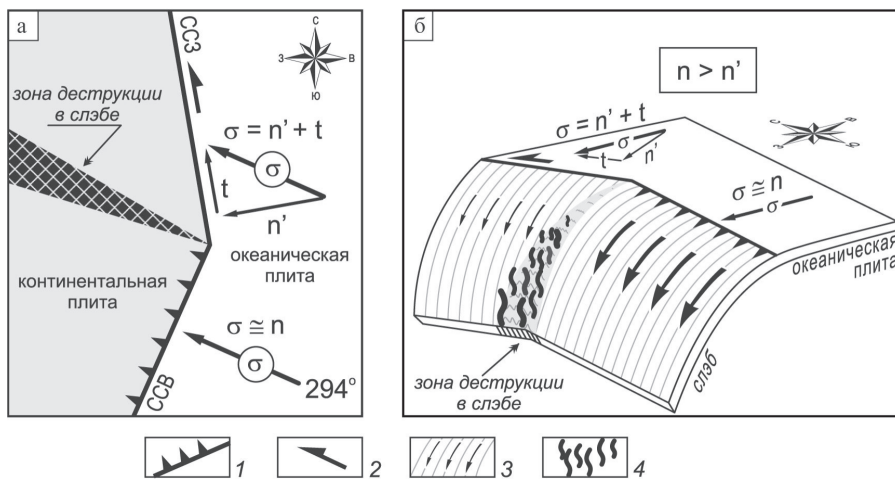


Рис. 5. Принципиальная схема формирования зоны деструкции в субдуцирующем слэбе при ортогональном и косом взаимодействии океанической и континентальной плит: в плане (а) и её аксонометрическая проекция (б).

σ – вектор движения океанической плиты и её составляющие, n – нормальная, совпадающая с вектором движения океанической плиты, n' – нормальная при косом взаимодействии плит, t – тангенциальная (сдвиговая); 1 – граница зоны субдукции; 2 – направление сдвиговых смещений; 3 – направление движения субдуцирующего слэба; 4 – проникающий астеносферный поток Тихоокеанского MORB типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации позднемеловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2012. 5. С. 1-21.
2. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. № 3. С. 282-303.
3. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточного-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866-878.
4. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. V. 206. P. 1-159.
5. Li-Xue Ding., Chang-Qian Ma., Jian-Wei Li., Paul T. Robinson., Xiao-Dong Deng., Chao Zhang., Wang-Chun Xu. Timing and genesis of the adakitic and shoshonitic intrusions in the Laoniushan complex, southern margin of the North China Craton: Implications for post-collisional magmatism associated with the Qinling Orogen // Lithos. 2005. V. 126. N. 3-4. P. 212-232.
6. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. N. 1-2. P. 1-24.
7. Martynov Yu. A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 358-371.

ДЕЛАМИНАЦИЯ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ НА ПРИМЕРЕ СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КАВКАЗА

Медведь И.В.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: Zabelirina@yandex.ru*

В результате исследования Киргизского Тянь-Шаня и Кавказа с помощью двух разномасштабных методов сейсмической томографии были построены скоростные модели (рис. 1, рис. 2), соответственно. Локальная томография регионов позволила получить сейсмическую структуру коры, а региональная томография позволила изучить верхнюю часть верхней мантии исследуемых коллизионных зон. После получения скоростных структур регионов, они были сопоставлены друг с другом, что производилось впервые. При составлении сравнительной характеристики результатов были обнаружены общие черты глубинного строения:

- 1) погружающаяся мантийная часть литосферы в виде высокоскоростных аномалий по периферии коллизионной зоны;
- 2) низкоскоростная аномалия под горными хребтами.

Особенности строения коллизионных зон, наблюдаемые с помощью полученных сейсмических моделей, могут быть объяснены процессом деламинации. Согласно авторам работы [4], деламинация – это процесс отслоения мантийной части литосферы и ее погружение в астеносферу на глубину.

Существует большое количество исследователей, которые предлагают ряд факторов, выступающих триггерами при процессе деламинации:

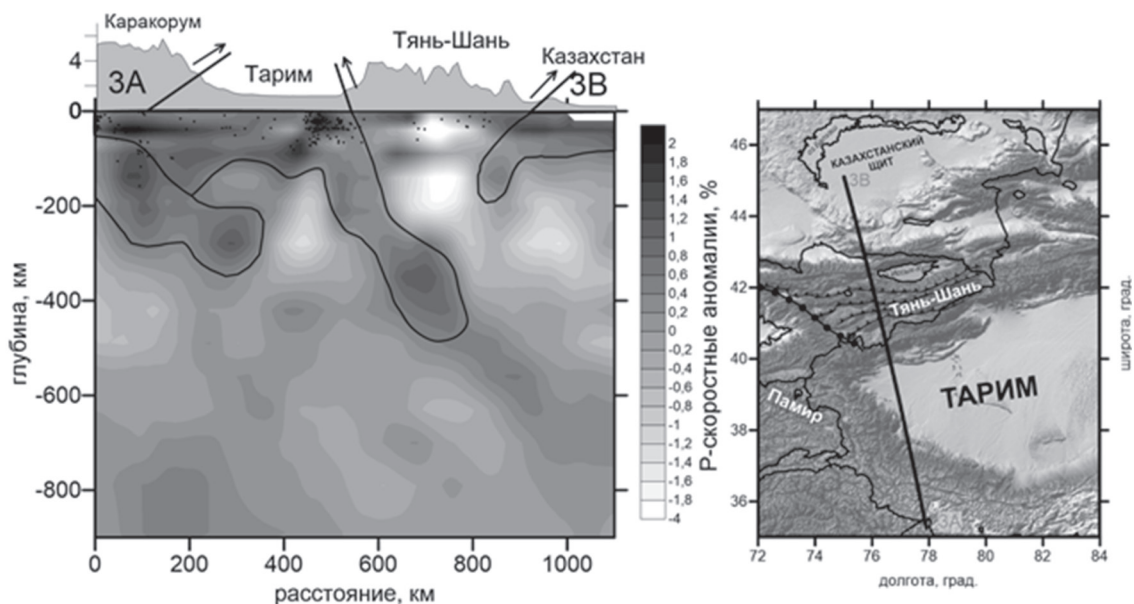


Рис. 1. Слева: результат инверсии региональной томографии Киргизского Тянь-Шаня. Выделенные области – высокоскоростные аномалии, под Тянь-Шанем низкоскоростная аномалия. Справа: расположение профиля на карте. Результаты опубликованы в работе: [7]

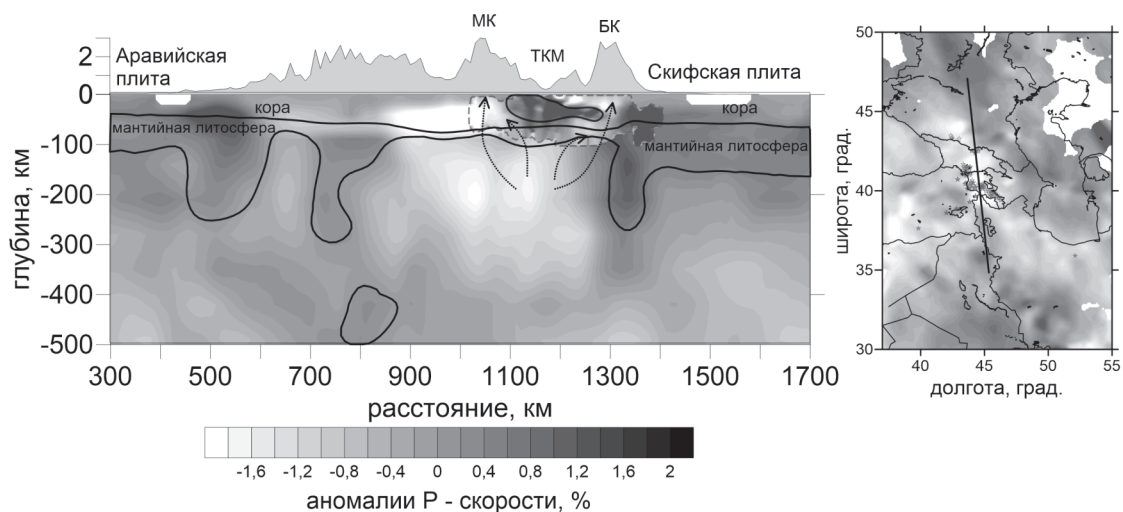


Рис. 2. Слева: результат инверсии региональной томографии Кавказского региона. Выделенные области – высокоскоростные аномалии, под Кавказом низкоскоростная аномалия. МК – Малый Кавказ, БК – Большой Кавказ, ТКМ – Транскавказский массив. Справа: расположение профиля на карте. Результаты опубликованы в работах: [7, 6].

1) Критический уровень сжатия. При латеральном сжатии мантийная литосфера становится гравитационно неустойчива. Подстилающая астеносфера является наиболее устойчивой, поэтому мантия, стремясь вернуться в состояние устойчивости, будет погружаться большими объемами [3].

2) Эклогитизация. При погружении нижней (базальтовой) части коры на глубину более 50 км, происходят фазовые превращения, которые ведут к выплавлению более плотного экло-

гита [1]. Каждые 10 % эклогита увеличивают плотность примерно на 1 %. Эклогит ускоряет процесс отслоения мантийной части литосферы от коры.

3) Конвекция горячей астеносферы. Движение мантии при процессах коллизии, как и в субдукции, может послужить триггером для погружения одной плиты под другую. Однако, если в субдукции конвекция играет решающую роль, то в коллизии конвекция является скорее следствием погружения больших масс мантийной части литосферы и освобождением большого пространства под коллизионной зоной, которое заполняется горячим материалом астеносферы [4].

4) Субдукция. В работе [5] с помощью математического моделирования показано, что процессам деламинации способствуют погруженные океанические плиты. Океанические плиты являются более тяжелыми, чем континентальные. После закрытия зоны субдукции, более плотная и тяжелая океаническая кора, погружаясь в мантию, увлекает за собой часть мантийной литосферы континентальной плиты, при этом, высвобождая пространство непосредственно под корой, которое заполняется более горячей астеносферой.

Различия сейсмических моделей исследуемых регионов. В связи с тем, что истории развития исследуемых регионов имели различия, соответственно, картина глубинного строения у них также отличается. Основные различия скоростных неоднородностей регионов заключаются в:

1) характере погружения высокоскоростных аномалий, относящихся к мантийным частям литосферы. Например, высокоскоростные аномалии под Кавказом имеют каплевидную форму, также видны части погружения мантийной части литосферы на глубину в мантию, в то время как под Тянь-Шанем высокоскоростные аномалии имеют линейный характер и погружаются под коллизионную зону полого.

2) размерах низкоскоростных аномалий. В Кавказском регионе размер аномалий низких скоростей составляет ~500 км по латерали с Юга на Север и ~300 км в глубину, а в Тянь-Шане – 200 км по латерали и 200 км по глубине.

Обоснование различий результатов. Субдукция в процессе эволюции в регионе Тянь-Шаня последний раз происходила еще в палеозое, после чего регион пережил пенеплен, который длился весь мезозой, далее в кайнозое начался активный орогенез, который продолжается по сей день. В Кавказском регионе весь фанерозой происходили сложные процессы эволюции, которые сопровождались различными взаимодействиями континентальных и океанических блоков. Субдукция на Кавказе последний раз происходила в миоцене. Можно предложить, что более широкое раскрытие низкоскоростного «окна» (~500 км) в Кавказе, а также вертикальное каплевидное погружение мантийной части литосферы под Кавказом могло дополнительно провоцироваться относительно недавним закрытием зоны субдукции, которая находилась между Большим и Малым Кавказом. Возможно, за счет большого раскрытия низкоскоростного «окна» вулканизм на Кавказе дополнительно подпитывается от горячей астеносферы, которая заняла место погрузившейся мантийной части литосферы.

Мощность коры Тянь-Шаня составляет более 60 км и базальтовый слой, из которого состоит мафическая кора, гораздо больше гранитного. Эти факторы могут указывать на существование процессов эклогитизации.

Таким образом, все вышесказанное в совокупности с полученными нами данными дает возможность предполагать, что процесс деламинации в исследуемых регионах происходил по-разному: в Кавказском регионе триггером погружения мантийной части литосферы выступило закрытие относительно недавней субдукционной зоны, а в Киргизском Тянь-Шане – эклогитизация и плюмовая ячейка.

Сейсмические изображения глубинных структур исследуемых регионов отличаются из-за характерных особенностей эволюции, исследования которых могут помочь автору при дальнейшем изучении процессов деламинации.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Austrheim, H.** The granulite-eclogite facies transition: A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*. V. 25. P. 163-169.
2. **Bird P.** Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny // *Tectonophysics*. 1978. V. 50. P. 307-336, doi:10.1016/0040-1951(78)90140-3.
3. **England P., Houseman G.** Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1989. T. 94. N. B12. P. 17561-17579.
4. **Kay R.W., Kay S.M.** Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177-189.
5. **Toussaint G., Burov E., Jolivet L.** Continental plate collision: Unstable vs. stable slab dynamics // *Geology*. 2004. T. 32. N. 1. P. 33-36.
6. **Koulakov, I., Zabelina, I., Amanatashvili, I., Meskhia, V.** Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // *Solid Earth*. 2012. N. 3. P. 327–337.
7. **Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A.** Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 119. P. 87-99.
8. **Zabelina, I. V., I. Yu. Koulakov, and M. M. Buslov.** Deep mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan orogen (from results of seismic tomography) // *Russ. Geol. Geophys.* 2013. V. 54 P. 695–706.

РЕОЛОГИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Петрищевский А.М.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан,
e-mail: petris2010@mail.ru*

Территория Северо-Восточного Китая занимает северо-восточный фланг Амурской плиты и характеризуется сложным геологическим строением. Здесь распространены разновозрастные (AR-KZ) метаморфические, осадочные, вулканические и интрузивные комплексы, образовавшиеся в различных тектонических обстановках, главнейшими из которых являются процессы, связанные с коллизиями литосферных плит и переработкой древних кратонных сегментов, образованием складчатых, гранитоидных и вулканических поясов и, особенно – с формированием структур растяжения-сдвига в позднем мезозое и кайнозое, главной из которых в этом регионе является зона Танлу. Она представляет собой широкую зону мезозойско-кайнозойских деформаций и дислокаций, протягивающуюся от среднего течения р. Амур до широты 30 °N. Северное продолжение разлома Танлу часто называют Илань-Итунским (Yilian-Yitong) [1, 4]. В сейсмических моделях [1, 7] зона Танлу, также, как бассейн Сунляо, характеризуется сокращением мощности земной коры и литосферы, и обе эти структуры связаны с процессами мезозойско-кайнозойского растяжения на востоке Азии.

Центральное место на рассматриваемой территории занимает меловой осадочный бассейн Сунляо (рис. 1). Большинство исследователей связывает его происхождение с поздне-мезозойскими рифтогенными процессами, однако существует предположение [4], что образование южного фрагмента впадины происходило при участии мантийного плюма, на что указывает концентрическое расположение тепловых аномалий (рис. 1б). Впадина Сунляо характеризуется сокращением мощности земной коры и литосферы [1, 7], повышенным тепловым потоком (рис. 1в), а в нижней коре и подкоровой мантии под впадиной диагностируются

резкое понижение скорости сейсмических волн и увеличение отношения V_p/V_s [4] – индикаторов пониженной вязкости геологических сред.

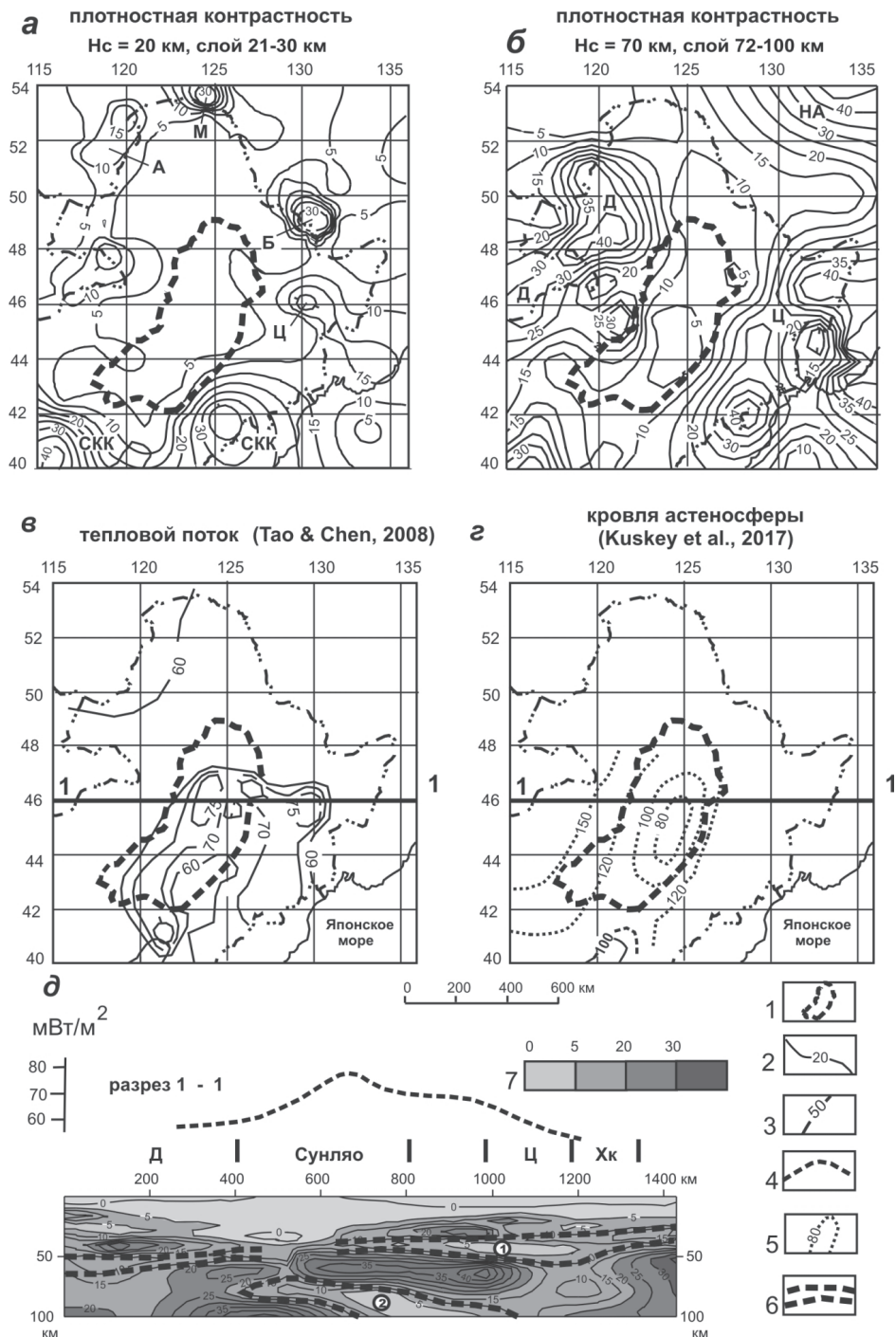


Рис. 1. Распределения плотностной контрастности в земной коре (а) и подкорковом слое (б); карта теплового потока (в) [6]; схема глубин кровли низкоскоростного слоя (г) [5]

1 – впадина Сунляо; 2-3 – изолинии μ_z -параметра (2) (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км) и теплового потока (3) (мВт/м²); 4 – кривая теплового потока над разрезом; 5 – глубина кровли астеносферы по сейсмическим данным [5], км; 6 – слои пониженной вязкости: ① – подкорковый, ② – астеносфера; 7 – шкала раскраски разреза. Обозначения структур: СКК – Северо-Китайский кратон; блоки с фундаментом кратонного типа: А – Аргунский, М – Мамынский, Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский, Д – Дягдагачинский, НА – Нижне-Амурский.

Сложность геологического строения обуславливает широкое разнообразие схем тектонического районирования Северо-Восточного Китая и неоднозначность представлений о его глубинном строении и эволюции. В этих условиях могут представлять интерес статистические гравитационные отражения глубинных структур этого региона, основывающиеся на математически однозначных расчетных процедурах [2].

Носителем информации о реологии и, соответственно, глубинном строении региона, является плотностная контрастность геологических сред (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметаются, по Пуанкаре, аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия Северо-Восточного Китая были подразделены на 13 слоев в интервалах глубин: 11-20, 16-25, 21-30, 27-40, 32-45, 37-50, 42-60, 52-70, 62-80, 82-100, 105-120, 125-150 и 155-250 км. Источники локальных квази-симметричных гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глубинах, соответственно, $H_c = 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80, 100, 120$ и 150 км. В результате была построена объемная модель плотностной контрастности $\mu_z(x, y, H_c)$, отображаемая картами-срезами и разрезами μ_z -модели.

В нижнем слое земной коры (рис. 1а) выделяются три области повышенных значений μ_z -параметра: северо-западная, восточная и южная. В северо-западной области локальные максимумы μ_z -параметра совпадают с расположением Аргунского и Мамынского выступов архейско-протерозойского фундамента. В восточной области локальные максимумы плотностной контрастности совпадают с Буреинским и Цзямусинским выступами. Южный максимум μ_z -параметра оконтуривает северную границу Северо-Китайского кратона, который разделяется на два блока Бохайваньской рифтогенной впадиной. Бассейн Сунляо располагается в широкой области минимума плотностной контрастности.

В срезе на глубине 70 км (рис. 1б), характеризующем нижний слой литосферы, границы северо-западного и восточного жестких блоков расширяются, а впадина Сунляо приобретает более отчетливые признаки рифтогенной структуры. Восточной границей впадины является разлом Танлу, а западной – граница Дягдагачинского блока – Нэньцзянский разлом (Nengjiang fault) [1, 4]. Резкое сокращение литосферы под впадиной Сунляо до 80 км диагностирует сейсмическая модель (рис. 1г), а в теплофизической модели [1] это сокращение достигает глубины 50 км.

В разрезах μ_z -модели (рис. 1д) по значениям плотностной контрастности различаются три жестких (коровый, нижний литосферный и подастеносферный) слоя и два слоя пониженной вязкости (подкоровый и астеносферный). В разрезе 1-1 проявлено расслоение земной коры Дягдагачинского блока на гранитно-метаморфический (интервал глубин 5-20 км и нижнекоровый мафический (интервал глубин 30-50 км), которые разделены внутрикоровым слоем пониженной вязкости. Такое расслоение является фундаментальной особенностью тектоносферы Северо-Восточной Азии [2, 3].

Мощность подкорового вязкого слоя, диагностируемого низкими значениями μ_z -параметра, увеличивается под южным флангом Цзямусинского блока и Северо-Хинганским вулканическим поясом. Астеносферный слой пониженной вязкости характеризуется выпуклой формой и кровля его приближается до глубины 75-80 км под впадиной Сунляо. Из разреза (рис. 1д) следует, что источники тепловых аномалий находятся преимущественно в астеносфере, поскольку график теплового потока в правой части повторяет форму кровли наиболее вязкой части астеносферного слоя.

Пространственные взаимоотношения жестких пластин, диагностируемых по максимумам плотностной контрастности, соответствуют типичным формам двухъярусной колли-

зии внутриконтинентальных и окраинно-материковых глубинных структур на северо-востоке Азии [2]. Земная кора и нижний слой литосферы плавно погружаются по направлению к Японскому морю, а более тонкая кора континентальной окраины надвинута на континентальную литосферу (рис. 1д).

Реология и глубинное строение Северо-Восточного Китая характеризуются чертами сходства с другими районами Западно-Тихоокеанских окраин [3]. Во всех изученных автором районах диагностируются признаки расщепления субдуцирующих плит на коровую и мантийную составляющие, а коровые окраинно-континентальные структуры надвинуты на континентальную литосферу кратонного типа. Одинаковым образом в геофизических моделях проявлены структуры растяжения-сдвига: Охотско-Чукотская на Северо-Востоке Азии, зона Танлу в Северо-Восточном Китае (рис. 1) и зона Тасман в Австралии. Эти зоны являются границами между аллохтонными окраинно-континентальными и автохтонными континентальными с корой кратонного типа структурами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
2. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука. 2013а. 192 с.
3. Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87-104.
4. He C., Dong S.W., Chen X., Santosh M., Niu S. Seismic evidence for plume-induced rifting in the Songliao Basin of Northeast China // Tectonophysics. 2014. V. 627. P. 171-181.
5. Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M. G. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen // NEICON (National Electronic Information Consortium of Russia). 2017. V. 1. <http://sp.lyellcollection.org>.
6. Tao W., and Shen Z. Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas // Natural Science. 2008. V. 18. P. 843–849.
7. Zhang R., Wu Q., Sun L., He J., Gao Z. Crustal and lithospheric structure of Northeast China from S-wave receiver functions // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 401. P. 196-205.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА ТАЙМЫРА

Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Проскурнина М.А

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург, e-mail: Vasily_Proskurnin@vsegei.ru

Тектоническое строение Таймыро-Североземельского покровно-надвигового орогена определяется последовательностью тектонических событий, проявившихся в мезо-неопротерозойско-раннемезозойское время с последовательными эпизодами дислокаций в байкальское (RF-V₁), раннекаледонское (O₁₋₂), ранне- (C₁₋₂) и поздне- (P₂₋₃) герцинское, раннекимерийское (T₂₋₃) (индосинийское) время. Последние дислокации определили общий широтно-северо-восточный структурный план орогена и его зональность. В соответствии с этим выделяются крупнейшие тектонические структуры (с северо-запада на юго-восток, рис. 1): Северотаймыро-Североземельская герцинская складчатая система с неопротерозойскими

в основании образованиями (пассивной окраины) Карского микроконтинента [1] и Таймырская позднегерцинско-раннекиммерийская покровно-складчатая система с мезо-неопротерозойскими в основании образованиями активной окраины Сибирского палеоконтинента [6]. Таймырская система подразделяется на Центрально-Таймырскую позднегерцинскую и Бырангскую раннекиммерийскую мегазоны. Последняя характеризуется интенсивными сдвигово-надвиговыми деформациями чехла поздневендско-палеозойско-раннемезозойского возраста пассивной окраины Сибири.

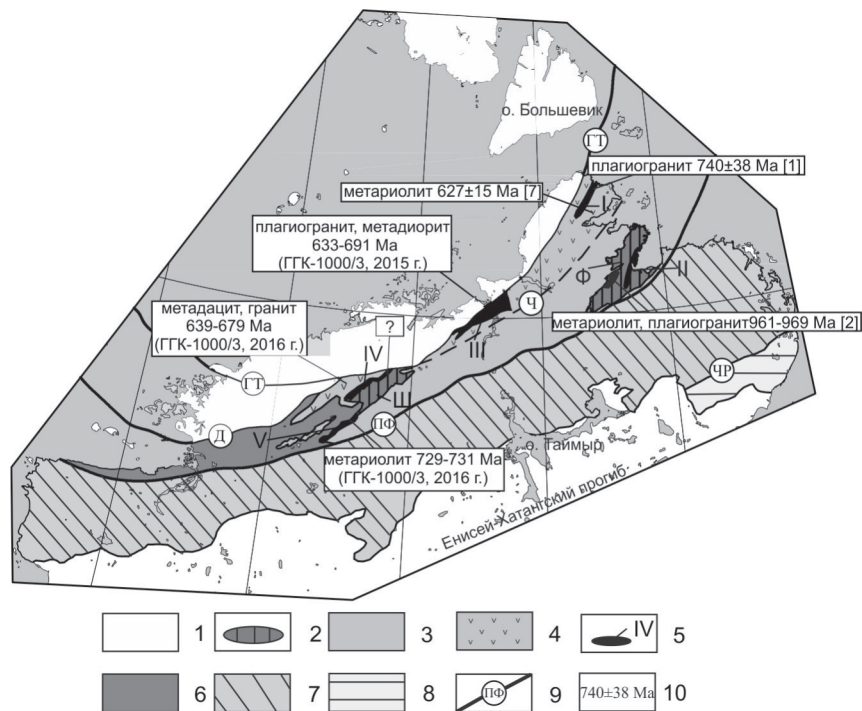


Рис. 1. Схема расположения офиолитовых поясов в главных структурах Таймыра. Челюскинский (I), Становой (II), Малиновский (III), Ожиданьинский (IV), Москвичевский (V).

1 – Северотаймыро-Североземельская герцинская складчатая система Карского микроконтинента; 2-8 складчатые системы Северо-Азиатского кратона: Таймырская позднегерцинско-раннекиммерийская (2-7) и Восточнотаймырско-Оленекская позднекиммерийская (8); 2 – Шренковский (Ш) и Фаддеевский (Ф) кратонные террейны; 3-6 – Центрально-Таймырская складчатая мегазона со Шренк-Фаддеевской рифейско-ранневендской аккреционной (3-5) и Пясинско-Фаддеевской поздневендско-среднепалеозойской эпиплатформенной «черносланцевой» зонами (6); 4, 5 – позднерифейские надсубдукционные андезитовые (4) и офиолитовые пояса (5); 9 – разломы: Главный Таймырский (ГТ), Диабазовый (Д), Чукчинский (Ч); Пясино-Фаддеевский (ПФ), Чернохребтинский (ЧР); 10 – U-Pb возраст цирконов (SIMS-SHRIMP) кислых интрузивных и вулканических пород офиолитовой и андезитовой ассоциаций.

В пределах рифейско-ранневендских образований аккреционной зоны Таймыра Центрально-Таймырской складчатой мегазоны, выделенной впервые В.А. Верниковским [1], закартированы два офиолитовых пояса: Москвичевско-Кунарский (северный), отражающий собственно границу континентов и Становской (южный), располагающийся в пределах Фаддеевского раннепротерозойского комплекса [1, 3, 4, 5 и др.]. Северный офиолитовый пояс делится более поздними тектоническими процессами на четыре фрагмента: Москвичевский, Ожиданьинский, Малиновский и Челюскинский. В их составе по результатам создания Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, третьего поколения (2002-2017 гг.), выделяются

метаморфизованные дунит-гарцбургитовая (кунарский, москвичевский комплексы), дунит-пироксенит-габбровая (верхнемалиновский, ожиданьинский комплексы), габбродолеритовая (папанинский комплекс), диорит-плагиогранитовая (малиновский, вилькицкий комплексы) формации и формация метаморфизованных натровых базальтов и плагиориолитов (модинская толща). Южный пояс представлен цепочкой серпентинитовых тел дунит-перидотитовой (становой комплекс) формации и выходами толеитовых базальтов (зимовочная толща) по западному побережью бухты Зимовочная с интрузиями габбро-пироксенитов (лопаткинский комплекс).

Анализ имеющихся геологических и петрогеохимических данных показал, что фрагменты Москвичевско-Кунарского пояса офиолитов (740-690 млн лет) ассоциируют с более поздними по возрасту андезитоидными вулканитами (630-660 млн лет) и по своим параметрам относятся к надсубдукционным офиолитам. Они отличаются пониженными относительно NMORB концентрациями высоkozарядных элементов, отчетливой отрицательной Ta-Nb аномалией и тенденцией смещения составов в андезибазальтовую область.

Напротив, хромитоносные серпентиниты и ассоциированные с ними metabазиты Становского пояса располагаются преимущественно среди метаморфитов Фаддеевского кратонного террейна и гранат-слюдяных, хлорит-слюдяных и хлорит-актинолитовых сланцев с прослоями кварцитов, мраморов и углеродистых сланцев (октябрьская, ждановская толщи), которые могут диагностироваться как формации пассивной окраины. Учитывая, что по северному обрамлению Фаддеевского террейна развиты образования энсиматической дуги с возрастом 961-969 млн лет [2], серпентиниты Станового пояса могли быть связаны в возрастном отношении с ее формированием. Ограниченные петрогеохимические данные свидетельствуют о том, что ультраосновные и основные породы принадлежат к единой магматической серии, сформированной при кристаллизационной дифференциации базальтового расплава. Геохимические параметры пород наиболее близки к рифтогенным базальтоидам с повышенными относительно NMORB концентрациями всех некогерентных элементов, несколько повышенным содержанием титана, присутствует слабая отрицательная аномалия тантала и ниобия, содержания которых, однако, не опускаются ниже NMORB. Серпентиниты комплекса исходно были представлены оливиновыми и, вероятно, оливин-ортопироксеновыми кумулатами. Таким образом, мафит-ультрамафитовая ассоциация Становского пояса не относится к офиолитам, она, вероятно, фиксирует неопротерозойский рифтогенный этап и трансформацию режима пассивной континентальной окраины в активную на севере Сибири.

В целом, магматизм рифея Центрально-Таймырской зоны с юга на север свидетельствует о последовательной смене его внутриплитного характера рифтогенно-плюмового metabазальт – габбродолеритового (1300-1350 млн лет), на ранний субдукционный энсиматических дуг (969 млн лет), включая офиолиты Станового пояса, трахириолит-гранитовый андского типа на активной континентальной окраине Сибири (840-860 млн лет) и на поздний субдукционный энсиматических и энсиалических дуг (Москвичевско-Кунарский пояс). Последние характеризуются следующими магматическими формациями: толеитовой metabазальт-плагиориолитовой, метадуни-гарцбургитовой, метадуни-клинопироксенит-габбровой, диорит-плагиогранитовой (M-гранитоиды, 690-740 млн лет) и известково-щелочной андезитовой, диорит-гранитовой (I-гранитоиды – 630-660 млн лет).

ЛИТЕРАТУРА

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГИМ. 1996. 203 с.

2. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 346. № 5. С. 647–653.

3. Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра // Новосибирск: Наука. 1986. 144 с.

4. Залялеев Р.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132-133.

5. Проскурнин В.Ф. Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой системы, их рудоносность и геодинамические особенности формирования // Рудоносность магматических формаций Сибири. СНИИГиМС. 1991. С. 33-39.

6. Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н., Туганова Е. В., Укленн В. Н. Тектоническое районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Сб. научн. тр. Дудинка: 2003. Вып. 1. С. 178–209.

7. Pease V. and Vernikovskiy V.A. The Tectono-Magmatic Evolution of the Taimyr Peninsula: Further Constraints from New Ion-Microprobe Data // Polarforschung. 1998. V. 68. P. 171-178 (erschienen 2000).

СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ САНЬЦЗЯН-СРЕДНЕАМУРСКОГО БАССЕЙНА

Развозжаева Е.П.¹, Талтыкин Ю.В.¹, Чжоу Юнхэн²

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт геологии и полезных ископаемых государственного геологического управления Китая, г. Шеньян, ул. Северная Хуанхэ, 280

Саньцзян-Среднеамурский осадочный бассейн (ССОБ) расположен в районе слияния р. Амур с ее притоками, р. Уссури и р. Сунгари, и протягивается в северо-восточном направлении на 600 км по территории России и Китая при ширине 200-250 км. ССОБ является крупным молодым бассейном общего, но неравномерного погружения [2]. Со всех сторон окруженный хребтами, он хорошо выражен в рельефе низменными выровненными участками с редкими горными возвышенностями. Выделяются два главных этапа эволюции бассейна с соответствующими им осадочными последовательностями: палеогеновый и неогеновый. В палеогене в результате рифтинга сформировался нижний дискретный этаж осадочного чехла ССОБ, состоящий из отдельных структур – преимущественно полуграбенов, заложившихся на разновозрастных образованиях Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива. Пострифтовое погружение в неогене привело к образованию общего, преимущественно маломощного чехла и формирования единой структуры – ССОБ. Эти два этапа разделяет непродолжительная инверсия, выразившаяся в нарушении грабенов разломами и складками. Таким образом, кайнозойский осадочный чехол ССОБ состоит из двух ярусов, нижний дискретный соответствует рифтогенному этапу заполнения грабенов, верхний – этапу общего погружения бассейна, тафрогенезу, по [1].

Грабены отчётливо фиксируются локальными гравитационными минимумами, обусловленными низкими плотностями пород их осадочного выполнения. Осадочный комплекс представлен переслаиванием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами бурых углей и конгломератов, отвечающим речным, озерным и болотным обстановкам осадконакопления. Положение фаций подчиняется определенной закономерности как по лате-

рали, так и по вертикали и соответствует общей схеме развития рифтогенных структур [2]. Грабены вытянуты в северо-восточном направлении. Большинство грабенов имеет юго-восточный разломный сбросовый борт и пологий северо-западный. Грабены делятся на простые и сложные. Простые грабены имеют ромбовидную форму и размеры в среднем 30-50*7-10 км. Простые грабены могут располагаться изолированно или входить в структуру сложных грабенов. Последние представляют собой вытянутые структуры длиной более 100 км при ширине 10-30 км. Мощность осадочных отложений в грабенах в среднем от 1,5-2 до 3-6 км.

На основе карты аномального гравитационного поля с учетом сейсморазведочных данных и структурных схем бассейнов Саньцзян и Среднеамурского построена общая структурная схема кайнозойского осадочного чехла ССОБ (рис. 1). На схеме видно, что пространственное положение палеогеновых грабенов имеет определенные закономерности. Выделяются Западная и Восточная краевые зоны северо-восточного направления, в пределах которых грабены образуют цепочки, разделенные поднятиями на отдельные звенья. В центральной части бассейна наблюдается сгущение грабенов в широкой полосе субширотного простирания. Ориентировка грабенов изменяется здесь с северо-восточной на восток-северо-восточную и субширотную, увеличивается ширина бассейна. Закономерное расположение грабенов отражает разломный каркас, определивший конфигурацию бассейна. Краевые зоны являются отражением на поверхности глубинных разломов северо-восточного направления, ограничивающих ССОБ. На северо-западе – это И-Шу-Харпийский разлом, являющийся продолжением Итун-Иланьской ветви системы Тан-Лу. На юго-востоке – Дахэчжэн и Маноминский (рис. 1). Эти разломы активизировались в кайнозой как правые сдвиги с образованием на поверхности односторонних грабенов – бассейнов «pull-apart». Сосредоточенное расположение грабенов позволяет определить местоположение генеральной линии сдвигов (рис. 1). Субширотные – запад-северо-западные зоны упорядоченного эшелонированного расположения грабенов, наблюдаемые в центральной части ССОБ, представляют собой зачаточные зоны левосторонних сдвигов фундамента. Выделяются Харпийско-Аньюйская, Биробиджанско-Даргинская и Приамурская зоны (рис. 1Б). Вектор растяжения во время формирования ССОБ, по мнению разных авторов, имел направление СЗ-ЮВ по [1] и С-Ю по [3]. Таким образом, нижний палеогеновый ярус ССОБ представляет собой сложное взаимоотношение древних северо-восточных разломов, и зачаточных субширотных, в целом представляющий зону сопряжения системы Тан-Лу с Уссури-Охотской зоной рифтогенеза, которая, в свою очередь, является частью Восточно-Азиатского рифтового пояса [1].

Грабены ССОБ преимущественно угленосны, но наиболее погруженные их зоны могут генерировать УВ газового и нефтяного ряда. Считается, что рифтогенные структуры весьма перспективны на УВ, так как в них в непосредственной близости формируются и материнские породы (фации глубоких озер), и коллекторы (аллювиальные и дельтовые отложения), и покрывки (озерные отложения). В грабене Таньюань уже обнаружен газ, есть проявления нефти. В Переяславском грабене также зафиксированы проявления нефти и газа [2]. В Бирофельдском грабене по электроразведочным данным и газогеохимии выявлена аномалия, связанная с УВ. Эоценовая формация Далянхэ, по данным [5], содержит слои аргиллитов, богатых органикой, и может генерировать углеводороды при прочих благоприятных условиях. Исследования материалов по скважине Qc1, пробуренной в грабене Сидалинцзы, показали, что нижняя часть разреза, ниже 2-х км, имеет потенциал для разведки биогенного газа и нефти [4].

Глубинное строение территории ССОБ характеризуется сокращенной земной корой и подъемом мантии, что также свидетельствует о процессах рифтогенеза территории, включающей ССОБ. Причину кайнозойского рифтогенеза большинство исследователей видят

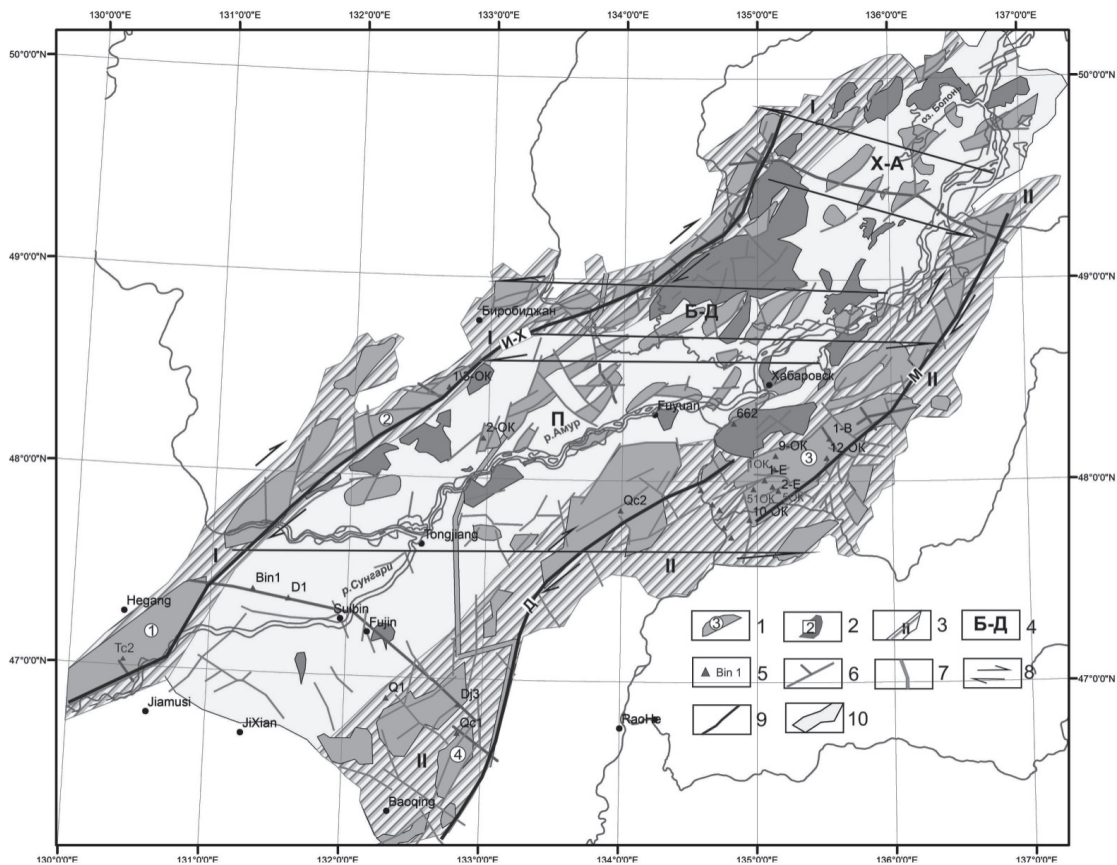


Рис. 1. Морфология (А) и Структурная схема (Б) Саньцзян-Среднеамурского осадочного бассейна.

1 – контуры и наименования грабенов, о которых упоминается в тексте (цифры в кружках): 1 – Таньюань, 2 – Бирюфельдский, 3 – Переяславский, 4 – Сидалинцы; 2 – выступы докайнозойских пород; 3 – краевые сдвиговые зоны, I – Западная зона, II – Восточная зона; 4 – наименования зачаточных зон сдвигов: **X-A** – Харпийско-Анъюская, **Б-Д** – Биробиджанско-Даргинская, **П** – Приамурская; 5 – скважины и их наименование; 6 – разломы по данным гравиметрии; 7 – граница Цзямусы-Буреинско-Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 8 – положение магистрального разлома в краевых зонах: **И-X** – Ишу-Харпийского, **М** – Маноминского, **Д** – Дахэчженского; 9 – направление смещения в зонах сдвига; 10 – граница бассейна.

во взаимодействии Тихоокеанской и Евразийской плит, в результате которого образовался мантийный клин и мощная зона апвеллинга. Сейсмотомографические исследования говорят о наличии низкоскоростных аномалий Р и S волн на глубинах 100 – 200 км, что связывается с возможным апвеллингом в области мантийного клина. Западной границей мантийного клина является система разломов Тан-Лу. Кроме того, район исследований характеризуется наличием корового проводящего слоя и повышенной расслоенностью и проницаемостью земной коры [2]. Подобным глубинным характеристикам соответствуют нефтегазоносные бассейны в северо-восточном Китае, такие как Сунляо, Бохайский и Эрлянский. В них зоны поднятия астеносферы в верхней мантии коррелируются с зеркальным отражением в коре в виде мелководных бассейнов и рифтовых зон. Литосфера в этом случае утонена и растянута. Возникающие разломы являются каналами для подъема горячих мантийных флюидов, а нефтяные поля С-В Китая расположены, главным образом, над ними или вблизи [6]. По мнению некоторых российских ученых флюидный мантийный поток нередко приводит к образованию

неорганических углеводородных залежей, по мнению других, способствует их возникновению в осадочных бассейнах путем процессов хемолитоавтотрофии. Таким образом, какими бы ни были причины образования УВ в ССОБ, их поиск следует продолжить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 2. С. 58-74.

2. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН. 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук. Т. 3).

3. Gu Ch., Zhu G., Liu Ch., Li Y., Lin Sh., Wang W. Cenozoic evolution of the Yilan-Yitong Graben in NE China: An example of graben formation controlled by pre-existing structures // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 146. P. 168–184.

4. Huang Gui-xiong. Evaluation of Palaeogene Source Rock Characteristics and Potential of Exploration in Xidalinzi Depression of Sanjiang Basin // Journal of Oil and Gas Technology. 2011. V. 33. N. 5. P. 47-50. Перевод с китайского.

5. Liu Yu-hua. Characteristics of Paleogene Sequence Stratigraphy and Main Hydrocarbon Source Rocks in Nongjiang Depression of Sanjiang Basin // Journal of Yangtze University. V. 11. N. 31. P. 8-12. Перевод с китайского.

6. Zhong Q., Fang H., Yang P-Y., Li Li, Yuan Y-Zh., Pei Fa-G. The Relationship between High Conductive Layer in Upper Mantle and Endogenous Metallic Ore and Petroleum Reservoir // Chinese Journal of Geophysics. 2015. V. 58. N. 4. P. 404-421.

НЕКОТОРЫЕ ГЛОБАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФЕИД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рапацкая Л.А.

*Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск,
e-mail: raplarisa@yandex.ru*

Нефтегазоносность рифеид Сибирской платформы (СП) обусловлена сочетанием ряда глобальных предпосылок, основанных на причинно-следственных связях разных масштабов и проявлений. Вот некоторые из них.

1) Широкое распространение по площади и большая мощность рифейских отложений до 8-10 км на СП: от Енисей-Хатангского прогиба через Анабаро-Оленёкский бассейн, (где отложения нижнего рифея достоверно установлены в пределах Оленекского свода), через Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы до Ангаро-Ленской ступени в меридиональном направлении и от Енисейского кряжа через Непско-Ботуобинскую антеклизу к Предпатомскому прогибу в широтном на юге.

2) Палеогеографическая и палеоклиматическая обстановка на территории СП, сложившаяся к началу предвендского размыва, длительностью до 500–600 млн лет и обусловившая накопление мощных соленосных толщ.

В первые миллионы лет своего существования СП практически полностью находилась в северных приэкваториальных широтах и только ее северный (в современных координатах) край располагался к югу от экватора, т.е. в начале своего дрейфа (*до вендского несогласия*)

платформа была развёрнута почти на 180° относительно её современного положения. Приблизительно эту же ориентировку (с небольшими вращениями против часовой стрелки) платформа сохраняла до середины второй половины мезопротерозоя». Это установлено при изучении эволюции геомагнитного поля в позднем докембрии и в раннем палеозое путём построения траектории кажущейся полюса для СП [1]. Положение СП в зоне низких широт подтверждается особенностями литологического состава пород, присутствием мощных пластов каменных солей и водорослево-археоциатовых биогермов.

3) Известно, что между нефтегазоносными и соленосными формациями существует тесная пространственная, временная и генетическая связь и большая часть мировых ресурсов углеводородов (УВ) приурочена к соленосным осадочным бассейнам (древние бассейны Сибирской платформы, более молодые бассейны Персидского залива и современный бассейн Мексиканского залива, где процессы солеобразования и генерация углеводородов протекают одновременно). Такая взаимосвязь не случайна и объясняется тем, что процессы нафтидогенеза и галогенеза являются циклическими, а их цикличность вызвана цикличностью тектогенеза, создающей благоприятные условия для формирования и сохранения скоплений УВ при перемежаемости в разрезе нефтегазоносных и соленосных отложений [2].

Особенности строения и литологического состава разрезов нефтегазоносных структур находят вполне закономерные объяснения, если принять во внимание палеогеографическое положение СП, установленное с использованием данных палеомагнитных исследований [1]. Анализ современного распределения эвапоритов указывает на их приуроченность к определенным широтам, причем максимум соленакопления приходится на широты 30-40° в северном и 20-30° в южном полушарии. Примерно такое же распределение эвапоритов наблюдалось и в раннем кембрии.

4) Важнейшим глобальным фактором, обуславливающим нефтегазоносность рифейд, является приуроченность большинства месторождений УВ к рифтовым структурам. Продолжительность рифейского этапа (более 1 млрд лет) даёт основание предполагать образование на территории СП разнообразных типов структурно-тектонических зон, сформировавшихся в этот и последующие периоды, в том числе и многочисленных рифтов. При этом одна ветвь рифтов глубоко внедряется во внутренние области кратона – инкратонные рифты, другая – сопрягается с прогибами и трогами, обрамляющими кратон и обладает чертами структур океанического типа – перикратонные рифты.

Многие исследователи (Харахинов В.В. и др.) отмечают, что рифты, как наиболее проницаемые структуры литосферы, создают оптимальные условия для транзита глубинных флюидных потоков. Они играют важнейшую роль в процессах нафтидогенеза осадочных бассейнов, которые, как правило, формируются над рифтами после завершения фазы их активного расширения, что подтверждается при геофизических исследованиях.

Известно, что территория СП характеризуется блоковым строением. Западный мегаблок в рифее претерпел масштабное раскалывание, приведшее к образованию крупнейших рифтогенных мегасистем: Байкало – Енисейской перикратонной и Ангаро-Котуйской инкратонной. Инкратонное рифтогенное раскалывание определило формирование сети рифтовых грабенов Ангаро-Котуйской инкратонной рифтогенной системы, в состав которой входят Котуйский, Туринский, Куюмбинский рифты и Иркиннеево-Ванаварский (Иркиннеево-Чадобецкий) рифт [3].

К Куюмбинскому рифту приурочен гигантский Куюмбинско-Юрубчено-Тохомский ареал нефтегазоаккумуляции – первый в мире регион, где в рифейских толщах открыты месторождения УВ.

Иркинеевско-Чадобецкий авлакоген представляет собой инкратонный рифт рифейского возраста, рассекающий юго-западную часть Сибирского кратона и заполненный карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями верхов нижнего (?), среднего и верхнего рифея мощностью до 8-10 км. Основными нефтегазогенерирующими толщами считаются обогащенные органическим веществом глинистые породы аянской свиты рифея.

Аэрогеофизическая съемка 2005-2007 гг., выполненная в зоне нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан», впервые дала материалы, позволившие определить территорию распространения рифейских отложений в Иркинеевско-Чадобецком авлакогене и их мощности [4]. В главной магнитоактивной поверхности отчетливо выделяются структуры первого порядка: Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы, Катангская седловина, Присаяно-Енисейская (Ангаро-Ленская) синеклиза, Камовский свод, Нюйско-Джербинская впадина. В этой поверхности выражены также и некоторые структуры второго порядка: Юрубченский выступ, Иркинеевский вал, Собинское поднятие, Чамбинский, Южно-Чуньский, Пайгинско-Сегочамбинский и Чадобецко-Тэтэринский структурные мысы, то есть все нефтегазоносные структуры являются надрифтовыми (прим. автора).

Вышеперечисленные факторы и приуроченность гигантских (Юрубчѐно-Тохомское, Курумбинское), крупных (Верхнечонское, Талаканское, Чаяндинское) и целого ряда других нефтегазоносных месторождений к отложениям рифея позволяет говорить о масштабной перспективности рифейид Сибирской платформы для дальнейшей эксплуатации, поисков и разведки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Павлов В. Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленѐкского поднятий и Удинского Присаянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 1-33.
2. Конищев В.С. Цикличность тектоногенеза, нафтидогенеза и галогенеза // Литосфера. Минск. 2007. Т. 27. № 2. С. 14-24
3. Харахинов В.В. Древние рифты Восточной Сибири // Геология нефти и газа. 2016. № 4. С. 3-18.
4. Буш В.А. Строение Иркинеевско-Чадобецкого авлакогена по данным комплексных аэрогеофизических съемок // Современные аэрогеофизические методы и технологии. 2009. Т. 1. Вып. 1. С. 143-153.

ПРОБЛЕМА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В КАЧЕСТВЕ ПРЕДВЕСТНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: КОНТРАСТНЫЕ ОТКЛИКИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В РАЗЛОМАХ САН-АНДРЕАС (ЗАПАД США) И ОБРУЧЕВСКОМ (ЮГ СИБИРИ)

Рассказов С.В.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Ильслова А.М.¹, Борняков С.А.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, e-mail: kaf-dinamgeol@mail.ru

³Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, e-mail: cheb@lin.irk.ru

Основной подход к прогнозу землетрясений в настоящее время заключается в отслеживании вариаций интенсивности сейсмического процесса для выявления неустойчивости в его режиме. При значительном объеме опубликованной литературы, ее ценность неодинакова.

Во многих работах описываются последствия землетрясений и поведение тех или иных параметров после разгрузки упругих напряжений в коре. Для прогноза же необходимы данные об изменении параметров в процессе их подготовки. М.А. Садовский [2] подчеркивал, что однозначно решить вопрос о прогнозе времени землетрясений можно лишь при постановке режимных наблюдений за комплексом известных предвестников на широкой сети станций, а также при выяснении механизма сейсмического процесса и физической природы предвестников.

Для отслеживания текущих деформаций в зонах активных разломов перспективны определения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (в единицах отношений активностей $OA4/8$) в подземных водах. Вариации этого параметра обусловлены эффектом Чердынцева–Чалова, согласно которому деформации пород в разломах сопровождаются обогащением подземных вод нуклидом ^{234}U [5]. Мониторинговые измерения $OA4/8$ проводились в комплексе определений изотопных параметров (^{222}Rn , ^4He и др.) в водах из активных разломов Северо-Тянь-Шанской сейсмической зоны в 1973-1975 гг. [3]. Использовались существовавшие в то время методы измерения концентраций микроэлементов и изотопных отношений. Содержания урана определялись люминесцентным методом. Для регистрации $OA4/8$ уран концентрировался из больших объемов вод (100-300 л) в полевых условиях на активированном угле с последующим выделением урана в лаборатории и измерением изотопных отношений альфа-счетom. Операции были трудоемкими и длительными. Погрешность анализа оценивалась из статистически зарегистрированных актов распада.

В результате этих исследований в водах из зон разломов был выявлен избыток ^{234}U по отношению к поверхностным и близповерхностным грунтовым водам и показана принципиальная возможность идентификации вод активных разломов по изотопным данным. Сделан вывод о том, что изученные естественные выходы подземных вод, относящиеся к водам разломов по геологической позиции, на фоне поверхностных и грунтовых вод чаще всего имеют повышенное содержание радона и $OA4/8$. Из этих двух показателей более надежным признано $OA4/8$, поскольку воды разломов могут обогащаться радоном и в зоне дробления пород.

В работе приведены результаты отслеживания суточных вариаций изотопных отношений U с 5 до 11 июля 1973 г. в скв. 915 Аламединских вод. Из 17 измерений 15 в пределах погрешностей определений соответствовали среднему значению. В двух случаях отмечено небольшое (около 10 %) увеличение этого параметра, что может быть обусловлено, по мнению П.И. Чалова и др., недостаточной очисткой от ^{226}Ra . В естественных выходах вод территории в этот же временной интервал были также измерены постоянные $OA4/8$. Подобные стабильные значения $OA4/8$ были получены для суточных проб из скв. 6 Джуеьогузских вод.

Выполнялись и длиннопериодные (месяцы, годы) измерения $OA4/8$. Для двух источников Аламединских вод измерено постоянное значение этого параметра. «Лишь одно измерение из восемнадцати дает значение больше среднего на 21% (в октябре 1973 г.). Является оно истинным или связано с недостаточной очисткой от радия, сказать трудно, так как дальнейшую очистку урана в этой пробе продолжать было невозможно из-за низкой альфа-активности препарата» [3, стр. 77]. В связи с низкими содержаниями урана в водах разломов из скважин длиннопериодные вариации $OA4/8$ измерялись с августа 1973 г. до июня 1974 г. только на единственном объекте (в скв. 6). Выполнено восемь измерений, достоверность которых поставлена П.И. Чаловым и др. под сомнение.

Эпицентры землетрясений, происходивших в период мониторинговых исследований П.И. Чалова и др., не совпадали территориально с районами выходов на дневную поверхность изученных вод разломов, поэтому обсуждение данных в связи с прогнозом землетрясений имело лишь самый общий характер по отношению ко всей Северо-Тянь-Шанской сейсми-

ческой зоне. Для значений $OA4/8$ обнаружено два случая заметных отклонений от средней величины после серии Иссык-Атинских землетрясений с разными знаками: с увеличением для вод из скв. 915 и уменьшением для вод из скв. 6. По неоднозначности полученных результатов этот параметр был исключен из категории предвестников. Между тем, возрастание $OA4/8$ было зафиксировано при землетрясении с магнитудой 5,2 в Богдановском районе Грузии 30.08.1973. В двух пробах, отобранных из скв. селения Диди-Ханчали с интервалом около трех недель, $OA4/8$ изменилось от $3,36 \pm 0,28$ до $8,1 \pm 0,5$ [1]. При Ташкентском землетрясении 1966 г. было зафиксировано возрастание и концентрации U, и значений $OA4/8$ [6].

В конце 1970-х годов изотопы и концентрации урана исследовались в качестве предвестников землетрясений в разломах Южной Калифорнии [7]. Мониторинг термальных вод 24-х скважин и источников проводился с апреля 1978 г. до июля 1980 г. Пробы объемом до 20 л с добавлением спайка ^{232}U и последующей лабораторной обработкой отбирались через один-два месяца. Концентрации урана в пробах варьировали от 0,002 до 8,3 нг/г, $OA4/8$ – от 0,88 до 5,4. В районе исследований 15 октября 1979 г. произошло сильное землетрясение Imperial Valley магнитудой 6,6. После землетрясения на расстоянии 70 км от эпицентра (на станции NilandSlab) во второй половине октября и в ноябре, концентрация урана в воде возросла более чем в 60 раз и значение $OA4/8$ снизилось в 3 раза. Относительное возрастание $OA4/8$ от 2,6 до 5,4 наблюдалось на этой станции перед землетрясением в течение года (рис. 1). В водах других станций концентрации урана не менялись и параметр $OA4/8$ оставался практически постоянными в течение всего мониторинга.

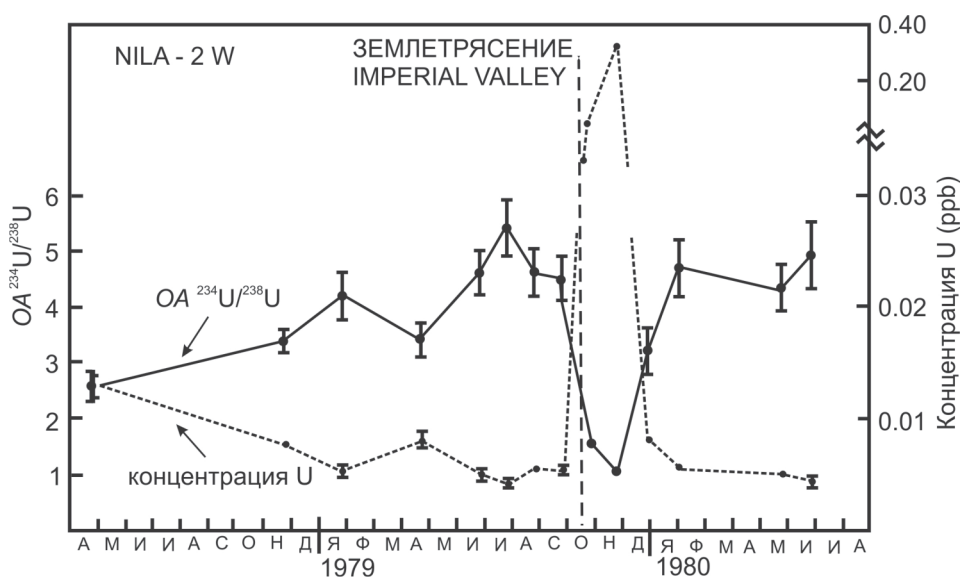


Рис. 1. Результаты мониторинга отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и концентрации U в подземных водах скважины NILA-2W разлома Сан-Андреас (запад США) в месячном масштабе с января (Я) до декабря (Д) в 1978–1980 годах [7].

Основной причиной отрицательного вывода П.И. Чалова, Р.К. Финкеля и других авторов о прогностическом значении $OA4/8$ в подземных водах с последующей потерей общего интереса к этому параметру как предвестнику землетрясения явилось, по сути, отсутствие технических возможностей для точных измерений $OA4/8$ при низких концентрациях урана. В 2000-х годах был разработан экспрессный аналитический метод измерений и концентраций, и изотопных отношений урана индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрией (ICP–

MS) [4]. Этим методом за один день анализируются серии из 30-60 проб с концентрациями урана, различающимися на 4 порядка. В течение 5,5 лет мониторинга в Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой системы были получены гидроизотопные отклики, имеющие сейсмопрогностическое значение (рис. 2).

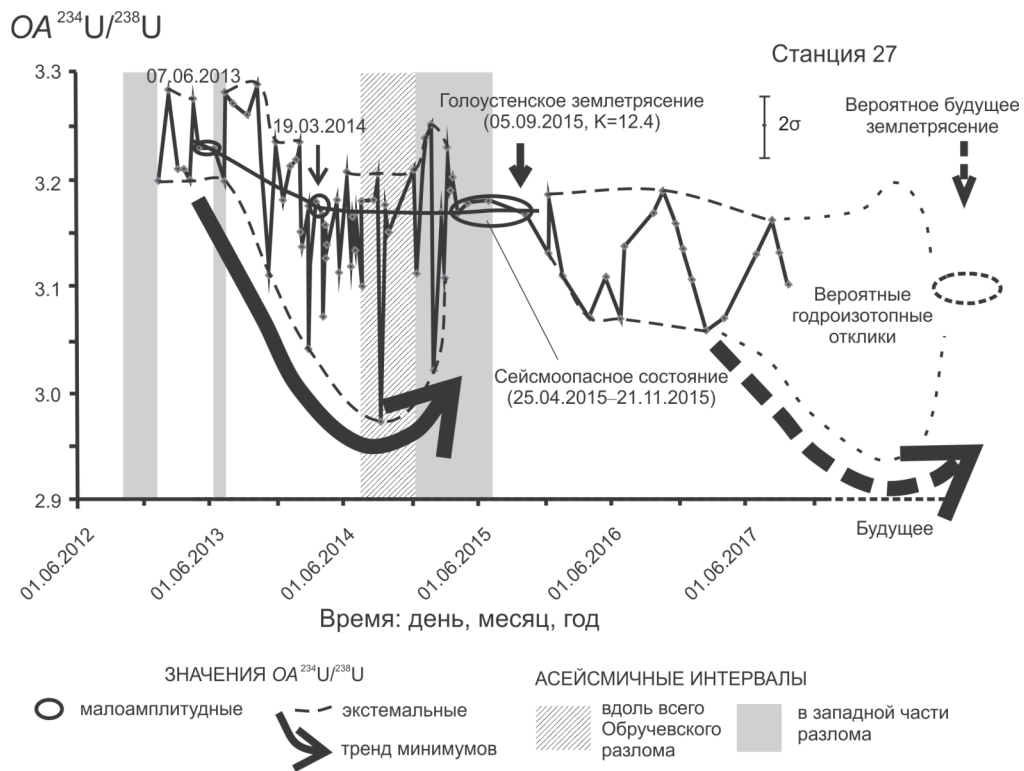


Рис. 2. Временные вариации $OA_{4/8}$ в подземных водах станции 27 Обручевского разлома с 2013 по 2017 гг. и предполагаемые будущие гидроизотопные отклики на подготовку и осуществление вероятного сильного землетрясения 2018-2019 гг.

Различия временных вариаций $OA_{4/8}$ в подземных водах отражают разный характер концентрации и разрядки упругих напряжений в разломах Сан-Андреас и Обручевском. При подготовке землетрясения Imperial Valley трещины в течение года последовательно открывались и наполнялись водой, что в конечном итоге привело к землетрясению. При подготовке Голоуспенского сейсмического события ($K=12,4$), эпицентр которого находился в 140 км от Култукского полигона, и небольших землетрясений непосредственно на Култукском полигоне сначала наблюдалось закрытие трещин, а затем их открытие с наполнением водой, сопровождавшееся переходом от крупноамплитудных вариаций $OA_{4/8}$ к малоамплитудным, которые обозначали интервал сейсмоопасного состояния разлома.

В связи с разным характером накопления упругих напряжений в коре при подготовке землетрясений вариации параметра $OA_{4/8}$ (как, впрочем, и других предвестников), очевидно, не дают универсальную прогностическую последовательность, а укладываются в разные квазипериодические закономерности, изучение которых открывает индивидуальные возможности оценки состояния активного разлома и определения времени реализации сейсмического процесса.

Отбор проб и аналитические работы по подземным водам были выполнены в рамках государственного проекта Института земной коры № 0346-2016-0005 при финансовой

под-держке обработки и анализа сейсмических данных Иркутской научной интеграционной программой Сибирского Филиала Российской академии наук «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа для развития Байкальского региона и его межрегиональных связей» и в рамках работ Китайско-Российского научно-исследовательского центра Уда-ляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 по проекту РНФ 18-77-10027.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зверев В.Л., Долидзе Н.И., Спиридонов А.И. Аномалия четных изотопов урана в подземных водах сейсмоактивных районах Грузии // Геохимия. 1975. № 11. С. 1720-1724
2. Садовский М.А. Предсказание времени землетрясений // Земля и Вселенная. 1978. № 6. С. 6-9.
3. Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М. Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим. 1980. 105 с.
4. Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 604-616.
5. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат. 1969. 308 с.
6. Gorbushina L.V., Tyminskiz V.G., Spiridonov A.V. Significance of radiohydrological anomalies in a seismically active area for predicting earthquakes // Internat. Geology Rev. 1973. V. 15. P. 380-384.
7. Finkel R.C. Uranium concentrations and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios in fault-associated groundwater as possible earthquake precursors // Geophysical Research Letters. 1981. V. 8. N 5. P. 453-456.

ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНОВ, КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИН ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА И МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

Сафонова И. Ю.^{1,2}, Маруяма Ш.^{1,2}, Крук Н.Н.^{1,2}, Обут О.Т.¹, Куйбида М.Л.^{1,2}, Котлер П.Д.^{1,2}, Хромых С.В.^{1,2}, Савинский И.А.^{1,2}, Гаврюшкина О.А.^{1,2}, Кривоногов С.К.^{1,2}

¹ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

В последние годы проблемы глобальных связей между океанической субдукцией, динамикой конвергентных окраин тихоокеанского типа и мантийным магматизмом становятся все более актуальными из-за непрекращающихся дебатов по поводу состава континентальной коры центральной и восточной Азии и происхождения многочисленных проявлений внутриплитного магматизма в этом регионе [1, 2]. Основными причинами широкого интереса многих исследователей к этим вопросам являются важность диагностики террейнов конвергентных окраин тихоокеанского типа в составе древних внутриконтинентальных складчатых поясов для глобальных геодинамических, тектонических и палеогеографических реконструкций, а также возможная связь многих типов месторождений полезных ископаемых с современными и древними конвергентными окраинами и орогенами тихоокеанского типа (КОТТ) и с магматическими породами, образованными во внутриплитных обстановках и имеющих глубинное происхождение, которое часто связывают с действием мантийных плюмов.

Конвергентные границы плит тихоокеанского типа (океан – континент) имеют особое значение, т.к. они являются местом главного прироста континентальной коры за счет ювенильного магматизма вулканических дуг и аккреции океанических и иных террейнов к активным окраинам. КОТТ также являются и зоной интенсивного взаимодействия плит

и разрушения океанической и континентальной коры, а связанные с ними зоны субдукции являются единственными путями поставки в мантию разрушаемых на поверхности материалов [3, 4] (рис. 1).



Рис. 1. Модель субдукции материалов океанической и континентальной коры на КОТТ и их накопление в переходной зоне мантии [3].

К настоящему времени выделено два типа КОТТ: аккрецирующие (растущие) и эродирующие (сокращающиеся). Аккрецирующие окраины участвуют в формировании аккреционных комплексов, которые расширяются в сторону океана. Эродирующие окраины характеризуются сокращением расстояния между дугой и глубоководным желобом, что происходит в результате тектонической и субдукционной эрозии аккреционного клина, преддуговой призмы и самой магматической дуги [2, 4-7].

Первые доказательства существования тектонической эрозии на конвергентных окраинах тихоокеанского типа были получены по сейсмическим профилям, выполненным вкрест желобов Тонга и Нанкай [2 и ссылки там]. На них было четко видно, как слабо консолидированный обломочный материал попадает в грабены-ловушки, образованные разломами/трещинами на поверхности погружающейся океанической плиты. Современная Пацифика окружена на 75 % эродирующими, а на 25 % аккрецирующими окраинами [6]. Механизм тектонической эрозии включает разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы и передовой дуги при надвигообразовании, а также за счет рельефа океанического дна и разрушения пород под воздействием воды [8]. Поскольку глобальные долгосрочные оценки скорости корообразования показывают, что скорость субдукционной эрозии выше, чем прирост коры [7], мы предполагаем, что такие процессы действовали и в палеозойских и мезозойских палеоокеанах, при закрытии которых и образовались орогенные пояса Тихоокеанского типа в центральной и восточной Азии [2].

Чтобы понять, какие именно материалы и в какой степени разрушаются на КОТТ, и в каком количестве они поступают в зону субдукции, необходимо расшифровать историю развития КОТТ, т.е. эволюцию и параметры зон субдукции, историю океанических плит, погружающихся под окраину, и эволюцию надсубдукционного магматизма. Для того, чтобы понять баланс

между формированием новой и разрушением уже существующей коры, необходимо выявить тип конвергентной окраины (аккретирующий, эродирующий или трансформный) и ее геометрию. Длительность периодов субдукции, количество (объем) и длина субдукционных зон, окружающих океаны и континенты в определенные периоды их эволюции, и тип КОТТ – все это вместе определяет количество материала, который может быть погружен в мантию. Продолжительность субдукции и возраст/размер погружающейся океанической плиты можно оценить по ее мощности, т.е. по возрасту осадков, входящих в состав стратиграфии океанической плиты (СОП) [9, 10]. Модель СОП дает нам инструмент для оценки возраста и мощности океанической плиты. Это важно, т.к. насыщенность субдуцирующей плиты водой, угол субдукции и скорость дегидратации слэба зависят от мощности, т.е. возраста океанической плиты.

Наиболее вероятными материалами, которые могут быть транспортированы в мантию в процессе субдукции на КОТТ, являются: 1) породы погружающейся океанической коры; 2) терригенный материал преимущественно гранитоидного (андезитового) состава, который сносятся со смежных магматических дуг, как внутриокеанических, так и континентальных; 3) эродированный материал аккреционного комплекса (фрагменты океанической коры в терригенном матриксе) [3, 4, 11]. Субдуцирующие материалы океанической коры это – водонасыщенные и карбонатные океанические осадки, гидратированные и карбонатизированные базальты океанической коры (MORB), серпентинизированные перидотиты. Осадки и многие магматические породы содержат большие количества воды и карбонатов (источник CO₂). Кроме того, субдуцирующие слэбы могут изгибаться с образованием трещин, через которые вода может проникать глубже, до нижнего слоя двойной сейсмозоны. В мантию вода может поступать только в виде DHMS, которые далее распадаются с образованием гидро-вадслейита и рингвудита и способствуют образованию водосодержащих расплавов. Материалы континентальной коры являются источником радиоактивных элементов U, Th, K, которые могут служить дополнительным источником тепла. Погружение гранитного материала, несмотря на его меньшую плотность, возможно за счет его дезинтегрированного состояния и действия механизма вязкого волочения в субдукционном канале [5]. Дегидратированные MORB могут случить источником Ti и Nb (рис. 1). Таким образом, субдуцирующий слэб может поставлять воду и углекислоту в мантию и метасоматизировать ее. Наличие в переходной зоне мантии воды, CO₂, гранитоидного материала (источника радиогенного тепла) и слэбов (MORB) может метасоматизировать мантию и/или синергетически генерировать гидро-карбонатных плюмы [3, 4].

Аккреционные комплексы центральной и восточной Азии включают породы/комплексы КОТТ и СОП, сформированные в течение 4-х главных возрастных интервалов эволюции Палеоазиатского океана: 1) поздний неопротерозой – ранний палеозой (Алтай, Саяны, центральный Казахстан, Прибайкалье); 2) средний палеозой – ранний карбон (Тянь-Шань, восточный Казахстан и Монголия); 3) поздний карбон – пермь (Приморье, Япония); 4) триас - неоген (Приморье, Сахалин, Камчатка, Япония). Наиболее перспективными областями для выделения периодов и диагностики видов тектонической эрозии являются ранне-среднепалеозойские комплексы КОТТ Казахстана, Тянь-Шаня и северной Монголии [2].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

ЛИТЕРАТУРА

1. Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., Hegner, E., Armstrong, R., Dolgoplova, A., Seltmann, R., Alexeiev, D.V., Hoffmann, J.E., Wong, J., M. Sun, Cai, K., Wang, T., Tong, Y., Wilde, S.A., Degtya-

rev, K.E., Rytsk, E. . Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 103-125.

2. Safonova I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 6-27.

3. Kawai, K., Yamamoto, S., Tsuchiya, T., Maruyama, S. The second continent: existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 1-6.

4. Safonova, I., Maruyama, S., Litasov, K. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction. *Tectonophysics* 662. P. 454-471.

5. Ichikawa, H., Kawai, K., Yamamoto, S., Kameyama, M. Supply rate of continental materials to the deep mantle through subduction channels // *Tectonophysics*. 2015. V. 592. P. 46–52.

6. Scholl, D.W., von Huene, R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // *Geological Society of America Memoirs*. 2007. V. 200. P. 9-32.

7. Stern, R.J., Scholl, D.W. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics // *International Geology Review*. 2010. V. 52. P. 1-31.

8. Von Huene, R., Ranero, C., Vannucchi, P. Generic model of subduction erosion // *Geology*. 2004. V. 32. P. 913-916.

9. Isozaki, Y., Maruyama, Sh., Fukuoka, F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 179-205.

10. Maruyama, S., Kawai, T., Windley, B.F. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: the Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK // *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. V. 338. P. 55-75.

11. Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S., Maruyama, S. Granite subduction: arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 443-453.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛТЫ И СТРАТИГРАФИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ

Сафонова И.Ю.

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Внутриплитные океанические базальты представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить полную эволюцию палеоокеанов. Базальты слагают океанические поднятия, т.е. острова, симаунты (подводных гор) и плато, образованные в условиях океана вне связи с магматизмом срединно-океанических хребтов или зон субдукции. Их образование часто связывают с действием мантийных плюмов [1, 2]. В процессе субдукции океанической коры океанические поднятия либо субдуцируют вместе с корой в мантию, либо аккрецируются к конвергентным окраинам и входят в состав орогенов аккреционного типа вместе с другими элементами стратиграфии океанической плиты (Oceanic Plate Stratigraphy; OPS) [3]. OPS представляет собой закономерные и устойчивые ассоциации магматических и осадочных пород, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая плита двигалась от срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции, и включает океанические осадочные и магматические породы верхней части океанической литосферы. Главными типами OPS являются отложения (снизу-вверх) (1) океанического дна (пелагические осадки кремни, MORB, дайковый комплекс, габбро, ультрамафиты); (2) океанического склона, шельфа – хемипелагические кремнистые сланцы и алевролиты; (3) преддугового жёлоба – песчаники, турбидиты, конгломераты [2, 3].

Внутриплитные океанические базальты встречаются практически во всех аккреционных комплексах ЦАСПа и западной Пацифики, включающих ассоциации OPS разного возраста, которые несут информацию об эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой-пермь), Палео-Пацифики (пермь-ранний мел) и современной Пацифики (поздний мел-кайнозой). В составе OPS базальты типа OIB ассоциируют с пелагическими и хемипелагическими тонкозернистыми осадками основания острова, карбонатно-вулканогенными и другими эпикластическими склоновыми отложениями и известняками карбонатной «шапки». OIB, как правило, находятся в основании стратиграфических разрезов и иногда подстилаются базальтами типа MORB. Автором были изучены следующие АК. Поздний неопротерозой – кембрий (ЦАСП): Ока, Ильчир, Куртушиба, Агардаг, Таннуол, Озерный, Джида, Баянхонгор, Курай, Катунь и Засурья. Ордовик-ранний карбон (ЦАСП): Тангбале, Майиле, Дарбут, Карамай, Кокшааль и Чара. Средний карбон-пермь (ЦАСП и ЗП): Бейшань и Ондор-Сум (ЦАСП); Акиоши-Хабаровск, Мино-Самарка (ЗП). Мезозой: Чичибу (Тауха), Киселевка-Манома, Найзава, Шиманто и Смагинский АК (ЗП) [2].

Базальты типа OIB и OPB присутствуют практически во всех АК ЦАСП и ЗП. Они представлены щелочными, переходными и толеитовыми разностями ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}54$ мас. %). При этом базальты всех групп имеют сходные характеристики породообразующих элементов: $\text{TiO}_2 = 1,5\text{--}4,2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9\text{--}19$, $\text{MgO} = 3\text{--}9$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} = 4\text{--}10$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,13\text{--}1,0$ мас. %. Главными признаками являются повышенные концентрации TiO_2 (1,5–3,3 мас. %) и, как следствие, низкие $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($< 8,5$). На диаграммах Мияширо точки составов ложатся как в поле толеитов, так и абиссальных вулканитов, предполагая различные условия плавления и кристаллизации. Концентрации редких элементов более переменные. В среднем низкие содержания Ni и Cr (85 и 180 г/т соответственно) и невысокие MgO предполагают «не примитивный» (evolved) характер исходных расплавов. Положительные корреляции (0,52) между MgO и Ni, вероятно, связаны с фракционированием оливина и пироксена. С точки зрения редких элементов, ключевыми диагностическими признаками OIB являются высокие концентрации Nb (13–130 г/т) и легких REE ($\text{La}_{\text{Ncp}} = 62$), а также фракционированные тяжелые REE ($\text{Gd}/\text{Yb}_n > 1$). Соответственно, базальты типа OIB характеризуются низкими $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ и $\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ (< 1) и отношениями Zr/Nb от 1,8 до 14, т.е. такими, как в современных OIB, например, Императорско-Гавайской цепи симаунтов и островов [4]. OIB из изученных АК характеризуются обогащенными LREE спектрами редкоземельных элементов: $\text{La}/\text{Yb}_N = 6,0$, $\text{La}/\text{Sm}_N = 2,0$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 2,0$ (средние по ~ 200 анализам). Eu/Eu^* варьирует от 0,67 до 2,6 (в среднем – 1,01). Для большинства мультикомпонентных диаграмм, нормированных по примитивной мантии, характерно наличие положительной аномалии по Nb по отношению к La и Th: $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}} = 1,0\text{--}1,9$ и $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}} = 1,02\text{--}2,7$. Отрицательные пики по Ti могут свидетельствовать о фракционировании совместимых с Ti глубинных минералов, например, рутила и перовскита [5]. Отношения Ti/Zr варьируют от 30 до 239, предполагая различный состав или условия плавления мантийного источника и/или степени фракционирования титаномагнетита.

Данные моделирования условий плавления по составу вкрапленников оливина и пироксена и изучения состава и температур гомогенизации расплавных включений в фенокристаллах клинопироксена свидетельствуют о довольно высоких температурах кристаллизации расплавов OIB типа: от 1100 до 1250 °C ACs [6, 7]. Моделирование плавления различных мантийных источников показало, что материнские расплавы для большинства OIB образовались при низких до средних степенях плавления (1–10 %) гранатового перидотита или шпинелевого лерцолита [6, 8–10].

Во многих аккреционных комплексах ЦАСП и ЗП внутриплитные океанические базальты всех трех групп представлены разностями, в разной степени обогащенными некогерентными

элементами, в первую очередь легкими REE и Nb. Широкие вариации этих элементов в ОИВ могут быть связаны с гетерогенностью верхней мантии, ее метасоматизмом, различными глубинами мантийных источников и различными степенями их плавления. Базальты типа ОИВ образуются при плавлении гетерогенной колонны мантийного плюма, прожигающего движущуюся над ним океанскую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности. За счет растущей мощности океанской литосферы происходит «укорачивание» колонны плюма и, следовательно, уменьшение степени плавления, что приводит к меньшему вовлечению в расплав деплетированного верхнемантийного материала [4].

Таким образом, внутриплитные океанические базальты встречаются в аккреционных комплексах Алтае-Саянской области, восточного Казахстана, Киргизского Тянь-Шаня, северо-западного и северо-восточного Китая, Монголии, Дальнего Востока России и Японии и фиксируют проявление океанического плюмового магматизма. Широкое распространение внутриплитных океанических базальтов в АК ЦАСП и ЗП предполагает непрерывный плюмовый магматизм в период около 800 млн лет (от позднего неопротерозоя до кайнозоя). Максимум проявления плюмового магматизма приходится на поздний неопротерозой-кембрийский и меловой периоды, в течение которых произошли самые объемные излияния базальтовых магм с внутриплитными геохимическими характеристиками, включая несколько океанических плато, возможно связанные с двумя суперплюмами: Азиатским (неопротерозой) и Тихоокеанским (мел), которые действовали в Палеоазиатском океане и Палео-Пацифике соответственно [2]. Минимум плюмовой активности в Палеоазиатском океане пришелся на период с позднего ордовика до раннего девона, что может быть связано как с затуханием плюмовой активности, так и с тектонической эрозией образований активных окраин, включая и аккреционные комплексы с образованиями OPS, на конвергентных окраинах Казахстанского и Таримского континентов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

ЛИТЕРАТУРА

1. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.
2. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 126-158.
3. Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. 2013. V. 24. P. 501-547.
4. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. 2003. V. 44. N. 1. P. 113-140.
5. Polat A., Kerrich R., Wyman D. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // Precambrian Res. 1999. V. 94. P. 139-173.
6. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 335-356.
7. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 541-567.

8. Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. N. 3. P. 191-207.

9. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting Original Research Article // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 20-39.

10. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2016. V. 30. P. 236–256.

ИТМУРУНДИНСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ: КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПАЛЕО- АЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Сафонова И.Ю.^{1,2}, Перфилова А.А.^{1,2}, Обут О.Т.^{1,3}, Савинский И.А.^{1,2}, Котлер П.Д.¹, Хромых С.В.^{1,2},
Кривоногов С.К.^{1,2}, Гурова А.В.^{1,2}, Чёрный Р.И.^{1,2}, Петренко Н.А.^{1,2}, Маруяма Ш.^{1,4}

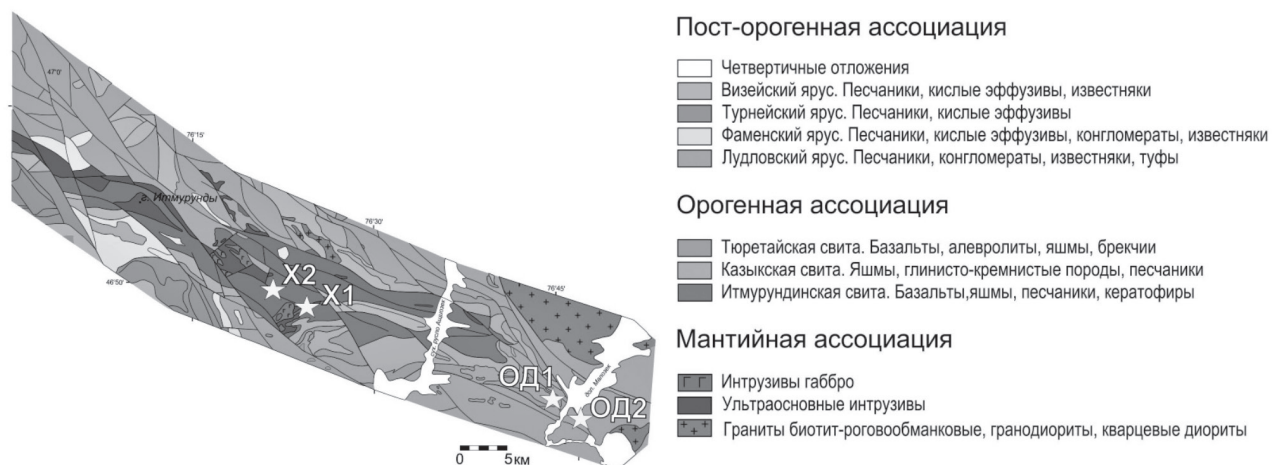
¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск,
p.alina2808@mail.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

⁴Токийский институт технологий, г. Токио, Япония

Итмурундинский офиолитовый пояс и одноимённый аккреционный комплекс расположены в центральной части Казахстана, в северном Прибалхашье (см. рис.). С конца 1990-х годов некоторые исследователи связывают образование этой структуры с эволюцией Палео-азиатского океана и формированием Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Породы Итмурундинского АК назывались яшмово-базальтовыми толщами неясного возраста (от венда до ордовика) и были сопоставлены с породами офиолитовой ассоциации [1, 2]. Исходя из анализа геологической карты, приведённой в монографии [2], видно, что Итмурундинский АК может быть разделён на три условные ассоциации пород: мантийной, орогенной и пост-орогенной.



К породам *мантийной ассоциации* относятся полимиктовые и серпентинитовые меланжи с ультраосновными породами (гарцбургит, дунит, верлит), габброидами и плагиогранитами океанической коры. Возраст пород точно не установлен и? по данным разных авторов? может варьировать от раннего кембрия до ордовика [2, 3].

Породы *орогенной ассоциации*, с размылов залегающие на серпентинитовом меланже, состоят преимущественно из терригенных осадков, известняков, кремнистых пород, риодацитов, андезитов и базальтов. Образование этих отложений связано с орогенцией тихоокеанского типа, происходившее в океане и на конвергентной окраине (породы стратиграфии океанической плиты, аккреционные толщи и надсубдукционные образования). Стратиграфия океанической плиты (СОП) представляет собой закономерную последовательность магматических и осадочных пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как она двигалась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции [7]. Типичная последовательность СОП включает (1) пелагические кремни и базальты типа MORB; (2) хемипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты и алевролиты, образующиеся ближе к желобу; и (3) турбидиты и песчаники глубоководного желоба.

Отложения СОП широко распространены в центральной части Итмурундинского АК, где они традиционно подразделяются на три свиты: итмурундинскую, казыкскую и тюретайскую [3, 4, 6]. *Итмурундинская свита* ($O_{1,2}$) имеет невыдержанный состав и резкие фациальные переходы по вертикали и латерали. Преимущественно сложена породами СОП третьего типа [7]: базальты – пелагиты (кремни) – хемипелагиты (кремнистые алевролиты, аргиллиты, сланцы). Отложения *казыкской свиты* ($O_{2,3}$) залегают на породах итмурундинской часто с размывом и базальным горизонтом в основании. В составе казыкской свиты преобладают породы СОП первого и второго типа – пелагиты и хемипелагиты. *Тюретайская свита* (O_3-S_1) имеет невыдержанный состав и характеризуется резкими фациальными переходами. Представлена в основном хемипелагитами и фациями глубоководного желоба – песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Изучение отложений *орогенной ассоциации* было проведено в центральной и юго-восточной частях Итмурундинского АК. В районе работ было выделено 4 ключевых участка: Хорс-1 (преимущественно казыкская свита), Хорс-2 (преимущественно итмурундинская свита), ОД-1 (нижняя тюретайская свита) и ОД-2 (верхняя тюретайская свита). По всем этим участкам были получены первые U-Pb датировки детритовых цирконов из песчаников, имеющих преимущественно серый и темно-серый, иногда зеленоватый цвет.

На спектрах четко видно, что песчаники с участков Хорс-1 (обр. It-03-17) и Хорс-2 (обр. It-67-17) имеют унимодальное распределение возрастов с пиком на 470-450 млн лет, что предполагает присутствие древней внутриокеанической дуги ордовикского возраста. Более того, данные по изотопии Hf (9,2-17,5) в этих же продатированных цирконах четко показывают ювенильный характер магматической дуги, с которой шел снос материала в глубоководный желоб. Поскольку в регионе нет значительных по размеру островодужных формаций или террейнов, только отмечены небольшие выходы вулканических пород предположительно надсубдукционного генезиса, то мы предполагаем, что большая часть Итмурундинской дуги была эродирована и субдуцирована в мантию.

Песчаники с участков ОД-1 (обр. It-29-17) и ОД-2 (обр. 17081704) имеют полимодальный характер распределения U-Pb возрастов до 2,5 млрд лет, предполагающих наличие в области сноса более древнего материала континентальной коры, возможно рециклированного, что более характерно для континентальных окраин андийского типа. Дальнейшие исследования возраста и состава пород орогенной ассоциации, а также изучение изотопии Hf в цирконах

из песчаников участков ОД-1 и ОД-2 помогут прояснить этот вопрос и усовершенствовать реконструкцию Палеоазиатского океана для раннего палеозоя и параметры конвергентных окраин вокруг него.

Орогенные ассоциации перекрыты породами *пост-орогенной ассоциации*, сформированными, видимо, после закрытия океана. Они представляют собой терригенные образования (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки) с возрастом от среднего силура до позднего карбона с подчиненным количеством кислых вулканогенных пород [4].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Антонюк Р.М.** Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: 1974.
2. **Паталаха Е.А., Белый В.А.** Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата. 1981. С. 7-102.
3. **Zhylkaidarov, A.M.** On the age of volcanogenic-cherty deposits of Dzhungar-Balkhash region on conodonts // Vestnik AN Kazahskoj SSR. 1988. V. 5. P. 84-86.
4. **Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000.** Серия Прибалхашская, лист L-43-XI, составлена: ВСЕГЕИ / ред. Соловьева Л.Д., Семенов А.Ф.
5. **Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.,** 1990. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2: «Офиолиты». Караганда: УТ «Офсет». 1960. 67 с.
6. **Никитин И.Ф.** Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512-527.
7. **Safonova I., Maruyama, S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K.** Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy // Petrol. Geochem. Gondwana Res. V. 33. P. 92-114.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ САХАЛИНА В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТЬЮ

Сим Л.А.¹, Богомолов Л.М.², Брянцева Г.В.³

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, РАН, г. Москва, e-mail: sim@ifz.ru*

² *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: bleom@mail.ru*

³ *Геологический ф-т МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: bryan@geol.msu.ru*

На Сахалине комплексом методов произведено изучение новейшей тектоники и неотектонических напряжений [4, 5]. Неотектонические разломы были выделены с помощью анализа особенностей рельефа, далее по этим разломам структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых напряжений [3] на Центральном и Северном Сахалине восстановлены ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости, направления сдвиговых перемещений и геодинамические обстановки формирования разломов – дополнительного сжатия или растяжения и трехосного напряженного состояния (или обстановка чистого сдвига). Эти работы позволили произвести районирование территории Сахалина по геодинамической обстановке формирования новейших разломов.

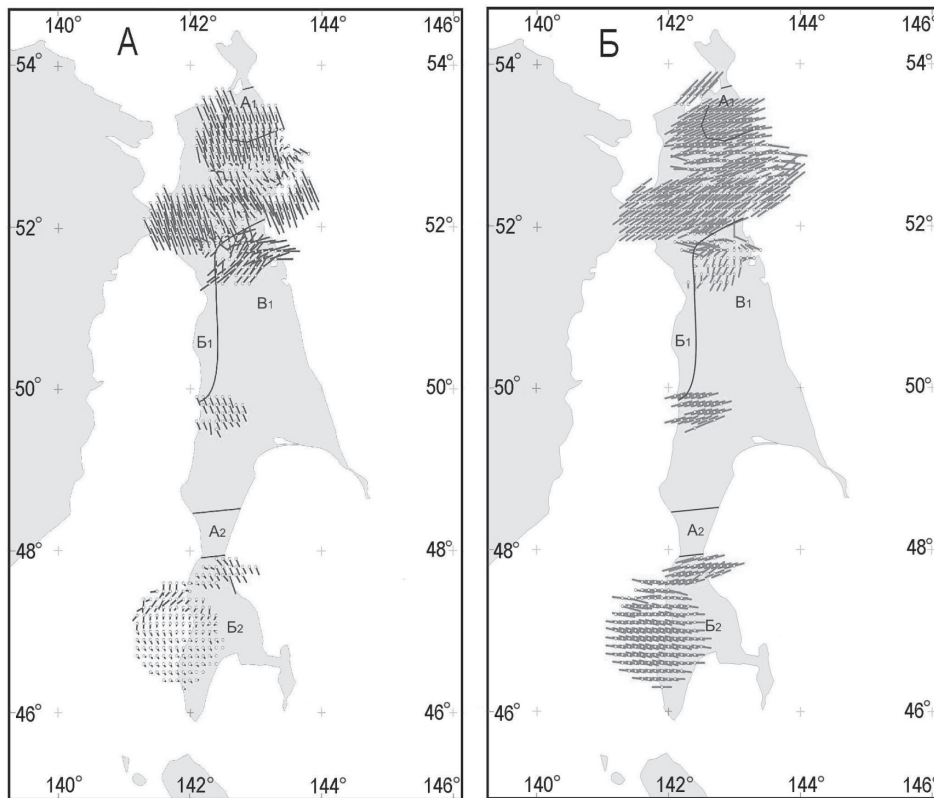


Рис. 1. Ориентация осей девиаторных растяжений (А) и сжатий (Б) Сахалина.

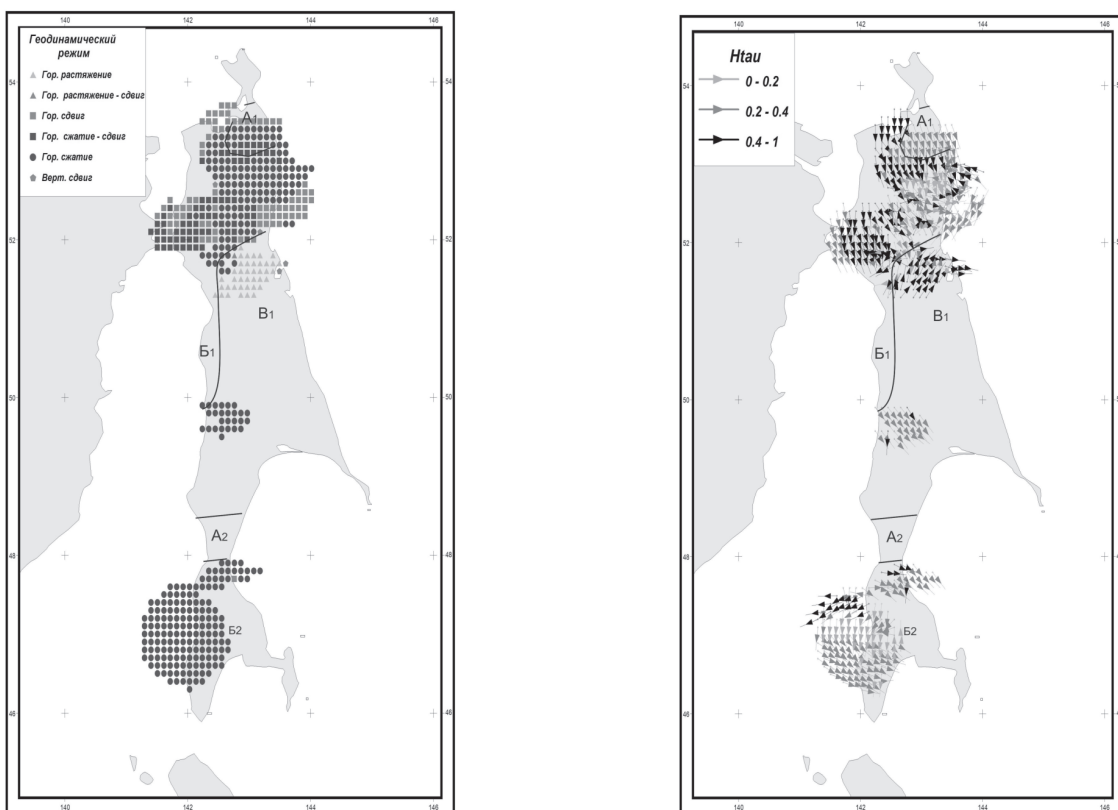


Рис. 2. Слева – геодинамический режим, справа – касательные напряжения на подошве коры.

На схеме районирования были выделены области с обстановкой дополнительного растяжения: A_1 – Северная (непосредственно южнее п-ова Шмидта) и A_2 – Поясок; с обстановкой трехосного напряженного состояния: B_1 – Западная, охватывающая значительную часть Северного Сахалина и запад Центрального Сахалина и B_2 – Южно-Сахалинская; V_1 с обстановкой дополнительного сжатия – Центрально-Сахалинская; область охватывает практически весь Центральный Сахалин за исключением самой западной окраины. Границы этих разных геодинамических областей нанесены на рис. 1, 2. Области дополнительного растяжения A_1 и A_2 приурочены к наиболее узким частям Сахалина между п-овом Шмидта и Северным Сахалином, а также между Центральным и Южным Сахалином. Эти участки ассоциируются с «шейками растяжения» при формировании будин и согласуются с ориентацией субмеридионального регионального растяжения, восстановленного для всего Сахалина. Центрально-Сахалинская область дополнительного сжатия, вероятно, обусловлена движением Охотской плиты на запад. Для всего Южного Сахалина обстановка трехосного напряженного состояния была установлена методом нахождения общего поля напряжений по данным о локальных стресс-состояниях (ЛСС) [6].

На Сахалине произведен анализ механизмов очагов землетрясений катакластическим методом (МКА) [2]. В МКА используются принципы теории пластичности, на основе которых разработаны энергетические критерии создания однородных выборок механизмов очагов землетрясений. По этим однородным выборкам землетрясений определяются параметры напряженного состояния (рис. 1, 2), характеризующие квазиоднородную фазу деформирования локального участка земной коры – домена, которому и присваиваются полученные данные о напряженном состоянии. В исследовании современного напряженного состояния Сахалина использованы каталоги СМТ и геофизической службы РАН. По 222 определениям механизмов очагов землетрясений, характеризующих события с 1978 по январь 2015 г., произведен анализ магнитуд событий, меняющихся от 3,3 до 7,3 и глубин очагов от 3 до 611 км. Наибольший вклад дали определения на небольших глубинах, где реконструкция проводилась в середине условной коры (20 км). Результатом реконструкции являются данные об ориентации главных осей тензора напряжений (рис. 1А, Б), геодинамического режима (рис. 2, слева) и касательных напряжений на подошве коры (рис. 2, справа) [4,5]. Сопоставление полученных параметров современного напряженного состояния с границами областей с разным геодинамическим режимом показало удовлетворительную корреляцию – на этих границах происходит явное изменение параметров современного напряженного состояния. Особенно значительное изменение в ориентировке осей девиаторного сжатия и растяжения, а также геодинамического режима и касательных напряжений на подошве коры происходит вблизи границы между областью B_1 (Западная область с трехосным напряженным состоянием) и V_1 (Центрально-Сахалинская область с дополнительным сжатием) вблизи 52 с.ш. Здесь произошли сильные землетрясения Сахалина – Уангское, Нефтегорское, Пильтунское, Ногликское [1]. На юге границы между областями B_1 и V_1 произошло Углегорское землетрясение. Южнее границы между областью A_2 (область дополнительного растяжения, Поясок) и B_2 (Южно-Сахалинская область трехосного напряженного состояния) произошли крупнейшие Монеронское, Невельское, Костромское, Горнозаводское и Тымовское землетрясения. Такая приуроченность сильных землетрясений Сахалина допускает возможность взаимосвязи сейсмичности с границами, на которых меняется тип напряженного состояния. Эти границы можно считать наиболее сейсмоопасными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалов А.В, Нагорных Т.В, Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Изд. Дальнаука. 2014. 252 с.
2. Ребецкий Ю. Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК «Академкнига». 2007. 406 с.
3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам. Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
4. Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В. Саввичев П.А. Неотектоника и тектонические напряжения Сахалина //Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 182-202.
5. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Саввичев П.А, Каменев П.А. Особенности переходной зоны между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами (на примере напряженного состояния о. Сахалин) // Геосистемы переходных зон. Южно-Сахалинск. 2017. № 1. С. 3-22.
6. Сим Л.А. Сим Л.А. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982. № 4. С. 35-40.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА В КАЛЕДОНИДАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

Скузоватов С.Ю.^{1,2}, Ванг К.-Л.^{2,3}, Ли Х.-Я.², Иизука Й.²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skuzovатов@igc.irk.ru

²Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

³Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений, содержащие эклогиты или голубые сланцы, распространенные в пределах аккреционно-коллизийных орогенов преимущественно неопротерозой-фанерозойского возраста, несут важную информацию о процессах, происходящих на конвергентных границах. Одними из ключевых и наиболее дискуссионных вопросов являются процессы и механизмы, обеспечивающие эксгумацию высокобарических пород и зачастую приводящие к тектоническому совмещению пород различных уровней глубинности и/или различных геодинамических обстановок. В комплексах, соответствующих обстановкам как океанической, так и континентальной субдукции, эклогиты повсеместно ассоциируют с фельзическими и метаосадочными породами, которые в ряде случаев не сохраняют очевидных признаков высокобарического метаморфизма, оставляя открытым вопрос о когерентной эволюции эклогитов и пространственно ассоциирующихся с ними пород в едином субдукционном процессе. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса локализовано порядка десяти метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений с широким диапазоном возрастов (от неопротерозоя до карбона). Недавними исследованиями в пределах раннекаледонского аккреционного комплекса Озерной зоны юго-западной Монголии к юго-западу от Дзабхан-Байдриковского блока [1] была выявлена новая высокобарическая ассоциация пород, содержащих эклогиты, ортогнейсы и метасадочные породы (⁴⁰Ar-³⁹Ar, 537-548 млн лет) [2-4] (рис. 1). В настоящей работе приведены предварительные данные по возрасту цирконов из фельзических и метаосадочных пород, пространственно ассоциирующих с эклогитами высокобарического комплекса Алаг-Хадны юго-западной Монголии.

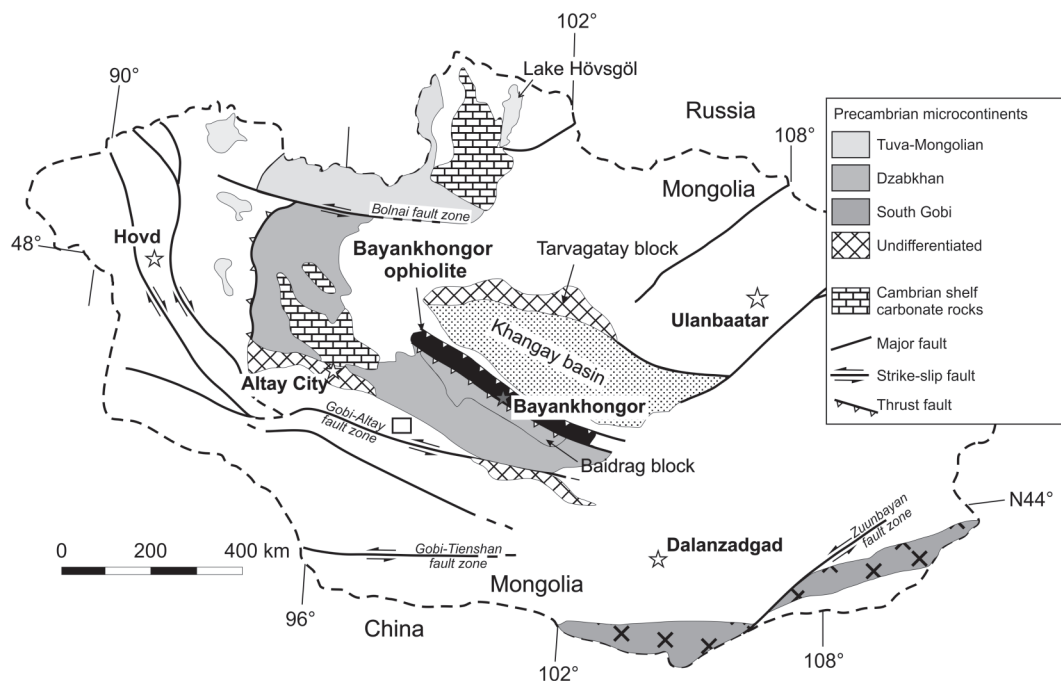


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения Монголии с основными структурными элементами, включая раннедокембрийские комплексы.

Для U-Pb датирования выбраны 3 образца фельзических Kfs-Pl-Qz-Ms гнейсов из центральной части комплекса (ЗН – 16-26, ЗН – 16-16, ЦУ – 15-56), предположительно слагающих фундамент, один образец фельзического гнейса схожего состава из зоны распространения эколгитов (ЦУ-15-64) и два образца метаосадочных пород, включая Qz-Grt-Ms-Ab-Zo сланец, ассоциирующий с эколгитами (ЦУ – 15-65), и метапелит Grt-Ms-Cld-Qz-Chl состава (ЦУ – 15-26) формации Майхан-Цахир.

Фельзические гнейсы характеризуются крайне ограниченным количеством первично-магматических цирконов, несмотря на высокое содержание Zr. Большинство проанализированных зерен из гнейсов, отобранных в трех разных областях, обнаруживают уникальное сходство, выраженное в распространенности зерен с мозаичными и пятнистыми текстурами и крайне высокой долей обычного свинца, выраженной высокой степенью дискордантности и трендах от истинного возраста к бесконечно великим отношениям Pb/U (рис. 2а). Исходя из единичных доступных датировок с дискордантностью менее 5 %, возраст магматического протолита гнейсов находится в пределах 967-911 млн лет, с грубой оценки по пересечению дискордии 967±47 млн лет и для отдельных образцов может быть установлен как 925±16, 911±23 и 967±59 млн лет. Полученные данные согласуются с раннепротерозойским возрастом, полученным для аналогичного гнейса в работе [2] (953±12 млн лет). В отличие от ранее опубликованных данных, нами установлено присутствие унаследованных цирконов с мезопротерозойским (1478 млн лет) и палеопротерозойским ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастом (1872 и 2150 млн лет); часть цирконов с дискордантными оценками, вероятно, также относится к данной популяции. Контрастные данные получены для одного из гнейсов (рис. 2b), для которого установлен мезопротерозойский возраст протолита (1571±78 млн лет) и потеря свинца в позднем, раннекаледонском термальном событии (~575млн лет), вероятно, соответствующем субдукционно-коллизийными событиями.

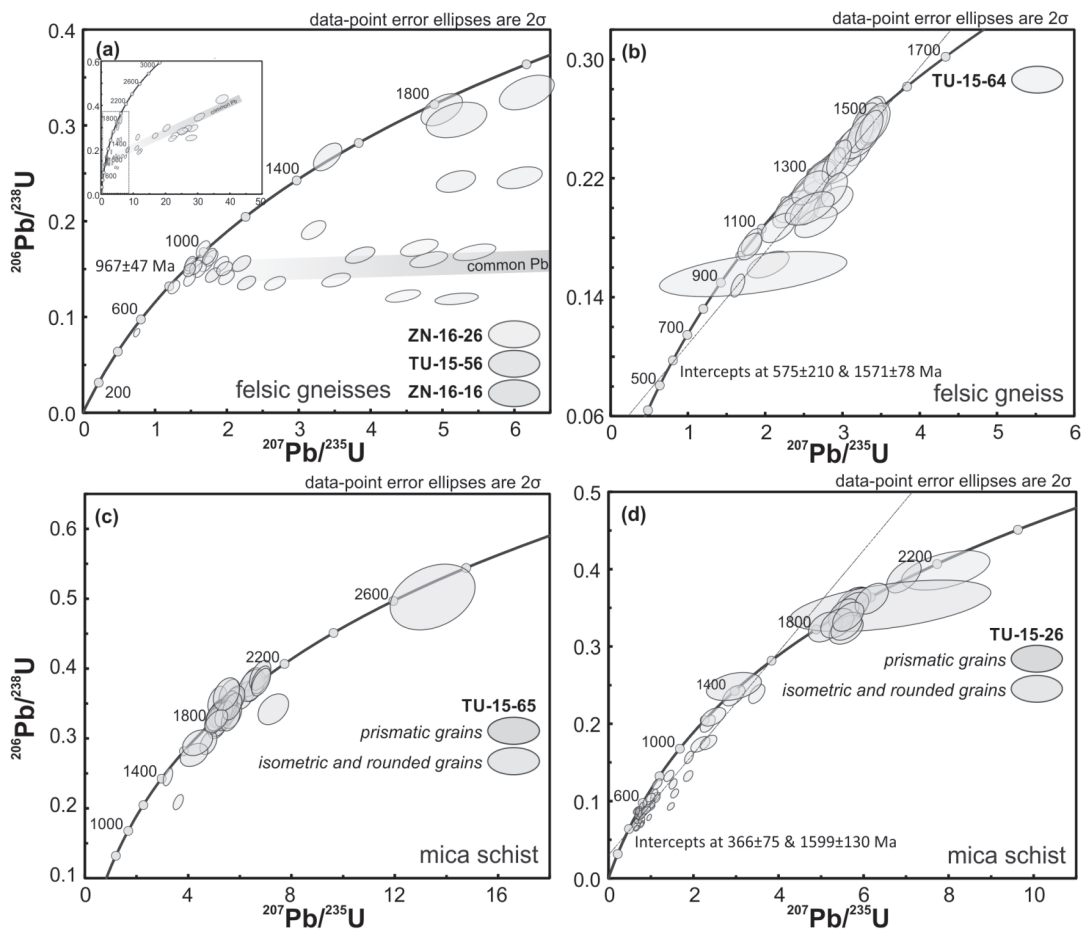


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для U-Pb данных, полученных по цирконам из фельзических (a-b) и метаосадочных (c-d) пород.

Цирконы из двух образцов метаосадочных пород обнаруживают существенное до преобладающего количество зерен округлой и коротко-призматической морфологии с зональным строением, включающим ядерную часть с темной КЛ и многочисленными флюидными и минеральными включениями, и внешние метаморфические зоны с яркой КЛ и существенно более низким содержанием U и Th, сформированные в результате рекристаллизации. Единичные проанализированные ядра имеют возраст не моложе раннего палеопротерозоя (2779-2067 млн лет), тогда как ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст кайм варьирует и для наиболее конкордантных оценок составляет в основном в пределах 2046-1827 млн лет (рис. 1 с-d), что является результатом последовательного удаления свинца при поздней реактивации континентальной коры в позднем палеопротерозое. Примечательно, одна из кайм имеет мезопротерозойский возраст, что указывает на влияние более позднего, вероятно, того же раннекаледонского термального события. Существенное количество мелких магматических цирконов из метапелита ЦУ – 15-26 демонстрирует усредненный тренд удаления свинца с мезопротерозойским возрастом источника (~1599 млн лет) (рис. 2d), тогда как единичные призматические зерна из метаосадочного сланца ЦУ– 15-65 имеют мезо- и палеопротерозойский ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст (1540, 1807 и 2042 млн лет).

Предыдущими исследованиями в данной области юго-западной Монголии был установлен преимущественно раннепротерозойский возраст комплексов, сформированных

в палеоокеанической [4] или окраинно-континентальной обстановке [2-3]. По данным изотопных исследований [3] предположено, что протолит как эклогитов, так и фельзитических и метаосадочных пород имеет существенный вклад из источников не моложе мезопротерозойского возраста. Полученные нами данные указывают на (1) распространение мезопротерозойских фельзитических пород, (2) формирование раннепротерозойских гранитоидов при переработке как минимум палеопротерозойской коры, и (3) и существенную роль раннедокембрийских источников сноса в метаосадках, которые обнаруживают сходство с породами бумбургерского комплекса Байдрикского блока [1].

Исследования проводятся при поддержке Гранта Президента РФ МК-549.2018.5.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ванг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н.** Кристаллические комплексы раннего докембрия Дзаюханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 13-24.
- 2. Burianek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanžl P., Janoušek V., Gerdes A., Lexa O.** Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. 10.1016/j.gr. 2016. 09. 008.
- 3. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I., Perepelov A.B.** Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. 10.1016/j.jseaes. 2017. 11. 032.
- 4. Stipska P., Schulmann K., Lehmann J., Corsini M., Lexa O., Tomurhuu D.** Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. P. 915-933.

СУБДУКЦИОННЫЕ И АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В АРХЕЕ: СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО ИНДИЙСКОМУ И ФЕННОСКАНДИНАВСКОМУ ЩИТАМ

Слабунов А.И.¹, Светов С.А.¹, Сингх В.К.²

¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: slabunov@krc.karelia.ru*

² *Бунделкхандский университет, геологический ф-т, г. Джанси, Индия, e-mail:*

vinodksingh@bujhansi.ac.in

Фенноскандинавский и Индийский щиты являются представительными, доступными для исследования частями континентов лавразийского и гондванского ряда соответственно. Сравнительный анализ их геологического строения, петрологии и геохимических особенностей типичных архейских магматических, осадочных, метаморфических комплексов позволяет выделить наиболее важные, характерные для ранней истории Земли события, а также найти региональные особенности.

История формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее нами детально рассмотрена, в том числе на 3-ей Всероссийской научной конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» [1 и ссылки там],

поэтому Фенноскандинавский щит будет использоваться как эталонный объект. В контексте рассмотрения субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов следует обратить особое внимание на то, что в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлен мезоархейский (2,88-2,82 млрд лет) латеральный ряд комплексов, включающий: островодужные дифференцированные (БАРД-типа) вулканиты; метаграувакки, интерпретируемые как осадки преддугового бассейна; офиолитоподобный комплекс; эклогитсодержащий меланж Салмы [1 и ссылки там]. Существует здесь и неоархейский латеральный ряд, включающий островодужные вулканиты, гранулиты супрасубдукционной зоны и эклогитсодержащий меланж. Данные вариации интерпретируются как проявление субдукционных обстановок, сопоставимых по важным характеристикам с фанерозойскими. Кроме того, на Фенноскандинавском щите установлена неоархейская коллизионная система, которая маркируется проявлениями покровной тектоники, метаморфизма кианитовой фации глубинности, гранитного магматизма коллизионного типа [1 и ссылки там].

Можно ли и на примере архейских комплексов Индийского щита подтвердить или опровергнуть проявления на ранних этапах развития Земли процессов, сходных с таковыми на современных конвергентных границах литосферных плит?

В составе Индийского щита выделяется группа южных (Дхарварский, Сингхбумский, Бастарский и северных (Бунделкханский, Араваллийский) кратонов, разделенных Сатпурским подвижным поясом. В данной работе будет рассматриваться, главным образом, Бунделкхандский кратон [2, 6 и ссылки там]. Он состоит из гранитоидов (ТТГ, микроклиновые граниты, санукитоиды), но в его составе установлены Центрально- и Южно-Бунделкхандский зеленокаменные комплексы [6 и ссылки там]. Центрально-Бунделкхандский зеленокаменный комплекс (ЦБЗК) формирует пояса, которые простираются с запада на восток примерно на 150 км и пересекают кратон на две несколько отличающиеся по истории развития части (террейна). Их земная кора существенно отличается по геоэлектрическим характеристикам: северный террейн, например, однородный низкопроводящий до глубин 60 км, а в южном выделяется высокопроводящий горизонт на глубинах около 10-15 км, зона зеленокаменных поясов маркируется как высокопроводящая, разделяющая террейны [3].

Ядра террейнов слагаются гранитоидами ТТГ ассоциации с возрастом в 3,59-3,2 млрд лет [4 и ссылки там], но наибольшее распространение здесь имеют неоархейские (около 2,5 млрд лет) граниты.

Супракрустальные образования ЦБЗК состоят из двух стратотектонических ассоциаций: ранней (мезоархейской – около 2.81 млрд лет), представленной тремя толщами 1) метабаза-ультрамафитовой, 2) метариолит-дацитовый и 3) железистыми кварцитами и поздней (неоархейской – 2.54 млрд лет), сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями тектонические. Структура ЦБЗК представляет собой тектонический коллаж. При этом окончательное становление пояса произошло в неоархее, вероятно, около 2.5 млрд лет, что, маркируется проявлением метаморфизма [5]. Крайне важно, что субсинхронно (2780 ± 60 млн лет, т.е. около 2,8 млрд лет [5]) с ранней стратотектонической ассоциацией ЦБЗК формировались метаморфизованные в условиях эклогитовой фации (давление – около 18-20 Кбар, температура – 620-640 °С) ультраосновные породы [5]. Таким образом, на Бунделкхандском кратоне, также как и в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита, реконструируется мезоархейский латеральный ряд, включающий островодужные вулканиты и эклогиты, т.е. ассоциацию, которая формируется в современных субдукционных системах.

Как было сказано выше, главный структурный мотив зеленокаменного комплекса – надвиги. Местами к ним приурочены тела эпидот-кварц-плагиоклазовых метасоматитов.

Цирконы, выделенные из них, расположенных среди высокомагнезиальных базальтов, показали конкордантный возраст 2687 ± 17 Ма [2, 6 и ссылки там]. Этот возраст интерпретируется как время метаморфизма, синхронного с ранней стадий покровной тектоники, маркирующей раннее аккреционное событие (рис. 1).

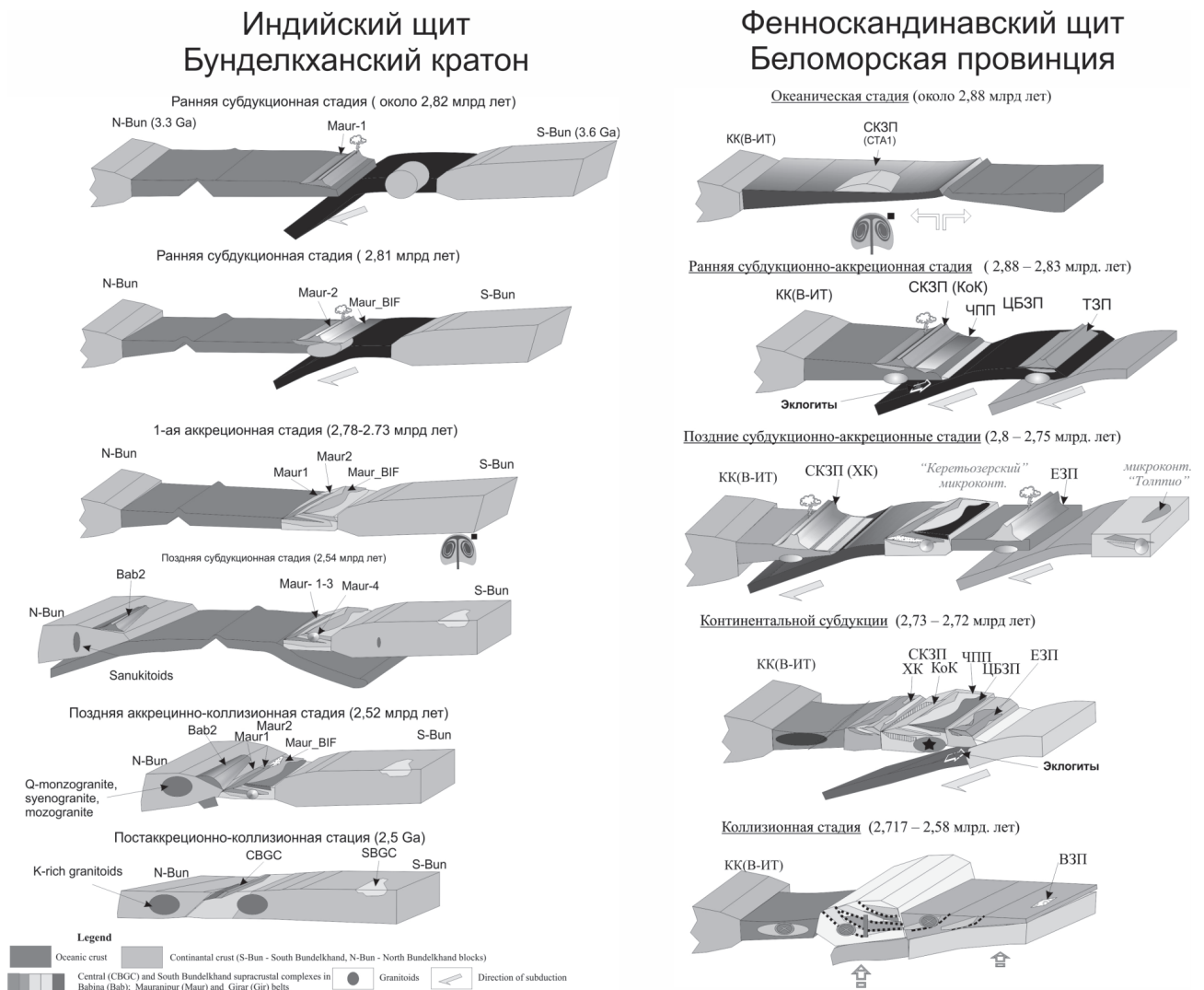


Рис. 1. Субдукционные и аккреционно-коллизонные процессы при формировании земной коры в архее на примере моделей развития Бунделкхандского кратона Индийского щита и Беломорской провинции Фенноскандинавского [2 и ссылки там, с изменениями].

Время проявление кислых вулканитов поздней стратотектонической ассоциации – 2542 ± 17 – 2557 ± 33 млрд лет [2, 6 и ссылки там]. Эти вулканиты по геохимическим особенностям существенно отличаются от мезоархейских: они обогащены относительно них Sr, Ba, обеднены Cr, Ni, но также имеют геохимические черты, присущие субдукционным вулканитам. Синхронно с ними в краевых частях северного и реже южного террейнов формируются массивы санукитоидных диоритов-гранодиоритов. Наиболее вероятная геодинамическая обстановка формирования неархейской вулcano-плутонической ассоциации – субдукция в режиме активной континентальной окраины (рис. 1). Окончательное становление пояса произошло

в неархее (около 2,5 млрд лет) в ходе взаимодействия (аккреция, переходящая в коллизию) южного и северного террейнов. Это событие маркируется проявлением метаморфизма (не выше амфиболитовой фации) и гранитообразованием.

Таким образом, изучение геохимических особенностей и изотопное датирование вулканитов и метасоматитов в ЦБЗК позволяет выделить два субдукционно-аккреционных события в истории его формирования: мезоархейское (2,81-2,7 млрд лет) и неархейское 2,54-2,5 млрд лет [2, 6 и ссылки там] и предложить новую геодинамическую модель формирования земной коры Бунделкхандского кратона (см. рис.1). Обращает на себя внимание, что мезоархейские процессы при становлении земной коры данного кратона имеют существенные черты сходства по времени и характеру проявления с таковыми на Фенноскандинавском щите, тогда как на других кратонах Индийского щита в этот период формировались плюмовые базальт-коматиитовые комплексы [7 и ссылки там]. Неархейские аккреционно-коллизионные процессы на Бунделкхандском кратоне по особенностям проявления имеют аналогии с коллизионными на Фенноскандинавском (рис. 1). Новые данные по геологии Бунделкхандского кратона (Индия) [2, 6 и ссылки там] позволяют представить дополнительные аргументы в пользу того, что геодинамические процессы в мезо- и неархейское время развивались на Земле уже в режиме, сходном с современной тектоникой литосферных плит и мантийных плюмов, хотя, возможно, что океаническая кора была более мощной.

Работа является вкладом в проект РФФИ (17-55-45005 ИНД-а).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Слабунов А.И.** Субдукция и коллизия в архее: магматические и метаморфические эффекты. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит // Материалы третьей всероссийской научной конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука. 2016. С. 229-232.
- 2. Слабунов А.И., Синг В.К., Светов С.А.** Эволюция земной коры Бунделкхандского кратона Индийского щита и геодинамические процессы в архее // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. Том II. М. : ГЕОС. 2018. С. 193-196.
- 3. Gokarn S. G., Rao C. K., Selvaraj C. et al.** Crustal evolution and tectonics of the Archean Bundelkhand craton, Central India. Journal of the Geological Society of India. 2013.V. 82. P. 455.
- 4. Saha L., Frei D., Gerdes A. et al.** Crustal geodynamics from the Archaean Bundelkhand Craton, India: constraints from zircon U–Pb–Hf isotope studies // Geol. Mag. 2016. V. 153. P. 79-192.
- 5. Saha L., Pant N.C., Pati J.K. et al.** Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 161. P. 511-530.
- 6. Singh V.K., Slabunov A.** Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution // Journal of the Geological Society of India. 2016. V. 88. P. 539-548.
- 7. Slabunov A. I., Singh V. K.** Archaean crustal evolution of the Fennoscandian and Bundelkhand craton: prospective // Precambrian Continental Growth and Tectonism. Proceeding of the 2nd International Conference. V.K. Singh and Ram Chandra (Eds). 2011. P. 3-12.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Соболев И.Д.^{1,2}, Хубанов В.Б.³, Буянтуев М.Д.³

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: sobolev_id@mail.ru

²Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: sobolev_id@mail.ru

³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: khubanov@mail.ru

В Щучьинской зоне Полярного Урала впервые датированы детритовые цирконы из средне-верхнедевонских вулканомиктовых песчаников ензорской свиты, которые отлагались на склоне островной дуги. Песчаники сложены мелкозернистыми угловатыми литокластами вулканических пород основного, реже среднего состава и кристаллокластами плагиоклаза. Цемент карбонатный. По содержанию петрогенных элементов песчаники сопоставимы с граувакками островных дуг. Концентрации элементов-примесей и нормированные к составу примитивной мантии спектры их распределения также типичны для надсубдукционных образований. Отмечается обогащение песчаников некоторыми крупноионными литофильными элементами, а также Th и U относительно высокозарядных. Оба проанализированных образца обогащены Ba, Th и U относительно REE, Zr и Hf, в одном из них также относительно повышено содержание Rb и Sr, в другом – Cs. Отчётливо проявлены максимум по Pb и минимумы по Ta и Nb. Цирконы из этих песчаников представлены полуокатанными и хорошо окатанными розоватыми и сиреневыми зёрнами с большим количеством чёрных включений.

U-Pb (LA-ICP-MS) изотопное датирование индивидуальных кристаллов циркона выполнено в Центре коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Измерения проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR. Для лазерной абляции применялась установка UP-213 (New Wave Research), измерения проводились по методике [2]. В качестве внешних стандартов измерялись эталоны цирконов 91500 (1065 млн лет [4]). В качестве контрольного образца измерялся цирконовый стандарт Plešovice (337 млн лет [3]). Его средний конкордантный возраст составил 336 ± 3 млн лет. Для датировок менее 1 млрд лет для расчета дискордантности применялась формула $D = 100 * (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$, а для возрастов более 1 млрд лет – формула $D = 100 * (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от –5 до +20.

Для датирования была отобрана проба из коренного обнажения в левом борту р. Тальбей-Яха (обр. S103-A-14, N67°33'12,8", E68°45'31,8"). Всего было датировано 103 зерна детритовых цирконов (110 анализов). Результаты для 15 анализов были исключены из рассмотрения по причине высокой дискордантности. Для оставшихся 95 анализов получен широкий диапазон возрастов от 721 до 2703 млн лет (рис. 1А). Цирконы с наиболее молодыми датировками, составляющие 5 % (5 анализов), имеют неопротерозойские возрасты – 721-998 млн лет. Среди цирконов с возрастом от 1 до 2 млрд лет, на долю которых приходится 92 % (87 анализов), преобладают зерна (72 анализа), с мезопротерозойскими возрастными – 1030-1294 и 1333-1508 млн лет с максимумами плотности вероятности (МПВ) – 1127 и 1442 млн лет, соответственно. В существенно меньшем количестве (15 анализов) представлены цирконы с

мезопротерозойско-палеопротерозойскими возрастами – 1547-1890 млн лет с двумя МПВ 1735 и 1861 млн лет. Наиболее древние зерна – 3 % (3 анализа), соответствуют по возрасту началу палеопротерозоя и неархею – 2418, 2619, 2703 млн лет.

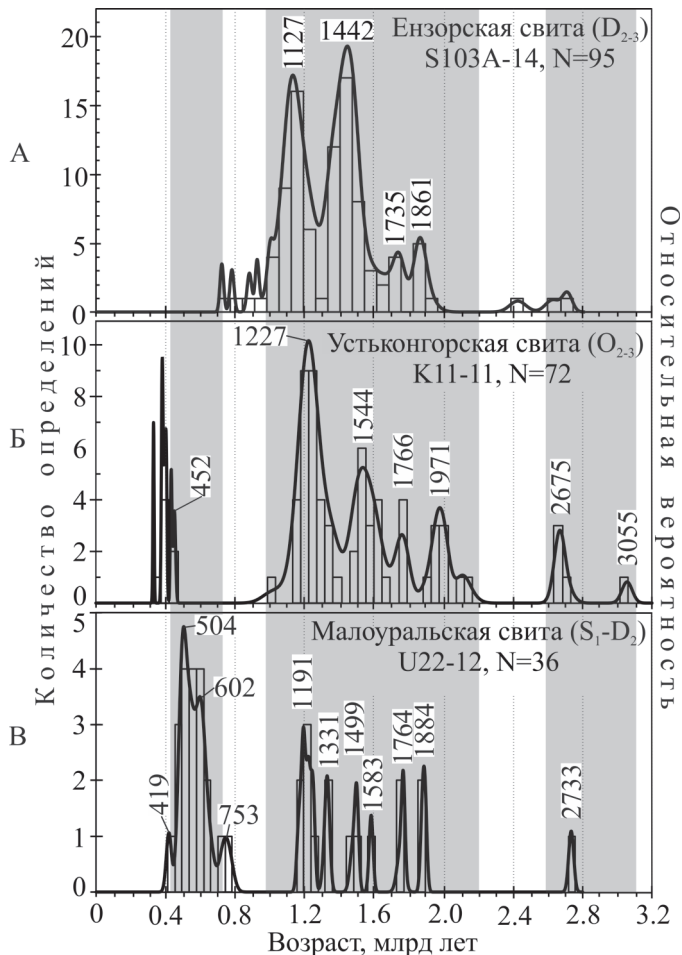


Рис. 1. Гистограммы и кривые относительной вероятности распределения возрастов детритовых цирконов из вулканомиктовых песчаников энзорской свиты Щучьинской зоны (А), туффитов устьконгорской (Б) и вулканомиктовых песчаников малоуральской (В) свит Войкарской зоны Полярного Урала.

Распределения возрастов детритовых цирконов из средне-верхнедевонских песчаников энзорской свиты Щучьинской зоны Полярного Урала близки к распределениям, установленным ранее [1] для цирконов из средне-верхнеордовикских туффитов устьконгорской свиты (рис. 1 Б) и верхнесилурийско-среднедевонских вулканомиктовых песчаников малоуральской свиты (рис. 1 В) Войкарской зоны. Применение теста Колмогорова-Смирнова (K-S теста) для возрастных наборов, включающих датировки древнее 1 млрд лет, показало, что P(KS) составляет 0,089 для устьконгорской и энзорской свит и 0,254 для малоуральской и энзорской свит. Это свидетельствует о близких по составу питающих провинциях, поставивших обломочный материал с возрастом древнее 1 млрд лет. Мы предполагаем, что

островодужные породы Щучьинской зоны так же, как это было ранее нами показано для распространенных южнее островодужных образований Войкарской зоны [1], формировались на докембрийском микроконтиненте, отчленённом от уральской окраины раннепалеозойского палеоконтинента Аркт-Европа.

Работы выполнены за счёт средств гранта РФФИ «Мой первый грант» (№ 16-35-00552) и гранта РФФИ № 18-05-70041.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др.** Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 3-26.
- 2. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.** U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и Геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241-258.
- 3. Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al.** Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. N. 1-2. P. 1-35.
- 4. Wiedenbeck M., All P., Corfu F. et al.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. N. 1. P. 1-23.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Съедин В.Т., Прокудин В.Г.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sedinl@poi.dvo.ru*

Японское море относится к окраинным морям котловинного типа. В его пределах выделяются три обособленных впадины: Центральная котловина, котловина Хонсю и Цусимская котловина. Эти структуры являются тектоническими депрессиями, частично компенсированными осадками. Самая крупная из них – Центральная котловина, расположена в северной части Японского моря. На западе, северо-западе и севере она ограничена континентальным склоном Корейского полуострова и Южного Приморья; на северо-востоке – подводными возвышенностями Алпатова и Витязя, на востоке – хребтом Окусири и плато Осима; на юге и юго-западе – возвышенностями Ямато, Криштофовича и Восточно-Корейской. На юго-востоке к Центральной котловине примыкает котловина Хонсю, границу с которой можно провести примерно по широте $40^{\circ}10'$ с.ш. [2]. Центральная котловина имеет сложное строение – большая её часть (основная депрессия котловины), вытянутая в широтном направлении, располагается севернее $40^{\circ}00'$ с.ш. В юго-западной части Центральная котловина осложнена 3 ответвлениями – Западным, Центральным и Восточным [1], которые имеют различные простирания. Западное ответвление (трог Гензан) имеет северо-восточное простирание и располагается между склоном Корейского полуострова и Восточно-Корейской возвышенностью. Центральное ответвление котловины отделяет Восточно-Корейскую возвышенность от возвышенности Криштофовича (плато Уллын). В своей северной части оно имеет северо-восточное простирание, а в южной части (в зоне трога Криштофовича) – субмеридиональное. На юге Центральное ответвление замыкается островом-вулканом Уллындю. Восточное ответвление располагается между возвышенностями Криштофовича и возвышенностями Ямато и Пржевальского (Кито-Оки). На юге оно ограничено возвышенностью Оки, а через трог Уллын соединяется с Цусимской котловиной. Восточное ответвление Центральной котловины на всем своем протяжении имеет меридиональное простирание. Все ответвления Центральной котловины локализируются в тектонических зонах, продолжающихся с континента. Основная депрессия Центральной котловины, имеющая широтное простирание, локализуется на Япономорском продолжении зоны Яньшанского структурного шва, выделенного А.М. Смирновым в 1963 г.

Характерной особенностью Центральной котловины является наличие в её пределах многочисленных вулканических построек. Они известны как в пределах основной депрессии котловины, так и в двух её ответвлениях – Западном и Восточном. Часть построек возвышается над дном котловины и доступна для исследования, но многие погребены в толще осадков и обнаруживаются только при геофизических работах. В настоящее время с различной степенью детальности изучены 16 вулканических построек. Морфологически они представлены небольшими положительными структурами (короткие хребты, изометричные поднятия, одиночные и сложнопостроенные горы), которые возвышаются над дном котловины на 1500-2500 м. Их протяженность не превышает 100 километров (обычно до 50 км). Наиболее крупными структурами этого типа являются возвышенность Первенца (размеры в плане 65 на 50 км) и хребет Богорова (длина по изобате 3600 м около 85 км, ширина до 20 км). Самой мелкой изученной вулканической постройкой является горст Стащука, расположенный в центральной

части котловины с глубинами дна более 3500 метров. Его размеры: длина около 10.5 км, ширина не более 2.2 км, а минимальная глубина 3162 м. Многие вулканические постройки Центральной котловины вытянуты в меридиональном направлении, а часть из них представлена сдвоенными хребтами (возвышенность Первенца, хребет Богорова) или близкорасположенными хребтами с единым цоколем на уровне акустического фундамента (хребты Берсенева и Васильковского).

Большинство изученных вулканических построек, находящихся в различных частях Центральной котловины, локализованы в 3-х зонах широтного простирания. **I** – зона 42°00' с.ш., примыкающая к подножью материкового склона Южного Приморья. Здесь располагаются (с запада на восток) гора Петра Великого, возвышенность Первенца, хребет Берсенева, хребет Васильковского, хребет Богорова. **II** - зона 40°00' с.ш., обрамляющая с севера возвышенности Восточно-Корейскую и Ямато. Здесь располагаются (с запада на восток) – две безымянные постройки во впадине Гензан, возвышенности Евланова, Гэбасс, Кольцо, вулкан Шевалдина. **III** – зона 44°00' с.ш., формирующая северное замыкание Центральной котловины. Здесь располагаются (с запада на восток) – гора Алпатова, вулканическая постройка, разбуренная скважиной ODP 795, безымянная постройка восточнее возвышенности Витязя и наложенная постройка на хребте Окусири. Кроме этого, в центральной части котловины в районе широты 41°30' с.ш. располагаются (с запада на восток) – горст Стащук и хребет Беляевского, а в южной части Восточного ответвления – хребет Галагана. Часть вулканических построек, расположенных в пределах основной депрессии котловины и её Восточного ответвления, находится вблизи 132°00' в.д. С севера на юг это гора Петра Великого, возвышенности Первенца, Гэбасс, Кольцо и хребет Галагана. Такое расположение, вероятно, обусловлено их связью с разломной зоной меридионального простирания. Особенности морфологии (ориентировка длинной оси юг – север) большинства вулканических построек, а также их закономерное расположение в зонах широтного направления позволяют предположить приуроченность этих структур к узлам пересечения меридиональных разломов, продолжающихся с континента, с широтными тектоническими зонами. Такие зоны выделены в Японском море по аномалиям магнитного поля Ю.В. Шевалдиным [6]. Это, прежде всего, Южно-Приморская тектоническая зона, расположенная у подножья материкового склона Южного Приморья, и Северо-Яматинский разлом, трассирующий границу хребта Северное Ямато с Центральной котловиной.

Планомерные геолого-геофизические исследования Центральной котловины начаты в 1949 г. экспедициями Института Океанологии АН СССР на НИС «Витязь». К настоящему времени отечественными и зарубежными учеными выполнены разной степени детальности площадные исследования аномалий магнитного и гравитационного полей [4, 6]. Сейсмическими методами изучена структура осадочного чехла, определены строение и скоростные параметры земной коры [3, 5, 7, 9]. В отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний стратифицированный и нижний акустически прозрачный, пластовые скорости распространения Р-волн в которых равны, соответственно, 1,6 км/с и 2,2 км/с. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1,95-2,05 км/с, а максимальная его мощность около 2,4 км. В абиссальной части котловины слои осадочного чехла залегают горизонтально, прислоняясь к поверхности фундамента на ее бортах. На континентальном склоне и склонах крупных подводных возвышенностей котловины породы фундамента и чехла многочисленными дизъюнктивными дислокациями разбиты на блоки; происходит сползание отдельных блоков вниз по склону с частичным либо полным разрушением их первичной структуры. Типичными структурными элементами фундамента котловины являются вулканические постройки и горсты. Амплитуда этих структур составляет сотни метров – первые километры (более 3 км на хребте Богорова). Некоторые из этих построек полностью перекрыты отло-

жениями чехла и в рельефе дна не выражены. Другие, погребенные лишь частично, фиксируются в виде одиночных подводных гор или хребтов.

Корректные скоростные характеристики земной коры, полученные по материалам ГСЗ [5, 7, 9], позволяют утверждать, что центральная и восточная части котловины имеют кору океанического типа, но с большей мощностью осадочного и «базальтового» слоев, чем в котловинах Тихого океана. Карта изоглубин поверхности Мохо, построенная по данным гравиметрии для Центральной котловины и ее обрамления [4], демонстрирует сложный рельеф основания коры, что свидетельствует о гетерогенности фундамента этого региона. Судя по этой карте, кора океанического типа, мощностью 8,5-10,5 км (без водного слоя), развита в абиссальной части котловины восточнее меридиана 132°30' в.д.; кора западной части котловины может быть отнесена к субокеанической.

Материалы бурения скважин DSDP 301 и ODP 795 [8, 10] использованы нами для определения возраста слоев чехла Центральной котловины. Так, в районе скважины ODP 795 породы базального горизонта верхнего сейсмокомплекса чехла котловины имеют раннемиоценовый возраст (около 16,5 млн лет). Скорость осадконакопления верхних горизонтов чехла здесь около 60 м/млн лет, а нижних горизонтов верхнего сейсмокомплекса 30-35 м/млн лет. Приняв эту величину и для нижнего сейсмокомплекса чехла, мощность которого достигает 750 м, получим возраст базальных осадков чехла: $16,5 + (21,5 - 25) = 38 - 41,5$ млн лет (средний эоцен). В окрестностях скважины DSDP 301 скорость осадконакопления для плиоцена-плейстоцена (верхние 497 метров чехла) около 100 м/млн лет; принимая ее величину в доплиоценовое время равной 55-50 м/млн лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 25-27 млн лет – поздний олигоцен. Экстраполяция значений скоростей осадконакопления, принятых для скважины DSDP 301, на другие районы Центральной котловины позволила установить, что самые древние отложения чехла (41-46 млн лет – средний эоцен) расположены в восточной части котловины в наиболее погруженных впадинах фундамента с мощностью осадков свыше 2 км.

В результате анализа геолого-геофизических данных, полученных при изучении Центральной котловины, определены время ее заложения и этапы эволюции. Основные выводы, касающиеся тектоники изученного района, состоят в следующем.

1. Образование Центральной котловины обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины континента с формированием океанической коры в зоне максимального растяжения литосферы.

2. Формирование Центральной котловины происходило в три этапа: I. Ранний(?) палеоцен-средний эоцен – дробление и рифтогенез в пределах континентальной окраины, инициальный вулканизм, заложение тектонической депрессии. II. Средний эоцен-конец раннего миоцена – нормальная седиментация в погружающемся бассейне; накопление отложений нижнего сейсмокомплекса чехла; начальный этап формирования вулканических построек. III. Средний миоцен-плейстоцен – чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна; накопление отложений верхнего сейсмокомплекса чехла; периодическая активизация вулканизма на вулканических постройках.

3. Тектоно-магматические этапы, сопровождавшиеся вулканизмом, фиксируются в позднем олигоцене-раннем миоцене, среднем миоцене-раннем плиоцене, плиоцене-плейстоцене.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы: «Палеоокеанология окраинных морей Востока России и примыкающих районов Тихого океана, особенности и этапность кайнозойского осадконакопления, магматизма и рудогенеза» № 0271-2016-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Васильковский и др.** Основные черты геологического строения Японского моря. М.: Наука. 1978. 264 с.
2. **Геология дна Японского моря** / Ред. А.Г.Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
3. **Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н.** Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальнев. России: в 4 кн. Геологические и геофизические исследования / Ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука. 2007. Кн. 3. С. 26-47.
4. **Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.** Мощность и типы коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3-13.
5. **Прокудин В.Г., Медведев С.Н.** Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // Физика геосфер. IX Всерос. симпозиум. Владивосток, 21- 24 сентября 2015 года / Матер. докладов. Владивосток: Дальнаука. 2015. С. 385-387.
6. **Шевалдин Ю.В.** Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука. 1978. 76 с.
7. **Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T., et al.** Oceanic Crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition // Geophysical Research Lett. 1992. V. 19. N. 20. P. 2027-2030.
8. **Ingle J. C, Jr., Karig, D. E., et al.** Site 299 -301 / Karig, D. E., Ingle, J. C, Jr., et al. (edit.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Government Printing Office). 1975. V. 31. P. 351-437.
9. **Sato T., Shinohara M., Karp B. Y., et al.** P-wave velocity structure of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 501-510.
10. **Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al.,** Proc. ODP, Sci. Results. 1992. 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1478 p.

ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕМУРЮГАНСКОЙ СВИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Уляшева Н. С

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: nsulasheva@geo.komisc.ru

Немурюганская свита верхнего рифея протягивается в виде полосы в западной части Харбейского антиклинория Полярного Урала. Она согласно залегает на породах няровейской серии, возраст которой по последним данным [6] также является верхнерифейским, несогласно перекрывается толщами орангской свиты ордовика и состоит из переслаивающихся сланцев, мраморов, кварцитов и метаэффузивов основного, кислого и среднего составов. Свита характеризуется надкларковыми содержаниями Cu, Pb-Zn, W, Mo, а также повышенным количеством золота в сульфидно-кварцевых ассоциациях [2]. Изученность пород, вмещающих рудную минерализацию, остается на низком уровне.

Нами исследованы породы немурюганской свиты по левобережью р. Немурьеган. Проведена реконструкция первичного состава и палеотектонических условий формирования метаморфитов, а также установлены предполагаемые источники сноса для терригенной составляющей.

Породы представлены филлитовидными сланцами, карбонатсодержащими эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми породами или зелеными сланцами, кварцитами, углеродсодержащими кварц-карбонатными породами и мраморами.

Филлитовидные сланцы встречаются в виде толщ мощностью от 1 м до 10 м и более, в виде светло-серых и серых сланцеватых с шелковистым блеском образований с полосчатой,

плойчатой текстурой. По минеральному составу они разделяются на несколько групп: хлорит-кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые, карбонатсодержащие хлорит-мусковит-кварцевые и карбонатсодержащие альбит-хлорит-мусковит-кварцевые разновидности.

Кварциты образуют слои мощностью до 1 м и представлены светло-серыми массивными образованиями с характерными макроскопически наблюдаемыми розовыми и зеленоватыми полосами, что придает породе яшмовидный облик.

Карбонатсодержащие мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовые породы (зеленые сланцы) образуют тела мощностью до 2-3 м среди филлитовидных сланцев. Они имеют темно-зеленую окраску, слабо сланцеватую текстуру и нематолепидогранобластовую структуру.

Кварц-карбонатные углеродсодержащие породы были обнаружены в делювии. Они имеют массивную текстуру и состоят из кальцита, доломита, кварца и мусковита.

Вычисленные значения дискриминантной функции $DF(x)$ [1] по химическому составу всех типов филлитовидных сланцев и кварциту оказались больше 0,3, что указывает на осадочный генезис этих образований. Карбонатсодержащей эпидот-кварц-альбит-хлоритовой породе со значением функции 0,26 соответствует поле неопределенности.

Точки составов первых двух групп бескарбонатных филлитовидных сланцев на диаграмме А.Н. Неелова [4] занимают область полимиктовых и граувакковых алевропелитовых аргиллитов и алевролитов. По значению гидролизатного модуля [7] они относятся к нормо- и гипосиалитам ($ГМ - 0,33-0,40$). На существенную долю глинистого материала в рассматриваемых породах указывают повышенные значения алюмокремниевого модуля ($АМ - 0,24-0,28$) и пониженные – нормированной щелочности ($НКМ - 0,25-0,3$).

Составы карбонатсодержащих филлитовидных сланцев, согласно диаграмме А. Н. Неелова, соответствуют карбонатистым и железистым полимиктовым песчаникам. Содержание CO_2 в них колеблется от 2,69 до 12,65 %. Изученные в шлихах зерна цирконов, которые не подвергаются перекристаллизации при низких ступенях метаморфизма, имеют размеры меньше 0,05 мм. Следовательно, несмотря на пониженные значения алюмокремниевого модуля ($АМ - 0,15-0,18$), соответствующие песчаникам, основная доля осадочного материала при формировании протолитов этих сланцев принадлежала частицам алевритовой размерности.

Кварцит с содержанием кремнезема 94,48 % на диаграмме А.Н. Неелова обнаруживает схожесть с псаммитолитами и ультрасилицитами. Порода имеет низкие значения $ГМ - 0,03$, $АМ - 0,02$ и $ФМ - 0,02$, повышенные $ЖМ - 0,75$ и относится к гиперсилиту. На аквагенную природу кварцита может указывать яшмовидный облик породы.

Согласно диаграмме А.Н. Неелова, карбонатсодержащая мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовая порода по составу соответствует области пересечения андезит-базальтоида и карбонатистого железистого аргиллита. Порода относится к псевдосуперсиалиту. Учитывая сочетание высоких значений $ФМ - 0,23$ и $ГМ - 0,07$ и пониженного значения $ЖМ - 0,45$, можно сделать предположение, что протолитом рассматриваемого метаморфита служила вулканическая порода основного-среднего состава с примесью терригенного материала – туф.

Кварц-карбонатные углеродсодержащие породы, согласно классификации А. Н. Неелова и Я. Э. Юдовича, совпадают с песчанистыми и ультрасилицитовыми карбонатолитами.

Важную информацию об условиях формирования породы и составах источников сноса терригенного материала несет геохимический состав пород: редкоземельные и редкие элементы.

Кварцит образует крутой спектр содержаний редкоземельных элементов с неярко выраженной европиевой аномалией, содержания La и Yb , соответственно, в 17 и 0,5 раз выше хондритовых (рис. 1а). По геохимическому составу рассматриваемая порода наиболее схожа с углеродсодержащим кварцитом няровейской серии [5] – метафтанитом.

Филлитовидные сланцы имеют высокие содержания легких редкоземельных элементов и низкие – тяжелых (рис. 1b). Спектр содержаний REE образует крутую линию с европейской аномалией, содержания La и Yb выше хондритовых, соответственно, в 61-133 и 1-5,6 раз. Породы по геохимическому составу наиболее близки к углеродсодержащим метаморфизованным кремнистым и терригенно-кремнистым образованиям няровейской серии [5]. Это сходство дает возможность предполагать, что протолиты сланцев немурюганской серии сформировались в условиях слабого или непостоянного поступления терригенного материала (на что также может указывать полосчатость пород) и представляли собой кремнистые, кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-алевритовые породы. Но наиболее вероятно, что геохимический состав филлитовидных сланцев немурюганской свиты унаследован от материнских пород – образований преимущественно кислого, а, возможно, и среднего составов, которые характеризуются высоким количеством легких редкоземельных элементов и дефицитом – тяжелых элементов, а также Nb, Sc, Co, Ga, Ni, Zr.

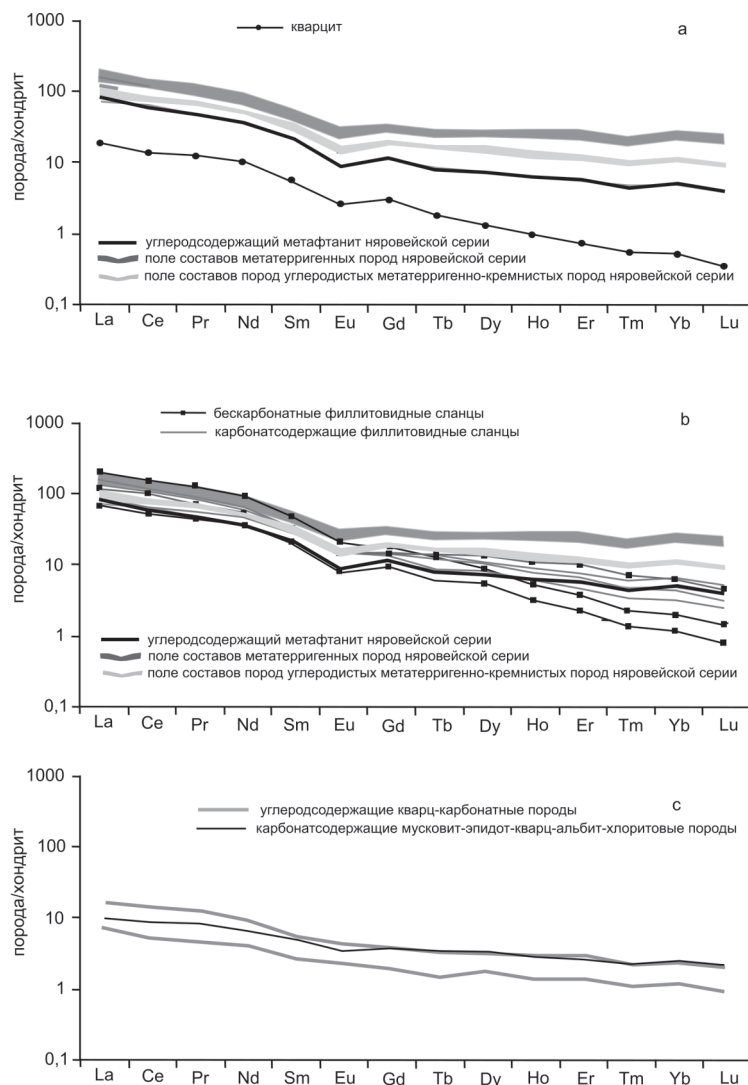


Рис. 1. Содержания редкоземельных элементов в породах немурюганской свиты, нормированные по составу хондрита (Sun S. S., McDonough W. F., 1989). Для сравнения приведены спектры содержания элементов пород няровейской серии [5].

Углеродсодержащие кварц-карбонатные породы, как и карбонатсодержащие мусковит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовые породы, имеют низкие содержания редкоземельных элементов – 9-22 г/т и образуют пологий спектр распределения этих элементов относительно хондрита без европиевой аномалии (рис. 1с), La и Yb выше хондритовых, соответственно, в 7-17 и 2 раза. По всей видимости, в питающей провинции для этих пород преобладали магматиты сновного состава. Не исключено, судя по низким количествам элементов-примесей, что протолитом для кварц-карбонатных метаморфитов служили кремнисто-карбонатные отложения. В карбонатолитах наблюдается повышенное количество Sr – 634-752 г/т. Согласно работе Е.Ф. Летниковой [3], высокие содержания стронция характерны для карбонатолитов задуговых бассейнов.

Проведенные исследования показали, что породы немурюганской свиты представлены метаморфитами: филитовидными сланцами, кварцитами, карбонатсодержащими эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, углеродсодержащими кварц-карбонатными породами и мраморами. Учитывая низкий уровень метаморфизма свиты, можно предположить, что полосчатость сланцев характеризует первичные условия образования. Петрохимические особенности пород указывают на то, что существенная доля терригенного материала в формировании протолитов филлитовидных сланцев принадлежала глинам и карбонатистым полимиктовым алевритам. По геохимическому составу кварцит и филлитовидные сланцы схожи с метаморфизованными углеродсодержащими силицитами нижележащей няровейской серии. Породы немурюганской свиты имеют геохимические особенности, характерные для надсубдукционной обстановки.

Исследование выполнено при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П.** Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310-313.
2. **Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Никулина И. А. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 384 с.
3. **Летникова Е. Ф.** Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70-81.
4. **Неелов А. Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Наука. 1980. 100 с.
5. **Уляшева Н. С.** Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования верхнепротерозойских отложений няровейской серии // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 20-30.
6. **Уляшева Н. С., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б.** U–Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-европейской платформы и ее складчатого обрамления». Сыктывкар. 2017. С. 223-224.
7. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ – СЛЕДСТВИЕ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Уткин В. П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Обоснование концепции латеральных тектонических потоков в литосфере Земли началось с исследования Э. Аргана [1], который показал реальную возможность латерального течения огромных объемов горных пород в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса. Ф. Кери [5] ввел в геотектонику понятие «рейдной деформации» (течение, поток), которое объединило в единую категорию все виды деформации течения твердых тел (пластичное течение, хрупко-пластичное, катакластическое и пр.). В дальнейшем эта концепция получила развитие в трудах российских исследователей в рамках разработанного ими учения о тектонической расслоенности литосферы [2]. В последние десятилетия было показано, что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры является объемная (3D) деформация тектонического течения, различные формы проявления которого обобщены в коллективной монографии [3].

Широко распространенными структурно-кинематическими ансамблями латеральных плито-потоков являются тектонические триады: тыловое растяжение (отток масс), фронтальное сжатие (скупивание масс), фланговые сдвиги. Структура Япономорского региона характеризуется совокупностью всех трех элементов триады (рис. 1): Центрально-Японский рифт (тыловой отток масс), Южно-Японский пояс сжатия и воздымания (фронтальное скупивание масс), фланговая Восточно-Японская система левых сдвигов. Субмеридиональные левые сдвиги (ATL, STL и др.) (рис. 2) были активны до среднего миоцена [7], а прослеживаясь к югу в пределах акватории (рис. 1, врезка), сопровождаются синсдвиговым фронтальным чешуйчато-надвиговым скупиванием континентальных масс, формируя СЗ борт трога Нанкай. По другим левым сдвигам Восточно-Японской сдвиговой зоны (TF, EE, HIF, рис. 1) смещения происходили на протяжении 120-40 млн лет (конец апта-середина эоцена) [6]. Смещения по сдвигам отражают длительный этап формирования Южно-Японского пояса скупивания континентальных масс с синхронным раскрытием Центрально-Японского рифта, как тыловой структуры растяжения.

Главный структурный элемент Охотоморского региона – Южно-Охотский рифт, сформированный в результате латерального оттока континентальных масс (тыловое растяжение) с образованием глубоководной впадины с океанической корой. Сорванная континентальная кора, смещаясь в ЮЗ направлении, формировала Комуикотан-Сусунайский чешуйчато-надвиговый фронтальный пояс скупивания масс (см. рис. 1) с наложенным динамометаморфизмом, свидетельствующим о процессах фронтального сжатия. Обращает на себя внимание дугообразная форма пояса сжатия, идентичная морфологии т.н. «ороклинов», происхождение которых чаще всего связывают с давлением жестких блоков (инденторов), изгибанием пластичных толщ в его фронтальной части [3]. В нашем случае «индентор» представляет собой не жесткую массу, а пластичный тектонический поток, «вытекающий» из Южно-Охотского рифта. Кроме формирования чешуйчато-надвигового дугообразного ороклина, в тектоническое течение были вовлечены линейные меридиональные сдвиги о. Сахалин и изначально идентичного меридионального простираения сдвиги Восточно-Японской сдвиговой зоны (рис. 1). В результате сдвиги изогнулись конформно дугообразной морфологии ороклина и

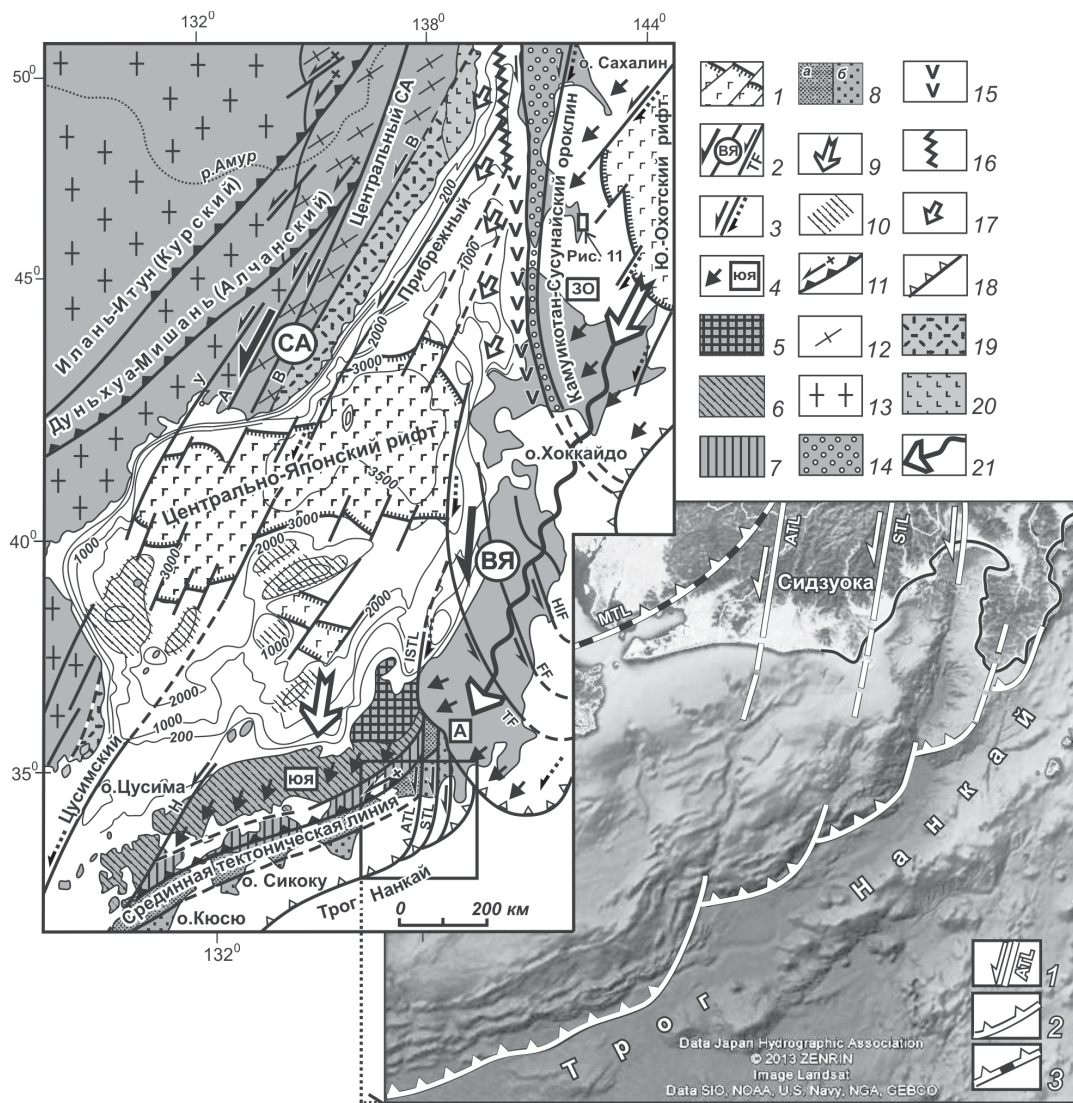


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона (по [4]) с дополнениями.

1 – сдвиго-раздвиговые границы Центрально-Японского и Южно-Охотского рифтов; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): **СА** – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточной, AP – Арсеньевский, УС – Уссурийский, П – Прибрежный), **ВЯ** – Восточно-Японская (TF – Танакура, FF – Футаба, HIF – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итогава-Шизуока, ATL – Акаиши, STL – Сасауама); 3 – сдвиги: сплошная стрелка – мезозой-раннекайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе, и активизированные докайнозойские; 4 – фронтальные пояса сжатия (скупивания масс): Южно-Японский (**ЮЯ**), Западно-Охотский (**ЗО**), Акаиши (**А**); 5-8 – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: древний массив Хида (5), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (6), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (7), мел-кайнозойский пояс Шиманто (8): северный – позднемеловой (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 9 – направления смещений континентальной коры; 10 – подводные поднятия с континентальной корой; 11-12 – структуры сжатия: взбросо-сдвиги Бохай-Амурской системы и генетически адекватная им Срединная Тектоническая Линия Юго-Западной Японии (11), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (12); 13 – Восточно-Азиатский архей-протерозойский композитный кратоноген; 14-17 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (14), Ребун-Манеронский (15), Татарский (16) и – направление их растяжений (17); 18 – зоны Беньофа (субдукции океанических плит); 19 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 20 – зона плейстоценовых базальтоидов Татарского рифта; 21 – направление постмиоценового течения коровых масс (ось плито-потока Хоккайдо-Акаиши). Врезка. 1 – сдвиги (ATL – Акаиши, STL – Сасауама); 2 – синсдвиговое фронтальное чешуйчато-надвиговое скупивание масс; 3 – Срединная Тектоническая Линия (MTL).

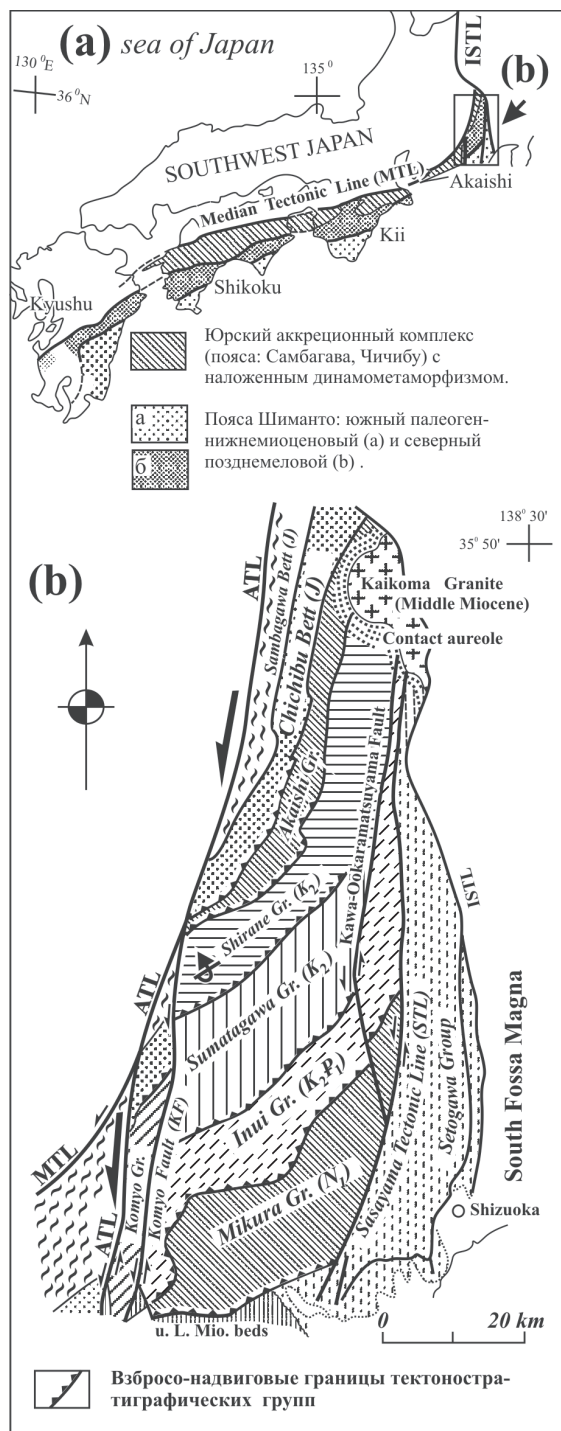


Рис. 2. Обзорные карты, показывающие (а) пояс Шиманто и (б) его тектоностратиграфические подразделения в горах Акаиси (по [7]).

Все группы, обозначенные курсивом на рис. (б), принадлежат тектоностратиграфическим подразделениям пояса Шиманто. Пояса Самбагава и Чичибу – фрагменты одноименных метаморфических поясов, развитых между Срединной тектонической линией (MTL) и поясом Шиманто и растащенных сдвигами Акаиси (ATL), Сасаюма (STL) и другими (см. карту); u.L.Mio – верхняя часть нижнего миоцена.

в целом достаточно отчетливо отражают инфраструктуру протяженного на 800 км плито-потока Хоккайдо-Акаиси (рис. 1). Фронтальным завершением плито-потока на юго-западе выступает пояс сжатия Акаиси (горы Акаиси), тектонический линиямент которого (Итоигава-Шизуока, рис. 1, 2), рассматривается как выход на дневную поверхность (листрический взброс) нижнего уровня срыва плито-потока, перекрывшего меридиональные левые сдвиги (ATL, STL и др., см. рис. 2), участвовавшие в раскрытии Центрально-Японского рифта. Установленные на этом участке структурно-возрастные взаимоотношения дискордантных по направлению смещений плито-потоков позволяют высказать представление о последовательно-волновом характере тектонических течений коровых масс. Направления плито-потоков континентальной коры не совпадают с ЗСЗ субдукцией океанических плит, что указывает на эти явления как независимые от геодинамики океанических плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ. 1935. 192 с.
2. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальное перемещение по разломам и некоторые методы изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1963. Вып. 80. С. 5-34.
3. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Отв. Ред. М.Г. Леонов. М: ГЕОС. 2013. 318 с.
4. Уткин В.П. Структурообразующее течение коровых масс (на примере формирования Японского и Охотского морей) // ДАН. 2017. Т. 472. № 55. С. 566-571.
5. Carey S.W. The Rheid concept in geotectonics // Bul. Geol. Soc. Austral. 1954. V. 1. P. 67-117.
6. Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N. 1. P. 51-63.

7. Tanabe H., Kano K. Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56-68.

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Шапорина М.Н., Садур О.Г.

*Сибирский научно исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск, e-mail: Shaporina@sniiggims.ru*

В рамках расширения ресурсной базы углеводородов одним из приоритетных исследований является изучение потенциально нефтегазоносных территорий, к которым можно отнести и Предверхоаянский краевой прогиб, где промышленная нефтегазоносность установлена в центральной части, в зоне сочленения с Вилюйской гемисинеклизой. Здесь открыто два газоконденсатных месторождения – Усть-Вилюйское и Собохаинское. Газоносность установлена в нижнеюрском песчано-глинистом комплексе пород, в разрезе которого выделяется до 8 газоносных горизонтов на глубине около 2000 метров.

Традиционно Предверхоаянский прогиб подразделяется на три части – центральную, пограничную с Вилюйской гемисинеклизой, северную (меридиональная или Ленская ветвь) и южную (широтная или Алданская ветвь) [2]. Построение модели проводилось для центральной части и Ленской ветви прогиба.

Основной пик изучения краевых прогибов Сибирской платформы приходится на 1970-е – начало 1980-х годов [1 и др.]. Большая часть территории Предверхоаянского прогиба в 50-х – 80-х годах прошлого века была покрыта сейсморазведочными работами МОВ и КМПВ, а позднее и МОГТ. Современными сейсморазведочными работами Предверхоаянский краевой прогиб практически не был изучен. Однако, в период 2014-2016 гг. в Жиганском районе на правом берегу реки Лена выполнялись региональные сейсморазведочные работы. Тем не менее, неравномерное покрытие территории сейсморазведочными работами и непростое геологическое строение не позволяют получить современную сейсмогеологическую модель строения зоны сочленения Сибирской платформы и Верхоаянского складчато-надвигового пояса, поэтому в ходе нами использовался комплекс геофизических методов, включающих, помимо современных сейсморазведочных работ, гравиметрические и магнитометрические исследования.

Принципы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий для решения задач геотектоники, изучения глубинного строения территории, уточнения ее тектонического районирования, картирования разрывных нарушений, выявления особенностей размещения различных типов интрузивных, изверженных и осадочных пород были разработаны еще в середине прошлого века А.Д. Архангельским, В.В. Федынским, Э.Э. Фотиади и др. В дальнейшем были разработаны схемы как качественной, так и количественной интерпретации аномальных полей.

Качественная интерпретация заключается в прогнозе источников аномальных полей (геологических тел) при визуальном рассмотрении их морфологии, на основе накопленного опыта и общих положений теории потенциала. При качественном анализе карт определяется наличие региональных полей, локальных аномалий, наличие участков со схожим характером

аномалий, определение степени сложности характера поля на каждом участке. Определяется возможный вклад отдельных геологических объектов в суммарное наблюдаемое магнитное или гравитационное поле. Для этого применяются различного рода трансформации и преобразования.

Количественная интерпретация аномалий силы тяжести и магнитного поля подразумевает определение численных характеристик модели изучаемого геологического объекта, созданной на основе качественной интерпретации и всей имеющейся геолого-геофизической информации.

На начальном этапе были проведены преобразования гравитационного и магнитного полей в комплексе спектрально-корреляционного анализа трехмерных геоданных «Коскад 3D» [3]. Были посчитаны следующие трансформанты для гравитационного и магнитного поля: разложение полей на низко-, средне-, высокочастотные составляющие; вычисление градиента поля; расчет обычного коэффициента корреляции между полями в скользящем трехмерном окне; вычисление значений основных статистических моментов для гравитационного и магнитного поля; вычисление оригинальной модификации одномерной адаптивной фильтрации с целью трассирования осей аномалий гравитационного и магнитного полей. Этот набор трансформант позволяет в комплексе прогнозировать наличие и конфигурацию аномалиеобразующих объектов в нижней части земной коры и в верхней мантии, в средней коре и в верхней части разреза на глубине порядка 1-2 км, определить направление и положение глубинных разрывных нарушений крутого заложения. Коэффициент корреляции гравитационного и магнитного полей дает возможность выделить области наличия и отсутствия корреляции (взаимосвязи) между полями, что может быть эффективно использовано в задачах геологического районирования и картирования. Анализ статистических характеристик поля дает возможность получить дополнительную информацию о характере распределения значений полей. Статистические характеристики поля широко используются для трассирования границ аномалий экстремумами в полях статистических характеристик. Границы аномалий представляют собой области нарушения стационарности поля, то есть области, в которых изменяется математическое ожидание или (и) дисперсия случайной величины [4].

Второй этап включает в себя построение плотностных и магнитных моделей по направлению сейсмических глубинных профилей по авторской методике [5] на основе вычисления их плотностных и магнитных характеристик методами подбора путем решения СЛАУ (системы линейных алгебраических уравнений). Основой для задач подобного класса является «нулевая» модель. Для построения «нулевой» модели использовались глубинные сейсмические разрезы. Расчетная часть методики базируется на решении трехмерных прямых и обратных задач магнито – и гравиразведки. Ее реализация осуществляется с помощью авторской программы «Geolab». В целом моделирование происходит по следующей технологической схеме: построение первоначальной «нулевой» модели; разбиение первоначальной модели на блоки и наделение этих блоков физическими свойствами в интервалах предполагаемого класса существования пород интерпретируемого разреза. В результате были построены плотностные модели и магнитные модели в трех вариантах: модели эффективной, индуктивной и остаточной намагниченности (рис. 1).

На следующем этапе проводилось конструирование пространственных моделей объектов в центральной части Предверхожанского прогиба, создающих соответствующие геофизические поля, на основе решения трехмерных прямых и обратных задач с использованием авторской программы «Geolab». В результате были построены модели строения кровли кристаллического фундамента: модель рельефа и модель поля плотности поверхности кристаллического фундамента.

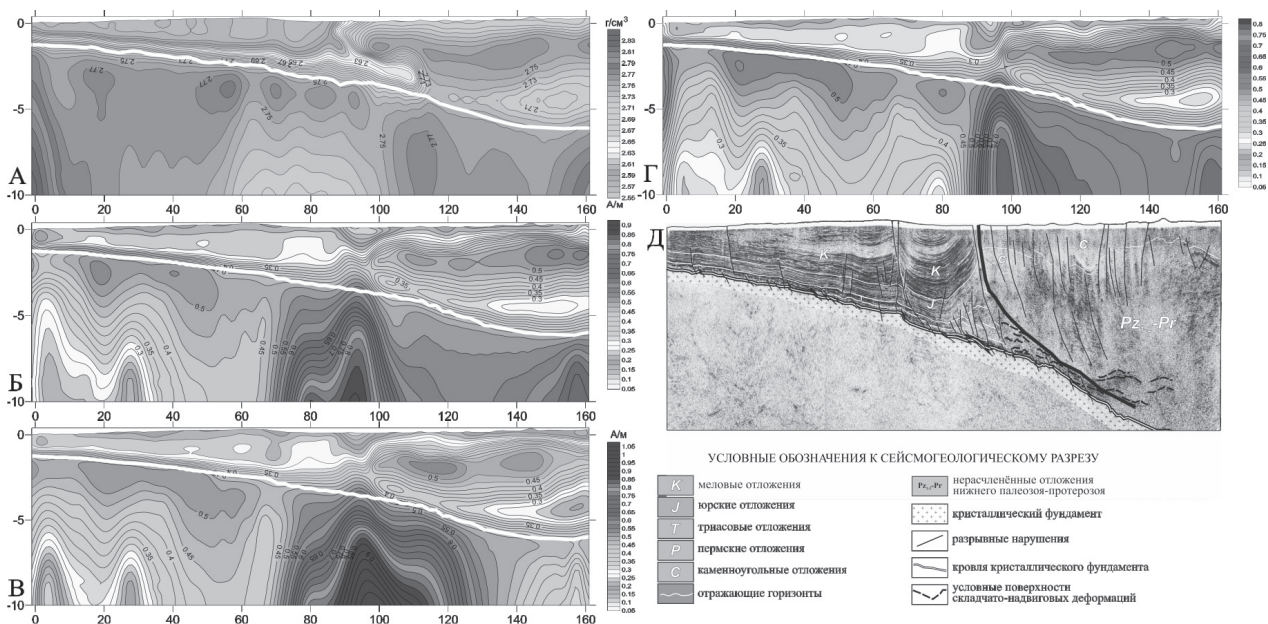


Рис. 1. Комплексная геолого-геофизическая модель по сейсмическому профилю 140303: **А** – плотностная модель, **Б-Г** – магнитные модели: **Б** – эффективная намагниченность, индуктивная намагниченность, остаточная намагниченность; **Д** – сейсмогеологическая модель.

В результате нами получена трехмерная комплексная модель строения зоны сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса, включающая: – серию карт, отражающих вышеперечисленные трансформанты потенциальных полей; – карты рельефа поверхности фундамента, построенные по сейсморазведочным данным и по результатам интерпретации полей плотности и намагниченности; – карты распределения плотности и намагниченности по поверхности кристаллического фундамента; – карту геологического строения приповерхностной части фундамента; – серию сейсмогеологических разрезов и плотностных и магнитных моделей строения земной коры до глубины 20 км; – комплект плотностных и магнитных разрезов земной коры в районах не охарактеризованных сейсмическими работами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра. 1981. 552 с.
2. Гришин М.Л., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. М.: Недра. 1987. 204 с.
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации (Учеб. Пособие). М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2008. 114 с.
4. Петров А.В., Юдин Д.Б., Хоу Сюели. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Вестник Краунц. Науки о земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 126-132.
5. Садур О.Г. Моделирование геологических сред на основе вычисления их плотности и магнитных характеристик в классе сложного распределения масс при решении различных геологических задач // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 1. Вып. 9. С. 96-101.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИОЛЬХОНЬЯ

Шибeko E.A.¹, Шульга B.B.²

¹ АО «Росгео» «Иркутскгеофизика» г. Иркутск, e-mail: shibeko.ea@gmail.com

² Иркутский Национальный Исследовательский Технический Университет,
г. Иркутск, e-mail: shulga@istu.edu

Говоря о геологическом строении Приольхонья, нельзя не сказать о породах ольхонского кристаллического комплекса – мигматитах и их значении в формировании современного облика горных массивов.

Приольхонье относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы и сложено глубоко метаморфизованными породами ольхонской серии, которые в совокупности с залегающими в них разновозрастными магматическими образованиями получили название *ольхонского кристаллического комплекса*. *Геохронологическая позиция* ольхонского комплекса до сих пор определяется неоднозначно – существуют представления об архейском, раннепротерозойском и палеозойском времени его формирования. Лишь в 2008 г. в процессе учебной практики студентов ИРНИТУ на водоразделе падей Барун-Хал и Доньша в мраморах толщи Б (по схеме Е.Н. Смолянского) были найдены остатки фауны. Находка представляет собой полуцилиндрический сегмент окаменевшей «раковины», полностью заключенной в мраморе. Длина сегмента около 6-7 см, ширина около 2 см [4]. Мрамор светло-серый, среднекристаллический с редкими включениями графита. В институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) А.С. Мехоношиным был проведен вещественный анализ остатков фауны, показавший, что находка на 94,16 % состоит из кварца. По-видимому, изначально скелет имел хитиновый состав, при метаморфизме он был изменен и замещен кремнеземом. Другой особенностью состава находки является повышенное содержание стронция (120 г/т или 0,13 %), тогда как его кларк составляет 0,037 %, т. е. в находке количество Sr в 3,5 раза больше кларкового. В лаборатории члена-корреспондента РАН А.В. Каныгина ИГ СО РАН (г. Новосибирск) было высказано предположение о близости находки к фауне ордовикского возраста. Более определенно оценила находку доцент Иркутского госуниверситета Т.Н. Титаренко, предположив, что это остатки ископаемых погонофор. Погонофоры – тип вторичноротых беспозвоночных животных с небольшим числом видов (около 120), ставших известными науке лишь в XX столетии. Их появление относится ко времени не позднее кембрия. Они продолжают жить и в современных морях. Для окончательного определения находки требуются детальные исследования местонахождения фауны специалистами-палеонтологами. Эта находка вносит новый импульс в дискуссию о возрасте ольхонской серии и, по крайней мере, позволяет предполагать, что возраст мраморов серии не архейский, а более молодой – протерозойский, а возможно и раннепалеозойский.

Поскольку специального изучения магматических образований не проводилось, здесь дано лишь краткое описание их в основном по материалам авторов, впервые выделивших тот или иной комплекс, с указанием их взаимоотношений с мигматитами. Лишь для оргойтинского комплекса приведены новые дополнительные данные, полученные нами при изучении мигматитов Приольхонья [6-7].

Оргойтинский комплекс гнейсо-гранитов включает как крупные массивы и зоны гнейсо-гранитов в ольхонской серии, так и многочисленные мелкие пластообразные тела в пара- и ортопородах. Комплекс гнейсо-гранитов Приольхонья представлен плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гнейсо-гранитами и сопровождающими их мигматитами,

среди которых иногда наблюдаются небольшие обособления гранитов и пегматитов. Границы между plutonicкими и вмещающими породами проводятся условно по преобладанию материала гранитов. Иногда они слагают крупные тела овальной или сложной формы, вытянутые по простиранию слоистых толщ и содержащие многочисленные включения переработанного субстрата. Такие тела получили название гранито-гнейсовых куполов, валов и зон. Л.Н. Куклем [2, 3] закартировано несколько массивов гранитоидов, связанных с этапом гранитизации: Шаранурский купол, Тутайский, Оргойтинский, Куркутский, Томотский, Холбинский, Южно-Ольхонский и Нурский валы, Шидинский и Ташкайский пояса гранитизации (рис. 1).

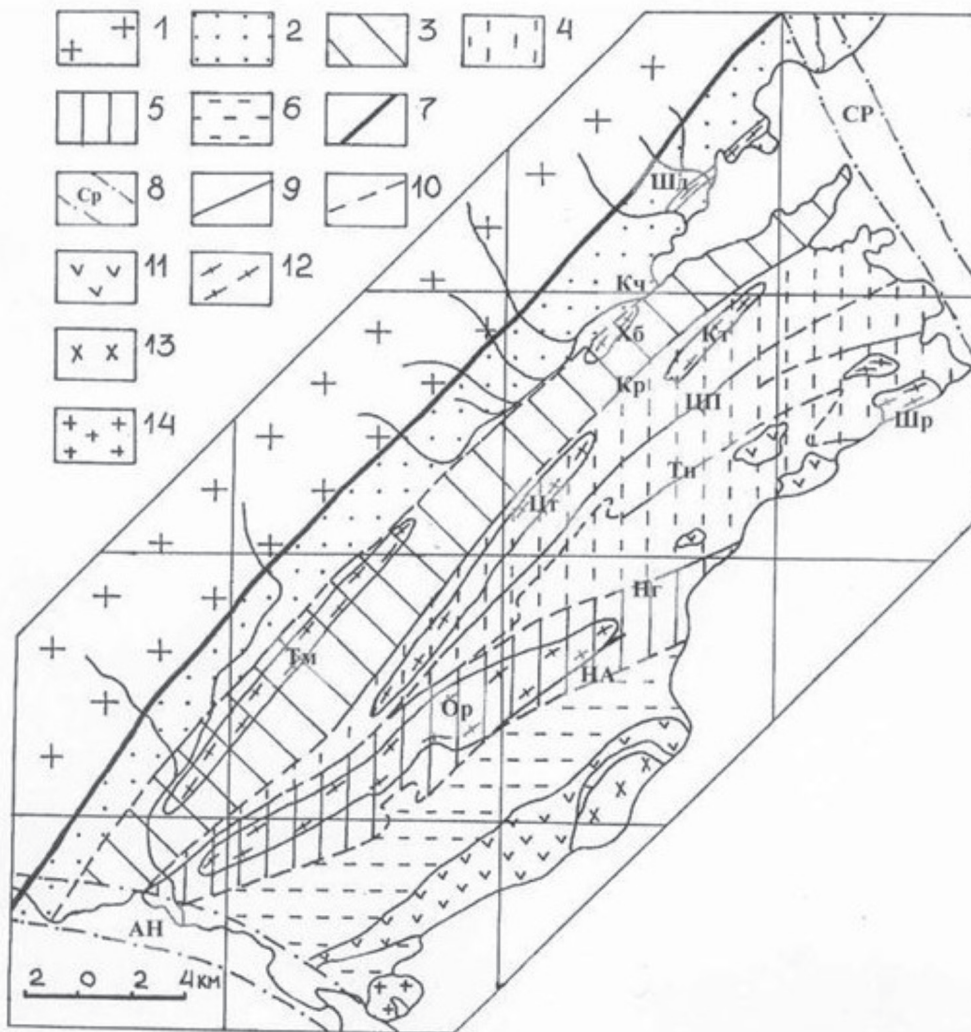


Рис. 1. Схема тектонического районирования центральной части Приольхонья.

1 – Граниты Приморского хребта; 2–6 – субрегиональные зоны смятия: Чернорудская (2), Томотская (3), Сахюртинская (4), Оргойтинская (5), Ангинская (6); 7 – Приморский глубинный разлом; 8 – поперечные неотектонические субрегиональные разломы (СР – Сарминский, АН – Ангинский); 9–10 – продольные локальные и субрегиональные долгоживущие разломы: 9 – выполненные пегматитами, 10 – неминерализованные (Кч – Кучелгинский, Кр – Куркутский, ЦП – Центрально-Приольхонский, Тн – Танхайский, Нг – Нутгейский, НА – Нижне-Ангинский); 11 – крупные тела базитов и ультрабазитов; 12 – гнейсо-мигматитовые массивы (Шд – Шидинский, Хб – Холбинский, Тм – Томотский, Кт – Куркутский, Цт – Центральный, Шр – Шаранурский, Ор – Оргойтинский); 13 – Тажеранский массив сиенитов; 14 – Аинский массив амазонитовых гранитов (сост. А.П. Кочнев по материалам А.С. Кульчицкого, А.С. Ескина, Л.Н. Куклея, Е.Н. Смолянского)

Происхождение мигматитов до сих пор однозначно не определено – чаще всего их считают ультраметаморфическими образованиями, реже им приписывается метасоматическое или магматическое происхождение. Лишь в некоторых работах они рассматриваются как самостоятельная группа переходных пород со своими закономерностями формирования, с особенностями состава, специфическими структурами и текстурами. Детальное изучение данной группы пород позволило бы выявить некоторые закономерности размещения полезных ископаемых, связанных с процессами мигматизации, уточнить минерагеническое районирование Приольхонья и провести переоценку перспектив на полезные ископаемые.

Зональность геофизических полей мигматитовых массивов

Особенности физических полей мигматизированных пород Шидинской зоны изучены на *участке Барун-Хал*.

Анализ физических свойств различных пород ольхонской серии показывает, что наиболее информативным для картирования мигматизированных пород является их радиоактивность и степень намагниченности [5]. Повышенные значения радиоактивности характерны для пегматитов (24-30 мкр/ч), гранит-пегматитов (15-16 мкр/ч), мигматизированных биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (11-15 мкр/ч). Пониженную радиоактивность (5-10 мкр/ч) имеют мраморы, кристаллосланцы, амфиболиты, амфиболовые гнейсы и габброиды. Пониженные значения магнитного поля (до 500 нТ) отмечаются для габбро-пироксенитов и пироксеновых кристаллосланцев, а повышенные – для биотитовых гнейсов, мигматитов (600-700 нТ) и пегматитов (600-900 нТ).

При анализе площадного характера распространения физических полей выявлена четкая зависимость магнитного поля от выходов стратиграфических комплексов и пород с разной степенью мигматизации (рис. 2).

Немигматизированные породы толщи (см. рис. 2) характеризуются низкими значениями магнитного поля (0-200 нТ), с участками отрицательных значений. В пределах выходов пород пачки Γ_1 , имеющие низкую и среднюю степень мигматизации, в основном преобладают положительные значения от 0-200 до 200-500 нТ в отдельных участках. В пределах выходов пород пачки Γ_2 , имеющих повышенную степень мигматизации, преобладают повышенные значения магнитного поля 200-500 нТ, а в пределах выходов пород пачки Γ_3 , имеющих высокую степень мигматизации, они достигают значений более 500 нТ. Таким образом, участки повышенной магнитной активности совпадают с участками распространения интенсивно мигматизированных пород.

Подводя итоги анализа геологической позиции мигматитовых массивов, можно констатировать, что детальное геологическое картирование мигматитовых полей по степени мигматизации пород, геофизические и геохимические исследования позволяют уточнить их форму и размеры, реконструировать их структурное положение и внутреннее строение:

1) Большинство мигматитовых массивов имеет линейно вытянутую форму, подчиняясь контролирующим их складчатым структурам и продуктивным гнейсовым пачкам. Уточнены контуры и параметры изученных массивов, в частности, Шидинский пояс мигматизации, по нашим данным, имеет протяженность более 12 км, что в 2 раза больше, чем указал Л.Н. Куклей.

2) Продольная зональность в основном повторяет геологические границы стратиграфических комплексов и выражается в увеличении степени мигматизации от периферии к центральным частям массивов.

Таким образом, изложенное выше позволяет сделать следующие выводы:

1. Метаморфические породы ольхонской серии охватывают широкую гамму как парапород (первично терригенные и глинистые осадки, метаморфизованные до состояния гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов), так и ортопород (первично вулка-

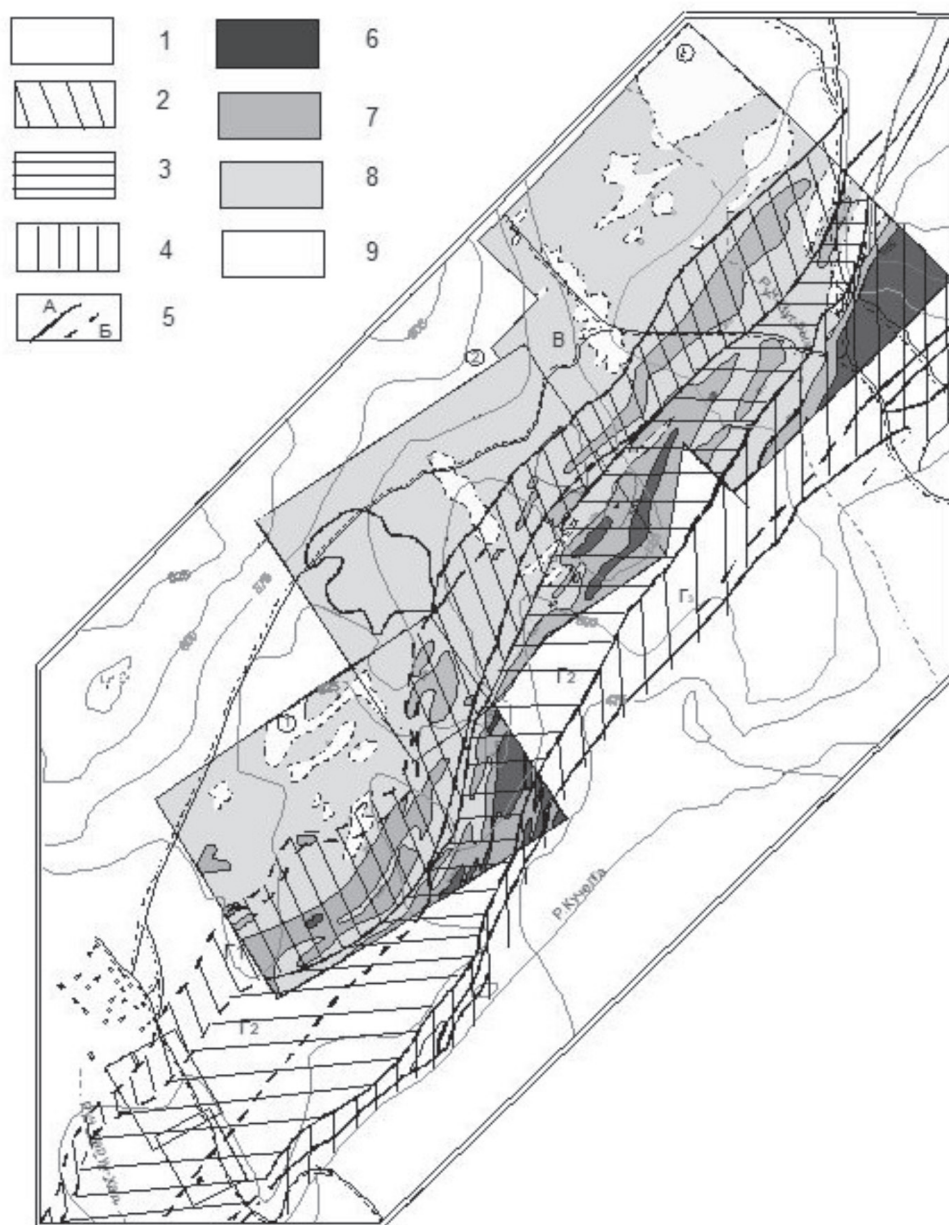


Рис. 2. План интенсивности магнитного поля в изолиниях. Составили А.П. Кочнев, В.В. Шульга, Е.А. Шибeko (2017).

1 – толща Б; 2-4 – толща Г, пачки Г₁ (2), Г₂ (3), Г₃ (4); 5 – разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 6-8 – значения магнитного поля более 500 нТ (6), от 200-50 нТ (7), от 0-200 нТ (8); 9 – участки с отрицательными значениями магнитного поля.

ногенных образований кислого, среднего и основного состава – амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты и пироксеновые кристаллосланцы).

2. Процессы мигматизации в Приольхонье проявляются как в парапородах, так и в ортопородах. Мигматиты Приольхонья можно отнести к щелочноземельному ряду пород, обогащенных кремнезёмом, к типам гнейсов и кварцито-гнейсов, по классификации А.А. Маракушева [1].

3. Наблюдается четкая зависимость степени мигматизации пород от содержания кремнезема: слабо мигматизированные породы обычно отвечают составу парагнейсов и реже составу ортогнейсов и ортоамфиболитов, породы средней степени мигматизации, в основном, попадают в поле кварцито-гнейсов и, частично, в поле гнейсов, а породы повышенной и высокой степени мигматизации соответствуют, в основном, составу кварцито-гнейсов.

Тесная связь полезных ископаемых со степенью мигматизации достоверно установлена в слюдоносных пегматитовых провинциях – Беломорской (Балтийский щит) и Мамской (Байкало-Патомское нагорье).

Процессы ультраметаморфизма, гранитизации и мигматизации сопровождаются перераспределением ряда элементов, в частности, железа с образованием магнетита, в связи с чем мигматито-гнейсовые комплексы четко фиксируются при геофизических исследованиях пониженными значениями магнитного поля, что позволяет рекомендовать при ГСР глубоко метаморфизованных комплексов использовать магнитометрический метод для уточнения контуров известных и выявления новых мигматито-гнейсовых массивов, приуроченных к зонам коллизии.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ефремова С.В.** Петрохимические методы исследования горных пород / С.В. Ефремова, К.Г. Стафеев // справочное пособие. М.: Недра. 1985. 511 с.

2. **Куклей Л.Н.** Докембрий Западного Прибайкалья. М.: ИФЗ. 1985. 187 с.

3. **Куклей Л.Н.** Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М.: ИФЗ. 1988. 215 с.

4. **Мезенцев С.Е.** Первые находки фауны в породах ольхонского кристаллического комплекса / С.Е. Мезенцев, А.П. Кочнев // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2009. С. 102-103.

5. **Платен Г.** Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир. 1967.

6. **Шульга В.В.** Степень мигматизации пород ольхонской серии и ее отражение в физических полях (Приольхонье, Чернорудский полигон) / В.В. Шульга, А.П. Кочнев // Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: ИЗК СО РАН. 2005. С. 73-75.

7. **Шульга В.В.** Степень мигматизации пород ольхонского кристаллического комплекса (Западное Прибайкалье) / В.В. Шульга, А.П. Кочнев, К.А. Казанцева // Материалы VII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Москва. 2005.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ И ВРЕМЯ ПОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ПЛИТНОЙ ТЕКТониКИ НА ЗЕМЛЕ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

Геофизические данные и теплофизические расчеты свидетельствуют, что в настоящее время температура мантии увеличивается с глубиной до примерно 3000 °С на границе с ядром. В соответствии с господствующей гипотезой образования Земли в результате холодной гомогенной аккреции обычно предполагается, что высокая температура мантии обусловлена в основном преобразованием в тепло гравитационной энергии, выделявшейся в результате опускания плотного металлического железа в силикатной мантии при формировании ядра.

Однако имеющиеся геохимические данные противоречат этому предположению. Установленное в настоящее время в тысячи раз более высокое содержание в веществе мантии хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов и кислорода [1, 6], чем в случае химической равновесности силикатов и железа, свидетельствуют о том, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. Сначала под влиянием мощных магнитных сил в протопланетном диске быстро объединялись железные частицы [5] и сформировали ядра будущих планет земной группы. Затем на них выпадали силикатные частицы под влиянием в основном гравитационных сил и образовались мантии этих планет [2]. При таком происхождении в земных недрах не происходили грандиозные процессы гравитационной дифференциации и, следовательно, они не могли привести к сильному разогреву мантии.

Для установления распределения температуры в глубинных частях нашей планеты необходимо учесть, что в протопланетном диске с течением времени происходило неизбежное укрупнение составлявших его тел. Импактное тепловыделение при аккреции резко возрастало с увеличением размера падавших тел вследствие уменьшения удельных теплотерь на излучение. По этой причине мелкие метеориты полностью сгорают в атмосфере Земли и почти не оказывают влияние на температуру земной коры. Падение же крупных метеоритов приводит к плавлению и даже к испарению ее вещества. Из этого следует очень важный вывод о том, что величина импактного разогрева выпадавшего вещества с течением времени сильно возрастала. Различные исследователи оценивают возрастание величины импактного разогрева для Земли в $800-3500^{\circ}$ (рис. 1) [1, 3].

Разогрев вещества нижней мантии за счет адиабатического сжатия его нагрузкой выше-расположенных верхних частей обычно оценивается в $500-600^{\circ}$. Следовательно, адиабатический разогрев ее под влиянием нагрузки не мог компенсировать пониженный импактный разогрев на ранней стадии аккреции. Поэтому температура мантии в раннем докембрии понижалась с глубиной, а не возрастала, как в настоящее время. На мантии располагался глобальный океан магмы глубиной около 240 км. Вследствие этого холодное плотное вещество нижней мантии не могло всплывать в малоплотное, выше расположенное. По этой причине в раннем докембрии отсутствовала мощная тепловая конвекция в мантии, современные геодинамические обстановки и тектоника толстых литосферных плит.

Доказательством существования тектоники литосферных плит в это время иногда считается присутствие раннедокембрийских офиолитов. К таким «офиолитам» относят мелкие тела дунитов и лерцолитов в зеленокаменных поясах. Однако типичные фанерозойские офиолиты чаще всего сложены бедными литофильными компонентами гарцбургитами, сформировавшимися из ранних высокотемпературных конденсатов протопланетного диска [2]. Ультраосновные породы зеленокаменных поясов имеют признаки формирования из кумулатов коматиитовых магм. Поэтому они имеют другой генезис, чем истинные офиолиты и не могут рассматриваться как доказательство существования современных океанических обстановок в раннем докембрии. Это подтверждается постоянным присутствием под коматиит-содержащими зеленокаменными поясами кислой кристаллической коры, тогда как в типичных современных океанах она почти всегда отсутствует.

С началом затвердевания верхних частей постаккреционного магматического океана на нем начали формироваться кристаллические комплексы и сложенная ими земная кора. Локальные процессы подъема и растекания под ней магм остывающего еще жидкого магматического океана должны были сопровождаться появлением участков растяжения земной коры и формированием на ней прогибов, заполнявшихся вулканическими и осадочными породами.

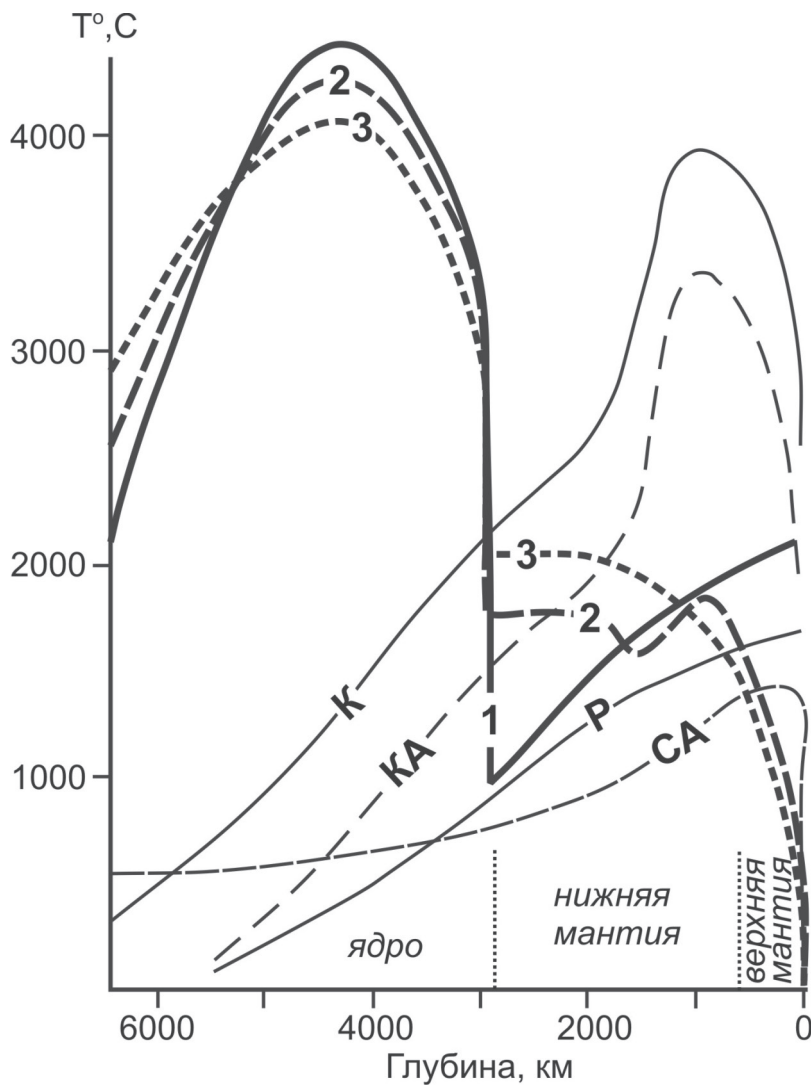


Рис. 1. Эволюция температуры при аккреции Земли, по данным В.М. Каулы (КА) и В.С. Сафронова (СА); первичное распределение температуры в недрах Земли, по данным В.М. Каулы (К) и А.Е. Рингвуда (Р) [1, 3]; 1 – 3 – распределение температуры, по оценкам автора: 1 – первичное [2], 2 – в конце протерозоя, 3 – в фанерозое.

Процессы опускания более остывших частей океана приводили к возникновению участков сжатия перекрывавшей коры и, видимо, сопровождалась формированием зон интенсивной складчатости в связи с еще большей пластичностью пород.

Под влиянием силы Кориолиса всплывавшие части океана на низких широтах сильно отклонялись к западу, а опускавшиеся – к востоку. Это встречное движение полузакристаллизованных частей магматического океана приводило к их интенсивным пластическим деформациям и объясняет широкое распространение изоклинальной складчатости в гранулитовых кристаллических комплексах. Под влиянием отклонения всплывавших потоков магматического океана формировавшаяся кристаллическая кора медленно дрейфовала на запад, что обусловило преобладание в ней субмеридиональных простираний тектонических структур. По мере охлаждения коры возрастала роль хрупких деформаций. Отсутствие мощных толщ раннедокембрийских конгломератов указывает на то, что сжатие не приводило к возникновению крупных возвышенностей на земной поверхности вследствие большой

пластичности коры. Это было время проявления *тектоники тонких пластичных коровых плит*. Для возникавших в это время тектонических структур характерны относительно небольшие размеры, проявления интенсивного магматизма и пластичных деформаций, обусловленные относительно небольшой мощностью и высокой пластичностью земной коры и присутствием подстилавших не затвердевших частей магматического океана.

Ранняя аккреция ядра из крупных железных глыб, быстро образовавшихся в протопланетном диске под влиянием магнитных сил, в двадцать тысяч раз более мощных, чем гравитационные [5], обусловила большое импактное тепловыделение и очень высокую изначальную температуру ядра. Это является причиной существования в настоящее время на его границе с мантией зоны резкого падения температуры снизу вверх на 1000-2000° [4]. Высокая температура ядра вызвала постоянный подогрев им мантии и зарождение в ней конвекции. Сначала вследствие существования обратного геотермического градиента размер конвективных ячеек был очень небольшим и обусловил прогрев только нижних частей мантии. Эта нижнемантийная конвекция, видимо, мало влияла на геологические процессы в земной коре и литосфере. Постепенный прогрев нижних частей мантии и остывание верхних привели к возникновению в ней прямого геотермического градиента, общемантийной конвекции и к началу проявления *тектоники толстых литосферных плит*.

Заложение крупных древних складчатых поясов в основном в конце протерозоя позволяет предполагать появление в это время такой тектоники. В фанерозое интенсивность общемантийной конвекции увеличилась вследствие возрастания разницы температуры между подогреваемой нижней мантией и охлаждающейся верхней. Это обусловило возникновение в это время наиболее глубоких океанов.

На планетах земной группы металлические ядра имеют значительно меньший размер, чем на Земле. Отсутствие на этих планетах в настоящее время интенсивного магнитного поля свидетельствует, что небольшие их ядра быстро остыли и не успели прогреть их мантии. Это объясняет отсутствие на них признаков проявления тектоники литосферных плит и современного магматизма. Облик их поверхности определяется широким распространением ударных кратеров. Они наиболее интенсивно формировались в период гигантской метеоритной бомбардировки, завершавшей аккрецию 4,5-3,8 миллиарда лет назад. На Земле эти кратеры не возникали, так как вследствие большего размера и медленного остывания ее поверхность в это время еще была покрыта океаном магмы и на ней не сохранялись ударные кратеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра. 1982. 294 с.
2. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд. СВФУ. 2018. 244 с.
3. Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка. 1991. 112 с.
4. Bukowinski M.S.T. Taking the core temperature // Nature. 1999. N. 6752. P. 432-433.
5. Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N. 5109. P. 1449-1451.
6. O'Neill H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. V. 25. N. 4. P. 395.

ОЛЬХОНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ТЕРРЕЙН КАК РЕЗУЛЬТАТ РЕАЛИЗАЦИИ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ И СДВИГОВЫХ ПРОЦЕССОВ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

Гладкочуб Д.П.¹, Донская Т.В.¹, Федоровский В.С.², Мазукабзов А.М.¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, mail: gladkochub@mail.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва

Ольхонский террейн расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и является составной частью раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса, который прослеживается вдоль южного фланга Сибирского кратона с запада на восток на расстояние более 1500 км. Ольхонский террейн представляет собой коллаж отдельных геоблоков различного возраста, состава пород, степени метаморфической переработки и геодинамической природы. Основными процессами, ответственными за формирование этого коллажа, а по сути, собственно, структуры Ольхонского террейна, являются процессы аккреции, коллизии и сдвига, возраст которых отвечает интервалу от ~510 до ~460 млн лет [1-6]. Краткая характеристика контрастных по всем возможным характеристикам породных ассоциаций, представленных в этих геоблоках, которые в результате реализации упомянутых выше тектонических процессов приведены в непосредственное сочленение на современном эрозионном уровне, приведена ниже.

Наиболее древними образованиями Ольхонского террейна являются гранулиты мыса Калтыгей (зона Калтыгей), которые слагают отдельный изолированный блок в северной части террейна, рассматриваемые ранее как выступ фундамента Сибирского кратона. Проведенные исследования доказали его принадлежность структуре ЦАСП, несмотря на то, что возраст гранулитов и тектонизированных гранитов составляет ~1,88 – 1,87 млрд лет. Синтез геологических, изотопно-геохимических и геохронологических данных позволяют сделать вывод о том, что породы зоны Калтыгей представляют собой реликт палеопротерозойского блока, сохранившегося в структуре Ольхонского террейна ЦАСП.

Неопротерозойские образования в пределах Ольхонского террейна представлены в зонах Зундук и Орсо. В первом случае они слагают пластину разгнейсованных биотитовых гранитов I-типа, U-Pb возраст которых составляет 800±11 млн лет. В зоне Орсо породы этого возрастного уровня также слагают тектоническую пластину, в которой отмечено чередование двуслюдяных (иногда с гранатом) гнейсов, образованных за счет метаморфизма туфов кислого состава, и амфиболитов, имеющих характеристики умереннощелочных надсубдукционных толеитовых базальтов. U-Pb возраст цирконов в двуслюдяном гнейсе растягивается по конкордии на интервал от 785 до 860 млн лет, образуя две главные группы: 792±10 и 844±6 млн лет [2], отражая продолжительные вулканические события, имевшие место в пределах активной окраины одного из микроконтинентов с раннедокембрийской корой, фрагмент которой в результате раннепалеозойских аккреционно-коллизионных событий был вовлечен в структуру Ольхонского террейна.

Породные комплексы криогения представлены в зонах Зундук и Чурноруд. В первом случае (Зундук) это кварц-эпидот-плагноклаз-амфиболовые и эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы по островодужным вулканитам различного состава, слагающие тектоническую пластину. Величины $\epsilon_{Nd}(t)$ в сланцах основного и кислого составов близки: +6.8...+6.9. U-Pb возраст протолита пород составляет 650 – 630 млн лет. В зоне Чурноруд породы этого уровня представлены дупироксеновыми гранулитами по толеитовым базальтам.

U-Pb возраст протолита Чернорудской зоны составляет 625 млн лет. По комплексу изотопных и геохимических характеристик, в обоих случаях можно предполагать, что эти ассоциации представляют собой реликты островных дуг Палеоазиатского океана.

Комплексы кембрийского возраста присутствуют в виде тектонических платин в зонах Анга-Сахюрты и Крестовая. В зоне Анга-Сахюрты отмечены гнейсы кислого состава (в различной степени мигматизированные), протолитом которых являлись осадочные породы задуговых бассейнов [2, 6]. Самые молодые детритовые цирконы в этих породах имеют возраст 535 и 531 млн лет, что свидетельствует о накоплении этих пород в бассейне кембрийского возраста, не ранее [6]. В зоне Крестовая, тектоническая пластина сложена метавулканитами, амфиболитами, мраморами, кварцитами и силикатно-карбонатными породами. Здесь же присутствуют крупные массивы габброидов (Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский и др.). Метавулканиты и габброиды Бирхинского массива отнесены к Бирхинской вулканоплутонической ассоциации, имеющую возраст 500 – 492 млн лет (U-Pb по циркону) [3]. По геохимическим и изотопным данным ($\epsilon_{Nd}(t) = +2,9...+8,1$) породы этой ассоциации отвечают типичным островодужным базальтам [3] развитой островной дуги с возрастом около 500 млн лет. С осадочными породами позднекембрийской островодужной ассоциации связано марганцевое оруденение, имеющее определенную промышленную значимость.

Совмещение в общей структуре Ольхонского террейна столь разных по составам и возрастам породных ассоциаций произошло в результате масштабных тектонических событий. Ранний этап (аккреционно-коллизийный) проявился около 490 млн лет назад и сформировал первичную структуру террейна. Заключительный этап (460 млн лет назад) был ознаменован мощными сдвиговыми перемещениями тектонических пластин друг относительно друга и относительно южного края Сибирского кратона, а также внедрением синкинематических интрузий гранитоидов и пегматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-17-10180.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Киринова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука. 1987. С. 154-164.
2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический терреин Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571-588.
3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429-433.
4. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо. М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543-1561.
5. Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682-700.
6. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243-263.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИМОРЬЯ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ И МОДЕЛЬ КОРОБЛЕНИЯ КОРЫ

Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: nevpeter@yandex.ru

Введение

§1. Доминантная СВ-ВСВ ориентировка главных элементов мезозойской складчатости, приоритетной тектонической конструкции в строении коры, совпадает с траекториями: гравитационного, электро-, электромагнитного, магнитного и других физических полей из спектра динамического поля [1, 2 и др]. Совпадение послужило поводом анализа закономерностей выражения складчатого рисунка в физических полях для уточнения знания о структурировании и минерации коры, сравнения с моделью её коробления.

Результаты

§2. Графические, статистические, кинематические исследования складчатости стали основой нашего суждения [5, 6] о пульсационном сколово-пликативном складкообразовании в PR, PZ, MZ-KZ периоды активности латерального сжатия.

§3. На геологических картах и диаграмме (рис. 1а, в, ж, 2а) заметно доминируют СВ-ВСВ направления MZ-KZ складки, как в жестко-хрупкой среде Ханкайского массива (рис. 2а), так и в вязко-пластичных массах мезо-кайнозойского чехла (рис. 1а, ж). В целом так же ведут себя и изолинии гравитационного, магнитного и др. полей (рис. 1г, д, е, 2б). Но, пожалуй, важнее то, что в доминанте также вытянуты зоны градиентов (сгущения изолиний см. рис 1г-е, 2б) резкого нарастания-убывания интенсивности трех указанных типов физических свойств.

§4. Причина выраженности в физических полях, видимо, в контрастном «вещественном наполнении» складок. Известно, например, что разуплотненные своды антиклиналей часто гранитизированы [5, 6], а крылья «намагничены» линзами базитов.

§5. Представим изолинии плотностных аномалий рельефно и вообразим, будто солнце светит с юга (рис. 2б). Тогда тени отразят наиболее глубокие (самые плотные) части этого рельефа, а светлые будут высокими – наименее плотными.

§6. Благодаря такой подсветке рельефно выражается асимметрия гравиполя. Вряд ли случайно она совпадает с асимметрией, вергентностью и конвергентностью MZ складок, и с асимметрией магнитных аномалий (рис. 2в). Конвергентность – тренд геомасс к замкам крупных антиформ (судя по наклону осевых поверхностей мелких складок к замкам крупных). Такое явление зафиксировано в строении золотоносного Колумбинского свода (рис. 1в, г [6]). Впечатляет то, что в приосевой части Колумбинского свода (рис 1в, е), так же, как и складки 4-5-го (всего 8) порядков, ориентированы асимметричные «надсульфидные» аномалии *p-кажущегося*. Другими словами, предполагаемая по рисунку аномалий ориентировка геологических тел, насыщенных магнитными или электропроводными компонентами, ~ согласуется со складчатыми формами, и скульптурой «гравитационного рельефа».

Обсуждение. §7. Достоверность выраженности складчатости в среднемасштабном (ГЕО 200) физическом поле (§§3-6, рис. 1, 2) дополняется такими же ориентировками регионально протяженных изолиний: силы тяжести, намагниченности, электропроводности ([4] рис. 1б), свойственных глубинам 10-35 км и более [4].

§8. Линейность изолиний [4] и ее соответствие соскладчатой тектонической канве почти не оставляет сомнений в сколовом типе возмущающих неоднородностей. Отсюда, закономерна ВСВ направленность линейности сколовых рам Т-Ж депрессий в жестком Ханкайском массиве (рис. 2) как и пликативов в пластичном J_3 - $K_{1,2}$ чехле в Сихотэ-Алине (рис. 1а, ж) при восточном

Рис. 1а. Складчатость на геологической карте Приморья

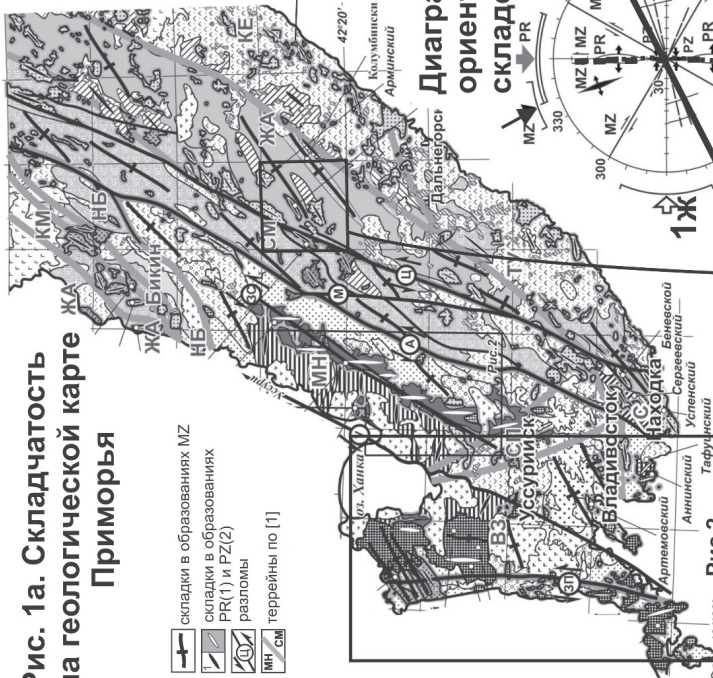
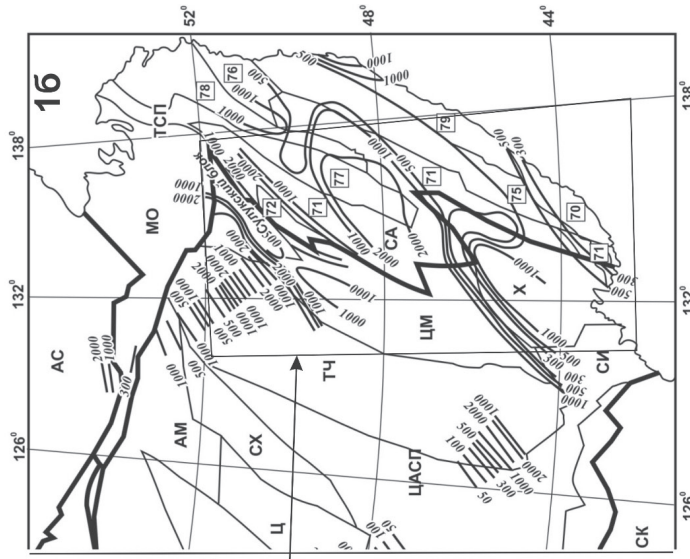


Рис. 1. Квазискладчатая ориентировка геофизических аномалий

Среднее знач. электрического сопротивления гл. 10-35 км по В.Б Каплуно [4]



Месторождение Глухое-Встречное (рр) кажущееся (аномалии)

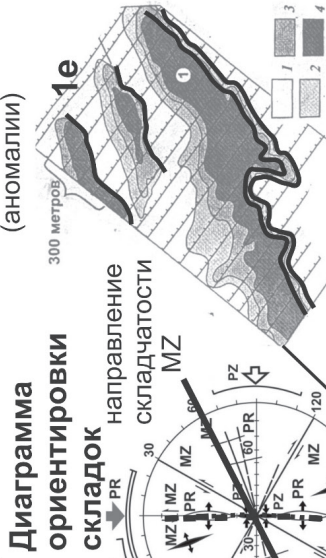


Диаграмма ориентировки складок

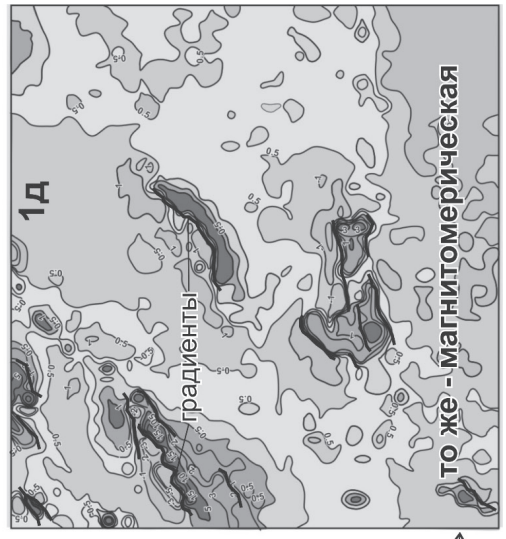
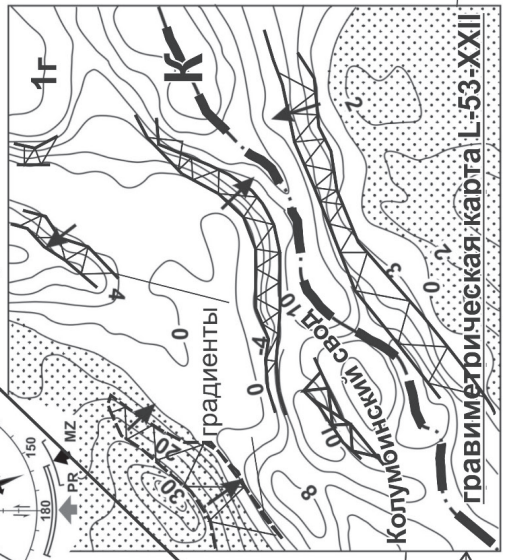
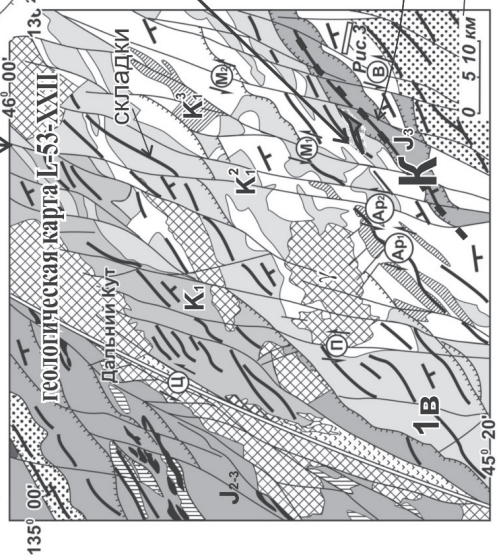
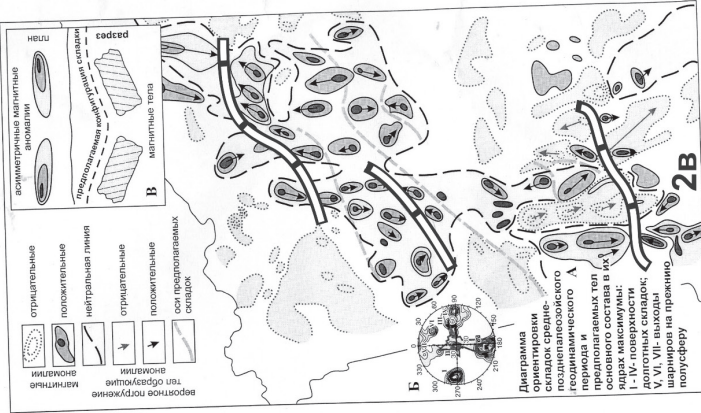
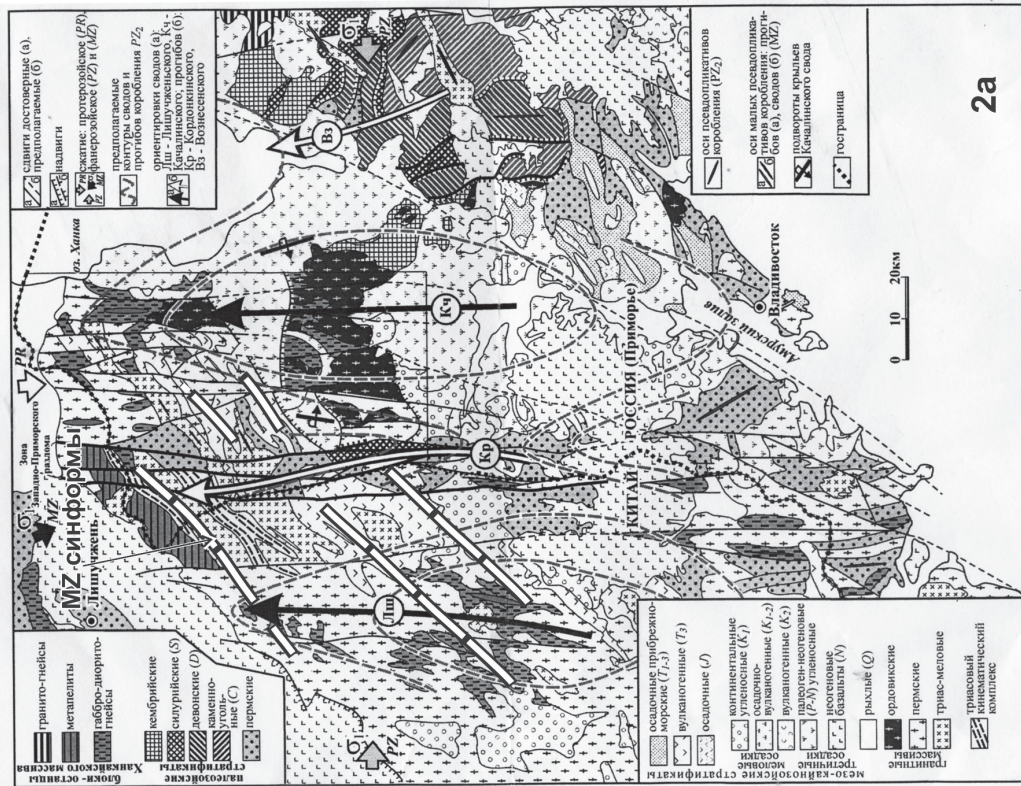


Рис.2 Складки в Западном Приморье на геологической карте (2а) на карте магнитного поля (2б) и поля силы тяжести (2в) Составлено по материалам геологического доизучения листов L-52-XXX, XXXVI. (Кутуб-Заде, 2010 г.)



Предполагаемое выражение складчатых структур в магнитном поле ΔT(A), принципы интерпретации (B)

погружении жесткого фундамента, хорошего проводника структурообразующей энергии напряжения.

§9. Линейность рисунков физических полей (§7) дополняет и аргументацию (по [5, 6]) 3d модели формирования складчатости, согласно которой складчатость формируется путем коробления в две стадии: «ударно-сколовую» и «ползучую». При этом очевидно формирование линейных сколов в ударную стадию по закону Кулона-Мора [8]. Другим примером развития сопряженных сколовых деформаций по закону Кулона-Мора в ходе разрушения, по-видимому, может служить явление волновой грануляции горных масс, по [3]. Кроме того, распространенность закона Кулона-Мора и периодически-волновое формирование-деформирование среды согласуется с теоретическими исследованиями интерференции разно-порядковых волн гравитации и скорости структурообразующих ударов, как результатов ротационо-космогонических причин [1, 2, 7].

§10. Теоретически обоснована и сменяющаяся во времени ударную – деформация ползучести. При ней давлением не достигаются переходные пороги физических свойств среды, а течение вещества управляется слабой, но упрямой, предельно длительной по времени нагрузкой [8]. В сочетании импактности и ползучести и состоит суть коробления коры – наиболее вероятного механизма складкообразования, что, по нашему мнению, подтверждается (§§7-8) глубинными геофизическими данными.

§11. Ход землетрясений – по сути, окно в тектонику – в ключевых моментах согласуется с ходом коробления, смоделированным по анализу сколово-пликативной канвы с учетом геофизических данных. Схема ударной стадии (§9): foreshock ® shock ® aftershock (series descending), при этом $V_{скр}$ и $P_{двл}$ ® max, $T_{взм}$ ® min, то есть инерционность среды они не преодолевают, но преодолеваются пределы: пластичности, упругости, прочности – с развитием сколовых деформаций. Далее, в стадию ползучих деформаций [8] (§10) V и P ® min, T ® max, преодолевается инерционность, тогда по рельсам наведенных сопряженных сколовых систем (встречных надвигов) и развиваются хрупко-пластические, затем переходящие в пластические деформации, сменяющиеся, видимо, течением вещества. Видимо, именно коробление в сочетании со сдвиганием формирует структуры участков магмо- и рудогенерации, бассейнов осадконакопления [7].

Заключение

§12. Локальные (§§3-6) и региональные (§§7-8) физические поля подтверждают сопряжено-сколовый тип заложения ВСВ-СВ складчатости, что показывает дальнейшую необходимость тесного тектоно-геофизического анализа геоструктуры (§§9-10). Впечатляет совпадение по ряду приоритетных, не зависящих друг от друга результатов структурно-тектонических и теоретических выводов, полученных при изучении динамики гравиволн (§§10), и универсальность проявления закона Кулона-Мора в структурировании геопространства. Структурирование среды стоит рассматривать как динамо-тектонический алгоритм мобилизации и стабилизации эндогенного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Викулин А. В.** О геодинамическом детекторе гравитационных волн // Пространство и Время. 2014. Т. 15. № 1. С. 196-207.
- 2. Кузнецов В.В.** Ударно-волновая модель землетрясения. Формирование ударной волны. Физика очага и афтершоки // Квантовая Магия. 2011. Т. 8. Вып. 2. С. 2125-2151.
- 3. Леонов М.Г.** Вечно живая кора // Природа. 2011. № 8. С. 14–34.

4. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Каплун В.Б., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 47-64.

5. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К. Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 17-37.

6. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. О сколовом механизме мезозойской складчатости и контроле ею золотого оруденения в Сихотэ-Алине // Материалы четвертой тектонофизической конференции: раздел 3: тектонофизика в решении проблем поиска и безопасной разработки месторождений полезных ископаемых. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. г. Москва. 3-8 октября, 2016. С. 108-116

7. Уткин В.П. Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? // ДАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 314–319.

8. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Мир. 1981. 245 с.

**МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ
СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF LATE JURASSIC – EARLY CRETACEOUS INTERMEDIATE VOLCANIC ROCKS IN THE NORTHERN GREAT XING’AN RANGE, NORTHEAST CHINA: IMPLICATIONS FOR THE TECTONIC EVOLUTION OF THE MONGOL-OKHOTSK SUTURE BELT

Jinlong Liu¹, Yongheng Zhou¹, Qiong Wu²

¹Shenyang Center of Geological Survey, China Geological Survey,
e-mail address: liujinlong0815@yeah.net

²LR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Ms.,
Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing,
e-mail address: 757047499@qq.com

Abstract

This paper reports LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, geochemical and Sr-Nd isotopic data of Late Jurassic - Early Cretaceous intermediate volcanic rocks in the Northern Great Xing’an Range, with an aim to determine their age, petrogenesis and sources, which are important for understanding the late Mesozoic tectonic evolution of the Northern Great Xing’an Range. The LA-ICP-MS U-Pb dating results of zircons from the rocks indicate that the andesite rocks (D14219) in Tamulangou formation formed in the Late Jurassic (155±2 Ma), the basaltic andesite rocks (D14218) in Manitu formation formed in the Early Cretaceous (139±4 Ma). Geochemically, these two groups of rocks fall into the calc-alkaline (tholeiitic) series, with Mg[#] values vary from 51 to 55, enrichment in LILE and LREE, relatively depleting in HFSE and HREE, with an Eu/Eu* of 0,85~1,19. Based on (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i values of D14219 (0,7054 to 0,7055) and D14218 (0,7052 to 0,7178); ε_{Nd}(t) values of D14219 (0,95 to 1,05) and D14218 (2,01 to 2,96). The samples D14219 (Nb/Ta=16,3~26,6, Th/Ta=3,79~7,29, Th/Nb=0,20~0,27) and samples D14218 (Nb/Ta=9,8~12,5, Th/Ta=3,51~10,08, Th/Nb=0,29~0,81). These characteristics suggest that the primary magma was derived from the partial melting of lithospheric mantle which metasomated by subduction fluid. These data, combined with previous studies on the contemporaneous magma-tectonic activities in NE China, suggest that the generation of the Late Jurassic – Early Cretaceous intermediate volcanic rocks in the Northern Great Xing’an Range was related to the closure of Mongol-Okhotsk oceanic.

COLLISION-INDUCED CENOZOIC BASALTS IN VIETNAM AND NEIGHBORING AREAS

Nguyen Hoang¹, Le Duc Anh², Tran Thi Huong¹, Renat Shakirov³, Alexey Legkodimov³

¹ Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology (VAST), Hanoi, Vietnam

² Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST, Hanoi, Vietnam

³ V.I. Il’ichev Pacific Oceanographical Institute (POI), Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Abstract

East Vietnam Sea (EVS, Bien Dong, South China Sea), one of the largest marginal seas in the western Pacific, was formed between 32 and 16 Ma by lithospheric extrusion along the Red River Fault zone following the India – Eurasian collision in late Tertiary. The extension of the East Vietnam Sea accompanied by mantle upwelling resulted in widely basaltic volcanism both in the EVS basin

and on land in Indochina (Vietnam, Laos and Cambodia) and elsewhere in south China, covering about 23,000 km² with hundreds of meters thick in Vietnam alone. Geochemical characteristics of Miocene – Pleistocene basalts in the EVS basin and Indochina reveal two major eruptive episodes that reflect two major mantle source domains. The earlier episode, aged between 16 and about 7 Ma and occurred as fissural eruption, is more voluminous forming the shield-like basement. The early phase is comprised by mostly (*Qz-normative*) tholeiite having high SiO₂ and low TiO₂, FeO* and K₂O, and variable MgO. They have lower trace element concentrations, especially low in highly incompatible elements, including the light rare earth elements. In contrast, the later volcanic episode occurred as monogenic volcanoes showing less voluminous, consisted mainly of subalkaline olivine basalt and alkaline basalt and basanite (with *Ne-normative* >5 wt%). They have lower SiO₂, higher TiO₂, FeO*, MgO and K₂O; they also have much higher trace element concentrations, especially the highly incompatible elements such as Ba, Rb, La, Ce and Nd as compared to those of the earlier episode. Isotopically, the early episode basalt shows high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0,7042-0,7055, low ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd: 0,51275-0,5126 and high ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb: 18,4-18,8 as compared to later basalt, respectively, at 0,7035-0,7045, 0,5129-0,51275, and 18,1-18,4. Isotopic mixing modelling suggests the early volcanic rock inclines more toward lithosphere-rich source (EM2-like), whereas the later tends more to asthenosphere-rich source (EM1-like). Experimentally petrologic study-based computed temperature-pressure calculation for melt generation shows the early episode's tholeiite and olivine basalt may be formed under a pressure range of 12-20 kbar, while the later episode's olivine basalt and alkaline basalt may be generated between 17 and 32 kbar. The isotopic and geochemical compositions were interpreted to reflect interaction between depleted and refractory upper mantle-derived melts with heterogeneous shallow lithospheric mantle and/or crustal material of the early episode, and the contribution of deeper, enriched (EM1-like) and fertile asthenospheric source of the later eruptive episode. Following collision-induced mantle and lithospheric extrusion of east and southeast, the lithosphere was possibly thinned during heating and transtension, this converted refractory lithospheric mantle into low-viscosity thermal layer and caused upward injection and polybaric melting of thermally asthenospheric columns.

GEOCHEMICAL, SR-ND ISOTOPIC AND ZIRCON U-PB ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF GOLD-RELATED GRANITE IN TUYEN QUANG PROVINCE, NORTHEASTERN VIETNAM

Pham Thi Dung¹, Tran Trong Hoa¹, Nevolko P.A², Tadashi Usuki³, Tran Tuan Anh¹, Masako Usuki³, Dao Thai Bac⁴, Pham Ngoc Can¹, Tran Van Tri⁵, Pham Duc Luong⁵

¹*Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology (VAST)*

²*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, prosp. Akadem. Koptyuga 3, Novosibirsk*

³*Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Nankang, Taiwan*

⁴*General Department of Geology and Minerals of Vietnam*

⁵*Vietnam Union of Geological Sciences*

Granites associated with Lang Vai gold – antimony district are recognized in Chiem Hoa, Tuyen Quang province, in the Lo Gam structure, NE Vietnam; however, these intrusions have been poorly investigated. This study documents new geochemical and Sr-Nd isotopic data, and zircon U-Pb ages for these granites to decipher their petrogenesis and relationship with gold mineralization in the area. The granite is exposed as small bodies (<0,6 km²) at the northeastern margin of Chiem Hoa dome in the Chiem Hoa area. The rock types are simple, comprising mainly of light colored, small- to medium-

grained size biotite granite and two-mica granite, and aplite. Their mineral assemblages include quartz, plagioclase, K-felspar, biotite and muscovite, and accessory minerals containing zircon, apatite and sulfide minerals. The granites have high (in wt.%) SiO₂ (73,48- 83,1), Na₂O (2,63-6,16, average 4,5), low TiO₂ (0,12-0,16), Fe₂O₃T (0,28-1,53), MnO (0-0,06), CaO (0,32-0,58), P₂O₅ (0,03-0,12). Generally, TiO₂, Fe₂O₃T, MnO, CaO, P₂O₅ decrease with increasing SiO₂, whereas, alkalis, A/CNK, and Na₂O increase with increasing SiO₂. Most of the granites have low K₂O/Na₂O ratios (0,07-0,78) with exception of one sample having K₂O/Na₂O = 1,26 and high alkali contents (Na₂O+K₂O = 5,69-7,69%). They are characterized by dominant peraluminous compositions (aluminum saturation index = 1,05 to 1,30, molar (Na+K)/Al = 1,1-1,45). REE patterns of the granites are typically enriched in LREE with high (La/Yb)_N ratios (5,15-13,64), showing strongly negative Eu anomalies (Eu*/Eu = 0,23-0,34) and slightly fractionated HREE patterns ((Gd/Yb)_N = 0,99-2,22, average 1,64). They are low incompatible elements. Their primitive mantle normalized trace element patterns show negative Ba, Nb, Sr and Ti anomalies. These granites have high and variable ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (0,714692 – 0,857421) and low εNd values (-7,2 to -8,1), suggesting a large crustal contribution to the magma. The geochemical compositions indicate that their precursor magmas were derived from relatively shallow crustal level (P<5kbar) and zircon saturation temperatures suggest that these granite rocks were emplaced at 740-787 °C. Zircon U-Pb isotopic age data acquired from an LA-ICP-MS for two granite samples show, respectively, values of 249,13.6 Ma and 251,5±2,5 Ma. These ages are slightly older than the reported (240,8±2,4 Ma to 235,9±1,9 Ma) acquired on a hydrothermal sericite from ore-bearing veins of Lang Vai gold-antimony deposit in Chiem Hoa, Tuyen Quang [1]. The geochemical and isotopic characteristics of the granite rocks are generally similar to those of magmatic systems associated with gold deposits.

This research is funded by VAST05,01/17-18 and Vietnam National Foundation for Science and Technology Development (NAFOSTED) under grant number 105.01-2016.07.

REFERENCES

1. Nevolko P.A., Pham Thi Dung, Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong, Fominykh P.A. Intrusion-related Lang Vai gold-antimony district (Northeastern Vietnam): Geology, mineralogy, geochemistry and 40Ar/39Ar age // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 96. P. 218-235.

ZIRCON U-PB GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF DIORITE DIKES FROM NANCHANG ORE DEPOSIT IN TONGHUA, JILIN PROVINCE AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

WU Qiong¹, SUN Fengyue², LIU Jinlong³

¹ *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, China. e-mail address: 757047499@qq.com*

² *College of Earth Sciences, Jilin University, China, e-mail address: 1061161062@qq.com*

³ *Shenyang Center of Geological Survey, China Geological Survey, China, e-mail address: liujinlong0815@yeah.net*

Abstract

This paper reports LA-ICP-MS zircon U-Pb and geochemical data of diorites from Nanchang gold deposit in Tonghua region, with the aim to constrain its petrogenesis, nature of magma source and tectonic settings. LA-ICP-MS U-Pb dating results of zircons from the diorites indicate that the rocks were formed in the Middle Jurassic (171±2 Ma, MSWD=1,19). Geochemically, the rocks

analyzed during this study have SiO₂ concentrations of 52,52-54,90 %, K₂O of 2, 14-3,84 %, Na₂O of 3,17-3,35 %, MgO of 7,43-9,34 %, and high Mg[#] of 68,57-72,57. These rocks are characterized by enrichment in large ion lithophile elements (LILE, such as K, Ba, Rb, Sr) and light rare earth elements (LREE), relative depletion in high field strength elements (HFSE, such as Ta, Nb, Ti, Zr), and heavy rare earth elements (HREE). These characteristics suggest that primary magma of the rocks were derived from the partial melting of mantle with minor crustal contamination, which may be related to partial melting of mantle wedge by addition of sediment melt from subducting oceanic crust. Based on former and present studies, we consider that the Nancha ore deposit high-Mg diorites were formed in compressional structural setting which is similar to volcanic arc. It could be related to the subduction of the Paleo-Pacific plate beneath the Eurasian continent.

A METALLOGENIC MODEL FOR TRANSMAGMATIC FLUID OF VANADIUM-TITANIUM MAGNETITE DEPOSIT: EVIDENCE FROM AMBATONDRAZAKA INTRUSION OF MADAGASCAR

Wu Datian¹, Zhou Yongheng¹, Zhao Yuandong¹, Zhou Jiulong²

¹ *Shenyang Center of China Geological Survey, Liaoning, China:
e-mail: 373189713@qq.com.*

² *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China:
e-mail: 28131818@qq.com.*

At present, the large-scale enrichment and precipitation mechanisms of ore-forming materials in vanadium-titanium magnetite and other related ore deposits in the mafic-ultramafic complex are not yet fully understood by academics [2]. There are many explanations, including titanium-iron oxide crystals in high-titanium basaltic magma [11], silicate-oxide immiscibility [6, 9], magmatic mixing, or the understanding of crustal contamination [8], changes in oxygen fugacity in magmatic systems [1, 3], and mafic magma crystallisation under closed system conditions [10]. Therefore, it is very important to discuss the mechanism of large-scale aggregation of ore-forming minerals in mafic-ultramafic intrusion. The Ambatondrazaka rock mass in the Alaotra Lake area of the northeast of Madagascar is a typical mafic layered intrusion with a very large vanadium-titanium magnetite deposit. The Shenyang Center of China Geological Survey has found the vanadic titanomagnetite deposit with 800 million tons of iron ore (including 333), associated with 60 million tons of Ti and 2,3 million tons of V. These results provide a good condition for clarifying the genesis of the vanadium-titanium magnetite deposit. This paper reports the geology, orebody geology, petrography, mineralogy, and petrological and geochemical characteristics of the Ambatondrazaka rock mass, attempts to reveal the origin of the Ambatondrazaka vanadium-titanium magnetite deposit from the perspective of the transmagmaic fluid process.

1. Geochemical characteristics

In order to further study the diagenesis and mineralization process of the Ambatondrazaka gabbro intrusion and its associated vanadium-titanium magnetite deposits from the elemental scale, 20 samples with genetic linkages were systematically collected during the field work in this study area for the whole rock and trace elements analysis. 16 samples of gabbro without Stacked structure were collected from the northeast to the southwest of the Ambatondrazaka intrusion. In addition, 3 pieces of unconformable orebody and 1 piece of conformable orebody were collected.

1.1. Main element

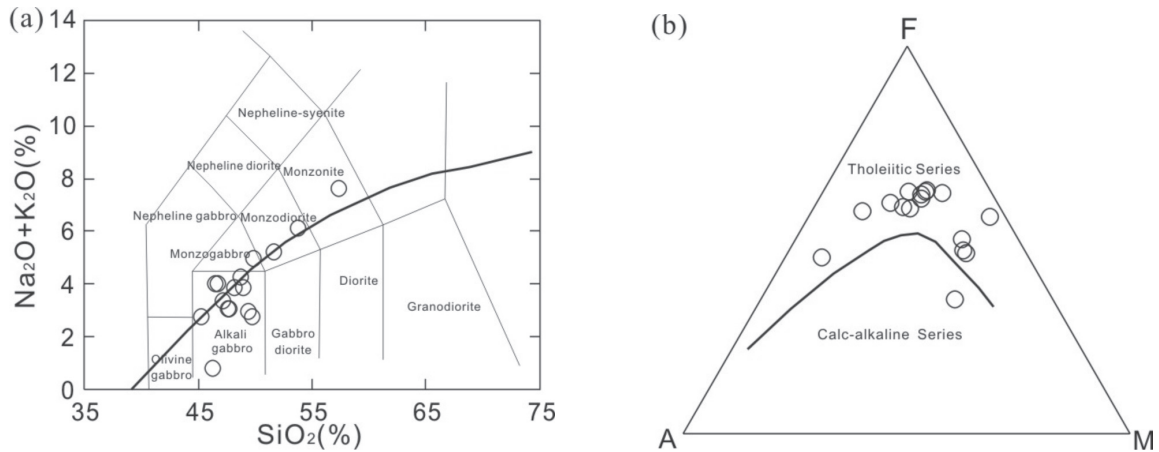


Fig. 1. TAS(a) and AFM(b) diagram of gabbro in Ambatondrazaka area.

(a) TAS intrusive rock classification diagram; The alkaline/subalkaline division boundary. b) $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + 0.899 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$; Calcium Alkalinity/Thalassay Basalt Series Boundary Line [5, 7].

The 16 samples of gabbro showed a large compositional change, $\text{SiO}_2 = 45,22-57,38$ % with an average of 49,05 %; $\text{MgO} = 1,39-9,60$ % with an average of 5,76%; $\text{FeO}_T = 4,68-17,15$ % with an average of 12,48 %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,80-25,04$ % with an average of 16,24 %; $\text{CaO} = 4,69-13,19$ % with an average of 8,37 %; $\text{Na}_2\text{O} = 0,66-4,14$ % with an average of 3,04 %; $\text{K}_2\text{O} = 0,13-3,48$ % with an average of 0,93 %; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,09-1,38$ %, with an average of 0,40 %.

The piece of conformable orebody's SiO_2 is 1,01 %; MgO is 1,95 %; FeO_T is 64,31 %; Al_2O_3 is 4,24 %; CaO is 0,09 %; Na_2O is 0,17 %; K_2O is 0,02 %; TiO_2 is 21,75 %; P_2O_5 is 0,03 %. The other 3 pieces of unconformable orebody were relatively uniform, with $\text{SiO}_2 = 30,74-36,97$ % and an average of 33,4 %; $\text{MgO} = 6,42-11,38$ % with an average of 9,67 %; $\text{FeO}_T = 23,63-30,32$ % with an average of 27,73 %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,01-9,88$ % with an average of 5,87 %; $\text{CaO} = 6,38-8,55$ % with an average of 7,29 %; $\text{Na}_2\text{O} = 0,19-1,59$ % with an average of 0,76%; $\text{K}_2\text{O} = 0,02-0,34$ % with an average of 0,14 %; $\text{TiO}_2 = 7,01-13,90$ %, with an average of 11,48 %; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,001-3,31$ %, with an average of 1,10 %.

1.2 Trace elements

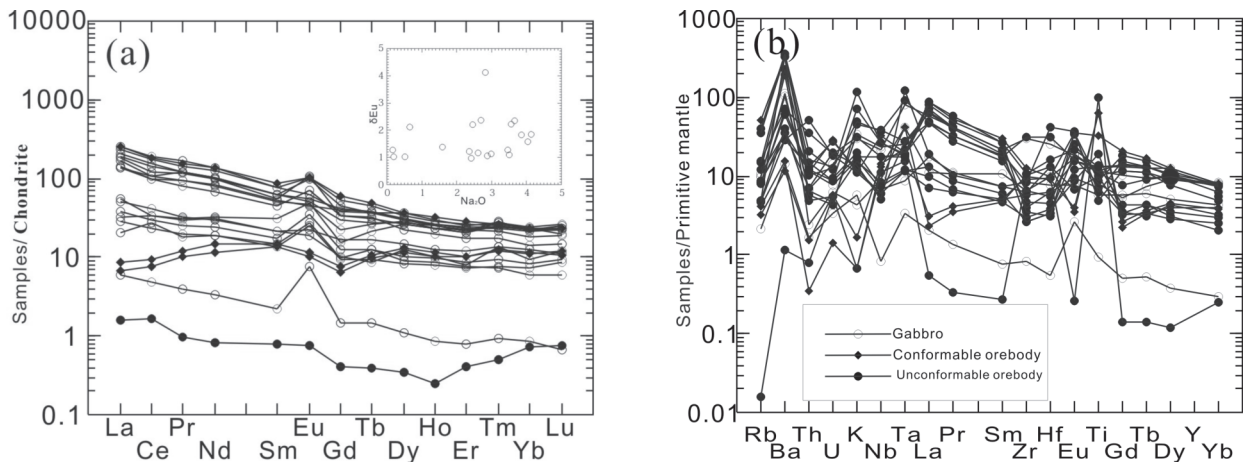


Fig. 2. Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element patterns (b) of gabbro and iron ores in Ambatondrazaka area.

The total amount of rare earth elements Σ REE in the samples of gabbro, unconformable orebody and conformable orebody varies widely (2,48-307,84 ppm), and the conformable orebody sample has the highest content of rare earth elements. However, in the Chondrite-normalized REE patterns, a very consistent pattern of right-dipping REE distribution is shown, but there is no significant positive correlation between Na_2O and δEu in the bivariate plot of Na_2O vs. δEu (inset in Fig. 2a), suggesting that it is relatively weak. The positive δEu anomaly may not be caused by the crystallization of plagioclase. In addition to TK01, the other samples showed the same negative Sr anomaly. In addition, the unconformable orebody TK20 is different from the rest of the samples and exhibits the rare earth element four grouping effect (Fig. 2a), where $\text{TE}_{13} = 1,142$, which is a very rare feature in the endogenous vanadium-titanium magnetite deposit.

In the primitive mantle-normalized multi-element patterns (Fig. 2b), due to magmatic evolution some trace elements demonstrate enrichment and losses relative to the original state (TK05-2 did not show Ti loss, TK20 samples exhibit positive Zr, Hf, Nb, Ta anomalies, etc.), but overall still show significant loss of high field strength elements such as Ta-Nb-Ti (TNT), Zr, Hf, and relative enrichment in Ba and K lithophilic element. Together with the above-mentioned characteristics of the right-dipping REE distribution pattern, the overall geochemical characteristics of the arc volcanic rock are shown. The significant losses of Th and U suggest that the assimilation of the crust is weak during magmatic evolution.

2. Metallogenic model for transmagnetic fluid

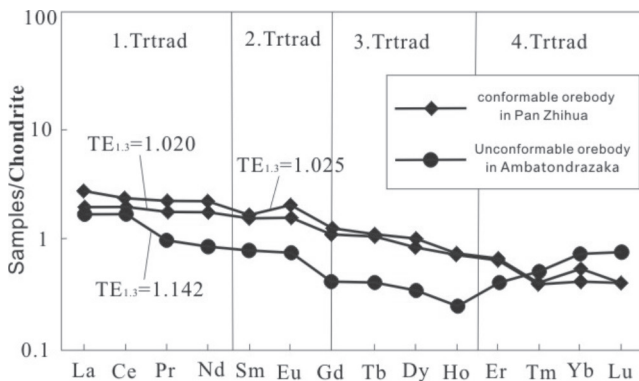


Fig.3. Geochemical characteristics of gabbro and iron ores in Ambatondrazaka area.

(Chondrite-normalized REE patterns of iron ores in Ambatondrazaka area and Pan Zhihua).

Field and the microscopic observation show that Ambatondrazaka vanadium-titanium magnetite deposits have the same basic characteristics as the world's vanadium-titanium magnetite deposits of the same type, that is, iron ore bodies are often present in late vein-like penetrating gabbros, and titanium iron oxides between the gaps are crystallized between pyroxene and other rock-forming minerals [12]. In addition, conformable orebody is also commonly developed with inclusion structures. The covariation analysis of major and trace elements in the whole rock shows that gabbro undergoes two distinctly different crystallographic sequences, namely, early olivine + plagioclase and late-titanium-iron oxide + orthopyroxene + clinopyroxene, while the second stage of the crystallisation plays an important role in the formation of conformable orebody. It is worth noting that the REE tetragroup effect of the unconformable orebody located at the top of the ore body indicates that the ore-forming process is accompanied by fluid activity events such as F- and Cl-rich components [4] (Figure 3).

When an emplaced mafic magma experienced the olivine-plagioclase-based crystallographic differentiation in the first stage, the olivine sinks to the bottom of the magma chamber due to its higher density. The plagioclase floats up to the top of the magma chamber due to its lower density; in the second stage, it undergoes the crystallographic differentiation of mainly titanium iron oxide + orthopyroxene + clinopyroxene. These three minerals are mainly composed of a heap rock layer. Due to the top light gabbro and the deep pyroxene, peridotite crystallize earlier and are located at the edge

of the magma chamber, so when they have been completely consolidated, Stacked rock ore has not been completely consolidated.

At this point, if the ore-bearing fluid with high temperature, low oxygen fugacity, rich F, Cl, etc. is injected, component exchange and heat exchange will occur with the interstitial melt of stacking rock.

On the one hand, the interstitial melt heats up rapidly and the content of volatile components increases, so that the incompletely consolidated rock crystals are far away from the solidus and crystal reabsorption occurs. Moreover, due to the exchange of components, the interstitial melt content of high-content V, Cr, and other mineralizing elements decreases, and the content of incompatible elements such as Zr, Ba, etc. with lower content increases; in addition, the oxygen fugacity of the gap melt is also caused by the action of low oxygen fugacity fluids. It is also reduced, so that the crystallization temperature of magnetite is greatly reduced, which makes the titanium iron oxide always present in the gap filling structure when the gap undergoes recrystallization. On the other hand, due to the exchange of this component, the content of ore-forming elements in the fluid is greatly increased. In addition to the above two interactions, the overpressure of the magma chamber caused by the injection of fluids will also cause the development of cracks in the top light gabbros, and rich fluids will be filled in these cracks due to their strong activity, forming the REE four grouping features of unconformable orebody. Not only that, but also the viscosity of the melt with increased temperature and increased volatile content will be greatly reduced, which greatly enhances the activity of the previously unconsolidated group of rocks and fills them up to form a conformable orebody. In summary, this model explains well the late pulse-like intrusion of iron ore bodies, the grain gap structure of titanium-iron oxides in conformable orebody, and the inclusion structure of rock-forming minerals, as well as the total amount of primary and micro-scale rocks, geochemical characteristics.

3. Conclusion

(1) The rhythmic layering is a typical mafic layered rock mass, whereas the pegmatite can form an independent invasive unit;

(2) Orebodies mainly occur in the layered rock mass, and can be divided into three different types, i.e., integrated type, unconformity type and pegmatite type;

(3) Gabbro has the crystallization sequence of olivine → plagioclase → clinopyroxene or olivine → plagioclase + clinopyroxene, suggesting that the Zacha rock mass is a shallow stratigraphic rock mass, with the emplacement depth of ~3 km;

(4) Ore mineral and silicate minerals are thermodynamically unbalanced and shared with water-dark mineral minerals, suggesting that mineralization occurred in the rich volatiles in the late magma evolution;

(5) The REE quadruple effect of dense massive iron ore also indicates that the mineralization process was accompanied by fluid activities of F, Cl and other components. It is held that the formation of vanadium-titanium magnetite deposit in the Zacha rock mass was related to the process of the magmatic fluid.

REFERENCES

1. **Duchesne J C.** Fe-Ti deposit in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // *Mineralium Deposita*. 1999. V. 34. P. 182-198.
2. **Eales H V, Cawthorn R G.** The Bushveld Complex // *Developments in Petrology*. 1996. V. 15. P. 181-229.
3. **Higgins M W.** Petrology of Newberry Volcano, Central Oregon // *Geological Society of America Bulletin*. 1973. V. 84. N. 2. P. 455-487.
4. **Irber.** The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 489-508.

5. **Irvine AR, Bresky R, Crowder BM, Forster RK, Hunter DM, Kulvin SM.** Macular edema after cataract extraction // *Annals of Ophthalmology*. 1971. V. 3. N. 11. P. 1234-1235.
6. **Kolker A.** Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (Nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis // *Economic Geology*. 1982. V. 77. P. 1146-1158.
7. **Middlemost Eric A.K.** Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Science Reviews*. 1994. V. 37. N. 3-4. P. 215-224.
8. **Nex P.A.M, Cawthorn R.G, Kinnaird J.A.** Geochemical effects of magma addition: compositional reversals and decoupling of trends in the Main Zone of the western Bushveld Complex // *Mineralogical Magazine*. 2002. V. 66 (6). P. 833-856.
9. **Philpotts A R.** Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks // *Economic Geology*. 1967. V. 62. P. 303-315.
10. **Reynolds I M.** The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex; a review and synthesis // *Economic Geology*. 1985. V. 80. N. 4. P. 1089-1108.
11. **Wang Yan.** Origin of the Permian Baimazhai magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits, Yunnan: Implications for the relationship of crustal contamination and mineralization // *Bulletin of Mineralogy Petrology & Geochemistry*. 2008. V. 27. N. 4. P. 332-343.
12. **Zhou Meifu, Robinson Paul T, Leshner C Michael, Keays Reid R, Zhang Chengjiang, Malpas John.** Geochemistry, Petrogenesis and Metallogenesis of the Panzhihua Gabbroic Layered Intrusion and Associated Fe-Ti-V Oxide Deposits, Sichuan Province, SW China // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. N.11. P. 2253-2280(28).

О ВЕРОЯТНОЙ МЕТАПЕЛИТОВОЙ ПРИРОДЕ САПФИРИН-ШПИНЕЛЕВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ЖЕДРИТИТОВ АУЛАНДЖИНСКОГО БЛОКА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Авченко О.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sirenevka@mail.ru*

Омолонский массив (ОМ) – один из наиболее длительно развивавшихся тектонических элементов современной зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии. В его структуре четко обособлены древний кристаллический фундамент и слабо деформированный рифейско-мезозойский вулканогенно-осадочный чехол. Сейчас ОМ чаще именуется кратонным террейном или микроконтинентом. Установлена сложная и многоэтапная история развития дорифейского кристаллического фундамента ОМ, выходы которого сосредоточены, главным образом, на юге ОМ [3, 4]. Особенно интересен Ауланджинский блок (горст, выступ), где обнажена наиболее глубинная часть архейского яруса континентальной коры Верхояно-Чукотского региона. В границах Ауланджинского горста (около 350 км²) реконструируется фрагмент (западная половина) купола, ядро которого слагают чарнокитоиды. В качестве реликтов субстрата повсеместно наблюдаются амфибол-двупироксеновые, иногда с гранатом, кристаллосланцы, изредка – лейкократовые гранулиты. Гранатовые метаультрамафиты слагают линзовидные тела мощностью от 5 до 50 м внутри широкой (4-5 км) полосы биотитовых гранито-гнейсов, залечивающих зону скрытого несогласия между ядром и крылом купола. Цепочки меланократовых тел конформно вписываются в общую купольную структуру блока.

Среди гранатовых метаультрамафитов Жулановой И.Л. отобран уникальный образец, содержащий жедрит и сапфирин – единственная находка этих минералов в докембрийских комплексах Северо-Востока Азии. Ценность этого образца, кроме того, определяется также

и тем, что в нем проведено детальное изотопно-геохимическое изучение цирконов [2]. В цитируемой публикации указывается, что наиболее надежной из полученных датировок является раннепротерозойская дата 1,9 млрд лет, зафиксированная в прозрачных каймах крупных кристаллов циркона и в его мелких новообразованных зернах. Специфические оптические и геохимические свойства циркона, входящего в эту возрастную группу, позволили интерпретировать дату 1,9 млрд лет как время рекристаллизации гранатовых жедрититов в твердом состоянии [2]. Данное сообщение посвящено анализу генезиса этих пород, который, как показали проведенные исследования, не является однозначно метамагматическим, а несет признаки метаосадочной (или метапелитовой) природы. В свою очередь, признание метаосадочной природы, как следует из имеющегося фактического и расчетного материала, влечет за собой вывод о возможной величине потенциала кислорода на поверхности Земли во время образования этих пород. Петрология этих образцов детально разбиралась в статье [1].

Рассматриваемые породы обнаружены в теле метаультрамафитов в виде среднезернистого линзовидного обособления (поперечник до 7, длина до 10 см) зеленовато-серой окраски, называемые нами ниже как гранатовые жедрититы (обр. 329-а). Нижний край этого обособления (6-8 см) окаймляется симметрично-полосчатым агрегатом жедрита, плагиоклаза и голубовато-серого сапфирина, образующего эффектные каймы вокруг кристаллов шпинели (обр. 329-5, рис. 1). Сапфиринсодержащие породы (обр. 329-5) и гранатовые жедрититы (обр. 329-а) имеют близкий химический состав, хотя сапфиринсодержащая порода несколько более глиноземистая (табл. 1). По содержанию CaO, Al₂O₃ и K₂O обе разновидности пород резко отличаются от вмещающих метаультрамафитов (рис. 2). Кроме того, сапфирин-шпинелевые и гранатовые жедрититы относительно остальных метаультрамафитов заметно обогащены цирконием, барием, рубидием, гафнием и ураном (рис. 3 и табл. 1). Но все метаультрамафиты, включая образцы 329-5 и 329-а, согласно диаграмме TAS – классификационной для магматических пород [5], вписываются в диапазон вариаций химического состава ультраосновных и основных пикробазальтов.

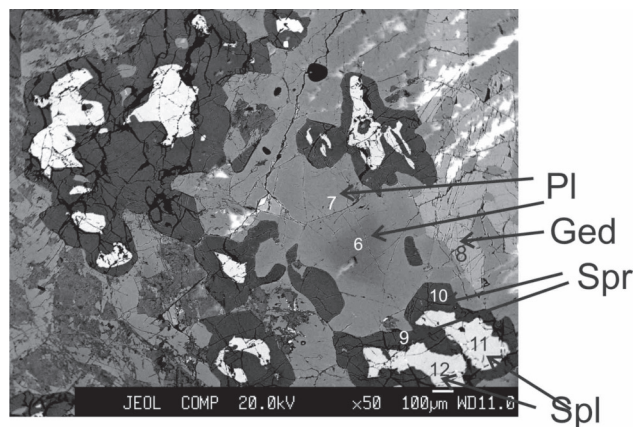


Рис. 1. Каймы сапфирина (черное) вокруг шпинели (белое), обр. 329-5: цифры на рисунке – точки анализов минералов: 6 – ядро зонального кристалла плагиоклаза (61% анортита), 7 – внешние зоны кристалла плагиоклаза (75% анортита), 8 – жедрит, 9-10 – сапфирин, 11-12 – шпинель; Микрофотография в отраженных электронах. Индексы минералов: Ged – жедрит, Pl – плагиоклаз, Spr-сапфирин, Spl – шпинель.

Известно, что в структуру сапфирина в значительных количествах может входить трехвалентное железо [7]. Так, максимальное содержание трехвалентного железа в сапфирине по мёсбауэровским спектрам при температуре 1100 °С и давлении 2 кбар достигает величины 0,7 на кристаллохимическую формулу. Таким образом, состав сапфирина может служить потенциальным оксометром, а расчет сапфиринсодержащих фазовых диаграмм должен производиться с учетом трехвалентного железа. Этот момент реализован нами при петрологическом изучении сапфирин-шпинелевых реакционных структур в обр. 329-5 [1]. Согласно проведенным расчетам, величина логарифма фугитивности кислорода в сапфирин-шпинелевой ассоциации при 900 °С и давлении 6 кбар

**Химический (% мас.) и микроэлементный состав (г/г) метаультрамафитов
Ауланджинского блока Омолонского массива**

Номер пробы	325	325-Ж	327	A-339	329-A	329-5
№ п/п	1	2	3	5	4	6
SiO ₂	47.50	47.10	42.50	43.45	44.70	43.95
TiO ₂	1.05	1.36	1.09	0.94	1.09	0.48
Al ₂ O ₃	7.16	13.50	15.39	15.57	18.37	24.67
Fe ₂ O ₃	3.38	5.88	2.96	4.49	2.87	7.04
FeO	10.52	11.13	10.47	11.00	10.25	н.о.
MnO	0.211	0.287	0.125	0.264	0.220	0.04
MgO	19.43	6.78	11.13	10.35	14.21	12.65
CaO	7.30	10.93	12.62	12.59	5.32	4.81
Na ₂ O	1.27	2.26	1.45	1.21	1.20	1.52
K ₂ O	0.66	0.42	0.67	0.29	1.51	2.03
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.11	0.06	0.04	0.02
п.п.п.	0.98	0.61	1.08	0.26	0.70	2.25
Сумма	99.58	100.37	99.57	100.48	100.49	99.56
Rb	10.71	3.69	11.94	1.47	43.24	86.41
Zr	121.3	62.70	39.16	23.03	567.5	366.5
Cs	0.17	0.10	0.17	0.08	0.32	1.04
Ba	157.8	86.90	98.10	29.09	315.5	323.9
La	12.17	10.09	4.95	4.07	8.87	2.6
Ce	28.83	22.74	11.99	9.38	28.18	7.05
Pr	3.32	2.86	1.80	1.37	4.65	1.9
Nd	14.83	12.98	9.53	7.17	25.70	12.77
Sm	3.66	3.72	3.20	2.33	7.11	5.76
Eu	1.02	1.22	1.10	0.81	1.63	1.35
Gd	3.88	4.43	4.09	3.24	7.00	6.2
Tb	0.64	0.84	0.74	0.61	0.91	0.88
Dy	3.73	5.53	4.56	3.98	4.68	4.07
Ho	0.68	1.21	0.95	0.88	0.77	0.6

Определение содержания H₂O, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии (аналитик Залевская В.Н.) Определение содержания петрогенных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Electron Corporation, США), микроэлементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) (аналитики Блохин М.Г., Горбач Г.А., Ткалина Е. А., Хуркало Н.В.) Пробоподготовка – сплавление с метаборатом лития (аналитик Левчук Л.С.)

Ответственный исполнитель н.с. Зарубина Н.В.

составила величину минус 8,7, тогда как log₁₀ fO₂ на буфере магнетит–гематит (MagHem) при тех же параметрах P и T равен минус 8,4 (рис. 4). Величина логарифма активности кислорода на буфере кварц–фаялит–магнетит (QFaMag) при 900 °C и давлении 6 кбар, согласно расчету, равна минус 10,7. (рис. 4). Необычно высокая для древних гранулитовых комплексов величина потенциала кислорода, рассчитанная для шпинель-сапфириновых реакционных

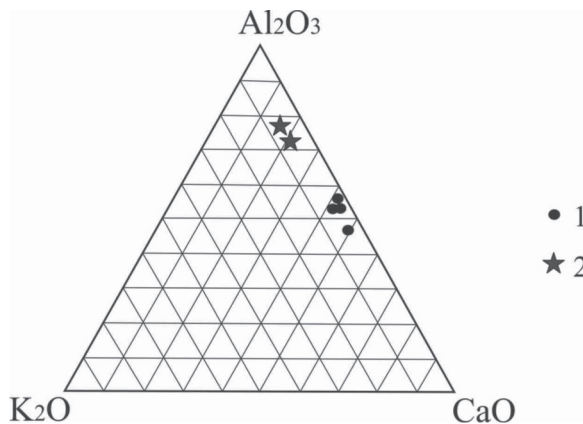


Рис. 2. Положение фигуративных точек метаморфизованных метабазитов Ауланджинского блока на тройной диаграмме $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$. 1 – типоморфные метабазиты (обр. А-339, 327, 325-Ж, 325); 2 – гранатовые – (329а) и сапфириновые (329-5) жемчужины.

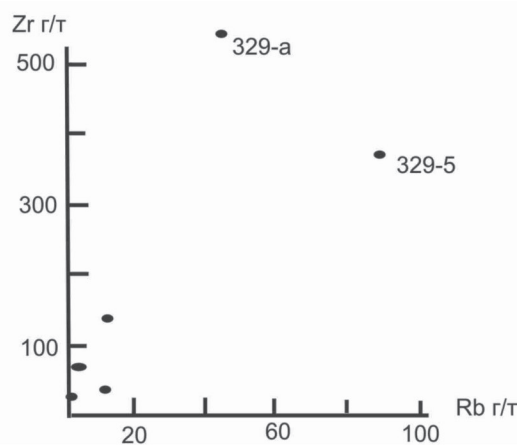
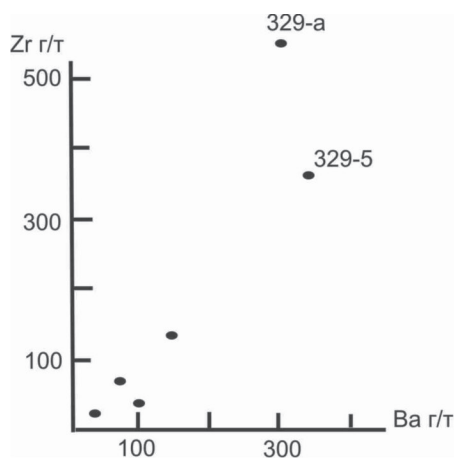


Рис. 3. Диаграммы соотношения Zr-Ba (а) и Zr-Rb (б) в типоморфных метабазитах (обр. А-339, 327, 325-Ж, 325), гранатовых (обр. 329а) и сапфириновых (обр. 329-5) жемчужинах. Ауланджинский блок.

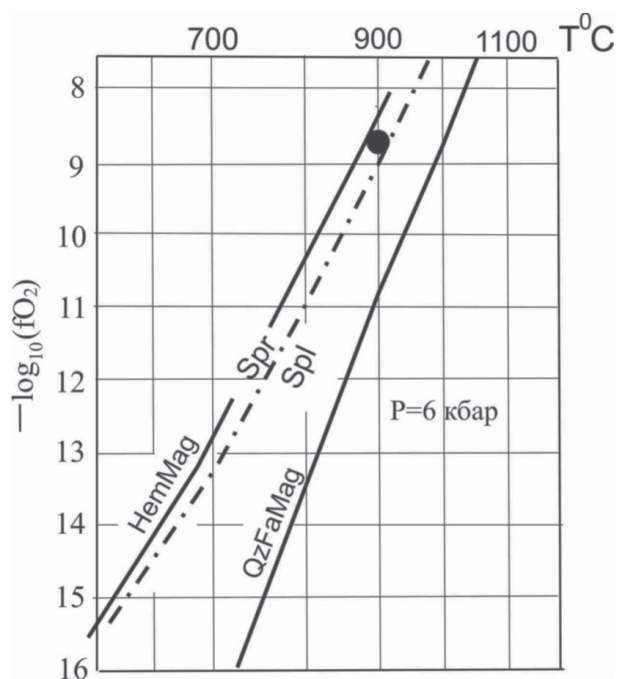


Рис. 4. Величина активности кислорода в ассоциации сапфирин-шпинель (залитый кружок) для обр. 329-5 на диаграмме $-\log_{10}(f\text{O}_2) - T$ °C, $P = 6$ кбар. Линии: черные сплошные – буферные равновесия гематит–магнетит (HemMag) и кварц–фаялит–магнетит (QzFaMag), пунктир с точкой – граница сапфирин-шпинелевого (Spr) и шпинелевого (Spl) полей для данных химических составов сапфирина и шпинели [1].

структур, уникальный магнезиально-глиноземистый состав гранатовых и сапфириновых жедрититов, экстремально высокие для ультраосновных ортопород содержания Zr, Ba, Rb, Hf, U, позволяют высказать принципиально новую идею о происхождении рассматриваемых пород (обр. 329-5, обр. 329-а). Протолитом этих пород, на наш взгляд, могли быть продукты коры выветривания вмещающих ортомагматических ультрамафитов. Если эта гипотеза справедлива, то термодинамические характеристики шпинель-сапфириновых реакционных структур могут служить свидетельством того, что уже в раннем протерозое на поверхности Земли величина потенциала кислорода соответствовала буферу магнетит–гематит. Иначе говоря, повышенный потенциал кислорода мог быть унаследован в силу инертности его поведения при метаморфизме от того времени, когда шпинель-сапфириновые жедрититы были неметаморфизованы и находились на поверхности Земли. Это заключение не противоречит известному резкому повышению потенциала кислорода в ранней земной атмосфере, которое датируется возрастным интервалом в 2,4-2,1 млрд лет и описывается как Большое Кислородное Событие (GOE) [6].

Очевидно, что признание новой оригинальной идеи потребует существенной ревизии истории формирования кристаллического фундамента ОМ как целого. Эта дискуссионная проблема – интересная задача на будущее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В., Жуланова И.Л., Чудненко К.В., Карабцов А.А. Шпинель-сапфириновые реакционные структуры в гранатовых метаультрамафитах Омолонского массива: петрогенезис и геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 3. С. 15-30.
2. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
3. Гельман М.Л. Вопросы геологии древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР. 1974. С. 73–79.
4. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука. 1990. 304 с.
5. Петрографический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
6. Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // Nature. 2014. V. 506. P. 307-315.
7. Steffen G., Seifert F., Amthauer G. Ferric iron in sapphirine: a Mössbauer spectroscopic study // Americ. Mineral. 1984. V. 69. P. 339–348.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Аленичева А.А.¹, Юрченко Ю.Ю.¹, Зубова Т.Н.¹, Ковтунович П.Ю.², Белякова А.А.¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: Antonina_Alenicheva@vsegei.ru;

²АО «РОСНЕФТЬ», г. Южно-Сахалинск, e-mail: pkovt@mail.ru

Введение. В процессе работ по созданию Госгеолкарты-1000/3 листа L-54-Южно-Сахалинск получены новые геохронологические и изотопно-геохимические данные о возрасте и составе офиолитовой ассоциации, представленной фрагментарными выходами пород дунит-гарцбургит-габбровой формации в пределах Тонино-Анивского полуострова о. Сахалин.

Аналитические исследования проводились современными прецизионными методами: масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP MS); U-Pb-датированием (SIMS-SHRIMP) по циркону, Rb-Sr и Sm-Nd методами изохронного датирования на базе Центральной лаборатории и Центра Изотопных исследований ФБГУ «ВСЕГЕИ».

Геологическая позиция. Дунит-гарцбургит-габбровая формация представлена перидотитовым водопадненским и габбровым новиковским комплексами, слагающими незначительные по мощности разрозненные блоки и тектонические пластины в основании серпентинитового меланжа Тонино-Анивской структурно-формационной зоны (аккреционной призмы). Тектонические ограничения этих блоков свидетельствуют об их аллохтонной природе. С офиолитовыми мафит-ультрамафитами ассоциируют океанические вулканогенно-кремнистые образования объединенных великанской и юнонской толщ, охарактеризованных триас-юрскими радиоляриями, а также подушечные лавы толеитовых и щелочных (палеогайоты) базальтов, локализованных в виде глыб и олистоплаков в зоне тектонического меланжа.

Геохимическая характеристика. В составе ультрамафитов водопадненского комплекса преобладают тотально серпентинизированные массивные лерцолиты и гарцбургиты, реже дуниты. Серпентиновая матрица гарцбургитов с идиоморфными серпентинизированными зернами оливина (65 % объема породы) включает останцы округло-таблитчатых зерен ортопироксена (30-35 %). Структура реликтовая панидиоморфнозернистая с элементами кумулюсной, наложенная – петельчатая (в серпентиновой матрице) и порфиорокластовая. Акцессорные минералы представлены ксеноморфными зернами хромшпинелидов, рудные – хромитом, вторичным пелитоморфным магнетитом. По петрохимическим параметрам гарцбургиты (обр. 119-1, 119-2, 122) отличаются низкой глиноземистостью и умеренной магнизиальностью (36,6-36,8 %), низкими содержаниями (масс%, <0,1) TiO_2 , K_2O и P_2O_5 и повышенными значениями Sr -2270 ppm. Породы в значительной степени деплетированы редкими землями, содержание которых составляет $\Sigma REE=0,217$ ppm. Спектр распределения РЗЭ элементов характеризуется положительным наклоном с выраженным дефицитом легких лантаноидов ($Lan/Ybn < 1$) и отчетливой отрицательной цериевой аномалией ($Ce/Ce^*=0,36$) (рис. 1а). Мультиэлементный состав гарцбургитов характеризует крайне деплетированную мантию, при этом обеднение высокозарядными элементами Ta и Nb и положительные аномалии по Sr (рис. 1б) позволяют считать их реститовыми перидотитами надсубдукционного геохимического типа.

Верхний ряд офиолитовой ассоциации образуют метаморфизованные габброиды новиковского комплекса. Изученные образцы амфиболового метагаббро, габбродолеритов (№№ 119-3, 119-4, 121) интенсивно диафорированы и амфиболизованы, состоят из меланократовых минералов (36 %) и плагиоклаза (62 %) -андезина – An_{38} (60 %) с примесью интерстиционного ортоклаза (2 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, рудные (до 2 %) – титаномагнетитом – ильменитом. Структура гетерозернистая: лампрофировая и панидиоморфнозернистая, текстура массивная. По химическому составу габброиды относятся к нормальному ряду натрового типа щелочности с умеренной глиноземистостью, с концентрациями (масс %) $TiO_2=0,67-0,52$ и $K_2O=0,33-1,4$. Породы обеднены редкими землями ($\Sigma REE=15,50$ ppm), в том числе – Ce ($Ce^*=0,36$), которые дают прямой тренд фракционирования РЗЭ с четко выраженной отрицательной цериевой аномалией. Обеднение пород Ce может объясняться экстракцией этого элемента при смешении магматического расплава с водородным флюидом [Masuda, 1975]. Низкий уровень содержания высокозарядных элементов, отрицательные аномалии Ta и Nb, значительное обогащение габброидов крупноионными литофилами Ba (217-690 ppm) и Sr (335-59 ppm) свидетельствуют о поступлении в источник вещества субдукционного компонента. Сходными петрохи-

мическими характеристиками обладают толеитовые базальты (обр. 15), отмеченные в виде фрагментарных выходов в зоне тектонического меланжа Тонино-Анивской зоны. Низкотитанистые ($TiO_2=0,44$), низкокалиевые ($K_2O=0,57$) и умеренно глиноземистые базальты Тонино-Анивской СФЗ отличаются повышенными значениями Ва (702 ppm) и Nb-Ta минимумом (рис. 1б), что указывает на ассимиляцию пород коровым веществом.

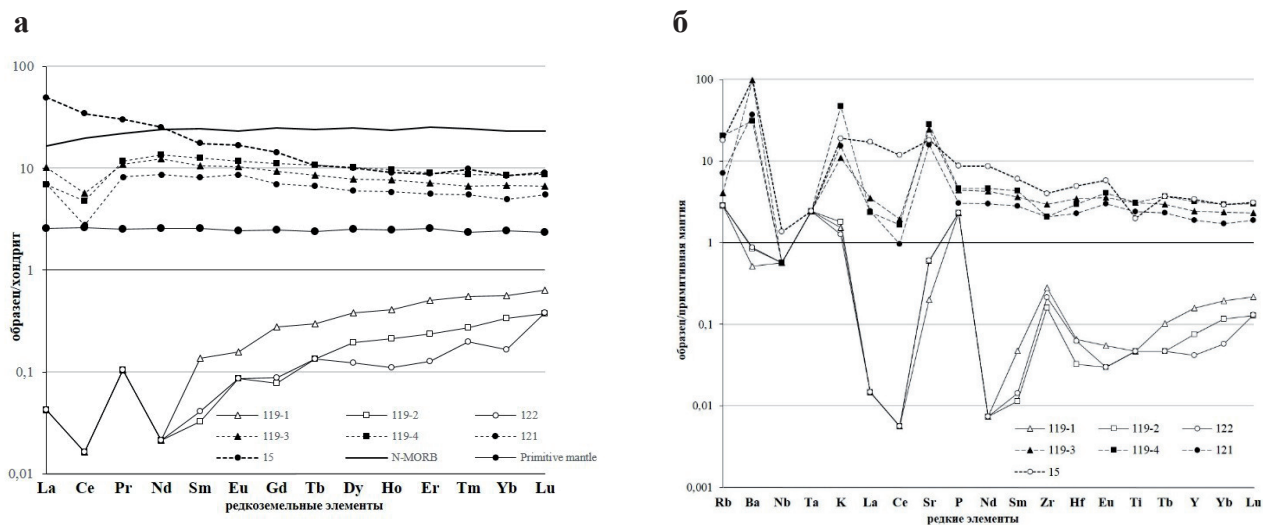


Рис. 1. Спектры нормированного распределения РЗЭ (хондрит) (а) и микроэлементов (примитивная мантия) (б) в породах офиолитовой ассоциации Тонино-Анивской зоны. Образцы 119-1, 119-2, 122-гарцбургиты водопадненского комплекса, 119-3, 119-4, 121-метагаббро, габбродолериты новиковского комплекса, 15- толеитовые базальты (фрагменты) в составе полимиктового меланжа. Нормировано по данным [Sun, McDonough, 1989].

Изотопная геохронология. Впервые установлен возраст амфиболового метагаббро новиковского комплекса локальным U-Pb SHRIMP-методом по цирконам (обр. 119-3). Получен конкордантный кластер дат $161,1 \pm 1,4$ млн лет по 11 точкам измерений при СКВО 0,14 (рис. 2а), что соответствует верхней юре (оксфорд). В катодных лучах цирконы характеризуются типичной магматической либо секториальной зональностью с участками темного цвета, обусловленного повышенными содержаниями урана до 19 828 ppm (рис. 2б). Торий-урановые отношения характерны как для магматических цирконов $Th/U=0,48-1$ (7 точек), так и для цирконов, подвергшихся метасоматической переработке $Th/U=1,55-2,75$ (4 точки).

В юрский возрастной диапазон попадают также толеитовые базальты (обр. 15) из зоны тектонического меланжа в западной части Тонино-Анивского полуострова, для которых получена ориентировочная двухточечная изохронная Sm-Nd датировка с параметрами: $t(wr, Sr_x) = 195 \pm 44$ млн лет, инициальное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512723 \pm 0,000053$, $e Nd = 6,6$.

Для серпентинизированного лерцолита (обр.119-2) получена двухточечная изохрона с параметрами: $t(wr, Hbl) = 250 \pm 45$ млн лет, $IR = 0,706594 \pm 74$. Относительно большая ошибка связанная с малым диапазоном вариации отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$, дает нам лишь ориентировочное представление о триасовом возрасте перидотитов.

Заключение. Общность специфических геохимических характеристик изученных офиолитовых пород дунит-гарцбургит-габбровой формации в Тонино-Анивской зоне (аккреционной призме): низкое содержание титана, крайнее обеднение редкоземельными элементами, глубокий Nb-Ta минимум, при обогащении Ва свидетельствует об их образовании в надсубдукционной геодинамической обстановке. Химизм габброидов новиковского комплекса

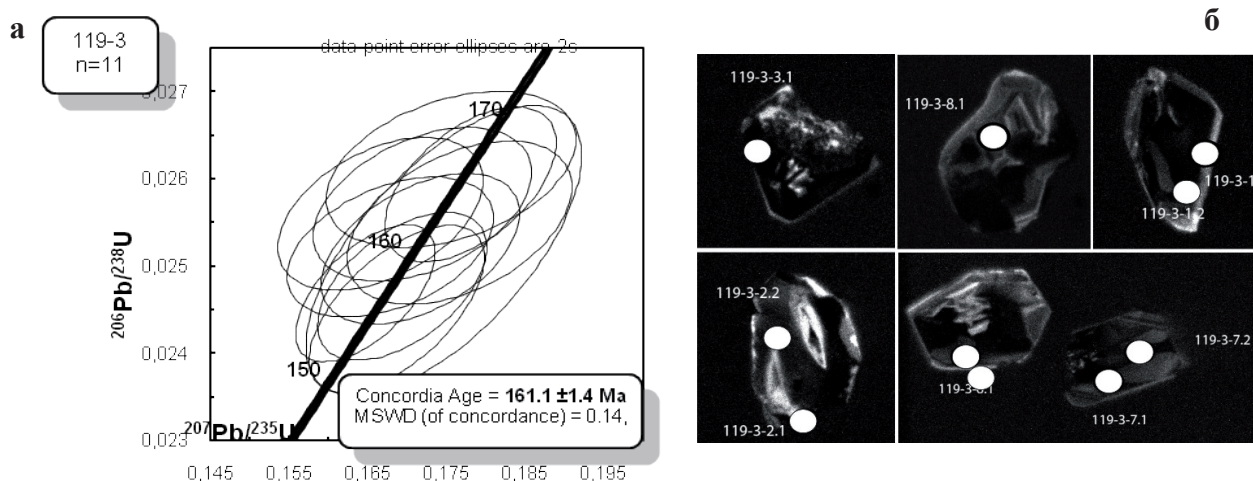


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов (а) и катодолуминесцентное изображение (б) цирконов амфиболового метагаббро новиковского plutонического комплекса (обр. 119-3).

и толеитовых базальтов указывает на единый источник магматических расплавов, очаги которых формировались на океанической коре энзиматической островной дуги. Полученные юрские датировки базитов, отражающих процесс субдукции, соответствуют времени конвергентного взаимодействия окраины Азиатского континента с океанической плитой. Породы офиолитовой ассоциации Тонино-Анивской аккреционной призмы, маркирующие океаническую кору, сопоставляются по возрасту с офиолитовым левенштерновским гарцбургит-лерцолитовым комплексом раннего триаса (полуостров Шмидта на севере Сахалина) и свидетельствуют о наличии протяженного офиолитового пояса (сутуры) вдоль восточного побережья о. Сахалин.

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 30.12.2016 № 049-00012-17-00 на 2017 и на плановый период 2018 и 2019 годов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Жаров А.Е.** и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы L-54-X-XII, XVI-XVIII, XXII, XXIII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001.
2. **Шаруева Л.И., Лопатин Б.Г., Роганов Г. В.** и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 листа (третье поколение) N-54 (Николаевск на Амуре). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2017.
3. **Ханчук А.И., Родионов С.М., Горячев Н.А.** Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
4. **Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.** // Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенеза // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.
5. **Akima Masuda, Shigery Nagasava.** Породы с негативной цериевой аномалией // Geochemical Journal. 1975. V. 9. P. 227-233.
6. **Sun S.S, McDonough W.F.** Geological Society, London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313-345.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТСКО-ЧУКОТСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ – ОКЕАН

Бадрединов З.Г.¹, Тарарин И.А.¹, Марковский Б.А.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: badre9@mail.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: NRS@vsegei.ru

Ультраосновной вулканизм широко проявлен в Камчатско-Чукотском регионе, представляющем собой область взаимодействия континентальной и океанической плит. Ультраосновные вулканы (пикриты) установлены среди позднемеловых вулканогенных комплексов Восточно-Камчатского антиклинория [1, 4], среди меловых терригенных отложений Срединного хребта Камчатки [6], в составе палеозойских и меловых вулканических комплексов Северной Корякии (Пенжинский хребет) [2], среди раннемеловых вулканогенно-осадочных отложений Центральной Чукотки (хребет Пекульней) [3, 5].

Предшествующие исследования ультраосновных пород Чукотки и Камчатки [1, 3, 4, 6], дополненные оригинальными и литературными данными по Северной Корякии, позволяют авторам доклада разделить пикриты Камчатско-Чукотского региона на два геохимических типа: натриевый ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) и калиевый ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), различающиеся содержаниями петрогенных и малых элементов.

Натриевый тип пикритов включает в себя пикриты алисторской свиты (100-90 млн лет) Срединного хребта Камчатки [6], пикриты останцового вулканического комплекса (123 млн лет) хребта Пекульней (Центральная Чукотка) [3, 5] и палеозойские пикриты ильпинейской свиты (450 млн лет) Пенжинского хребта [2]. К этому же типу ультраосновных вулканитов относятся субвулканические пикриты (дайки) Пенжинского хребта, предположительно мелового возраста. Однако данные по этим породам ограничены.

Не только возраст, но и геологическое положение ультраосновных вулканитов натриевого типа различное для каждой из выделенных структур. В Центральнокамчатской зоне это линзы и горизонты в толще метатерригенных отложений мелового окраинно-континентального осадочного бассейна [6], в хребте Пекульней – переслаивание с вулканогенно-осадочными породами, маркирующими шовную структуру юрско-раннемеловой зоны сочленения континентального и океанического блоков земной коры (по материалам [5], пикрит-базальтовый комплекс хребта Пекульней является показателем раскрытия интрадугового бассейна Пекульнейского сегмента палеодуги), в Пенжинском хребте метапороды ильпинейской свиты реконструируются как базальтово-кремнисто-терригенные отложения океанического дна [2].

Характерными особенностями химического состава пикритов натриевого типа являются преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), алюминия над кальцием ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$), широкие вариации магнезиальности ультраосновных пород с постепенным переходом от пикритов (MgO от 18 до 30 мас. %) к пикробазальтам (MgO от 14 до 18 мас. %), умеренные и пониженные содержания титана ($\text{TiO}_2 < 1$ мас. %). В отношении последнего имеется исключение. В палеозойских пикритах ильпинейской свиты содержания TiO_2 выше 1 мас. %. Ультраосновные вулканы этой свиты имеют и другие отличия химического состава от натриевых пикритов останцового (хребет Пекульней) и алисторского комплексов (Срединный хребет), характеризующихся близкими содержаниями петрогенных и малых элементов. Для пикритов алисторского и останцового комплексов свойственны низкие суммы содержаний редкоземельных элементов (8-12), обедненность калием, рубидием и другими литофильными компонентами, а также легкими лантаноидами. РЗЭ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0,02-0,16$).

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к составу хондрита, формируют на диаграмме линии параллельные N-MORB, с содержаниями РЗЭ ниже в 2-2,5 раза. Это свидетельствует об истощенности мантийных источников, из которых выплавлялись пикриты натриевого геохимического типа. Как подчеркивалось выше, обособленное положение от этих комплексов занимают ультраосновные вулканиты ильпинейской свиты Пенжинского хребта, отличающиеся высокими содержаниями титана, железа, повышенными – бария (23-263 г/т) и стронция (30-100 г/т). Концентрации остальных компонентов близки к пикритам олисторского и останцовогогорского комплексов и отражают общую геохимическую специфику ультраосновных вулканитов натриевого типа, распространенных в Камчатско-Чукотской зоне перехода континент-океан, главные из которых – низкие содержания несовместимых компонентов и обедненность редкими землями.

Представителями ультраосновных вулканитов калиевого геохимического типа являются пикриты Восточной Камчатки (хребтовская свита) [1, 4]. Их химический состав характеризуется преобладанием калия над натрием ($Na_2O/K_2O < 1$), кальция над алюминием ($CaO/Al_2O_3 > 1$), высокими концентрациями магния ($MgO=28-35$ мас. %), пониженными титана ($TiO_2 < 0,4$ мас. %), незначительной обогащенностью легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и обедненностью тяжелыми ($La_n/Yb_n=5,1-7,6$), (рис. 1), при суммарных содержаниях РЗЭ, варьирующих от 18 до 30. Индикаторной особенностью пикритов калиевого типа (отличающей их от натриевых пикритов) является наличие Ta-Nb минимумов на спайдер-диаграммах, что сближает пикриты хребтовской свиты с базальтоидами островных дуг, свидетельствуя об участии в ультраосновном магмообразовании водного флюида.

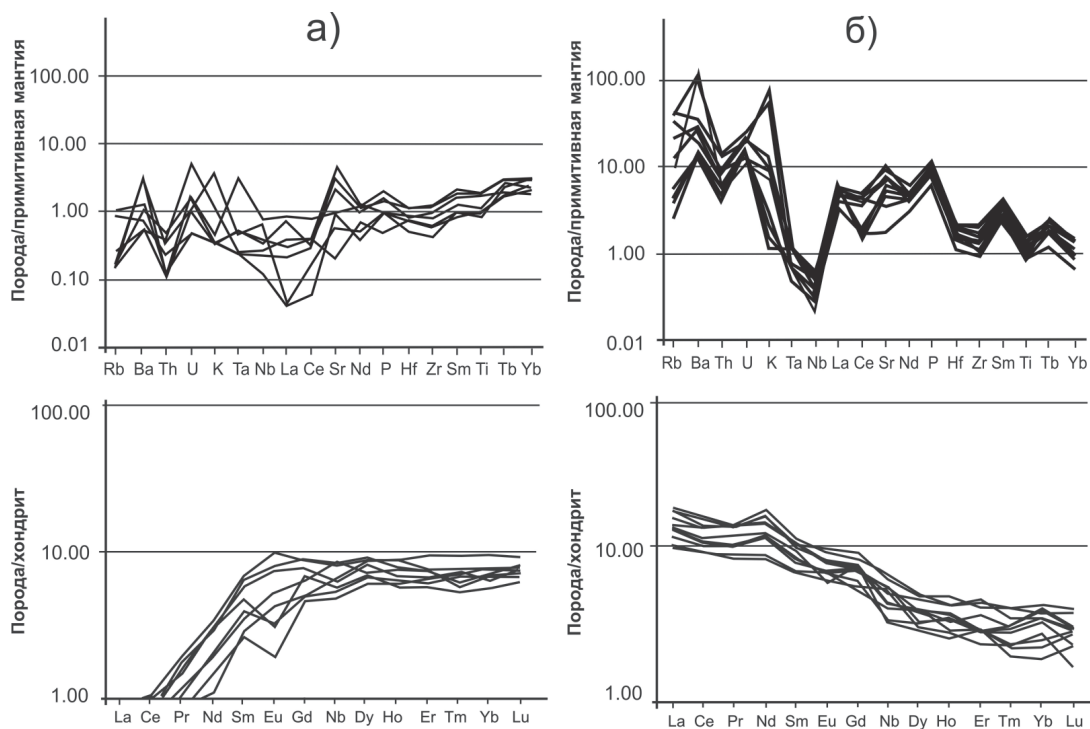


Рис. 1. Распределение малых элементов, нормированных по примитивной мантии [7] и спектры редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [7] для: (а) натриевого геохимического типа (алисторская свита Центральной Камчатки) и (б) пикритов калиевого геохимического типа (хребтовская свита Восточной Камчатки).

Результаты изотопных исследований $\epsilon\text{Nd}=7,6-9,0$; $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0,7028-0,7030$ анализы выполнены в Центре аналитических исследований ВСЕГЕИ) указывают на деплетированный мантийный источник ультраосновных вулканитов хребтовской свиты, отвечающий на диаграмме $\epsilon\text{Nd}-\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ полю базальтов MORB. Вместе с тем, часть пикритов хребтовской свиты характеризуются высокими концентрациями калия ($\text{K}_2\text{O}=4-6$ мас. %), что объясняется флюидно-силикатным разделением ультраосновного расплава, на калиевую и низкокалиевую фракции на этапе излияния [1].

На рис. 1 приведены спайдер-диаграммы распределения малых элементов и спектры распределения РЗЭ в пикритах первого (а) и второго (б) геохимических типов, наглядно отображающие их петрохимические различия.

Предполагается, что калиевые ультраосновные выплавки более глубокие по сравнению с натриевыми, хотя и распространены в своем современном положении в зоне, более приближенной к океанической плите.

Геодинамические условия проявления ультраосновного вулканизма на границе континентальной и океанической плит определялись, по мнению авторов, напряженным состоянием земной коры этой области, с периодами разгрузки напряжений в виде сдвиговых дислокаций, сопровождавшихся формированием поперечных рифтогенных структур, служивших магмоводами для мантийных расплавов.

Учитывая данные о возрасте пикритов Камчатско-Чукотского региона можно выделить два таких этапа рифтообразования для рассматриваемого района: среднепалеозойский и меловой. Меловой этап совпадает по времени проявления с периодом формирования Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса, что, по мнению авторов, отражает общую тенденцию активизации базитового магматизма в Камчатско-Чукотской зоне взаимодействия океанической и континентальной плит в указанный период геологического времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Тарарин И.А., Чубаров В.М.** О калиевости пикритов Восточной Камчатки // Материалы V Междунар. конфер: Ультрамафит-мафитовые комплексы. Геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ. 2017. С. 35-38.
2. **Государственная геологическая карта Российской Федерации** М 1:1 000 000 (Серия Корякско-Курильская, лист Р-58 // Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2016.
3. **Марковский Б.А., Богданов Г.В.** Провинция ультраосновных вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Советская геология. 1985. № 6. С. 117-126.
4. **Марковский Б.А., Ротман В.К.** Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра. 1981. 247 с.
5. **Морозов О.А.** Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки // Тр. ГИН РАН. М.: ГЕОС. 2001. Вып. 253. 201 с.
6. **Тарарин И.А.** Меловой ультраосновной вулканизм Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 21-34.
7. **Sun S.S. and McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1999. V. 42. P. 313-345.

ВУЛКАНИТЫ УДЫЛЬСКОГО СЕГМЕНТА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО И КЕМСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ТЕРРЕЙНОВ (ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)

Войнова И.П.¹, Диденко А.Н.^{1,3}, Песков А.Ю.¹, Архипов М.В.¹, Кудымов А.В.¹, Голозубов В.В.²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: ipvoynova@yandex.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Сихотэ-Алинская орогенная область представляет собой коллаж террейнов, сложенных образованиями различного геодинамического генезиса: океаническими, островодужными, турбидитовых бассейнов. Для геодинамических реконструкций большое значение имеют исследования вулканических образований. Нами в рамках комплексного исследования Северного Сихотэ-Алиня были изучены вулканы Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского аккреционного террейна и Кемского островодужного террейна. В районе оз. Удыль вулканы встречаются в составе двух комплексов пород – терригенно-вулканогенно-кремнистого (валанжин-готерив-баррем) и вулканогенно-осадочного (готерив-альб). В Кемском террейне вулканы ассоциируют с терригенными отложениями различной фациальной принадлежности, преобладают в средней части кемской свиты (апт-альб) [1-4].

Океанические вулканы

Вулканы вулканогенно-кремнистого комплекса р-на оз. Удыль представлены плотными и пористыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, их лавобрекчиями. Петрографически и петрогеохимически они разделяются на 2 группы: 1) базальты менее щелочные, с более низкими содержаниями K_2O (толеитовая серия) и TiO_2 (2,5-3 %), по содержаниям REE и RE они близки к E-MORB, 2) трахибазальты более щелочные, с более высокими содержаниями K_2O (до высоко-К серии) и TiO_2 (3-4 %), на спайдер- и дискриминационных диаграммах они соответствуют базальтам типа OIB. Для всех базальтов характерны Ta-Nb максимумы, присущие океаническим базальтам (рис. 1. а-г, ж, з).

Островодужные вулканы

Удыльские вулканы вулканогенно-осадочного комплекса представлены базальтами, андезибазальтами. Среди вулканитов кемской свиты появляются и преобладают разновидности повышенной щелочности – трахибазальты, трахиандезибазальты (рис. 1а, б). При преобладании Na_2O над K_2O различная щелочность обусловлена преимущественно различным содержанием калия: в удыльских вулканитах $K_2O < 1\%$, $(K_2O / K_2O + Na_2O) < 0.2$, в кемских – $K_2O = 1-4\%$, $2 < (K_2O / K_2O + Na_2O) < 6$ (рис. 1б). По другим петрогенным элементам между ними наблюдается как сходство, так и различие. Общей характерной чертой и удыльских, и кемских вулканитов являются низкие содержания $TiO_2 @ 1\pm$ (рис. 1ж). Содержания Al_2O_3 в них также сходны и характеризуются достаточно большим разбросом: $13\% < Al_2O_3 < 17\%$. По содержаниям остальных петрогенных элементов наблюдаются различия: кемские вулканы имеют более высокие, кроме упомянутых выше K_2O и $K_2O + Na_2O$, содержания MgO (7-12 %) (рис. 1ж) и более низкие – $FeOt$ (8-11,5 %) и CaO (4-8 %), а удыльские, в свою очередь, меньшие содержания K_2O и $K_2O + Na_2O$, MgO (5-8 %) и большие – $FeOt$ (9-13 %) и CaO (4-13 %). Повышенные содержания железа и кальция в породах, возможно, могут объясняться вторичными изменениями, учитывая петрографические характеристики пород.

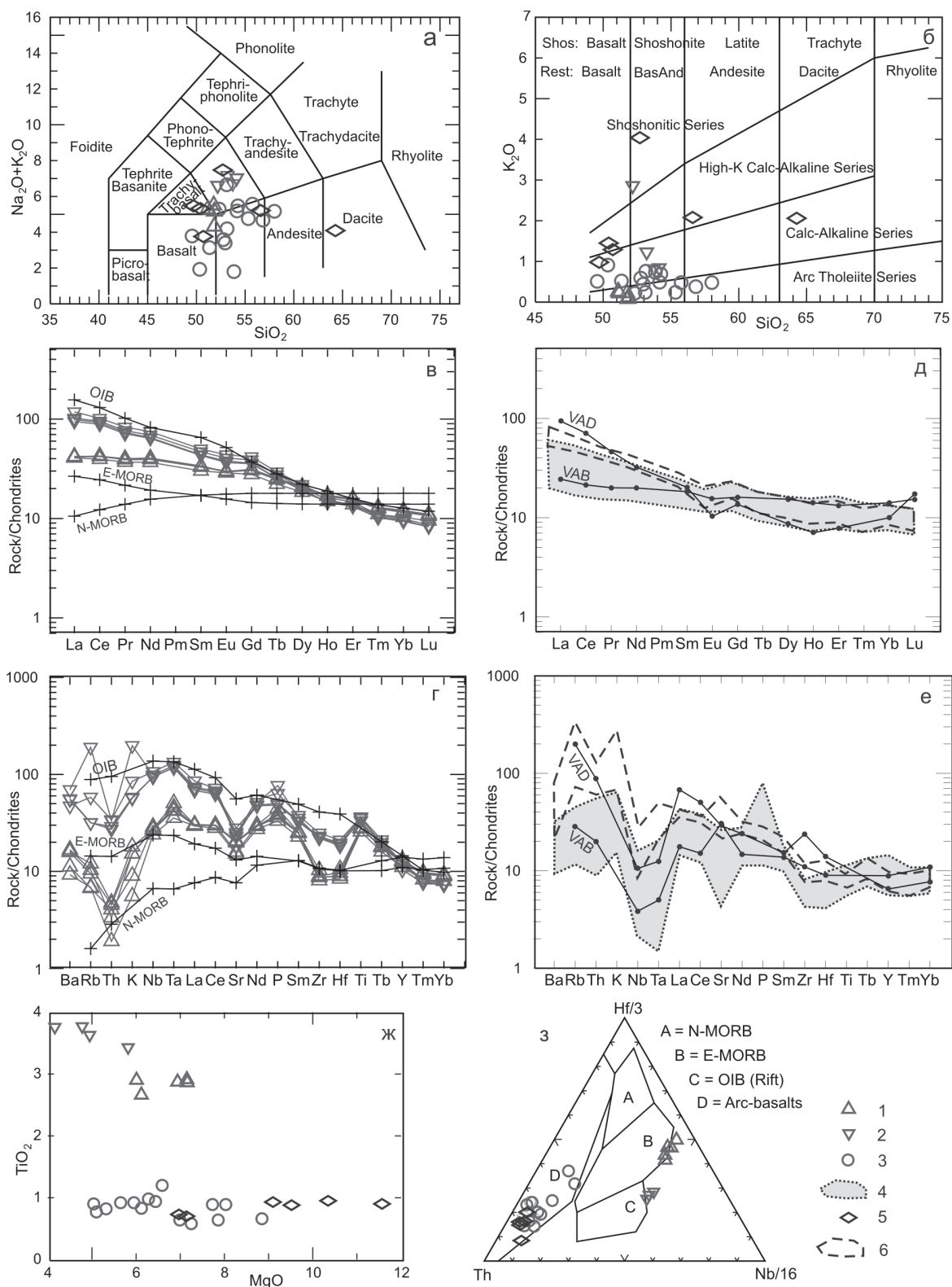


Рис. 1. Петрогеохимические диаграммы.

1-4 – Удыльский сегмент Киселевско-Маноминского террейна: 1-2 – океанические базальты кремнисто-вулканогенного комплекса низкокальциевые (1) и высококальциевые (2), 3-4 – островодужные вулканы вулканогенно-терригенного комплекса; 5-6 – Кемский террейн – островодужные вулканы (кемская свита).

На дискриминационных петрогеохимических диаграммах Th–Hf/3–Nb/16 (рис. 1з) и др. фигуративные точки и удильских, и кемских вулканитов располагаются в поле известково-щелочных базальтов островных дуг. Причем следует отметить, что фигуративные точки кемских базальтов, обладающих более высокими содержаниями Rb, Zr, Sr, P, систематически на диаграммах смещены относительно точек удильских базальтов в сторону областей более щелочных разновидностей.

На спайдер-диаграммах содержаний REE (рис. 1д), нормированных по хондриту, графики для базальтов обоих регионов конформны, имеют очень небольшой минимум по Eu, отрицательный наклон, но различаются по степени обогащения: кемские базальты более обогащены, чем удильские (обогащение LREE в 50-90 раз и в 20-70 раз, соответственно). На спайдер-диаграммах содержаний RE (рис. 1е), нормированных по хондриту, также наблюдается большее обогащение кемских базальтов. Для графиков обоих районов характерны четко выраженные Ta-Nb минимумы, являющиеся признаком островодужных вулканитов. На графиках удильских базальтов Ta-Nb минимум более значительный, причем и по Nb, и по Ta, проявлены также минимумы по Sr, Zr, Hf. Кемские базальты характеризуются менее глубоким Ta-Nb минимумом, особенно по Ta, и, в отличие от удильских, значимыми максимумами Rb и K. Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют об надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, причем фигуративные точки удильских базальтов располагаются в области составов океанических островных дуг, а точки кемских базальтов смещены в область составов активных континентальных окраин.

Геодинамические ретроспекции.

В Удильском сегменте тектонически совмещены комплексы различного генезиса: океанические и островодужные. Кемский террейн сложен островодужными образованиями.

Вулканогенно-кремнистые образования Киселевско-Маноминского террейна формировались во внутриплитной океанической обстановке в районе горячей точки на широте $\sim 19^\circ$ [1]. Формирование и удильских, и кемских вулканитов вулканогенно-терригенных ассоциаций происходило в надсубдукционных условиях, но в разных островных дугах. Кемские базальты характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, что может объясняться либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в целом большей мощностью литосферы над зоной субдукции в зоне конвергенции, приближенной к континенту. Удильские надсубдукционные вулканиты формировались, по-видимому, в эпиокеанической (внешней) островной дуге. Этот вывод подтверждается наличием в терригенных осадках Кемской дуги континентального материала, в т.ч. древнего, и отсутствием в удильских влияния континентальных источников сноса. По палеомагнитным и хронологическим данным [1, 3], островодужные комплексы обоих террейнов формировались примерно в одно время и на близких широтах ($\sim 35^\circ$ с.ш.), но, учитывая вышесказанное, на разном удалении от континента (разной долготе?). В дальнейшем, в результате процессов движения океанической плиты, субдукции и смещения вдоль трансформной окраины, а также постаккреционных перемещений на различные расстояния изученные комплексы заняли современное положение с координатами: удильские – 52° с.ш., 140° в.д., кемские – $45-46^\circ$ с.ш., $136-137^\circ$ в.д.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121-138.
2. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
3. Песков А.Ю., Архипов М.В., Диденко А.Н. Палеомагнитные исследования мезозойских осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Материалы XLIX Тектонического совещания. Москва: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 58-60.
4. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 30-51.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИКА БАЗАЛЬТОИДОВ УГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА (ВЕЖАНСКИЙ ПОКРОВ, ВНУТРЕННИЕ УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ)

Генералова Л.В.¹, Степанов В.Б.¹, Гнилко О.М.²

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, г. Львов,
e-mail: gen_geo@mail.ru.

²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Украина,
г. Львов, ohnilko@yahoo.com

Украинские Внутренние Карпаты находятся в области сочленения композиционных террейнов Алькапа и Тиссия-Дакия – остатков бывших микроконтинентов океана Тетис. Коллизия этих террейнов с Евразией в неогене создала современную дугообразную структуру Карпатского орогена. Тиссия-Дакия состоит из двух блоков – Тиссии и Дакии, разделенных Мурешско-Трансильванской сутурой, которая маркируется остатками (на территории Румынских Карпат) триас-юрской океанической коры (Трансильванские покровы, Мурешская зона) и келловейско-неокомской энсиматической островной дуги (Мурешская зона) [2, 7 и цитируемая литература].

Тиссия-Дакия в Украинских Карпатах выходит на поверхность в виде «Мармарошского кристаллического массива» и сорванного с него Вежанского покрова. Последний известен также под названием «Мармарошской утесовой зоны». Стратиграфический разрез отложенный Вежанского покрова начинается мощной (~1000 м) нижнемеловой конгломерато-олистостромовой толщей соймульской свиты. Олистолиды толщи содержат две группы пород. К первой группе принадлежат разрозненные фрагменты офиолитов (перидотиты, базальтоиды, красные яшмоиды, известняки), отнесенные [5] к угольскому магматическому комплексу. Другая группа представлена кристаллическими сланцами, гнейсами, гранитоидами, пермотриасовыми кварцевыми конгломератами, триас-юрскими известняками и доломитами – продуктами размыва Мармарошского кристаллического массива [2].

В работах предшественников по тектоно-магматической эволюции Украинских Карпат на основании анализа петрохимических параметров мезозойских магматических образований типизированы комплексы и выделены формации [5, 6]. По мнению исследователей, формации, содержащие нормальные толеитовые базальтоиды натровой сериальности, составляют офиолитовую ассоциацию, они развивались на энсиматической коре в системе трогов в спредин-

говой обстановке. Механизм закрытия трогов, по мнению авторов, не предполагает субдукцию океанической коры [5, 6].

Целью работы является анализ новых данных о вещественных особенностях базальтоидов угольского комплекса, уточнение и дополнение геодинамической модели их образования. Исследовались образцы пород, отобранные нами в 2013-2017 г.г. преимущественно в бассейнах рек Большая и Малая Угольки (бассейн р. Тербля).

Базальтоиды угольского комплекса являются фрагментами офиолитовой ассоциации, которая наиболее полно реставрирована по отдельным олистолитам в междуречье Большой и Малой Уголек [2]. Ассоциация включает метаморфизованные и тектонизированные перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), кумулятивные и однородные габброиды, фрагменты даек долеритов, массивные и подушечные лавы базальтоидов. В скринах пиллоу лав установлены красные яшмоиды, пелитоморфные и органогенные белые известняки, измененные габброиды, гиалокластиты (?). Базальтоиды содержат примазки и линзы умбр.

Базальтоиды имеют зеленовато-серый и коричнево-зеленый цвет. Их текстура сланцеватая, массивная, нередко миндалекаменная. Миндалины размером 0,5-2,0 мм изометрично-эллипсовидной формы выполнены кварц-хлоритовым и кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом. Структура породы – порфировая, структура основной массы – интерсертальная, фрагментами пилотаксовая. В минералогическом составе базальтоидов наиболее часто встречаются плагиоклазы (до 40 %), хлорит (до 34 %), кварц (до 20 %), также есть карбонаты (до 14 %). Эпизодически отмечаются эпидот, моноклинный пироксен, гидроксиды железа.

Плагиоклазы представлены удлинено-таблитчатыми зернами, размером до 1 мм, которые нередко образуют треугольные каркасы и, как правило, частично или полностью сосюритизированы. Также отмечают более мелкие (до 0,2 мм) удлинено-таблитчатые зерна практически неизменные, ориентированные в одном направлении. Хлорит встречается в виде линзовидно-гнездовидных выделений и неправильных, амёбовидных, плащевидных агрегатов, размером до 1 мм. Кварц образует отдельные неправильно-изометрические зерна, размером до 0,1 мм, нередко отмечаются линзовидные скопления. Кроме того, он выполняет секущие и послойные нитевидные прожилки. Карбонат, преимущественно кальцит, образует зернистые (размер зерен до 0,1 мм) гнездовидные выделения. Эпидот отмечается в плагиоклазе в виде землистых выделений неправильной формы, размером до 0,1 мм. Моноклинный пироксен встречается в виде реликтовых мелких (<0,1мм) неправильно-многоугольных зерен в хлоритовом агрегате. Гидроксиды железа образуют почковидно-амёбовидные выделения размером <0,1мм, как правило, в хлорите. Петрографически породы представляют собой измененные (хлоритизированные, альбитизированные, карбонатизированные) базальтоиды (спилиты).

Базальтоиды угольского комплекса содержат 48,66-51,97 % кремнезема, сумма щелочей – 2,71-4,32 %, при этом натрия преобладает над калием ($Na_2O/K_2O=1,31-7,64$) (табл.). Содержание TiO_2 низкое и среднее (0,00-1,39 %), как и FeO^* – (4,72-15,97 %), содержание MgO сравнительно высокое (4,54,50-7,27 %), Al_2O_3 – (13,75-18,06 %). На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ фигуративные точки химического состава пород размещены в поле образований нормальной щелочности. На диаграмме $Na_2O/K_2O-Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$ базальты угольского комплекса умеренно- и высокоглиноземистые ($al^*=1,36-1,42$), натриевые и калий-натриевые, мезо- и меланократовые ($f=18,81-24,24$). На диаграммах $FeO^*/MgO-SiO_2$, $Kf-SiO_2$ они тяготеют к линии раздела толеитовой и известково-щелочной серий. Это же наблюдается на диаграмме АФМ. Отмечается феннеровский тренд дифференциации составов пород. На диаграмме $(Na+K)/Ca-As$ Л.С. Бородина фигуративные точки размещаются в поле низкощелочных океанических (абиссальных) и островодужных толеитов. На диаграмме Н.Л. Добрецова фигуративные точки

пород концентрируются в полях базальтов островных дуг, срединно-океанических хребтов (COX), смещаясь к толеитам континентальных траппов. На диаграмме $Al_2O_3-(Fe^*O+TiO_2)-MgO$ точки составов пород почти симметрично расположены в полях высокожелезистых и высокомагнезиальных толеитовых базальтов с тенденцией смещения их в поле высокожелезистых толеитов.

Таблица

Петрохимический состав базальтоидов угольского комплекса междуречья Большой и Малой Уголек (бассейн р. Тербля, Вежанский покров)

№ групп анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O	Σ
1	49,79	0,002	13,75	3,63	1,45	7,27	0,10	9,38	1,17	2,57	6,16	3,76	99,03
2	51,97	1,39	15,36	3,13	5,38	7,07	0,04	4,93	0,49	3,44	1,32	3,44	97,96
3	50,66	0,003	16,43	1,56	9,98	6,99	0,022	3,73	0,50	3,82	1,76	4,10	99,56
4	51,92	0,00	18,06	0,79	6,51	4,54	0,02	6,19	1,85	2,42	3,52	3,77	99,52
5	48,66	0,00	15,16	3,39	8,21	6,83	0,02	6,39	0,42	2,29	4,12	4,17	99,66

Базальтоиды угольского комплекса изменены в условиях низкотемпературных субфаций зеленосланцевого метаморфизма. Их температура преобразования оценена по хлоритовому и альбитовому геотермометрам [4] и колеблется в интервале 170-210 °С.

Петрохимический состав пород свидетельствуют о том, что они могут быть отнесены к океаническим толеитовым базальтам двух групп. Первая группа имеет характеристики базальтоидов N- и T- типов. Другая группа тяготеет к базальтоидам P(E)-типа и/или энсиматической островной дуги. Соотношения объемов указанных типов неизвестно. Базальтоиды N- и T- типов наращивают образования перидотитов в разрезе одной из двух групп угольской офиолитовой ассоциации. Они имеют феннеровский тип дифференциации и тяготеют к тренду лерцолитовой серии комплекса мантийных (шпинелевых) перидотитов, что свидетельствует об их формировании в восстановительных условиях спрединга срединно-океанического (?) хребта. Тренд лерцолитовой серии идентичен тому, который приводит Р.Г. Колман для куммулятов классических офиолитов. Существенная доминанта лерцолита отражает недеплетированность магматического источника. Дифференциаты этой группы угольской ассоциации похожи на те, которые известны в Средиземноморских Лигуридах [3, 6].

В другой группе базальтоидов отмечается возрастание концентрации титана и калия, незначительное увеличение кремнекислотности, что может быть свидетельством заложения зон субдукции и образования энсиматической островной дуги.

Данные исследования согласуются с выполненным изучением шпинелидов перидотитов угольского комплекса. Первая разновидность шпинелидов является умереннохромистой, высокомагнезиальной, низкожелезистой по содержанию трехвалентного железа и типична для перидотитов с низкой степенью деплетированности, медленным спредингом. Вторая и третья разновидности шпинелидов имеют среднюю и высокую хромистость, среднюю и низкую магнезиальность, высокую железистость. Они являются аксессуарными минералами перидотитов, которые имеют среднюю и высокую скорость спрединга, более высокую степень деплетированности, что соответствует этапу становления их в островодужных системах, в том числе при взаимодействии с бонинитовыми расплавами в зоне субдукции [1].

Базальтоиды угольского комплекса, вероятно, являются фрагментами Трансильванских офиолитовых покровов [2, 7], выдавленных в раннем мелу из сутурной зоны, которая обра-

зовалась между Тиссией и Дакией при их коллизии и амальгамации Тиссии-Дакии. Породные комплексы этих офиолитов формировались в триас-юрском океаническом бассейне Тетиса, где в конце юры – начале мела закладывались энсиматические дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генералова Л.В., Степанов В.Б., Билык Н.Т., Гнилко О.М. Реконструкция геодинамических обстановок мезозойских офиолитов Трансильванско-Мурешского палеокеану (Внутренние Украинские Карпаты) // I Тектоническое совещание «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии.» М.: ГЕОС. 2018. Т. 1. С. 104-108.
2. Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л. В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестн. С.-Петерб. ун-та. 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4-24.
3. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1975. Вып. 267. 207 с.
4. Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А. и др. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН, 2012. Т. 4. NZ9001. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
5. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка. 1995. 132 с.
6. Ступка О. О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія // Автореф. дис. канд. геол. наук. Львів. 2013. 20 с.
7. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier. 2004. N. 210. P. 1-56.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЦИРКОНЫ В ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ АНДЕЗИБАЗАЛЬТАХ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Гурьянов В.А.¹, Добкин С.Н.², Юрченко Ю.Ю.³, Нигай Е.В.¹

¹ФГБУН ИТИГ ДВО РАН, г. Хабаровск

²ОСП «Дальгеофизика» АО «Дальневосточное ПГО», г. Хабаровск

³ФГБУ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

В настоящем сообщении обсуждаются первые результаты U-Pb датирования цирконов из позднемеловых андезибазальтов саласуской толщи Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической зоны (САВПЗ) Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканогенного пояса.

Геологическая ситуация. В Нижнеамурском ареале САВПЗ на территории листа М-54-ХІІІ выделяются верхнемеловые андезитовая больбинская и ее субвулканические аналоги, дацит-риолитовая татаркинская свиты и базальтовая саласуская толща, субвулканические образования эоценового риолит-трахидацитового пихтачского комплекса, миоцен–плиоценовая базальтовая острогорская толща, а также плутонические образования диорит-гранодиорит-гранитовая (нижнеамурский комплекс) и монцонит-лейкогранитовая (прибрежный комплекс) формации ([1, 3], Добкин, 2017).

Больбинская свита (450-500 м), слагающая основание орогенного комплекса, представлена андезитами, андезибазальтами, их туфами и туфоалевролитами. Покровы свиты несогласно залегают на баррем-альбских складчатых образованиях ларгасинской и уктурской свит и альб-сеноманской силасинской свиты и, в свою очередь, несогласно перекрываются кислыми эффузивами татаркинской свиты и андезибазальтами саласуской толщи. Абсолютный возраст андезитов больбинской свиты, определенный Н.И. Полевой К-Аг методом [2], приближается к 90 млн лет, указывая на туронский возраст вулканитов, что согласуется с геологическими данными.

Татаркинская свита (200 м), сложенная дацитами, риолитами, их лавобрекчиями и туфами, наращивает разрез больбинской свиты и поэтому её возрастное положение зависит от времени формирования подстилающих образований. По радиологическим определениям на соседнем листе М-54-VII по двум пробам, её возраст составляет 71 и 73 млн лет (Васькин, 2008). В легенде Николаевской серии она датируется туроном-коньяком (Тиньков, Кайдалов, 2009).

Саласуская толща (300 м) выделена в 2013 г. по результатам ГДП-200 на сопредельной с севера территории листа М-54-VII на левобережье р. Саласу (Окчо-Саласуский грабен) (Добкин, 2013). Сложена толща преимущественно тёмно-серыми андезибазальтами и базальтами. Они, в отличие от таковых больбинской и татаркинской свит, имеют свежий кайнотипный облик. Породы пирокластического ряда в составе толщи не установлены. В стратиграфической колонке вулканигов Нижнеамурского ареала эта толща располагается между татаркинской свитой (турон–кампан) и улской толщей (палеоцен–эоцен). Субвулканические образования коррелируемые с саласуской толщей слагают небольшие по размерам штоки в бассейне р. Уктур. Радиологический возраст базальтов, определенный на сопредельной территории листа М-54-VII в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом, составляет 71,6 и 72,4 млн лет (кампан–маастрихт) (Добкин, 2013).

Пихтачский комплекс риолит-трахидацитовый представлен субвулканическими телами риолитов, риодацитов и дацитов, встречающихся среди покровных образований больбинской свиты и саласуской толщи; эоценовый возраст принят по аналогии с покровной фацией в легенде Николаевской серии. Имеющиеся K-Ar определения возраста по породам этого комплекса на соседнем листе М-54-VII – варьируют в интервале от 56,5 до 82,1 млн лет (Тиньков, Кайдалов, 2009), что не позволяет использовать их для уверенного определения возраста.

Результаты исследований. Нами были изучены и опробованы андезибазальты саласуской толщи в междуречье Уктур и Нижняя Удоми (левые притоки р. Гур). Изученная проба андезибазальтов (№ 1170-5) весом 12 кг была отобрана на левобережье р. Уктур в 2,5 км вверх по течению от устья р. Окчо. Анализы выполнены с помощью вторично-ионного масспектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, по методике [4].

Макроскопически андезибазальты – тёмно-серые массивные или миндалекаменные порфиновые породы, обнаруживающие под микроскопом гломеропорфировую, интерсертальную или пилотакситовую структуру основной массы. Вкрапленники (от 5 до 35 %) размером 0,2-1,5 мм представлены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой, реже ортопироксеном, а в базальтах – оливином. Основная масса сложена плагиоклазом, вулканическим стеклом и темноцветными минералами. Акцессорные – апатит и магнетит. Породы незначительно затронуты вторичными изменениями (альбит, цеолит, карбонат). Химический состав (мас. %): SiO₂-55,68, TiO₂-0,91, Al₂O₃-17,80, Fe₂O₃-6,03, FeO-2,04, MnO-0,17, MgO-2,71, CaO-7,48, Na₂O-3,69, K₂O-1,87, P₂O₅-0,39, SO₃-0,01, H₂O-1,28. Геохимический спектр пород характеризуется пониженными околокларковыми содержаниями большинства микроэлементов; отмечаются высокие КК для W (77), Hg, Tl и Be (100), Ag (7), Y, Yb и Th (2.5) и низкий кларк концентрации для U.

Детальное изучение акцессорных цирконов в андезибазальтах, включающее оптическое и катодоллюминесцентное (КЛ) исследование внутреннего строения зёрен, установило присутствие нескольких генераций этого минерала.

Ранняя генерация (6 определений) представлена субугловатыми фрагментами (реликтами) зёрен полупрозрачной светло-серой и серой окраски, сохранившимися в центральных частях крупных кристаллов циркона. Поверхность этих фрагментов мелкая ячеистая шероховатая. Для них характерно наличие своей внутренней зональности, свидетельствующей о первично магматическом генезисе этой генерации, и часто не совпадающей с ориентировкой зональности вмещающих их более крупных кристаллов. Зёрна (фрагменты) размером 50 x 80 мкм –

субизометрично-таблитчатой формы с частично растворёнными (расплывчатыми) и «размытой» КЛ очертаниями; коэффициент удлинения – 1,1-2,0. Для зерен ранней генерации типичны невысокие содержания U (52-96г/т), Th (44-74г/т), высокие Pb*(23,3-39,9), значения Th/U = 0,80-0,97. U-Pb изотопное изучение цирконов с весьма близкими и низкими содержаниями урана и тория показало, что все они имеют конкордантные соотношения значений возраста, что указывает на ненарушенность их U-Pb систем. U-Pb данные по цирконам этого типа показывают значение 2710±26 млн лет. Для максимально конкордантных (D = от +1 до -1) цирконов (n=5) ранней генерации также получены возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равные 2712±21 млн лет. Для одного незонального низкоторийевого (2г/т) циркона внутри зонального кристалла возраст составил 1891±17 млн лет. Следует отметить, что ранее в ЦИИ ВСЕГЕИ были получены неоархейские U-Pb датировки для зёрен цирконов подобного типа из пироксенитов и перидотитов гурского комплекса Богбасинского массива в 2760 ±18 и 2733±43 млн лет, соответственно (Васькин, 2008; Роганов, 2012), а также для одного зерна циркона из позднемеловых гранодиоритов прибрежного комплекса 2718±20 млн лет. Возраст основной части цирконов из этой пробы 74,6±1,0 млн лет (U-Pb SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ).

Более поздняя генерация представлена призматическими зёрнами (9) и их обломками, удлинёнными полупрозрачными бесцветными и непрозрачными от коричневатой до светло-серой и розовой окраски. Кристаллы и их обломки зональные, с мелкими включениями и с белёсыми оболочками обрастания. В режиме КЛ в цирконах наблюдается чёткая магматическая зональность с тёмными цветами, иногда со следами частичной перекристаллизации в краевых частях зёрен. Вторая генерация образует как собственно кристаллы, так и обрастания на цирконах ранней генерации. Длина крупных зёрен до 300-400 мкм, мелких – 100-150 мкм; коэффициент удлинения варьирует от 1,5 до 3,0. Девять значений U-Pb возраста цирконов второй генерации, несмотря высокую степень их дискордантности, равномерно распределились в диапазоне от 71,9±1,3 до 77,1±0,8 млн лет, что практически соответствует U-Pb возрасту цирконов (71,6 и 72,4 млн лет) из базальтов саласуской толщи на сопредельной к северу территории листа М-54-VII. Эти цирконы по сравнению с цирконами ранней генерации характеризуются более высокими содержаниями U (108-252 г/т), Th (79-252 г/т), а соотношение Th/U – от 0,63 до 1,02.

Вывод. Большая часть цирконов в саласуских андезибазальтах образовалась в процессе позднемелового магматизма, но в них присутствует устойчивая группа зёрен цирконов позднеархейского возраста, т. е. история геологического развития территории Нижнего Приамурья Сихотэ-Алиня не ограничивается одним лишь фанерозоем. Конкордантность даты 2712±21 млн показывает, что она, скорее всего, не случайна, а отражает некое реальное событие геологического прошлого.

Предварительные результаты получены в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН и в рамках работ по объекту ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2017-2019 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)» (Государственному заданию Федерального агентства по недропользованию от 11.01.2018 № 049-00009-18-00).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
2. **Плиев В.Н.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-54-X111. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат. 1958. 34 с.
3. **Решения Четвёртого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья.** Хабаровск. 1994. 124 с.
4. **Williams I.S.** Reviews in Economic Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

НАДСУБДУКЦИОННАЯ МАНТИЯ СЕВЕРНЫХ КУРИЛ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КСЕНОЛИТАМ ВУЛКАНА ЧИРИНКОТАН

Давыдова М.Ю.¹, Мартынов Ю.А.¹, Рашидов В.А.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: mashamart@mail.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,

e-mail: rashidva@kscnet.ru

Решение вопросов, связанных с происхождением и эволюцией субдукционных магм. невозможно без информации о минералогическом и элементном составе надсубдукционной мантии. Чаще всего эта проблема решается методами обратного экспериментального и геохимического моделирования, точность которых ограничивается принимаемыми допущениями. Прямую информацию о составе мантийного источника несут ультраосновные ксенолиты, находки которых в надсубдукционных базальтах, к сожалению, редки. Например, в пределах Курильской островной дуги такого типа ксенолиты задокументированы только на вулкане Чиринкотан [1, 4], причем их петрологическое изучение, выполненное более 30 лет назад, ограничилось детальным петрографическим описанием образцов. В данной работе приведены первые результаты аналитических исследований с использованием современных методов элементного анализа коллекции образцов, отобранных М.Ю. Давыдовой в рейсе «Искатель-4» в 2015 г. и В.А. Рашидовым в 40-ом рейсе НИС «Вулканолог» в 1991 г.

Курильская островная дуга, представляющая собой южный отрезок единой Курило-Камчатской островодужной системы, состоит из Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской гряды, Малой Курильской гряды и Курильской глубоководной котловины. Формирование дуги началось в олигоцене или раннем миоцене. Ее общая протяженность превышает 1150 км, ширина колеблется от 100 до 200 км. Сейсмофокальная зона под вулканическим фронтом фиксируется на глубине 94,2 км под северными Курилами и 92 км – под южными Курилами. Мощность континентальной коры меняется незначительно: 28–33 км на юге, 25–30 км в центре, 32–36 км на севере. Скорость погружения океанической плиты оценивается ~ 8,6 см/год [3].

Чиринкотан, активный вулкан тыловой зоны, расположен на одноименном острове, поперечные размеры которого не превышают 3 км. Высота конуса, учитывая его подводную часть ~ 3000 м. Состав пород андезитовый, андезибазальтовый. Ксенолиты локализованы в андезитах и представлены амфиболовыми габбро и гипербазитами. Последние, согласно минералогическим и петрохимическим критериям, относятся к гарцбургитам и лерцолитам. Незначительные вторичные изменения образцов, отобранных для аналитических исследований, проявляются в развитии по трещинам серпентин-хлоритового агрегата. Структура пород крупнозернистая. Среди минералов преобладают незональные форстериты (54–71 %, Fo 88–90), энстатиты (29–30 %, Wo₁En₉₀Fs_{9–10}, mg#¹90–91) и диопсиды (Wo_{48–49}En₄₈Fs₄₇, mg#²92–93). При близком составе диопсидов, их содержание в гарцбургитах колеблется в пределах 1–7 %, в лерцолитах достигает 17 %. Содержание шпинели не превышает 1 %. Некоторые клинопироксены в гарцбургитах показывают отчетливые признаки распада на шпинель и ортопироксен. Оливины и пироксены ультраосновных ксенолитов на границе с вмещающей породой меняют свой состав на более железистый (форстерит→гортонолит, диапсид→авгит,

¹ mg# = Mg / (Mg + Fe) ат. %

гиперстен→бронзит), что противоречит возможности их кумулятивного происхождения. Вмещающие андезиты отличаются массивной текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (~87%), ортопироксен (~6%), клинопироксен (~5%), магнетит (~1%) и апатит (~1%). Для плагиоклазов (An₇₆₋₉₀) и пироксенов (mg# 70-79) характерна прямая зональность, что предполагает незначительное влияние на состав вулканической породы процессов контаминации материалом ксеногенных включений.

Петрогенетические особенности состава курильских ксенолитов проявляются при сопоставлении их минералогического и микроэлементного составов с однотипными включениями в лавах голоценовых вулканических центров Камчатки [2]. Для целей данной работы наибольший интерес представляют надсубдукционные вулканы Авачинский (Восточный вулканический пояс, фронтальная зона), Шивелуч (Центрально-Камчатская депрессия, тыловая зона), а также внутриплитный вулканизм зоны Валоваям.

На треугольной диаграмме Cr-Al-Fe³⁺ (не показана) составы шпинелей из курильских гарцбургитов проецируются в область железистых составов (Fe~0,1), что, вероятно, связано с вторичными процессами, выраженными в развитии вокруг шпинелей серпентин-хлоритовых оторочек.

Надежным индикатором степени деплетации ультраосновного вещества считается содержание хрома и глинозема в шпинеле. По сравнению с ксенолитами из базальтов вулканов Шивелуч и Авачинский, шпинель из гарцбургитовых включений в Чиринкотан отличается устойчиво более низкой хромистостью (Cr^{#2}<0,40), сопоставимой с таковой шпинелей из ксенолитов внутриплитных базальтов поля Валоваям (рис. 1).

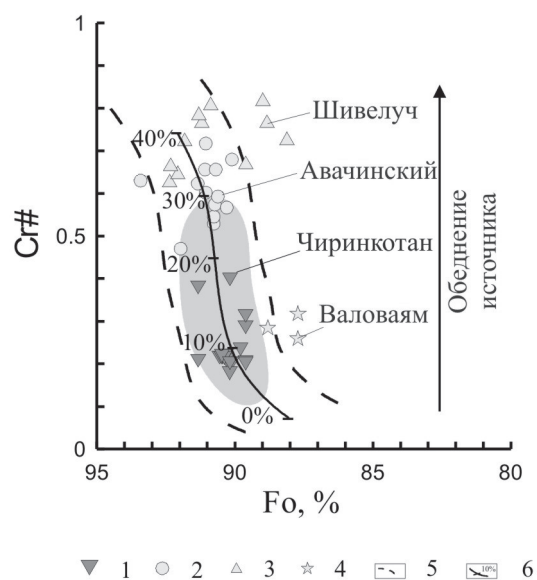


Рис. 1. Диаграмма составов сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в мантийных ксенолитах. Fo, % – содержание форстерита в оливине. 1 – оливин-шпинелевые парагенезисы ксенолитов в Чиринкотан; 2-4 – составы оливина и шпинели ксенолитов вулканов Авачинский (2), Шивелуч (3) и вулканического поля Валоваям (4) по [2]; 5 – поле составов, характерных для мантийных перидотитов (OSMA) по [6]; 6 – степень плавления мантийного субстрата по [5]. Серое – поле абиссальных перидотитов по [5].

Сравнительно обогащенный состав изученных ксенолитов в Чиринкотан выражен и в микроэлементном составе. Относительные концентрации высоконеогерентных и «консервативных» элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb) в этих породах близки к таковым в ксенолитах внутриплитных базальтов Камчатки (Бакенинг, Валоваям) и модельной мантии DM-типа, но выше

по сравнению с включениями из надсубдукционных лав полуострова (рис. 2)

Различная степень деплетации надсубдукционной мантии северных Курил и Камчатки, выявленная при сопоставлении составов ксенолитов, возможно, связана с различной магматической историей. Регистрируемые для Камчатки повышенные температуры верхней

² Cr[#]=Cr/(Cr+Al) ат. %

мантии [8] и высокая магматическая продуктивность [6], свидетельствуют о высокой степени плавления, что предполагает последовательное истощение мантийного источника некогерентными элементами.

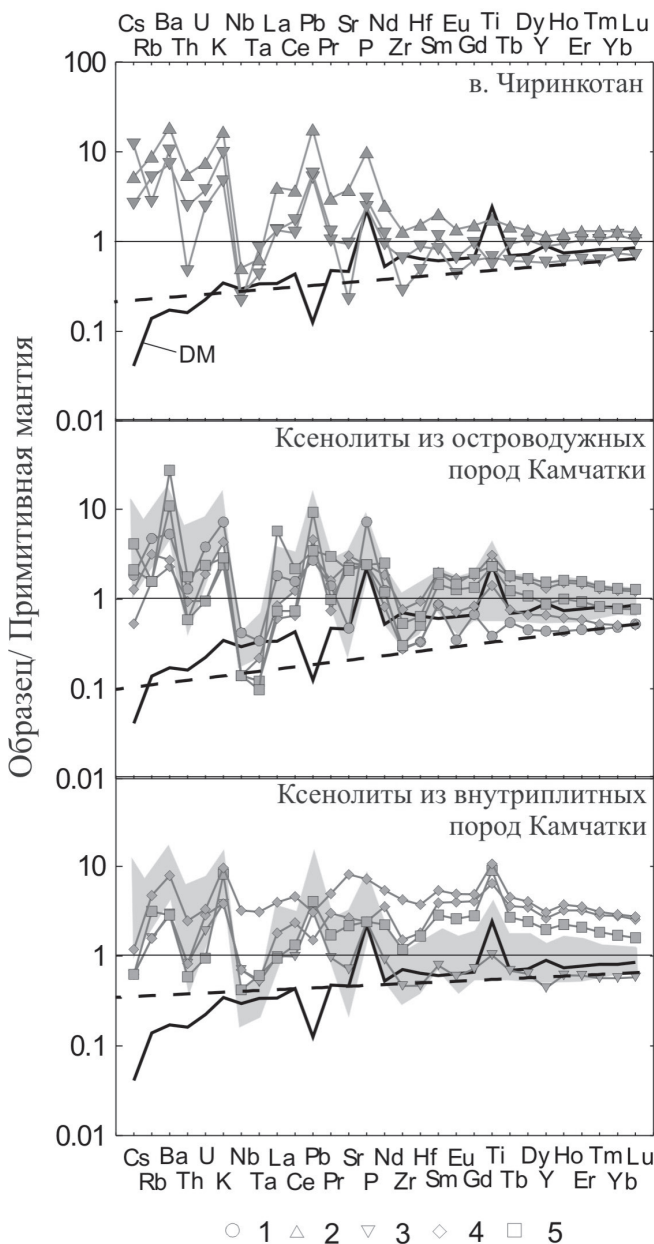


Рис. 2. Нормированные к примитивной мантии [10] графики распределения содержаний микроэлементов в ультраосновных ксенолитах Курило-Камчатской островодужной системы.

1 – дунит, 2 – лерцолит, 3 – гарцбургит, 4 – пироксенит, 5 – верлит. Серым полем – составы ксенолитов в. Чирикотан. DM – депле-тированная мантия [9]. Островодужные (Авачинский, Шивелуч, Харченский) и внутриплитные (Бакенин, Валовая) ксенолиты Камчатки по [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00138, № 18-05-00041, 18-05-00410).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольнец, О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Ананьев В.В., Антонов А.Ю., Гладков Н.В., Марков И.А. Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 43-57.
2. Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17-31.
3. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1-25.
4. Цветков А.А., Авдейко Г.П. Лерцолитовые включения в лавах извержения 1980 г. вулкана Чирикотан, Курильские острова (первая находка) // ДАН. 1982. Т. 267. № 5. С. 1199-1203.
5. Arai S., Takada S., Michibayashi K., Kida M. Petrology of Peridotite Xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its Implication for Dynamic Mantle–Wedge Processes // J. Petrol. 2004. V. 45.N. 2. P. 369-389.
6. Auer S., Bindeman I., Wallace P., Ponomareva V., Portnyagin M. // Contr. Miner. Petrol. 2008. V. 157. N. 2. P. 209-230.
7. Coombs M. L., Gardner J. V. Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing // American Mineralogist. 2004. V. 89. P. 748-759.

8. Manea V.C., Manea M. Thermal models beneath Kamchatka and the Pacific plate rejuvenation from a mantle plume impact // Volcanism and subduction. The Kamchatka region. Geophysical monograph 172 / eds J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J. Lees. Washington, DC. 2009. P. 77-91.

9. Salters V.J.M., Stracke A. The composition of the depleted mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. V. 5. N 5. DOI:10.1029/2003GC000597.

10. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London. 1989. P. 313-345.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Денисова Ю. В.

*Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
e-mail: yulden777@yandex.ru*

Кузьпуаюский массив (Приполярный Урал) представляет собой вытянутое изолированное тело, находящееся на левом и правом берегах Кожима (рис. 1). Породы данного массива представляют собой среднезернистые породы розового цвета с зеленовато – серым оттенком, обладающие массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью. Вмещающими породами для Кузьпуаюского массива, являются верхнерифейские отложения мороинской свиты [1, 2, 5].



Рис. 1. Кожимский массив. 1 – слюдяно-кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 – слюдяно-кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур.

Массивы (цифры в кружочках): 1 – Кузьпуаюский; 2 – Кожимский.

На основании содержания кремнезема изучаемые породы относятся к силикатной группе кислого ряда (содержание SiO_2 превышает 64 %). Средний состав изучаемых пород Кожимского массива ($\text{SiO}_2=77,25\%$ (74,33-78,88 %), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}=7,67$ (5,29-7,99)) отвечает лейкограниту. Согласно диаграммам щелочности Тейлора, граниты относятся к калиево-натриевому типу, а по содержанию K_2O – могут быть определены как высоко-калиевые. По величине коэффициента глиноземистости ($al^2=5,13$ (4,44-6,72)) граниты представляют собой высокоглиноземистые

породы. Агпайтовый индекс ($K_a=0,67$ (0,61-0,70)) указывает на преобладание Al_2O_3 над щелочами. В среднем в гранитах отмечается умеренное содержание MgO (0,22 %), TiO_2 (0,33 %), низкое содержание MnO (0,02 %). Разброс содержаний CaO для гранитов Кожимского массива приходится на довольно узкий интервал (от 0,22 до 0,59 % при среднем 0,38 %), что может указывать на практически одинаковый уровень содержания кальция в течение всего времени формирования породы.

Граниты обогащены легкими редкоземельными элементами в 50-400 раз относительно хондрита [7], причем наиболее сильно увеличены содержания La , Ce и Nd . Содержание тяжелых элементов превышает хондритовый стандарт в 5-55 раз. Наиболее сильное повышение содержания отмечается у Gd , Dy , Er , Yb . Дефицит европия сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный ($Eu/Eu^*=0,13$). Отношение La/Yb (20,03) позволяет говорить, что граниты Кожимского массива относятся к среднедифференцированному типу. Также изученным породам свойственно среднее отношение Th/U (5,28), что указывает на проявленные процессы метасоматических изменений. Отмечаются и высокие значения отношений Nb/Ta (11,58), что свидетельствует о ювенильном глубинном источнике этих гранитов.

Нормированный на гипотетический плагиогранит COX состав рассеянных элементов на спайдерграмме показывает, что изученные гранитоиды обогащены крупноионными элементами (Rb , Ba) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Th , Nb , Ce , Sm) по отношению к составу гипотетического плагиогранита (рис. 2) [6].

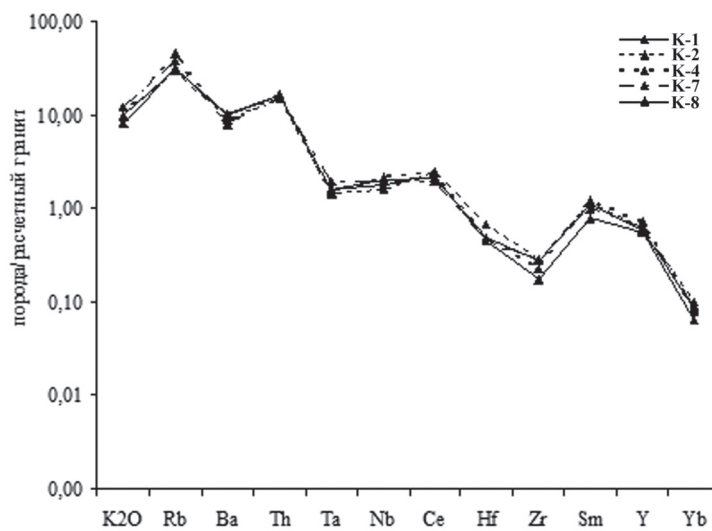


Рис. 2. Геохимический состав гранитов Кузьпуаюского массива, нормализованный по гипотетическому плагиограниту COX.

Граниты характеризуются выдержанным уровнем отношений оксидов главных щелочных металлов – K_2O/Na_2O (0,88-1,72), которое позволяет говорить, что родоначальным субстратом, вероятно, являлся магматический или метамагматический протолит [3]. Преимущественно высококалиевый состав изученных гранитов и повышенное содержание некогерентных литофильных элементов свидетельствует о выплавлении породы в мощной континентальной коре [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисова Ю.В. Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 125). Сыктывкар. 2009. Сб. 7. С. 62-72.
2. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар. 2014. № 5. С. 9-16.
3. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протиуралитов – тиманидов. Сыктывкар: Геопринт. 2005. 100 с.
4. Удоратина О.В., Соболева А.А., Дорохов Н.С., Кузенков Н.А. Петрология пород Ильязского массива (Северный Урал) // Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 113. Сыктывкар: Геопринт. 2003. С. 54-73.
5. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука. 1968. 252 с.
6. Pearce J.A., Harris V.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.
7. Sun S.S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179-192.

ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИСАЯНСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ

Канева Е.В.¹, Левицкий И.В.²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: kev604@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: ilevit@bk.ru

Присаянский краевой выступ фундамента Сибирской платформы прослеживается от побережья оз. Байкал на 300 км к СЗ до р. Ока и состоит из Иркутского, Китайского, Жидойского и Булунского блоков, включая в себя Прибайкальскую гранулит-гнейсовую (шарыжалгайский, китайский комплексы) и Восточно-Сибирскую гранит-зеленокаменную области, палеопротерозойские протоплатформенные троговые пояса, палеопротерозойские магматические и ультраметаморфические образования [1]. К его обрамлению приурочены комплексы пород (слюдянский, ольхонский, святоносский) с неопротерозойскими протолитами, метаморфизованными в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации.

Целью данной работы является выявить особенности минерального состава пород разных групп Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, используя рентгенографический метод исследования состава вещества.

По геологическому положению, генетической природе и возрасту выделены следующие группы пород:

– метаморфические породы гранулитовой фации шарыжалгайского комплекса Присаянского краевого выступа (архейские: Сш-4 – участок Кругобайкальской железной дороги; палеопротерозойские: АГШ-9 – карьер Ангасолка, Ж120-1 и Ж120-2 – р. Орингол).

– магматические породы (неметаморфизованные) китойского гранулитового комплекса (палеопротерозойские дайки (1,864 млрд лет): Д-222, Д-170, С-34; неопротерозойские дайки (800-1000 млн лет?: Д-234, Д-202).

– породы метаморфических (гранулитовых) комплексов обрамления (краевой части Присяянского краевого выступа): слюдянский – Сл-319, Сл-352; ольхонский – О-38 и святоносский – СН-80).

Данные порошковой рентгеновской дифракции для образцов были получены с использованием дифрактометра D8 ADVANCE Bruker, оснащенного детектором VANTEC-1 PSD и зеркалом Gobel при пошаговом режиме съемки в диапазоне дифракционных углов 2θ от 3 до 80 градусов, используя $\text{CuK}\alpha$ источник излучения. Экспериментальные условия были следующими: 40 kV, 40 mA, время экспозиции – 1 с, размер шага – $0,02^\circ 2\theta$. Обработка полученных данных была выполнена с использованием пакета программных средств DIFFRAC^{plus}. Образцы были идентифицированы с помощью Базы данных порошковой дифрактометрии PDF-2 [4] и индцированы с применением программного обеспечения EVA [3]. В программе TOPAS 4 [5] с помощью полнопрофильного анализа, по методу Ритвельда [6], определялось относительное содержание фаз.

Качественное и, в особенности, количественное определение минерального состава метаморфических горных пород методом рентгеновской дифракции представляет собой сложную задачу по ряду причин, среди которых следует отметить сложность идентификации отдельных минералов, составляющих минеральные группы (полевые шпаты, амфиболы и др.), а также аксессуарных минералов с содержанием до 2-5 %. Погрешность определения минерального состава составляет приблизительно 8 % и менее.

Результаты количественного рентгенофазового анализа представлены на рис. 1, 2 и 3. С применением [2] на основании минерального состава были уточнены названия исследуемых горных пород.

Образец метаморфической породы гранулитовой фации шарыжалгайского комплекса Присяянского краевого выступа Сш-4 (участок Кругобайкальской железной дороги) соответствуют составу роговообманкового габбро (рис. 1). Палеопротерозойские породы АГШ-9 из карьера Ангасолка и Ж120-1, Ж120-2 (р. Орингол) (рис. 1) были определены как гранито-гнейс и плагиосланцы двупироксеновые с биотитом, соответственно.

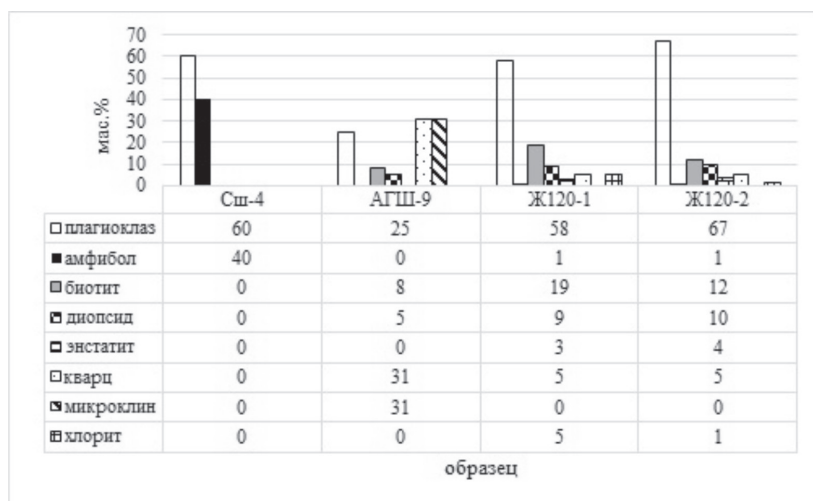


Рис. 1. Результаты количественного рентгенофазового анализа минерального состава образцов метаморфических пород гранулитовой фации шарыжалгайского комплекса Присяянского краевого выступа (архейские: Сш-4 – участок Кругобайкальской железной дороги; палеопротерозойские: АГШ-9 – карьер Ангасолка, Ж120-1 и Ж120-2 – р. Орингол).

Образцы Д-222 и Д-170 пород китойского гранулитового блока обладают близким составом (рис. 2), относящимся к среднему, однако отличаются содержанием ортопироксена, и были определены как кварцевый монцодиорит (Д-222) и монцонит (Д-170). По своему составу значительно отличается от них образец С-34 пород тех же протерозойских даек участка р. Китой, который был отнесен к роговообманковому габбро с биотитом (~33 % роговой обманки и ~16 % биотита, рис. 2). Магматическая порода неопротерозойских даек китойского гранулитового комплекса (образец Д-234), в своём составе имеющая ~21 % оливина (рис. 2), была определена как оливиновое габбро, а образец Д-202 (рис. 2) был отнесен к биотит-амфиболовым плагиогнейсам.

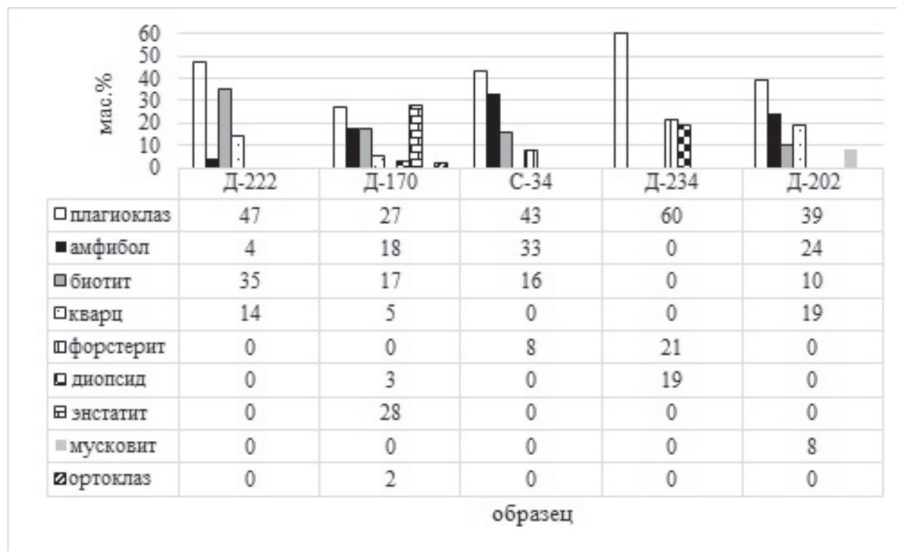


Рис. 2. Результаты количественного рентгенофазового анализа минерального состава образцов магматической породы китойского гранулитового комплекса (палеопротерозойские дайки: Д-222, Д-170, С-34; неопротерозойские дайки: Д-234, Д-202).

На рис. 3 представлен фазовый состав пород метаморфических (гранулитовых) комплексов обрамления Присаянского краевого выступа. Образцы пород слюдянского комплекса различаются, в основном, отношением содержания биотита и амфибола: так, Сл-319 определен как плагиосланец актинолит-двупироксеновый, а Сл-352 – плагиосланец двупироксеновый биотит-амфиболовый. Образец О-38 ольхонского комплекса метаморфических пород, определенный как плагиосланец актинолит-двупироксеновый, близок по составу к Сл-319 (рис. 3), а СН-80 (Святой нос) (рис. 3) соответствует составу роговообманкового габбро и близок к Сш-4 (рис. 1)

Представленные первые результаты настоящей работы показали, что применение рентгенодифракционного метода анализа фазового состава образцов пород оказалось успешным дополнением к петрографическим методам исследований, позволяющим провести количественную оценку содержания главных породообразующих минералов (метод имеет ограничения при определении аксессуарных минералов) и уточнение названия породы. Учитывая сложный состав пород, уровень погрешности метода расчёта количественного содержания можно считать удовлетворительным.

Исследование пород юга Восточной Сибири может существенно поспособствовать изучению и установлению закономерностей формирования континентальной коры.

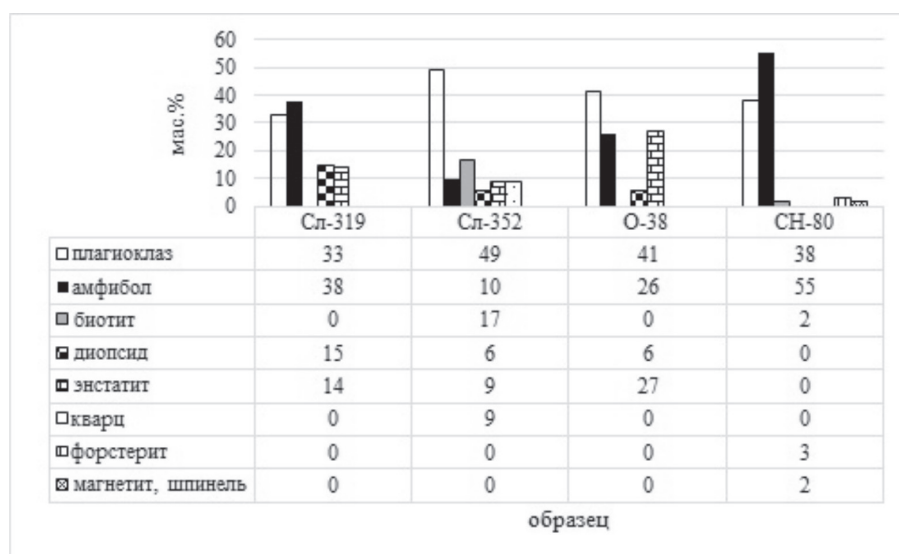


Рис. 3. Результаты количественного рентгенофазового анализа минерального состава образцов пород метаморфических (гранулитовых) комплексов краевой части Присяянского краевого выступа: слюдянский – Сл-319, Сл-352; ольхонский – О-38 и святоносский – СН-80).

Авторы выражают благодарность В.И. Левицкому и Т.А. Радомской за помощь. Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., и др. Метаморфизм, магматизм Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и сопредельной территории Центрально-Азиатского складчатого пояса // Магматизм и метаморфизм в истории Земли (Материалы XI Всероссийского петрографического совещания). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2010. Т. 2. С. 15-17.
2. **Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
3. **DIFFRAC Plus Evaluation package EVA.** User's Manual, Bruker AXS, Karlsruhe, Germany. 2007. 117 p.
4. **ICDD PDF-2,** Release 2007.
5. **Topas V4:** General profile and structure analysis software for powder diffraction data. User's Manual, Bruker AXS, Karlsruhe. Germany. 2008. 68 p.
6. **Young R.A.** The Rietveld Method. Oxford University Press. Oxford. 1993. 298 p.

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ЧЖАРГАЛАНТСКОГО ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА В ОРОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)

Кармышева И.В.^{1,2}, Владимиров В.Г.^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: iri@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: iri@igm.nsc.ru*

Западный Сангилен представляет собой фрагмент коллизионного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента [8, 5]. Эволюция Западного Сангилена включает в себя три основных последовательных этапа коллизионных событий [4]: раннеколлизионный (570-535 млн лет), коллизионный (535-495 млн лет) и постколлизионный (495-430 млн лет). Пик коллизионных событий и начало растяжения орогена приходится на рубеж 495 млн лет. Каждый этап характеризуется своим базитовым и гранитоидным магматизмом. Наиболее активно интрузивные процессы были проявлены в период 510-465 млн лет, а их завершение маркируется периодом внедрения и становления камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса.

В геологическом строении Западного Сангилена выделяются метаморфическое основание, сложенное существенно терригенными породами тесхем-мугурского и нижнеэрзинского комплексов, и перекрывающий его карбонатно-терригенный чехол. Граница между ними представляет собой область меланжа, наиболее полно представленная в бассейне р. Нарын.

В конце 80-х А.Г. Владимировым с соавторами [3] в зоне сочленения метаморфических толщ и карбонатно-терригенного покрова был описан чжаргалантский гранит-лейкогранитный комплекс, представленный одноименным массивом и серией мелких пластообразных интрузивных тел жильного типа в области меланжа. Вмещающими породами гранитов являются карбонатные отложения сангиленской серии, сланцы и гнейсы, относимые к тесхемскому нерасчлененному метаморфическому комплексу [1-3].

Гранитоиды Чжаргалантского массива представлены калиевыми пегматоидными лейкогранитами, состоящими из кварца (35-40 %), микроклина (15-20 %), плагиоклаза (25-35 %), биотита (5-7 %) и мусковита (1-3 %). Составы пород варьируют от известково-щелочных до известковистых, относятся к умеренно- и высоко-щелочным (SiO_2 – 72,2-75,3 мас. % и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 5,45-9,05 мас. %) с умеренным и высоким содержанием калия (1,91-6,46 мас. %) и высокоглиноземистым (A/CNK – 0,98-1,42) гранитам.

В эндоконтактных частях гранитов Чжаргалантского комплекса широко развиты пироксенсодержащие лейкократовые породы. В их составе наблюдаются идиоморфные кристаллы диопсида, иногда окруженные амфиболовой каймой, графит и сфен. Граниты эндоконтактной зоны незначительно отличаются от пегматоидных лейкогранитов, характеризуясь более широким интервалом составов основных петрогенных элементов (SiO_2 – 71,6-76 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 4,46-10 мас. %, K_2O – 0,35-7,78 мас. %). Существенным различием является повышенное содержание CaO (0,77-4,42 мас. %) и более низкая глиноземистость (A/CNK – 0,35-1,10) [3].

Вещественный состав гранит-лейкогранитов Чжаргалантского массива свидетельствует об их двойственной геохимической природе [3]. Результаты численного геохимического моделирования процессов частичного плавления вмещающих метапелитов показали, что

субстратом для гранитообразования могут выступать метапелиты нижнеэрзинского комплекса, а ведущим фактором в формировании гранитных расплавов чжаргалантского комплекса являлось неравновесное плавление метапелитов (Grt-Bt-гнейсов) [2].

Жильные тела гранитов залегают субконформно вмещающим метаморфическим породам. По характеру внедрения и становления гранитоиды чжаргалантского комплекса относятся к синтектоническим, поскольку морфология и пространственное положение отдельных тел контролируются областью распространения карбонатно-терригенного меланжа [2]. Коренные выходы, вовлекаемых в хрупко-пластичный меланж магматических пород, расположены в непосредственной близости от тектонической зоны или в ее пределах. Вязко-пластичный меланж формировался в самых нижних частях покрова, на границе с кристаллическим комплексом. Включения представляют собой обломки сланцев подстилающего метаморфического тесхемского комплекса, магматические породы чжаргалантского и кокмолгаргинского комплексов. Матрикс варьирует от мраморного до существенно терригенного [2].

Состав и возможный субстрат гранитоидов, принадлежность гранитных тел к области меланжа и их тектоническая позиция, возраст гранитов $489,9 \pm 3,1$ млн лет (U-Pb, циркон, [6]) позволяют сделать вывод, что внедрение и становление гранитоидов чжаргалантского комплекса происходило в постколлизийный период 490-480 млн лет в период развала горно-складчатого сооружения и активного покровообразования в обстановках смены в пределах Западного Сангилене режима сжатия на режим растяжения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 1805-00851), планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Беляев С.Ю., Терлеев А.А.** Современная структура Сангилене // Геология и геофизика. 1990. №12. С. 20-29.
2. **Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н.** Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 398-413.
3. **Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Руднев С.Н.** Интрузивный магматизм зоны перехода Западного и Центрального Сангилене (на примере бассейна р. Нарын) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы: Сборник научных трудов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1989. С. 57-87.
4. **Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.** Термохронология минглинг-даек Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283-310.
5. **Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г.** Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилене (Юго-Восточная Тува) // ДАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489-492.
6. **Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Киринова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М.** Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22-43.
7. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.
8. **Федоровский В. С., Владимиров А. Г., Хаин Е. В. и др.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3-22.

ПАРАМЕТРЫ БОНИНИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Котляров А.В.¹, Симонов В.А.^{1,2}, Сафонова И.Ю.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
email: kotlyarov@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
г. Новосибирск*

Бонинитовый магматизм широко представлен в современных островных дугах западной части Тихого океана. В частности, хорошо известны бонинитовые серии Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга и других примитивных островных дуг. Несомненно, эталоном являются бонинитовые породы Идзу-Бонинской дуги, для которых в результате исследования расплавленных включений нам удалось получить физико-химические характеристики бонинитовых расплавов. Наличие таких эталонных данных совершенно необходимо при исследовании характеристик бонинитового магматизма в палеозонах субдукции. Это важно в связи с тем, что присутствие бонинитов отмечается во многих структурах, сформировавшихся в ходе развития древних океанов. В частности, бониниты найдены в составе целого ряда офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского складчатого пояса [1, 3, 4, 5 и др.]. При этом необходимо отметить, что бонинитовые серии, обладающие своеобразным минеральным и химическим составом, привлекают внимание в связи с тем, что они являются фактически эталоном определенных геодинамических обстановок развития переходных зон океан – континент, благодаря их формированию исключительно в структурах примитивных островных дуг. В результате бониниты имеют ключевое значение при анализе палеогеодинамики складчатых сооружений и считаются однозначными индикаторами надсубдукционных условий формирования в энсиматических островных дугах [5].

Проведенные исследования позволили авторам рассмотреть бонинитовые серии из офиолитов Полярного Урала, Горного Алтая, Восточного Саяна и Монголии (хребет Хан-Тайшин и Джидинская зона). Наиболее представительные данные по параметрам древнего бонинитового магматизма были получены с помощью исследования расплавленных включений и первичных минералов для Курайских офиолитов (Горный Алтай) и офиолитов Джидинской зоны (Монголия).

Экспериментальные исследования расплавленных включений дали возможность получить температурные характеристики бонинитовых расплавов. Температуры кристаллизации клинопироксенов (1230-1160 °С) из бонинитов Курайских офиолитов практически совпадают с данными по включениям для бонинитов (1250-1170 °С) Джидинской зоны и по включениям в клинопироксенах (1190-1160 °С) и ортопироксенах (1240-1165 °С) из бонинитов Идзу-Бонинской дуги и хорошо согласуются с данными по бонинитам Марианского желоба и дуги Тонга [1].

На основе результатов анализа составов стекол прогретых и закаленных расплавленных включений были определены, по методике [7], параметры генерации первичных бонинитовых расплавов Курайских офиолитов (1410-1590 °С, 21-35 кбар, 65-105 км), близкие к данным для бонинитов Джидинской зоны (1400-1500 °С, 10-30 кбар, 30-90 км) и для Идзу-Бонинской дуги (1440-1600 °С, 25-37 кбар, 75-105 км). Эти результаты согласуются с полученными ранее данным по первичным бонинитовым расплавам дуги Тонга [1].

Для оценки P-T условий в промежуточных магматических камерах использовался сравнительный анализ экспериментальных температур гомогенизации включений и расчетных ликвидусных температур кристаллизации клинопироксенов, полученных на основе составов

стекло прогретых гомогенизированных включений по программе PETROLOG [6] при разных давлениях. В качестве наиболее вероятных давлений принимались значения этого параметра, при которых расчетные температуры были максимально близки к температурам гомогенизации.

Дополнительная информация о параметрах кристаллизации пироксенов получена при использовании минеральных, термометров и барометров протестированных с помощью экспериментальных данных по расплавленным включениям. В результате было выяснено, что в наибольшей степени с экспериментами согласуются результаты расчетов на основе составов клинопироксенов по программам [2 и др.].

На основе расчетов по программе PETROLOG с использованием информации по составам стекловидных расплавленных включений было выяснено, что клинопироксены древних бонинитов начинали кристаллизоваться на глубинах 30 км (Курайские офиолиты) и 36 км (Джидинская зона), что согласуется с данными по эталонным бонинитам Идзу-Бонинской дуги (около 33 км). В то же время температуры в промежуточных камерах для древних бонинитов (Курайские офиолиты – до 1230 °С; Джидинская зона – до 1250 °С) были выше, чем для современных камер с бонинитовым расплавом – до 1190 °С.

Использование составов клинопироксенов показало, что возможны различные пути эволюции РТ параметров бонинитовых расплавов при их подъеме из нижних уровней в промежуточных камерах. Для Курайских офиолитов в одном случае при минимально установленных температурах (1140-1120 °С) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с глубин 12 км до 0,6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь с выделением трех зон кристаллизации пироксенов на глубинах: 18-13,8 км (1245-1205 °С), 12-3,5 км (1240-1185 °С) и 3,3-0,6 км (1185-1145 °С). Эти зоны фактически соответствуют промежуточным разноглубинным магматическим камерам, характерным для современных островодужных зон субдукции.

В случае офиолитов Джидинской зоны эволюция РТ параметров бонинитовых расплавов имела свои особенности. В начале кристаллизация клинопироксенов проходила в достаточно глубинных условиях при относительно равномерном подъеме магмы от 36 км до 20 км и падении температуры от 1250 до 1165 °С. Только потом происходил резкий подъем в верхние горизонты (до 1,5 км) с несущественным падением температуры – до 1145 °С.

В целом, проведенные исследования позволили не только установить сходство РТ параметров глубинных бонинитовых магматических систем в современных островных дугах и в древних офиолитах, но и определить цифровые характеристики бонинитовых расплавов и их эволюцию с образованием промежуточных камер в палеозонах субдукции.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проекты №№ 0330-2016-0014 и 0330-2016-0003) и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952-967.
2. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // ДАН. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196-2000.
3. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 182-199.

4. **Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В.** Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 651-662.

5. **Склярков Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А.** Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163-180.

6. **Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GC003516>.

7. **Schilling J.G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.** Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N. B7. P. 10057-10076.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

**Крук Н.Н.^{1,2}, Гвоздев В.И.³, Голозубов В.В.³, Крук Е.А.¹,
Касаткин С.А.³, Орехов А.А.³, Руднев С.Н.¹**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: kruk@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный исследовательский университет, г. Новосибирск*

³*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: golozubov@fegi.ru*

Изучение особенностей магматизма, характерных для различных геодинамических режимов, остается неизменно актуальной задачей как с точки зрения понимания процессов, происходящих в литосфере в различных условиях, так и с позиций идентификации тектонических обстановок в геологическом прошлом.

Наименее изученными в отношении петрологии магматических ассоциаций являются обстановки скольжения литосферных плит на границах «континент-океан». Эмпирически установлено, что такие обстановки характеризуются «пестротой» геохимических и изотопных характеристик пород и, по-видимому, источников генерации мантийных и коровых магм. Несмотря на обилие материалов, полученных в последние два десятилетия, эта проблема пока далека от своего решения.

В настоящей работе рассматриваются раннемеловые (≈ 100 млн лет) гранитоиды, локализованные в южной части Журавлевского турбидитового бассейна, сформированные в обстановке скольжения литосферных плит вдоль границы «континент-океан».

Журавлевский террейн протягивается с юго-запада на северо-восток более чем на 700 км и сложен мощными толщами раннемеловых песчано-сланцевых турбидитов [1, 2]. Особенностью осадочных пород является обилие кварца (кремнекислотность песчаников и алевролитов – 70-75 мас. % SiO₂), нижекларковые содержания несовместимых элементов и древние модельные (около 2 млрд лет) Nd возраста [5]. Осадочные породы прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов, сформированными в возрастном интервале от раннего мела до палеогена. Среди наиболее древних (раннемеловых) гранитоидов, по данным геологосъемочных и тематических работ, выделяются четыре субсинхронных интрузивных

комплекса, включающих гранитоиды: татибинский, дальненский, березовско-араратский и порубский [3, 5, 7 и др.].

Татибинский комплекс в южной части Журавлевского террейна формирует более десятка крупных интрузий и большое количество мелких тел. Нами были изучены массивы в низовьях р. Арму. В составе интрузий здесь преобладают крупно-среднезернистые биотит-амфиболовые и биотитовые гранодиориты, в резко подчиненном количестве встречаются кварцевые диориты и меланограниты. Более основные породы в виде самостоятельной фазы в массивах не проявлены: известны лишь редкие меланократовые включения в гранитоидах и постраничные дайки монцодиоритов.

Гранитоиды по составу отвечают породам высококалиевой известково-щелочной серии нормальной щелочности. Породы магнезиально-железистые, слабо недосыщены глиноземом и обогащены кальцием. Концентрации несовместимых элементов (Rb – 117-123 г/т, Sr – 370-410 г/т, Ba – 440-510 г/т, Zr – 120-150 г/т, Y – 15-16 г/т, Th – 14-16 г/т) близки к наблюдаемым в типичных гранитоидах I-типа и сходны с наиболее деплетированными породами татибинского комплекса, проявленными в Самаркинском террейне [4]. Гранитоиды характеризуются близкларковыми содержаниями РЗЭ (Σ РЗЭ – 100-120 г/т), асимметричными спектрами их распределения с $(La/Yb)_N=9-11$ и незначительным европиевым минимумом ($\Delta Eu=0,8-0,9$). Характерны отрицательные значения параметра $\epsilon Nd(t)$ (около -2), модельный Nd возраст гранитоидов $T_{Nd}(DM-2)$ составляет 1,0-1,1 млрд лет.

Объем дальненского комплекса наиболее дискуссионен. Макроскопически его гранитоиды почти неотличимы от татибинских. Диагностической особенностью при картировании является наличие в гранитоидах большого числа меланократовых включений, не характерных в целом для татибинского комплекса в Журавлевском террейне. Второй особенностью является наличие связи с массивами комплекса золотого оруденения. В качестве петротипа дальненского комплекса в Журавлевском террейне может рассматриваться Приисковый массив, изученный нами в ходе полевых работ.

Приисковый массив расположен в правобережье р. Большая Уссурка, к северо-западу от д. Мельничное. Массив сложен ранне- и позднемеловыми образованиями. Раннемеловые породы представлены преимущественно крупно-среднезернистыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами. В качестве завершающей фазы встречаются среднезернистые (до мелкозернистых) биотитовые и амфибол-биотитовые меланограниты и граниты. Для гранитоидов характерно обилие меланократовых включений, сложенных мелко-среднезернистыми габброидами и монцодиоритами.

Породы главной фазы (гранитоиды) принадлежат умереннокалиевой известково-щелочной магнезиально-железистой серии нормальной щелочности. В сравнении с аналогичными по кремнекислотности гранитоидами татибинского комплекса гранитоиды дальненского обеднены калием и обогащены кальцием. Уровень накопления несовместимых элементов (Rb – 70-820 г/т, Zr – 115-125 г/т, Y – 12-13 г/т, Th – 7-8 г/т) несколько ниже, чем в татибинских гранитоидах, а щелочноземельных элементов – напротив, выше (Sr – 470-490 г/т, Ba – 500-580 г/т). Концентрации РЗЭ в породах нижекларковые (Σ РЗЭ – 80-90 г/т), спектры их распределения асимметричные с $(La/Yb)_N=9-9,5$ и незначительным европиевым минимумом ($\Delta Eu=0,75-0,8$). Изотопный состав неодима существенно более радиогенный, нежели в татибинских гранитах ($\epsilon Nd(t) = +2,1$, $T_{Nd}(DM-2) = 0,74$ млрд лет).

Габброиды и монцодиориты меланократовых включений характеризуются низкими содержаниями титана, глинозема и фосфора, умеренными – калия и магния. В сравнении с гранодиоритами они несколько обогащены щелочноземельными (Sr – 470-490 г/т, Ba – 500-580 г/т) и редкоземельными (Σ РЗЭ – 100-115 г/т) элементами. Изотопный состав неодима в габброидах такой же, как и в гранитоидах ($\epsilon Nd(t) = +2,1$).

Породы березовско-араратского комплекса слагают крупный магматический ареал в центральной части Кавалеровского рудного узла. В составе ареала выделяются два круп-

ных интрузива (Арагатский, сложенный в основном монцогаббро и монцодиоритами, и Березовский, в котором преобладают монцодиориты и монцогранодиориты) и группа мелких массивов, представленных, преимущественно, гранитоидами.

Породы соответствуют ультракалиевой (шошонитовой) щелочно-известковой серии нормальной или слабо повышенной щелочности. Характерны повышенная железистость, слабая недосыщенность глиноземом и повышенные концентрации фосфора практически на всем интервале кремнекислотности пород. Редкоэлементный состав характеризуется максимальными среди изученных пород концентрациями несовместимых элементов (Rb – до 175 г/т, Zr – до 250 г/т, Y – до 30 г/т, Th – до 25 г/т, PЗЭ – до 160 г/т). В целом концентрации несовместимых элементов постепенно возрастают с повышением кремнекислотности пород. Габброиды характеризуются слабо отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-0,7), монцодиориты – слабо положительными (+0,2). Наименее радиогенный состав неодима фиксируется в гранодиоритах ($\epsilon\text{Nd}(t) = -2,4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) = 1,1$ млрд лет).

Гранитоиды порубского комплекса слагают ряд небольших интрузий (Порубский, Ленинский, Соболиный, Лазурный и др. массивы) в южной части Кавалеровского рудного района. Преобладающей разностью пород являются среднезернистые амфибол-биотитовые гранодиориты, в качестве поздних фаз присутствуют мелкие тела и дайки кварцевых диоритов и монцодиоритов, меланогранитов и гранитов.

По петрохимическому составу гранитоиды соответствуют умеренно- и высококалиевой известково-щелочной серии нормальной щелочности. От гранитоидов татибинского и дальненского комплекса порубские гранитоиды отличаются повышенными содержаниями натрия. Редкоэлементный состав характеризуется минимальными среди гранитоидов района концентрациями Zr (<120 г/т), Hf (<3 г/т), Th (8 г/т), PЗЭ (<120 г/т), максимальными содержаниями Sr (до 750 г/т) и максимально дифференцированными спектрами распределения PЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=9-16$. Гранитоиды порубского комплекса характеризуются умеренно деплетированным составом неодима: $\epsilon\text{Nd}(t)$ в породах разных массивов варьирует от +0,3 до +1, модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ составляет 0,8-0,9 млрд лет.

Проведенные исследования показали, что раннемеловые гранитоиды южной части Журавлевского террейна сформированы, преимущественно, за счет пород ювенильной коры. Вклад в гранитообразование верхнекоровых осадочных пород, имевших древние источники кластического материала, был минимален: он фиксируется только в гранодиоритах татибинского и березовско-араратского комплексов. Для последнего повышенная калиевоность и обогащение несовместимыми элементами во многом определяется процессами фракционирования мантийных базитовых магм, формирование которых могло быть связано с возникновением slab-window. Для объяснения формирования гранитоидов дальненского и порубского комплексов необходимо предполагать наличие в основании Журавлевского террейна существенно ювенильных вулканогенно-осадочных толщ.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003) при финансовой поддержке Министерством Образования и науки Российской Федерации (проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И.Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 13-25.
3. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижкова А.А. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М: Наука. 1980. 160 с.
4. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники распла-

вов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 276-302.

5. Симащенко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 70-78.

6. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.

7. Jahn B.-m., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhotealin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872-918.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ БИЛЯКЧАНСКОГО ПОДНЯТИЯ - ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО И ОМОЛОНО-ОХОТСКОГО КРАТОНОВ

Кузьмин В.К., Зелепугин В.Н., Юрченко Ю.Ю.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: yuri_yurchenko@vsegei.ru*

Зона сочленения Северо-Азиатского и Омолонно-Охотского кратонов (Биякчанское поднятие – БЛП) – узкая субмеридиональная полоса развития раннедокембрийских вулканогенно-терригенных и гранитоидных формаций, прослеживаемая по северным отрогам хр. Джугджур на 230 км при ширине 10-25 км от истоков р. Большой Комуи до верховьев р. Мая. БЛП является естественной границей между юго-восточной окраиной Сибирской платформы, Юдомо-Майским прогибом и Южно-Верхоянским синклиналием на западе и Верхнемайским поднятием Охотского массива и Охотско-Чукотским вулканическим поясом на востоке. БЛП представляет собой цепочку небольших (1х4 – 17х34 км) субмеридиональных тектонических блоков (горстов), сложенных раннедокембрийскими породами и разделенных рифейскими, палеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами и гранитоидами. Горсты сформированы неравномерно дислоцированными и слабо метаморфизованными (зона серицита-хлорита) вулканогенно-терригенными толщами биякчанской серии, прорванными интрузиями гранитоидов нудымийского комплекса. Геологические разрезы биякчанской серии в различных частях БЛП сохраняют один и тот же набор пород, но количественные соотношения терригенных пород, эффузивов основного и кислого составов и пластовых тел гранитоидов, представленных граносиенитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами, гранитами и лейкогранитами, изменчивы. Так, в южной части поднятия, в верховьях р. Большой Комуи – Тотта доминируют толщи песчаников и алевролитов с редкими прослоями основных и кислых эффузивов и мелкими телами гранитоидов. В центральной части в бассейне р. Горбукан – Нудыми терригенные породы встречаются реже, а преобладают основные и кислые эффузивы, отмечаются крупные (до 60 км²) тела гранитов. В северной части БЛП в бассейне р. Левая Нябальджа распространены преимущественно терригенные породы и основные вулканыты, кислые эффузивы редки, гранитоиды распространены ограниченно. Слабая структурно-геологическая и геохронологическая изученность вулканогенно-терригенных отложений БЛП не позволяет провести их надежную корреляцию с хорошо изученными стратотипическими разрезами в других структурах со сходным строением и поэтому взгляды геологов на их тектоническую природу, происхождение и возраст весьма противоречивы. Так, В.С. Коген с соавторами [1] расчленил единый разрез вулканогенно-терригенных пород биякчанской

серии на две крупные толщи. Нижняя часть разреза БЛП, сложенная преимущественно вулканитами спилит-кератофировой и кремнистой формаций (нельбачанская толща), сопоставляется с верхнеархейскими троговыми зеленокаменными комплексами западной части Алданского щита. Верхняя часть разреза, сформированная терригенными толщами (биякчанская толща), соответствует молассоидной формации и соотносится с протоплатформенными нижнепротерозойскими образованиями удоканской серии. На ГКК-200 и 1000 терригенно-вулканогенные отложения биякчанской серии сопоставляются с самыми разными структурами и датируются верхним археем, нижним, средним и верхним протерозоем, нижним и верхним рифеем [1-3]. В связи с этим и мнения о времени разделения единого архейского Азиатско-Американского протоконтинента на Северо-Азиатский и Омолонно-Охотский кратоны весьма разнообразны – от архея до позднего рифея.

Поэтому для решения вопроса о времени формирования пород БЛП нами были проведены детальные геолого-петрологические и изотопно-геохронологические исследования (Sm-Nd, U-Pb-SHRIMP-II, U-Pb-LA) песчаников биякчанской серии и прорывающих ее гранитов нудымийского комплекса в северной части БЛП по правобережью р. Май и р. Левая Нябальджа, которые обнажены среди рифейских и раннепалеозойских осадочных отложений в тектоническом блоке (8x11 км) [3]. Вулканогенно-терригенные образования биякчанской серии представлены однообразными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми песчаниками, отмечаются прослой алевролитов, гравелитов и конгломератов, часто встречаются пластовые тела базальтов, долеритов, изредка андезитов, кварцевых порфиров. Для полевошпат-кварцевых песчаников были выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования. Состав неодима песчаников свидетельствует, что их источниками были породы с $T_{Nd}(DM)$, варьирующим в интервале 2245-2406 млн лет, и с положительными значениями ϵ_{Nd} . Эти данные позволяют оценить нижнюю границу осадконакопления терригенных пород биякчанской серии как палеопротерозойскую – не древнее 2245 млн лет. Для более надежного установления возраста терригенных осадочных пород нами в ЦИИ ВСЕГЕИ на приборе ICPMS Neptune были выполнены U-Pb-LA геохронологические исследования песчаников биякчанской серии. Из пробы кварцевого песчаника № 654к были выделены многочисленные вишневые, красновато-коричневые, розовые кристаллы циркона. Преобладают мелкие (50-120 мкм) зерна циркона овальной и округлой формы, более крупные кристаллы (100-380 мкм, $Ky=1,5-2,4$), призматические встречаются реже. В КЛ наблюдаются цирконы с грубой и с тонкой осцилляционной зональностью или ее следами. Зерна с высокой дискордантностью были исключены из рассмотрения, а 48 анализов с оценками возраста (по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$) показали разброс значений U-Pb изотопного возраста от 2029 до 2814 млн лет. На гистограмме (рис. 1) выделяются четыре возрастных популяций циркона – небольшой пик с $T=2814\pm 13,7$ млн лет, слабо выраженные пики в диапазоне $2390\pm 5 - 2359\pm 6$ млн лет и $2227\pm 6 - 2203\pm 78$ млн лет. Наибольший интерес представляет четвертая, наиболее молодая популяция цирконов, которая разделена на две подгруппы. Более древняя подгруппа характеризуется отношением Th/U от 0,41 до 1,22 (среднее 0,8) и в координатах $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$ образует кластер на конкордии с средневзвешенным возрастом 2110 ± 13 млн лет, $n=14$, СКВО=0,20. Другая подгруппа цирконов образует кластер на конкордии с возрастом 2054 ± 9 млн лет, $n=28$, СКВО=0,0104 (рис.2) и отличается пониженным отношением Th/U от 0,2 до 1,0 (среднее 0,59). Эти данные указывает на формирование терригенных толщ биякчанской серии преимущественно за счет размыва раннепротерозойского источника при незначительном вкладе неоархейского источника.

Так как датированные цирконы являются детритовыми, то полученная датировка 2054 млн лет дает лишь нижний возрастной предел для песчаников биякчанской серии, и поэтому для оценки возраста верхней границы осадконакопления нами были проведены U-Pb-SHRIMP-II изотопные исследования цирконов из лейкогранитов (проба № 655е) нудымийского комплекса, прорывающих песчаники биякчанской серии. Из лейкогранитов были

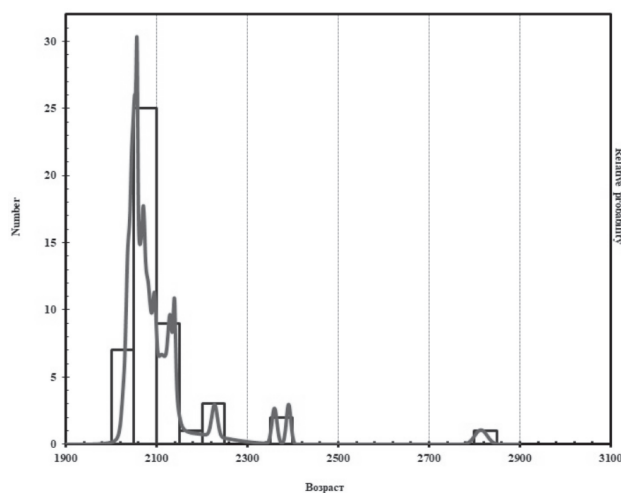


Рис.1. Гистограмма распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов для песчаников билякчанской серии.

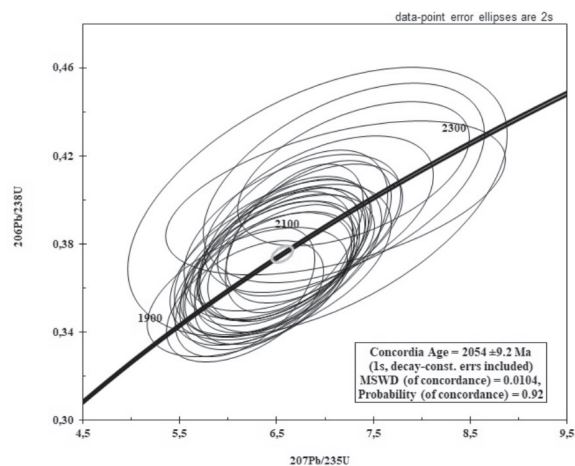


Рис.2. U-Pb диаграмма с конкордией для песчаников билякчанской серии.

выделены многочисленные зерна циркона – длинно- и короткопризматические идиоморфные кристаллы темно-вишневого цвета цирконового габитуса. Длина кристаллов изменяется от 60 до 400 мкм, коэффициент удлинения 1,3-3,0. Изображения цирконов в КЛ имеют двухфазное строение, при этом большая часть кристаллов характеризуется темным почти черным центром и темно-серым краем. В центральных частях кристаллов наблюдается слабо выраженная магматическая зональность, изредка отмечаются включения расплавленного генезиса. Содержание урана изменяется от 1336 г/т до 1921 г/т, а Th/U отношение варьирует от 0,15 до 0,20. Морфологические и геохимические признаки циркона свидетельствуют о его магматическом генезисе. U-Pb-SHRIMP-II анализ циркона проводился в центральной, промежуточной и краевой частях зерен и показал средневзвешенный возраст для семи точек $2049,2 \pm 6,7$ млн лет. Установленный магматический генезис цирконов позволяет считать, что этот возраст соответствует возрасту магматической стадии формирования интрузии гранитов Левонябальджанского массива нудымийского комплекса [3].

Приведенные выше результаты свидетельствуют, что билякчанская серия, по крайней мере, на 300 млн лет древнее улканского комплекса в его стратотипическом разрезе и не может сопоставляться с ним. По своему стратиграфическому положению и составу билякчанская серия близка к образованиям удоканской серии, сформированной в интервале 2030-2180 млн лет [3]. Верхняя граница осадконакопления пород билякчанской серии оценивается в 2050 млн лет в соответствии с возрастом прорывающих ее лейкогранитов нудымийского комплекса. Примечательно, что возраст щелочных гранитов катугинского комплекса, прорывающих удоканскую серию сходен с нудымийскими гранитами и составляет 2066 ± 6 млн лет [3]. Полученные возрастные оценки пород билякчанской серии и нудымийских гранитов позволяют дать весьма точные ограничения времени заложения Билякчанского грабена и разделения Азиатско-Американского протоконтинента на Северо-Азиатский и Омолоно-Охотский кратоны.

Приведенные выше результаты исследований получены (частично) в ходе работ по объекту «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа О-54 – Охотск (3 этап)» в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Создание и подготовка к изданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000; создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации» (Государственное задание Роснедра от 30.12.2016 № 049-00012-17-00).

ЛИТЕРАТУРА

1. Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л. Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 113-123.
2. Константиновский А.А., Липчанская Л.Н. Билякчанский и Улканский раннедокембрийские рифты: строение и особенности структурной позиции // Отечественная геология. 2015. № 2. С. 57-70.
3. Кузьмин В.К., Худoley А.К., Матуков Д.И. и др. Новые данные о U-Pb возрасте гранитоидов нудымийского комплекса Билякчанской зоны сочленения Охотского массива и Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 65-70.

ИНИЦИАЛЬНЫЙ БАЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АЛТАЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Куйбида М.Л.^{1,2}, Крупчатников В.И.³, Попова О.М.³, Шелепаев Р.А.^{1,2}, Яковлев В.А.¹, Черданцева М.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск,
e-mail: mxkub@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

³АО Горно-Алтайская экспедиция, Алтайский край, Бийский район, с. Малоенисейское,
e-mail: gae@rusgeology.ru

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса смена каледонского этапа тектогенеза на герцинский сопровождалась деформациями пассивной окраины Сибирского континента и расчленением его террейно-орогенного обрамления крупными дислокациями на ряд тектонических блоков: Рудно- и Горно-Алтайский, Алтае-Монгольский, Томь-Колыванский, Салаирский и др. Возникшие в этот период протяженные и дискордантные между собой вулканические пояса входят в состав двух крупных систем: Алтае-Минусинской ($D_{1,2}$) и Алтае-Салаирской (D_1-C_1) [2, 5]. Предметом рассмотрения настоящей статьи является инициальный вулканизм в областях сопряженности этих систем с целью реконструкции пространственно-временной этапности магматизма при деформациях каледонского аккреционного орогена на начальной стадии зарождения новой активной континентальной окраины (АКО).

Установлено, что вулканизм Алтае-Минусинской системы начался в раннем эмсе в связи с рифтогенезом на СЗ окраине Сибирской платформы [1]. Надсубдукционный вулканизм фронтальной части Алтае-Салаирской АКО (Рудно-Алтайский вулканический пояс) начался позднее – в конце эмса, и значительно проявился в раннем живете [2, 5]. Однако в Алтайском сегменте вулканизм проявился, вероятно, раньше базальтоидным вулканизмом ергольского и среднекоргонского вулканического комплексов. Территория исследований расположена в Северо-Восточном и Юго-Западном обрамлениях Алтае-Монгольского террейна, в зоне его сочленения с Горно- и Рудно-Алтайским террейнами, соответственно. На современном уровне эрозионного среза палеозойская литология террейна заключена в трех структурных этажах: (i) древнем фундаменте, состоящим из пакета тектонических пластин зеленых сланцев кремнисто-флишевой формации с metabазальтами (MORB- и OIB-типа), эксгумированных в раннем ордовике, вероятно, в процессе аккреционно-коллизийных событий; (ii) дислоцированной турбидитовой толще, преобразованной кианит-силлиманитовым метаморфизмом в этот же период; и (iii) терригенно-карбонатных метаосадках силурийского шельфового бассейна,

перекрывшего в дальнейшем погруженный в океан окраинный каледонский террейн в обстановке пассивной окраины.

В раннем девоне, с началом крупных тектоно-термальных событий, были сформированы два протяженных вулканических пояса в СВ и ЮЗ обрамлениях Алтае-Монгольского террейна – Коргоно-Аксайский и Холзуно-Сарымсактинский, соответственно [3]. Были исследованы пять опорных участков в районах рек Кокса, Кумир, Коргон, Тигирек в Коргоно-Аксайском вулканическом поясе и рек Черневая и Безымянка в Холзуно-Сарымсактинском вулканическом поясе. Представительные данные и результаты геологического картирования предшественников указывают на сложную, но, в целом, ритмичную последовательность формирования вулканизма: (i) лавы и туфы плагиоандезибазальтов, пироксеновых андезибазальтов и андезитов, дациандезитов и дацитов (ергольский комплекс); (ii) лавы и туфы дацитов и риолитов (нижнекоргонский комплекс); (iii) лавы и туфы пироксеновых андезибазальтов, андезитов, дацитов (среднекоргонский комплекс).

В настоящей работе выделено несколько петрографических типов, которые нашли свое отражение при петрогеохимических классификациях. Инициальный ритм базитового вулканизма представлен миндалекаменными крупнопорфировыми плагиоандезибазальтами зеленых оттенков, содержащими вкрапленники плагиоклаза в количестве от 20-30 до 50-70 % объема породы и размером от 5-35 до 60 мм. Андезибазальты, андезиты и дациандезиты, объединенные во второй тип, различаются характеристиками структур, часто обладают вишневыми оттенками за счет окисления рудного материала, в значительном количестве содержащегося в основной массе. Породы состоят из вкрапленников плагиоклаза (10-50 %) и пироксена (5-60 %), с основной массой, сложенной этими же минералами, а также эпидотом, хлоритом, лейкоксеном, гематитом. Дациандезитовые разновидности обнаруживают микропегматитовые структуры основной массы, с содержанием кварца до 3 %.

Для геохронологических исследований были отобраны дациты из Коргоно-Аксайского вулканического пояса, ассоциирующие с базальтоидами ергольского вулканического комплекса в районе р. Кокса. Изотопный U-Pb возраст цирконов установлен в ИГМ СО РАН, LA-ICP-MS методом на приборе NuPlasmaHR (NuInstruments, UK) с LA-системой (RESOLUTIONM-50 193 nm, ResoneticsLLC, US) аналитиком Д.В. Семеновой. Предварительные результаты изотопного датирования 46 зерен цирконов показали конкордантные значения возрастов 409 ± 3 млн лет.

По химическому составу среди вулканических пород Типа I преобладают трахиандезибазальты ($\text{SiO}_2=50,68-57,50$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,01-7,87$ мас. %), что, вероятно, обусловлено повышенными содержаниями Na, возникшими при постмагматической альбитизации, как подтверждают данные микронзондового анализа плагиоклаза. В противоположность, составы пород Типа II принадлежат преимущественно составам андезибазальтов, андезитов, дациандезитов и дацитов известково-щелочной серии ($\text{SiO}_2=50,7-63,97$, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=2,72-8,73$ wt. %). Соотношения значений Nb/Y и Zr/TiO₂, Co и Th, используемые для классификации измененных пород, также демонстрируют отсутствие среди исследованных вулканических пород разновидностей «щелочного» типа. Тип I характеризуется диапазоном содержаний MgO (2,19-5,39 wt. %), Fe₂O₃^T (7,88-11,71 wt. %) и высокими концентрациями Al₂O₃ (16,49-23,64 wt. %), при средних значениях Mg-индекса [Mg#=Mg/(Mg+Fe)] от 32,9 до 54,3. Наилучшая дискриминация этих пород достигается по уровню накопления TiO₂ (1,22-1,59 wt. %). В этом же типе пород просматривается тенденция к уклонению в сторону обогащенных базальтов и андезитов за счет соответствующих Nb/U отношений, хотя концентрация Nb невысокая (3,3-11,4 ppm). В противоположность им Тип II характеризуется диапазоном MgO (1,89-9,13 wt. %), Fe₂O₃^T (5,93-12,9 wt. %), более низкими содержаниями Al₂O₃ (14,82-18,85 wt. %), и более высокими значениями Mg# (35-67,2). Концентрации TiO₂ и P₂O₅ варьируют от 0,69-1,32 до 0,08-0,39 wt. %,

соответственно. В совокупности, анализ химических составов и соотношения Al_2O_3 -Ti+Fe*-Mg указывают на принадлежность исследованных вулканических пород к известково-щелочной серии и высоко-глиноземистому типу ($Al_2O_3 > 16$ мас. %), с признаками высоко-магнезиальных базальтов и андезитов ($Mg\# > 50$).

Вместе с этим, за счет повышенных HFSE/LREE отношений, базальтоиды Типа I, согласно классификации Дж. Пирса, обладают характеристиками базальтов континентального типа, тогда как породы Типа II принадлежат к известково-щелочной островодужной серии. Это подтверждается и при анализе спектров на мультиэлементных графиках, нормированных к MORB. С одной стороны, по степени фракционирования LILE, обогащению LREE, отрицательной аномалии по Nb (Ta) и форме спектров на спайдер-диаграммах, изученные породы в наибольшей степени соответствуют островодужным сериям: $La/Sm_n = 1,3-3,4$, $La/Yb_n = 1,9-3,3$, $Gd/Yb_n = 1-1,8$, $Th/Nb_n = 0,8-14$. С другой стороны, повышенные соотношения $Nb/La_n = 0,3-0,8$, $Nb/Yb_n > 1$ и соответствующие Nb (Ta) аномалии на мультиэлементных спектрах позволяют соотносить исследованные вулканические породы с некоторыми разновидностями обогащенных базальтоидов задуговых бассейнов [7].

Полученные результаты указывают на стадийность проявления вулканизма на раннем этапе зарождения герцинской АКО Сибирского континента: от заложения системы тыловых прогибов растяжения к формированию надсубдукционного орогена в девоне. Не исключено, что причиной окраинно-континентального рифтогенеза могла быть активность мантийного плюма под пассивной окраиной [1]. Возможно, рифтогенез проявился в результате «внешнего» воздействия по механизму окраинно-континентальных трансформных систем Западной Пацифики [6], или просто был закономерен в условиях непрерывного дрейфа и вращения Сибирского континента. На Алтайской АКО геологические сценарии этого периода (около 50 млн лет) не имели последующего развития, поскольку сближение континентальных плит Казахстана и Сибири привело к континентальной аккреции и началу закрытия палеоокеана [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (Проект № 14.Y26.31.0018), программы фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003) и Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 16-05-01021).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** и др. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367-370.
2. **Большой Алтай (геология и металлогения).** В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение // Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы: Гылым. 1998. 304 с.
3. **Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка // Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. СПб.: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
4. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Й. де Граве** и др. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1451-1471.
5. **Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области** / Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Новосибирск: Из-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 187 с.
6. **Ханчук А.И., Голозубов В.В.** Режим трансформной окраины и орогенез. Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука. 2008. С. 340-345.
7. **Pearce, J. A., & Stern, R. J.** Origin of back arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. 2006. P. 63-86.

ТИПИЗАЦИЯ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ С ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ СОСТАВОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ, ХАНКАЙСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Лаврик С.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: s_lavrik@mail.ru

Вопросы глубинного строения Дальнего Востока были рассмотрены исследователями (Зимин С.С., Говоров И.Н., Сахно В.Г., Щека С.А., Октябрьский Р.А., Степашко А.А., Приходько В.С. и многими др.). Новые геологические и аналитические данные позволяют вновь обратиться к этой важной проблеме. Цель работы – изучение эволюции вещества мантии (МВ) на примере Приморского края (Пк) и прилегающей территории, исходя из вариации составов перидотитов (ПД) в латеральном и временном аспектах. Породы ультраосновного состава (УС) участвуют в строении офиолитовой породной ассоциации [3 (и ссылки в ней), 5 (и ссылки в ней)] (\pm перидотиты+габбро+эффузивы+дайковый комплекс), и в континентальных спрединговых и коллизионных структурах [3, 5 (и ссылки в ней) и др.]. Известно, что МВ УС, подстилающее земную кору (ЗК), представлено преимущественно ПД. Индикаторные вариации составов ПД могут выступать в качестве критериев сопоставления изучаемой породы с известными типичными аналогами МВ. Прежде чем перейти к сути сообщения, представляется интересным обзор ситуации, какую автор видит в «околомантийной» петрологии. Термин «офиолиты» (Оф), согласно характерной для геологии традиции, к настоящему времени обрел множество смыслов. Напомним, что со времени его введения (когда название ассоциации пород (АП) – «штейнмановской триады» заменилось понятием «Оф») [3], они постулируются в качестве аналога АП, слагающих океаническую кору (Ок). При этом, парадоксально, эти АП были выделены в пределах орогенных систем континентов в то время, когда практическое изучение современной Ок еще не начиналось (но уже закладывались основы концепции мобилизма). Р. Колман в своем обзоре [3] акцентирует важное положение: о некогенетичности слагающих офиолиты пород, о разрывах во временах реализации процессов, формирующих эти породы. Не удивительно, что в настоящее время обсуждаемый термин «ушел в самостоятельное плавание», которое управляется двумя аттракторами: это либо увеличение количества классификаций Оф (сегодня их не менее семи [5 (и ссылки в ней)]), либо признание существования двух базовых типов ЗК, каждый из которых присущ или континентам, или океанам [1]. При этом даже общепризнанные геодинамические обстановки формирования Оф (океанические центры спрединга (СОХ – тип) и над зонами субдукции (НЗС – тип)) не находят подтверждения модельных составов соответствующей им коры тем, какие выявлены по фактам бурения [1].

В этой связи ПД ксенолитов (КСЛ) в эффузивах, из рифтов и Оф безотносительно окружающих их АП – представляют интерес тем, что дают реальную возможность оценить МВ. Вариации составов ПД (возрастные, пространственные) помогут понять тенденции эволюции МВ и оценить сопутствующие тектонические обстановки. В зоне перехода континент – Ок такая информация особенно актуальна.

Ниже приведены результаты исследования пород УС, характеризующих пространство от севера Пк до его крайнего юга, включая иностранные прилегающие территории. Для сравнения (типизации) МВ использованы результаты по исследованиям ПД территорий, удаленных от Пк: из областей континентальных рифтов (Байкальский и В-Африканский) и кратонов (Европа, Вост. Сибирь), Ок Тихоокеанского (Гавайские о-ва) и Атлантического (Канарские о-ва) типов, островных дуг (Япония) и др.

Фактический материал включает результаты исследований непосредственно изученных автором массивов и данные публикаций, в т.ч. по КСЛ в базальтах [6 (и ссылки в ней)]. Массивы УС рассмотрены в рамках 4-х возрастных групп: 1) Pt – Pz₁ (Сергеевский (С), Дмитриевский (Д), Суловский (Су), Владимиро-Александровский (В-А), Усть-Депский (У-Д) (Приамурье), Ильдеусский (И) (юг Становика)). 2) Pz_{1,2} (Калиновские Оф (К), в т.ч. их северные фрагменты (правобережье р. Усури на отрезке с. Новомихайловка – Варпаховка (ключи: Степанов, Папиркин, Батенькин Лог и др.)) и южные – Чугуевский и Бреевский). 3) Pz_{2,3}-Mz (Ариадненсий, Погский, Кокшаровский, Ононский, Наданьхада-Бикинский (Н-Б), Гобилинский (Г) (Хунгарийская зона), Хоккайдо-Набильский (Х-Н) (внешняя островная дуга, Япония). 4) Kz – по КСЛ ПД из кайнозойских базальтов: вулканы Пк (Борисовский (Б), Свягинский (Св), Медвежий (М), Лесозаводский (Л), Вострецовский (В), Восток-2 (В-2)), Германии и Франции, Байкальской (Бр) и Восточно-Африканской (ВАр) рифтовых зон, Витимского плато (Ви), Итиноме-гата (ю-з Япония) (ИЯ), Гавайских (Тихий океан) и Канарских (Атлантика) о-вов). В каждую из групп отобраны ПД, ассоциирующиеся с разными геодинамической типами (внутриплитные (кратонные и Ок), рифтогенные, островодужные и т.д.).

Обращается внимание на следующие возможные неопределенности: 1) Группировка УС массивов автором осуществлялась по комплексу признаков и несет долю условности, поскольку хронология по объектам выполнялась разными методами и зачастую данные датировки конкретного объекта в разных публикациях различаются на порядок. 2) В отношении 4-й группы: во-первых, мнения на генезис включений УС в зависимости от их состава различаются. Это – А) отторженцы верхней мантии (Ernst, Kuno, Aoki, Соболев и др), Б) – фрагменты интрузивных тел, сформированных в промежуточных очагах и магматических камерах (Волохов и др.), В) есть включения мантийного и корового типа (компромиссная точка зрения Clague и др.). Во-вторых, детальные исследования КСЛ многих авторов показывают, что в процессе переноса базальтовой магмой, КСЛ кардинально изменяют свой химический состав в отношении REE, редких и др. не совместимых элементов вследствие воздействия процессов метаморфизма, контаминации, частичного плавления и т.п. [2 (и ссылки в ней), 6 (и ссылки в ней)], что также (в меньшей степени) свойственно и крупнообъемным массивам «мантийных» ПД [2 (и ссылки в ней)]. Возможность использования не совместимых элементов для идентификации природы КСЛ почти полностью исключается, в то время как анализ породообразующих – наиболее результативен [2 (и ссылки в ней), 6 и др.]. То же – имеет силу и для серпентинизированных пород, поскольку этот процесс метаморфизма относится к изохимическому типу [2 (и ссылки в ней), 3]. Наконец, принадлежность ПД к кайнозою определяется только фактом нахождения КСЛ в базальтах этого возраста, а возможность насыщения этих эффузивов обломками (неизвестных прорываемых гипотетических) древних ПД – никак не учитывается!

Методика.

1. Для петрохимических корреляций и построения диаграмм Fe общее пересчитывалось в форме закиси, сумма окислов приводилась к 100 % без учета H₂O и ппп, рассчитывались атомные содержания. 2. При сопоставлении минеральных составов пород принят модальный состав по результатам пересчетов хим. анализа пород в «Программе МС» [7]. Такой подход позволяет сопоставлять «первично-минеральный» состав УО массивов древнего возраста, часто нацело превращенных в серпентиниты. 3. Часть изученных составов ПД была отбракована. Критерий – степень приближения (соответствия) к МВ: приняты средние значения величин в мантии: CaO/Al₂O₃ (0,44-1,13) и MgO/(MgO+FeO+0,9Fe₂O₃) (0,73-0,88), Mg/Si (≈ 1,06) и Ca/Al (≈ 1), Al/Si (0,11) [2, 4]. 4. Для идентификации составов субсолидусной

области автором использовано (как альтернатива) граничное значение $TiO_2/Na_2O \geq 0,5$. Ниже этой величины, согласно данным эксперимента [4], доля расплава при 1,5-3,0 ГПа (зона перехода мантия-кора) существенно возрастает.

Обсуждение.

Модальный состав минералов изученных УС соответствует ПД: преобладают лерцолиты и гарцбургиты, верлиты и вебстериты проявлены незначительно. Анализ составов ПД выполнен на экспериментальной диаграмме Al/Si - Mg/Si, где показаны вариации реститов и выплавок из примитивной мантии (ПМ) при $P=1$ ГПа и T_0 1270-390 °С [2]. Топология фигуративных точек составов (ФТС) при рассмотрении в конкретных аспектах (возрастных, тектонических) обнаруживает интересные особенности (обсуждение их ограничено форматом статьи).

Для групп ПД в порядке их омоложения установлено: 1) ФТС всех ПД расположены вблизи ПМ, образуя тренд в поле «рестита плавления гранатового перидотита» (РПГ) [2], который совпадает с трендом геохимического фракционирования (ТГФ) [2] и протягиваются в область «выплавки». Примечательно, что лишь ПД, У-Д и Су расположены полярно по отношению к ПМ: первые образуют компактное поле в РПГ, вторые – в «шпинелевых выплавках». ПД, В-А и И располагаются как в «выплавках», так и в «рестите». При этом В-А – максимально идентичен ПМ, в то время как ПД, И весьма дифференцированы на реститовую и кумулусную составляющие (что подтверждается принадлежностью И к типу расслоенных интрузий [6 (и ссылки в ней)]). 2) ФТС всех ПД расположены вдоль тренда плавления шпинелевого перидотита (РПШ), несколько удалены от ПМ, симметрично как в область «рестита», так и «выплавки». Примечательно, что в РПШ расположены ПД северных фрагментов К, в то время как в «выплавки» попадают южные фрагменты К. 3) ФТС всех ПД расположены исключительно в зоне РГП, в его наиболее глубинной области, совпадая с ТГФ. Примечательно, что Н-Б и Х-Н ПД наиболее приближены к ПМ. ПД данной группы по сравнению со всеми рассмотренными занимают второе место по принадлежности к наиболее глубинному МВ типа РПГ, после ПД 4-й группы. 4) ФТС всех ПД расположены вблизи ПМ, образуя тренд в области РПГ, совпадающий с ТГФ. Лишь единичные образцы из базальтов Ба и Ви попадают в «выплавки». ПД по степени идентичности ПМ (в порядке убывания) ранжируются таким образом: вулканы Пк образуют компактное поле, налегая частично на ПМ, аналогично расположены ФТС (с небольшим «хвостом» в область РГП) вулканов Ви и Ба, затем – Гаваев, ИЯ, ВАр, Канар и Европейской платформы. Из всех хроногрупп ПД данной группы принадлежат к наиболее глубинному МВ типа РГП. В изменении МВ в направлении от Пк к Японской островной дуге установлены следующие особенности. При увеличении Mg/Si (степени плавления МВ) все ПД локализуются в две контрастные области: одна приближена к составу ПМ, другая заметно удалена. С первой ассоциированы ПД из всех вулканов Пк и часть Японии, со второй – только часть японских. По мере снижения величины Al/Si также сформированы две контрастные области. Удаленная от состава ПМ в сторону рестита область образована только частью японских ПД, а та, что приближена к составу ПМ имеет следующую зональность (по мере удаления от ПМ): В-2, Б, В, часть Японии, М.

Заключение.

1. Установлено, что наиболее глубинное МВ типа гранатового перидотита фиксируется в фундаменте ПК в период Pt – Pz₁. В период Pz₁₋₂ МВ идентифицируется глубиной типа шпинелевых перидотитов, к концу Pz и в кайнозой МВ вновь «заглубляется» к уровню гранатового перидотита.

2. В наиболее ранний период (Pt – Pz₁) тектоническое состояние мантии юга Пк не способствовало отделению эвтектоидов от кумюлята. В период Pz₁₋₂ на юге Пк такое состоя-

ние МВ сохраняется, а в северном направлении намечается тенденция к деплетированию МВ. В $Pz_{2,3}$ -Mz деплетирование от центрального Пк к северу приобретает более контрастный характер: если на широте зон Наданьхада-Бикинской и Хоккайдо-Набильской состав МВ был приближен к ПМ, то далее на север в направлении рек Анюя и Хора состав МВ приобретает резко деплетированный характер. Для кайнозойского деплетированные МВ возрастает к востоку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блюман Б.А. Офиолиты и кора океанов // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 66-72.
2. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б. и др. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // Геохимия. 2009. № 9. С. 910-936.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. Пер. с англ. М.: Мир. 1979. 262 с.
4. Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 548-555.
5. Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 181-198.
6. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука. 1983. 168 с.
7. Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С. и др. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа MS) // Геоинформатика. 2014. № 2. С. 44-54.

ОБСТАНОВКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ МАГМАТИТОВ С САМОРОДНОЙ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Левицкий В.И., Левицкий И.В., Павлова Л.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru

Самородные и интерметаллические соединения на Земле являются редкими образованиями с крайне ограниченными по масштабам объектами, приуроченными к одному типу пород, крайне незначительным количеством минеральных видов без существенных вариаций составов с одинаковыми по морфологическим формам и размерам выделениями. В Бобруйском погребенном выступе (республика Беларусь) фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) обнаружен необычайно большой и разнообразный круг минералов, среди которых муассанит, синаит, осборнит, бадделеит, самородные (Cu, Fe, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Ag, Nb) и интерметаллические (Cu, Pb, Sn, Zn, Fe, Cr, Co, Ni, V, Mn, Al, W, Mo, Zr, Ag, Ti, Sc, Hf, S, B, N, C, O, Cl, H, F, Se) соединения. Они присутствуют в скважинах пород кристаллического фундамента, габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формации, дайках основных и кислых пород, развитых по ним метасоматитах в пределах Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса [1, 3, 4].

Размер структуры, ранее выделенной в фундаменте Белорусского кристаллического массива как Бобруйская кольцевая [2], составляет минимум 1100 км, а если рассматривать 2 скважины, удаленные от нее, то площадь распространения минерализации может достигать 5600 км². На данный момент в ней обнаружено порядка 100 редких и 50 – новых минеральных

видов, принадлежащих к разным классам – самородные, интерметаллические соединения, карбиды, нитриды, силициды, простые и сложные окислы, сульфиды, силикаты и др. Все минеральные виды характеризуются необычайно широким разнообразием составляющих их элементов, варьирующим в пределах даже одного зерна содержаниями литофильных, халькофильных, сидерофильных, атмофильных элементов, проявлением схем изоморфизма.

Одной из особенностей самородных и интерметаллических фаз является их присутствие в виде выделений с чрезвычайно разнообразными морфологическими формами с доминированием ультрадисперсных фаз размером 0,1-50 мкм в породах разного возраста и генезиса. Отмечаются следующие морфологические формы: 1 – тонкодисперсная «сыпь» поли- и мономинеральных фаз (0,01-0,1 мм) – самородные (Fe, Zn, Al, Nb) и интерметаллические (FeCr, FeMn, NbFe и др.) соединения; 2 – ксеноморфные зерна размером до 0,5 мм – муассанит; 3 – округлые каплевидные выделения размерами от 1-2 до 15 мкм, содержащие W, Mo, Zr, сплавы Fe-Cr, Zn-Pb-Cu-Sn, \pm B, Mo, Cr, V; 4 – изометричные полые «шарики» – самородного железа и вюстита (до 0,2 мм); 5 – пластинки серебристого цвета, представленные Fe, Cr, Pb-Zn, размером до 1*0,3 мм; 6 – проволочковидные и пластинчатые обособления красноватого цвета – Cu, ее сплавы размером до 0,4* 3-8 мм; 7 – тонкие пленки в краях обособлений самородной меди – Pb-Cu-Zn-Sn; 8 – глобулообразные и линзовидные полиминеральные выделения с самородными и интерметаллическими соединениями – Fe, Cr, Pb, Zn, Sn размером 2-3 – 10 мм с размерностью включенных в них фаз 0,5-5 мм – 5-50 мкм; 9 – чешуйчатые полихронные агрегаты (до 0,5-10 мм) с микроколломорфным строением, включающие новообразованные: вюстит, гематит, эсколаит с корродированными реликтами самородного Fe, сплавов Fe-Cr. Широко распространены выделения минералов в каемках – вокруг зерна корунда каемка осборнита (TiN), вокруг него каемка самородного Nb в крупном зерне самородного железа.

Породы фундамента житковичского комплекса – граносиениты, сиениты, гранитоиды, – сформировались в процессах ультраметаморфических преобразований с селективным плавлением гнейсов и сланцев. Они обеднены SiO₂, аномально обогащены щелочами, Ba, Sr, Rb, REE. На спайдердиаграмме [7] присутствуют: существенные положительные максимумы – Ba, K, La, Pb; значительные минимумы – Sr, P, Ti и незначительные – Nb. По этим характеристикам можно предполагать их формирование как в обстановках островных дуг, так и океанических островов. По распределению петрогенных и ряда редких (Zr, REE, Ti, Cr, Ni, Co) элементов они могут быть отнесены и к высококалийевым известково-щелочным сериям, формирующихся на зрелой коре в островодужных обстановках. Кислые метавулканы (риолиты, дациты, риодациты, трахиандезиты) близки к субщелочным (при доминировании K над Na) гранитам, имеют высокую железистость, обогащены Ba, Sr, Nb, Cr, Ni, Cu, Pb, Ag, Pt, Zn, B, обеднены – Y, Yb, Be. Большая часть точек составов на диаграммах SiO₂-K₂O лежит в поле умеренно калиевой известково-щелочной, но несколько точек расположено в поле высококалийевой известково-щелочной (шошонитовой) серии и относятся к абсарокитам, латитам, тосканитам шошонитового ряда. Они имеют и близкие к ним петрогеохимические характеристики и обычно развиваются на завершающих стадиях кратонизации. Породы риодацит-риолитовой формации по своим петрогеохимическим характеристикам соответствуют гранитам А-типа, геохимическому типу рапакиви – [6], точки составов формации на диаграммах (Nb-Y; Rb-Yb+Ta) расположены в поле островодужных образований, а также в поле анорогенных гранитов.

Метасоматиты в пределах Бобруйского погребенного выступа играют существенную роль. Они развиты крайне неравномерно, иногда с полной утратой на некоторых интервалах скважин структурно-текстурных особенностей пород субстрата. Выделяются метасоматиты, развитые по породам габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формации, фундамента. По двум

последним типам развиваются амфибол-, мусковит (серицит)-, эпидот-, хлоритсодержащие метасоматиты; породам габбро-долеритовой формации – биотит-амфиболовые, калишпат-, гранат-, хлорит-, серпентинсодержащие, полно- и неполнопроявленные метасоматиты. Наиболее поздняя минерализация – с карбонатами (доломитом, анкеритом, кальцитом), флюоритом, баритом. В метасоматитах, развитых по породам габбро-долеритовой формации, широко представлены амфиболы (алюмо-, клино-, протоамфиболы), низко- и умереннотитанистые, варьирующей железистости; умеренно- и высокожелезистые и глиноземистые биотиты; гранаты Sp-Pir-Alm, Alm-Pir, Pir-Alm, Uv-Alm состава; хлориты. В метасоматических породах, развитых по кислым эффузивам преобладают амфибол-, биотит-, серицит-, эпидотовые разновидности. Для минералов метасоматитов (амфиболы, слюды, хлориты, серпентины) характерны необычайно широкие вариации содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , железа, MgO , CaO . Среди них отмечены довольно редкие минералы – ренит, куратит, дорит, минессотаит, многие другие, а также устойчиво повторяющиеся по составу в разных скважинах многочисленные неидентифицированные фазы. Наложенные (вторичные) метасоматические железорудные минералы являются как продуктами замещения раннего магнетита и ильменита, так и новообразованными – маггемит, лепидокрокит, вюстит, гематит. При преобразованиях пород с самородным железом фиксируется его замещение вюститом, магнетитом, гематитом. При замещении минералов Fe-Cr ряда, хромфериды, ферхромида развивается эсколаит и недавно открытый минерал ряда Fe_2O_3 - Cr_2O_3 .

Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс, к породам которого в Бобруйском погребенном выступе приурочена минерализация с самородными и интерметаллическими соединениями, является зоной сочленения Сарматской и Фенноскандинавской плит фундамента ВЕП, породы которого сформировались в интервале 1,5-2,0 млрд лет. Содержания редких элементов в основных и кислых породах редко превышает кларковые концентрации. Все они были сформированы на зрелой коре. Считают, что породы обеих формаций образуют единый ряд, представляя внутриконтинентальную структуру [1].

Для обоснования генетической природы самородной и интерметаллической минерализации важным является объяснение всех противоречивых фактов присутствия в породах габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой формации, дайках основного и кислого состава, а также метасоматитах однотипной по морфологии и составам самородных и интерметаллических фаз, среди которых отмечены как только метеоритные минералы (синаит – $\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$, FeNi), так и присущие метеоритам и другим образованиям (муассанит 6H, 3R модификации; осборнит – TiN, эсколаит, FeCr). Часть из них открыта на Луне и не известна на Земле (Nb). Кроме того, высока доля интерметаллических соединений, которые относятся к природным сплавам (латунь – Cu-Zn-Pb, бронза – Cu-Sn-Pb-Zn; FeMnCr, FeCrMn, NbFe, FeNb, FeTi, FeMoCr, FeCrSi, MoFeNb, FeCrOMnS, CrFeSiS, FeBSCrSi и мн. др.). Необычность условий петрогенезиса отражает появление редких пороодообразующих высоко- и низкотемпературных минералов, описанных в метеоритах – гребенчатых выделений железосодержащих агрегатов, содержащих как высокотемпературные самородные и интерметаллические (Fe, ферхромид, хромферид), так и окисленные (вюстит, гематит) фазы; проявления разнообразных схем изоморфизма в самородных (Pb-Cr) и интерметаллических фазах, пороодообразующих минералах – плагиоклазах (Fe, Mg, Cr), калишпатах (Ba, Sr, Fe), пироксенах и оливинах (Ni, Cr, Ca), калишпатах (Ba, Sr, Fe), пироксенах (Cr, V), слюдах (Ba, Cl, Cr), апатитах (Cl, Fe, Mn, Si), ильменитах (Al, Mg, Cr, V, Ni, Mn, Zr) и магнетитах (Al, Ti, Si, Mg, Cr, V, Ni, Mn, Zr).

Наиболее вероятным механизмом образования этой минерализации явилось воздействие крупного метеорита (астероида) на породы еще не до конца сформированной зрелой

палеопротерозойской континентальной коры вплоть до нижней мантии. Именно о таком воздействии на еще не полностью закристаллизовавшиеся породы говорят признаки неравновесной кристаллизации в очагах основного и кислого магмообразования, сопровождаемого поступлением в них глубинных восстановительных флюидов. Возможно, под их влиянием элементы концентрировались не как изоморфная примесь в минералах при их кристаллизации, а как самородные, интерметаллические фазы, соединения необычного состава с редкими типами изоморфных замещений. Системе была присуща неравновесность проявления петрогенезиса, выраженная в вариациях составов минералов, широком распространении ультрадисперсных самородных и интерметаллических (сплавов) фаз, сформированных к тому же при разных P-T параметрах. Все они являются индикаторами плюмовой природы процессов в Бобруйском погребенном выступе, а минерализация может рассматриваться как реальное подтверждение существования плюмов.

Основной объем исследований (порядка 8000 анализов) был выполнен на микрозондовом анализаторе JXA 8200 ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Контрольные определения проводились в аналитических центрах BRUKER (Амстердам, Голландия) и TESCAN в Санкт-Петербурге.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00351-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксаментова Н.В. Риолит-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация кристаллического фундамента Бобруйского погребенного выступа // Литосфера. 2003. № 1. Вып. 18. С. 144-146.
2. Беляшов А.В. Строение Бобруйской кольцевой структуры с точки зрения тектоники кумулятивно-ударных структур // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Екатеринбург. 2002. С. 35-42.
3. Солодилова В.В., Завадич Н.С., Левицкий В.И., Павлова Л.А. Первые данные о самородных элементах и интерметаллических соединениях в кислых вулканитах Бобруйской кольцевой структуры // Доклады НАН Беларуси. 2012. Т. 56. № 2. С. 110-115.
4. Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями в Бобруйской кольцевой структуре (республика Беларусь) // ДАН. 2018. Т. 481. № 2. 481 с.
5. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра. 1981. 262 с.
6. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 279 с.
7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ И ФАНОРОЗОЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Левицкий И.В., Левицкий В.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: ilevit@igc.irk.ru

Одной из проблем современной петрологии и геохимия является выявление закономерностей проявления процессов магматизма во времени. От раннего докембрия до фанерозоя для гранитоидного магматизма прослеживается тенденция смены плагиоклазовых гранитов (тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций – ТТГА) калишпатовыми. Возможно,

в основных породах такая же тенденция по смене натрийсодержащих ассоциаций калиевыми во времени проявлена в возрастании роли высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых серий. Для обоснования положения проведен сравнительный анализ петрогеохимических характеристик пород метаморфических комплексов типовых структур зеленокаменных, гранулитовых, полихронных докембрийских и фанерозойских метаморфических комплексов фундамента и в складчатых поясах обрамления Фенноскандинавского щита, Сибирского кратона, Бадахшанского срединного массива.

В изученных наиболее древних структурах – Онотском, Таргазойском зеленокаменных поясах (ОЗП и ТЗП) Присаянского краевого выступа основные породы представлены амфиболитами. Они присутствуют в виде тел разнообразной формы и размеров среди ТТГА гнейсов комплекса основания (3,2-3,4 млрд лет) и в пластах разных свит (снизу вверх малоиретская, камчадалская, Соснового Байца) ОЗП и ТЗП (2,8-2,9 млрд лет). В массивах ТТГА и свитах ОЗП и ТЗП протолиты амфиболитов представлены высокоглиноземистыми разностями (13-18 % Al_2O_3) с пониженными содержаниями Ba, Sr, REE, Zr. На диаграмме $SiO_2 - K_2O$ большая часть точек составов пород лежит в поле толеитовой и умеренно калиевой известково-щелочной серий, крайне малое – в поле высококалиевой известково-щелочной серии. В разных свитах они имеют низкие содержания и пологие линии REE, присущие N-MORB базальтам срединно-океанических хребтов или, при более высоких содержаниях литофильных элементов, E-MORB внутриплитных континентальных обстановок. Такое же распределение петрогенных и редких элементов характерно для ТТГА и ЗП Фенноскандинавского щита.

В беломорском полихронном и полициклическом комплексе (подвижном поясе), крупнейшей структуре Фенноскандинавского щита, отмечается сравнительно небольшой круг пород. По петрогеохимическим характеристикам они относятся к образованиям толеитовой и умеренно-щелочной серии, очень редко – высококалиевой известково-щелочной, но образования шошонит-латитовой – отсутствуют. По В.А Глебовицкому [1], отмечается 3 возрастных уровня проявления основного магматизма: 2,8-2,87 и 2,715-2,73 млрд лет – толеитовой и известково-щелочной серии; 2,45-2,4 млрд лет – габбро, габбро-нориты, лерцолиты, габбро-анортозиты, друзиты. В Беломорье проявлены два возрастных уровня высокобарического метаморфизма (2,62-2,69 и 1,922-1,906 млрд лет). Метамагматические вулканические и интрузивные породы приурочены к так называемым мафическим зонам, в которых отмечены фрагменты древних офиолитов, метавулканических и интрузивных пород островодужных обстановок и активных континентальных окраин (2,6-2,4 млрд лет). В чупинском парагнейсовом комплексе основные породы отсутствуют.

Лапландский комплекс (пояс, шовная зона, главный Беломорский шов, Лапландско-Кольский коллизионный ороген) в ряде работ рассматривался как древнейшая (палео-протерозойская) зона Беньофа между Беломорским и Центрально-Кольским блоками. В нем выделяется четыре генерации базитов, две – базитов-гипербазитов. В комплексе наиболее древними являются породы кандалакшской свиты (2,4 млрд лет) и габбро-анортозиты (2,4-2,5 млрд лет). Их протолиты по петрогеохимическим характеристикам – базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты в своем большинстве соответствуют толеитовой и умеренно известково-щелочной островодужной сериям, но ограниченное количество лежит в поле срединно-океанических хребтов. Как и в шарыжалгайском комплексе выделяется два этапа метаморфизма: селецкий – 2,4 и свекофенский – 1,9 млрд лет.

Свекофенский пояс (ладожская серия, Свеко-Карельская или Ладожско-Ботническая зоны) являются классическим примером подвижных палеопротерозойских структур развитых по периферии кратонов. Возраст пород сортавальской серии 1,95-1,97 млрд лет, магматических

пород разного состава Калаамского массива 1,888 млрд лет, Веллимяки – 1891,7 млн лет, Куркиекки – 1883 млн лет. По петрогеохимическим характеристикам основные-кислые метаморфические породы соответствуют ассоциациям нормальной (срединно-океанических хребтов), умеренно- и высококалиевой известково-щелочной (островодужной) серий. Наиболее поздние (1,81-1,77 млрд лет) посторогенные магматические породы Элисинвара-Вуоксинского комплекса относятся к шошонитовому ряду [1].

В неоархейском (2,48-2,53 млрд лет) [2] китойском гранулитовом комплексе Китайского блока Присяянского краевого выступа наибольшим развитием пользуются мезо-неоархейские метаосадочные породы, а метавулканиты составляют 20-40 % её объема. Они переслаиваются с гнейсами и гранитами S типа с возрастом 2483 млн лет. Основные породы китойского комплекса представлены двупироксеновыми плагиосланцами (метабазальтами) и плагиогнейсами (метаандезитами), амфиболитами, соответствуя породам нормальной и умеренно калиевой известково-щелочной серии, сформированным в островодужной обстановке, реже срединно-океанических хребтах. Среди палеопротерозойских пород, секущих породы китойского гранулитового комплекса, по текстурно-структурным особенностям близких к габбро, диабазам, долеритам, недавно нами были обнаружены умеренно- и высокомагнезиальные разности, обогащенные K, Ti, Ba, Sr, REE, Zr, Cr, V, Ni. По своим изотопным и петрогеохимическим характеристикам они соответствуют породам шошонитового ряда; по ряду геохимических параметров отвечают лампроитам, хотя являются плагиоклазовыми. Их формирование происходило на завершающих этапах становления Сибирского кратона на зрелой коре при взаимодействии корового и мантийного материала.

В шарьжалгайском комплексе отмечается два возрастных уровня накопления протолитов и их метаморфизма гранулитовой фации. В Иркутском блоке шарьжалгайский комплекс имеет полихронное строение – присутствуют две возрастные группы метаморфических пород гранулитовой фации с палео-, мезоархейскими (2,562-2,557 млрд лет) и неоархейскими палеопротерозойскими (1,87-1,85 млрд лет) датировками [2]. Палео-, мезоархейские протолиты двупироксеновых плагиосланцев в основном реконструируются как известково-щелочные серии, а метагабброиды – нормальные и умеренно щелочные, сформированные в срединно-океанических и островодужных обстановках. Среди палеопротерозойских протолитов (двупироксеновых плагиосланцев) преобладают породы нормальных, умеренно- и высококалиевых известково-щелочных серий также островодужных обстановок и зрелых островных дуг. Здесь отмечены протолиты шошонитовой серии, формирование которых осуществлялось в активных континентальных окраинах. В Жидойском блоке кроме двупироксеновых плагиосланцев с протолитом нормальных, умеренно калиевых известково-щелочных серий присутствуют биотит-двупироксеновые плагиосланцы, протолиты которых относятся к шошонитовому ряду, формировавшиеся в зрелых островных дугах и активных континентальных окраинах. Подобные породы известны в Голоустненском блоке, где они также представлены биотит-двупироксеновыми плагиосланцами и плагиогнейсами. Их протолиты, скорее всего, слагают единую серию от основных до кислых пород. Они обогащены K_2O , Ba, Sr, REE, Zr, обеднены – TiO_2 , Cr. В Колтыгейском выступе породы шарьжалгайской серии представлены двупироксеновыми плагиосланцами и плагиогнейсами, амфиболитами. Они относятся к образованиям нормальной и умеренно-калиевой известково-щелочной серии островодужных обстановок.

В ваханском комплексе докембрийского Бадахшанского массива, возраст которого оценивается 3,0-1,8 млрд лет, основные метавулканические породы составляют порядка 20-30 %, преобладают метаосадочные сланцы, гнейсы и мраморы. В комплексе велика доля

метагипербазитов, что позволяет предполагать их офиолитовую природу. Двупироксеновые плагиосланцы и амфиболиты комплекса реконструируются как основные породы нормальных и умеренно-калиевых серий, сформированных в обстановках островных дуг.

В Осницко-Микашевичском вулкано-плутоническом поясе (республика Беларусь), расположенном между Фенноскандинавским и Сарматским блоком фундамента Восточно-Европейской платформы, отмечаются породы риодацит-риолитовой и габбро-долеритовой формаций с проявленным метаморфизмом зеленосланцевой фации. В этих породах отмечена редчайшая в природе минерализация с муассанитом, синаитом, осборнитом, бадделеитом, самородными (Cu, Fe, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Ag, Nb) и интерметаллическими (Cu, Pb, Sn, Zn, Fe, Cr, Co, Ni, V, Mn, Al, W, Mo, Zr, Ag, Ti, Sc, Hf, S, B, N, C, O, Cl, H, F, Se) соединениями. Породы принадлежат к умеренно- и высоко-калиевой известково-щелочной сериям, сформировавшимся в обстановке островных дуг и активных континентальных окраин.

В канской серии Ангаро-Канского выступа Сибирского кратона присутствуют двупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы (возраст 1,79 млрд лет) и амфиболиты енисейской серии (накопление протолитов 1,74-1,78 млрд лет), метаморфизм (750 млн лет). По петрогеохимическим характеристикам они представлены нормальными и умеренно калиевыми известково-щелочными сериями и реконструируются как островодужные.

В обрамлении Сибирского кратона отмечается порядка 10 метаморфических комплексов с неопротерозойскими протолитами и метаморфизмом в Прибайкалье и Присаянье – слюдянский, ольхонский, святоносский, алхадырский (барбитайский); в Енисейском кряже – юдинская свита Придивинского террейна; Памибинско-Рыбинский пояс (зона). В палеогеодинамическом плане перечисленные структуры представляют фрагменты островодужных систем. Накопление толщ происходило большей частью в окраинных морях – задуговых, отчасти междууговых бассейнах. В фанерозойских метаморфических комплексах источники вещества – палео-, мезо- неопротерозойские, протолиты – мезо-, неопротерозойские (800–1000 млн лет), метаморфизм обычно раннекаледонский (450-510 млн лет) гранулитовой – зеленосланцевой фации. Большинство точек составов слюдянского, ольхонского, святоносского, барбитайского (алхадырского), юкеевской серии комплексов попадает в поле толеитовых и умеренно-калиевых серий, очень редко – высококалиевой известково-щелочной серии. Часть интрузивных пород (монцонитов, габброидов) только в слюдянском комплексе относится к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям, сформированным на зрелой коре.

В заключение следует отметить, что в пределах большинства типовых структур докембрия и фанерозоя прослеживается тенденция смены нормальных (толеитовых) серий – известково-щелочными (умеренно и редко высококалиевыми) с переходами от обстановок срединно-океанических хребтов к островным дугам. Максимальное развитие известково-щелочных высококалиевых и шошонитовых серий приурочено к палеопротерозойскому этапу (1,9-1,7 млрд лет) в Фенноскандинавском щите, Присаянском краевом выступе Сибирского кратона. В этих регионах палеоархейские и мезо-неопротерозойские породы зеленокаменных поясов имеют близкие петрогеохимические характеристики с мезо- и неопротерозойскими метаморфическими породами гранулитовых комплексов, что позволяет предполагать возможность их формирования за счет метаморфических пород (или непосредственно протолитов) зеленокаменных поясов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029) и при частичной поддержке гранта РФФИ 18-05-00351-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. С-Пб.: Наука. 2005. 711 с.
2. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3-19.

ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР КОЛЛИЗИИ И РАСТЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ: МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.ru

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция P - T - t трендов. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [8]. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35$ °C/км [1]. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ [3]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [12]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [13]. Особенности этого метаморфизма являются малая мощность зон (3-8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4,5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до 14 °C/км (рис. 1а) [4, 13].

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [13]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW) [8, 9]. Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12$ °C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды

(рис. 1а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [14]. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах [2]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоревых уровнях глубинности [6]. В качестве примера приведена эволюция P - T параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до 200 °C/км, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве >900 °C с последующим субизобарическим остыванием (рис. 1б). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП [6].

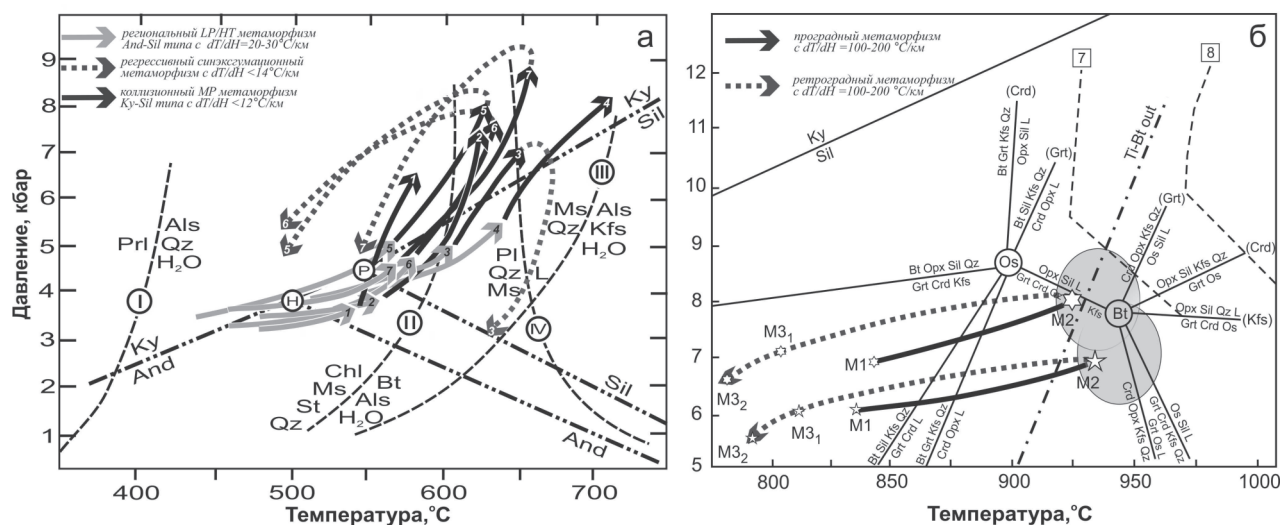


Рис. 1. (а) P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1-4) и гаревского (5-7) комплексов. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки. (б) P - T - t тренды УНТ гранулитов канского комплекса с движением «против часовой стрелки» на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене [11].

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов. Различия в P - T параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и в конфигурациях P - T - t трендов эволюции контролировались разными тектоническими механизмами [15]. Повышение давления на 1,5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким $dT/dH < 10$ °C/км в парагнейсах Ангаро-Канского блока и бластомилонитах северного сегмента ПРСЗ могло быть обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующей быстрой эксгумацией пород. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на 180-240 °C при более высоком градиенте $dT/dH = 20$ °C/км, установленные в приразломных бластомилонитах с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями [15], могли являться результатом прогрессивной перекристаллизации субстрата, осложненной локальным разогревом пород при вязких деформациях (viscous heating) и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига. Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма метапелитов и metabазитов согласуются с термодинамическими

расчетами и результатами численных экспериментов [10, 16]. Представленные свидетельства подтверждают роль тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** P-T-t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
2. **Likhanov, I.I.** Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2018. V. 478, <https://doi.org/10.1144/SP478.11>.
3. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и P-T диаграмма для железисто-глиноземистых метapelитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81-92.
4. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.** Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 199-203.
5. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В.** P-T-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 55. № 6. С. 1031-1056.
6. **Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423-440.
7. **Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.** Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28-51.
8. **Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2017. 331 с.
9. **Склярёв Е.В.** Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71-75.
10. **Burg J.-P., Schmalholz S.M.** Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 189-203.
11. **Harley S.L., Motoyoshi Y.** Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 138. P. 293-307.
12. **Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743-762.
13. **Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 391-410.
14. **Likhanov I.I., Santosh M.** Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315-331.
15. **Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.** Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304-307. P. 468-488.
16. **Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.** Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. P. 1984-1988.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» Al_2SiO_5 КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЕЛИТОВ

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск; e-mail: likh@igm.nsc.ru

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. «Тройная точка», соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5 , – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров [5]. В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с «тройной точкой», к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятий Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико, обзор которых приведен в [2]. Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, сформировавшихся при P - T параметрах «тройной точки». Это так называемый «тип Айдахо», по классификации А. Хиетанен [6]. Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава [9]. Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме [1]. Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского края, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %) [3, 4]. Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. По результатам исследований были выделены два этапа в их развитии (рис. 1). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа с гренвильским возрастом (~1050-950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35$ °C/км [2]. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ [8]. В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения P - T параметров свойственны метапелитам чапского участка ($P=5.8-8.4$ кбар, $T=630-710$ °C; $dT/dH=12-14$ °C/км), характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма Ky-Sil типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привнесением дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов [7]. Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита

и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами. Для маяконского участка характерны $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \rightarrow \text{Sil} \pm \text{Fi}$ реакционные соотношения; для полканского участка – $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \rightarrow \text{Sil}$; для чапского участка – $\text{And} \rightarrow \text{Sil} \rightarrow \text{Ky}$; для тейского участка – $\text{And} \rightarrow \text{Sil} \rightarrow \text{Ky} + \text{Fi}$ [2].

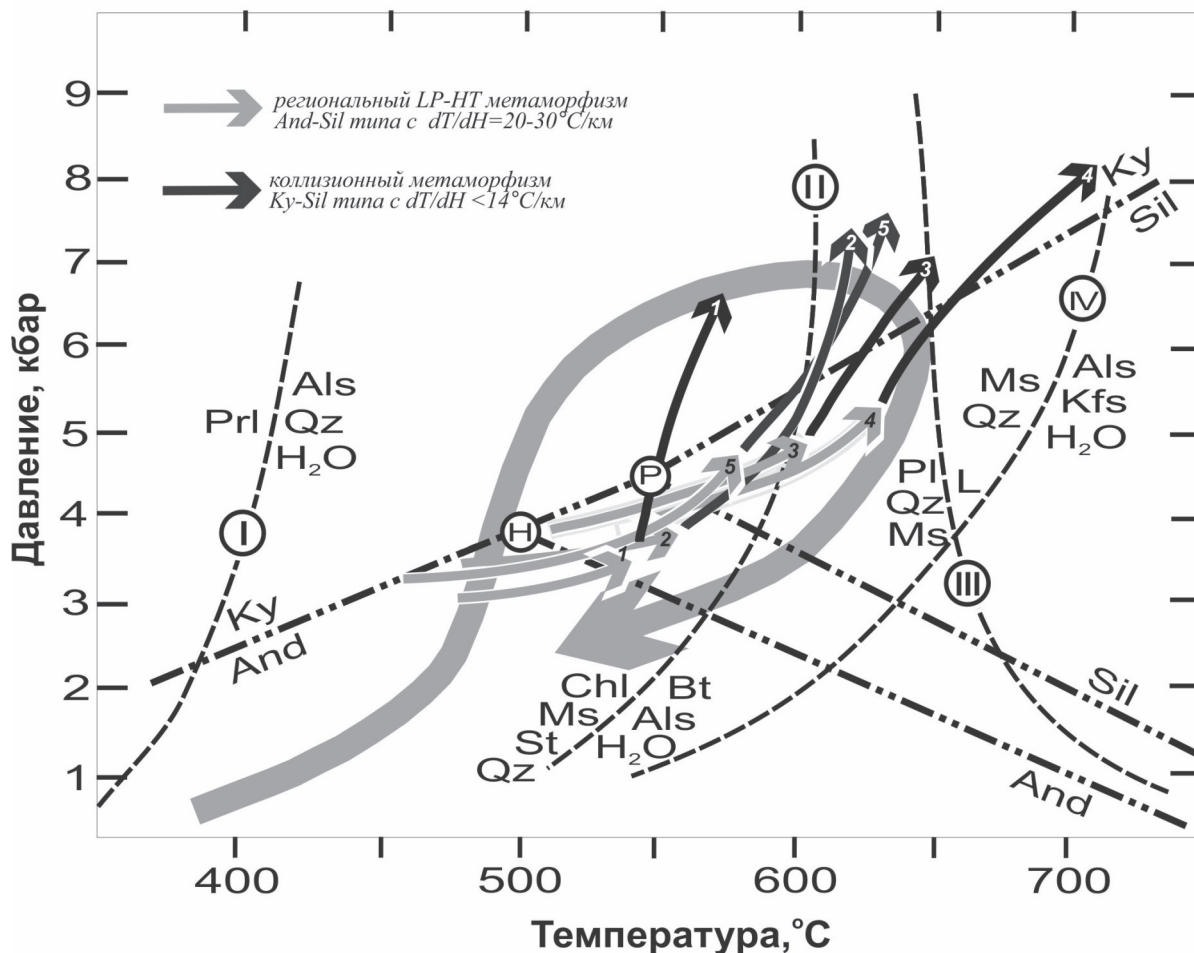


Рис. 1. *P-T* тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья (1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский; 4 – чапский; 5 – тисский участки) в сравнении с обобщенной *P-T* эволюцией $\text{And} + \text{Ky} + \text{Sil}$ -содержащих пород из других регионов мира (серой петлей). Пунктирными линиями и штрихпунктиром показано положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы и координаты тройной точки [9].

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, *P-T* условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 , связанном со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя *P-T* тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через

«тройную точку» (рис. 1). Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов «тройной точки», в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых P - T условиях и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок.

Соотношения устойчивости природных алюмосиликатов нуждаются в дальнейшем изучении. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и кинетику протекания реакции и образования центров кристаллизации, а не термодинамику полиморфных превращений. Автор полагает, что парагенезисы «тройной точки» имеют большое значение не столько для обоснования конкретных условий температуры и давления, сколько для привлечения внимания к природе самих процессов метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** О минеральных ассоциациях «тройной точки» Al_2SiO_5 в метапелитах // ДАН. 2013. Т. 448. № 2. С. 193-196.
2. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** P - T - t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385-416.
3. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и P - T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81-92.
4. **Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В.** P - T - t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 55. № 6. С. 1031-1056.
5. **Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2017. 331 с.
6. **Hietanen A.** Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte quadrangle, Idaho // American Mineralogist. 1956. V. 41. P. 1-27.
7. **Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos. 2001. V. 58. P. 55-80.
8. **Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743-762.
9. **Pattison D.R.M.** Instability of Al_2SiO_5 «triple point» assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1414-1422.

СЕЛЕКТИВНАЯ КОНТАМИНАЦИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И ГЕНЕЗИС БУХИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Максимов С.О., Попов В.К.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: hangar7@mail.ru*

Контаминация базальтовых магм веществом сиалической континентальной коры имеет важные геохимические следствия, искажающие интерпретацию их мантийных источников, возрастные данные и механизмы дифференциации. Изучение взаимодействия базальтовых расплавов с коровыми ксенолитами открывает возможность моделировать процессы коровой контаминации на уровне периферических очагов и при подъёме магм через мощную континентальную кору. В сообщении представлены уникальные минералогические и химические составы селективно переплавленных и модифицированных пелитовых ксенолитов (бухитов), включённых в оливиновые толеиты Шуфанского базальтового плато. Это вулканическое сооружение находится на юге Приморья и около 1/3 лавового покрова располагается на территории Китая. Оно представляет модельный полигон для исследований взаимодействия базальтовых магм с гетерогенными коровыми субстратами и, по видимому, не имеет аналогов по масштабности и разнообразию процессов коровой контаминации. Формирование основного лавового покрова мощностью до 350 метров произошло в течение ограниченного временного интервала, составляющего около 2,5 миллионов лет (13-10,5 млн лет назад) [2], но, вероятно, и за более короткий период, исходя из вариаций значений. В его формировании установлена смена начальных излияний ортопироксеновых базальтов на оливин-клинопироксеновые и затем на существенно оливиновые низкокалиевые толеиты (0,27-0,4 мас. % K_2O) с соответствующим ростом примитивности, магнезиальности выплавки. На завершающем этапе произошло образование многочисленных эруптивных центров и экструзий щелочных лерцолит и глиммерит содержащих базальтов, концентрирующихся в протяжённую «предрифтогенную» линейную структуру северо-восточного «тан-лунского» направления, пересекающую всё платообразное сооружение [2]. Особенностью формирования Шуфанской базальтовой постройки является излияние огромных масс высококонтаминированных разностей базальтов, фактически отвечающих трахиандезитам (54-60 мас. % SiO_2 , 5-7 мас. % Na_2O+K_2O). Они приурочены к верхним частям базальтового покрова и являются производными оливиновых толеитов, испытавших значительную контаминацию верхнекоровым веществом. Их лавовые покровы мощностью до 50-60 метров сохранились в виде крупных полей на разобшённых участках, но как локальные останцы распространены в пределах всего вулканического ареала. Базальтовые «контаминанты» резко отличаются от типичных базальтовых лав. Это желтовато-серые, плотные не пузыристые лавы со струйчато-такситовой текстурой и неравновесной минеральной ассоциацией вкрапленников, включающей ортопироксен ($f=17-56$), субкальциевый авгит ($f=25-42$), ильменит, резко зональные плагиоклазы, реститы магнезиальных оливинов, ситовидных ксенокристаллов плагиоклаза. Они аномально обогащены ксеногенным реститовым кварцем. Его интенсивно корродированные зёрна окружены мощными реакционными коронками, состоящими из сноповидных агрегатов субкальциевого авгита ($f=25$), андезин-олигоклаза, санидина, пластинок биотита ($f=35$), амфибола ($f=42$) и высококалиевого риолитового стекла. Характерно относительно равномерное распределение ксенокристаллов кварца и ситовидных реститовых плагиоклазов по всей лавовой массе. Такая необычная гомогенизация огромных масс корового вещества могла произойти только при турбулентном характере подъёма расплавов либо интенсивном конвективном переме-

шивании на уровне близповерхностного очага. Селективно экстрагированные из подплавленных коровых ксенолитов кремнещелочные выплавки лишь ограничено смешивались с базальтовым расплавом, образуя согласные с ориентировкой лав тонкие линзовидные обособления высококалиевого гранофира, придающие лавам такситовую текстуру. В отличие от толеитовых магм, щелочные базальты не обнаруживают следов геохимической и минералогической модификации, несмотря на насыщенность коровым ксеногенным материалом, что представляет типовую особенность подобных систем [4] и может определяться различиями в динамике подъёма по подводным каналам и структурной несовместимостью этих контрастных силикатных расплавов [1]. Базальты, слагающие Шуфанское плато, обогащены в различной степени расплавленными и химически модифицированными коровыми ксенолитами: гранитоидами, габбро-норитами, мраморами при преобладании монокварцевых (реститовых) разностей. Наибольший интерес представляют селективно переплавленные и химически модифицированные ультраглинозёмистые ксенолиты (бухиты). Находки бухитов приурочены к ареалам контаминированных базальтов (трахиандезитов), но сами ксенолиты включены в лавовые потоки подстилающих оливиновых толеитов. В этом заключается комплементарность процесса: обогащение базальтов селективными гранитоидными выплавками из ксенолитов и стенок подводных каналов и накопление в реститовом веществе ксенолитов Al, Fe, Ti, Cr, Ni. Протолитами бухитов служили чёрносланцевые кварц-биотит-полевошпатовые пелиты (P₂), распространённые в составе фундамента. Наблюдается последовательная трансформация (бухитизация) вещества ксенолитов и образование стёкол с тридимит-кордиерит-герцинитовой ассоциацией микролитов (рис. 1). В результате селективного плавления ксенолитов происходит разделение выплавки на кварц-полевошпатовый мигматит и кордиерит-герцинитовую первично расплавленную матрицу. Для ультраглинозёмистых бухитов обычно предполагается двухстадийный генезис [3]: 1 – контактово-метаморфическая трансформация на уровне спуррит-мервинитовой фации и 2 – дальнейшее расплавление при захвате ксенолитов базальтовой магмой. Наши материалы свидетельствуют и о прямом преобразовании пелитов в результате селективной экстракции компонентов, при одновременно проявленной десиликации и декатионизации алюмо-силикатного вещества в базальтовом расплаве. Бухитовые включения характеризуются сливным массивным обликом, иногда полосчатые и на 90-100 % слагаются частично раскрыт-галлизированной ультраглинозёмистой и ультражелезистой стеклофазой с высокотемпературной минеральной ассоциацией: кордиерит, муллит, силлиманит, герцинит, битовнит, ильменит, армалколит-псевдобрукит, тридимит. Преобладает монокордиеритовый (секанинитовый) (высокожелезистый кордиерит) (f=до 99,2 %) тип бухитов с варьирующими содержаниями ультраглинозёмистого и ультражелезистого герцинита (f=80-96 %) и ильменита. Распространены также ильменит-тридимит-герцинитовые бухиты с цирконий содержащим ильменитом и алюминиевыми и циркониевыми псевдобрукитами и армалколитами, а также муллит-силлиманит-герцинит-плагноклазовый тип бухитов, несущий следы смешения с базальтовым расплавом. В области контакта базальтового и ультраглинозёмистого расплавов образуется анортозитовая оторочка лабрадор-битовнитового состава с магнетитом, несмотря на исключительно ильменитовый тип бухитов и базальтов. В интерстиционном базисе бухитов преобладает кварцевое стекло, либо тонкоиглочатый агрегат силикатов алюминия и тридимита, присутствуют также высококалиевое риолитовое стекло и матрикс, близкий по составу анортоклазу, либо силикатам алюминия, но обогащённый фосфатом бария. Намечается изоморфизм по схеме: P+Ba → Si+Ca. Концентрации бария и фосфора достигают 5 мас. %. Особый интерес представляет группа Fe-Ti оксидов, близких армалколит-псевдобрукитовому ряду с аномально высокими концентрациями Al и Zr (соответственно до 9 мас. % и 38 мас. %).

В ильменит-герцинит-тридимитовых бухитах обнаружены аномально высоколантановые монациты, с концентрацией La, в два раза превышающей сумму других REE, при этом наблюдается резкий цериевый минимум. Отчётливо проявляется неравновесность минеральной ассоциации и несмесимость расплавленных матриц бухитов: сосуществование контактирующих расплавов: железо-титанистого, алюмо-железистого и расплава силикатов алюминия в сочетании с расплавом чистого кремнезёма (рис. 1б), а также минеральных фаз, находящихся в одной ассоциации: кордиеритов, герцинитов, основных плагиоклазов, псевдобрукитов, армалколитов с варьирующими составами, даже на локальных участках. Это отражает аномальную вязкость подобных ультрагинозёмистых систем (до 35 мас. % Al_2O_3) и крайне низкие скорости диффузии.

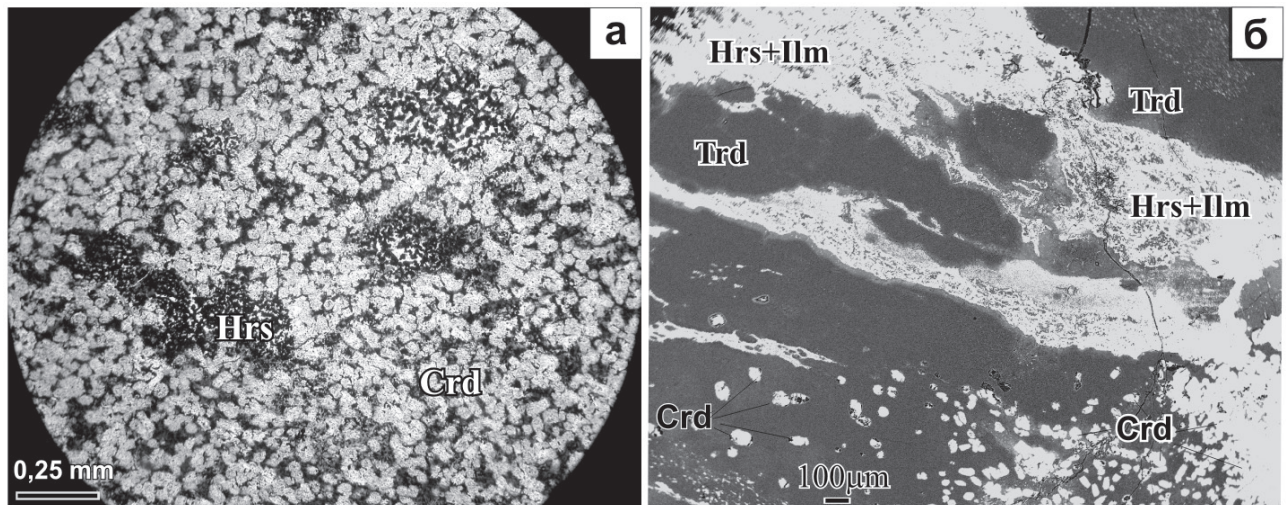


Рис. 1а. Монокордиеритовый (секанинаитовый) состав раскристаллизованного бухитового стекла с гнездами ультражелезистого и ультрагинозёмистого герцинита. Crd – кордиерит; Hrs – герцинит.

Рис. 1б. – Структуры несмесимости в бухите: Несмесимость кварцевого и Ti-Fe-Al расплавов в бухите: Hrs+Ilm – металло-оксидная (ильменит-герцинитовая) фаза; Trd – тридимитовая фаза; Crd – кордиерит.

Причина подобной модификации состава пелитовых ксенолитов состоит в интенсивной десиликации при попадании в базальтовую магму, в результате чего из ксенолитов выносятся SiO_2 и ряд сопутствующих сильных катионов. Аномальность составов минеральных фаз бухитов, не имеющих мировых аналогов, обусловлена накоплением в реститовом остатке Fe, Al, Ti, Cr, Ni в результате подобного процесса селективной экстракции и диффузионного взаимодействия с базальтовым расплавом, созданием ультрагинозёмистой, ультражелезистой, изначально несмесимой металло-силикатной жидкостной композиции.

Базальтовые магмы, проходя через гранитную кору, ассимилируют коровый материал и фактически облегчаясь накапливаются в верхней части магматической камеры. Для этих модифицированных расплавов характерна большая вязкость, но меньшая газонасыщенность, что отражает, соответственно, их повышенную кремнекислотность и условия дегазации в приповерхностных условиях. В то же время, зональное строение магматической камеры не препятствовало свободному подъёму к поверхности не затронутых контаминацией базальтов из-за их перегретости и низкой вязкости.

Образование огромных объёмов умеренно кислых дифференциатов не отвечает популярной модели АФК, учитывая афировость базальтовых лав и практическое отсутствие вкрапленников на участках закалки в подошве лавовых потоков. Тепловой баланс, необходимый для столь масштабной и продвинутой ассимиляции кремнекислого корового вещества мог создаваться только на уровне близповерхностной камеры конвектирующих магм [4]. Отчётливым изотопным критерием коровой (нижнекоровой) контаминации служат низкие изотопные отношения ураногенных свинцов во всех типах базальтов Шуфанского плато (с интервалом значений $Pb^{206}/Pb^{204}=17,20-17,80$). Континентальная кора имеет гораздо более высокие концентрации свинца, чем мантийные магмы и даже небольшие селективные выплавки из коровых субстратов и их последующее смешение с мантийными магмами могут определять изотопный состав свинца последних. Вероятное пространственное положение Южного Приморья над подвергнутому деструкции, утонению и погружающимся в восточном направлении Сино-Корейским кратоном [6] отражается в аномально низких значениях ураногенных свинцов во всех типах базальтов платообразных построек Южного Приморья и согласуется с подобными изотопными характеристиками базальтов (низкими Pb^{206}/Pb^{204}) из соседних вулканических ареалов на территории Китая, расположенных уже непосредственно на AR-PR₁ литосферных блоках, а также с другими подобными провинциями мира. Для контаминированных базальтов характерно повышение этих значений, особенно отчётливо выраженное для бухитовых ксенолитов ($Pb^{206}/Pb^{204} > 18,20$), что свидетельствует о вовлечении в плавление и ассимиляцию верхнекорового вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А.** Силикатные расплавы. Москва.: Наука. 2005. 355 с.
2. **Максимов С.О., Сахно В.Г.** Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 359-363.
3. **Markl G.** Mullit-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 149. P. 196-215.
4. **McBirney A.R., Taylor H.P. and Armstrong R.L.** Paricutin –examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. // Contribution to Mineral. and Petrology. V. 95. P. 4-20.
5. **Meshesha D., Shinjo R.** Crustal contamination and diversity of magma sources in the northwestern Ethiopian volcanic province // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2007. V. 102. P. 272-290.
6. **Menzies M.A., Fan W., Zhang M.** Paleozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geological Society. London. Special Publications. 1993. V. 76. P. 71-81.

ПРИРОДА ОБОГАЩЕННОЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ И ЕЕ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ МАГМ «ВНУТРИПЛИТНОГО» ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА В ТЫЛОВОЙ ЗОНЕ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

Перепелов А.Б.¹, Пузанков М.Ю.², Плечов П.Ю.³, Цыпукова С.С.¹, Дриль С.И.¹, Щербаков Ю.Д.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: alper@igc.irk.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: puzankov@kscnet.ru

³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, e-mail: pplechov@gmail.com

Обнаружение в последние десятилетия районов развития щелочно-базальтового вулканизма, близкого к «внутриплитному» геохимическому типу, в центральных и западных структурно-формационных зонах активной континентальной окраины Камчатки указывает на то, что в истории магматического развития структуры на разных этапах были реализованы не только процессы надсубдукционного магмообразования, но и процессы, связанные с вовлечением в формирование расплавов иных источников вещества. Данные, полученные разными авторами, подтверждают предположения о том, что в мантии под структурой Камчатки и, в особенности, в ее тыловых областях присутствуют обогащенные «резервуары». Природа этих резервуаров неясна и требует изучения. Начиная со среднего эоцена, вначале на Западной Камчатке, а затем в позднем эоцене, раннем олигоцене, плиоцене и в плейстоцене со смещением областей проявления щелочно-базальтовых магм в районы вулканического пояса Срединного хребта, магматизм «внутриплитного» типа проявляется в виде дайковых поясов, экструзий и зон ареального вулканизма, формируя в некоторых случаях крупные вулканические центры. Геохимические характеристики такого типа вулканизма выражаются в обогащении магм элементами HFSE группы, а также в более высоких концентрациях в расплавах LILE компонентов. Сопоставление временных отрезков между проявлениями типично надсубдукционного магматизма и магматизма внутриплитного геохимического типа показывают, что «обогащенные» расплавы проявляются на этапах прекращения активных субдукционных процессов, то есть, не связаны с процессами магмообразования на уровне метасоматизированной надсубдукционной мантии. Изотопные исследования позволяют заключить, что источником магм могла быть погруженная в переходную зону мантии и высокобарически преобразованная океаническая литосфера.

Детализация полученных данных свидетельствует о том, что в кайнозойской истории магматического развития активной континентальной окраины Камчатки были образованы не только разновозрастные надсубдукционные вулканические пояса и магматические ареалы, но и структуры, в строении которых проявлены породы с внутриплитными и переходными геохимическими характеристиками. Среди магматических комплексов Камчатки установлены проявления К-На щелочно-базальтовых, щелочно-базальт-трахит-комендитовых, калиевых щелочных и субщелочных магматических комплексов, а также специфического Mg#-андезитового и NEB-адакитового магматизма. Проявления каждого из этих типов магм отражают отдельные этапы эволюции активной окраины и различаются достаточно контрастными изотопно-геохимическими характеристиками пород, свидетельствующих о множественности источников исходного для них вещества. В начале кайнозоя на территории Западной Камчатки в условиях внутриплитной активизации проявился К-На щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты), геохимические характеристики которого сходны с E-MORB и WPB. Время его развития определено как ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \sim 46-44$ млн лет). Далее ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \sim 34-31$ млн лет) на Западной Камчатке проявляется К-На умеренно-щелочной и щелочной

магматизм, а также ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм, развитие которого продолжается вплоть до ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~35-17 млн лет). В раннем миоцене ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм постепенно сменяется калиевым субщелочным абса-роки-шошонит-латитовым, который проявляется на этой территории вплоть до ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~21-14 млн лет). В позднем миоцене ареал развития шошонит-латитового магматизма расширяется на восток в область Срединного хребта и сопровождается проявлениями высококалиевого известково-щелочного вулканизма, связанного, вероятно, уже с началом субдукционных процессов и надсубдукционного магмообразования ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~6,2-5,7 млн лет). Следующий крупный этап связан с формированием надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта. На рубеже ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~12-7 млн лет) на Восточной Камчатке был проявлен К-На щелочно-базальтовый вулканизм внутриплитного геохимического типа. Полномасштабное развитие вулканизма островодужного геохимического типа (IAB) началось в Срединном хребте ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~4,0 млн лет) и продолжалось до рубежа в ~3 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Почти одновременно с проявлениями крупнообъемного магматизма островодужного типа в Срединном хребте на Западной Камчатке в раннем плиоцене зафиксирован эпизод магматизма WPB типа ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~3,8 млн лет), а именно образование комплекса субвулканических тел базанитов в районе г. Хухч. Далее, ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,8 млн лет), магматизм такого типа сменился на Западной Камчатке редкими проявлениями Lc-содержащих трахибазальтов (г. Эмгучань). По завершению развития на Восточной Камчатке магматизма WPB типа, в среднем и позднем плиоцене проявляется магматическая активность Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. На северном фланге зоны в полосе запад-северо-западного простирания шириной до 20 км развивается Mg#-андезитовый и NEB-адакитовый магматизм ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~3,4-2,7 млн лет). По данным временной интервал развития магматизма такого типа более протяженный, начиная с ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~8-3 млн лет). Длительный период магматической активности Малко-Петропавловской зоны заканчивается проявлениями высокониобиевых базальтоидов (HNB) ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,1-2,0 млн лет). Обращает на себя внимание в целом субсинхронное развитие островодужного вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта и NEB-адакитового магматизма в указанной поперечной структуре. После завершения развития надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта в среднем плиоцене, его магматическая активность возобновляется только через ~1 млн лет на границе поздний плиоцен – ранний плейстоцен и в раннем плейстоцене ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ~2,1-1,35 млн лет). Это этап связан с развитием магматизма внутриплитного геохимического типа, а именно К-На щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород в структурах вулканов Большой, Белоголовский и Нюлкандя в тыловой зоне пояса. Позднее и вплоть до голоцена на территории Срединного хребта продолжают проявляться проявления щелочно-базальтовых магм WPB типа, а также магм, имеющих переходные вещественные характеристики между WPB и IAB. Крупные вулканические центры, такие как вулканы Хангар и Ичинский в это время продолжают продуцировать магмы надсубдукционного типа с формированием большого объема кислых расплавов – дацитов и риолитов. Полученные новые данные изотопного датирования кайнозойских вулканических пород Камчатки показывают, что в истории геодинамического развития Камчатки происходила неоднократная смена геодинамических обстановок с проявлениями не только магм островодужного геохимического типа, но и с формированием комплексов и ареалов магматических пород, свойственных обстановкам внутриплитной активизации и деструкции литосферных плит. В докладе приводятся новейшие изотопно-геохимические сведения по «внутриплитному» и NEB-адакитовому вулканизму Камчатки. Данные получены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-05-00883-а.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЖЕЛЬТАВСКОМ ТЕРРЕЙНЕ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН).

Пилицына А.В.¹, Третьяков А.А.¹, Дегтярев К.Е.¹, Сальникова Е.Б.², Ковач В.П.²,
Ван К.-Л.³.

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: an.pilitsyna@gmail.com,

²Институт геологии и геохронологии РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: katesalnikova@yandex.ru,

³Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, г. Тайбэй, Тайвань,
e-mail: khwang@gate.sinica.edu.tw.

В строении западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) принимают участие крупные террейны с докембрийской континентальной корой, отделенные друг от друга раннепалеозойскими островодужными комплексами и офиолитами [2]. В ряде докембрийских террейнов западной части ЦАСП (Кокчетавский, Чуйско-Кендыктасский, Иссык-Кульский и Жельтавский) присутствуют высоко- (НР) и ультравысокобарические (УНР) метаморфические комплексы, в строении которых преобладают образования с длительной коровой предысторией. Формирование этих (У)НР комплексов принято связывать с субдукцией фрагментов докембрийской континентальной коры на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации, и их последующей эксгумацией на верхнекоровый уровень [3].

Метаморфические образования Жельтавского террейна представляют собой узкую тектоническую зону СЗ простирания протяженностью около 100 км и входят в состав анрахайского и кояндинского комплексов. Породы анрахайского комплекса преобладают и представлены, главным образом, неопротерозойскими мусковит-хлоритовыми ортогнейсами и палеопротерозойскими амфибол-биотитовыми ортогнейсами, которые содержат тела амфиболитов. Данные об изотопном составе Nd указывают, что палеопротерозойский протолит амфибол-биотитовых ортогнейсов формировался в результате смешения неоархейского корового источника с ювенильным источником. Близкий изотопный состав неопротерозойских мусковит-хлоритовых ортогнейсов позволяет предполагать, что формирование их протолита происходило при плавлении палеопротерозойского корового субстрата. С юго-запада породы анрахайского комплекса надвинуты на кояндинский комплекс, сложенный преимущественно интенсивно измененными гранат-слюдяными парагнейсами с реликтами кианита, калиевого полевого шпата и фенгита, указывающими на, по крайней мере, высокобарические условия формирования пород [4]. Парагнейсы содержат тела гранатовых амфиболитов, эклогитов и гранатовых клинопироксенитов, шпинелевых дунитов и перидотитов. В подчиненном количестве среди диафорированных парагнейсов присутствуют мусковит-хлоритовые сланцы, амфиболиты (без граната), мраморы и кварциты. Протолитами эклогитов и гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса, слагающих как отдельные тектонические линзы, так и встречающихся в виде чередования в пределах одной линзы, являлись дифференциаты внутриплитных базальтовых расплавов, внедренных в породы континентальной коры до ее вовлечения в процессы субдукции [5]. Оценка возраста $489,9 \pm 3$ млн лет, полученная для цирконов из гранатовых клинопироксенитов, интерпретируется как возраст пика высокобарического метаморфизма пород [1]. В свою очередь, протолиты шпинелевых ультрабазитов представляли собой производные плавления деплетированной мантии в виде плагиоклаз-содержащих ультрамафитов, троктолитов и меланогаббро, сформированных в над-субдукционной обстановке [6]. Как эклогиты и гранатовые клинопироксениты, так и шпинели

нелевые дуниты и перидотиты были, по-видимому, сформированы в, по крайней мере, высокобарических условиях метаморфизма, связанного с субдукцией гипербазит-базитовых комплексов различного генезиса в раннем палеозое.

Изучение детритовых цирконов из гранат-слюдяных парагнейсов и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса показало, что преобладающими являются цирконы с возрастными интервалами в интервале 868-1385 млн лет (155 зерен) и двумя максимумами ~993 млн лет (52 зерна) и ~1082 (40 зерен). При этом цирконы обладают ядрами с сохранившейся осцилляторной зональностью, что указывает на их магматическое происхождение. Источниками этих цирконов могли быть гранитоиды или кислые вулканы, формировавшиеся на границе конца мезо – начала неопротерозоя. Значительная роль кислых магматических пород в источнике сноса подтверждается фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 7-15$) и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,54-0,62$) в сланцах кояндинского комплекса. Изотопно-геохимические особенности пород ($t_{Nd(DM)} = 2,08 - 2,36$ млрд лет и $\epsilon_{Nd(t)} = -10 \div -14,1$) могут указывать на формирование кислых магматических пород за счет плавления вещества палеопротерозойской континентальной коры. Время накопления дометаморфического осадочного протолита гранат-слюдяных парагнейсов и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса может быть оценено, исходя из возрастов ядер и кайм в детритовых цирконах. Нижний возрастной предел осадконакопления соответствует наиболее молодому статически значимому максимуму возрастов ядер обломочных цирконов (около 600 млн лет). Верхний возрастной предел оценивается по возрастам метаморфических кайм двух цирконов из диафторированных гранат-слюдяных парагнейсов с реликтами фенгита и кианита – 486 ± 11 и 460 ± 11 млн лет, возраст которых близок возрасту метаморфизма эклогитов и гранатовых клинопироксенитов ($489,9 \pm 3$ млн лет), слагающих будины в парагнейсах кояндинского комплекса. Таким образом, накопление терригенного протолита гранат-слюдяных парагнейсов и мусковит-хлоритовых сланцев происходило в интервале от ~600 до ~490 млн лет, то есть на протяжении эдиакария-кембрия. При этом полученные оценки 486 ± 11 и 460 ± 11 млн лет интерпретируются как возраст высокобарического метаморфизма гранат-слюдяных парагнейсов, связанного с образованием кианита, фенгита и калиевого полевого шпата.

Полученные данные показывают, что до раннепалеозойского высокобарического метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими гранитоидами (анрахайский комплекс), которые были перекрыты эдиакарско-кембрийскими терригенными породами чехла. Подобное строение характерно для докембрийских террейнов западной части ЦАСП, в строении которых выделяются в разной степени метаморфизованные протерозойские комплексы фундамента, которые с несогласием перекрываются терригенными и терригенно-карбонатными толщами эдиакарско-нижнепалеозойского чехла [2]. Присутствие среди пород Жельтавского террейна высокоградных метаморфических комплексов различного генезиса с оцененными возрастными метаморфизма в интервале 490 – 460 млн лет свидетельствует о вовлечении в субдукционно-коллизийные процессы пород докембрийской континентальной коры в раннем палеозое.

Исследования выполнены за счет средств РНФ (проект № 14-27-00058) и РФФИ (проект № 18-35-00199).

ЛИТЕРАТУРА

1. Alexeiev, D. V., Ryazantsev, A. V., Kröner, A., Tretyakov, A.A., Xia, X., Liu, D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. N. 42. P. 805-820.

2. Degtyarev, K., Yakubchuk, A., Tretyakov, A., Kotov, A., Kovach, V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. N. 47. P. 44-75.
3. Ernst, W.G., Hacker, B.R., Liou, J.G. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks. Implications for Phanerozoic collisional orogens. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. N. 433. P. 27-49.
4. Kotková, J. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: Recent advances and open questions // Journal of Geosciences. 2007. N. 52. P. 45-71.
5. Pilitsyna, A. V., Tretyakov, A.A., Degtyarev, K.E., Cuthbert, S.J., Batanova, V.G., Kovalchuk, E. V. Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: P-T evolution, protoliths and some geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. N. 153. P. 325-345.
6. Пилицына А.В., Третьяков А.А., Алифирова Т.А., Дегтярев К.Е. Первая находка шпинелевых перидотитов в Южном Казахстане: структурное положение, состав, параметры высокобарического метаморфизма // ДАН. 2017. Т. 476. № 1. С. 72-76.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И РУДНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МАГМАТИТОВ КЕТКАПСКО- ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНА ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛОГИИ

Полин В.Ф.¹, Чашин А.А.¹, Чашин С.А.¹, Чубаров В.М.², Екимова Н.И.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vfpolin@mail.ru

²Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: zond@kscnet.ru

Флюидный режим оказывает значительное влияние на процессы магматического минералообразования и является одним из главных факторов, определяющих скорость и масштабы плавления горных пород, состав выплавляющихся магм и пути их эволюции.

Реконструированы особенности флюидного режима и P-T условия кристаллизации пород магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита: абсарокит (шонкинит)-щелочнотрахитового бокурского, тингуаит-фойяит-нордмаркитового курунгского, флюидо- и щелочно-сиенитового дарьинского, субщелочного диорит-гранодиорит-гранитного учурского и монзонит-сиенит-граносиенитового кеткапского, по данным о распределении газовой составляющей включений в лейкократовых минералах, анализа содержаний галогенов в биотитах, и валовых составов слюд. Щелочные комплексы профилированы на редкоземельную минерализацию, субщелочные – на золотое оруденение и пьзокварцевое сырье.

(1) Редокс-условия начальных этапов кристаллизации магматитов ККЮМП

Наибольшее петрогенетическое значение имеют сведения об исходном, т.н. «первичном» флюиде, участвовавшем в формировании конкретной породы. Немаловажную информацию поставляют непосредственные определения состава газовой фазы. Существенную роль играет как «валовый» состав сосуществующих газов, так и соотношения летучестей их окисленных и восстановленных форм, задающих определенный уровень fO_2 во флюидной фазе расплава, определяющей редокс-потенциал магматической системы. Основой для оценки флюидного режима на начальных стадиях кристаллизации пород послужили материалы хроматографического анализа газовой фазы включений в минералах. По данным распределения газов из включений была рассчитана, по программе «Селектор-С» [2], фугитивность кислорода в расплавах для выявления специфики флюидных режимов различных магматогенно-рудных систем.

Установлено, что **начало** кристаллизации большинства изученных магматитов осуществлялось в **восстановительной** либо высоковосстановительной (?) обстановке. Роль буфера, задающего определенный редокс–потенциал, играли, по-видимому, флюиды. Как показано многими исследователями (например: [5, 7]), именно постоянным притоком флюидов, буферирующих окислительные реакции, объясняются выдержанные по восстановленности режимы олово-сереброносного, бериллиеносного и золото-сереброносного типов магматизма. Золотоносный магматизм, как правило, отличается меньшей степенью восстановленности флюидов и содержащих их расплавов. Полученные для золотоносных субщелочных комплексов данные согласуются с этой закономерностью.

(2) Биотит как источник информации о флюидном режиме, P-T условиях кристаллизации и рудно-металлогенической специализации магматитов ККЮМП

Особенности состава биотитов. Общим у многих слюд ККЮМП являются повышенные и высокие содержания TiO_2 , низкие и умеренные содержания Cl, умеренные и повышенные содержания F. В разноосновных магматитах наблюдаются слюды, широко варьирующие по железистости, в меньшей мере, по глиноземистости. Составы их тяготеют к ряду флогопит-аннит либо промежуточные между истонит-сидерофиллитами и флогопит-аннитами, что позволяет относить их к серии биотита. Выделяются три группы биотитов: пониженной железистости, умеренной и высокой. Около трети дарьинских биотитов и большинство курунгских представлены высокожелезистыми разновидностями. Умеренно-железистые слюды преобладают в кеткапских породах, встречаются и в дарьинских. Кеткапские биотиты образуют тренд, переходящий из магнезиальной области в железистую, при близкой глиноземистости, что подчеркивает генетическое единство содержащих их пород. Распределение составов дарьинских слюд дискретно и связано с резкими различиями в химизме биотит-содержащих пород.

Избыточная глиноземистость (ΔAl_{Bi}) и железистость (f_{Bi}) биотитов как показатели состава протолитов. По соотношениям ΔAl_{Bi} и f_{Bi} дарьинские биотиты образуют три тренда, располагающиеся в разных по железистости частях диаграммы « $\Delta Al_{Bi}-f_{Bi}$ ». Последовательности эти субпараллельны таковым щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов, метаморфических пород и лейцитовых пород–ультраосновных пород-минетт, по [6]. Тренд биотитов из курунгских щелочносалических пород близок к линии регрессии составов биотитов из гранитов рапакиви и «основных пород платформенного типа». Составы биотитов из кеткапских сиенитоидов близки тренду биотитов метаморфических пород, но имеют большую железистость, чем выражена более высокая дифференцированность Кеткапско-Юнских магматитов относительно протоматитов. Положение составов учурских слюд на продолжении тренда метаморфических биотитов свидетельствует в пользу представления о формировании пороодообразующих расплавов субщелочных комплексов ККЮМП путем частичного плавления коровых метаморфитов Алданского щита [3 и др.]. Большинство трендов, за исключением курунгского, подтверждается известное [6] правило о преобладающей роли геохимических свойств биотит-содержащих пород в величине корреляции ΔAl_{Bi} и f_{Bi} . Пологий наклон линий регрессии этих параметров для биотитов субщелочных комплексов может свидетельствовать о происхождении пороодообразующих расплавов из глиноземистых пелитов (аляскитовые магмы) или биотит-амфиболовых, гиперстеновых гнейсов, кристаллосланцев, метадиоритов, амфиболитов (прочие).

Степень корреляции химизма слюд и содержащих их пород – показатель типа дифференциации и редокс-потенциала расплавов. Анализ полученных материалов указывает на отражение в составе большинства курунгских, дарьинских и кеткапских биотитов характера химизма и условий кристаллизации самих биотит-содержащих пород. Проявляется

это в прямой корреляции величин железистости слюд и пород, железистости слюд и кремнекислотности магматитов. В курунгском комплексе сочетание высокой железистости биотитов с особо высокой железистостью пород, при постоянстве их кремнекислотности, свидетельствует о низкой летучести кислорода в расплавах. Довольно очевидно, что на величину f_{Bi} оказывали влияние не только степень дифференцированности расплавов, но и температурный фактор, и последовательность кристаллизации минералов, во многом определяемая редокс-потенциалом среды минералообразования. Сопоставление петрографических данных и соотношений железистости биотитов с железистостью и кремнекислотностью пород указывает на прямую корреляцию этих характеристик в случае ранней, относительно рудных минералов, кристаллизации биотита и обратную – при первичной кристаллизации железо-титанистых оксидов. Положительная зависимость обусловлена отсутствием буферирования железистости расплава отсадкой оксидных фаз, что характерно для *восстановительных* условий кристаллизации; напротив, при росте в расплавах $f\text{O}_2$ снижалась f_{Bi} , при сохранении величин I_{Bi} . Сочетание низкой железистости биотитов и высокой железистости пород – свидетельство ранней, высокотемпературной, кристаллизации слюд, при высоком уровне восстановленности расплавов.

Химизм слюд как отражение температуры и щелочности среды минералообразования. Устанавливаемые зависимости указывают на формирование *всех* биотит-содержащих пород ККЮМП в условиях повышенного и высокого $\mu\text{K}_2\text{O}$. Вариации щелочности среды пропорциональны величине $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ соответствующих пород. Значения величин f_{Bi} и I_{Bi} свидетельствуют, что максимальные T °С кристаллизации существовали в бокурских абсарокитах и шонкинитах, минимальные T °С (и наибольшие $P_{\text{H}_2\text{O}}$) – в дарьинских и курунгских тингуаитах и фойяитах. Тренды составов слюд из пород ККЮМП подчинены известной закономерности: наиболее высокий потенциал калия существовал в наименее «температурных» и «водонасыщенных» расплавах, и наоборот.

Р-Т условия кристаллизации биотитов. Судя по величинам коэффициентов изоморфизма, слюды ККЮМП – довольно высокотемпературные, с чем согласуются показания геотермометра Уонза–Югстера в модификации Ю.П. Трошина с коллегами [5]. Биотиты дарьинского, курунгского, кеткапского и учурского комплексов – низко-, умеренно-и высокотемпературные (720-940 °С). Наибольшие температуры кристаллизации – у бокурских слюд (870-1020 °С).

На диаграмме Ферштатера Г.Б.–Бородиной Н.С. выделяются три группы биотитов, характеризующиеся низкими, умеренными и повышенными давлениями при кристаллизации. Максимальные глубины кристаллизации (8-11 км) характерны для дарьинских и курунгских биотитов, отчасти, кеткапских; минимальные (0,3-1,3 км) – для бокурских вулканических биотитов, кеткапских монцитонитоидных и учурских диоритодных.

Параметры режима флюидов, равновесных с биотитами. Состав биотитов как показатель металлогенической и рудной специализации порообразующих расплавов. Фугитивность кислорода при кристаллизации слюд оценена по оксибарометру-геотермометру Уонза–Югстера в модификации Ю.П. Трошина с коллегами [5]. Величины $\ln f\text{H}_2$, $\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$, $\lg(X_{\text{F}}/X_{\text{Cl}})$, $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$, $\lg(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ в магматических флюидах, равновесных с биотитами, рассчитаны по уравнениям из работ [1, 7], с использованием программы И.К. Карпова «Селектор-С» [2].

Из соотношений $\ln f\text{H}_2$ и T °С следует, что фугитивность водорода в расплавах при кристаллизации биотитов субщелочных золотоносных комплексов, а также щелочных бокурского и, отчасти, дарьинского, *на порядок (!)* ниже таковой для курунгских и части

дарьинских биотитов. Условия кристаллизации слюдов в субщелочных комплексах и щелочном вулканоплутоническом соответствуют ильменит-магнетитовой серии, а в щелочных интрузивных – ильменитовой. Этим объясняется почти вдвое бóльшая магнезиальность биотитов из некоторой части монцонитоидов, диоритоидов, абсарокитов и шонкинитов, относительно прочих слюдов. Вместе с тем, пониженная активность водорода (μ_{H_2}) при кристаллизации кеткапских, учурских и бокурских биотитов, вероятно, сопровождалась и пониженной активностью воды (μ_{H_2O}) во флюиде. В противном случае, как показано О.В. Авченко [1], относительно высокое парциальное давление воды привело бы к «гематитовой» (высокой) фугтивности кислорода в расплаве, чего не наблюдается.

Кристаллизация биотитов в субщелочных расплавах происходила при повышенной летучести HCl по сравнению с HF. Наиболее высока активность фтора во флюиде была при кристаллизации курунгских и дарьинских слюдов, части бокурских; минимальная и промежуточная – биотитов золотоносных субщелочных пород. На диаграмме «Активность флогопита – отношения активностей фтора и хлора» подавляющая часть точек слюдов золотоносных комплексов ККЮМП располагалась в выделенных В.Е. Стрихой [4] полях составов биотитов из умеренно- и высокопродуктивных по золоту ассоциаций, что ожидалось. Отличительная черта флюидного режима золотоносных комплексов Провинции – низкая активность фтора и повышенная – хлора, при умеренно-восстановительных условиях кристаллизации. Близкие показатели режима галогенов – у абсарокитов и шонкинитов бокурского комплекса и дарьинского ийолита. Этот факт трактуется как дополнительное указание на роль щелочнобазитовых магм в качестве проводников мантийных флюидов, участвовавших в процессе плавления древних коровых пород и образовании субщелочных расплавов, в том числе, золотоносных (см. [3] и др.).

Выводы

Анализ данных подтвердил валидность представления о хлоротипности и умеренной восстановленности расплавов, несущих золотое оруденение. Установлено некоторое повышение окислительного потенциала расплавов на конечных стадиях их кристаллизации. Подтверждена возможность широкого использования составов биотитов в петрологических построениях для получения сведений о составах протолитов, P-T параметрах и флюидном режиме кристаллизации биотит-содержащих пород. Получаемые из составов Fe-Mg слюдов сведения об отношениях активностей галогенов в равновесных со слюдами флюидах и редокс-условиях кристаллизации позволяют судить о степени окисленности–восстановленности, фторотипности или хлоротипности магмато-генно-флюидных систем и их рудно-металлогенической специализации.

Установлена близость флюидного режима формирования рудоносных магматических комплексов, сходных по металлогенической специализации, петрогеохимическим характеристикам и геодинамической обстановке проявления.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 15-1-2-02

ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А., Авченко О.В., Кирюхина Н.И. Генезис магнезиальных биотитов в малоглубинных гранитоидах // ДАН. 1991. Т. 319. № 2. С. 461-465.
2. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование в геохимии / Новосибирск: Наука. 1981. 246 с.
3. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандиминова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.

4. **Стриха В.Е.** Использование биотита как основы оценки важнейших петрологических параметров кристаллизации гранитоидов золотоносных районов Верхнего Приамурья // Записки РМО. 2006. Т. 135. № 1. С. 21-37.

5. **Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.** Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука. 1981. С. 73-83.

6. **Ушакова Е.Н.** Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука. 1980. 327 с.

7. **Munoz J.L.** F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // Rev. Mineral. 1984. V. 13. P. 469-493 (Ed. S.W. Baily).

ДАЙКОВЫЙ РОЙ ЛАМПРОФИРОВ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Скляров Е.В.^{1,2}, Нечаев В.И.^{1,3}, Лавренчук А.В.⁴

¹ Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: skl@crust.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru

³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vnechaev@hotmail.com

⁴ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: alavr@igm.nsc.ru

Сергеевский террейн расположен в южной части Приморья и сложен породами палеозойского и мезозойского возраста [2, 5]. В южной береговой части террейна значительно преобладают выходы раннепалеозойских габброидов сергеевского комплекса и гранитов тафуинского комплекса. В резко подчиненном количестве встречаются пермские вулканогенно-осадочные отложения и верхнемеловые граниты, и совсем малую роль играют среднепалеозойские, триасовые, и юрско-меловые осадочные образования [2].

Изучение скальных обнажений на отрезке мыс Дунай – мыс Врангель показало широкое распространение здесь даек базитового состава – более 30-и. Учитывая неполную обнаженность части побережья и недоступность многих мест, реальное количество даек может быть в 2-3 раза больше. Дайки обнаружены в сергеевских габброидах, тафуинских гранитах и вулканогенно-осадочных породах путятинской свиты, все не моложе девона. Среди пород более молодого возраста упоминаются, возможно, ошибочно, только дайки флогопитовых камптонитов, прорывающие верхнемеловые гранитоиды на о. Путятин [3]. Распространение даек весьма неравномерное: наряду с протяженными интервалами отсутствия даек наблюдаются их скопления (3-6 даек) на сравнительно коротких отрезках побережья. Одним из ключевых участков распространения даек является мыс у базы ДВГИ в пос. Авангард (рис. 1), где они представлены достаточно свежими габбро и пироксеновыми порфиритами, а также сильно измененными породами андезит-дацитового состава.

Мощность, конфигурация и элементы залегания даек весьма разнообразны: мощность - от 20 см до 20 м; конфигурация – от прямолинейных до изгибающихся, ломанных и ветвящихся; залегание – от вертикальных до субгоризонтальных с некоторым преобладанием крутопадающих даек субмеридионального простирания, субконформного с общей структурой террейна. Превалируют мелко- и тонкозернистые разновидности пород, нередко мелкопорфировые, но в редких телах присутствуют среднезернистые габбро. В абсолютном большинстве случаев породы подверглись интенсивным средне- и низкотемпературным вторичным преобразованиям, выражающимся в развитии амфибола (роговая обманка и актинолит), биотита, хлорита, эпидота, альбита и кальцита. В наиболее сохранившихся дайках присутствуют магматические пироксен и амфибол, что позволяет идентифицировать породы как лампрофиры (спессартиты).

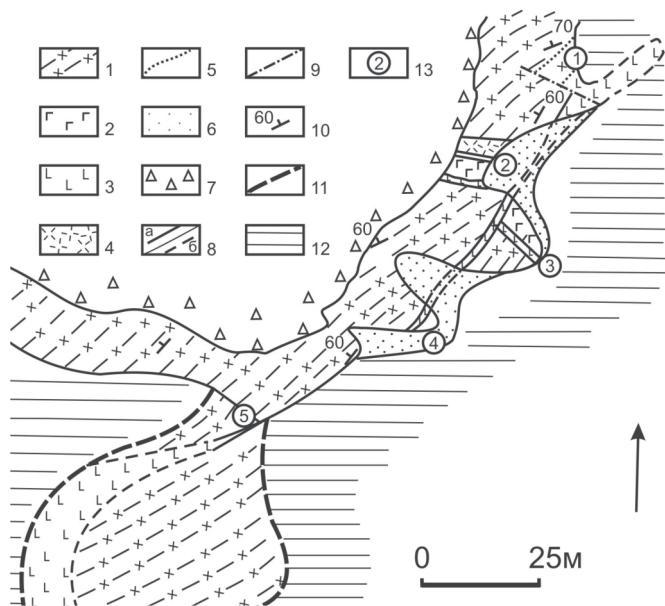


Рис. 1. Геологическая карта побережья у базы ДВГИ, пос. Авангард.

1 – мусковитовые граниты и гранито-гнейсы с жилами аплитов и пегматитов; 2 – ампинитовые габбро (а) с зонами закалки (б); 3 – дайка ампинитовых долеритов; 4 – дайка сильно измененных дацитов; 5 – маломощные дайки сильно измененных дацитов; 6 – прибрежные пески; 7 – склоновый делювий; 8 – геологические границы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 – тектонические срывы; 10 – элементы залегания гнейсовидности; 11 – контуры мелководья с мелкими островками в море; 12 – море; 13 – точки наблюдений.

По химическому составу выделяется три группы даек (рис. 2):

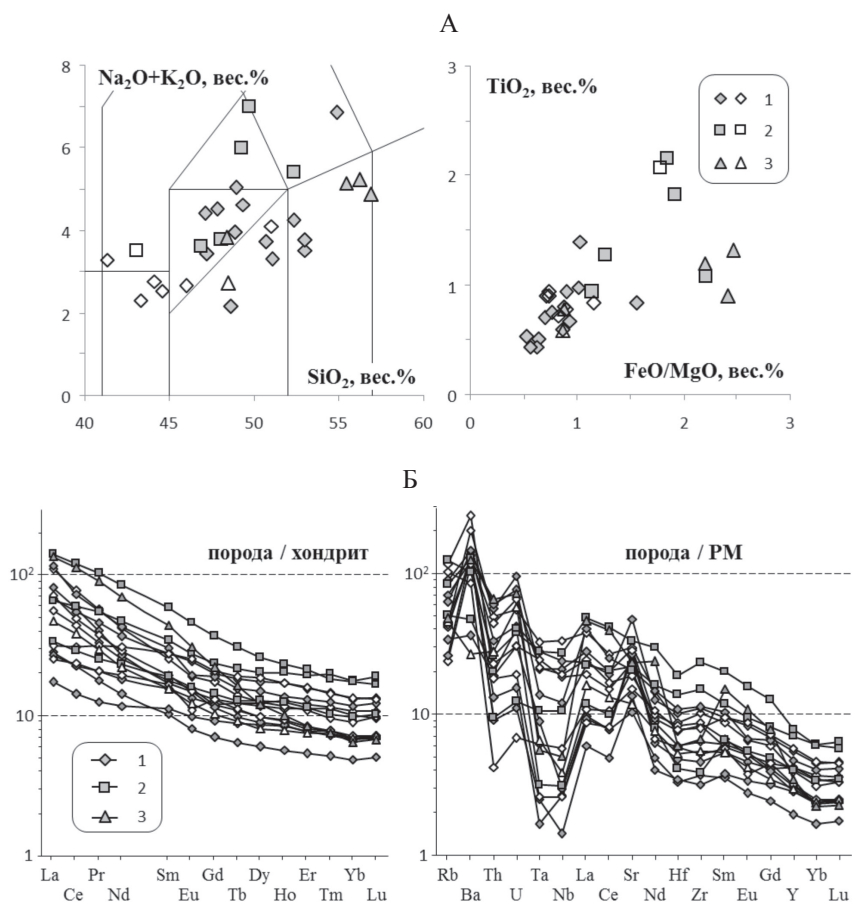


Рис. 2. Вариационные диаграммы (А) и спектры нормированных концентраций редких и редкоземельных элементов (Б) в дайках лампрофиров Сергеевского террейна. Нормировано по [8].

1 – р-н Авангард; 2 – р-н с. Домашлино, 3 – р-н г. Находки. Незалитыми значками показаны породы с высоким (более 4 вес.%) содержанием CO_2 .

1) высокомагнезиальные низко-умеренно титанистые; 2) умеренно магнезиальные, умеренно-высоко титанистые; 3) низкомагнезиальные, низкотитанистые. Наиболее распространены дайки первой группы, обнаруженные в гранитах и габброидах от г. Находка до бух. Анна. Дайки второй группы присутствуют в районе Домашлино. Дайки третьей группы присутствуют только в габброидах р-на Находки, близки по составу последним и, скорее всего, являются составной частью сергеевского комплекса. Что касается даек первой и второй групп, то, возможно, они являются членами единой серии или отражают вариации мантийного источника, являясь разновозрастными, хотя не исключено, что принадлежат двум разным эпохам магматизма. Отсутствие даек в верхнепермских отложениях может быть косвенным признаком их более древнего возраста, но может быть связано с разной реологией вмещающих комплексов.

Все базиты характеризуются отчетливо выраженными надсубдукционными характеристиками (Ta-Nb минимум и др.). Интересной особенностью является постоянное присутствие кальцита в породах, иногда в очень больших количествах (7-10 % CO_2). Весьма слабая распространенность карбонатных пород в террейне и отсутствие повышенных содержаний CaO даже в интенсивно карбонатизированных дайках позволяют предполагать участие мантийного углерода в процессе преобразования базитов.

Изученные нами породы в своем большинстве относятся к средне-калиевым разностям известково-щелочных лампрофиров и наиболее близки юрско-меловым спессартитам Южной Кореи [6] и центральной Японии [7 и др.], существенно отличаясь от пространственно близких юрских альнеитов и айликитов, принадлежащих меймечит-пикритовому комплексу Сихотэ-Алиня, а также палеозойских лампрофиров Вознесенского рудного района [1] и юрско-меловых лампрофиров северного Китая [4 и др.], среди которых преобладают высоко-калиевые известково-щелочные разности.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Говоров И.Н., Благодарёва Н.С., Журавлёв Д.З.** Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60-69.
2. **Голозубов В.В., Ханчук А.И.** Тектоника Сергеевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь). Путеводитель экскурсии. Владивосток. 2011. 11 с.
3. **Коган Б.С.** Флогопитовые камптониты южного Приморья // Известия АН СССР, сер. геол. 1. С. 139-143.
4. **Duan X., Zeng Q., Yang J., Liu J., Wang Y., Zhou L.** Geochronology, geochemistry and Hf isotope of Late Triassic magmatic rocks of Qingchengzi district in Liaodong peninsula, Northeast China // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 91. P. 107-124.
5. **Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.** The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117-138.
6. **Kim G.-Y. and Park Y.-R.** Geochemical studies of petrogenesis of hornblende gabbro-lamprophyre-diorite complex in Guwoonri, Hwacheon // Journal of Petrological Society of Korea. 2009. V. 18. N. 2. P. 153-169 (in Korean).
7. **Suzuki K. and Shiraki K.** Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan and their bearing on possible mantle origin andesite // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1980. V. 71. P. 313-322.
8. **Sun, S. S. & McDonough, W. F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.): Magmatism in Oceanic Basins. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313-346.

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Сьедин В.Т.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sedinl@poi.dvo.ru*

Центральная котловина – самая крупная отрицательная морфоструктура Японского моря. Характерной особенностью Центральной котловины является наличие в её пределах многочисленных вулканических построек, расположенных в различных частях котловины. В настоящее время с различной степенью детальности изучены 16 построек. Все вулканические постройки сложены сходным набором пород и минеральных образований, характерных для этих структур. При драгировании на них был поднят каменный материал четырех типов: 1 – вулканические породы; 2 – слаболитифицированные осадочные породы; 3 – различные минеральные образования, представленные кварц-глауконитовыми разностями, разнообразными Fe-Mn образованиями (корки, обломки шлаковидного облика и т.д.) и иногда – фосфоритами; 4 – глыбы, обломки, небольшие валуны и галька различных размеров т.н. «чужеродного» материала. Под «чужеродным» материалом для вулканических построек котловин Японского моря мы понимаем комплекс пород, которые генетически не связаны с формированием постройки (вулканическая и поствулканическая деятельность). «Чужеродный» или экзотический материал, по нашему мнению, может быть как ксенолитами фундамента, вынесенными на поверхность вулканическими процессами, так и являться продуктом ледового разноса. Среди каменного материала, поднятого с вулканических построек Центральной котловины, преобладают породы 1-го (*вулканические породы*) и 2-го (*слаболитифицированные осадочные породы*) типов.

Вулканические породы слагают основное тело вулканических построек и резко преобладают среди поднятого на них каменного материала. Вулканиты представлены различными по уровню кремнезема (от базальтов до трахириолитов-комендитов) породами, которые являются производными одной базальтовой магмы. Базальты обнаружены на всех изученных постройках и составляют около 90 % объема поднятого материала [6, 7]. Более кремненасыщенные разности вулканических пород (щелочные трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириолиты) обнаружены только на 6 из 16 построек, причем на 2-х из них (возвышенности Первенца и Кольцо) в виде единичных мелких обломков. Образцы базальтов вулканических построек часто представляют собой фрагменты (сегменты) шаровой отдельности клиновидной формы со стекловатой коркой закалывания, что указывает на подводные условия становления пород. Характерной особенностью базальтов построек является их высокая (до 40 %) пористость, которая свидетельствует о высокой газо-флюидонасыщенности исходной магмы [5]. На это также указывает высокая степень разупорядоченности внутренней структуры плагиоклазов-вкрапленников из базальтов этих структур [9]. Базальты вулканических построек представлены обычно порфиоровыми и редко - афировыми разностями. Количество порфиоровых выделений в них достигает 25-30 % объема породы, преобладает 5-15 % вкрапленников. По составу минералов-вкрапленников они разделяются на три типа (разновидности): 1) оливин-плагиоклазовые и оливинсодержащие плагиоклазовые базальты, 2) плагиоклазовые ферробазальты, 3) оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты. **Оливин-плагиоклазовые и оливинсодержащие плагиоклазовые базальты** резко преобладают – они составляют 90-95 % всех поднятых базальтов. Для них характерен существенно оливин-плагиоклазовый парагенезис минералов-вкрапленников с резко подчиненным количеством хромистого клинопироксена, ильменита,

алюмо- и хромшпинели, а также отсутствие магнетита во вкрапленниках. **Плагноклазовые ферробазальты** и **оливин-пироксен-плагноклазовые базальты** редко встречаются на вулканических постройках Центральной котловины – они подняты только на нескольких постройках, притом в незначительном количестве. Характерной чертой всех вулканических пород возвышенностей Центральной котловины является отсутствие в них порфировых выделений ортопироксена и кварца, что свидетельствует о недонасыщенности их кремнеземом, а также повышенной щелочности пород и исходной базальтовой магмы. Присутствие в плагноклазовых ферробазальтах и оливин-пироксен-плагноклазовых базальтах, а также в более кремненасыщенных вулканитах минералов, характерных для оливин-плагноклазовых базальтов, свидетельствует о том, что все вулканические образования возвышенностей Центральной глубоководной котловины являются производными единой базальтовой магмы. Первичный состав этой магмы, скорее всего, соответствует составу оливин-плагноклазовых базальтов вулканических построек. Именно из этой магмы в результате различных процессов дифференциации (кристаллизационная и ликвационная) в промежуточных и близповерхностных очагах сформировались все разновидности вулканических пород возвышенностей Центральной котловины.

Преобладающая часть базальтов (оливин-плагноклазовые и оливин-пироксен-плагноклазовые разности) вулканических построек Центральной котловины представляют собой одну (единую, довольно выдержанную) группу пород по химическим особенностям. Содержание кремнезема в них, главным образом, составляет 46,00-49,00 % SiO_2 . Они насыщены или слабонасыщены кремнеземом и характеризуются, в основном, нормативным гиперстеном и оливином. Иногда отмечаются разности с нормативным кварцем и нефелином. Базальты характеризуются повышенным уровнем титанистости (TiO_2 – 0,84-2,27 %, в основном – 1,40-2,00 %) и щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 3,06-5,04 %, главным образом – 3,5-4,5 % при значительной доли калия – 0,64-1,92 % K_2O), а также высокими содержаниями глинозема (Al_2O_3 – 16,00–21,50 %, в основном – 17,50-20,00 %) и переменными (в целом невысокими) значениями железа (5,76-11,02 %, в основном – 7,50-10,00 %), кальция (7,88-11,87 %, в основном – 9,50-11,00 %) и магния (2,53-8,96 %, в основном – 4,00-7,00 %) (табл.). Для них также отмечаются переменные (в целом высокие) концентрации элементов группы железа (Co – 18-68 г/т; Ni – 30–250 г/т; Cr – 100-600 г/т). Для всех типов базальтов возвышенностей Центральной котловины характерны высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb – 8,5-35; Sr – 300-550; Ba – 160-480 г/т), Zr (63-250 г/т), легких редкоземельных элементов (LREE) и низкие – тяжелых редкоземельных элементов (HREE). Как известно, такие содержания и поведение петрогенных элементов, а также высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb, Sr, Ba), циркония и легких редкоземельных элементов свидетельствуют о повышенной щелочности и лейкократовости базальтов возвышенностей глубоководных котловин. По особенностям минерального и химического составов они наиболее близки к лейкократовым базальтам океанических островов и поднятий, от которых отличаются, прежде всего, более низким уровнем титана и железа [6, 7 и др.].

Более кремненасыщенные разности вулканических пород (щелочные трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириолиты) характеризуются повышенным уровнем щелочей, содержание которых достигает максимума в трахитах (10-11 %). Особенности поведения петрогенных и редких элементов на протяжении всего ряда вулканических пород по уровню кремнезема свидетельствует о близости характера эволюции их исходного расплава с магмой толеитового типа [6, 7 и др.]. Вначале идет интенсивное накопление железа и титана, сопровождающееся уменьшением содержания глинозема (до 13-15 %), магния (до 3,5 %),

**Результаты определений радиоизотопного возраста вулканических пород
Центральной котловины (К-Аг метод)**

№№ п/п	Морфо- структура	Координаты		№№ образцов	Типы пород	К%±σ %	⁴⁰ Аг _{рал} ± σ, нг/г	Возраст ±1.6 σ, млн лет	Источ- ник
		Широта, N	Долгота, E						
1	хребет Богорова	42°36.1'	136°17.4'	7714-А	базальт	1.02	0.76±0.02	10.7±0.5 (52.7)	[1,3,4]
2	-"-	42°33.1'	136°19.3'	7728	базальт	1.45	0.666	6.5	[3]
3	-"-	42°30.1'	136°21.1'	2054	-"-	1.36	0.14767	15.6	[6]
4	-"-	42°39.5'	136°16.5'	2055-2	трахит	4.98	6.3054	<18.0	-"-
5	-"-	-"-	-"-	2055-4	т/андезит	2.55	1.82±0.08	10.2±0.5	[4]
6	гора Алпатова	43°47.0'	137°40.3'	2209	базальт	1.08	1.4323	<19.0	[6]
7	хребет Беляевс кого	41°25.2'	134°58.0'	2068	базальт	0.91	0.76±0.03	12.0±1.0 (34.3)	[4,6]
8	-"-	41°26.1'	134°59.0'	2070-А	-"-	1.21	0.38±0.02	4.5±0.3 (58.5)	[4,6]
9	вулкан Шевал дина	40°32.5'	135°23.2'	2697-1-3	базальт	1.07	0.61±0.02	8.2±0.5 (40.2)	[4]
10	-"-	40°31.3'	135°23.6'	2701-1-1	-"-	0.80	1.3502	24.0	
11	горст Стащукa	41°32.8'	134°02.0'	58-5-1-1	базальт	0.475	0.425±0.01	12.9±0.8	
12	хребет Василь ковского	42°05.3'	134°03.3'	58-6-1-1	базальт	1.18	0.433±0.02	5.3±0.5	
13	-"-	-"-	-"-	58-6-1-2	-"-	1.23	0.417±0.01	4.9±0.3	
14	хребет Берсенева	42°06.46'	133°41.0'	1149-5	базальт	1.34	1.507	16.0	[6]
15	-"-	42°04.00'	133°42.3'	1155-1	т/андезит	1.91	8.178	11.5	-"-
16	-"-	42°07.9'	133°44.2'	1567	трахит	4.21	3.30±0.15	11.2±0.5	[4]
17	возв. Первенца	41°46.2'	132°22.4'	1147-Г	базальт	1.01	0.92±0.03	13.1±0.7 (17.2)	[4,6]
18	-"-	41°42.05'	132°20.0'	1165	-"-	0.28	3.03	15.5	[6]
19	-"-	41°41.50'	132°20.5'	58-3-1-1	-"-	0.376	0.083±0.01	3.2±0.8	
20	гора Петра Великого	42°05.0'	131°51.4'	52-23-1	базальт	-"-	-"-	11.3±0.4	[2]
21	возв. Гэбасс	40°33.8'	132°05.0'	7734-1	базальт	1.36	0.9625	10.0	[3,6]
22	-"-	40°37.1'	131°59.6'	7736	-"-	0.70	1.095	<22.2	-"-
23	-"-	40°37.0'	132°06.2'	1474	т/дацит	3.79	0.0071	<1.0	[6]
24	-"-	40°40.5'	132°03.0'	1679-1	базальт	1.33	1.1446	12.8	-"-
25	возв. Кольцо	40°09.5'	132°08.8'	7749	базальт	0.66	0.375	8.0	[3,6]
26	-"-	40°11.0'	132°09.5'	7766-Б	трахит	4.39	11.643	3.8	-"-
27	возв. Евланова	40°06.9'	131°20.6'	7752	базальт	0.62	0.175	4.0	-"-
28	-"-	40°14.8'	131°17.8'	7753	-"-	0.66	0.569	12.3	-"-
29	Хребет Галагана	38°15.8'	132°34.8'	1226	-"-	1.23	0.928	11.0	[6]
30	-"-	38°14.7'	132°32.7'	1317	-"-	1.06	0.5765	7.7	-"-

Примечание: Жирным шрифтом выделены номера образцов, возраст которых определен К-Аг методом в лаборатории Изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (аналитики М.М. Аракелянц и В.А. Лебедев) в период с 1999 по 2014 год. В скобках указаны значения возраста пород, определенные ранее по тем же образцам. Номера источников соответствуют списку литературы.

резким падением концентраций элементов группы железа при незначительном увеличении щелочей и кремнезема. То есть, проявляется феннеровский тренд эволюции и формируются плагиоклазовые ферробазальты. Далее, по мере роста кремнезема, отмечается интенсивное увеличение количества щелочей (до 10-11 % в трахитах), а затем следует резкое падение суммарной щелочности (до 8-9 % в трахидацитах и трахириолитах), то есть отмечается пантеллеритовая тенденция. При этом содержание кальция, железа, магния и титана значительно уменьшается, а содержание глинозема в средних разностях (трахиандезиты, трахиты) долго удерживается на одном и том же довольно высоком уровне (17-19 %), а затем резко уменьшается (на 4-6 %) в трахидацитах и трахириолитах. В целом по текстурно-структурным, минеральным и химическим особенностям вулканических построек Центральной котловины являются своеобразным типом вулканических пород Японского моря. Первоначально они были названы нами окраинно-морскими базальтоидами (окраинно-морскими толеитами и их дифференциатами) [6, 7 и др.]. Позднее, учитывая структурное положение вулканических построек, эти образования были определены как пострифтовые вулканические возвышенностей глубоководных котловин Японского моря [8]. Морфология вулканических построек Центральной котловины, особенности минерального и химического состава пород, а также специфика эволюции исходной базальтовой магмы (наличие феннеровского тренда и пантеллеритовой тенденции) на этих структурах позволяют говорить о принципиальной петрологической близости характера вулканизма построек Центральной котловины и океанических островов и поднятий. Можно утверждать, что исходной магмой для вулканизма этих структур была глубинная мантийная толеитовая базальтовая магма повышенной щелочности, обогащенная флюидами.

Многочисленные (около 30) определения радиоизотопного возраста (см. табл.) получены для 13-ти изученных вулканических построек Центральной котловины. В таблице приведены как ранее опубликованные [1-4, 6 и др.], так и новые материалы. Для большей части структур получено два и более определения. Более трети датировок (12 значений) получены после 2000 года в одной лаборатории и одним аналитиком (В.А. Лебедев, ИГЕМ РАН). Незначительная часть определений отвечает раннему миоцену (18-24 млн лет). Отметим, что все эти датировки получены в 70-80 годы прошлого века по устаревшим методикам. Остальные определения располагаются в интервале от 16 до 1 млн лет, что соответствует среднемиоцен-плейстоценовому времени. Двенадцать определений возрастов соответствует рубежу среднего и позднего миоцена (14-10 млн лет), четыре определения отвечают позднему миоцену (10-5,3 млн лет), а семь датировок – плиоцен-плейстоценовому времени (5,3-1,0 млн лет). Возраст изученных пород по значениям, полученным после 2000 года, не старше 14 млн лет. Анализ данных радиоизотопного датирования позволяет отметить некоторые особенности вулканизма построек Центральной котловины: 1) вулканизм здесь проявлялся длительное время – как минимум со среднего миоцена и до плейстоцена; 2) Вулканизм имел пульсирующий характер и периодически возобновлялся на этих постройках в течение указанного времени; 3) наиболее активный период вулканизма приходится на рубеж среднего и позднего миоцена (14-10 млн лет); 4) вулканические процессы продолжались и в течение всего позднего миоцена (5,3-10,0 млн лет), а также в плиоцене-плейстоцене. Не исключено, что слабые поствулканические процессы на некоторых постройках продолжаются и в настоящее время. Таким образом, вулканизм построек Центральной котловины имеет достаточно длительную и практически непрерывную со среднего миоцена историю. Вулканические постройки Центральной котловины окончательно сформировались как пострифтовые структуры в процессе мощного

среднемиоцен-плиоценового тектоно-магматического этапа эволюции Японского моря, который проявился уже после образования основного структурного плана котловины.

Отметим, что возрастные характеристики получены только для исследованных верхних частей вулканических построек. Нижние их части перекрыты осадочным чехлом и недоступны для геологического изучения с помощью драгирования. *Однако их возраст можно оценить*, анализируя данные по скважине ODP 795B [10], в которой была разбурена толща базальтов (78,7 м) на склоне погребенной вулканической постройки. Возраст самых древних осадочных пород, которые разбурены в скважине ODP 795B, отвечают началу среднего миоцена. Возраст базальтов изменяется от $17,1 \pm 0,6$ млн лет (верхняя часть разбуренной толщи) до $23,7 \pm 1,2$ млн лет (нижняя часть разбуренной толщи). Таким образом, вулканизм в изученной части этой постройки, начавшись в позднем олигоцене, завершился в конце раннего миоцена. Позднеолигоцен-раннемиоценовое время является периодом активного вулканизма в Японском море, который проявился как в котловине Хонсю, так и на всех крупных возвышенностях [1, 3, 6, 10]. Вулканизм этого времени отвечает самому мощному позднеолигоцен-раннемиоценовому тектоно-магматическому этапу, который и сформировал современный структурный план Японского моря.

Таким образом, анализ материалов по вулканизму Центральной котловины позволяет сделать следующие выводы:

1. Особенностью Центральной котловины (ЦК) является наличие в её пределах большого числа вулканических построек, часть из которых хорошо выражена в рельефе дна.
2. Вулканические постройки ЦК располагаются в узлах пересечения разломных зон различного простирания – в основном на пересечении меридиональных и широтных зон.
3. Все вулканические постройки ЦК имеют сходное геологическое строение, характерное только для этих структур Японского моря.
4. Вулканические породы на постройках представлены основными и более кремненасыщенными разностями – при резком преобладании (90-95 %) среди них базальтов.
5. Особенности минерального и химического состава пород, а также специфика эволюции исходной базальтовой магмы на этих структурах позволяют говорить о принципиальной петрологической близости характера вулканизма построек ЦК и океанических островов и поднятий. Такое сходство позволяет утверждать, что постройки Центральной котловины образовались в результате очередных этапов активизации в пострифтовый период её эволюции на уже сформированной океанической коре.
6. Выделяется 2 основных этапа в формировании вулканических построек ЦК: 1) – позднеолигоцен-раннемиоценовый и 2) – среднемиоцен-плиоценовый. Каждый из этих этапов отвечает определенному периоду эволюции ЦК и всего Японского моря. Не исключено, что наиболее крупные постройки ЦК начали формироваться и в более ранний период – в среднеэоценовое время.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы: «Палеоокеанология окраинных морей Востока России и примыкающих районов Тихого океана, особенности и этапность кайнозойского осадконакопления, магматизма и рудогенеза» № 0271-2016-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геология дна Японского моря** / Ред. А.Г.Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
2. **Карнаух В.Н. и др.** Геологическое строение подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 189-197.
3. **Коновалов Ю.И.** Вулканизм Японского моря // Диссертация канд. г.-м. наук. Москва: МГУ. 1984. 275 с.

4. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т., и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. № 5. С. 118-122.
5. Свининников А.И., Съедин В.Т. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комплексов Японского моря // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 7-15.
6. Съедин В.Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей. Диссертация канд. г.-м. наук. Владивосток: ДВГИ. 1986. 358 с.
7. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441-1446.
8. Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря – индикатор кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Матер. Всерос. симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Лигачева. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2010. Т. 2. С. 138-142.
9. Яськин Г.М., Съедин В.Т. Состав и структурное состояние плагиоклазов как индикаторы петрогенезиса вулканитов дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 115-118.
10. Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1478 p.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–ЭОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (КАМЧАТКА)

Цуканов Н.В.

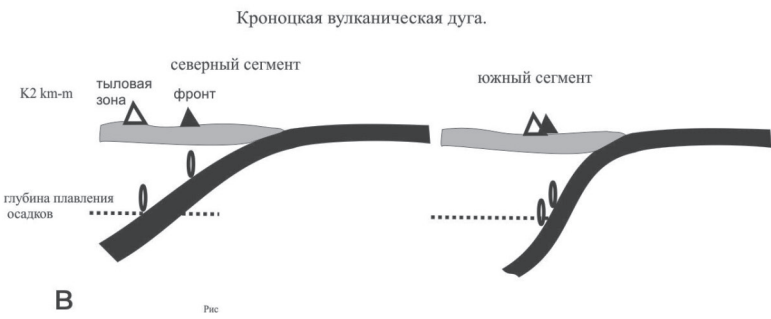
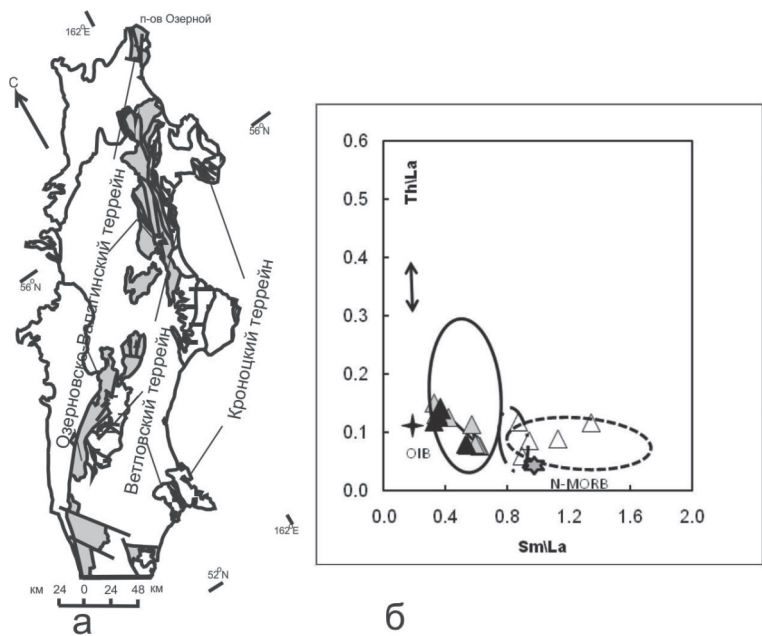
Институт океанологии им. П. П. Ширинова РАН, г. Москва, e-mail:kambear2011@yandex.ru

Сравнение состава пород и геодинамики современных островных дуг с вещественными комплексами островодужных террейнов из аккреционного обрамления Тихого океана позволяет реконструировать зональность древних вулканических дуг и восстановить палеотектонические условия формирования этих структур. В пределах Восточной Камчатки выделяются меловые–эоценовые структурно-вещественные комплексы, которые формировались в пределах Кроноцкой и Ачайваям-Валагинской вулканических дуг (рис. 1а), разделенных образованиями Ветловского окраинноморского террейна.

Образования Кроноцкой вулканической палеодуги входят в состав Кроноцкого террейна островодужной природы, который был аккретирован к Камчатской окраине в конце эоцена–миоцене. Фрагменты террейна обнажаются в пределах Восточных п-овов Камчатки: Камчатский Мыс (Камчатский), Кроноцкий, Шипунский, – и представлены верхнемеловыми–эоценовыми магматическими, вулканогенно-туфогенными и туфогенно-осадочными комплексами. Верхнемеловые вещественные комплексы распространены фрагментарно и, чаще всего, слагают тектонические пластины и тектонические блоки в покровно-складчатой структуре Восточных полуостровов. При исследованиях, проведенных в последние годы, были получены новые данные по химическому, редко элементному и изотопному составу и возрасту пород, слагающих эти комплексы [4, 5], что позволило охарактеризовать особенности развития различных сегментов Кроноцкой палеодуги, провести сравнительный тектонический анализ строения слагающих их вещественных (тектоно-стратиграфических) комплексов и восстановить палеотектонические условия формирования этой структуры.

Кроноцкая вулканическая палеодуга сформировалась на коре океанического типа и развивалась на протяжении длительного времени с позднего мела до середины эоцена. Анализ состава вулканических комплексов показывает изменчивость их составов вдоль дуги и во времени. В северных сегментах для меловых комплексов характерны вулканиты

низко калиевой толеитовой серии, а в южном сегменте присутствуют в значительном объеме породы известково-щелочной серии [1, 2, 3]. Более поздний эоценовый вулканизм представлен относительно однородными по химическому составу вулканитами, которые преимущественно относятся к толеитовой серии островных дуг. Выделяются три сегмента: Камчатскомысский (северный), Кроноцкий (средний) и Шипунский (южный).



Проведенные исследования позволяют предполагать, что сантон-кампан-маастрихтские вулканические комплексы северных сегментов Кроноцкой палеодуги формировались в ее фронтальной зоне. Для объяснения появления известково-щелочных комплексов в южном сегменте Кроноцкой палеодуги могут быть предложены два объяснения (рис. 1б): 1 – они формировались в тыловой области дуги, а толеитовые базальты связаны с формированием внутридугового рифта; 2 – образование этих комплексов связывается с меньшей степенью плавления мантийного клина. Предположению, что вулканиты мыса Налычева и Шипунского п-ова могли формироваться в тыловой области позднемеловой палеодуги, противоречит структурная позиция этих вулканических комплексов, которые совместно с Камчатскомысским и Кроноцким сегментами образовывали Кроноцкую вулканическую дугу, а также отсутствие в южном сегменте среди этих комплексов пород высоко щелочных серий, характерных для тыловых частей дуг. Известково-щелочные породы в пределах фронталь-

ной зоны дуги известны в Идзу-Бонинской дуге [6, 7]. Изменение глубины и степени плавления по простираанию дуги связывается с неоднородностью океанической плиты, которая субдуцируется под дугу или с разным углом наклона этой плиты в разных сегментах дуги (в нашем случае – более крутой угол наклона плиты в южном сегменте). Формирование эоценовых вулканических комплексов Кроноцкой палеодуги происходило во фронтальной зоне дуги. Такой вывод также находит подтверждение при анализе изотопных отношений Nd, Sr и Pb. Взаимодействие флюида с мантийными расплавами во фронтальной части островной дуги обуславливает более высокие значения изотопов Nd, Sr и Pb.

Проведенные исследования позволяют предложить схему эволюции Кроноцкой вулканической дуги. Заложение этой дуги происходило в позднем мелу в сантон-раннекампанское время. В это время в Камчатскомысском и Кроноцком сегментах дуги вулканизм характеризовался толеитовым составом изверженных пород (рис. 1в). Различия в составе изливавшихся пород, вероятно, указывают на различия в геодинамике зоны субдукции и на гетерогенность пододвигаемой океанической плиты. Ранее [4, 5] высказывалось предположение, что различия в Камчатскомысском и Кроноцком сегментах обусловлены нахождением в зоне субдукции и поглощении спредингового хребта, что способствовало более сильному разогреву мантийного клина и, соответственно, увеличению степени плавления. В кампан–маастрихтское время в Шипунском сегменте происходит излияние вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий. Появление известково-щелочных пород в Шипунском сегменте, вероятно, можно объяснить более крутым наклоном субдуцирующейся плиты и меньшей степенью плавления. Присутствие, наряду с известково-щелочными породами, вулканитов толеитовой серии может говорить о начале междугового спрединга и образовании междуговой рифтовой зоны. При этом сценарии кампан–маастрихтские вулканиты Восточно-Камчатских хребтов (Озерновско-Валагинская вулканическая дуга) могут являться тыловой частью Кроноцкой дуги для Камчатскомысского и Кроноцкого ее сегментов. Эволюция рифтовой междуговой зоны привела к раскрытию Ветловского бассейна, отодвиганию тыловых частей дуги и затуханию вулканизма в этой структуре. Субдукция Тихоокеанской плиты в палеоцен–эоценовое время способствовала возобновлению активного вулканизма в пределах Кроноцкой дуги. Вулканизм этого времени достаточно однообразен по составу пород и представлен плагиотолеитовой серией, что, вероятно, связано с более однородным строением океанической плиты. Различия в изотопном составе пород различных сегментов могут быть объяснены увеличением степени плавления или поступления в зону субдукции осадочного материала и увеличением его роли в магмообразовании.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01892) и задания ИО РАН № 0149-2018-0015.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д. П.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XXVI, XXXI, XXXII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. 267 с.
2. **Геологическая карта и карта полезных ископаемых** Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. редакторы: А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. СПб.: ВСЕГЕИ. 2005.
3. **Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф.** Государственная Геологическая карта м-ба 1: 200 000. листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра. 1992. 180 с.
4. **Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В.** О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232-236.

5. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кронцовкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 36. № 4. С. 3-17.

6. Plank T. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // J. Petrology. 2005. V. 46. N. 5. P. 921-944. DOI: 10.1093/petrology/eg005.

7. Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // J. Petrology. Spec. Lithosphere Iss. 1988. P. 415-455.

ВЕЩЕСТВО СУБДУЦИРОВАННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И GRT-CPX-KFS-ILM АССОЦИАЦИИ МЕГАКРИСТАЛЛОВ (ВУЛКАН УГУМУУР, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Цыпукова С.С.¹, Перепелов А.Б.¹, Энхбат Д-Э.^{2,3}, Щербаков Ю.Д.¹, Дриль С.И.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: alper@igc.irk.ru

²Институт геологии и палеонтологии АНМ, г. Улан-Батор, e-mail: enkhbat.geo@gmail.com

³Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск

Эруптивно-лавовые вулканические сооружения центрального типа являются одной из форм проявлений вулканической активности в составе внутриконтинентальных ареалов позднекайнозойского вулканизма в Центральной Азии. Особенности их развития отражаются в формировании морфологически выраженных шлаково-лавовых вулканических построек или структур типа трубок взрыва с выбросом значительных объемом шлаков и туфобрекчий. В связи с высокой эксплозивной активностью таких центров в их резургентном материале и лавах нередко наблюдаются ксеногенные мантийные включения и мегакристаллы салических и темноцветных минералов. Эта особенность эруптивно-лавовых вулканических центров определяет актуальность их исследований для изучения состава и эволюции глубинных геосфер Земли, установления источников магматического вещества и разработки моделей магнообразования. К настоящему времени единственной постройкой такого типа, обнаруженной на территории Северной Монголии, является эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра обнаружены нодулы шпинелевых, гранатовых перидотитов и ассоциация мегакристаллов (2016-2017 гг.). Кроме того, в породах вулкана установлено развитие кальцитовых и доломитовых карбонатных фаз, которые могут быть как результатом протекания процессов коровой контаминации расплавов, так и признаком происхождения магм вулкана с участием высокогазированного мантийного источника.

Вулкан Угуумур расположен на восточной окраине крупного позднекайнозойского лавового плато и принадлежит Тэсийнгольскому вулканическому ареалу Северной Монголии. Он представляет собой существенно эродированное и слабо выраженное в рельефе вулканическое сооружение размером до ~1,0x1,5 км с возвышением над долиной р. Агарын-гол не более чем на 50-70 м. В центре вулканического сооружения находится разрушенная и заполненная озером кратерная или взрывная воронка размером до 150 м. Пологозалегающие лавовые потоки вулкана (не более 3-х) образуют небольшую до 12-14 м по мощности толщ на его западной и южной окраине, тогда как в северном и восточном секторах распространены преимущественно эксплозивные отложения. Мощность отдельных потоков лав достигает 3-4 метров. Название вулкану дано от наименования ближайшей к нему горной

вершины Угуумур-уул (высота 2329 м). Фундамент вулканического центра представлен нижнепалеозойской толщей известняков, кварцитов и метапесчаников. Результаты абсолютного датирования пород вулкана в настоящее время отсутствуют, его возраст, по данным геологического картирования, оценивается как средне-позднеплейстоценовый.

Эксплозивный материал вулкана Угуумур состоит из шлаков и туфобрекчий мелкопорфировых трахиандезибазальтов, а также существенно более редких обломков стекловатых трахиандезитов. Лавы представлены мелкопорфировыми трахиандезибазальтами. Туфобрекчии и, в меньшей степени, лавы вулкана содержат значительное количество дезинтегрированных ксеногенных перидотитовых включений. Такие включения имеют угловатые и сглаженные формы и размеры от первых и до 10-15 см. В виде включений в туфобрекчиях и лавах, а также среди россыпей шлакового материала отмечается большое количество мегакристаллов. Среди мегакристаллов наибольшим распространением пользуются полевые шпаты (примерно до 60-75 % от общего числа наблюдаемых мегакристаллов), менее распространены пироксены (до 15-25 %) и более редкими являются ильмениты и гранаты (< 1-2 %).

Трахиандезибазальты и трахиандезиты туфобрекчий и лав имеют сходный минеральный состав. Единственным минералом-вкрапленником в них является оливин (Ol), включения в котором представлены Ст-шпинелью (Sp). На уровне субфенокристаллов в породах происходит формирование парагенезиса $Ol+Cpx+Pl$, а на завершающей стадии кристаллизации расплавов образуется ассоциация микролитов в составе $Ol+Cpx+Pl+Kfs+TiMgt+Ilm+Ap$. Редкие интерстиции стекла остаточного расплава замещены смектитом. Кристаллизация оливинов в трахиандезибазальтах в направлении от вкрапленников к микролитам происходит в диапазоне составов Fo_{76-36} с возрастанием MnO и CaO до 1 мас. %.

В породах вулкана Угуумур установлены кальцитовые и доломитовые карбонатные фазы. Карбонатные фазы кальцитового состава развиты в основной массе туфобрекчий трахиандезибазальтов. Они представлены многочисленными изометричными выделениями размером до 500-700 мкм с отчетливыми резкими границами. В виде включений в кальцитовой фазе нередко отмечаются мелкие кристаллы гидроксил- и фтор-апатита (5-80 мкм), иногда со значимыми содержаниями SrO (до 0,8 мас. %).

Карбонатные фазы доломитового состава характерны для лав трахиандезибазальтов и равномерно распространены в основной массе пород в виде интерстиционных выделений между микролитами полевых шпатов. Размеры выделений составляют от первых и до ~500 мкм. Они имеют выраженную концентрическую зональность в соответствии с вариациями содержания CaO/MgO .

Обнаруженные в резургентном материале и лавах вулкана Угуумур минералы ассоциации мегакристаллов представлены санидинами ($An_{3-4} Ab_{46-49} Or_{48-50}$), авгитом ($Wo_{38-43} En_{22-28} Fs_{29-31}$), ильменитом (TiO_2 50-51, MgO 1,5-1,7 мас. %) и альмандин-гроссуляровым гранатом ($Alm_{62-65} Grs_{17-19} Pyr_{14-16}$). Кроме того, в туфобрекчиях отмечены мелкие (до 1-2 мм) ксенокристаллы шпинели, находки которых требуют дополнительного подтверждения методами рентгеноструктурных исследований. Размеры кристаллов санидина достигают 4х9 см, пироксена и граната до 4х6 см, а ильменит обнаруживается в виде более мелких обломочных кристаллов размером до 1х1 см. В отдельных кристаллах санидинов наблюдаются их срастания с пироксенами. Несмотря на признаки оплавления некоторых кристаллов, рентгеноструктурные исследования показали сохранение санидинами их структурных параметров с присутствием в отдельных из них «фазовых примесей» анортоклаза и нефелина. Мегакристаллы граната или их обломки в туфобрекчиях несут признаки дробления и преобразования с выделением келифитовых прожилков. Наиболее отчетливо процессы взаимодействия мегакристаллов с магматическим

расплавом наблюдаются для пироксенов, они подвергаются плавлению с формированием в кристаллах зон «пироксенового» стекла с повышенным содержанием Na_2O (до 3 мас. %). В качестве предварительного вывода можно предполагать, что все мегакристаллы относятся к единому парагенезису.

Перидотитовые включения вулкана Угуумур имеют среднезернистые структуры и по соотношению главных минералов $\text{Ol}+\text{Orx}+\text{Cpx}$ отвечают лерцолитам. Среди них установлены шпинелевые (Sp) и гранат-шпинелевые (Grt+Sp) разности. Особенностью отдельных существенно дезинтегрированных включений лерцолитов является наличие в них тонкокристаллических $\text{Ol}+\text{Orx}+\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{TiMgt}+\text{Sp}$ прожилков. Составы оливинов таких лерцолитов варьируют в достаточно широком диапазоне $\text{Fo}_{79,91}$ и вблизи реакционных зон отличаются увеличением железистости и заметными содержаниями CaO (до 0,6 мас. %). В отдельных образцах таких лерцолитов оливин преобразован с выделением прожилков магнетита и зерен Fe-содержащего кальцита (FeO до 3,8 мас. %). Напротив, оливины лерцолитов, не затронутых процессами дезинтеграции, отвечают узкому диапазону составов (Fo_{88-90}) с содержаниями NiO до 0,62 мас. %. Пироксены лерцолитов представлены преимущественно Cr-содержащими диопсидом (Cr_2O_3 до 1,2 мас. %) и энстатитом (Cr_2O_3 до 0,6 мас. %). При этом так же, как и для оливинов, краевые зоны пироксенов вблизи реакционных зон и тонкокристаллических прожилков в дезинтегрированных включениях лерцолитов обнаруживают увеличение железистости составов. Необходимо отметить, что в диопсидах таких лерцолитов наблюдаются повышенные концентрации Na_2O (до 1,6 мас. % в среднем). Следует заключить, что разрушение и преобразование лерцолитов происходили с участием силикатного расплава и, возможно, карбонатного флюида.

Вещественные характеристики туфобрекчий и лав трахинадезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур указывают на их принадлежность к типично внутриплитному типу пород и к производным мантийного источника с признаками участия рециклированного вещества океанической литосферы ($\text{Ba}/\text{Nb}=11-17$, $\text{Ga}/\text{Sc}=1,7-1,9$). Особенности распределения редких элементов в породах вулканического центра в сравнении со средним составом OIB выражаются в их относительном обогащении такими литофильными элементами, как Rb, Ba, K и, в меньшей степени, Sr и P, тогда как U, Th и HREE демонстрируют отчетливо более низкие концентрации ($\text{La}/\text{Yb}=22-25$, $\text{Gd}/\text{Yb}=5,3-5,6$). Особенно ярко выглядит обеднение пород U и Th с образованием для них на графиках нормированных концентраций магматофильных элементов глубоких минимумов.

Можно было бы предполагать, что дефицит HREE в породах вулкана Угуумур следует связывать исключительно с условиями магмообразования при плавлении гранат-содержащих перидотитов или эклогитов и сохранением граната в виде реститовой фазы, но такие условия не способны объяснить низкие концентрации в породах U и Th. Для объяснения дефицита U и Th в породах вулкана не могут быть приняты и процессы дифференциации расплавов. Известно, что минералом-концентратором радиоактивных элементов в щелочно-базальтовых магмах является, прежде всего, апатит, но его фракционирование, которое могло бы привести к обеднению этими компонентами остаточных расплавов, вряд ли возможно. Апатит образуется в щелочно-базальтовом расплаве на уровне микролитов на завершающей стадии кристаллизации расплавов и не участвует в процессах их глубокой дифференциации. Альтернативная модель происхождения и эволюции щелочно-базальтовых магм вулкан Угуумур, а также причины их обеднения Th и U могут быть также рассмотрены в связи с высокой насыщенностью расплавов карбонатным флюидом. Признаками высокой роли такого флюида в развитии вулканического центра служит присутствие в породах несмесимых кальцитовых

и интерстиционных доломитовых фаз, а также появления кальцитовой фазы в продуктах преобразования ксеногенного мантийного материала. В этом случае обеднение расплавов U и Th может быть связано с их выносом при эруптивном развитии центра. Последнее предположение не противоречит данным экспериментальных исследований, показывающих, что карбонатные фазы характеризуются высокими коэффициентами распределения U и Th по отношению к силикатному расплаву. Еще одним предположением, которое может объяснить дефицит U и Th в породах вулкана Угуумур, является специфический состав источника расплавов и флюидов. Низкие концентрации U и Th в породах вулкана могут быть связаны с присутствием в источнике высокобарического компонента, а именно Са-перовскита, который так же, как и карбонатные фазы, является минералом-концентратором радиоактивных элементов. В этом случае необходимо предполагать, что высокая активность карбонатного флюида в происхождении щелочно-базальтовых магм и развитии эруптивно-лавового центра Угуумур связана с его отделением от эклогитизированного вещества океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии. Это предположение нуждается в поиске дополнительных изотопно-геохимических признаков источников вещества и анализа имеющихся экспериментальных данных по условиям высокобарического преобразования рециклированного литосферного вещества.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-55-91049-Мон_оми.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ВОСТОЧНОГО СИНЕГО (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРИМОРЬЕ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

**Чашин А.А.¹, Чекрыжов И.Ю.¹, Перепелов А.Б.², Ноздрачев Е.А.¹, Андросов Д.В.¹,
Будницкий С.Ю.¹, Добридень С.П.¹**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:achashchin@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Начиная с 90-х годов прошлого столетия, в процессе геолого-съёмочных и тематических работ на территории Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) был сделан значительный скачок в изучении вещественного состава позднемеловых пород. Результаты геологических и петрологических исследований были обобщены и опубликованы в ряде монографий и статей [1, 3, 5 и др.].

В то же время позднемеловые магматические образования, расположенные за пределами вулканического пояса, остаются практически неизученными. Имеющиеся по ним аналитические данные немногочисленны и выполнены устаревшими инструментальными методами. Кроме того, из-за отсутствия достоверных геохронологических данных, их возраст, как правило, корректно не обоснован. Всё это препятствует реконструкции геодинамической обстановки, в которой они формировались, а также не позволяет определить условия выплавления и эволюции первичных магм.

В этой связи нами было выполнено геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение позднемеловых вулканитов «андезитовой толщи», получивших распространение в юго-восточной части хребта Восточного Синего, где они слагают большую часть водораздела рек Арсеньевка и Усури, прослеживаясь на расстояние более чем 100 км в виде сплошной

полосы при её ширине около 20 км. В тектоническом плане толща приурочена к Арсеньевскому разлому, являющемуся крупнейшей разрывной структурой регионального значения. Фундаментом для вулканогенных образований «андезитовой толщи» служат породы различных по происхождению террейнов: Самаркинского террейна, являющегося фрагментом юрской аккреционной призмы, и Сергеевского террейна, представляющего собой фрагмент раннепалеозойской пассивной континентальной окраины, залегающие в виде тектонических покровов и клиньев на юрской аккреционной призме [1].

По данным [2], толща сложена андезитовыми и дацитовыми порфиритами, дацитами, андезитами и их туфами. Наиболее широким распространением среди них пользуются покровы андезитов с вкрапленниками амфибола и андезина, а также их туфы, которые расположены, как правило, в нижней части разреза толщи. Наиболее кислые разности толщи – дациты, дацитовые порфириты, а также их туфы обычно приурочены к верхней части разреза.

Из-за отсутствия на сегодняшний день по породам «андезитовой толщи» изотопных датировок, а также находок ископаемой флоры её возрастное положение до сих пор остается дискуссионным. Так, на госгеолкарте – 200 первого поколения листа L-53-XXXII описываемые вулканиды впервые были выделены как «толща палеоценовых андезитов, андезитовых порфиритов, дацитов и их туфов» [2]. Однако на Государственных геологических картах Приморского края масштабов 1:500 000 (изданной в 1990 г.) и 1:100 000 (изданной в 2006 г.) породы этой толщи были отнесены к синанчинской свите сеноман-туронского возраста.

Для обоснования возраста вулканидов «андезитовой толщи» нами были проведены U-Pb геохронологические исследования зерен циркона, выделенных из дацитов. U-Pb датирование цирконов было выполнено с применением метода лазерной абляции ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a с системой лазерной абляции UP-213 (ДВГИ ДВО РАН). Установлено что величина средневзвешенного изотопного возраста, полученная по 10 точкам измерений, составляет $76,8 \pm 0,56$ млн лет (СКВО=1,18).

Среди проанализированных образцов «андезитовой толщи» выделяются две группы составов. *Первая из них* представлена туфами и лавами андезитового состава, встречающихся в основании разреза толщи. По соотношению кремнезема и щелочей они относятся к породам повышенной щелочности и соответствуют трахиандезитам. К петрохимическим особенностям этих пород следует отнести их высоконатровый состав ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,40-8,50$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 5,8-7,8$ мас. %), повышенное содержание P_2O_5 (0,27-0,35 мас. %) и низкое – TiO_2 (0,64-0,84 мас. %) и CaO (3,34-5,81 мас. %). По величине коэффициента глиноземистости ($al = 2,45-4,13$) они принадлежат к весьма высокоглиноземистому типу. Им также свойственно умеренное содержание MgO (0,57-1,03 мас. %) при магнезиальности Mg # = 0,48-0,51.

Изученные трахиандезиты имеют высокие содержания крупноионных литофильных элементов (LILE), таких как Sr (996-1390 г/т), Rb (18-35 г/т), Ba (435-1010 г/т) и низкие концентрации некоторых высокочarged элементов (HFSE) – Ti, Nb, Ta. На графиках распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, спектры трахиандезитов демонстрируют хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti, а также положительные – по Ba и Sr, что сближает их с породами надсубдукционного геохимического типа. Распределение редкоземельных элементов (REE) в исследованных эффузивах характеризуется высокой степенью фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 15,71-33,17$) и отсутствием Eu-минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,82-1,18$).

На классификационных диаграммах, используемых для разделения адацитов и производных известково-щелочных магм, трахиандезиты по соотношению Sr/Y – Y [7] попадают в поле классических адацитов, тогда как на диаграмме в координатах $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – $(\text{Yb})_n$ [8] их

составы смещены в область неопределенности, где сопряжены поля адакитов и известково-щелочных лав.

Основываясь на классификационных вещественных критериях, предложенных [9] для деления адакитов на высококремнистые (HSA) и низкокремнистые (LSA) типы, описываемые нами вулканиды по ряду признаков ($\text{SiO}_2=59-61$ мас. %; $\text{MgO}=0,57-1,44$ мас. %; $\text{TiO}_2=0,64-0,84$ мас. %) могут быть отнесены к HAS. Что подтверждается расположением фигуративных точек пород на диаграмме $\text{Sr-K/Rb}-(\text{SiO}_2/\text{MgO}) \cdot 100$ в поле высококремнистых адакитов.

Вторая группа составов вулканидов «андезитовой толщи» представлена туфами и лавами андезитов, дацитов и риодацитов нормальной щелочности. Все они принадлежат к весьма высокоглиноземистым ($al'=3,3-6,1$) разностям калиево-натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,3-2,7$ мас. %). Вариации значений коэффициента магнезиальности в породах этой группы находятся в интервале от 0,38 до 0,60, при этом наиболее низкие значения $\text{Mg}\#$ свойственны для риодацитов (0,38-0,43). В целом, с ростом кремнекислотности от андезитов до риодацитов наблюдается закономерное падение содержания MgO , CaO , суммарного железа, и в какой-то мере, P_2O_5 , при незакономерном поведении Al_2O_3 . Концентрации Na_2O и K_2O остаются практически постоянными. Следует добавить, что андезиты нормальной щелочности относительно трахиандезитов первой группы имеют несколько пониженные содержания Na_2O и повышенные – MgO и CaO .

Геохимической спецификой описываемых андезитов, дацитов и риодацитов является аномально высокое содержание Ba и Sr и, в какой-то мере, Rb , но низкое – Nb , Ta . Им также присущи высокие значения Sr/Y (45-173) отношений, а на дискриминационной диаграмме $\text{Sr/Y} - \text{Y}$ их положение соответствует полю адакитов.

На графиках распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, изученные вулканиды среднего и кислого состава имеют отчетливо выраженные глубокие минимумы по Nb-Ta и Ti , а также максимумы по Ba и Sr , свойственные продуктам островодужного вулканизма. На диаграмме $(\text{Y+Nb}) - \text{Rb}$ и $(\text{Yb+Ta}) - \text{Rb}$ их фигуративные точки располагаются в поле гранитов островных дуг.

Для андезитов, дацитов и риодацитов второй группы характерно отчетливое преобладание LREE над HREE ($(\text{La/Yb})_n=11,5-23,1$) что отражено в крутых отрицательных наклонах спектров REE в области тяжелых лантаноидов. Eu аномалия в изученных вулканидах не проявлена ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,61-1,12$).

На диаграмме $(\text{La/Yb})_n - (\text{Yb})_n$ точки составов большинства образцов описываемых вулканидов расположены в поле адакитов, а часть образцов смещены в область неопределенности, где сопряжены поля адакитов и известково-щелочных лав. Следует добавить, что по ряду вещественных параметров (а именно: $\text{SiO}_2 > 60$ мас. %; $\text{MgO}=1,32-2,65$; $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}=6,45-11,11$ мас. %; $\text{TiO}_2=0,43-0,84$ мас. %) они могут быть отнесены к высококремнистым адакитам. Это хорошо демонстрирует диаграмма $\text{Sr-K/Rb}-(\text{SiO}_2/\text{MgO}) \cdot 100$, где все петрохимические разновидности пород образуют компактное поле в области высококремнистых адакитов.

Сравнение изученных вулканидов хребта Восточного Синего с высококремнистыми адакитами среднеплиоценового возраста Центральной Камчатской депрессии (г. Оленья) показало, что они имеют более высокие концентрации K_2O , P_2O_5 , а также большинства некогерентных элементов (Rb , Ba , Sr , Th , U , LREE), при близком содержании Na_2O , TiO_2 и HREE. Помимо этого, им свойственны более высокие величины $(\text{La/Yb})_n$ (12-23 и, соответственно, 9-11) и Sr/Y (45-104 и, соответственно, 50-90). Однако, при всем этом, конфигурация графиков распределения микроэлементов в описываемых породах во многом сходна с таковым для HAS Камчатки, а именно в наличии максимумов по Sr , Zr и минимумов по Th , Nb , Ta , Ce , Ti . Считается, что

образование НАС Камчатки связано с процессами эклогитизации деструктивных фрагментов плиты и их плавлением под воздействием астеносферной мантии [6].

Отличие рассматриваемых вулканитов от позднемеловых надсубдукционных вулканических образований среднего и кислого составов южной части Восточного Сихотэ-Алиня (самаргинская свита [4]) заключается в более высоком содержании Na_2O , Sr и низком – CaO, суммарного железа, Cs, Y, HREE. Им также свойственны высокие величины таких индикаторных отношений как $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (12-23 и, соответственно, 6-11) и Sr/Y (45-104 и, соответственно, 14-21).

Выводы

1. Полученные на сегодняшний день результаты изотопно-геохронологического датирования вулканических пород «андезитовой толщи» свидетельствуют о том, что их образование происходило в кампанском веке верхнего мела.

2. По результатам выполненных геохимических исследований впервые для центрального Приморья среди позднемеловых вулканитов хребта Восточного Синего установлена ассоциация вулканогенных пород (андезиты, дациты, риодациты), обладающих геохимическими характеристиками, свойственными для «классических» адакитов.

К сожалению, из-за низкой степени геологической изученности этих пород, а также ограниченного количества данных по их микроэлементному и особенно изотопному составу, сделать вывод, с какими конкретно причинами (тектоническими, геохимическими) связано появление в тылу вулканического пояса пород с подобными геохимическими характеристиками, пока не представляется возможным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грантов №17-05-00883_a и мол_a №18-35-00180.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
- 2. Геологическая карта СССР.** Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXII. Объяснительная записка / Под ред. И.И. Берсенева. Ленинград ВСЕГЕИ. 1964 .
- 3. Симаненко В.П., Ханчук А.И.** Сенноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866-878.
- 4. Симаненко В.П., Попов В.К., Чашин А.А.** Маастрихтский вулканизм Сихотэ-Алиня: геохимические свидетельства перестройки геодинамического режима региона на рубеже мезозоя-кайнозоя // Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения лито-сферных плит. Материалы конф. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 294-297.
- 5. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю.** Маастрихт-датская андезитовая серия восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 282-303.
- 6. Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дисс... док. геол.-мин. наук. Иркутск. 2014. 41 с.
- 7. Defant M.J., Drummond M.S.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662-665.
- 8. Martin H.** Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.
- 9. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

ГЕНЕЗИС МАГМ ПО ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

На ранней стадии развития геологической науки вследствие недостатка эмпирических данных широко использовались упрощенные модели древних и глубинных процессов. В середине прошлого столетия математиком О.Ю. Шмидтом [3] была рассчитана максимально упрощенная модель образования Земли в результате объединения под влиянием гравитационных сил относительно холодных силикатных и железных частиц протопланетного диска, количественное соотношение которых не изменялось во времени, то есть путем холодной гомогенной аккреции. Эти положения были приняты для удобства математических расчетов и не были подтверждены анализом геологических данных ни во время выдвижения, ни при последующем массовом использовании модели. Тем не менее, они вошли в петрологию в качестве основополагающих и определили существование в ней постулатов об однотипности геологических процессов на ранней и поздней стадиях эволюции нашей планеты и о возникновении магм в результате отделения выплавок в частично подплавленных мантийных породах. Степень плавления должна быть очень небольшой (0,1-20 %) [1] вследствие значительно большего содержания литофильных компонентов в природных магмах по сравнению мантийными ультраосновными породами.

К настоящему времени эти постулаты вошли в противоречие с многочисленными геологическими данными, что вполне естественно, так как они не были согласованы с последними. Детальное изучение [2] показало, что составы мантийных ксенолитов и раннедокембрийских кристаллических комплексов образуют тренды магматического фракционирования, изотопные возрасты и температуры кристаллизации их пород уменьшаются в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. Ранние геотермические градиенты в кристаллических комплексах и ксенокристаллах в кимберлитах проектируются в область очень высокой температуры (до 1000 °С) на земной поверхности и имеют очень небольшую величину (около 3 град/км). Последняя в десятки раз меньше, чем у современных геотермических градиентов (до 150 град/км) и близка к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3 град/км). Эти и многие другие данные однозначно свидетельствуют о горячей аккреции Земли и фракционировании на ней глобального океана магмы.

В тысячи раз более высокое содержание в мантийных породах хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов и кислорода, чем в случае химической равновесности этих пород с металлическим железом, указывают на то, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. Железные частицы в протопланетном диске укрупнялись быстрее силикатных под влиянием мощных магнитных сил и ядро возникло раньше мантии. Быстрая аккреция ядра привела к интенсивному импактному его разогреву, к его изначально очень высокой температуре, что является причиной постоянного подогрева им мантии и возникновения в ней конвекции.

Как показали расчеты [2], вязкость слабо подплавленных пород в миллионы раз выше вязкости магм. Это препятствует процессам отделения из них выплавок и обуславливает невозможность возникновения в них магм. Данный вывод подтверждается автохтонностью выплавок в гигантских областях развития анатектических мигматитов и в экспериментах с перидотитами, расплавленными менее, чем на 35-40 % [4].

Расчеты [2] свидетельствуют, что выпадавшие на сформировавшееся ядро силикатные частицы при аккреции плавилась в результате, главным образом, импактного тепловыделения, что привело к образованию магматического океана. Придонные его части частично кристаллизовались под влиянием роста давления образующихся верхних частей и сформировали из кумулатов породы нижней мантии, а из всплывавших остаточных расплавов – различные по составу слои магматического океана. Вследствие незначительной еще глубины океана и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим (менее 4 кб), поэтому возникавшие остаточные расплавы варьировали по составу от толеитов до риолитов. Только существование этих ранних массовых малобарических процессов синаккреционного фракционирования позволяет объяснить широкое развитие на Земле толеитов и гранитов и обычно очень высокое начальное отношение изотопов стронция в последних, подтверждающее образование их исходного расплава в процессе аккреции [2].

Расположение разных расплавов по плотности привело к возникновению слоистости в магматическом океане. Вследствие ее существования при остывании в океане не возникла единая конвекция от дна до поверхности, поэтому после прекращения аккреции он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Это объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Вследствие увеличения плотности при кристаллизации затвердевшие верхние части магматического океана периодически тонули вместе с начавшимися формироваться на них осадками и на их место всплывали нижние жидкие. Это объясняет пестрый состав раннедокембрийских кристаллических комплексов, обычно линзовидную и неправильную форму тел слагающих их гнейсов и присутствие среди них паропород.

По мере кристаллизации океана магмы сверху вниз сначала всплывали кислые остаточные расплавы верхнего слоя, далее субщелочные расплавы базитового слоя, затем щелочно-ультраосновные пикритового слоя и далее кимберлитовые остаточные расплавы нижнего перидотитового. Это объясняет генезис и последовательность формирования магматических пород древних платформ (рис. 1).



Рис. 1. Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на древних платформах.

Состав магм: 1 – кислый, 2 – субщелочной, 3 – анортозитовый, 4 – карбонатитовый, 5 – щелочной, 6 – кимберлитовый.

При аккреции мантии падение крупных планетезималей приводило к возникновению импактных кратеров на дне магматического океана. Они заполнялись его расплавами. Примером таких затопленных кратеров являются лунные «моря». Быстрое компрессионное затвердевание заполнявших их расплавов при аккреции обусловило формирование в мантии крупных (до миллионов кубических километров) тел эклогитов преимущественно толеитового состава. Всплывание их менее плотного вещества обусло-

вило возникновение в мантии плюмов. Декомпрессионное плавление его при подъеме приводило к быстрому образованию огромных объемов преимущественно толеитовых основных магм, к возникновению траппов и большого количества основных магматических пород в океанах и в складчатых областях.

Плюмы, таким образом, сформированы всплывавшим менее плотным основным веществом, а не гипотетическим аномально высокотемпературным ультраосновным материалом, якобы «прожигавшим» мантию. Это согласуется с обычно присутствием в базальтах вкрапленников, указывающим на неперегретость их магм. Редкость в них ультраосновных ксенолитов подтверждает образование их магм путем переплавления эклогитов. Перемещение литосферных плит над всплывающими плюмами объясняет существование магматизма «горячих точек». Разноглубинное фракционирование основных магм в плюмах является причиной формирования разнообразных по составу магматических пород океанов и складчатых областей. Выжимание и всплывание наиболее кислых частей кристаллической коры в зонах коллизии приводило к их декомпрессионно-фрикционному плавлению и к возникновению огромных гранитных батолитов. Это подтверждается высоким начальным отношением изотопов стронция в их породах, присутствием в них включений кристаллических пород и распространением только в регионах с раннедокембрийской кристаллической корой.

Вследствие гетерогенного характера аккреции содержание в мантии поздно конденсировавшихся литофильных и летучих компонентов увеличивалось снизу вверх. Это обусловило их повышенное в среднем содержание в формировавшихся из эклогитов верхних частей мантии траппах и в субдукционных магматических породах.

Главной причиной огромного разнообразия состава магматических пород являются процессы фракционирования магм, а не разная степень подплавления мантийных пород. Это обусловлено в миллионы раз меньшей вязкостью магм по сравнению с слабо подплавленными породами. Небольшая вязкость магм приводила к большой скорости гравитационного разделения в них расплава и твердых фаз.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Грин Д.Х.** Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М.: Мир. 1973. С. 242-261.
2. **Шкодзинский В.С.** Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд-во СВФУ. 2018. 244 с.
3. **Шмидт О.Ю.** Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 132 с.
4. **Arndt N.T.** The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424-428.

НИЖНЕКОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАФИЧЕСКИХ И САЛИЧЕСКИХ МАГМ В ОБСТАНОВКАХ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО РАСТЯЖЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮВ ТУВА)

Яковлев В.А.^{1,2}, Кармышева И.В.^{1,2}, Владимиров В.Г.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

Среди фундаментальных проблем магматической петрологии особое место занимают исследования процессов взаимодействия базитовых и гранитоидных магм. Одним из примеров такого взаимодействия могут являться комбинированные базит-гранитные дайки. Геологические обстановки смешения магм при формировании комбинированных даек принципиально отличаются от таковых для магматических камер, что может отражаться на характере их взаимодействия. С этой целью, на примере комбинированных даек Западного Сангилена, были изучены возможные источники мафических и салических магм, а также рассмотрен вопрос корреляции составов контрастных пород, слагающих дайку, с механизмами ее формирования.

Геологические структуры Западного Сангилена относятся к краевой части Тувино-Монгольского массива. Они слагают коллаж тектонических блоков, разделенных сдвиговыми зонами (Эрзинской и Кокмолгаргинской). С севера коллизионные структуры Западного Сангилена совмещены с образованиями Таннуольской островной дуги по Агардагскому сутурному шву. Эволюция геологических структур региона отражает смену геодинамических обстановок от коллизионных (режим транспрессии, 535-495 млн лет) на постколлизийные трансформно-сдвиговые (режим транстенсии, 495-430 млн лет) [1, 2]. На рубеже 495 млн лет субвертикальные взбросо-надвиговые тектонические движения завершились со сменой кинематики деформаций на субгоризонтальную левосдвиговую. Данные процессы были сконцентрированы в пределах Эрзинской и Кокмолгаргинской сдвиговых зон, что привело к их фрагментации [2].

В пределах Эрзинской зоны РТ-параметры метаморфизма достигали гранулитовой фации: $T=730-830$ °С, $P=5-7,5$ кбар. Данные оценки соответствуют нижнекоровому (до 27 км) уровню глубинности [4]. Временной интервал формирования гранулитов Эрзинской сдвиговой зоны составляет 515-495 млн лет [2, 4].

Исследованные комбинированные дайки расположены в обрамлении Матутского гранитного массива в пределах Эрзинской тектонической зоны (shear zone). Их появление связывается с развитием структур растяжения на начальных стадиях постколлизийного периода Западного Сангилена в период 495-485 млн лет [2, 3].

По внутреннему строению и взаимоотношениям с вмещающими породами комбинированные дайки существенно различаются, что свидетельствует о разных механизмах их формирования, в том числе:

1. Внедрение магм основного состава в трещины растяжения в обрамлении Матутского массива. Ремобилизация, либо реоморфизм вмещающих пород с последующим взаимодействием новообразованного салического расплава с остаточными базитовыми магмами, либо пассивным заполнением контракционных трещин в базитах.

2. Одновременное внедрение мафических и салических магм в метаморфические образования Эрзинской сдвиговой зоны по локальным тектоническим зонам, формирующихся при сбросе напряжений в обстановках сжатия.

3. Последовательное синтетектоническое внедрение кислых, а затем основных магм в трещины растяжения в метаморфических образованиях Эрзинской сдвиговой зоны.

Одновременное существование локальных областей с различной интенсивностью и стилем деформаций (сжатия и растяжения) объясняется процессами фрагментации Эрзинской сдвиговой зоны. Можно считать, что главным фактором, определяющим морфологические особенности комбинированных даек, является стиль и обстановки деформирования вмещающих пород на момент внедрения контрастных по составу магм.

Существенные различия в обстановках и механизмах внедрения и становления комбинированных даек позволили предположить существование петрогеохимических различий между различными группами даек.

Базитовая составляющая комбинированных даек по петрохимическому составу отвечает широкому спектру пород от габбро и монцогаббро до габбродiorитов и монцодиоритов. Породы относятся к умеренно- и высоко-калиевой известково-щелочной серии и занимают пограничное положение между породами нормально- и умеренно-щелочного рядов. Характерной их петрохимической особенностью являются повышенные содержания титана (1-1,5 мас. %) и калия (1-4 мас. %), при этом отношение K_2O/Na_2O варьирует в диапазоне 0,3-2,1. Содержание и характер распределения REE в базитах рассматриваемых комбинированных даек различаются незначительно. Для них характерно умеренно высокое суммарное содержание лантаноидов ($\Sigma = 0-193$ г/т), преобладание LREE над HREE ($(La/Yb)_n = 2,4-9,5$), отсутствие европиевой аномалии ($(Eu/Eu^*)_n = 0,9-1$). Индикаторные отношения $(Gd/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ составляют 1,4-2,2 и 2-2,9, соответственно. Геохимические характеристики отражают наличие субдукционной компоненты: обогащение LIL элементами и стронцием, а также обеднение HFS элементами. Высокие значения индикаторных отношений $(La/Nb)_{PM}$ и $(La/Yb)_n$ соотносятся с таковыми для известково-щелочных базальтов островных дуг и активных континентальных окраин.

Состав калиево-щелочной части даек варьирует от монцонитов до лейкогранитов и умеренно щелочных лейкогранитов, сумма щелочей составляет 5,5-8,6 мас. %. Породы относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии и занимают пограничное положение между породами нормально- и умеренно-щелочного рядов. На мультиэлементных спектрах калиево-щелочных пород комбинированных даек наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Sr, Ti. Гранитоиды комбинированных даек по петрогеохимическому составу разделяются на две группы. К первой группе относятся породы с характеристиками гранитов S-типа: сильно пералюминиевые, с умеренным содержанием CaO, MgO, LIL и HFS элементов. Ко второй группе относятся породы с характеристиками гранитов A-типа: слабо пералюминиевые, с низкими содержаниями CaO, высокими железистостью и концентрацией LIL и HFS элементов.

Таким образом, мафические породы комбинированных даек могут быть охарактеризованы как производные надсубдукционных магм. Гранитоиды комбинированных даек могут рассматриваться как продукт плавления: а) пород, ранее уже претерпевших гранитизацию (образцы с характеристиками A-гранитов), б) метапелитов (образцы с характеристиками S-гранитов). В первом случае объясняются низкие содержания Mg и Ca, повышенная железистость, общая обогащенность щелочами, LIL и HFS элементами.

Несмотря на существенные петрогеохимические вариации, значимые корреляции составов пород комбинированных даек с механизмами их формирования отсутствуют. Данное наблюдение объясняется малым размером даек, а также их относительной изолированностью от внешних тепловых источников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00467, 16-05-01011, 18-05-00851), планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.

2. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилены (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. N. 2. P. 283-310.

3. Владимиров В.Г., Яковлев В. А., Кармышева И.В., Куйбида Я.В., Семенова Д.В. Тектоническая позиция, возраст, обстановки внедрения и становления комбинированных даек Западного Сангилены (ЮВ Тува) // Петрология магматических и метаморфических формаций: сб. тр. Всерос. петрограф. конф. с Междунар. уч. Томск: ТГУ. 2017. Вып. 9. С. 70-72.

4. Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилены (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т. 25. № 1. С. 92-118.

**РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ГРАНИЦАХ СУБДУКЦИИ,
КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

ПОПУТНАЯ РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВОЛЬФРАМОВО-ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫМИ ГРАНИТАМИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Алексеев В.И.

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: via@spmi.ru

Современное увеличение спроса на редкие металлы и прогресс технологий извлечения диктуют необходимость переучета их природных источников. Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений весьма разнообразны и определяются формационным типом магматических комплексов и генетическим классом рудоносных образований. К продуктивным относятся нормально-гранитовые, субщелочно-гранитовые, щелочно-гранитовые, фойдитово-сиенитовые, щелочно-габброидные и щелочно-ультраосновные интрузивные комплексы. За рубежом в основном обрабатываются месторождения редких металлов с одним-двумя главными компонентами, в то время как в России преобладают комплексные месторождения. Основными направлениями их освоения являются углубленная минералого-геохимическая оценка, комплексное использование и глубокая переработка сырья [3, 4].

Особенно выделяются промышленные объекты, генетически связанные с субщелочными литий-фтористыми гранитами – источники дефицитных видов полезных ископаемых: Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Ве. Среди них в Европе, Азии, Африке и Америке известны десятки вольфрамово-оловянных месторождений с попутной редкометалльной минерализацией (Этыкинское, Спокойнинское, Майкуль, Караоба, Жанчивлан, Бага-Газрын, Альтенберг, Циновец, Эшассьер, Лост-Ривер, Тин-Амзи, Ичун, Сянхуалин и др.) [2].

На Дальнем Востоке России распространены крупные месторождения вольфрамово-оловорудных цвиттеров с попутными редкими металлами: Вознесенское, Пограничное, Правоурмийское, Тигриное, Кестер, Одинокое, Полярное, Пыркакайское и др. Предлагается выделить новую «редкометалльно-оловянную» формацию месторождений, связанных с гранитами литий-фтористого типа, и Дальневосточный оловянно-редкометалльный пояс, протягивающийся от Приморья до Чукотки [1, 6, 7]. Происхождение, условия локализации, состав и масштабы редкометалльного оруденения Востока России требуют сегодня серьезного уточнения. Решение данной проблемы включает в себя изучение минеральных форм концентрации редких металлов в гидротермально-метасоматических образованиях, ассоциирующих с литий-фтористыми гранитами.

Примером такого подхода служит получение новой информации о попутной редкометалльной минерализации в метасоматитах Верхнеурмийского рудного узла (Баджальский район, Приамурье). Здесь выделен правоурмийский комплекс редкометалльных гранитов и располагается эксплуатируемое месторождение олова Правоурмийское, где в качестве попутных редких металлов установлены In, Nb, Sc, Y, REE [1, 4, 5]. Район исследований характеризуется многостадийным развитием постмагматических процессов: рудным цвиттерам стадии кислотного выщелачивания предшествуют мусковитовые грейзены и биотит-полевошпатовые метасоматиты ранней щелочной стадии, по цвиттерам развиваются турмалиновые и хлоритовые метасоматиты поздней щелочной и нейтральной стадий. Продукты каждой стадии характеризуются широкой фациальной изменчивостью – от нормальных до субщелочных (в основном альбитовых) минеральных парагенезисов.

В составе ранних биотит-полевошпатовых метасоматитов установлены редкометалльные минералы – алланит, монацит, ксенотим, циркон и содержащие редкометалльные примеси (LREE, Sc, Y, Li, Rb, Cs) апатит, ильменит, торит, биотит. На биотитовые метасоматиты

наложены мусковит-кварцевые грейзены, в которых встречены касситерит, вольфрамит, молибденит и мусковит, содержащие Nb, Ta, Sc, Li. Редкометалльные минералы, найденные в вольфрамово-оловорудных цвиттерах: фергусонит, эвксенит, плюмбопирохлор, монацит, ксенотим, циркон, хедлейит, берилл. Кроме того, рудные минералы (вольфрамит, касситерит, шеелит, сфалерит, самородный висмут, рутил) и жильные минералы (сидерофиллит, мусковит, флюорит) цвиттеров содержат примеси Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Y, HREE, Sc, Te, Se. В позднерудных турмалинитах развита промышленная Cu-Sn минерализация и установлены минералы, содержащие в существенном количестве In, Cd, Sc, Nb, Y, HREE: рокезит, сакураит, монацит, циркон, шеелит, касситерит, вольфрамит, халькопирит, станноидит, борнит, самородный висмут, пирит, REE-эпидот, флюорит. Пострудные хлоритовые метасоматиты содержат незначительное количество минералов с примесью тех же редких металлов (в основном In, Cd, Se, Y, REE): сфалерит, галенит, флюорит, эпидот.

Выводы: 1) литий-фтористые граниты Дальнего Востока сопровождаются вольфрамово-оловоносными метасоматитами с попутной комплексной редкометалльной минерализацией (Nb, Ta, Li, Y, REE, Be, Rb, Cs, Zr, Hf, In, Sc, Se, Cd); 2) наблюдаются две формы концентрации редких металлов: редкометалльные минералы (фергусонит, эвксенит, пирохлор, алланит, циркон, монацит, ксенотим, рокезит) и примеси в рудных минералах (вольфрамите, касситерите, сульфидах Cu, Sn, Zn, самородном висмуте) и в жильных минералах (флюорите, слюдах, эпидоте); 3) постмагматические минералы редких металлов наследуют состав аксессуариев литий-фтористых гранитов и образуются на всех стадиях постмагматического процесса с эволюцией состава от литофильных к халькофильным элементам: LREE, Zr, Be → Nb, Li, W, Y, HREE, Sc → In, Cd, Se.

Сформулированные выводы позволяют считать, что минералогическое доизучение месторождений олова и вольфрама Дальнего Востока, связанных с литий-фтористыми гранитами, расширяет перспективы сырьевой базы редких металлов России.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алексеев В.И.** Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 2014. 244 с.
2. **Бескин С.М., Марин Ю.Б.** Комплексная систематика танталовых и танталово-ниобиевых месторождений // Записки Российского минералогического общества. 2015. № 3. С. 45-54.
3. **Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.** Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97-119.
4. **Быховский Л.З., Потанин С.Д.** Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений // Минеральное сырьё. Серия геолого-экономическая. М.: ВИМС. 2009. № 28. 157 с.
5. **Гаськов И.В., Владимиров А.Г., Ханчук А.И., Павлова Г.А., Гвоздев В.И.** Особенности распределения индия в рудах некоторых полиметаллических и оловосульфидных месторождений Сибири и Дальнего Востока России // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 62-74
6. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
7. **Гоневчук В.Г.** Оловоносные магматические системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И МАГМАТИЗМ СОРСКОГО CU-МО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ХАКАСИЯ)

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: berzina@igm.nsc.ru

В центральной Азии крупные Cu-Мо-порфировые месторождения приурочены к транс-региональным магматическим поясам раннепалеозойского, позднепалеозойского и мезозойского возраста. Месторождения локализуются в центрах длительной магматической активности, в которых обычно выделяются два сложных по составу интрузивных комплекса. Ранний (вмещающий/плутоногенный) комплекс представлен гранитоидным плутоном, поздний (рудоносный порфировый) – малыми интрузиями (штоками, дайками) порфировых пород. Центры с Cu-Мо-порфировым оруденением локализованы в зонах пересечения разломов параллельного (магмогенерирующего) и поперечного (рудоконцентрирующего) относительно вмещающего магматического пояса.

Сорский центр с Cu-Мо-порфировым оруденением относится к раннепалеозойскому магматическому поясу, заложенному в венде на окраине Палеоазиатского океана и развивавшемуся до силура. Уйбатский плутон, вмещающий малые интрузии с оруденением, залегает среди терригенно-карбонатных толщ палеобассейна в составе Кузнецко-Алатаусской островодужной системы – сегмента венд-кембрийской островной дуги Алтае-Саянской орогенной области (рис. 1). В рассматриваемом районе субдукция завершилась на рубеже раннего и среднего кембрия. В середине раннего кембрия имело место столкновение островной дуги с океаническими поднятиями и, как следствие, проявление интрузивного магматизма. Субдукционный вулкан-низм прекратился, но широко проявился интрузивный андезитовый магматизм, типичный для развитых островных дуг. В районе он представлен когтахским габбро-монцодиоритовым и мартайгинским габбро-диорит-гранодиоритовым комплексами среднего кембрия [5]. В среднем кембрии начались орогенические события, сопровождавшиеся формированием моласс, олистостром и коллизионных гранитоидов. Интенсивные деформации и интрузивный магматизм происходили на рубеже кембрия и раннего ордовика. В рассматриваемом районе этому этапу отвечают известково-щелочные гранитоиды тигертышского комплекса [1].

Вмещающая среда Сорского магматического центра – континентальная кора, сформировавшаяся на океанической плите в рамках одного (каледонского) тектоно-магматического этапа. Уйбатский плутон и малые интрузии сложены породами, варьирующими по составу от габбро до лейкогранитов, в целом характеризующихся умеренной щелочностью. Составы и петрогеохимические характеристики габброидов и монцонитоидов во многом аналогичны когтахскому комплексу среднекембрийского возраста, а лейкогранитов – тигертышскому комплексу позднего кембрия-раннего ордовика. Согласно этим данным, становление Уйбатского плутона произошло в среднем кембрии-раннем ордовике. Внедрение малых интрузий рудоносного комплекса произошло, очевидно, в связи с широким проявлением тектонических деформаций и сдвиговых перемещений, сопровождавшихся сменой геодинамического режима сжатия на растяжение.

Согласно изотопно-геохронологическим Ar-Ar исследованиям [4], возраст плутоногенных гранитоидов Сорского месторождения 480-420 млн лет, а рудоносных малых интрузий ~400 млн лет. Эти данные были использованы при характеристике геодинамической обстановки месторождения. Согласно им ранее были высказаны предположения о формировании месторождения в девоне в рифтогенной обстановке [3] и в зоне влияния среднепалеозойского Алтае-Саянского мантийного плюма [2]. Однако такие предположения противоречат Re-Os

изотопно-геохронологическим данным по молибдениту (506-468 млн лет), которые соответствуют временному интервалу средний кембрий-средний ордовик [6].

Время развития порфиривого магматизма отвечает перестройке в регионе геодинамического режима сжатия на растяжение. Изменение геодинамического/тектонического режима рассматривается как благоприятный фактор для формирования Cu-Mo-порфириновых систем. На Сорском месторождении пространственно совмещены гранитоиды разных глубинных уровней, которые соответствуют не менее 3 км для плутоногенных гранитоидов и около 1 км для малых интрузий. Это позволяет предполагать, что становлению малых интрузий предшествовали быстрый подъем и эрозия плутоногенных гранитоидов в связи с изменением геодинамического режима. Подобная ситуация отмечалась при формировании крупнейшего Cu-Mo порфиривого месторождения Qulong (Тибет) [7].

Плутон и малые интрузии сложены породами аналогичных магматических ассоциаций с близкими петрогеохимическими характеристиками однотипных образований. С ними ассоциируют однотипные гидротермальные изменения и рудная специализация (Mo, Cu) с бедной рассеянной минерализацией при становлении плутона и крупнообъемным Cu-Mo-порфиривым оруденением, связанным с малыми интрузиями.

На каждом этапе развития магматизма выделяются три породные ассоциации: габброидная, монцонитоидная, гранитоидная кислого состава (лейкогранитовая для плутона, гранит-порфириновая для малых интрузий). Габброиды представлены небольшими телами (останцами, ксенолитами), залегающими среди гранитоидов плутона, и дорудными дайками малых интрузий. В составе плутона доминируют монцонитоиды, лейкограниты уступают им по площади распространения. Среди рудоносных малых интрузий доминируют гранит-порфиры, которыми сложены штоко- и дайкообразные тела порфириров I и порфириров II. На месторождении также широко распространены пострудные дайки диабазов и ортофириров.

Магматические породы соответствуют преимущественно субщелочной серии (по сумме Na_2O и K_2O) и высоко К известково-щелочной серии (по содержанию K_2O). Во всех породах отмечаются повышенные содержания литофильных элементов-примесей. Согласно геохимическим данным [2], источником базитовой магмы была мантия метасоматически преобразованная субдукционной компонентой. Преобразование мантии произошло вследствие воздействия на них субдукционных флюидов. Рассчитанные Nd модельные возрасты (0,7-1,1 млрд лет) габбро и габбро-порфиритов предполагают, что метасоматоз мантии произошел в неопротерозое. Постоянное присутствие в габброидах амфибола, содержащего включения рудных минералов, свидетельствует об обогащении мантии летучими и металлами.

Гранитоиды наследуют геохимические характеристики габброидов, включая высокую роль мантийной компоненты в их составе [2]. Значительная доля мантийной компоненты характерна для гранитоидов – производных кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы и частичного плавления базальтоидов. При развитии Сорской рудно-магматической системы в плавление могла вовлекаться кора, сформировавшаяся на субдукционном и аккреционно-коллизиионном этапах развития региона.

Разные масштабы проявления магматизма при становлении плутона и малых интрузий позволяют предполагать существенный вклад раннего этапа магматизма в формирование потенциального источника металлов (рост ювенильной коры в связи с поступлением базальтоидной магмы и развитие зон амфиболизации вследствие кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы). Воздействие эндогенной активности позднего этапа на потенциальный источник раннего этапа вызывало перераспределение летучих металлов с вовлечением их в магматический процесс, сопровождавшийся ростом рудного потенциала системы на этапе становления малых интрузий.

Из сказанного следует, что благоприятные условия для реализации рудного потенциала магматической системы во многом создавались на раннем этапе – при становлении плутона, который выделяется нами как подготовительный этап в развитии долгоживущей рудно-магматической системы.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0001, при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-00921.

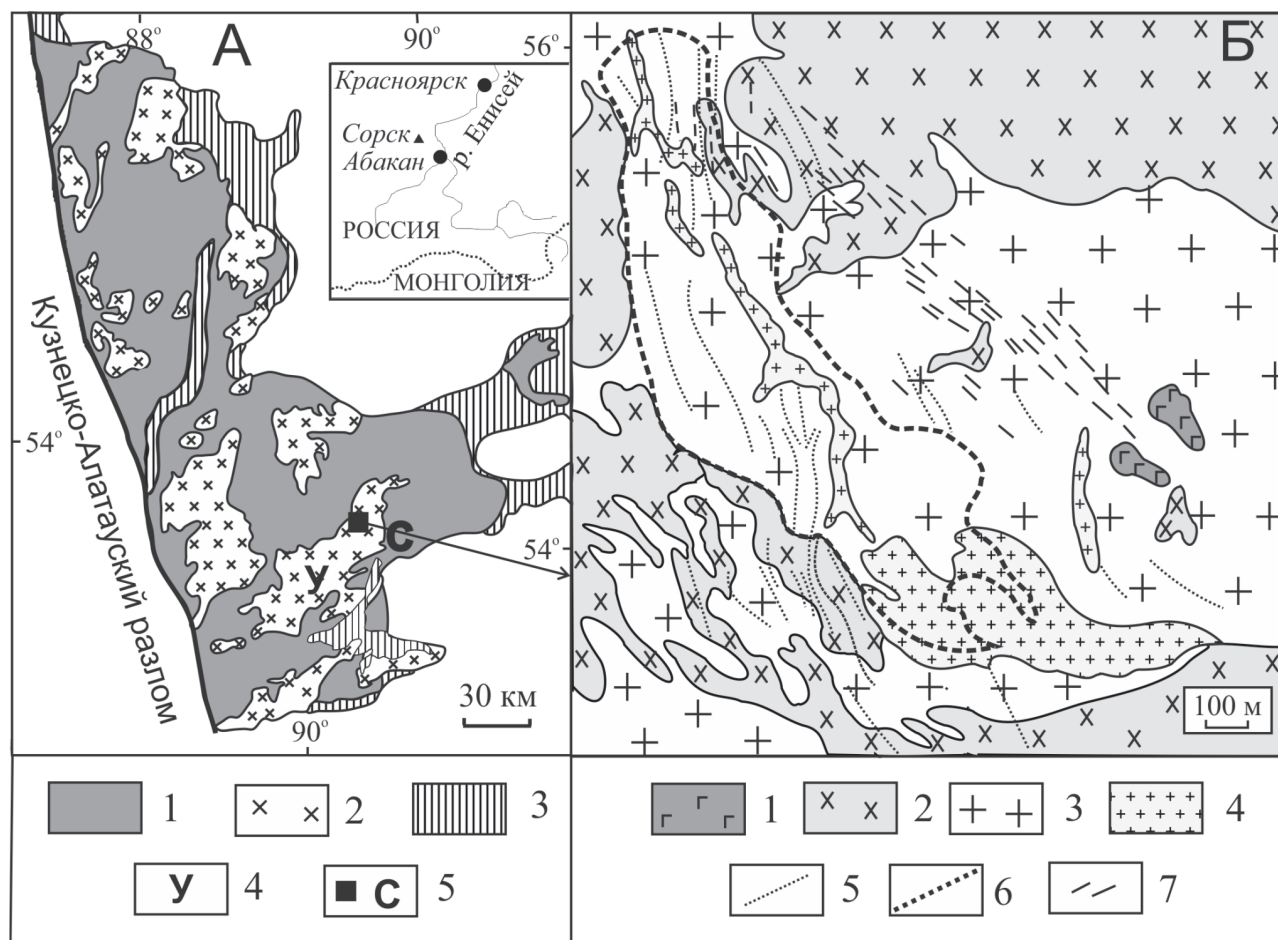


Рис. 1. Геологические схемы восточного сектора Кузнецкого Алатау (А) и Сорского месторождения (Б).

А. 1 – вулканогенные (островодужные) и терригенно-карбонатные (палеобассейнов) нерасчлененные отложения, V-Є₁; 2 – гранитоидные плутоны; Є₃-O₁; 3 – вулканиты бимодальной серии, D₁-D₂; 4 – Уйбатский плутон; 5 – Сорское месторождение. **Б.** Плутоногенный комплекс, 1-3: 1 – габброиды, 2 – монзонитоиды, 3 – лейкограниты; 4 – гранит-порфиры рудоносного комплекса; 5 – дайковый (рифтогенный) комплекс; 6 – контур брекчиевых руд; 7 – кварц-молибденитовые жилы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
2. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1974-1986.

3. Дистанов Э.Г., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Сотников В.И., Лебедев В.И. Особенности металлогении полиаккреционной Алтае-Саянской орогенной области // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С.1277-1285.

4. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 786-801.

5. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров Г.А., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 187 с.

6. Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. In: Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam. 2003. V. 1. P. 231-234.

7. Yang Z. M., Hou Z.Q., White N.C., Chang Z.C., Li Z.Q., Song Y.C. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet // Ore Geology Reviews. 2009. V. 36. P. 133-159.

ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ СКРЫТОЙ АУ-МО-СУ-ПОРФИРОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДНЫХ ПОЛЯХ ГОНЖИНСКОГО РАЙОНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Борискина Н.Г., Хомич В.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: khomich79@mail.ru; boriskina2000@mail.ru*

Внимание ученых и геологоразведчиков мира все более привлекают факты существования крупнообъемных месторождений порфирового формационного семейства [3]. И Cu(\pm Mo)-, и Mo(\pm Cu)-порфировые месторождения занимают ведущее (от 50 до 70 %) положение в мировых запасах, добыче Cu и Mo. Низкие содержания этих металлов в рудоносных залежах компенсируются их большими запасами. Ценность порфировых руд заметно увеличивается за счет попутно извлекаемых элементов: Au, Ag, Sn, W, Re, Pt, Pd, In, Te и Se. Месторождения порфировых руд достаточно широко распространены и на Востоке Азии, в России и Китае [1, 2, 4-6].

Доказано, что возникновение порфировых месторождений в магматических сооружениях сопряжено с формированием разных по глубине локализации и составу вулканических и плутонических образований базальтоидной (фемической) и риолитоидной (салической) серий [7]. Детальные геологические и тонкие минералого-геохимические, изотопно-геохимические, геохронологические исследования многих рудных районов мира привели специалистов разных стран к выводу о пространственной и парагенетической связи многих вулкано-генных (эпитермальных) месторождений с плутоногенными (мезо- и гипотермальными) и принадлежности тех и других к единым сложным длительно формировавшимся рудно-магматическим системам (РМС). Показательна в этом отношении одна из РМС о-ва Лусон (Филиппины), в которой эпитермальное Au-Cu оруденение месторождения Лепанто (Leranto) сменяется на глубине Au-Cu-порфировой минерализацией месторождения Far Southeast. Подобные соотношения разноглубинной минерализации установлены во многих регионах мира, что послужило основанием к созданию А. Кривцовым, Р. Силлитоз, Дж. Хеденквистом и другими учеными детальных геолого-генетических моделей порфировых РМС.

Месторождения порфирового семейства размещаются в РМС обычно в диапазоне глубин 1-4 км в ассоциации с эпитермальными Au-Ag месторождениями. Они характеризуются штокверковым строением рудных залежей, размещенных во вмещающих породах среди роев

даек или в штоках, интрузивных массивах среднего, умеренно-кислого состава. Зональные ореолы метасоматически преобразованных пород в таких РМС представлены (снизу вверх) фельшпатоидами, хлорит-серицитовыми изменениями, серицитолитами, аргиллизитами, вторичными кварцитами, алунитами, вкрапленностью сульфидов и сульфоарсенидов.

Цель нашего сообщения – обосновать вероятность обнаружения в Гонжинском рудном районе (Верхнее Приамурье) скрытых на глубине (в прикровельной части некоторых гранитоидных массивов) проявлений золото-молибден-(±Cu) – порфирового оруденения.

Известные в районе эндогенные месторождения Au, Au-Ag, Pb, Cu и Mo и пространственно сопряженные с ними россыпи золота в основном размещены в интрузивно-вулканогенном обрамлении Гонжинского выступа докембрия (рис. 1, 2).

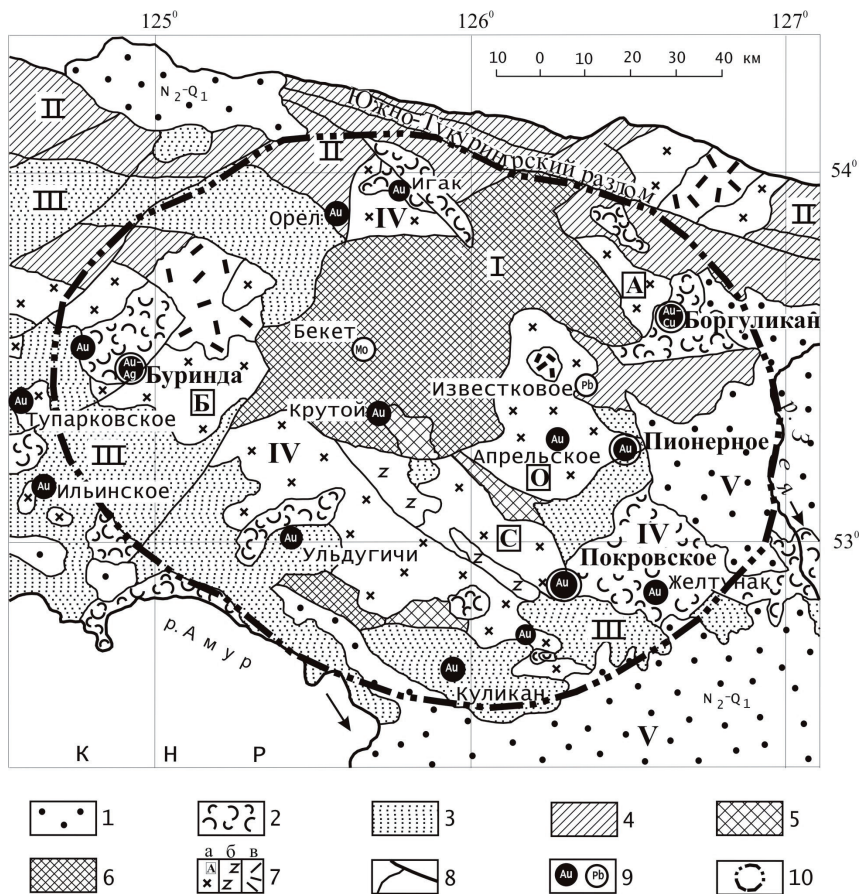


Рис. 1. Структурно-металлогеническая схема Гонжинского рудного района.

1-7 – разновозрастные геологические комплексы: 1-4 – стратифицированные: 1 – неоген-четвертичный терригенный, 2 – меловой эффузивно-пирокластический, 3 – юрский терригенный; 4 – нижне-среднепалеозойский вулканогенно-осадочный метаморфизованный, включающий разновозрастные магматические образования; 5-6 – интрузивно-метаморфические: 5 – нижнепалеозойско-верхнепротерозойский, 6 – нижнепротерозойско-среднеархейский; 7 – позднемезозойские интрузивные: а – монцодиоритовый, гранодиорит-гранитный (K_1), б – граносиенит-порфиоровый (I_3-K_1), в – гранит-порфиоровый (субвулканический, K_2); 8 – крупные разломы; 9 – месторождения и некоторые крупные рудопоявления золота (Au) и других металлов (Cu, Mo, Pb); 10 – контур центра ОКС.

I-V – Главные тектонические сооружения: I – Гонжинский выступ; II – Монголо-Охотская система; III – Осежинский прогиб, IV – вулканоплутоническое обрамление (депрессии и гранитоидные массивы): А-Арбинский, Б-Буриндинский, О-Ольгинский, С-Сергеевский; V – Амуро-Зейская депрессия.

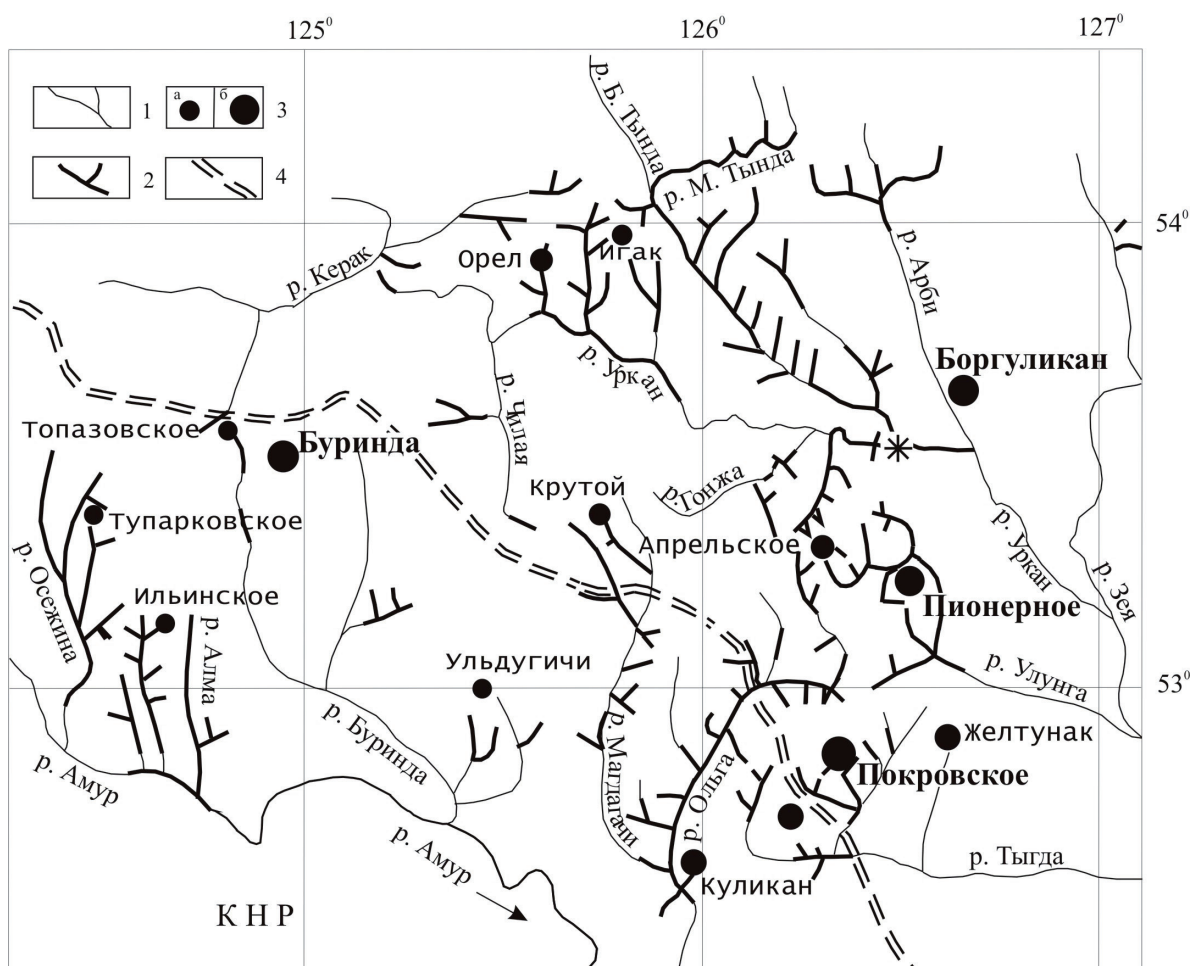


Рис 2. Схема россыпной и коренной золотоносности Гонжинской площади.

1 – основные реки и речки; 2 – россыпи золота; 3 – коренные проявления (а) и месторождения (б) золота; 4 – транссибирская ж/д магистраль.

Рудоносные залежи Боргуликанского месторождения с относительно высокими содержаниями Cu, Mo, Au размещены в краевой части Арбинского массива преимущественно в апикальных эндоконтактовых частях штоков порфировых монцодиоритов, которые считаются стержневыми элементами местной рудно-магматической системы. Залежи представлены мощными (1-3 км) и протяженными (до 12 км и более) зонами метасоматических преобразований (кварц-калишпат-биотитовая, альбит-эпидот-актинолитовая, кварц-серицит-хлоритовая с турмалином, аргиллизитовая, карбонат-цеолитовая с флюоритом ассоциации), содержащими порфировое оруденение из магнетит-борнит-халькопиритовой, пирит-халькопирит-молибденитовой, магнетит-пиритовой ассоциаций [2].

На Пионерном месторождении линейные минерализованные зоны протяженностью 1-2 км также приурочены к краевой части, но уже Ольгинского массива гранитоидов. Метасоматические преобразования в минерализованных зонах выражены ореолами калишпатизации, турмалинизации, пропилитизации, сульфидизации, окварцевания, аргиллизации, гидрослюдизации, карбонатизации и цеолитизации, мощностью в десятки метров, для которых характерны повышенные содержания не только Au и Ag, но и Cu, Mo, W, Zn (более в 3-5 раз относительно фона).

Золото-серебряная минерализация Буриндинского месторождения приурочена к краевой части одноименного интрузивного массива. Она сосредоточена в карбонат-кварцевых жилах и зонах прожилкования протяженностью в сотни и мощностью до 10-15 м среди аргиллизированных, метасоматически окварцованных вулканитов, участками превращенных в гидротермальные кварциты.

В Покровском рудном поле золотоносные прожилковые и жильно-прожилковые зоны размещены в краевой части Сергеевского массива гранитов-гранодиоритов среди ореолов фельдшпатизации, окварцевания, аргиллизации, гидрослюдизации, сульфидизации и карбонизации.

Отметим, что на Буриндинском, Пионерном, Покровском месторождениях, где достаточно широко проявлены метасоматические преобразования пород и развито эпитермальное Au-Ag оруденение, остаются практически неизученными прикровельные участки гранитоидных массивов на глубине. Вместе с тем на флангах этих рудных полей известны проявления порфирового оруденения. Так, на северо-западном фланге Покровского рудного поля (участки Дальний и Боровой) выявлены вкрапленно-прожилковые минерализованные зоны, содержащие до 0,1 % Мо (устное сообщение Н.Г. Власова). Вполне вероятно, что подобная и более богатая минерализация может быть выявлена на глубине до 1 км под покровом эффузивно-пирокластических отложений между участками Покровка-IV и Водораздельный-север, где у современной поверхности развиты крупные ореолы огипсования вулканитов. Также заслуживают особого внимания и глубокие горизонты Буриндинского и Пионерного месторождений.

Работа выполнена при поддержке комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» проект № 18-2-015.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бескин С.М., Алексеева А.К.** Медно-порфировое оруденение России: перспективные регионы и площади. М.: Научный мир. 2016. 78 с.
2. **Гирфанов М.М., Гагаев А.Н., Дмитренко В.С.** Золото-молибден-медно-порфировые проявления Боргуликанского рудного поля // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 52-60.
3. **Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И. Ф.** Медно-порфировые месторождения. М.: ЦНИГРИ. 2001. 232 с.
4. **Пересторонин А.Е.** Боргуликанская золото-медная рудно-магматическая система в Приамурской золотоносной провинции // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 63-77.
5. **Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатьев Е.К., Колесников А.Г.** Малмыж - новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 63-69.
6. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Совершенствование минерагенического районирования Восточного Забайкалья на основе геофизических исследования // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. №. 7. С. 1029-1046.
7. **Sillitoe R.H.** Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. N. 1. P. 3-41.

МАЛЬДОНИТ В АРСЕНОПИРИТАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО И СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Вах А.С.^{1,2}, Горячев Н.А.^{3,4}, Гвоздев В.И.¹, Доброшевский К.Н.⁵, Гребенникова А.А.¹,
Карабцов А.А.¹, Вах Е.А.²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vakh@fegi.ru

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: vakh.as@dyfu.ru

³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
г. Магадан, e-mail: goryachev@neisri.ru

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: goryachev@neisri.ru

⁵ООО «Малиновская золоторудная компания», г. Владивосток, e-mail: kdobroshevskij@yandex.ru

Мальдонит (Au_2Bi) – относительно редко встречающийся минерал из группы интерметаллических соединений, который в настоящее время достоверно установлен в рудах в большой группе скарновых и орогенных гидротермальных месторождений золота. Помимо самостоятельных минеральных агрегатов, в последние годы мальдонит выявлен в виде микровключений в магнетите [12] и арсенопирите [1, 3, 4, 5]. Аналогичные микровыделения мальдонита, в парагенетической ассоциации с самородным золотом и висмут-теллуридными минералами, выявлены авторами в арсенопиритах трех месторождений Au-Bi типа Дальнего Востока России, тесно связанных с гранитоидным магматизмом: Средне-Голготайское (Восточное Забайкалье), Кировское (Верхнее Приамурье), Малиновское (Центральное Приморье). Выделения мальдонита в арсенопиритах образуют каплеобразные или сложные по форме ксеноморфные субмикроскопические выделения, с размером основной массы порядка 0,5-2 мкм, гораздо реже – до 5-10 мкм. Они представлены однородными мономинеральными образованиями без признаков распада либо находятся в тесных сростаниях с самородным золотом, минералами висмута и теллура.

В кварцево-жильных рудах Средне-Голготайского месторождения микровыделения мальдонита выявлены в арсенопиритах ранних додайковых убогосульфидных Au-Bi-кварцевых и более поздних постдайковых Au-турмалин-кварц-сульфидных рудах. Кроме того, в ранних Au-Bi рудах, в кварце, установлены самостоятельные агрегаты мальдонита и продукты его распада, представленные субграфическими сростаниями высокопробного самородного золота и самородного висмута. В месторождениях арсенопирита, помимо мальдонита, отмечаются многочисленные микровыделения самородного висмута, самородного золота, висмутина и сульфотеллуридов висмута (жозеит-А, жозеит-В, тетрадимит, ингодит, Bi_3TeS).

В убого-сульфидных прожилково-вкрапленных рудах зоны Приразломной Кировского месторождения основная масса золото-висмутовой минерализации в виде неравномерно рассеянной вкрапленности сосредоточена в арсенопирите, где он является основным рудным минералом. Многочисленные рудные микровключения в арсенопирите представлены самородным висмутом и самородным золотом; реже отмечаются мальдонит, висмутин (изоморфная примесь Sb до 8,0 мас. % и Pb до 6,0 мас. %) и сульфотеллуриды висмута (жозеит-А и жозеит-В).

В жильных турмалин-сульфидно-кварцевых рудах Малиновского месторождения мальдонит в арсенопирите находится в тесных сростаниях с самородным золотом (4,07 мас. % Ag), самородным висмутом и висмутинном. Помимо мальдонита, в арсенопирите данного месторождения выявлен Bi-содержащий аурустибит (Bi 9,0 мас. %). Аналогичные по составу богатые висмутом аурустибиты ранее были установлены в рудах золоторудных месторождений Дарасун, Восточное Забайкалье [6] и Мальдоне, Центральная Виктория, Австралия [7].

Составы изученных мальдонитов в микровключениях близки к теоретическому, и только в рудах Малиновского месторождения отмечается наличие Ag (1,0 мас. %) и Pb (4,78 мас. %).

Арсенопириты из руд рассматриваемых месторождений, содержащие микровыделения мальдонита, самородного золота и Vi-Te минералов, характеризуются значительной химической неоднородностью как в пределах одного зерна, так и соседних зерен. Часто они имеют пятнистое или нечетко выраженное зональное строение, обусловленное изменениями концентраций As, а также наличием в их составе Ni и Co. Для арсенопиритов характерны изоморфные замещения As-S и Fe-(Co, Ni).

Арсенопириты из руд Средне-Голготайского и Кировского месторождений характеризуются значительными вариациями в их составе соотношений As/S от 0,79 до 1,24. Установлена приуроченность микровключений с Au-Vi-Te минерализацией к областям развития мало-сернистых разностей арсенопирита, которые зачастую слагают центральные области зерен. В этих же участках отмечается появление единичных микроскопических агрегатов лёллингита, а также развитие Ni- и Co-содержащих разностей арсенопиритов. Арсенопириты рассматриваемых месторождений имеют различную геохимическую специализацию. Ni характерен для арсенопиритов Средне-Голготайского месторождения (до 3 мас. % в арсенопирите и в до 9,6 мас. % в лёллингите), а Co (до 3 мас. % в арсенопирите, до 12 мас. % в данаите и 7,6 мас. % в лёллингите) – Кировского месторождения. В целом, в рудах Средне-Голготайского и Кировского месторождений наблюдается схожая тенденция формирования на ранних этапах рудного процесса мышьяковистых разновидностей арсенопирита в тесной парагенетической ассоциации с сульфоарсенидами и арсенидами, а также минералами Au, Vi и Te.

Арсенопириты Малиновского месторождения относятся к существенно сернистым разностям, соотношение As/S в их составе меняется от 0,79 до 1,04. Арсенопириты в значительной степени обогащены Co, отмечается широкое развитие данаита (до 9,0 мас. % Co), а также появление кобальтина. Они часто имеют зональное строение, обусловленное широким развитием в его внешних частях данаита, с более высокими концентрациями As, чем в центральных частях. Обильно развитые рудные микровключения в арсенопирите имеют как сингенетическую, так и более позднюю эпигенетическую природу. Сингенетические микровключения распределены крайне неравномерно в арсенопирите, часто развиваются по зонам его роста. Эпигенетические микровключения приурочены к микротрещинам в арсенопиритах, образуя в них секущие цепочечные микровыделения. Состав их весьма разнообразный. Сингенетические включения представлены преимущественно самородным золотом, самородным висмутом, мальдонитом, висмутином, икунолитом, сульфотеллуридами и теллуридами висмута. Эпигенетические включения – самородным золотом, висмутином, сульфотеллуридами и теллуридами висмута, тетраэдритом, Vi-Ag-содержащим галенитом, сурьмяно-висмутовыми и серебро-висмутовыми сульфосолями свинца, сфалеритом, халькопиритом, ауростибитом. Выявленная особенность распределения микровключений в арсенопиритах, вероятней всего, определяется совмещением в арсенопиритах продуктов разностадийных сульфидно-кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых минеральных образований [2], каждая стадия которых сопровождалась собственно Au-As-Vi минерализацией.

Проведенные исследования показывают, что мальдонит, в виде микровключений в арсенопирите, является типоморфным минералом гранитогенных месторождений Au-Vi с характерной As специализацией руд и находится в единой парагенетической ассоциации с самородным золотом, самородным висмутом, висмутином, теллуридами и сульфотеллуридами висмута. Мальдонит формируется на ранних стадиях рудного процесса, из As-содержащего высокотемпературного гидротермального рудного флюида, содержащего в своем сос-

таве Au, Bi и Te. Состав микровключений в арсенопирите отражает единую Au-Bi-Te геохимическую специализацию рудного флюида начального этапа рудообразования в рассматриваемых гранитогенных месторождениях Au-Bi-типа.

Однотипный набор минералов, слагающих микровключения в арсенопирите, где основными компонентами являются халькофильные элементы (Bi, Te) с низкой температурой плавления [8], а также морфология их выделений, позволяет предполагать, что генезис микровключений обусловлен формированием жидких рудных расплавов в высокотемпературном гидротермальном растворе на ранних стадиях рудного процесса, где сульфидарсенидные и арсенидные минеральные соединения являлись благоприятной средой для их последующего осаждения и концентрирования. Полученные минералогические данные по изучению микровключений в арсенопиритах согласуются с моделью гидротермального коллектора-расплава (*hydrothermally-assisted melt-collector model*), где на основе геологических данных, физико-химического моделирования и экспериментальных исследований доказана возможность формирования металлических Au-Bi расплавов непосредственно из гидротермального флюида [9, 10, 11].

Исследования выполнены при частичной поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (№ 16-05-00283, № 16-35-60098), гранта ДВО РАН № 18-2-001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков А.В., Черепанова Н.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Смильгин С.В., Трубкин Н.В., Алексеев В.Ю. Месторождение золота в гранитоидном штоке Бутарный (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 214-237.
2. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 37-53.
3. Кулешевич Л.В., Тытык В.М. Метаморфогенно-метасоматические преобразования и Au-S-As минерализация на месторождении Новые Пески // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2014. № 7. С. 59-73.
3. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Ермолина-Кутсие О.С., Михайлов А.Б., Котляров В.А. Минералогия золоторудных проявлений зеленокаменного пояса Кухмо (Финляндия) // Литосфера. 2014. № 2. С. 115-124.
5. Петров С.В., Головина Т.А. Минералогия и геохимия благородных металлов во вмещающих породах и рудах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2006. № 2. С. 149-158.
6. Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Куликова И.М., Городецкая М.Д. Богатый висмутом аурустибит – продукт замещения мальдонита в вулканогенно-плутоногенном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 531-534.
7. Ciobanu C.L., Birch W.D., Cook N.J., Pring A., Grundler P.V. Petrogenetic significance of Au-Bi-Te-S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia // Lithos. 2010. V. 116. P. 1-17.
8. Frost B.R., Mavrogenes J.A., Tomkins A. G. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism // Canad. Mineral. 2002. V. 40. P. 1-18.
9. Tooth B., Brugger J., Ciobanu C.L., Liu W. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids // Geology. 2008. V. 36. P. 815-818.
10. Tooth B., Ciobanu C.L., Green L., O'Neill B., Brugger J. Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: An experimental study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 5423–5443.

12. Tooth B., Etschmann, B., Pokrovski G.S., Testemale D., Hazemann J., Grundler P.V., Brugger, J. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: an X-ray absorption spectroscopy and solubility study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 101. P. 156-172.

13. Zhou H., Sun, X., Cook N.J., Lin H., Fu Y. Zhong R., Brugger J. Nano- to micron-scale particulate gold hosted by magnetite: a product of gold scavenging by bismuth melts // *Economic Geology*. V. 112. N. 4. P. 993-1010.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДАМИ АТЧИСОНА И ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА, ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Гореликова Н.В.¹, Чижова И.А.¹, Ханчук А.И.², Delgado R.³, Pawlowsky V.³, Гоневчук В.Г.²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва. e-mail: ngor@igem.ru*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток. Gonevchuk@fegi.ru,*

³*Институт Жирона, Испания.*

Для выяснения достоверности и точности методов обработки геохимических данных проведен сравнительный анализ результатов, полученных разными математическими методами – широко распространенным в Европе и Америке методом Атчисона [1] и оригинальным, разработанным И.А. Чижовой, методом логико-информационного анализа [2].

Метод Атчисона

Метод Атчисона основан Aitchison J. [1]. Используемая методология состоит в комбинации кластерного и дискриминантного анализов на основе атчисоновой геометрии симплекса. Структура имеющихся данных представляется в векторном евклидовом пространстве с ортонормированным базисом [3]. Преимущество этого метода, по сравнению с классическими статистическими методами, состоит в геометрическом подходе и наглядном представлении данных.

В рассматриваемом случае пространство выборки представлено 12-гранным симплексом, алгебро-геометрическая структура которого описана в [4]. Процедура математической обработки сводится к следующему: 1) данные состава минерала выражаются в координатах ортонормированного базиса симплекса; эти координаты представляют собой логарифмы отношений компонент; 2) статистический анализ выполняется прямо в этих координатах; 3) результаты анализа интерпретируются в симплексе путем отнесения их к использованному базису. С целью характеристики различий между изучаемыми месторождениями эта общая процедура была применена к выборке элементов-примесей касситеритов. При этом использованы основанный на одноканальной декомпозиции графический метод представления данных, названный *bi-plot* [5], кластерный анализ и иерархический бинарный дискриминантный анализ, основанный на правиле Фишера. Графический метод *bi-plot* объясняет 68 % полной изменчивости выборки и позволяет построить тройную диаграмму в координатах In, Nb, V, в которой представление данных воспроизводит большую часть изменчивости, присущей им. Кластерный анализ использует квадрат расстояния Атчисона как критерий отличия, с помощью которого полная выборка делится на 4 группы, соответствующие некоторым из рассмотренных зон.

На графике (рис. 1, 2) мы видим четкое различие между группами 1-2 (обстановка скольжения плит) и 3-4 (субдукционная обстановка). Графики и тройные диаграммы показывают

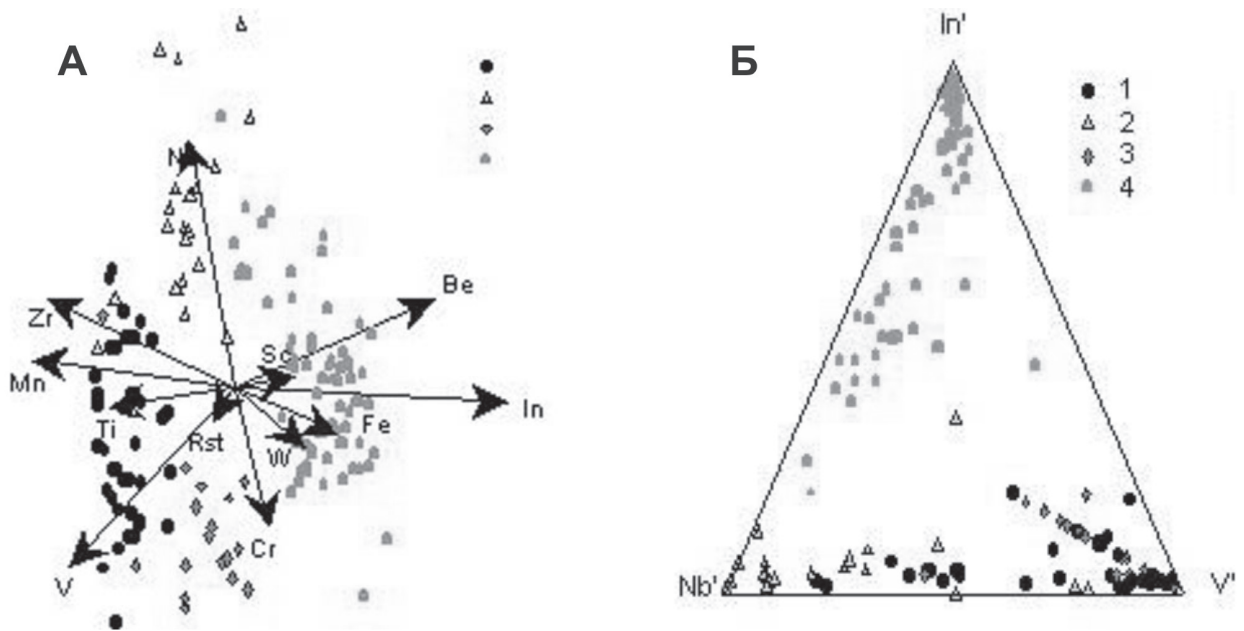


Рис. 1. Пространственное распределение касситеритов из оловорудных зон Приморья.

Группы: 1 – зоны месторождения Высокорское, Перевальное, зона Фельзитовая месторождения Арсеньевское; 2 – зоны Турмалиновая и Подружка месторождения Арсеньевское; 3 – зона Южная месторождения Арсеньевское; 4 – зона Индукционная месторождения Арсеньевское.

А – векторная диаграмма (bi-plot) микроэлементов в касситеритах Sn-зон.

Б – тройная диаграмма микроэлементов в касситеритах рудных зон.

тренды месторождений Комсомольского района и Высокогорского месторождения, которые обособляются от трендов зон Арсеньевского месторождения, за исключением широтных зон, образование которых связано с обстановкой скольжения плит, что сближает их с зонами Комсомольского района и Высокогорского месторождения. И, хотя они имеют некоторые различия, отраженные на графиках, тем не менее они имеют больше черт сходства. И это свидетельствует о том, что геодинамическая обстановка оказывает наиболее существенное влияние на режим рудообразования, что отражается на составе минералов.

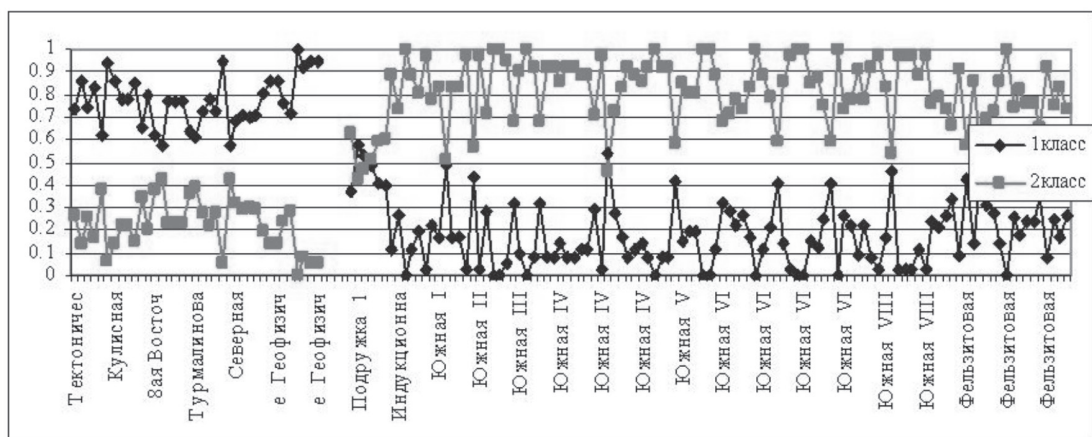


Рис. 2. Геодинамическая типизация рудных районов Дальнего Востока.

1 класс – трансформная окраина (Фестивальное, Высокогорское), 2 класс – активная окраина (Арсеньевское – Южное).

Логико-информационный анализ

Логико-информационный анализ основан на принципе подобия и общности свойств объектов. Основа метода – выделение интервалов-индикаторов из общего диапазона изменения первичных геохимических данных и информативных признаков, характерных для различных проб, на основе чего проводится оценка разделяющих информативных способностей этих признаков. На основе вычисленных решающих правил проводится идентификация каждого образца, используя эталонные объекты.

Сравнение результатов этих двух методов показывает, что они не противоречат друг другу и отражают сходные геодинамические обстановки формирования рудных месторождений. Так, зоны месторождения Высокогорское, широтные зоны месторождения Арсеньевское и зоны Перевального характеризуют обстановку скольжения плит, а меридиональные промышленные зоны (Индукционная, Южная и Фельзитовая) соответствуют субдукционной обстановке. Зона Подружка занимает промежуточное положение, т.к. имеет черты сходства как с первой, так и со второй группой зон. Это, вероятно, можно объяснить особенностями минерализации этой зоны, обусловленной наложением разных типов минерализации, что подтверждается геологическими данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. **The statistical analysis of compositional data.** Chapman Hall Ltd, London. 1986. 416 p.
2. **Чижова И.А.** Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 59-84.
3. **Pawlowsky-Glahn, V., Egozcue, J.** Geometric approach to statistical analysis on the simplex. SERRA 2001. V. 15. N. 5.
4. **Aitchison, J., Barceló-Vidal, C., Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V.** A concise guide for the algebraic-geometric structure of the simplex, the sample space for compositional data analysis. Proceedings of IAMG'02. Berlin. 2002. P. 387-392.
5. **Aitchison, J. Greenacre, M.** Biplots for compositional data // Applied Statistics 1997. V. 51. N. 4. P. 375-392.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ АССОЦИАЦИЯМ КАССИТЕРИТОВ ИЗ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ) МЕТОДОМ ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Гореликова Н.В.¹, Ханчук А.И.², Чижова И.А.¹, Гоневчук В.Г.², Раткин В.В.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: ngor@igem.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Gonevchuk@fegi.ru

Юг Дальнего Востока РФ – известная оловоносная минерагеническая провинция мирового класса. Здесь выявлены многочисленные оловорудные районы, большая часть которых сопряжена со структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса. В их числе Комсомольский, Кавалеровский, Дальнегорский и Арминский районы [3]. Образование оловорудных месторождений в этих районах сегодня рассматривается в схемах эволюции Сихотэ-Алиня,

обоснованно доказывающих смену геодинамических обстановок: ранняя – скольжения плит (ранний и начало позднего мела, трансформная окраина); далее – субдукционная (90-65 млн лет) (активная окраина) и более поздняя – второй этап скольжения плит (трансформная окраина) – 65-45 млн лет [2].

В работе, как продолжение начатых нами ранее исследований по геодинамической типизации рудных районов [8, 9], проведен сравнительный анализ геохимических ассоциаций касситеритов из оловорудных месторождений Комсомольского, Кавалеровского, Дальнегорского и Арминского районов с использованием логико-информационного анализа [7]. На основании эталонных объектов, сформированных в разных обстановках, проведена идентификация новых месторождений и охарактеризованы условия их формирования. В качестве «эталонных» нами изучены оловоносные зоны нескольких крупных месторождений Дальнего Востока: 1) зоны, сформированные в ранний этап скольжения плит, – Тектоническая, Кулисная, 8-ая, Восток Высокогорского месторождения; Турмалиновая зона месторождения Арсеньевское и зоны Северная и Геофизическая в Комсомольском рудном районе Хабаровского края; 2) зоны, образованные в субдукционной обстановке, – Подружка, Индукционная, Южная месторождения Арсеньевского; 3) зоны позднего этапа скольжения плит – зона Фельзитовая месторождения Арсеньевское. Установленные разные геодинамические обстановки формирования месторождений отражаются на соотношении микроэлементов в касситеритах, выступающих в виде геохимических индикаторов.

Из других – «не эталонных» – объектов в Приморском крае нами исследовались: в Кавалеровском районе – жила N 42 месторождения Хрустальное и жила Балаганная месторождения Силинское; в Дальнегорском районе – зоны Малышка, Надежнинская (месторождение Синанча), месторождения Эрдагоу, Лагерное и Красногорское; из Арминского района – месторождения Тигриное и Забытое. Возраст изученных месторождений, по данным K-Ar, Rb-Sr и U-Pb методов, варьирует от раннего мела до палеоцена-эоцена. Наиболее полновозрастной ряд оловянного рудообразования в Приморье проявлен на месторождении Арсеньевском. Раннемеловой этап фиксируют здесь субширотные зоны со сложной оловянно-колчеданной минерализацией в турмалинитах: Турмалиновая, Старушка, Новая. Наиболее вероятный возраст $93-95 \pm 8$ млн лет. Главный на месторождениях района позднемеловой этап магмо- и рудообразования наиболее отчетливо проявлен в интервале $75-80 \pm 5$ млн лет формированием субмеридиональных зон промышленной сульфидно-оловянной с хлоритом минерализации. Начало третьего этапа фиксируется дайками диоритовых порфиритов и фельзитов ($52-65 \pm 5$ млн лет), за которыми (или с которыми) следуют эоценовые (46-50 млн лет) кварц-хлорит-касситерит-сульфидные жилы [5].

Из других исследованных нами объектов первый этап, предположительно, фиксируется на месторождении Высокогорском (ранние турмалиниты, связанные со штоком диоритов, около 95 млн лет). Грейзены месторождений Тигриное и Забытое (80-65 млн лет), по мнению ряда исследователей [2, 6], тесно (генетически) связаны с гранитами, завершающими становление оловоносной «субдукционной» магматической ассоциации.

Хрустальное и Силинское месторождения представлены промышленными рудами касситерит-силикатно-сульфидного типа (второй (главный) этап и третий – поздний). Объекты с рудами оловянно-полиметаллическими (Эрдагоу, Лагерное, Синанчинское и Красногорское), с наибольшей вероятностью, отмечают завершение второго и начало третьего этапа.

Уточнение геодинамической позиции этих объектов было одной из задач нашего исследования. Для математической обработки были отобраны образцы касситеритов из рудных зон различных месторождений Кавалеровского, Дальнегорского и Арминского районов Дальнего Востока. База данных эталонных объектов представлена 144 образцами касситеритов, про-

анализированных на 11 элементов-признаков (In, Sc, W, Nb, V, Cr, Be, Ti, Zr, Fe, Mn) микроспектральным и количественным спектральным методами (ДВГИ ДВО РАН). Эталонная выборка включала 2 класса проб (соответственно по 37 и 107 проб) с месторождений, сформированных в разных геодинамических обстановках.

В работе использовался логико-информационный анализ [7], основанный на методе вариационных рядов и принципе общности свойств объектов исследования.

Процедура математической обработки данных по эталонным и контрольным месторождениям, охарактеризованным указанными выше 11 элементами, включала следующие этапы:

1. Выделение интервалов-индикаторов из диапазона изменения значений признаков (элементов), характерных для проб с эталонных месторождений каждого класса, значения из которого с максимальной вероятностью встречаются на пробах из конкретного класса и не встречаются на пробах из других классов;

2. Выделение информативных признаков, характерных для образцов изучаемых групп месторождений, на основе вычисления функции информативности;

3. Оценка разделяющих способностей информативных признаков на основе вычисления разделяющих весов информативных признаков;

4. Формирование решающих правил для идентификации образцов на основе вычисления функций принадлежности объекта (пробы) классу (весов объекта), равных сумме разделяющих весов признаков, информативных для данного класса и присутствующих в пробе. Принимается решение: объект относится к тому классу, для которого функция принадлежности принимает максимальное значение.

5. Проверка работоспособности решающих правил на основе качества распознавания эталонной и контрольной выборок.

Метод позволяет классифицировать каждую пробу и определить ее вероятную генетическую принадлежность к тому или иному классу. На основании проведенной логико-информационной обработки был идентифицирован каждый образец базы данных, и определена в целом специфичность каждого класса согласно выделенным интервалам-индикаторам признаков (элементов). На основании полученных оценок (функций принадлежности объекта (пробы) классу) принимается решение о принадлежности изучаемых объектов конкретному классу, т.е. проводится идентификация проб.

Таким образом, проведена идентификация каждого образца касситерита из рудных зон исследованных месторождений. Полученные результаты позволяют сравнить изученные месторождения с эталонными объектами. Судя по результатам распознавания объектов, касситериты из разных месторождений, по сравнению с эталонными объектами, сформировались в различных геодинамических обстановках – некоторые в обстановке скольжения литосферных плит в первый и третий этапы, другие имеют субдукционную природу (второй этап). Так, рудные зоны месторождений, имеющие возраст 100-90 млн лет, широтные зоны месторождения Арсеньевское, зоны месторождения Высокогорское, олово-полиметаллические руды Красногорского месторождения, вероятнее всего, формировались в обстановках скольжения плит, в то время как руды месторождения Эрдагоу и некоторые зоны Хрустального месторождения имеют субдукционную природу. Некоторые месторождения не идентифицируются однозначно, т.к. формировались в сложной геодинамической обстановке и связаны с оловоносными корово-мантейными магмами. Редкометалльные руды месторождения Тигриное генетически связаны с Li-F гранитами гибридного происхождения при участии мантийного флюида,

в котором основными летучими компонентами были вода и метан [4]. Геохимические и изотопные (K-Rb, Rb-Sr, Sm-Nd) данные определяют формирование редкометалльных гранитоидов в интервале от 92 до 78 млн лет с вероятным заложением в верхней коре магматического очага в период, когда доминировавший в регионе режим скольжения литосферных плит начинает меняться на режим субдукции. Поэтому для руд месторождения Тигриное значительное влияние оказали мантийные флюиды, т.к. состав микроэлементов минералов в конечном счете определяется составом оловоносных магм. Месторождение Забытое, по результатам распознавания, следует отнести к 3-ему этапу эволюции Сихотэ-Алиня, что согласуется с его возрастом – 65 Ма. Неоднозначность идентификации руд месторождений Хрустального и Силянского характеризует наличие на этих месторождениях двух стадий минерализации, что отражается на составе касситеритов.

Работа выполнена по Госзаданию 0136-2018-0025 и при частичной финансовой поддержке гранта по Программе ПРАН 48 (№ 0136-2014-0011).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в кн 2 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. Кн. 2. 2006. 981 с.
- 2. Гоневчук В.Г.** Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.
- 3. Родионов С.М.** Металлогения олова Востока России. М.: Наука. 2005. 327 с.
- 4. Смирнов С.З. и др.** Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометалльных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // ДАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 1-6.
- 5. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П.** Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 4. С. 357-372.
- 6. Финашин В.К.** Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР. 1986. 175 с.
- 7. Чижова И.А.** Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Современные проблемы рудной геологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 59-84.
- 8. Khanchuk A.I., Gorelikova N.V., Pawlowsky V., and Tolosana-Delgado R.** New Data on Trace Element Distribution in Cassiterite from Tin Deposits of the Russian Far East // Doklady Earth Sciences. 2004. V. 399. N 8. P. 1146-1149.
- 9. Gorelikova N & al.** Discriminating geodynamical regimes of tin ore formation using trace element composition of cassiterite: the Sikhote'Alin case (Far Eastern Russia) // Compositional Data Analysis in the Geosciences. From the Theory to Practice. Geological Society. Special publication. 2006. V. 264. P. 43-57.

ВОЗМОЖНОСТИ РАСШИРЕНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СЕНТЯБРЬСКОЕ СВ (ЧУКОТКА)

Гребенникова А.А.¹, Курашко В.В.², Григорьев Н.В.², Саядян Г.Р.¹, Фатьянов И.И.¹

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: anylotina@mail.ru

² Горнорудная компания «Кинросс ДВ», г. Магадан

Северо-Восток России является одним из лидирующих регионов по добыче золота и серебра. В данном регионе за последние десятилетия выявлены многочисленные золото-серебряные месторождения и рудопроявления в разновозрастных вулcano-плутонических поясах [1, 2]. Быстрый рост добычи золота и серебра в первую очередь связывают с развитием поисковых работ в вулcano-плутонических поясах, перспективных на бонанцевое золото-серебряное оруденение. Примерами подобных объектов являются месторождения Кубака, Купол, Валунистый и другие [1, 2]. Добыча металла из месторождений подобного типа является экономически выгодной даже в труднодоступных районах Северо-Востока России. Примером является золото-серебряное эпитермальное месторождение мирового класса – Купол бонанцевого типа [1, 2].

В 70 км от месторождения Купол располагается один из перспективных золото-серебряных объектов – рудопроявление Сентябрьское. Некоторые исследователи относят его к ярко выраженному «бонанцевому» типу, с неравномерным распределением драгоценных металлов (Au и Ag) [3, 5]. Это обуславливает актуальность данного исследования и выявление типовых минералогеохимических особенностей руд на золото-серебряном рудопроявлении Сентябрьское, а также сопоставление его с крупнейшими месторождениями Чукотки – Купол и Двойное.

Рудопроявление Сентябрьское расположено в пределах Илirнейского рудного района, в верховьях рек Раучуа и Илirнейвеем [3]. Здесь был выделен Водораздельный рудный узел, в состав которого входят уже оконтуренные объекты – месторождение Двойное, рудопроявление Сентябрьское и другие [5]. Рудопроявление локализовано в восточном обрамлении вулканического купола в западной части Илirнейской вулcano-тектонической структуры обрушения раннего этапа становления Центрально-Чукотской зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. Данный район сложен раннемеловыми вулканитами тытыльвеемской свиты, входящей в состав одноименного андезит-риолитового вулканического комплекса. Отложения тытыльвеемской свиты представлены чередующимися потоками андезитов, туфами риолитов, андезибазальтов, пластами туфов среднего состава, лавобрекчиями дацитов, туфопесчаников, туфоаргиллитов и туфоконгломератов. Вулканиты прорываются комагматичными экструзивными телами андезитов, которые сложены эксплозивными брекчиями, и, возможно, дайками диоритов и субвулканическими телами риолитов [5].

Рудные тела рудопроявления представлены жильно-прожилковыми зонами, пересекающими кварцевые монзониты илirнейского комплекса, андезиты и андезибазальты тытыльвеемской свиты. Минерализация контролируется крутопадающими разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального простираний [3].

Морфология рудных тел на месторождении Сентябрьское СВ определяется наложением рудной минерализации на эксплозивные и тектонические брекчии, содержащие обломки пород различного состава (туфы андезитов, андезибазальтов) [3, 5].

Изученная нами золото-кварц-полиметаллическая минерализация главным образом развивается по цементу тектонической брекчии. Жильные минералы матрикса оруденелой брекчии представлены кварцем, кальцитом, серицитом и карбонатом. Среди рудных минералов в основном преобладают галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, гессит и самородное золото.

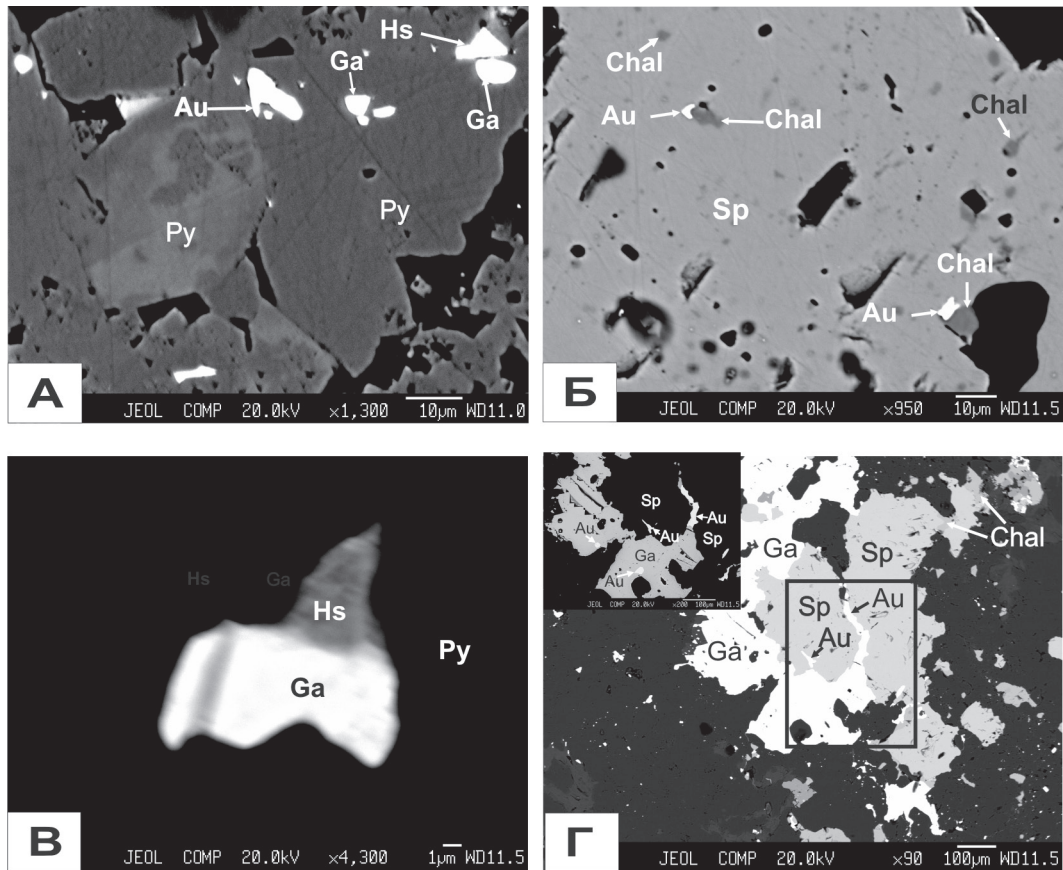


Рис. 1. Характер выделения золота, теллуридов Au и Ag совместно с сульфидами в оруденелой тектонической брекчии.

А. Микрозерна золота и гессита в пирите. **Б.** Петцит-халькопиритовое срастание в сфалерите. **В.** Гессит-галенитовый сросток в пирите. **Г.** Микропрожилок и включения зерен золота в галенит-сфалеритовом выделении. Вид в отраженных электронах на рентгеноспектральном микроанализаторе. Sp – сфалерит, Chal – халькопирит, Ga – галенит, Py – пирит, Hs – гессит, Au – сам. золото.

Галенит – образует вкрапленность в виде одиночных кристаллов или мономинеральных агрегатов. Размер его выделений от 2 до 600 мкм. Галенит образует срастания с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и гесситом. Он образует включения в пирите и иногда кайму обрамления по халькопириту. По сравнению с другими сульфидами в галените наиболее чаще установлены включения самородного золота в виде кристаллической и округлой формы.

Сфалерит – имеет неправильные выделения или идиоморфные кристаллы. Размер его выделений 50 до 800 мкм. Сфалерит образует срастание с галенитом, халькопиритом, пиритом. В нем установлены эмульсионные вкрапленники халькопирита, включения самородного золота и его срастания с халькопиритом. Для сфалерита характерны примеси Cd – 0,67-1,19 мас. %, Fe – 0,56-1,95 мас. % и Cu – 1,0-3,94 мас. %.

Пирит присутствует среди кварцевой массы в трех генерациях. Пирит I – более темный и образует сплошные катаклазированные массы. Примесей в нем не установлено. Пирит II – выделяется в виде идиоморфных кристаллов, без примесей. Он образует срастание со сфалеритом, галенитом и халькопиритом. В нем установлены включения самородного золота, гессита, галенита. Пирит III – образует идиоморфные кристаллы, неоднородного более свет-

Сопоставление типовых особенностей золото-серебряных эпипермальных месторождений Охотско-Чукотского вулканического пояса

Месторождение	Купол	Двойное	Сентябрьское СВ
Пояс	Охотско-Чукотский вулканический пояс	Охотско-Чукотский вулканический пояс	Охотско-Чукотский вулканический пояс
Минеральный тип	Au-Ag эпипермальный	Au-Ag эпипермальный	Au-Ag эпипермальный
Породы вмещающие оруденение	Андезиты, андезито-дациты, риолиты и туфы	Андезиты, их туфы и лавобрекчии	Андезиты, андезибазальты, туфы риолитов и лавобрекчии.
Возраст оруденения (млн лет)	88 - 89	88 -87	90-100
Морфология рудных тел	Жильные тела, взрывные брекчии	Жильно-прожилковые	Жилы, взрывные брекчии
Текстуры руд	Колломорфно-полосчатая, прожилково-жильная, брекчиевая, кокардовая	Колломорфно-полосчатая, пятнистая, неяснополосчатая брекчиевая	Колломорфно-полосчатая, прожилковая, брекчиевая, кокардовая
Жильные минералы	Кварц, халцедон, адуляр, карбонат	Кварц, адуляр, кальцит	Кварц, адуляр, хлорит, серицит, карбонат
Рудные минералы	Сульфиды (пирротин, арсенипирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит), акантит, Ag-Sb и Fe-Sb сульфосоли, интерметаллиды, Au-Ag сульфид и самородное золото	Сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит) пираргирит, акантит, блеклые руды, гессит, пирсеит, ялпаит, электрум и самородное золото.	Сульфиды (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, гессит, петцит, акантит, блеклая руда и самородное золото.
Проба золота, ‰	700-1000, 250-700, 100-250, 0-100	670-820	620-820, 830-850, 860-870

Примечание: данные по Куполу – Савва и др. (2012), Сахно и другие (2016); Двойное – Волков и др. (2006), Сахно и др. (2016); Сентябрьское СВ – Савва и другие (2016), Сахно и др. (2016). Характер выделения золота, теллуридов Au и Ag совместно с сульфидами в оруденелой тектонической брекчии.

лого окрашивания по сравнению с пиритом первой и второй генераций. В нем установлена примесь As – 3,2 мас. %.

Халькопирит – образует аллотриоморфнозернистые выделения. Размер его зерен от 5 до 200 мкм. Для него характерны сростания с пиритом, галенитом и петцитом в сфалерите (рис. 1б). Иногда халькопирит образует включения и микропрожилки в сфалерите. Были установлены маломощные каемки галенита вокруг зерен халькопирита.

Самородное золото – широко распространенный минерал, образует самостоятельные выделения в кварце, а также включения в галените, сфалерите и пирите (рис. 1а, г). Форма зерен кристаллическая, вытянутая, округлая и в виде микропрожилков. Размер зерен от 5 до 50 мкм. В самородном золоте иногда присутствует примесь Te – 8,64 мас. %. Преобладает самородное золото без макропримесей: Au – 79,07-79,72 мас. % и Ag – 20,68-20,15 мас. %. Самородное золото с примесью теллура содержит Au-53,66 мас. %, Ag – 31,31 мас. %.

Гессит Ag₂Te – редкий минерал, образует самостоятельные выделения и сростание с галенитом в пирите (рис. 1в). Размер выделений 1-6 мкм. В нем установлена примесь золота – 3,56 мас. %.

По результатам проведенных исследований выстраивается следующая последовательность минералоотложения: пирит → сфалерит → галенит → халькопирит → гессит → самородное золото.

На основе сопоставления типовых характеристик рудопроявления Сентябрьское СВ с крупнейшими золото-серебряными месторождениями Охотско-Чукотского вулканического пояса (м-ния Купол и Двойное) была установлена идентичность их типовых характеристик (см. табл.). Все это позволяет сделать вывод о перспективности рудопроявления Сентябрьское СВ в промышленном плане на золото и возможности выявления новых рудных зон. Полученные типовые характеристики могут быть полезны при прогнозировании и поиске новых эпitherмальных золото-серебряных объектов как на Чукотке, так и в России в целом.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00283.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Волков А.А., Гончаров В.И., Сидоров А.А.** Месторождения золота и серебра Чукотки. М.: ИГЕМ РАН; Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2006. 221 с.
- 2. Горячев Н. А., Волков А. В., Сидоров А. А., Гамянин Г. Н., Савва Н. Е., Округин В. М.** Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
- 3. Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С.** Золото-теллуридная минерализация западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 114-144.
- 4. Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А.** К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 5. С. 597-609.
- 5. Савва Н.Е., Колова Е.Е., Фомина М.И., Курашко В.В., Волков А.В.** Золото-полиметаллическое оруденение в эксплозивных брекчиях: минералого-генетические аспекты (месторождение Сентябрьское СВ, Чукотка) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 1. С. 16-36.
- 6. Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В.** Геохронология и изотопно-геохимическая характеристика магматических комплексов золото-серебряных рудно-магматических структур Чукотского сектора Арктического побережья России // ДАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 297-303.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА СРЕДНЕ-ГОЛГОТАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гребенникова А.А.¹, Вах А.С.¹, Горячев Н.А.^{2,3}

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

³Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск

По результатам изучения флюидных включений в кварце получены новые данные о температурных условиях и режиме формирования разновозрастных золотоносных рудных жил Средне-Голготайского месторождения Восточного Забайкалья. Исследования флюидных включений были выполнены в ДВГИ ДВО РАН. Для термо- и криометрических исследований использовался Nikon E – 600 POL Optical Microscope for Geological Studies, Jeol (Япония) в комплекте с цифровой телекамерой, термостолком и криостолком Lin Kam THMS600 (-190 + 600 °С). Газовый состав индивидуальных флюидных включений изучался методом Раман-спектроскопии на спектрометре комбинационного рассеяния LabRam HR 800 в комплекте с микроскопом Olimpus VX 41. Концентрация солей во включениях рассчитывалась по температуре плавления льда, либо по температуре плавления галита с использованием данных из работы [8]. Солевой состав растворов определялся по температуре эвтектики [2]. Плотность растворов в вакуолях определялась по концентрации солей в растворе и его температуры гомогенизации, используя данные из работы [5].

Средне-Голготайское месторождение расположено в юго-восточной части Балейского рудного поля, которое включает в себя вулканогенно-осадочные образования Балейского грабена и окаймляющие его разновозрастные магматические образования Ундинской депрессионной зоны [1]. Месторождение приурочено к узлу пересечения глубинных разломов и расположено среди палеозойских гранитоидов ундинского комплекса, которые прорваны позднеюрскими магматическими телами, представленными штоком монзонитов и дайками гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфириров и лампрофиоров. На месторождении выделяется два типа разновозрастных руд: ранние, додайковые – представленные убого и мало-сульфидными жилами с кварц-молибденитовой и Au-кварц-висмутиновой минерализацией, и более поздние, постдайковые – Au-турмалин-кварц-сульфидные, кварц-карбонат-сульфидные и кварц-карбонатные жильные тела [3, 7].

В изученных кварцевых жилах разного состава установлены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. По фазовому составу флюидные включения можно разделить на три типа: 1) трехфазовые флюидные; 2) двухфазовые; 3) существенно газовые.

Результаты термо-, криометрических исследований и Раман-спектроскопии около 50 индивидуальных флюидных включений в кварце показали, что наиболее ранние Au-кварцевые жилы формировались при температурах 370-453 °С, концентрация раствора 30,9-31,9 мас. % экв. NaCl, плотность раствора NaCl 0,83-1,10 г/см³. $T_{эвт.}$ от -18 до -49 °С. Au-турмалин-кварц-сульфидные жилы образовались при температуре 327-357 °С, концентрация раствора 10,36-14,84 мас. % экв. NaCl, плотность раствора NaCl 0,78-0,81 г/см³. $T_{эвт.}$ от -31 до -36 °С. Газовая составляющая флюида представлена углекислотой и углекислотой с примесью метана.

На основании проведенных исследований флюидных включений в кварце из золото-кварцевых и Au-турмалин-кварц-сульфидных жил было установлено, что в гидротермальном растворе преобладали хлориды Na, Mg, K и Ca. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений в золото-кварцевых $T_{эвт.}$ от -18 до -49 °С и в Au-турмалин-кварц-сульфидных жилах $T_{эвт.}$ от -31 до -36 °С, а также наличие дочернего галита.

Полученные результаты исследования показывают, что формирование продуктивных золото-кварцевых жил происходило при наложении достаточно плотных, соленых, высокотемпературных водно-углекислотных флюидов, как это видно из приведенных данных выше, в то время как образование Au-турмалин-кварц-сульфидных жил сопровождается резким уменьшением концентрацией солей (почти в два раза) и плотности раствора во флюиде.

Таким образом, по результатам изучения флюидных включений установлено, что разновозрастные золотоносные кварцевые и золото-турмалин-кварц-сульфидные жилы Средне-Голготайского месторождения были сформированы однотипными по составу высокотемпературными минералообразующими флюидами. Выявлена общая направленность развития рудного процесса, которая определяется уменьшением температуры минералообразования, концентрации солей и плотности раствора во флюиде от ранних золото-кварцевых к более поздним золото-турмалин-кварц-сульфидным рудам. Установленные температурные условия формирования золото-висмутового оруденения подтверждают ранее высказанное предположение о том, что Средне-Голготайское месторождение относится к числу наиболее высокотемпературных золоторудных объектов Восточного Забайкалья [4, 6].

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00283, гранта ДВО РАН № 18-2-001.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Балейское рудное поле** (геология, минералогия и вопросы генезиса) / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ЦНИГРИ Мингео СССР. 1984. 271 с.
2. **Борисенко А.С.** Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
3. **Бортников Н.С., Цепин А.И.** Сурьмяно-висмутовые сульфосоли Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Сер. геол. 1987. № 1. С. 86-95.
4. **Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В.** Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья // Изв. Томского политехнического ин-та. 1970. Т. 239. С. 167-171.
5. **Наумов В.Б.** Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра. 1982. С. 85-94.
6. **Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2006. 291 с.
7. **Тупяков В.Е.** Геология и эндогенная рудная зональность Средне-Голготайского золото-висмутового месторождения (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Изд-во ИПИ. 1978. 24 с.
8. **Bodnar R.-J., Vityk M.O.** Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusion // Fluid inclusion in minerals: methods and application. Ed. By: Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti Pontignano-Siena. 1994. P. 117-130.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРЬНСКО-АУЭРБАХОВСКОГО (СРЕДНИЙ УРАЛ) И ТОУПУГОЛ-ХАНМЕЙШОРСКОГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) РУДНЫХ РАЙОНОВ

Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: jnivanova@yandex.ru*

В последнее время в практике геолого-съёмочных и поисковых работ все шире стали применяться материалы космической съёмки. Это особенно актуально для малоизученных северных площадей с суровым климатом и плохой транспортной инфраструктурой.

Цель работы – дать сопоставительную морфоструктурную характеристику Турьинско-Ауэрбаховскому и Тоупугол-Ханмейшорскому рудным районам, полученную в результате комплексного подхода: дешифрирования космоснимков, палеофациального и морфоструктурного анализов для выявления закономерностей строения, локализации и размещения месторождений и рудопроявлений изучаемых территорий.

Впервые для этих рудных районов с помощью космоснимков была проведена сопоставительная морфоструктурная характеристика и получена принципиально новая информация о геологическом строении территорий, которую нельзя получить традиционными «докосмическими» методами. Космоснимки обеспечили повышенную обзорность исследуемых территорий с плохой, в целом, геологической обнаженностью; дали возможность увидеть тектоническое строение территорий в виде упорядоченной системы морфоструктур различного типа и ранга, что имеет большое значение для дальнейшего геодинамического анализа; позволили уточнить имеющиеся геологические карты, дополнив их морфоструктурной информацией.

Турьинско-Ауэрбаховский рудный район находится в восточной части Ауэрбаховского вулcano-плутонического пояса (D_{1-2}). Этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом [7]. В этом районе локализована одноименная вулcano-тектоническая депрессия, представленная грабен-синклиналью. Она сложена вулcanoгенно-осадочными и вулcanoгенными породами краснотурьинской свиты. В ее восточной части находится Ауэрбаховский интрузивный массив габбро-диорит-гранодиоритовой формации (D_{1-2}), комагматичный стратифицированным породам андезитовой формации и сложенный гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, а также подчиненными габбро и габбро-диоритами. Мелкие тела интрузивных пород имеют средний, реже кислый состав. На контакте карбонатных пород краснотурьинской свиты с Ауэрбаховской интрузией и ее сателлитами развиты многочисленные скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые месторождения, характеризующиеся повышенной золотоносностью [4]. В пределах рудного района известно крупное золоторудное месторождение Воронцовское и ряд рудопроявлений золото-сульфидно-кварцевого и золото-кварцевого типов [2].

Тоупугол-Ханмейшорский рудный район представляет собой также крупную вулcano-тектоническую депрессию и расположен в северо-восточном окончании Малоуральской структурно-формационной зоны (СФЗ) Тагило-Магнитогорской мегазоны, где она граничит с Харбейским кристаллическим выступом. Малоуральская СФЗ сформировалась в среднем палеозое (S_2-C_1). Территория рудного района сложена разнообразными вулcanoгенно-осадочными породами базальт-андезито-базальтовой формации, характеризующимися переслаиванием обломочных вулcanoгенно-осадочных пород алевропелитовой, песчанистой

и гравийной размерности с потоками базальтов и андезибазальтов. Вулканоогенно-осадочные породы прорываются разновозрастными образованиями собского, конгорского и малоханмейского интрузивных комплексов. В пределах рудного района известны два крупных объекта – месторождения Новогоднее-Монто (Fe-Au-скарновое) и Петропавловское (золото-порфиоровое), а также ряд рудопроявлений Fe-Au-скарнового и золото-кварцевого (порфиорового) типов [1].

В процессе дешифрирования нами была использована трёхканальная мозаика, составленная из сцен Landsat 7/ETM+ при комбинации каналов 7-4-2 в растровом формате MrSID. Дешифрирование проводилось в программе ArcGis. Наиболее чётко линейные элементы выражаются при каналах раstra RGB=1:2:2 по резкой границе фототона и по рисунку речной сети. Для реконструкции региональных палеовулканических сооружений нами применялся комплексный подход, основанный на дешифрировании космоснимков, палеофациальном и морфоструктурном анализе [3], включающий снятие информативных структурных показателей рельефа и гидрографической сети с различных изображений земной поверхности; выявление главных морфоструктурных элементов в региональном масштабе 1:50 000; сопоставление с имеющимися геологическими картами.

В строении Турьинско-Ауэрбаховского рудного района участвуют кольцевые, дуговые и радиальные элементы (рис. 1а). Турьинско-Ауэрбаховская структура имеет овальную форму 18 на 20 км и ориентирована в северо-западном направлении. Внутри нее выделяются более мелкие кольцевые структуры диаметром от 1 до 5 км. Радиальные морфоструктуры имеют длину от 5 до 25 км с преобладающей северо-западной и северо-восточной ориентировкой. Месторождения и рудопроявления района принадлежат к центрам морфоструктур и к узлам пересечения радиальных морфоструктур.

Дешифрирование космоснимков позволило выделить в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района крупную структуру центрального типа (эту структуру мы назвали Новогодненский палеовулкан), реконструированную в качестве палеовулканического сооружения, и небольшие, осложняющие ее кольцевые структуры. На рис. 1б представлена структура овальной формы размером 6 на 10 км, вытянутая в северо-восточном направлении. В ее строении выделяются кольцевые, дуговые и радиальные элементы. Месторождения и рудопроявления рудного района приурочены к центральной части этой структуры – морфоструктуры центрального типа, ассоциирующие с разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений протяженностью от 1 до 20 км.

Таким образом, использование комплексного подхода совместно с данными космической съемки позволило уточнить геологическое строение и получить новую информацию:

- месторождения и рудопроявления рудных районов локализованы внутри крупных кольцевых структур, насыщенных субвулканическими телами и, вероятно, имеющих длительное развитие;

- положение кольцевых структур контролировалось узлами пересечения концентрических и (или) дуговых разломов с сопряженными с ними радиальными разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания различных рангов, а также с участками сосредоточения мелких кольцевых структур;

- дешифрируемые радиальные зоны 1-го порядка имеют значительную протяженность и, по-видимому, представляют собой активизированные структуры более древнего заложения. Простирание морфоструктуры 2-го порядка (более мелкие линейные зоны) часто не соответствует простиранию региональных линейных зон. Эти линейные элементы отвечают ослабленным участкам близповерхностной части земной коры (зоны разуплотнения), которые

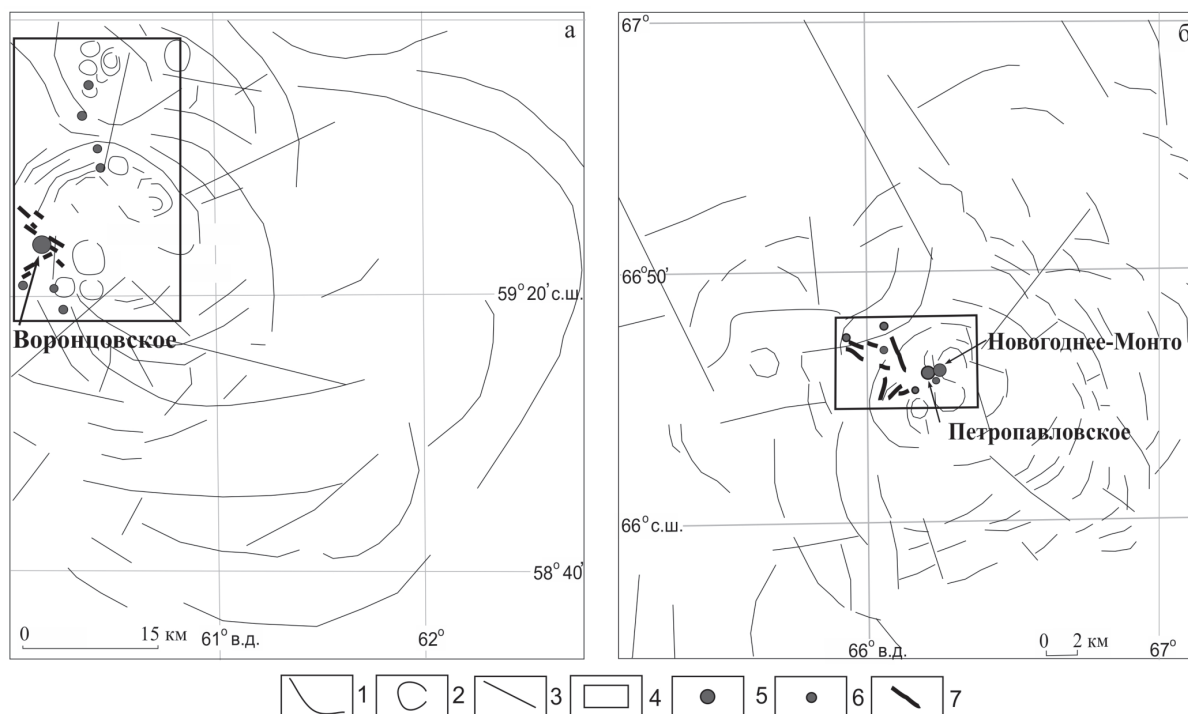


Рис. 1. Дешифрирование космоснимков Турьинско-Ауэрбаховского (а) и Топугул-Ханмейшорского рудных районов (б). Условные обозначения: 1-3 – линейменты: 1 – концентрические морфоструктуры; 2 – МЦТ 2-го порядка; 3 – радиальные морфоструктуры; 4 – контуры рудных районов; 5 – золоторудные месторождения; 6 – золотопроявления; 7 – субвулканические тела по [5, 6].

фиксируют разломы фундамента. К участкам наибольшей раздробленности, проницаемости и мобильности земной коры и приурочено оруденение;

– материалы космосъемки дали нам возможность увидеть строение территории в виде упорядоченной системы морфоструктур различного типа и ранга, что является важным для дальнейших структурно-геоморфологических и прогнозно-поисковых исследований в этих и прилегающих районах, а также для разработки общих представлений по динамике металлогенических процессов.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693-П.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Хубанов В.Б., Трофимов А.П., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501-541.

2. Викентьев И.В., Мурзин В.В., Тюкова Е.Э., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 204 с.

3. Выхристенко Р.И. Палеовулканические постройки Турьинско-Ауэрбаховского и Валенторского рудных районов и связанные с ними месторождения золота и меди // Вестник Российского университета дружбы народов. Сер.: Инженерные исследования. 2014. № 4. С. 122-128.

4. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (Карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

5. Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Гертман Т.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2011. 492 с.

6. Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В., Кузнецов В.И., Григорьев В.В., Абатурова И.В., Кузнецова Э.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-ХП. Объяснительная записка. Салехард: Комитет природных ресурсов по Ямало-Ненецкому автономному округу. 2001. 231 с.

7. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 156 с.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И МИНЕРАГЕНИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН г. Хабаровск,
e-mail: ivolga@itig.as.khb.ru*

Южное Приморье, в том числе и южная часть Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), является в геологическом и металлогеническом отношении наиболее изученным регионом Дальнего Востока. Большинство ранее проведенных исследований изучаемой территории касались верхней части земной коры, т.е. области локализации и транзита основных рудно-магматических систем (РМС) [1]. Глубинные особенности строения областей генерации РМС исследованы слабо ввиду недостаточной изученности региона методами глубинной геофизики. Данная работа делает упор на изучение структуры более глубокой части литосферы.

При изучении использованы результаты глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [2], данные МТЗ [4] и три плотностных разреза, полученных в результате 3D моделирования гравитационного поля. Все профили исследований проходят вкрест простирания САОП и расположены параллельно друг другу через 50 км. За основу современного положения глубинных разломов взята карта разломов территории Дальнего Востока России [3].

Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [5].

Особенности полученной модели сводятся к следующему (рис. 1):

1. По глубине она делится на две части: относительно расчлененную верхнюю и слабо расчлененную нижнюю. Границу между ними мы интерпретируем как границу мощности земной коры, проведенную по нижней границе распространения локальных аномалий пониженной плотности. По латерали также выделяется две части: слоистая – западная и монолитная – восточная. Граница между ними проходит по линии основного коро-мантийного разлома северо-восточного простирания от Ханкайского массива до побережья (Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса), воздымаясь к морскому побережью. Разлом контролируется коровыми и мантийными линейными аномалиями повышенной плотности и, вероятно, связан с молодой зоной субдукции. Мантийная аномалия пониженной плотности на востоке подни-

мается в кору в районе ВСАВП, разделяют собой область континентальной и морской коры. Таухинский террейн практически полностью контролируется этой структурой разуплотнения.

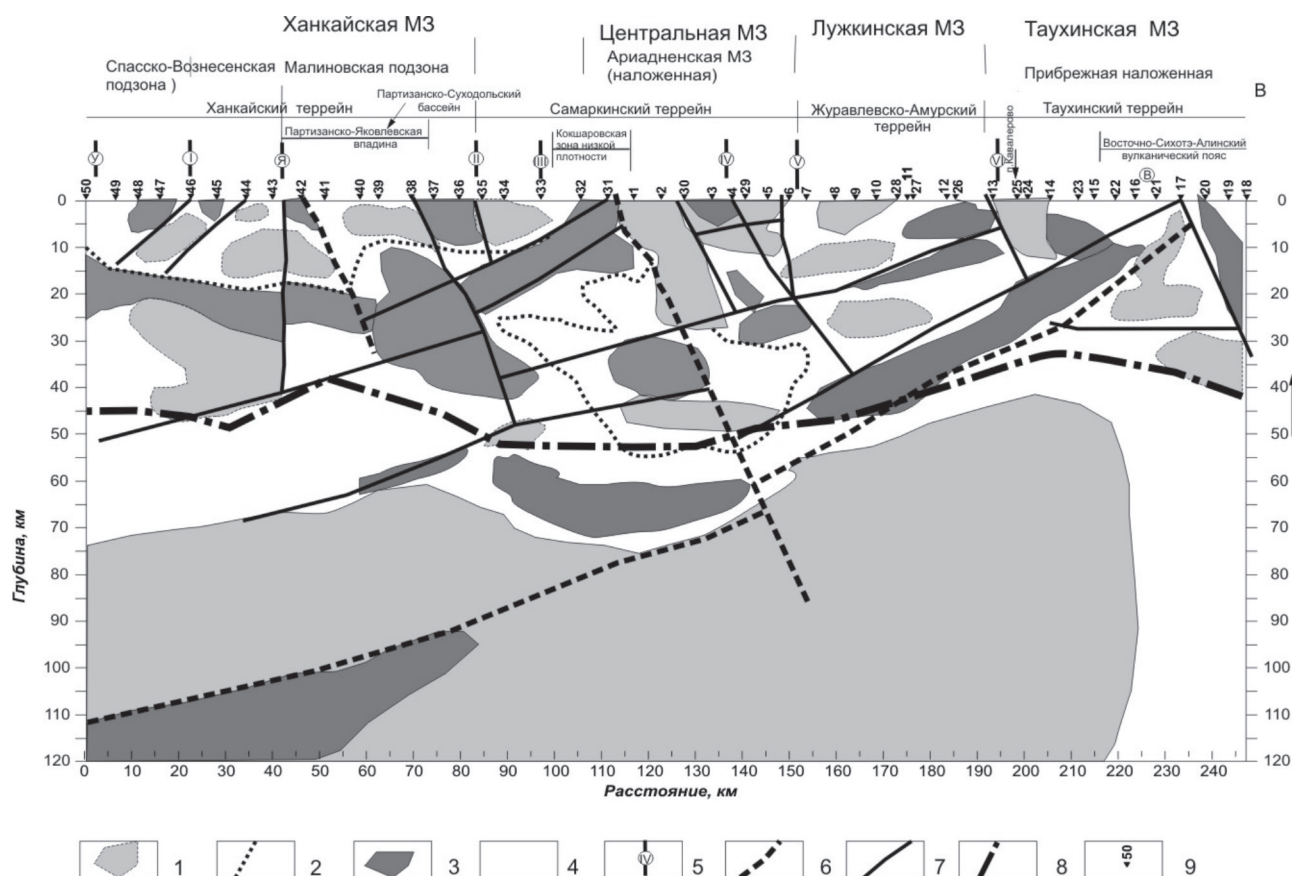


Рис.1. Интерпретационный плотностной разрез по профилю г. Спасск-Дальний – бух.Зеркальная с элементами металлогенического районирования.

1 – аномалии пониженной плотности; 2 – области пониженной плотности ; 3 – аномалии повышенной плотности; 4 – области повышенной плотности ; 5 – разломы по геологическим данным: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Меридиональный; V – Центрально – Сихотэ –Алинский; VI – Фурмановский; второстепенные разломы: У – Уссурийский ; Я – Яковлевский; В – Восточный; 6 – Главные разломные системы по геофизическим данным; 7 – прочие разломы; 8 – предполагаемая мощность земной коры по плотностной модели; 9 – пункты наблюдений МТЗ.

2. Западная часть профиля многочисленными разломами северо-восточного и северо-западного направлений разбита на блоки. При этом северо-восточные разломы имеют четко выраженное мантийное заложение, в то время как северо-западные больше характерны для коры. Меридиональные разломы выражены слабо, что приходит в противоречие с выделенными разломами по ГСЗ. Северо-восточные – часто контролируются аномалиями повышенной плотности. Северо-западные разломы, часто выделяемые как разделяющие блоки, наиболее проявлены в Самаркинском терреине (Кокшаровская зона пониженной плотности и сопротивления). Создается впечатление, что не Самаркинский, а именно этот разлом является границей Ханкайского массива и Самаркинского террейна.

3. Ханкайский террейн (массив) хорошо просматривается по ориентации плотностных неоднородностей в верхней коре, в средней коре подстилается линейной зоной неоднород-

ностей повышенной плотности. В пределах Партизанско – Яковлевской впадины наблюдается дискордантное тело высокой плотности, обусловленное, вероятно, подъемом мантийного вещества. Верхняя кора Ханкайского массива в целом характеризуется пониженной плотностью. Средняя кора вниз по разрезу сменяется областью слегка повышенных плотностей как в нижней коре так и в мантии.

4. Самаркинский террейн в нижней и средней коре выражен системой слоистых и дискордантных неоднородностей пониженной плотности, подстилаемых слоем неоднородностей повышенной плотности. Западный борт террейна уходит под Ханкайский массив, а восточный борт по линии Центрально-Сихотэ-Алинского разлома соприкасается с Амурско-Журавлевским террейном.

5. Амурско- Журавлевский террейн представляет собой систему горизонтально-слоистых плотностных неоднородностей пониженной плотности, разделенных в средней и нижней коре слоями неоднородностей повышенной плотности, представляет собой моноклиналичную структуру, падающую в сторону Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

6. Таухинский террейн состоит, в основном, из дискордантных плотностных неоднородностей, делится на две части. Западная часть размещается на продолжении моноклинали Амурско – Журавлевского террейна и имеет общий с ним фундамент. Восточная часть – это плотностные неоднородности коры Японского моря.

7. Выделенные разломы в большинстве совпадают с ранее установленными. Однако часто изменяется их значимость. Вероятно, занижается роль Яковлевского разлома. С одной стороны, это граница Партизанско-Суходольского бассейна, а с другой – это сброс в самом Ханкайском массиве. И наоборот, придается незаслуженно высокое значение Арсеньевскому разлому – фактически он не распространяется ниже верхней коры. В то же время большое значение имеет Кокшаровская зона, уходящая в мантию, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом проявлен только в коре.

8. Аномалии пониженного сопротивления – Спасская, Яковлевская, Кокшаровская, Кавалеровская, Восточная – характерны, как правило, для флюидонасыщенных «живых» разломов, что косвенно подтверждает предыдущий тезис.

Геологические образования террейнов свидетельствуют о разных геодинамических условиях их формирования, разном магматизме, а следовательно о разной металлогенической специализации. Профиль пересекает следующие блоки разной геодинамики [7]: **Спасско-Вознесенский блок** – протоплатформенный чехол (пассивная континентальная окраина E_1); **Малиновская зона** (Р-Т) на ХМ – островные дуги, задуговые и преддуговые бассейны (деформированный осадочный чехол), активная континентальная окраина; **Центральный блок** (Т-Л) – глубоководные желоба (аккреционные призмы); **Восточный блок** (K_1) – синсдвиговый турбидитовый (задуговой) бассейн; **Прибрежный блок** (K_2) – глубоководный желоб (аккреционная призма); **Восточно-Сихотэ-Алинский ВП** – активная континентальная окраина (надсубдукционный ВП). В соответствии с геодинамическими типами выделены следующие типы металлогенических зон (МЗ): область проявления коллизионного магматизма, который проявлен как вторичный наложенный – Центральная МЗ; область проявления субдукционного магматизма – Таухинская МЗ; область проявления внутриплитного магматизма – Ханкайская МЗ, Прибрежная МЗ.

1) Природно-вещественные комплексы Ханкайской МЗ (PR – E) – кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мрамора, мигматиты; терригенные и карбонатные породы; простые пегматиты с мусковитом; силлиманит (в сланцах и гнейсах), графит; флюорит-

магнетитовые сульфидные (Zn) руды. С коллизионным магматизмом здесь связано формирование – W, Pb, Zn, Fe, а с внутриплитным – F, Be, Li, Cs, Rb, Ta, Nb, Sn, W.

2) Центральная МЗ (J_2-K_1) представлена турбидитами и олистостромами с включением офиолитов, известняков, ленточных кремней, базальтов; марганец в олистоплаках. С коллизионным магматизмом связаны – W, Au, Sn, а с внутриплитным (J_3-K_1) – Nb, Zr, Tr, Ti, Cu-Ni (Ариадненская МЗ).

3) Лужкинская МЗ (K_1) представлена аркозовыми, часто флишевыми терригенными образованиями. С субдукционным магматизмом (K_2) связаны – Sn, Pb, Zn.

4) Таухинская МЗ (K_1) представлена турбидитами и олистостромами с фрагментами палеогайотов, ленточных кремней, базальтов, песчаников, конгломератов, известняков; Mn – в олистоплаках. С субдукционным магматизмом (K_2) связаны – Pb, Zn, Sn, Cu, W. В Прибрежной МЗ, наложенной на Таухинскую, в связи с внутриплитным магматизмом образовались объекты золото-серебряной минерализации.

В целом, полученная глубинная модель в своей геометрии хорошо сочетается с новой моделью ГСЗ [6], что увеличивает её достоверность. Выделенные проводящие зоны необходимо далее проанализировать с позиций возможной локализации новых рудных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.

2. **Глубинное строение Приморья** (по данным ГСЗ). М.: Наука. 1976. 92 с.

3. **Государственная геологическая карта Российской Федерации** масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52),53 (оз.Ханка). ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2011.

4. **Каплун В.Б., Бронников А.К.** Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум. Владивосток, 23-29 октября. 2017.

5. **Никитин А.А., Петров А.В.** Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.

6. **Родников А.Г. и др.** Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 1. Вып. № 15.

7. **Рязанцева М.Д.** Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: Издательство ДВИМСа. Сборник научных статей. 2002. С. 64-75.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ ХАНГАЛАССКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Кудрин М.В., Фридовский В.Ю.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

e-mail: kudrinmv@mail.ru

Хангаласский рудный узел (ХРУ) расположен в юго-восточной части Кулар-Нерского сланцевого пояса Верхояно-Колымской складчатой области. Он был открыт в 40-х годах XX столетия. Здесь известны богатые россыпи с крупными самородками золота, эксплуатирующиеся со второй половины XX столетия. В конце 1980-х – начале 2000-х годов в ХРУ

были установлены и изучены минерализованные зоны дробления сложного строения с весьма изменчивой минерализацией. Это позволило значительно расширить ресурсный потенциал территории. Юго-восточнее от ХРУ в Верхне-Колымском золотоносном районе в сходной геолого-структурной обстановке расположены средние и мелкие золоторудные месторождения Ветренское, Чай-Юрюе, Светлое и другие. Золоторудная минерализация ХРУ относится к орогенному типу, для которого характерна тесная связь с позднеюрскими-неокомовыми тектономагматическими событиями в Верхояно-Колымской складчатой области [4, 6].

В структурном плане ХРУ расположен в сводовой части Нерского антиклинория, который в пределах исследуемой территории представлен Двойной антиклиналью СЗ простирания, сложенной дислоцированными терригенными породами верхней перми, нижнего и среднего триаса [5]. Верхнепермские отложения слагают ядро антиклинали Двойная. Это преимущественно массивные граувакковые песчаники с прослоями и пачками алевролитов. Крылья антиклинали сложены ниже-среднетриасовыми темно-серыми глинистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Основными рудоконтролирующими разрывными нарушениями являются разломы Хангаласский, Двойной и Гранитный. Разломы выражены сгущением зон дробления и смятия, интенсивной трещиноватостью, сульфидизацией пород и кварц-карбонатной минерализацией. Хангаласский разлом пересекает в северо-западном направлении рудный узел, он контролирует размещение месторождения Хангалас и рудопроявлений Амбир, Клич-Контрольное. В пределах месторождений и рудопроявлений его простирание меняется от СЗ до субширотного и СВ. Разлом секущий, реже межпластовый, имеет северо-восточную до северной и северо-западной вергентность. Разлом Двойной простирается в субширотном направлении, сместитель – субвертикальный. В центральной части ХРУ, севернее рудопроявления Клич-Контрольное, он примыкает к Хангаласскому разлому. Его северо-западная ветвь контролирует оруденение месторождения Нагорное. Разлом Гранитный расположен в юго-западной части ХРУ, в его ветвях локализованы рудопроявления Двойное и Ожидание.

В пределах ХРУ известны рудные поля Хангаласское, Двойное и Дук. Первое выделяется на юго-востоке рудного узла и включает месторождение Хангалас и проявление Ожидание. К северо-западу расположены рудопроявления Клич-Контрольное, Двойное и Амбир рудного поля Двойное. В рудном поле Дук выделяется месторождение Нагорное. Рудные тела объектов ХРУ – это протяженные минерализованные зоны дробления, согласные и секущие золото-кварцевые жилы и прожилки, имеют простой вещественный состав. Количество рудных минералов не превышает 1-3 %. Они представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, Fe-герсдорфитом, тетраэдритом, бурнонитом, минералами группы рутила и самородным золотом средней пробы 820-830 ‰, реже проявлены антимонит и сульфосоли свинца [1, 3]. Жильные минералы – кварц, менее распространены карбонаты (кальцит, сидерит) и хлорит. Рудные зоны претерпели сильное гипергенное изменение, что отмечается развитием окислов железа, сульфатов, глинистых и других минералов [2].

Структурно-кинематический анализ деформационных элементов ХРУ позволил установить особенности строения месторождений и рудопроявлений (рис. 1).

Складчатые структуры месторождения Хангалас имеют простирание от СЗ до ЮЮЗ. На правобережье руч. Узкий шарниры складок b1-2 погружаются к ЗЮЗ под углами от 4 до 28 градусов. Крутые углы погружения связаны с наложенными сдвиговыми деформациями. В связи с этим можно предположить погружение рудоконтролирующих структур месторождения к западу. Шарниры складок F2 третьего порядка плавно ундулируют в соответствии с северо-западной ориентировкой региональной складчатости Нерского антиклинория. Кливаж

C12 имеет в основном СЗ простирание. В зонах разрывных нарушений он деформирован так же, как и слоистость, поздними сдвигами. Разрывные нарушения и рудные зоны месторождения Хангалас простираются в основном на ССЗ и З, реже на СВ. Полюса золото-кварцевых жил и прожилков на стереографических проекциях группируются вдоль субвертикальных поясов σ_3/σ_1 , характерных для взбросовых и надвиговых движений.

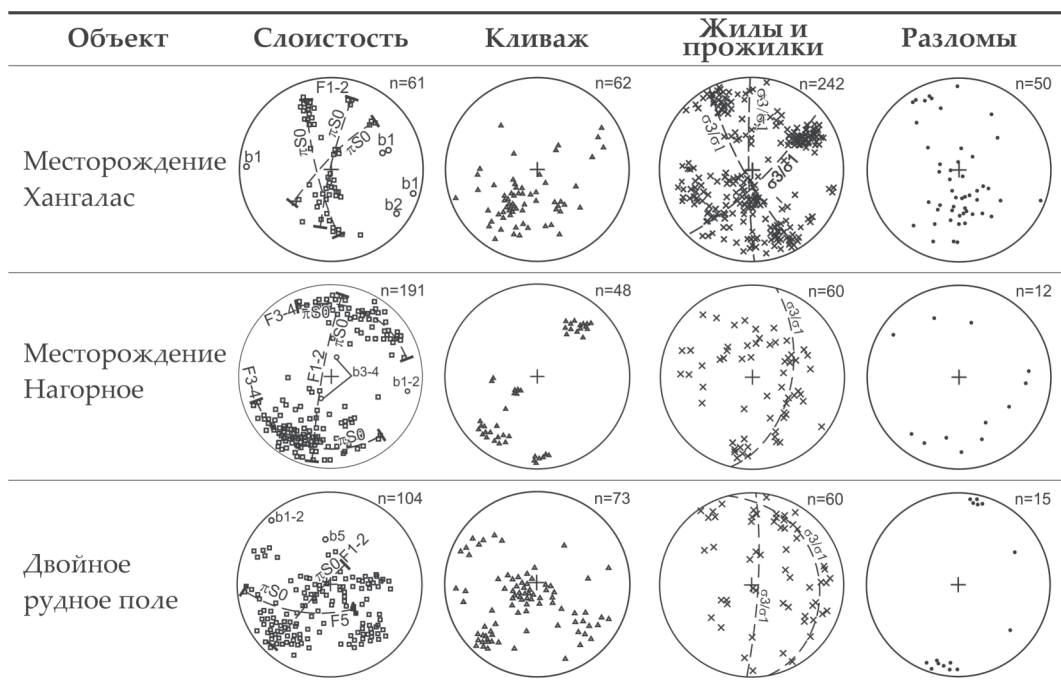


Рис. 1. Стереогаммы слоистости, кливажа, жил и разломов Хангаласского рудного узла.

На месторождении Нагорное сжатые складки F2 и кливаж *C12* близширотного направления деформированы поздними сдвигами. В результате, на крыльях складок F2 формируются открытые складки F3-4 с крутыми шарнирами b3-4 ССВ и ЮЮЗ погружения (см. рис. 1). Кварцево-жилные образования на стереограмме формируют круто залегающий пояс полюсов σ_3/σ_1 . Разломы и рудные зоны в основном межпластовые, имеют от широтного до северо-восточного простирание, реже северо-западную ориентировку.

Складки 3 порядка Двойного рудного поля осложняют сводовую часть Двойной антиклинали. Они характеризуются северо-западным, северо-восточным и субмеридиональным простиранием, связанным с разными этапами деформаций. Кливаж залегает согласно ориентировке складок. Разрывные нарушения Двойного рудного поля в основном имеют ЗСЗ простирание.

На участке Мудэкен, расположенном в правом борту одноименного ручья в ~6 км выше по течению от устья руч. Двойной, установлено широкое развитие правосдвиговых деформаций. Они представлены сопряженными разрывными нарушениями СВ (77°/60°) и ЮВ (160°/40°) падений. Получили развитие асимметричные складки шириной до первых метров – юго-восточные крылья пологие и протяженные, юго-западные крылья залегают круче. Нередко они подвернуты в соответствии с правосторонним транспортом пород вдоль слоистости. Шарниры складок погружаются к ЮЮВ под углами 35-60°.

С учетом результатов исследований, проведенных на других месторождениях Кулар-Нерского сланцевого пояса, а также общего тектонического и металлогенического развития района, установленные взаимоотношения закартированных структурных элементов свидетельствуют об их формировании в ходе нескольких деформационных событий. Изучение структур Хангаласского золоторудного узла показало, что оруденение локализуется в надвигах позднеюрского-неокомового этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00336.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акимов Г.Ю.** Литолого-структурный контроль золото-кварцевых руд месторождения Нагорное, Восточная Якутия // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 42-46.
2. **Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И.** Минералы зоны окисления месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2018. С. 77-80.
3. **Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.** Геохимические особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2017. С. 163-169.
4. **Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)** / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.
5. **Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.** Деформационные структуры Хангаласского рудного узла // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2015. С. 537-540.
6. **Fridovsky V.Yu.** Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology Reviews. 2017. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.006.

КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН И АНАДЖАКАНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Митрохин А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: stakhor@yandex.ru*

Комсомольский рудный район (КРР) расположен на западной окраине северной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы в зоне сочленения Баджальской и Горинской структурно-формационных зон.

КРР сформировался в период меловой (апт-кампан) тектономагматической активизации. Верхи его разреза слагают апт-кампанские эпиконтинентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого (холдаминская свита) и среднего (амутская свита) состава. Эти породы перекрывают с резким угловым и азимутальным несогласием верхне-триасово-валанжинское кремнисто-терригенное основание. Чехол и основание последовательно прорваны апт-кампанскими интрузиями пурильского (гранодиоритового) → силинс-

кого (монзонитоидного) → чалбинского (гранитного) комплексов мяочанской серии. Стратифицированные и интрузивные образования рассекаются линейными или (реже) трубообразными телами кварц-турмалиновых метасоматитов, к которым приурочено большинство оловянных месторождений и проявлений КРР [1, 2, 4, 6-10, 13 и др.].

Магматизм и рудоотложение протекали на фоне левосторонней активизации ССВ разломов Комсомольской сдвиговой зоны (КСЗ) под действием ССЗ (340-350°) латерального сжатия. КСЗ в совокупности с синсдвиговыми СВ-ВСВ складчатыми структурами и СЗ, ВСВ и СВ разломами предопределила особенности локализации проявлений указанных вещественных комплексов [1, 5, 10, 13, 15, 16 и др.].

КРР хорошо известен среди геологов-металлогенистов и в особом представлении не нуждается в силу своей высокой изученности как в геолого-структурном, так и в вещественном отношении с массой публикаций по нему [1, 3-10, 13, 15, 16 и др.]. Анаджаканский же рудный узел (АРУ), хотя и расположен всего лишь в 50 км к югу от КРР, изучен куда более фрагментарно. Тем не менее имеющиеся данные [2-4, 6 и др.] свидетельствуют, что его геология не сильно отличается от геологии КРР. Стратифицированные образования те же, только имеющие более глубокий эрозионный срез почти до полного исчезновения апт-кампанских вулканитов. Интрузивные породы при известных петрохимических различиях тоже обнаруживают близость к породам мяочанской серии. Так, там выделяется анаджаканский комплекс, который по датировкам и по своему петрологическому и петрохимическому профилю весьма близок к силинскому комплексу. Хотя его породы и имеют изначально более кислый состав с преобладанием гранодиоритовых и гранитных разновидностей, что некоторые исследователи, опять же, объясняют более глубокой эродированностью АРУ. Есть также примеры проявления дайковых разновидностей гранодиорит- и гранит-порфиров, минералогически и петрохимически близких к породам пурильского комплекса. В то же время аналоги пород чалбинского комплекса в интрузивных выходах АРУ не обнаружены. Рудная минерализация здесь того же минералогического профиля, хотя и менее продуктивна, чем в КРР, особенно в отношении олова, и представлена отчасти оловянным оруденением с примесью полиметаллов и меди, отчасти медно-молибденовым (с золотом, вольфрамом, оловом), отчасти золотым (с примесью меди, серебра и полиметаллов), которое могло служить источником имеющихся в АРУ небольших россыпей золота. Так или иначе, у обеих рассматриваемых площадей некоторые исследователи находят достаточно сходных черт, чтобы считать АРУ составной частью КРР [4, 6 и др.].

В любом случае сказанное, с учетом того, что АРУ фактически является южным продолжением КРР, позволяет ожидать наличия между ними и структурно-геодинамического сходства в отношении апт-кампанских синсдвиговых образований. На это указывает следующее:

1. Уже анализ данных геологической съемки масштаба 1:200 000 [4 и др.] по различным геолого-геофизическим критериям позволяет вполне уверенно говорить о том, что АРУ находится на южном продолжении КСЗ. Действительно, картируемый здесь Эльбанский субмеридиональный разлом явно является южным сегментом Холдаминского левого сдвига, ограничивающего площадь КРР с востока. Этот сегмент прослеживается почти непрерывно на юг от Холдаминского разлома и геоморфологически (по долине р. Эльбан), и геологически (ограничивает по простиранию выступы с триасовыми отложениями и прогибы основания, контролирует Эльбанский сиенитовый массив), и геофизически (фиксируется по узорам гравитационных и магнитных аномалий).

Аналогичным образом фиксируется и южное продолжение зоны Мяочанского левого сдвига, состоящего из серии сместителей и ограничивающего собственно рудоносную площадь КРР с запада. Это продолжение при ширине 10-12 км прослеживается в ЮЮЗ траверсе от Чалбинского массива к долине р. Сюмнюр по ограничениям и разобщениям пермских и триасовых пластин основания, выходов средних-основных разностей пород анаджаканского комплекса, восточному ограничению Харпийской вулcano-тектонической структуры. Оно фиксируется также субмеридиональными и почти прямолинейными фрагментами рельефа. Очень ярко данный участок Мяочанского сдвига выражен в узоре магнитных аномалий, где один из его сместителей совместно с Эльбанским сегментом Холдаминского сдвига создает картину, геометрия которой очень напоминает классический рисунок леводвигового дуплекса растяжения с закономерно левоступенчатым расположением названных дизъюнктивов. «Просвечивается» Мяочанский сдвиг и в гравитационных аномалиях.

2. Об апт-капманских повторных синсдвиговых складчатых деформациях в силу их фрагментарного проявления за счет глубокой эродированности АРУ можно судить, в основном, по косвенным признакам. Во-первых, сам характер расположения основных интрузивных массивов АРУ [2, 4 и др.] (Анаджаканского, Маглойского, Сюмнюрского, Даухманского и более мелких), взятых воедино, создает впечатление периклинального замыкания для антиклинального выступа с пологим, слегка эродированным замком и погружением шарнира на СВ. Аналогиями тому, что такая структурная ситуация (когда интрузии приурочены к складчатым декомпрессионным камерам в сводах синсдвиговых антиформ [11, 14 и др.]) здесь вполне вероятна, могут служить хорошо известные Чалбинский и Силинский массивы КРР. В этом контексте не составляет исключения и выделяемый геофизически Комсомольский криптоплутон, контролируемый как складчатостью, так и сдвигами КСЗ [5 и др.]. Тем не менее вопрос о том, насколько конкордантны интрузии АРУ апт-капманским син- и антиформам, пока еще остается открытым. Здесь требуется дополнительное привлечение как геолого-геофизического, так и геоморфологического материала и по самому АРУ, и по его периферии, поскольку пример КРР показывает, что повторная складчатость неплохо отражается в рельефе [15 и др.]. Помимо сказанного, можно отметить также отбиваемое тут преимущественно СВ простирание многочисленных даек диоритовых порфиритов и гранит-порфиров, фиксирующее контроль магматизма со стороны складчатых взбросов и надвигов в условиях СЗ синсдвигового сжатия.

3. Пример Солнечного рудоносного сдвига показывает, что частные сдвиги КСЗ могут картироваться точно так же как и главные (кстати, он очень хорошо выражен и геоморфологически, см. ГИС-систему Google Earth). Все зависит от степени детализации геолого-структурных и иных данных по АРУ. Во всяком случае, даже известные сейчас структурно-текстурные и вещественные особенности рудной минерализации, а также характер ее локализации (сходные с КРР, пространственно: СЗ и ССВ ее тренды) [1, 2, 4, 6-10, 13 и др.] указывают на такое же широкое развитие сдвиговых дислокаций здесь, как и в КРР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука. 1979. 135 с.

2. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Магматические породы Маглойского ареала как вероятный аналог мяочанской магматической серии Комсомольского рудного района // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С.87-97.

3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 298 с.

4. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Комсомольская Лист М-53-ХVII: Объяснит. зап. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001. 202 с.

5. Митрохин А.Н., Уткин В.П. Особенности формирования синсдвиговых гранитоидов Комсомольского рудного района (КРР) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Мат. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. 2005. С. 231-234.

6. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов Хингано-Охотской оловоносной области. Комсомольский оловоносный район // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1986. Т. 2. С. 350-378.

7. Радкевич Е.А., Коростелев П.Г., Кокорин А.М. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. М.: Наука. 1967. 116 с.

8. Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука. 1971. 335 с.

9. Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др. Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 181-201.

10. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 46-56.

11. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Известия АН СССР. Сер. геол. № 3. 1977. С. 101-112.

12. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.

13. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 165 с.

14. Уткин В.П. Роль сдвигов океанической коры литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // ДАН. 2006. Т. 408. № 5. С. 650-655.

15. Mitrokhin A.N. Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin-ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal. 1998. V. 2. N 3. P. 124-133.

16. Mitrokhin A.N., Semenyak B.I., Utkin V.P. et al. Geodynamical, structural and geochemical aspects of the formation of a boron mineralization within the Komsomolsk ore district (Khabarovsk territory, Russia) // Metallogeny of the Pacific Northwest...: Proceedings of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka. 2004. P. 503-506.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ С-З ПАЦИФИКИ И АРКТИКИ

Михайлик П.Е.¹, Вишневская И.А.², Иванова Ю.М.¹, Михайлик Е.В.¹, Зарубина Н.В.¹,

Иванов М.В.³, Савельев Д.П.⁴

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

e-mail: mikhailik@fegi.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

e-mail: vishia@igm.nsc.ru

³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

г. Владивосток e-mail: kirov-max@mail.ru

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

e-mail: savelyev@kscnet.ru

В Мировом океане распространены три генетических типа железомарганцевых образований (ЖМО): диагенетические железомарганцевые конкреции, приуроченные к абиссальным частям котловин; гидрогенные железомарганцевые корки топографических поднятий; гидротермально-осадочные ЖМО, формирующиеся при разгрузке гидротерм на контактах литосферных плит [2]. Источником вещества, формирующего ЖМО первых двух типов, служит морская вода, а последнего – гидротермальный флюид [1].

Различные источники накладывают свой отпечаток на формирование вещественного состава ЖМО. В частности, установлено, что для открытой части океана наблюдаются различия в составе редкоземельных элементов (РЗЭ) гидрогенных, диагенетических и гидротермальных типов [3]. Приконтинентальный литогенез в условиях задуговых бассейнов отличается высокой скоростью поставки терригенного вещества. Как результат это может сказываться на распределении РЗЭ в ЖМО. Данная работа посвящена изучению составов РЗЭ в ЖМО различных геологических морфоструктур окраинных морей С-З Пацифики и Арктики.

Материалом для исследования послужили образцы ЖМО Японского, Охотского, Берингова, Чукотского и Восточно-Сибирского морей, а также Курильской островной дуги (КОД), поднятых в различных научных экспедициях, организованных Дальневосточным отделением РАН. В Японском море были изучены ЖМО, драгированные с подводных гор Беляевского и Медведева, а также подводной структуры Полигона 4; в Охотском море образцы были получены с подводного хребта Зонне и котловины Дерюгина; в Беринговом море – с подводного массива Вулканологов; в Чукотском море – с подножия континентального склона вблизи о. Врангеля; Восточно-Сибирском море – близ о. Беннетта; КОД – подводная возвышенность Обручева, подводные вулканы Лисянского и «7,14».

Для определения валового содержания анализируемых элементов были использованы методы гравиметрии (Si), ИСП-АЭС (Ca, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P и Al (iCAP 6500 Duo (Thermo Electron Scientific, США)) и ИСП-МС (РЗЭ, Agilent 7700x (Agilent Technologies, Япония)).

По условиям геологического залегания выделено три группы ЖМО, приуроченные: 1 – к подводным поднятиям центральных частей морей (вулканы, возвышенности); 2 – подводным вулканам островной дуги; 3 – пологим морфоструктурам дна морей (котловины, материковые склоны). К первой группе относятся образцы, драгированные с вулканической структуры Полигона 4, подводных вулканов Беляевского и Медведева, а также хребта Зонне и массива Вулканологов. Ко второй группе относятся ЖМО подводных вулканов Курильской островной дуги. Третья группа представлена конкрециями, залегающими в осадочной толще котловины Дерюгина, а также материкового склона Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

Результаты химического анализа представлены в таблице. По концентрации главных элементов (Fe, Mn, Co, Ni и Cu) почти все образцы трех групп тяготеют к гидротермальным образованиям (рис. 1), за исключением одного, относящегося ко второй группе и расположенного в поле гидrogenных ЖМО. Однако, как было показано ранее [2], диаграмма Бонатти [4] (рис. 1) не информативна для ЖМО, формирующихся в условиях приконтинентального литогенеза. Наиболее полно источник отражен в составах РЗЭ. Из рис. 2А отчетливо видно, что образование ЖМО в условиях различных морфоструктур дна окраинных морей обусловлено двумя процессами, отличающимися фракционированием РЗЭ. Из этого следует, что в независимости от геодинамической обстановки (задуговой бассейн, островная дуга) в окраинных морях могут формироваться ЖМО разного генезиса. Причем для разделения гидrogenных, диагенетических и гидротермальных типов (рис. 2А и 2Б) необходимы более глубокие изотопно-химические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00436.

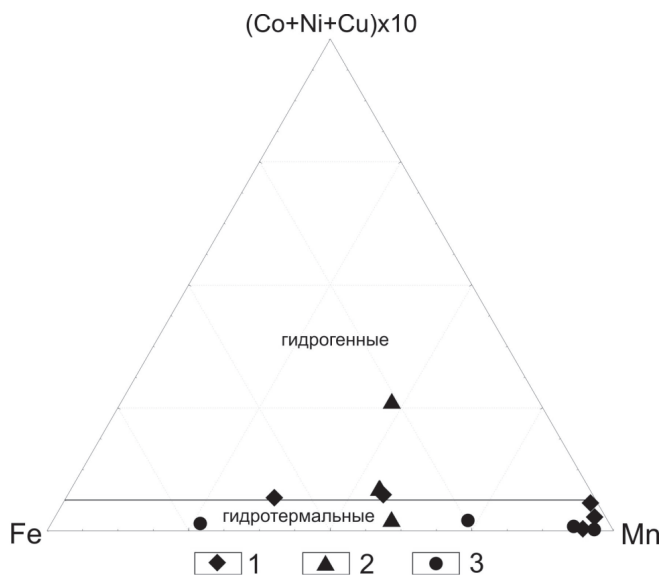


Рис. 1. Положение фигуративных точек образцов трех групп ЖМО окраинных морей С-З Пацифики и Арктики на классификационной диаграмме Бонатти [4].

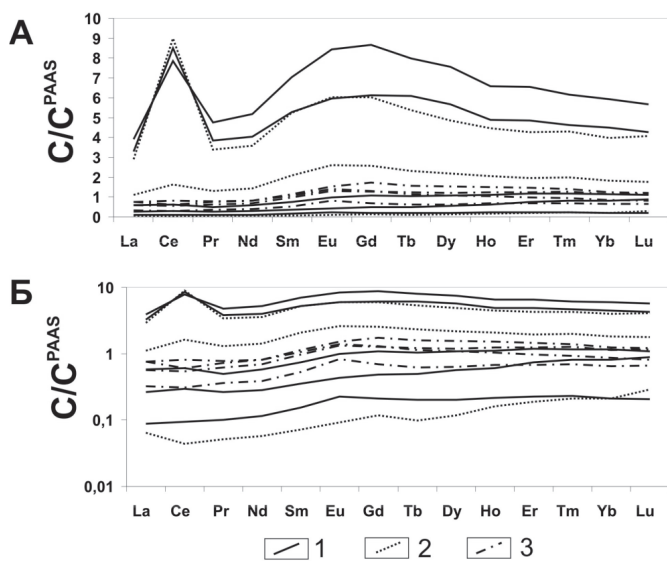


Рис. 2. Составы нормализованных по сланцу (PAAS [5]) РЗЭ трех групп ЖМО окраинных морей С-З Пацифики и Арктики. Арифметический масштаб (А), Логарифмический масштаб (Б)

1 – ЖМО подводных вулканических структур окраинных морей; 2 – ЖМО Курильской островной дуги; 3 – ЖМО приуроченные к осадкам (котловины, материковый склон)

Химический состав ЖМО образований окраинных морей С-З Пацифики и Арктики

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	%											
Si	11,08	2,49	4,4	18,01	3,38	23,35	15,46	15,76	17,95	8,5	9,9	16,73
Ti	0,124	0,012	0,03	0,25	0,06	0,27	0,29	0,53	0,14	0,09	0,07	0,28
Al	1,77	0,75	1	3,03	0,96	5,8	3,23	5,51	3,89	2,06	1,9	4,39
Fe	15,51	0,61	2,58	16,32	0,88	5,26	11,15	9,38	1,52	1,25	20,63	5,99
Mn	23,42	45,2	47,92	10,69	45,71	9,55	16,78	14,76	22,18	36,5	7,54	17,88
Mg	1,11	1,81	0,71	0,76	1,06	1,4	1,31	2,39	0,78	1,21	1,02	1,08
Ca	0,96	1,81	0,54	1,73	2,25	2,56	1,62	3,85	1,92	1,67	2,59	1,64
Na	1,38	2,2	0,69	2,16	3,9	2,93	2,07	2,16	3,27	2,77	1,59	2,18
K	1,12	0,94	0,8	0,84	0,52	1,41	1,24	0,7	1,17	1,01	1,33	1,71
P	0,1	0,03	0,06	0,28	0,05	0,09	0,26	0,16	0,04	0,07	3,5	0,46
ппп	9,75	15,45	12,72	8,66	14,82	6,16	10,45	7,79	7,72	12,59	9,36	7,9
	мкг/г											
Co	517	945	54,2	444	15,5	20,8	665	360	20	85	257	228
Ni	2017	1524	85,3	1243	41,8	27,7	4205	2041	508	1024	122	209
Cu	511	245	35,6	219	24,0	3,36	425	225	46,2	106	26,1	48,7
La	125	22,07	10,1	149	3,35	2,47	111	42,3	12,2	21,8	28,9	28,7
Ce	676	48,28	23,6	625	7,58	3,49	716	129	24,6	43,5	48,3	64,7
Pr	33,8	4,39	2,34	42,1	0,88	0,45	29,9	11,4	3,18	5,49	6,47	6,87
Nd	136	19,82	9,58	175	3,86	1,93	121	48,5	13,2	23,4	27,6	27,5
Sm	29,2	4,09	1,98	39,1	0,86	0,39	29,1	11,5	2,92	5,36	6,25	5,93
Eu	6,43	1,07	0,47	9,1	0,24	0,1	6,51	2,8	0,9	1,42	1,64	1,5
Gd	28,5	5,05	2,26	40,3	0,97	0,55	28,1	11,9	3,22	5,97	8,05	6,11
Tb	4,7	0,81	0,38	6,18	0,15	0,07	4,15	1,79	0,48	0,95	1,22	0,88
Dy	26,4	5,06	2,66	35,3	0,94	0,55	22,7	10,2	2,95	5,58	7,21	5,02
Ho	4,84	1,09	0,6	6,52	0,21	0,16	4,41	2,04	0,67	1,23	1,5	1,02
Er	13,8	3,38	2,11	18,6	0,64	0,53	12,1	5,59	1,92	3,51	4,16	2,77
Tm	1,87	0,47	0,33	2,49	0,09	0,08	1,74	0,8	0,28	0,52	0,56	0,38
Yb	12,6	3,25	2,3	16,7	0,59	0,59	11,2	5,16	1,84	3,23	3,53	2,42
Lu	1,84	0,47	0,39	2,45	0,09	0,12	1,76	0,76	0,29	0,5	0,52	0,35

Примечание: 1-5 – вулканические структуры задуговых бассейнов: 1 – Полигон 4, 2 – подводный вулкан Беляевского, 3 – подводный вулкан Медведева, 4 – хребет Зонне, 5 – подводный массив Вулканологов; 6-8 – подводные вулканы КОД: 6 – подводная возвышенность Обручева, 7 – подводный вулкан 7,14, 8 – подводный вулкан Лисянского; 9-12 – ЖМО, залегающие в осадочной толще: 9, 10 – котловина Дерюгина, 11 – Чукотское море – подножие континентального склона, 12 – о. Беннетта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука. 1993. 303 с.
2. Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 1. С. 32-43.
3. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui, A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1-9.
4. Bonatti E., Kremer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash.: Nat Sci. Found. 1972. P. 149-165.
5. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // (Lipin, B. R. and McKay, G. A., eds.) // Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements. Rev. Mineral. 1989. V. 21. P. 169-200.

КАРБОНАТЫ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЗЯМУСЫ-ХАНКАЙСКОЙ ГРАФИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Молчанов В.П.¹, Сун Фенгуй², Е Цянь², Андросов Д.В.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, РФ, г. Владивосток,
e-mail: vptol@mail.ru

²Цзилинский университет, г. Чанчунь, КНР, e-mail: sfy@jlu.edu.cn

Графит относится к числу наиболее востребованных минералов многими наукоемкими технологиями, являющихся показателями уровня развитости промышленного производства передовых стран. Громадные запасы графитового вещества сосредоточены в рудах месторождений Цзямусы-Ханкайской провинции, протягивающейся в субмеридиональном направлении в пределах сопредельных территорий юга Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР. На северном фланге этой провинции расположены объекты Дальнереченской группы (наиболее крупное из них Филинское и Высота 316), в центре – месторождения Лесозаводской группы (Ружинское, Тамгинское, Тургеневское) Приморского края, на юге – графитоворудный гигант Люмао провинции Хэйлуунзян [1]. В последние годы установлено [2], что эти объекты аккумулируют значительные ресурсы стратегических металлов (золота, платины, редких земель). К числу ключевых проблем геологии изученных месторождений относится установление источников их вещества. Для решения этой проблемы изучен изотопно-геохимический состав карбонатов из мраморов, скарнов, графитовых руд и пострудных прожилков вышеуказанных месторождений, несущих важную генетическую информацию о происхождении и условиях формирования благороднометалльно-редкоземельно-графитоносной минерализации.

На диаграмме соотношений изотопных составов кислорода и углерода карбонатных минералов (рис. 1) отчетливо видны два тренда их эволюции. Один из них отвечает тренду трансформации морских карбонатных пород на ранней стадии рудообразующего процесса. Так, величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ мраморов варьируют в пределах соответственно 22,2-25,4 ‰ и -0,7-3,6 ‰, соответствующим осадкам метаморфогенного происхождения [3]. В скарнах изотопные составы кислорода и углерода дистанцированы от мраморов, сдвигаясь с сторону более легких значений от 16,2 до 20,3 ‰ и от -1,2 до 2,0 ‰. Еще в большей степени облегчен кислородно-изотопный состав карбонатов пострудных прожилков (9,0-10,0 ‰), что указывает на появление в системе изотопно легких метеорных вод. Полигенность источников углерода и кислорода послужила причиной широкой дисперсии значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных пород.

Другой тренд зафиксировал облегчение изотопного состава кальцитов графитовых жил в направлении от Тургеневского и Тамгинского месторождений к Люмао. Поле значений первого из них совпадает с контурами мантийного источника [4]. Кальциты Тамгинского месторождения деплетированы тяжелыми изотопами С в меньшей мере, изменяясь соответственно от -8,5 до -10,0 ‰. Степень облегченности изотопного состава С достигает максимальной величины в кальцитах Люмао (от -11,5 до -12,0 ‰). Наиболее вероятной причиной появления легкого углерода могло быть заимствование мантийными флюидами в процессе рудообразования биогенного вещества из вмещающих пород. В тоже время изотопные параметры рудных карбонатов (рис. 1) указывают на последовательное обогащение тяжелыми изотопами кислорода карбонатов Люмао относительно Тамгинского и Тургеневского месторождений. Вполне возможно, что это изотопное смещение происходило за

счет попадания в систему тяжелого кислорода за счет высокотемпературного разложения карбонатных пород в процессе их метаморфической рекристаллизации.

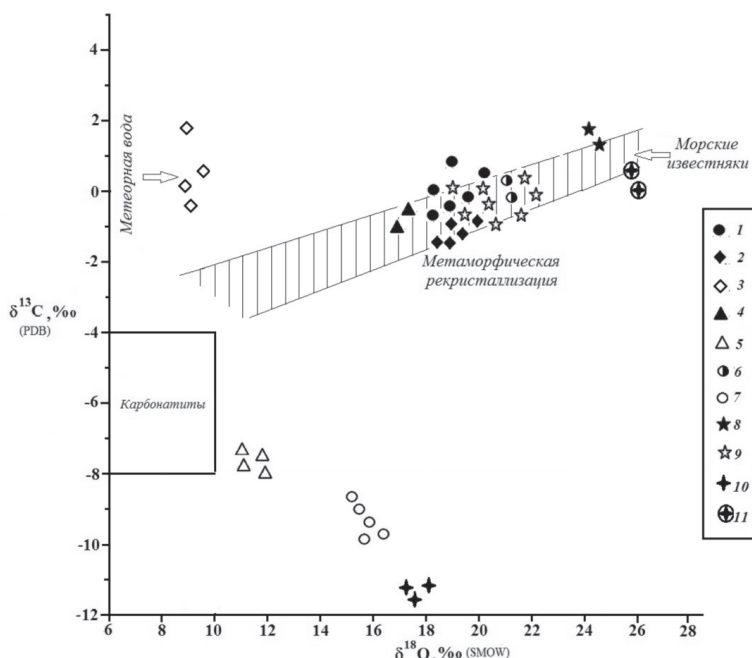


Рис. 1. Характер соотношений изотопных составов кислорода и углерода карбонатов рудных образований Цзямусы-Ханкайской провинции.

Месторождения: 1 – Филинское (скарны); 2, 3 – Высота 316 (2 – скарны, 3 – пострудные кальциты); 4, 5 – Тургеневское (4 – скарны, 5 – графитовая руда); 6, 7 – Тамгинское (6 – скарны, 7 – графитовая руда); 8, 9 – Ружинское (8 – мрамора, 9 – скарны); 10, 11 – Люмао (10 – графитовая руда, 11 – мрамора). Поле составов мантийных карбонатных пород, по [4].

Таким образом, проведенные изотопные исследования свидетельствуют о формировании благороднометалльно-редкоземельно-графитоносной минерализации Цзямусы-Ханкайской провинции мантийными флюидами при участии метеорных вод. Вмещающие породы послужили источниками поступлений дополнительных количеств углерода и кислорода.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-19-00910.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ханчук А.И., Сун Фенгуй (Sun Fengyue), Молчанов В.П., Гребенникова А.А., Гребенников А.В. Благородные металлы в графитосодержащих породах месторождения Люмао (Китай) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 80-82.
2. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524-529.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
4. Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon studies of carbonations from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 407-430.

ЗОЛОТО И ПЛАТИНА АРИАДНЕНСКОГО МАССИВА ГИПЕРБАЗИТОВ (ПРИМОРЬЕ)

Молчанов В.П., Андросов Д.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vpmol@mail.ru

Юг Дальнего Востока входит в число самых старых районов золотодобычи России. Россыпное золото здесь добывалось на протяжении многих столетий. Это привело к резкому истощению ресурсного потенциала благородных металлов (БМ). В современных условиях укрепление сырьевой базы региона может связываться с комплексными проявлениями экзогенной минерализации. Именно к таким относятся титаноносные россыпи, в которых минералы БМ являются попутными компонентами. Большинство из них пространственно и генетически связано с интрузиями ультраосновных пород. Так, центральная часть Приморского края характеризуется присутствием рядом крупных массивов базитов и гипербазитов Кокшаровского комплекса, приуроченных к Самаркинскому террейну юрской аккреционной призмы [1]. Наиболее изученный из них – Ариадненский – ориентирован в северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих терригенных отложений. Южная часть интрузии сложена перидотитами и оливиновыми пироксенитами первой фазы. В средней части массива преобладают ильменитовые и роговообманковые габбро второй фазы, переходящие в северном направлении в диориты, монцодиориты и сиениты. С габброидами связано ильменитовое оруденение. Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет 6,16 %, V_2O_5 – 0,086 %, Fe_2O_3 – 13,28 %, Sc – 0,0045 %. С глубиной в руде отмечается увеличение концентрации Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0,1 и 0,3 %.

Геохимическими особенностями мафит-ультрамафитов являются повышенные кларки золота и рутения, и пониженные – основной массы элементов платиновой группы. Подтверждением этого может послужить присутствие в базит-гипербазитах первичной (магматической) благороднометальной минерализации. Как показали наши исследования, минералы благородных металлов в протолочках неизменных ультраосновных пород представлены золотом высокой и низкой пробы. Высокопробные частицы (рис. 1) (Au от 90,17 до 92,43 и Ag от 7,57 до 9,83 мас. %) находятся в ассоциации с ильменитом. Низкопробное золото (Au от 76,52 до 80,37 и Ag от 16,91 до 23,43 мас. %) фиксируется чаще всего в сростках с пиритом (рис. 2).

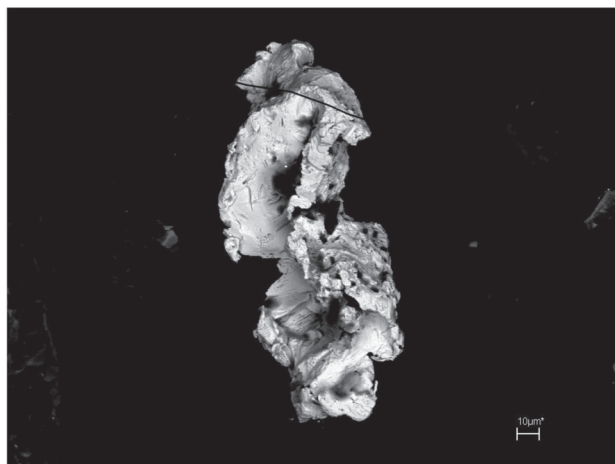


Рис. 1. Изображение высокопробной золотины.

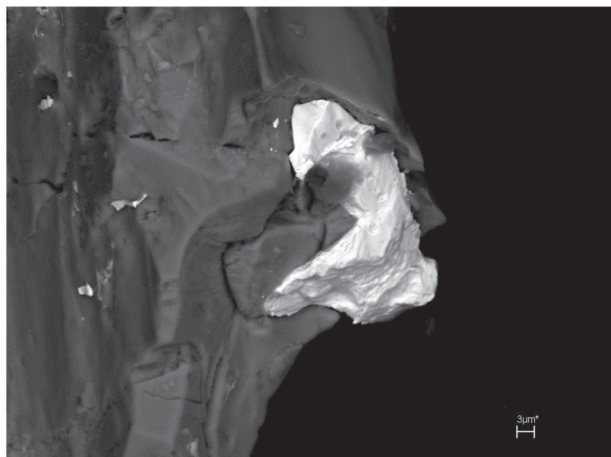


Рис. 2. Примазка низкопробного золота на пирите.

Изученный массив продуцирует несколько крупных титаноносных россыпей, известных присутствием самородного золота [2]. В процессе проведения в последние годы разведочных работ по россыпям р. Тодохова и ее правого притока руч. Потапова получен обширный дополнительный каменный материал, позволяющий значительно расширить представления о первичной благороднометальной минерализации ариадненских гипербазитов. Протяженность этих аллювиальных

россыпей долинного типа составляет, соответственно, 4 км и 1,2 км при ширине до 450 м и 250 м и средней мощности продуктивного пласта 6,9 м с содержанием ильменита до 35 кг/м³. Кроме ильменита и хромита, в гравитационном концентрате в незначительных количествах присутствуют самородные металлы (золото, платина, медь, никель), сульфиды (пирит, киноварь), а также рутил, сфен, циркон, апатит.

Особый интерес вызывают платиноиды, впервые обнаруженные авторами в рыхлых отложениях Ариадненского массива. Для них характерно преобладание твердых растворов Fe-Pt, которые можно отнести, используя известную номенклатуру [7], к изоферроплатине. Железистая платина обычно встречается в виде комковатых зерен неправильной или овальной, уплощенной формы, в поперечнике не превышающих 0,1 мм.

Шлиховое золото по особенностям химизма подразделяется на три группы: серебристую, ртутистую и медистую.

Серебристое золото. В первую группу входят низко- и высокопробные, в понимании Н.В. Петровской [3], разновидности золото-серебряных соединений. Макроскопически низкопробные фазы – мелкие (менее 0,25 мм) пластинчатые, иногда комковидные частицы желтого цвета. Поверхность золотин – мелкоямчатая, окатанность – средняя, иногда хорошая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний пробы от 670 до 740 ‰. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 30-50 мкм, где концентрации Ag (1,6-1,8 мас. %) значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золота в зоне гипергенеза.

Другая разновидность золото-серебряных соединений характеризуется высокими значениями пробы (до 970-999 ‰). Спорадически в этих золотилах обнаруживается дискретные микроскопические обособления самородного серебра. Их появление, скорее всего, связано с гипергенными преобразованиями низкопробного золота. Высвободившееся при этом серебро отлагалось в виде самостоятельных минеральных фаз.

Ртутистое золото. Представлено низкопробными ртутьсодержащими фазами (Au от 53,72 до 55,37 мас. %, Ag от 39,1 до 41,45 мас. %, Hg от 3,47 до 4,31 мас. %). Они характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью. Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм, в которой практически полностью отсутствует Hg. Схожие изменения претерпевало гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала [4]. Отличительными чертами такого золота являются пониженные значения пробы, монолитное (плотное) внутреннее

строение, прямая корреляция концентраций Ag и Hg. Подобными характеристиками обладают изученные ртутистые фазы. Это позволяет сделать вывод о синхронной кристаллизации ртути и золота, а не о техногенном «заражении» шлихового золота в процессе эксплуатации россыпей. Таким образом, изложенные данные позволяют уверенно относить изученное ртутистое золото к природным твердым растворам системы Au-Ag-Hg.

Медистое золото. Эта группа состоит из тонких (менее 0,1 мм), относительно изометричных выделений золота ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850-900 %) можно считать Cu (0,1-3,2 ат. %). В процессе микрозондовых исследований установлен неравномерный характер распределений этого элемента. Размер гомогенных участков редко превышает первые десятки микронов.

Ртутистый и медистый состав самородного золота россыпью указывает на «ультрабазитовый» тип коренного источника. Находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к базит-гипербазитам Урала [5], Приамурья [6]. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует близость макросоставов шлихового золота «ультрамафитового» профиля и его аналогов из ультраосновных пород. Факт сохранения геохимических характеристик россыпных золотин первично-магматического генезиса имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также оценке перспектив ресурсного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока, но и других регионов.

Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что базит-гипербазиты Ариадненского массива активно участвовали в формировании россыпей, поставляя в них ильменит, Ag, Cu, Hg-золото, минералы металлов платиновой группы. Выявленные типоморфные черты основных минералов БМ позволяют не только уточнить особенности их генезиса, но и наметить локальные участки территорий, потенциально перспективные на выявление комплексной минерализации не только в пределах Ариадненского массива, но и других интрузий ультраосновных пород.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 18-3-007.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.1. 572 с.
2. **Молчанов В.П., Саядян Г.Р, Медведев Е.И.** Самородное золото титаноносных россыпей Ариаднинского узла и его коренные источники (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 1. С. 105-109.
3. **Петровская Н.В.** Самородное золото. М.: Наука. 1973. 345 с.
4. **Мурзин В.В., Малюгин А.А.** Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ. 1987. 96 с.
5. **Сазонов В.Н., Мурзин В.В, Огородников В.Н. и др.** Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63-77.
6. **Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. и др.** Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Т. 2. Вып. 2. С. 219-232.
7. **Harris D.C., Cabri L.J.** Nomenclature of platinum-group-elements allous. Review and revision // Can. Miner. 196. 91. V. 29. P. 231-237.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ СТРУКТУРЫ И ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛУХОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Ненахова Е.В.¹, Фелюфьянов Д.С.²

¹Воронежский Государственный Университет, г. Воронеж, e-mail: nev_vsu@mail.ru;

e-mail: feldmitry@gmail.com

В предлагаемой работе затронуты вопросы геологии месторождения Глухое, которое в настоящее время активно изучается в процессе поисково-оценочных работ. Уже на данном этапе очевидно, что ресурсный потенциал объекта достаточно высок, в то же время месторождение обладает определенной спецификой, что затрудняет поиск для него эталонного объекта для сравнения при технико-экономическом обосновании кондиций. Ниже приводятся геолого-вещественные характеристики, подчеркивающие его своеобразие.

Месторождение Глухое расположено в пределах Журавлёвского террейна, входящего в состав Сихотэ-Алинского складчатого пояса, в междуречье Арму-Колумбе, и локализовано в северо-восточной части Благодатненского олово-вольфрамово-золоторудно-россыпного узла в составе Арминского рудного района Тагэму-Арминской минерагенической зоны [1].

Рудное поле сложено стратифицированными структурно-вещественными комплексами нижнего мела (ключевская, усть-колумбинская и приманкинская свиты), прорванными многочисленными мелкими интрузиями диорит – монцодиоритового состава, с которыми связано широкое проявление метасоматических и гидротермальных процессов, контролирующих оруденение. Стратифицированные образования представлены высокоуглеродистыми терригенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, алевроаргиллитами). Для них характерны незначительная туфогенность, наличие углефицированного растительного детрита, близкий, практически идентичный, состав слагающих свиты пород, различающихся лишь объёмным соотношением песчаников, алевролитов и аргиллитов при преобладании в разрезе алевролитов.

В структурном отношении территория месторождения Глухое представляет собой сочетание чередующихся линейных синклиналей и антиклиналей, осложнённых многочисленными складками второго порядка с общим северо-восточным простиранием, и разрывными нарушениями различного возраста и механизма образования.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является Кулишовский разлом северо-восточного простирания, по своей кинематике представляющий собой, в первом приближении, крутопадающий левосторонний сбросо-сдвиг. Зона разлома имеет мощность 200-500 м и представляет собой терригенный меланж мономиктового типа, в котором крупные обломки заключены в матрикс, представленный песчано-алевро-пелитовым материалом. На отдельных участках обломки имеют угловатую, нередко остроугольную форму, не менее часто встречаются обломки пород, имеющих округлую (обдавленную), веретенообразную и шарообразную форму. Характерны многочисленные, разнонаправленные зеркала скольжения. Тектурные особенности матрицы меланжа (флюидалные, вихревые, спиральные структуры) свидетельствуют об объёмном разнонаправленном пластичном течении в различной степени перетертого и раздробленного материала, от крупных (0,5x0,5 м) обломков до пелитовой размерности (предельного тектонита – милонита). Течение тектонически дезинтегрированного материала происходило преимущественно в СЗ и ЮВ направлениях, при этом анализ ориентировки обломков в меланже позволяет сделать вывод о разнонаправленных вертикальных движениях по зоне разлома на фоне доминирования левосдвиговой кинематики.

Как уже отмечалось, описываемое разрывное нарушение представляет собой крутопадающий сбросо-сдвиг с падением сместителя на ЮВ. Однако ориентировка обломков, флюидальность, вихревые структуры свидетельствуют о более сложной кинематической природе [2]. Кроме того, в канавах задокументированы субгоризонтальные разрывные нарушения, которые хорошо картируются не только в зоне основного рудного тела, но и к северу от него, что свидетельствует о значительном вкладе в формирование структуры чешуйчато-надвиговых дислокаций. Чешуйчато-надвиговые деформации, по крайней мере, значительная их часть, вероятнее всего, являются производными от сдвиговых.

Рудное тело представляет собой эшелонированную систему метасоматически и гидротермально проработанных пород, находящихся в зоне самого разлома, в области его влияния, проявленного в виде многочисленных оперяющих разрывных структур. Продуктивные образования месторождения представляют собой дислоцированные, гидротермально и метасоматически измененные углеродсодержащие алевролиты с наложенной прожилково-вкрапленной минерализацией золото-арсенопирит-пирит-карбонатно-кварцевого состава. По морфологическому признаку продуктивными на золото являются кварц-серицитовые метасоматиты, прожилково-жильные образования, а также брекчии на кварцевом цементе. Указанные различия в пределах минерализованных зон тесно связаны между собой разновариантными переходами.

Для продуктивных образований типичны деформационная и прожилковая группы текстур. В первую группу входят производные катаклаза (брекчиевая и брекчиевидная текстуры) и пластического течения углеродистых алевролитов (линзовидно-сланцеватая и плейчатая текстуры).

Брекчиевая текстура представлена несколькими разновидностями, отличающимися по размеру и составу обломков пород. Цемент существенно кварцевого состава с второстепенной ролью других жильных минералов. К брекчиевидной разновидности текстур можно отнести существенно кварцевые образования с реликтовым углеродистым веществом в виде неравномерно распределенных пятнистых, с нечеткими границами, теневых обособлений в светлой метасоматической массе. Эта разновидность отвечает случаям сильного гидротермально-метасоматического замещения обломков вмещающих пород. Особое место занимают псевдобрекчиевые текстуры, характеризующиеся, как минимум, двухстадийным образованием, когда углеродистый алевролит, содержащий многочисленные прожилки, подвергся в последующем милонитизации, что привело к образованию текстур, характеризующихся кварцевыми микробудинами, «плавающими» в черной милонитизированной массе.

Вторая группа текстур представлена породами, пронизанными многочисленными прожилками. Прожилки разнообразны по характеру их взаимного расположения в породе, по мощности, морфологии, составу, строению. Имеет место сложный, сетчатый рисунок прожилкования, а также текстуры многократного взаимопересечения. Для прожилков характерны многочисленные микротектонические осложнения, часто со ступенчатым смещением. Прожилковые продуктивные образования развиты как в виде самостоятельных ореолов, так и в виде зон, сопряженных с брекчиевыми телами. В большинстве случаев трудно провести границу между прожилковым и брекчиевым мотивом строения продуктивных образований.

Минеральный состав руд представлен различными классами – самородными элементами, простыми и сложными сульфидами различных металлов, арсенидами, вольфрамитами, оксидами и др., но среди них явно доминируют пирит и арсенопирит.

Руды характеризуются простотой вещественного состава. Число их главных минералов невелико, главным образом, это самородное золото, пирит, арсенопирит, карбонаты и кварц.

Значительно более широк спектр второстепенных и редких компонентов. Особенности минерального состава заключаются в сонахождении минералов различных классов и неодинаковой природы – диагенетической, метаморфической, гидротермальной, экзогенной. Второстепенные рудные минералы представлены пирротином, галенитом, сфалеритом, марказитом, антимонитом, халькопиритом, молибденитом. В единичных случаях отмечались самородные сурьма, олово, свинец, железо, а также станнин, киноварь, бурнонит, касситерит, шеелит. В зоне окисления присутствуют гетит, гидрогётит, скородит, питтицит, гематит, ковеллин, халькозин.

Серебряная минерализация на месторождении проявлена слабо и представлена аргентитом, пираргиритом, фрейбергитом.

Самородное золото в качестве видимых выделений – явление исключительное. Для руд наиболее характерно пылевидное золото, размером 0,05-0,1 мм. Крайне редко видимые зерна золота (размером 1-4 мм) отмечались в керне скважин. Золото месторождения характеризуется преобладанием неправильных форм зерен – уплощенно-комковатых, крючковатых, ребристо-угловатых, ажурных, дендритовидных, палочковидных. Поверхность зерен варьирует от гладкой до шероховатой, неровной, в том числе коррозионного типа. Часто отмечаются сростки золота с кварцем. Одной из важных черт характеризующих руд является наличие повышенного количества золотоносного пирита и золотоносного арсенопирита.

Таким образом, предварительно можно отметить следующие специфические черты месторождения Глухое:

1. Сочетание в структуре рудного поля складок с чешуйчато-надвиговыми дислокациями, обусловленными разрывной тектоникой, характерной для крупных сдвиговых зон. Дополнительная осложненность мелкими интрузивными телами диорит-монцодиоритового состава с сопровождающими их широко проявленными метасоматическими преобразованиями. Наличие меланжированного субстрата, как благоприятного фактора для проникновения магматических расплавов и их производных рудоносных растворов.

2. Доминирование в разрезе алевролитов с большим количеством углеродистого вещества, что отличает его от известных крупных месторождений, где доминирующим литологическим типом являются пелитоморфные черные сланцы.

3. Малосульфидное оруденение, в геохимическом отношении соответствующее золотому типу с мышьяковым профилем. При этом отмечаются крайне низкие содержания серебра и отсутствие корреляционной связи золота и серебра.

4. Многостадийность рудного процесса, который проявлялся достаточно длительное время, параллельно с формированием меланжа на его заключительной стадии, о чём свидетельствуют факты дезинтеграции тел кварц-карбонатного объёмного метасоматоза и прожилково-жилковых образований, образование брекчиевых структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке АО «Приморзолото»

ЛИТЕРАТУРА

1. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Баринов Н.Н. и др. Монцитонитоидный магматизм золоторудного месторождения Глухое: изотопное датирование (U-Pb, SHRIMP), петро- и микроэлементарный состав и особенности благородно-метальной минерализации // ДАН. 2015. Т. 465. № 3. С. 329-337.

2. Ненахов В.М., Никитин А.В., Д. Фелюфьянов Д.С., Ненахова Е.В. Структурно-вещественные особенности рудного поля «Глухое» в контексте эволюции Журавлёвского террейна (Сихотэ-Алинь) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 1. С. 67-76.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ

Носырев М.Ю.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: ns041ck@yandex.ru

Для золоторудных районов и узлов Верхнего Приамурья изучены глубинные особенности литосферы, гравитационного и магнитного полей, сейсмические характеристики. В анализ вовлечены золоторудные районы восточной части Читинской области, Амурской области, западной части Хабаровского края.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. Одним из наиболее информативных сейсмических параметров, выделяющим рудные районы и узлы, является отношение скорости продольных сейсмических волн (V_p) к скорости поперечных (V_s) в средней и верхней частях земной коры (10-30 км).

Этот параметр, взятый по данным [1], был проанализирован для золоторудных районов и узлов Приамурья [2]. Установлено, что золоторудные узлы приурочены к областям с пониженными значениями V_p/V_s (1,60-1,69), часто к их краевым частям и сопряженным зонам повышенных значений V_s . Некоторые рудные районы и узлы характеризуются аномально высокими V_p/V_s . Золоторудные месторождения и проявления достаточно отчетливо тяготеют к граничным областям понижений V_p/V_s .

Данные области фиксируют отдельные блоки земной коры с аномально высокой трещиноватостью, имеющие размер в поперечнике от 40 до 80-100 км и протяженность до первых сотен километров. Эти участки объемной тектонической проработки земной коры, вероятно, служили зонами тепло- и массопереноса на этапах формирования золоторудных месторождений. Области с повышенными значениями V_p/V_s фиксируют блоки с повышенной флюидонасыщенностью, что также указывает на их высокую тектоническую нарушенность.

2. Устойчивые закономерности в размещении золоторудных объектов различных рангов в связи с особенностями поля силы тяжести отмечаются во многих регионах мира. Выполненный анализ показывает, что большая часть золоторудных районов и узлов контролируется зонами повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести, имеющими большую протяженность, ширину в десятки километров и перепад значений поля силы тяжести в десятки миллигал. Как правило, морфология данных зон в пределах районов осложнена. Собственно золоторудные месторождения находятся в краевых частях градиентных зон.

Во многих случаях рудные узлы контролируются дополнительно понижениями гравитационного поля, соизмеримого с рассматриваемыми таксонами размера. Минерализованные области располагаются преимущественно в краевых частях понижений.

Гравитационные минимумы фиксируют гранитоидные очаговые магматические структуры, с которыми были связаны рудоформирующие процессы. В ряде случаев с ними тесно ассоциируют области пониженных значений V_p/V_s , что может свидетельствовать о вкладе в аномалии поля силы тяжести разуплотнения, связанного с объемной трещиноватостью блоков земной коры.

3. Установление закономерностей размещения золоторудных районов и узлов в магнитном поле – наименее изученная на сегодняшний день область. Данные характеристики в значительной степени зависят от типа (намагниченности) вмещающих пород. Очевидно, изначально различаются магнитные характеристики районов, охватывающих орогенные месторождения, локализованные в осадочных террейнах складчатых областей и золоторудные

районы, включающие проявления минерализации в кристаллических породах и связанные с процессами магматизма. В первом случае рудные районы пространственно соотносятся с понижениями регионального магнитного поля. Во втором случае ситуация менее однозначна и для рудных районов выделить какой-либо признак затруднительно. Однако, нужно совершенно определённо отметить, что для значительного числа металлогенических таксонов следующего уровня, а именно золоторудных узлов, устанавливается устойчивая пространственная связь с положительными аномалиями магнитного поля площадью в сотни кв. км и интенсивностью до 100-150 нТ. Рудные узлы располагаются в их краевых частях. Данные магнитные аномалии также фиксируют очаговые структуры, насыщенные на разных уровнях земной коры магматогенными телами с высокой намагниченностью.

4. Большинство рудных районов тяготеют к областям поднятия кровли мантии или к склонам этих поднятий. Намечается приуроченность оруденения к зонам изменения плотности верхней мантии. В одних случаях рудные районы располагаются в краевых частях областей ее уплотнения (например, Гонжинский), в других – на границе разуплотненной и мантии нормальной плотности.

Разработанная модель может служить основой прогнозирования и выбора площадей для концентрации поисковых работ на рудное золото.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Нагорных Т.В., Поплавская Л.Н.** Локализация аномалий поля скоростных характеристик среды в регионе Приморья и Приамурья // Сейсмические наблюдения на Дальнем Востоке СССР. Наука. 1989. С. 32-38.

2. **Носырев М. Ю.** Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 53-61.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ВЕРХНЕ-СЕЛЕМДЖИНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ЗОНЫ

**Пономарчук А.В.¹, Кадашникова А.А.², Сорокин А.А.², Мороз Т.Н.¹, Пыряев А.Н.¹,
Пономарчук В.А.^{1,3}**

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

² *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

³ *Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск*

В Верхне-Селемджинском районе Амурской области в близмеридиональной полосе расположены многочисленные коренные месторождения и рудопроявления золота – Мало-мыр, Афанасьевское, Верхне-Мынское, Ворошиловское, Ингаглинское, Поисковое, Сагур, Токур, Унгличикан, Харга, Албын и др. Они образовались во время мезозойской тектономагматической активизации. Вмещающими для месторождений являются толщи (оцениваемые в целом в 7–14 км) терригенных осадков, содержащие пачки вулканогенных и кремнистых пород, подразделяемых на афанасьевскую, талыминскую, сагурскую, токурскую, экимчанскую, амнускую свиты. Возраст образований терригенно-осадочных толщ Верхне-Селемджинской золотоносной зоны принято считать карбоновым. Толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Единственная изотопно-геохронологическая оценка возраста, представленная в литературе, получена U-Pb методом по циркону из мусковит-кварц-альбитовых сланцев афанасьевской свиты и составляет 251±6 млн лет. Эта датировка

рассматривается как один из этапов метаморфизма. Дальнейшая геологическая история этих толщ связана с плутогенными, вулканогенными, метаморфическими, гидротермальными процессами. Возрастная связь оруденения с перечисленными процессам для Верхне-Селемджинского района рассматривалась ранее на основе многочисленных изотопно-геохронологических (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb - методы) данных, опубликованных с 1963 по 2005 годы [1]. Учитывая современный прогресс в изотопно-геохронологических методах, в настоящем сообщении приводятся возрастные и температурные данные по метаморфизованным сланцам на месторождениях Маломир, Токур, Унгличикан, Албын.

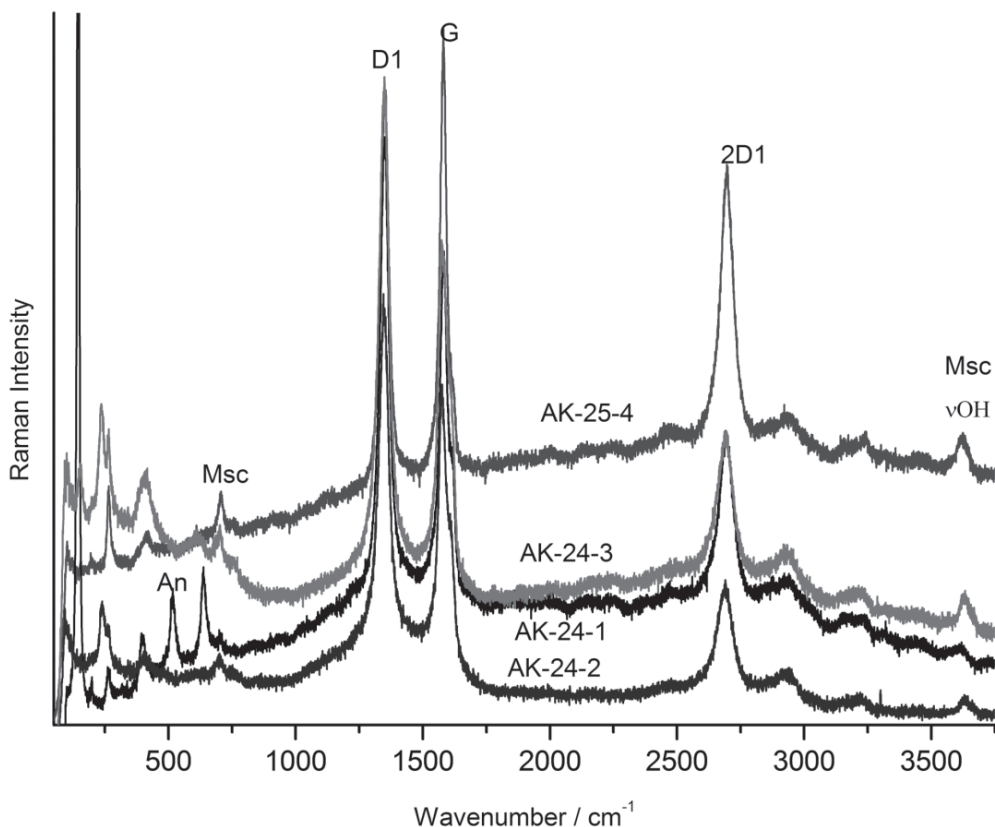


Рис. 1. Рамановский спектр углеродистых сланцев. Обозначения: Msc – мусковит; An – анортит; АК-25, АК-24 – номера образцов; D1, G, 2D1 – волновые полосы графита.

Для определения температуры метаморфизма слагающих месторождения сланцев авторы воспользовались новой (для рудных месторождений) методикой, основанной на исследовании рамановской спектроскопией графитизированного вещества, содержащегося в метаморфизованных сланцах. Рамановские спектры чувствительны к степени совершенства (кристалличности) графита [4], которая зависит от температуры и, в меньшей степени, давления. Для углеродных материалов наиболее характерными в рамановских спектрах комбинационного рассеяния являются полосы в области волновых чисел $\sim 1000-1800 \text{ см}^{-1}$ [5]. Обычно, в рамановском спектре монокристаллического графита проявляется полоса $\sim 1580 \text{ см}^{-1}$ (G). В кристаллах ограниченного размера релаксация приводит к появлению также полос дефектов первого порядка $\sim 1355 \text{ см}^{-1}$ (D1), $\sim 1620 \text{ см}^{-1}$ (D2) и $\sim 1510 \text{ см}^{-1}$ (D3) [4]. Типичный вид рамановского спектра углеродистых сланцев приведен на рис. 1. Основываясь на сопоставлении соотношения между параметрами этих полос в спектрах графита из

метаморфитов, образовавшихся при различных температурных условиях, Бейсаком (Beyssac) был предложен способ для определения температуры процесса формирования [6].

Форма полос в рамановских спектрах хорошо описывается функцией Войгта (Voigt). Для количественной связи максимальной температуры метаморфизма с параметрами пиков рамановского спектра в данном сообщении использована формула $T\text{ }^{\circ}\text{C} = 737,3 + 320,9 * R1 - 1067 * R2 - 80,638 * (R1)^2$, справедливая для диапазона температур 100-500 °С [7]. Рассчитанные значения температур метаморфизма графитизированных сланцев приведены в таблице. Их особенность заключается в том, что они отражают только максимальную температуру процесса и устойчивы к проявлениям ретроградного метаморфизма с более низкой температурой, что обусловлено низкой диффузионной способностью углерода в графите.

Определение возраста проводилось аргон-арговым методом в лаборатории изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В рамановских спектрах исследуемых графитосодержащих сланцев присутствует мусковит, что иллюстрируется соответствующими пиками на рис. 1. У других минералов содержание калия – низкое и, соответственно, незначительный вклад в радиогенный аргон, поэтому фактически геохронологический анализ проводился по мусковиту. На рис. 2 приведены аргон-аргоновые возрастные диаграммы сланцев золоторудных месторождений Албын и Токур.

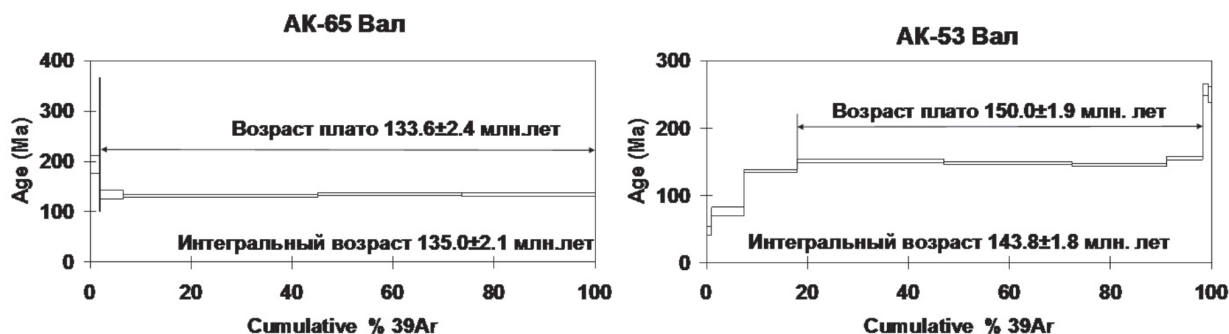


Рис. 2. Аргон-аргоновые возрастные диаграммы графитизированных сланцев (по валу) для месторождения Албын (слева) и Токур (справа).

Геохронологические данные по сланцам всех исследуемых месторождений приведены в таблице. Здесь же приведены максимальные температуры графитизации сланцев, которые, за исключением месторождения Токур, находятся в довольно узком интервале 408-451 °С. Для Токурского месторождения температура графитизации оказалась 319 °С. Такое температурное различие, вероятно, указывает на возможность проявления двух этапов метаморфизма в Верхне-Селемджинской золотоносной зоне. Это предположение дополнительно подтверждается при сопоставлении соответствующих геохронологических датировок по сланцам: геохронологическая характеристика (148,8±1,9 млн лет) сланца из месторождения Токур отличается от остальных, которые распределены в интервале 131-136 млн лет (датировка – 140 млн лет, по мнению авторов, обусловлена, скорее всего, суперпозицией двух метаморфических процессов – 131 и 148,8 млн лет и нуждается в дополнительной проверке). Примечательным является факт близости датировок по вмещающим сланцам месторождений Маломыр, уч. Центральный и Сухоныр (131,6 млн лет), Албын (133,6 млн лет) и Унглечикан (136,4 млн лет), хотя месторождения пространственно разобщены. Из приведенного выше следует, что в Верхне-Селемджинской золотоносной зоне по аргон-арговым анализам графитизированных сланцев выявляются два этапа метаморфизма – 150 млн лет и более высокотемпературный – 131-136 млн лет.

Ранее проведенными геохронологическими исследованиями показано, что на месторождении Маломыр рудные метасоматиты образовались в интервале 133-132 млн лет [2], а гидротермальные рудные процессы на месторождении Албын в диапазоне 131-135 млн лет [3]. Эти геохронологические реперы рудообразования совпадают с временем проявления высокотемпературного метаморфизма, из чего можно сделать вывод об синхронности метаморфических и рудообразующих процессов.

Таблица

Геохронологические и температурные данные по вмещающим сланцам месторождений Верхне-Селемджинской золотоносной зоны

Образец	Место отбора	Температура графитизации, °С	Возраст, млн лет	Изотопный состав органического углерода, ‰
АК-24-1	Маломыр,уч. Центральный	413		-19,7
АК-25	Маломыр,уч. Центральный	435	131,6+/-3,1	-21,4
АК-31	Маломыр,уч. Сухоныр	438	131,6+/-2,5	-27,9
АК-39	Маломыр,уч. Кварцитовый	420		
АК-53	Токур	319	148,8+/-1,9	-21,9
АК-65	Албын	426	133,6+/-2,4	-24,1
АК-70	Унглечикан	445	140+/-2,8	
АК-71-2	Унглечикан	451		-25,1
АК-71-3	Унглечикан		136,4+/-2,0	-25,0
АК-72	Унглечикан	408		-20,7

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Пересторонин А.Е.** Золото-сульфидные месторождения Приамурья (геологическое строение, закономерности размещения и состав руд): Диссертация канд. г.-м. наук. Благовещенск. 2005. 139 с.
- 2. Кадашникова А.А., Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Травин А.В, Пономарчук В.А., Дементенко А.И., Эйриш Л.В.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar Возраст золоторудного оруденения месторождения Албын (восточная часть монголо-охотского складчатого пояса) // Геология рудных месторождений. 2018. В печати.
- 3. Сорокин А.А., Пономарчук А.В, Бучко И.В, Травин А.В, Пономарчук В.А.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar Возраст золотого оруденения и пост-рудных даек месторождении Маломыр (восточная часть монголо-охотского складчатого пояса) // ДАН. Т. 466. № 2. С. 1-6.
- 4. Wopenka B., Pasteris J.D.** Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy // Am Mineral. 1993. V. 78. P. 533-557.
- 5. Tuinstra F., Koenig J.L.** Raman spectrum of graphite // J. Chem. Phys. 1970. V. 53. P. 1126– 1130.
- 6. Beysac O., Goffe', Chopin B.C., Rouzaud J.N.** Raman spectra of carbonaceous material in metasediments; a new geothermometer // J. Metamorph. Geol. 2002. V. 20. P. 859-871.
- 6. Beysac O., Rouzaud J.-N., Goffe B., Brunet F., Chopin C.** Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study // Contrib Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 19-31.
- 7. Jeffrey M. Rahl, Kristin M. Anderson, Mark T. Brandon, Charalambos Fassoulas.** Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 240. P. 339-354.

ПРИРОДНЫЙ МИКРО- И НАНОСТРУКТУРИРОВАННЫЙ УГЛЕРОД В ГРАФИТЕ РТ-МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пономарчук В.А.^{1,2}, Рябов В.В.¹, Жмодик С.М.¹, Титов А.Т.^{1,2}, Мороз Т.Н.¹, Пыряев А.Н.¹

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск: e-mail ponomar@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск*

Возрастающий интерес к углероду за последние три десятка лет коснулся практически всех отраслей знаний естественнонаучной направленности. Это обусловлено, прежде всего, обнаружением, в дополнение к известным аллотропам – графиту, алмазу, лондстейлиту, новых базовых форм – нанотрубки, графена, фуллерена. Не осталась в стороне и геологическая наука, в частности, рудная геология: были обнаружены нетрадиционные благороднометалльные месторождения, связанные с углеродистыми, черносланцевыми формациями. Это же относится к графитовым образованиям с признаками благороднометалльности, сформировавшихся в результате процессов «...региональной углеродизации в ходе магматической активизации, обусловившей площадное развитие регионального метаморфизма и графитизации» [1] с участием флюидной компоненты. В последнем случае изотопный состав углерода графита характеризуются повышенными значениями по сравнению с восстановленным углеродом черносланцевых формаций, маркируя тем самым глубинный источник углерода. Различие этих двух ситуаций отличается не только по значениям изотопных составов, но и по проявлениям аномальной микроморфологии графитовых частиц в процессе графитизации. В качестве примера можно привести углеродную нанотрубку в ассоциации с золотом (рис. 5 в работе [1]), обнаруженную в Тургеневском графитоносном узле Ханкайского террейна, в графитоносных породах которого установлены повышенные содержания благородных металлов [1]. Другой пример представлен на рис. 1А, на котором изображен шлиф из Pt-Ni – месторождения магматического генезиса Дулут (шт. Миннесота, США) [3] с «еже-образным» графитом в виде радиально расходящихся графитовых стержней. К сожалению, в статье отсутствует какое-либо обсуждение этого образования, но из приведенных данных можно сделать вывод о диаметре стержней, который составляет порядка нескольких микрон.

Близкий по морфологии графит обнаружен на благороднометалльном месторождении Бушвельд [4], который представлен на рис. 1Б. Эти два факта, установленные 20-30 лет назад являются уникальными, однако решить вопросы их образования удалось только в настоящее время [2] после исследования аналогичных «еже-образных» графитовых структур, обнаруженных в Pt-малосульфидных рудах Талнахского месторождения (Сибирская платформа). На рис. 2А приведена амебовидная графитовая глобула с двумя «еже-образными» (1 – цифры в скобках – обозначения по рисунку) структурами в центральной части. Черным цветом обозначается графит, серым – силикатный материал. Поверхность глобулы представлена графитом (2), а внутри – силикатной породой (3), в которой распределены игольчатые образования графита – стержни (fibers) и нанотрубки (4). По периферии рис. 2А расположены электронно-микроскопические изображения графитовых фрагментов с указанием предположительного места их локализации. На рис. 2Б приведен срез графитовой поверхности глобулы, который структурно состоит из трех частей. А) Наружная поверхность, которая контактирует с внешним силикатным окружением, представлена пачкой (5) толщиной в доли микрона и состоящей из нескольких графеновых слоев (графен – лист толщиной в один атом, составленный из плотно упакованных углеродных гексагональных ячеек). Поверхность блестящая, что свидетельствует о бездефектности и совершенстве упаковки гексагональных ячеек. Б) К ней примыкает пористый углерод (6), толщиной от единиц до десятков

микрон. В) Из пористого углерода «прорастают» многочисленные многослойные микро- и нанотрубки (4). Встречаются фрагменты (рис. 2В), у которых толщина наружного графитового слоя составляет микроны, причем, слой фрагментирован на отдельные площадки, как показано на рис. 2Г.

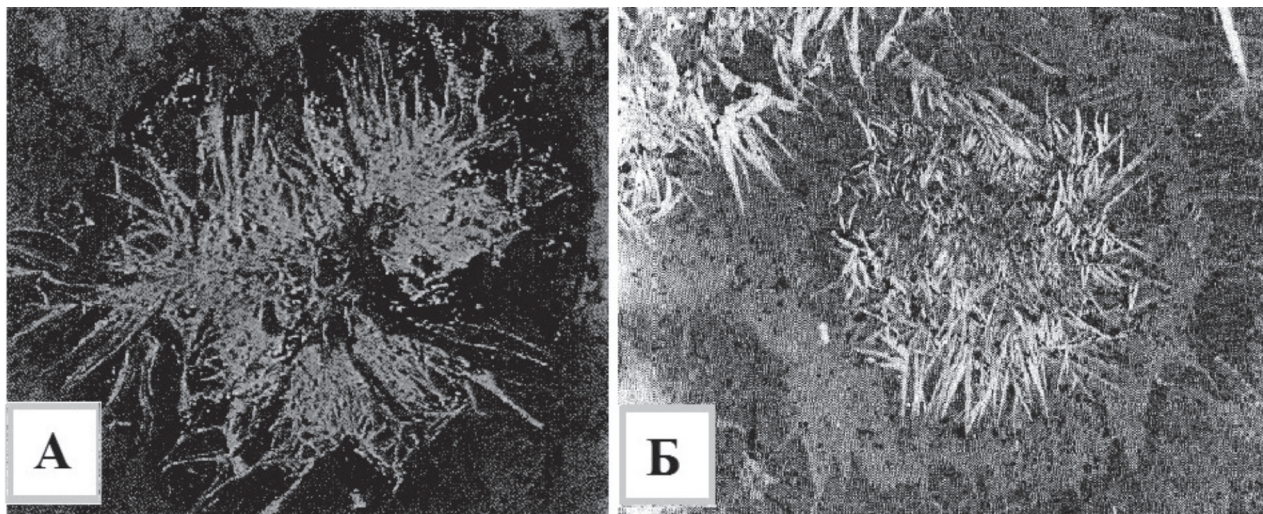


Рис. 1. Изображения «еже-образных» графитовых структур.

А – из Pt-Ni – месторождения магматического генезиса Дулут (шт. Миннесота, США) [3]; **Б** – из комплекса Бушвельд, Южная Африка [4].

К внешнему контуру глобулы на рис. 2А примыкает узкая полоса силикатного материала (2) с редкими диспергированными графитовыми частицами. Силикатные полоски с внешней стороны окаймляются прерывистыми графитовыми полосками (1). Подобную ситуацию с двойной графитовой поверхностью иллюстрирует рис. 2Д, на котором приведен фрагмент двухслойной поверхности, одна из которых усеяна «лесом» графитовых трубок (7). Другая поверхность (8), накрывающая трубки, имеет сложный рельеф из-за множества впадин и горбинок.

Углеродные трубки в глобуле многослойные с внешним диаметром до 7 мкм и длиной до 300 мкм. Судя по торцам многослойных нанотрубок (в дальнейшем – ММТ), последние состоят из плотно прилегающих концентрических цилиндров, начиная от оси. Но иногда встречаются ММТ с тороидальным сечением (9), как показано на рис. 2Е. На этом же рисунке в верхнем правом углу видна ММТ, из осевой части которой выходит многослойная нанотрубка (10) с диаметром порядка 100 нм. Следует отметить, что наряду с легко интерпретируемыми торцами встречаются более сложные формы, как, например, приведенные на рис. 2Ж в виде цветка (11). Кроме того, наряду с ММТ в глобуле встречаются (рис. 2И) и графитовые конусы (12).

Приведенное выше изложено в терминах углеродной нанотехнологии, закономерности в которой выработаны на основе «man made» синтеза нано-, микроструктур. В частности, одной из предпосылок нанотехнологии является изменчивость физико-химических характеристик вещества при снижении размерности ниже 100 нм. Эта же закономерность справедлива и для природных объектов, что демонстрируется изображением на рис. 2И, на котором приведена механически поврежденная углеродная многослойная нанотрубка (диаметр 2,3 мкм) с трещиной. Однако, на расположенной по оси концентрической нанотрубки (диаметр

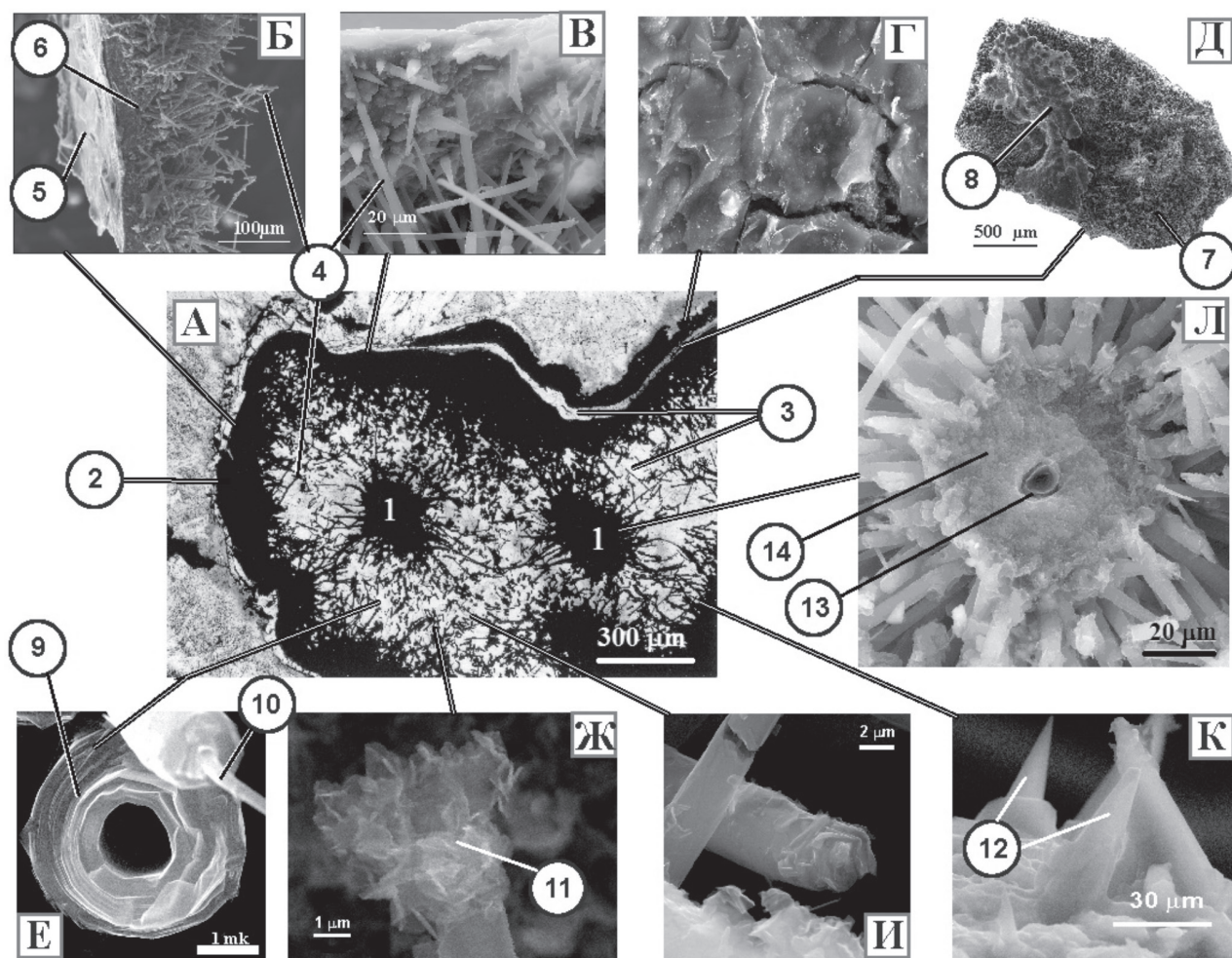


Рис. 2. Графитовая глобула А из Pt руд Талнахского месторождения (Сибирская платформа) и фрагменты графитовых частиц (Б, В, Г, Д, Е, Ж, И, К, Л), участвующих в ее строении. (Условные обозначения – в тексте).

около 100 нм) в центре ММТ отсутствуют какие либо дефекты, что свидетельствует об изменчивости прочностных характеристик углеродных трубок при переходе границы 100 нм. Как видно из среза глобулы на рис. 2А, значительное участие в ее строении, а также «еже-образных» структур в середине глобул, принимают углеродные микротрубки. В нанотехнологии рассматривается множество механизмов образования последних, однако для природных условий наиболее приемлемой является модель Бейкера, в основе которой заложено химическое осаждение из паровой фазы (Chemical Vapor Deposition) на катализаторе. В качестве простых катализаторов при синтезе в лабораторных условиях используются элементы переходной группы, а также платина. Эти же химические элементы, как катализаторы, вполне приемлемы и для природных условий. На рис. 2К представлен графитовый фрагмент, который вполне классифицируется как «еже-образная» структура. Видно, как микротрубки «растут» радиально из пористого материала (14), в середине которого просматривается деформированная графитовая труба (13), являющаяся, вероятно, флюидопроводом. Подробно механизм образования графитовых «ежеобразных» структур рассматривается в докладе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Графитизированные комплексы северной части Ханкайского террейна – новый тип комплексных благороднометалльных месторождений // Вестник ОНЗ РАН. 2010. Т. 2. С. 1-13.

2. Рябов В.В., Пономарчук В.А., Титов А.Т., Семенова Д.В. Микро и наноструктуры углерода в Pt-малосульфидных рудах Талнахского месторождения (Сибирская платформа) // ДАН. 2012. Т. 446. № 5. С. 550-556.

3. Pasteris J.D., Harris T.N., Sussani. Interfection of mixed volatile-brine fluids in rocks of the southwestern footwall of the Duluth Complex, Minnesota. Evidence from aqueous fluid inclusion // American Journal of Science. 1995. V. 295. P. 125-172.

4. Ballhaus C.G., Stumpff E.F. Occurrence and Petrological significance of graphite in the Upper Critical Zone, western Bushveld Complex, South Africa // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 74. P. 58-68.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СУЛЬФИДАХ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Роголина Л.И.¹, Пономарчук В.А.², Родионов А.А.¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, rogulina@mail.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, ponomar@ign.nsc.ru

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в объектах минералообразующей среды концентрируются в различной форме: в одних случаях они представлены самостоятельными минералами, а в других рассеиваются в породах и минералах. Присутствие их отмечается и в гидротермальных месторождениях цветных металлов [1]. Состав и соотношение между отдельными элементами РЗЭ является важной геохимической характеристикой оруденения, позволяющей установить генетические связи гидротермального минералообразования.

Цель работы – установление условий образования основных рудных минералов на Майминовском жильном полиметаллическом месторождении, по результатам изучения РЗЭ. Минеральные ассоциации, благороднометалльная минерализация, типоморфные особенности рудных минералов и условия образования руд Майминовского месторождения исследовались авторами ранее [4-6].

Объектом настоящего исследования являются основные рудные минералы: галенит, сфалерит и арсенопирит, штокверкового оруденения Загадка, расположенного к востоку от жильной серии Майминовского месторождения. Штокверковая минерализация морфологически представлена прожилками, гнездами и рассеянной вкрапленностью. Промышленный интерес представляют прожилковые зоны, развитые в СВ направлении по слоистости пород и в СЗ – вкrest простираения пород. Последние прожилки являются поздними относительно северо-восточных, на что указывают незначительные амплитуды смещения северо-восточных при пересечении их с северо-западными (рис. 1).

Минеральный состав разнонаправленных прожилков несколько различается: в СВ преобладает халькопирит-галенит-сфалеритовая минерализация, с железистым сфалеритом (марматитом); в СЗ – пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовая, где сфалерит в основном представлен клейофаном, арсенопирит образует идиобласты с реликтами галенита и сфалерита.

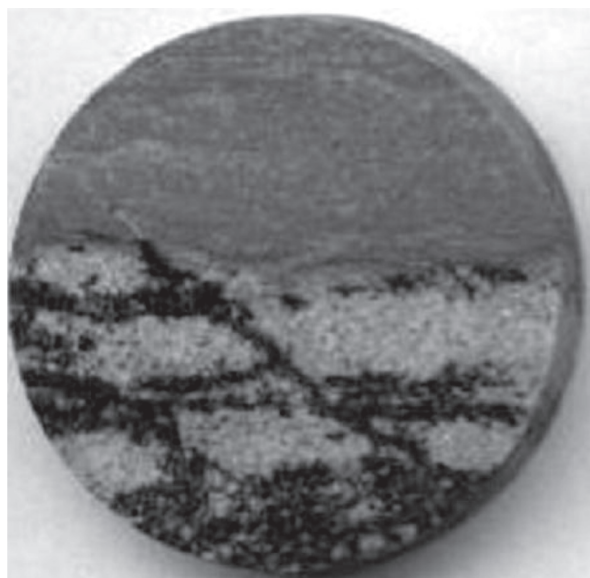


Рис. 1. Различно ориентированная прожилковая минерализация в метасоматически изменённых песчаниках (штокверк Загадка, керн, натуральная величина).

Нами исследовались минералы продуктивной ассоциации прожилков СЗ направления, совпадающих с простираем основных рудных тел на месторождении. Нейтронно-активационный анализ сульфидов на РЗЭ выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН г. Новосибирск.

Содержание суммы РЗЭ в исследуемых минералах варьирует незначительно от 17,9 до 40,9 ppm. Повышенные содержания суммы лантаноидов отмечаются в арсенопирите и сфалерите 40,9 и 38,0 ppm, соответственно. В галените

содержание РЗЭ ниже и характеризуется резкими перепадами значений (рис. 2). Геохимический нормированный к хондриту спектр всех минералов характеризуются отчётливыми минимумами Eu, наиболее глубокий он для сфалерита и арсенопирита, а в галените европиевый минимум объединяется с самариевым, образуя широкий «провал». Что вполне объяснимо, так как Eu, находясь в двухвалентном состоянии, в магматическом расплаве активно входит в структуру полевых шпатов, если же эти минералы фракционировали из расплава, то Eu накапливается в основном в гипергенных и осадочных породах и минералах [2].

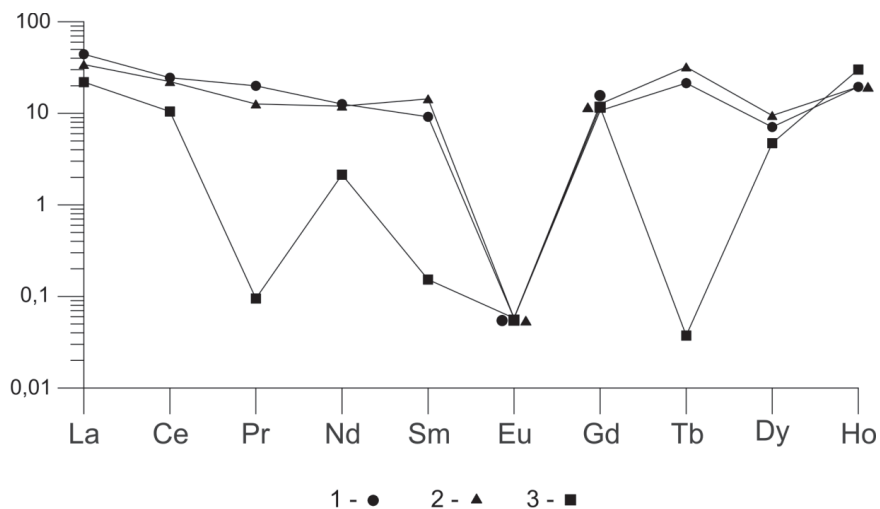


Рис. 2. График распределения РЗЭ в сульфидах, нормированный к хондриту: 1 – арсенопирит, 2 – сфалерит, 3 – галенит.

По результатам анализа, в арсенопирите, сфалерите и галените преобладают лёгкие лантаноиды – 37,7; 30,7; 12,6 ppm, а сумма тяжелых – 5,9; 7,3; 5,3 ppm, соответственно. Однако, при нормировании их по хондритам для арсенопирита и сфалерита характерен почти горизонтальный геохимический спектр от La до Ho, исключая минимум Eu. Хондрит-

нормированное распределение РЗЭ для галенита заметно отличается, что указывает на специфику его условий образования в рудообразующей среде в процессе кристаллизации этого минерала. График галенита характеризуется веерообразным расположением кривой, и к двум первым он приближается только в интервалах La-Ce → Dy-Ho. Это свидетельствует о том, что обогащённость сульфидов РЗЭ не подчиняется строго определённой пропорции и имеет значительные флуктуации [3].

Таким образом, в составе главных сульфидных минералов Майминовского месторождения основная роль среди РЗЭ принадлежит элементам лантановой группы (главным образом, La и Ce). Преобладающее содержание La ($\Sigma La:\Sigma Y$ от 2 до 6) в составе РЗЭ отражает изменения кислотности-щелочности среды минералообразования [7]. Выявленное распределение РЗЭ в исследуемых сульфидных минералах одной стадии указывает на то, что процесс отложения рудных минералов, происходивший из единой минералообразующей среды, сопровождался растворением и переотложением более ранних минералов, возможно, в результате внутрирудного дробления или метасоматоза, способствующего частичному удалению летучих РЗЭ в новообразованных минералах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (№ 16-05-00069, 2016-2018 гг.).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геохимия, минералогия и генетические типы месторождения редких металлов** / Ред. К.А. Власов. М.: Наука. 1964. Т. 1. 685 с.
2. **Костицын Ю.А.** Магия редких земель // Природа. 2000. № 2. С. 26-34.
3. **Кулик Н.А., Мельгунов С.В.** Об эволюции минералообразования в комплексных гематит-флюорит-бастнезитовых проявлениях юга Тувы // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 93-103.
4. **Роголина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н.** Благороднометалльная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Ч. 138. Вып. 5. С. 29-40
5. **Роголина Л.И., Одариченко Э.Г.** Типоморфные особенности блёклых руд как показатель комплексного полезного ископаемого и условия образования руд Майминовского месторождения (Приморский край, Россия) // Norwegian Journal of development of the International Science. 2017. N. 8. Part 1. P. 26-32.
6. **Роголина Л.И., Воропаева Е.Н., Невструев В.Г.** Майминовское полиметаллическое месторождение (Приморский край): минеральные ассоциации, типоморфные особенности рудных минералов и условия образования // Разведка и охрана недр. 2018. № 2. С. 3-8.
7. **Сафаралиев Н.С., Файзиев А.Р.** Поведение редкоземельных элементов в некоторых минералах Шохкадамбулакского железорудного месторождения (Северный Таджикистан) // ДАН. 2011. Т. 54. № 11. С. 926-931.

О СООТНОШЕНИИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРЕЙЗЕНОВ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЩЕРБАКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ФУРМАНОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ПРИМОРЬЕ)

Семеняк Б.И., Гоневчук В.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sbi@yandex.ru*

Щербаковское касситерит-сульфидное месторождение (по классификации Е.А. Радкевич, 1956) расположено в юго-восточной части Фурмановского рудного района, вблизи границы Журавлевского и Таухинского террейнов.

В рудном поле месторождения выделено три участка – Силинский, Маяковский и Шахтовый – с промышленным свинцово-цинковым оруденением, представленным протяженными рудными жилами, в которых, наряду с наиболее распространенными пирротином, галенитом, сфалеритом, установлены халькопирит, арсенопирит и небольшое количество тонкокристаллического касситерита.

С генетической точки зрения наибольший интерес представляют участки Маяковский и Шахтовый, где в рудных телах совмещены оловоносные грейзены и свинцово-цинковая минерализация. После публикаций Е.А. Радкевич с соавторами [4, 5] принято считать, что грейзены были сформированы после отложения основной массы сульфидов. При этом возраст полиметаллических руд авторы указанных публикаций определяли как палеогеновый на основании того, что дайки палеогеновых андезибазальтов имеют до- и внутрирудное положение. В качестве доказательства и иллюстрации этого тезиса Е.А. Радкевич с соавторами приводят зарисовку кровли одной из выработок [4], которая скорее свидетельствует о том, что грейзены являются более ранними образованиями, чем сульфидная жила.

Позднее И.Н. Томсон [7], на основании изотопно-геохронологических данных, признал, что возраст грейзенов Щербаковского месторождения позднемеловой (84 ± 4 млн лет). Наши результаты, полученные калий-аргоновым методом по мусковиту, также подтверждают позднемеловой возраст грейзенов ($85-95 \pm 2$ млн лет). Такой значительный разброс значений абсолютного возраста, по нашему мнению, свидетельствует о наложении на грейзены сульфидной полиметаллической минерализации, что приводит к некоторому нарушению изотопного равновесия. Отметим, что аналогичный возраст по мусковиту (92 ± 5 млн лет) определен А.С. Назаровой [3] для грейзенов касситерит-сульфидного месторождения Юбилейного, локализованного в аналогичной Щербаковскому геологической позиции на удалении около 50 км от него к западу.

В Дальнегорском рудном районе в аналогичных касситерит-сульфидных месторождениях жильного типа (Смирновское, Южное и др.) оловоносные грейзены также являются более ранними образованиями, чем основное полиметаллическое оруденение [5], возраст которого большинство исследователей относят к окончанию позднего мела либо к палеогену [6]. Полученные нами ранее данные о возрасте оловоносных грейзенов Приамурья подтверждают широкое развитие грейзенизации на оловорудных месторождениях в период 95-85 млн лет, который соответствует этапу смены геодинамической обстановки трансформной окраины на обстановку активной окраины андийского типа [1]. Связь грейзенообразования с этим этапом геодинамической обстановки прослеживается на всей территории российского Дальнего Востока от Южного Приморья [7] до крайнего Северо-Востока [2].

Исходя из представленных данных, можно с большой долей уверенности утверждать, что грейзены Щербаковского олово-полиметаллического месторождения являются наиболее ранними постмагматическими образованиями и предшествовали отложению полиметаллических сульфидных руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С. и др. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 326-335.
2. Иванов О.П., Ефременко Э.А. Специфические особенности касситерит-силикатно-сульфидной формации и проблемы выбора непротиворечивого варианта её геолого-гентической модели // Геологические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. 1983. Т. 2. С. 24.
3. Назарова А.С., Пантелеев А.И., Александров Е.П. К вопросу о возрасте оловянного оруденения в Южном Приморье // Известия АН СССР. 1969. № 1. С. 60-72.
4. Радкевич Е.А., Томсон И.Н. Наложение слюдисто-флюорит-топазовой минерализации на сульфидную минерализацию в Щербаковском рудном поле // Известия АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10. С. 107-114.
5. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М: Из-во АН СССР. 1960. 326 с.
6. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса // ДАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 367-370.
7. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в Южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 4. С. 357-372.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО РАЙОНА (ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ПОЯС) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ AR-AR И Rb-Sr ДАТИРОВАНИЯ

Фридовский В.Ю., Зайцев А.И.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: fridovskiy@diamond.ysn.ru*

Получены новые данные о времени формирования минерализации и магматизма Мало-Тарынского золоторудного месторождения (МТМ), расположенного в Верхне-Индигорском районе Яно-Колымского пояса. МТМ приурочено к Адыча-Тарынскому разлому, отделяющему Кулар-Нерский сланцевый пояс от структур восточной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) кратона, а и относится к орогенному типу. МТМ сложено обломочными отложениями верхнего триаса. Рудные тела – зоны дробления и смятия с жильно-прожилковой и вкрапленной минерализацией, имеют СЗ простирание. Особенностью МТМ является совмещение в рудных зонах разновозрастной золото-висмутовой, золото-сульфидно-кварцевой, бертьерит-антимонитовой и серебро-сурьмяной минерализации, а также наличие к северо-западу от рудного поля гранодиорит-гранитных Курдатского и Самырского массивов, а в пределах месторождения мелких дайкообразных тел андезитовых и диоритовых порфиритов Тас-Кыстабытского магматического пояса [4]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические исследова-

дования выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Травин А.В.), Rb-Sr датирование пород и минералов – в отделе физико-химических методов исследований ИГАБМ СО РАН (аналитик Зайцев А.И).

Золото-кварцевая минерализация. Первая K-Ag датировка серицита из золото-кварцевых жил Мало-Тарынского месторождения показала их возраст 130 ± 4 млн лет [1]. Позднее $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом определен возраст серицита из кварц-хлорит-карбонатных прожилков МТМ ($142,7 \pm 1,4$ млн лет) [4]. При проведении полевых работ в 2016 г. на участке Голубичный МТМ был отобран образец серицита (Г-53-16) из кварцевой жилы с гнездом, содержащим минералы продуктивной золото-халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в спектре образца наблюдается плато и значение возраста $126,6 \pm 2,4$ млн лет (рис. 1).

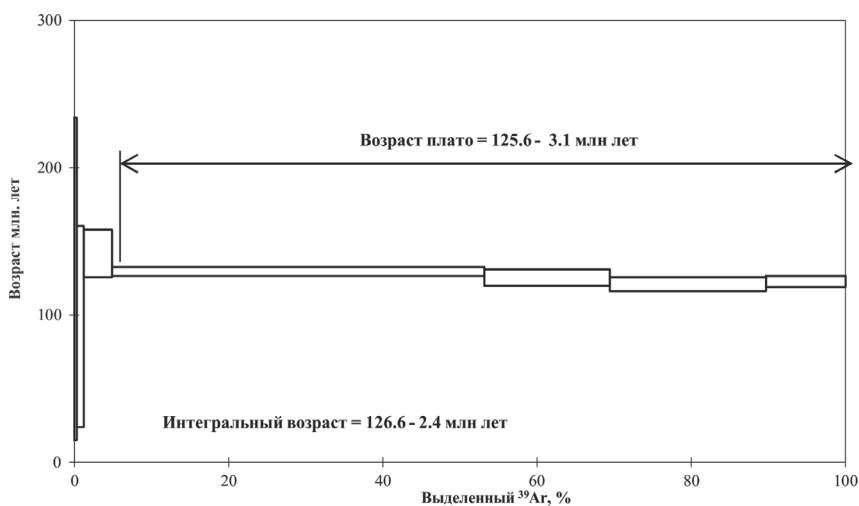


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст золоторудной минерализации Мало-Тарынского месторождения.

Rb-Sr анализ кварцев МТМ показал, что при значительном разбросе данных на изохронном графике выделяются две линии зависимости изохронных параметров [3]. Верхняя линия ограничивает кварцы с возрастом 72 ± 6 млн лет с первичным отношением изотопного состава Sr (I_0) равным $0,7114 \pm 0,0001$, а нижняя линия – кварцы с возрастом 155 ± 8 млн лет и $I_0 = 0,7091 \pm 0,0001$.

Гранодиорит-гранитные массивы. Исследование изотопного состава Rb-Sr систем гранитоидов Курдатского и Самырского массивов показывает их Sr-изотопную неоднородность [2]. Для датирования гранитоидов были использованы минеральные изохроны, включающие породу, биотит, калишпат и плагиоклаз. Полученные Rb-Sr датировки, в целом, определяются Rb-Sr системой биотита и, в основном, характеризуют его возраст. Для гранитоидов плутонов имеются датировки, полученные различными изотопными методами, определяющими их возраст в 141-145 млн лет [2, 5]. Для Курдатского массива значения Rb-Sr минеральных датировок варьируют от 103 до 145 млн лет и характеризуются значениями первичного состава Sr (I_0) в интервале от 0,7051 до 0,7114. Аналогично и для гранитоидов Самырского массива значения Rb-Sr возраста варьируют от 102 до 142 млн лет, при величине I_0 в интервале 0,7084 – 0,7111. Полученные значения I_0 , в основном, свидетельствуют о формировании гранитоидных магм в коре по гетерогенному исходному субстрату и, вероятно, частично их вариация обусловлена поздними наложенными процессами. Проведенные исследования показали, что формирование

плутонов происходило не позднее 140-145 млн лет. Изотопные системы пород и минералов фиксируют как минимум еще два этапа тектоно-магматической активности: 120-128 и 100-110 млн лет. Эти события, вероятно, модифицируют первичные особенности магматических пород, минералов и обуславливают переравновесие их изотопных систем [2].

Дайковый комплекс. Дайки андезитовых порфиритов МТМ представлены единичными телами, прорывающими терригенные породы триаса. Дайки являются наиболее ранними магматическими образованиями МТМ и относятся к неро-бохапчинскому комплексу. Состав их, в результате более поздних этапов тектонической активизации и сопровождающих их рудных процессов, был значительно модифицирован. Полученные Rb-Sr эрохронные датировки пород даек предполагают, что их возраст является не моложе 145-150 млн лет и вероятное время их формирования 155-160 млн лет. Величины первичного изотопного состава Sr пород, рассчитанные с учетом их Rb-Sr возраста, имеют относительно высокие значения (0,7086-0,7107) и, вероятно, связаны с вторичным изменением пород и в большей мере обусловлены их карбонатизацией.

Полученные датировки и геологические наблюдения указывают, что время зарождения Тарынской рудно-магматической системы произошло около 155-160 млн лет назад (Rb-Sr возраст даек андезитовых порфиритов и раннего кварца). Формирование продуктивного золотого оруденения МТМ началось после становления гранитоидов Курдатского и Самырского массивов (140-145 млн лет, Ar-Ar, Rb-Sr) (рис. 2). Ar-Ar возраст серицита из ранних гидротермально-метаморфогенных кварц-хлорит-карбонатных прожилков МТРП составляет $142,7 \pm 1,4$ млн лет, а из продуктивной ассоциации – $126,6 \pm 2,4$ млн лет. Последняя датировка указывает время завершения формирования золотых руд в Верхне-Индибирском районе. Полученные возрастные датировки коррелируются со временем становления и последующей модификации (120-128 млн лет, Rb-Sr, K-Ar) Курдатского и Самырского массивов. Таким образом, их образование отстает от времени становления гранитоидов на 1-16 млн лет, что характерно также для Верхне-Колымского района [6]. Последующие события (100-110 млн лет и 72 ± 6 млн лет, Rb-Sr) по времени проявления близки с активностью в Охотско-Чукотском вулканическом поясе.

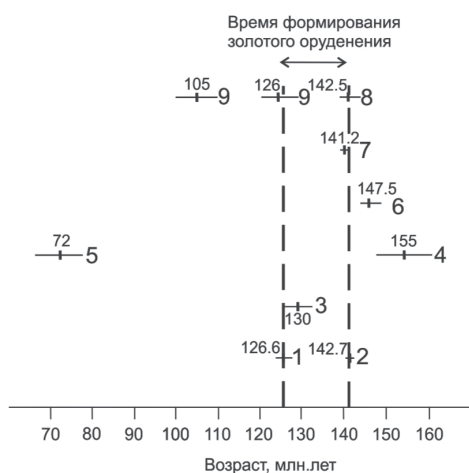


Рис. 2. Возраст минерализации (1-5), даек андезитовых порфиритов (6) Мало-Тарынского месторождения, гранитоидов Курдатского (7-9) и Самырского (8,9) массивов.

1 – Ar-Ar, серицит; 2 – Ar-Ar, серицит [4]; 3 – K-Ar, серицит [1]; 4-5 – Rb-Sr, кварц [3]; 4 – ранний, 5 – поздний; 6 – Rb-Sr, дайки андезитовых порфиритов; 7 – Ar-Ar, гранитоиды Курдатского массива [5]; 8, 9 – Rb-Sr, гранитоиды Самырского и Курдатского массивов [2]; 8 – формирование, 9 – модификация.

Работа выполнена при поддержке РФФИ – РС(Я) – p_a (проект № 18-45-140040).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акимов Г.Ю.** Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80-83.
2. **Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.** Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 80-89.
3. **Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.** Источники жильного материала гидротермальных проявлений Мало-Тарынского месторождения (Верхне-Индигирский Район, Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск: Издательство института мерзлотоведения. 2018. Т. 1. С. 48-53.
4. **Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И.** Структуры, минералогия и флюидный режим формирования Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39-52.
5. **Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bacharev A.** Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167-170.
6. **Voroshin, S.V.; Tyukova, E.E.; Newberry, R.J.; Layer, P.W.** Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages. Ore Geol. Rev. 2014. V. 62. P. 1-24.

ФИЗИЧЕСКОЕ АНАЛОГОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДОНОСНОЙ БАИМСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Фролова Н.С.¹, Кара Т.В.², Читалин А.Ф.³

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: n.s.frolova@mail.ru

²ЗАО «Полюс», г. Москва, e-mail: KaraTV@polyus.com

³ООО «Институт геотехнологий», г. Москва, e-mail: a.chitalin@igeotech.ru

Баимская рудная сдвиговая зона (вмещающая крупнейшее в России золото-медно-порфировое месторождение Песчанка) принадлежит Алазейско-Олойской складчатой системе и ассоциирует с позднеюрским-раннемеловым островодужным вулканоплутоническим комплексом (рис. 1а). Зона протягивается более чем на 170 км в северо-западном направлении параллельно Южно-Ануйской сuture. Считается, что своим образованием Баимская рудная зона (БРЗ) обязана глубинному разлому, который также контролирует размещение раннемеловых рудоносных интрузивов и парагенетически связанных с ними меднопорфировых систем, золото-серебряных и полиметаллических проявлений, россыпей золота. Ширина БРЗ около 20 км; на юго-востоке она перекрывается верхнемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского магматического пояса. Гипабиссальные интрузии диоритового и монцонитоидного комплексов прорывают смятые в складки вулканогенно-осадочные отложения верхней юры-нижнего мела. Главными деформационными структурами близ поверхности являются несколько протягивающихся вдоль зоны слабоизвилистых, пересекающихся между собой разломов (рис. 1б). Изучение разномасштабных структурных парагенезов позволило интерпретировать данные разломы как правые сдвиги [1], пересекающие упомянутые магматические тела. В то же время, имеются свидетельства реверсивного характера БРЗ, т.е. того, что вначале осуществлялся левый сдвиг, а затем уже правый.

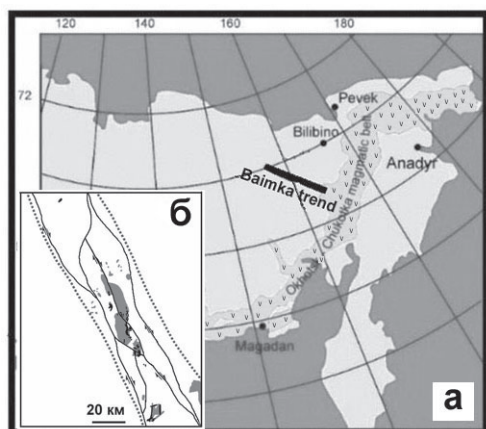


Рис. 1. Баимская рудная сдвиговая зона: а – расположение зоны; б – участок, служащий моделью для проведения экспериментов.

Серым цветом показаны интрузивные тела, черным – медные штокверки.

Локализация эндогенного оруденения, в том числе и в БРЗ, определяется, прежде всего, деформационным фактором, создающим условия повышенной проницаемости среды для рудоносных растворов. При наличии нескольких фаз деформации увеличивается структурная неоднородность среды, что ведет к увеличению неоднородности поля напряжений, в котором

создаются зоны компрессии и декомпрессии; кроме того, наличие таких неоднородностей, как интрузивные тела, ведет к еще большему усложнению полей деформаций и напряжений. Изучение деформационного процесса в рудных зонах с помощью физического аналогового моделирования является весьма актуальной задачей, однако, до сих пор эксперименты по воспроизведению сдвиговых зон, подобных Баимской, с несколькими пересекающимися извилистыми разломами, никем не проводились.

Задачи моделирования: (а) создать методику моделирования такой сложной сдвиговой зоны, как Баимская; (б) провести эксперименты с однофазным и двухфазным сдвиганием, а также в неоднородной среде с «интрузивными телами»; (в) сравнить зоны повышенной проницаемости в моделях и локализацию месторождений и рудопроявлений; (г) дать прогноз потенциального размещения месторождений.

Методика моделирования. Моделирование проводилось на приборе для тектонофизического моделирования, изготовленного по индивидуальному заказу и представляющего собой стол с двумя стенками, одна из которых движется вместе со столешницей (рис. 2а). Прибор оснащен мотором, позволяющим устанавливать нужный скоростной режим. Для моделирования БРЗ было сконструировано специальное приспособление: на широкую доску помещается прямоугольный короб из четырех брусков, которые могут поворачиваться друг относительно друга, образуя параллелограмм. В короб также вложен пятый брус, который с помощью «бегунков» может перемещаться вправо или влево. На дно короба уложена 31 плексигласовая рейка, каждая шириной 1 см (рис. 2б). Эта конструкция крепится к основному прибору для тектонофизического моделирования: продольный брусок струбцинами к столешнице, а один из противоположных углов – к неподвижной стенке прибора (с возможностью перемещения вдоль нее). Таким образом, достигается возможность равномерного сдвигания всей зоны в одном, а затем и в противоположном направлении. На рейки помещается слой силикона или эластичного силиконового герметика, а выше – образец из влажной глины, в котором по трафарету прорезаются разрывы, аналогичные разрывам исследуемой зоны, в данном случае Баимской (см. рис. 2а). Если предусматривается двухслойная модель (фундамент и чехол), нижний слой изготавливается из вязкой глины, а верхний – из менее вязкой глины или песка. Нами использовалась бентонитовая (для имитации условного фундамента) и каолиновая глина разной влажности. Свойства глины как эквивалентного материала изучалось многими учеными, в частности, подробное исследование содержится в работе Н. Атмауи с соавторами [2], которые доказали, что этот материал пригоден для аналогового моделирования разрывных деформаций.

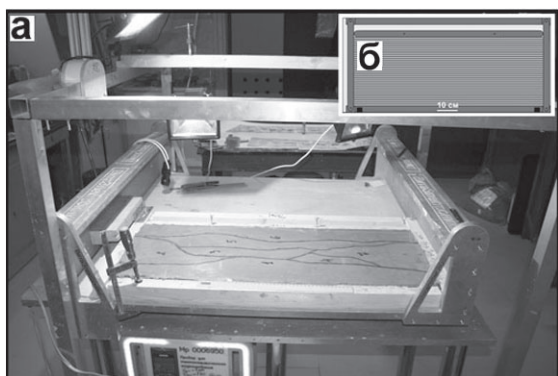


Рис. 2. Прибор для тектонофизического моделирования: а – к столешнице прибора прикреплено приспособление, на дне которого находится образец из глины, с наложенным трафаретом, соответствующим блоковому строению БРЗ; б – схема, показывающая устройство приспособления для моделирования сдвига в широкой зоне.

Некоторые эксперименты. Сдвиг по нескольким разрывам в однослойном образце из влажной каолиновой глины. Двухфазная деформация. Сначала осуществлялся левый сдвиг, затем правый.

Структура, сформированная в результате деформации, показана на рис. 3. При левом сдвиге формировались преимущественно зияния – пулл-апараты – на участках коленообразного изгиба сместителей. При смене знака перемещения (правый сдвиг) эти пулл-апараты закрылись, но возникли новые – на других, благоприятно ориентированных, участках изгибов разломов. Появились также трещины отрыва на тех участках, где смещение по сдвиговым разломам вправо было затруднено. В центре модели наблюдается концентрация структур, связанных с растяжением. В природе в аналогичном месте имеется интрузивное тело (см. рис. 1); возможно, оно внедрялось как раз в указанную зону декомпрессии.

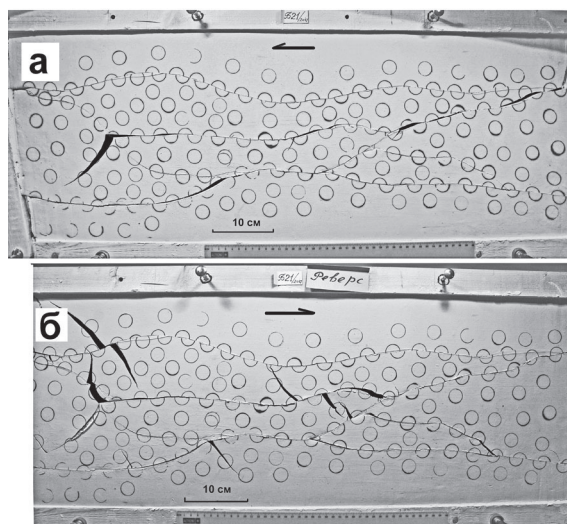


Рис. 3. Структура в образце из каолиновой глины (влажность 40 %, мощность 3 см), полученная в результате двухфазной деформации: а – левый сдвиг, б – правый сдвиг. Опыт Б21/2017. Скорость смещения 3,25 см/час.

Сдвиг с неоднородностями, имитирующими интрузивные тела. Эксперимент является модификацией только что описанного. Тела из пластилина помещались в образец из глины после осуществления левого сдвига, т.е. перед началом сдвигания в противоположном направлении. Такие представления о времени внедрения интрузий основаны на ряде геологических данных. Во время первой фазы деформации осуществлялись преимущественно сдвиговые перемещения по заданным разрывам с формированием узких структур пулл-апарат на участках с компонентой растяжения. Сформировались также редкие слабо развитые сколы Риделя и несколько трещин отрыва (рис. 4а). После введения тел (рис. 4б) и осуществления второй фазы деформации – правостороннего сдвига – деформационная картина меняется (рис. 4в). Появляется множество трещин отрыва и зияний. Прежде всего, они связаны с тенями давления интрузий. Кроме того, трещины отрыва развиваются на тех участках прорезей в образце, имитирующих разломы, на которых правостороннее смещение затруднено (разрывы наклонены в сторону, противоположную сдвиганию). Все описанные структуры являются флюидопроницаемыми зонами, с аналогами которых в природе связаны многие месторождения и рудопроявления.

Был проведен также сходный эксперимент, в котором фаза левого сдвигания отсутствовала. В этой модели сформировались лишь редкие структуры растяжения на некоторых границах

Был проведен также сходный эксперимент, в котором фаза левого сдвигания отсутствовала. В этой модели сформировались лишь редкие структуры растяжения на некоторых границах

интрузивных тел. Это может свидетельствовать о том, что сдвиговая деформация была двухфазной, а интрузивные тела внедрялись во время второй ее фазы.

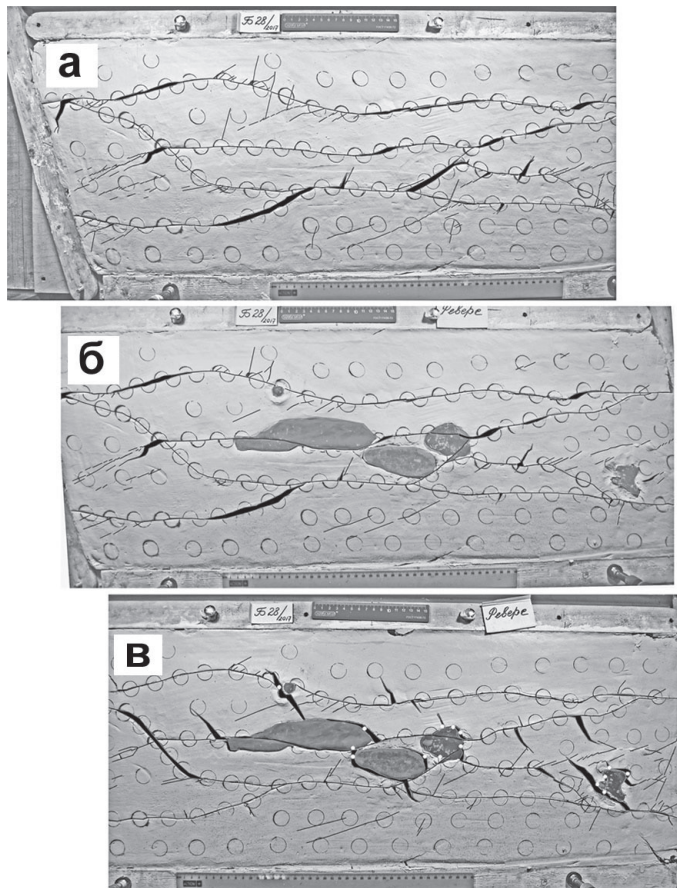


Рис. 4. Структура в образце из влажной каолиновой глины (влажность 37 %, мощность 3 см): а – образовавшаяся к концу первой фазы деформации – левого сдвига; б – образец с телами, имитирующими интрузии, перед началом правого сдвига; в – структура, сформировавшаяся к концу второй фазы деформации – правого сдвига. Опыт Б28/2017. Скорость смещения 6 см/час. Черным цветом показаны раскрытые трещины.

Всего было выполнено 30 экспериментов, в которых воспроизводились и структуры более высоких рангов, чем описанные выше.

Основные выводы: 1. Структурный рисунок БРЗ соответствует реверсивной двухфазной модели сдвига. Основные разломы сформировались при левом сдвиге и были активизированы при правом сдвиге. 2. Рудные штокверки и жилы были сосредоточены на участках локального растяжения в обстановке правого сдвига. 3. Данные моделирования можно использовать для прогноза месторождений.

На модели некоторые крупные трещины растяжения соответствуют слабоизученным потенциальным рудным полям, выделенным ранее в БРЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление: научно-технический журнал. 2013. № 6. С. 68-73.

2. Atmaoui N., Kukowski N., Stöckhert B., König D. Initiation and development to pull-apart basin with Riedel shear mechanism: insights from scaled clay experiments // International Journal of Earth Sciences. 2006. V. 95. N. 2. P. 225-238. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0030-1>.

ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ И ЗАДАЧИ СИСТЕМНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Ханчук А.И., Иванов В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: axanchuk@mail.ru*

Определение факторов формирования и локализации благородно-цветнометалльных крупных месторождений и дальнейшее развитие научных основ их прогноза, поисков, оценки и освоения требует системного изучения Au-(Mo)-Cu-порфировых рудно-магматических систем, пока еще не профильных, но перспективных для Востока России.

Медно-порфировым рудно-магматическим системам (РМС или МПРМС), в других классификациях, порфирово-эпитермальным системам (ПЭС), отвечают рудные поля и месторождения, в различных частях которых в определенных магматитах допускается развитие разнотипного медного оруденения одного семейства.

Месторождения медно-порфирового семейства (медно-; медно-молибден-; золото-молибден-медно-; золото-медно-порфировые месторождения) по общемировым запасам и добыче меди и молибдена (более 70 %) далеко опережают другие типы месторождений меди. Невысокие в них средние содержания Cu и Mo (десятые доли % для Cu и сотые-тысячные для Mo) компенсируются большими и гигантскими объемами прожилково-вкрапленных руд.

Медно-порфировые месторождения, как главный продуцент на мировом рынке меди, а также молибдена, составляют одну из основ добывающей промышленности Северной и Южной Америки и ряда других стран. Большие запасы Cu, Mo и попутных элементов (Au, Ag, ЭПГ и Re), экономически выгодные показатели эксплуатации и возможность создания на базе медно-порфировых месторождений крупных и долго действующих горнорудных предприятий всегда привлекали внимание широкого круга специалистов и промышленников.

Перспективы открытия в России мезозойско-кайнозойских средних и крупных медно-порфировых объектов велики, при условии целенаправленных работ. В последние десятилетия на Дальнем Востоке, считавшемся нетрадиционным в отношении указанного рода порфирового оруденения, открыто несколько значимых золото-молибден-медно-порфировых месторождений.

В Магаданской области и Чукотской АО перспективные Au-содержащие Cu-Mo- и Mo-порфировые РМС данного профиля локализованы в Удско-Мургальском, Олойском и Коркодоно-Наяханском металлогенических поясах (МП). В этих порфировых РМС зонально развито благородно- и цветнометалльное оруденение несколько типов: собственно Cu-Mo- и/или Mo-порфировое, субэпитермальное полисульфидное с золотом, эпитермальное IS с Au и Ag, эпитермальное LS типа с Ag.

Удско-Мургальский МП характеризуется Cu-Mo-порфировыми месторождениями, связанными с раннемеловыми тоналит-гранодиоритами и другими магматитами. Перспективным объектом является Cu-Mo-порфировое месторождение Лора Средненского массива, основная часть которого сложена диоритами и гранодиоритами среднекалийевой известково-щелочной магматической серии. По набору параметров это месторождение, руды которого имеют Cu-Mo-Au-Ag-Bi-Te геохимическую специализацию, отвечает «диоритовой» модели Холлистера [4 и др.].

Коркодоно-Наяханский МП примечателен Mo-порфировым месторождением Ак-Су в зоне развития слабо вскрытых гранодиорит-гранитовых штоков, которые являются частями крупных позднемеловых гранитоидных массивов, принадлежащих к известково-щелочной и высококалийевой известково-щелочной сериям.

Олойский МП знаменит Баимской зоной с ее наиболее изученными в регионе Au-Mo-Cu-порфировыми месторождениями Северо-Востока России (Песчанка, Находка и др.). Их комплексное медное оруденение (Mo, Cu, Au, Ag, Re, Pb и Zn) ассоциирует с раннемеловыми сиенит-монцитонитовыми магматитами. Так, после детальной разведки золото-молибден-медно-порфирового месторождения Песчанка и подсчета запасов в перспективе значимость этого геолого-промышленного типа в российской сырьевой базе должна возрасти.

В Амурской области перспективные РМС обозначенного профиля среди вулканических полей и интрузивных тел размещены в Умлекано-Огоджинском вулкано-плутоническом поясе. Это Cu-(Mo)-Au-(Ag)-порфировые месторождения и перспективные рудопроявления Боргуликан, Икан, Елна, Двойное, Ельничное и др. В этом регионе известны и порфировые Au-(Ag) гидротермально-магматогенные объекты: Покровское, Пионер и Буринда [2 и др.]. На Боргуликанском рудном поле и рудопроявлении Елна примечательны адакитты [1].

В Хабаровском крае и Еврейской автономной области, по результатам металлогенического анализа и поисковых работ, на объекты обсуждаемого семейства сделан прогноз в нескольких зонах – Селитанской, Конин-Муниканской, Эзоп-Ям-Алинской, Умальта-Среднеамгунской, Преддзугджурской, Удской, Ульбанской, Ульинской, Охото-Ульбейской, Нижнеамурской и Тумнин-Аньюйской (Мартынюк и др, 2000). Так, в Нижне-Амурской зоне давно известно комплексное порфировое оруденение с различным соотношением меди, молибдена и благородных металлов – Маяк, Тырское, Золотая Гора и др. [5 и др.]. Особо значимы золото-медно-порфировые месторождения Малмыж (более 5 млн т меди и 298 т золота; с примесью в рудах серебра, платиноидов, теллура, селена [3]) и Ночное, а также проявления Медное, Ольховное и Грибное Понийской площади.

В Приморском крае золото-медно-порфировые объекты различных минералого-геохимических типов руд (с Ag, Bi, Te, V, Pb, Zn, Mo, W) встречаются в интрузивных и экстррузивных образованиях нескольких рудных районов (Самаргинский, Янтарный, Кемский, Малиновский, Пластунский, Соболиный и Ольгинский). Отметим в разной степени перспективные на медь и различающиеся по минералогии Лазурное, а также Верхне-Золотое, Малахитовое и Лысогорское месторождения [7; Коваленко, 2005 и др.].

В целом, сказанное стимулирует переоценку перспектив российского Дальнего Востока на золото-медно-порфировое оруденение. При этом невысокая степень изученности большинства дальневосточных Au-(Mo)-Cu-порфировых РМС актуализирует системное исследование вопросов геодинамической, геолого-структурной, геохронологической, магматической, минералого-геохимической и технологической направленности.

В качестве методологической основы исследований важно опираться на принципы реконструкций геодинамических обстановок мезозойско-кайнозойской эволюции Востока Азии в русле доказанной сопряженности процессов тектогенеза, магматизма и рудогенеза.

Ранее было показано, что в этот период прошлого в эволюции Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан широкое развитие имели разновозрастные геодинамические обстановки, связанные с трансформными границами литосферных плит [2, 6]. Скольжение плит обусловило формирование масштабных литосферных сдвиговых зон и весьма сложный магматизм, обусловленный внедрением астеносферы из-под стагнированных слэбов. Три источника и их смешение характеризуют этот магматизм: 1) внедрение астеносферы, 2) плавление слэба и 3) плавление предшествующей надсубдукционной литосферы. В результате на одной и той же территории на сравнительно небольшом удалении и в одно и то же время могли сформироваться мелкие тела базитов и ультрабазитов, в том числе и щелочные, граниты А-, I-, и S-типов, монцитониты, сиениты т.п. Поэтому в одной геодинамической обстановке формировались многие формационные типы месторождений, в том числе гидротермально-плутоно- и вулканогенные медно-порфировые с золотом.

С применением ГИС-технологий, в качестве одного из инструментов для характеристики распределения месторождений и магматических комплексов определенного состава, необходимо для азиатского континента создать тематическую карту масштаба 1:5000000, аккумулирующую материалы по размещению благородно-цветнометалльных объектов вкупе с большим массивом пространственных и численных данных по поясовым и другим ареалам геохимически разнотипных магматических ассоциаций. Большое значение для анализа эволюции магматизма следует уделить созданию геохронологических баз данных, как это сделано для Северо-Востока Азии (Акинин, Ворошин, 2006).

Таким образом, появится возможность для разных сценариев геопространственного анализа соответствующей информации при решении задач по выявлению закономерностей размещения обозначенного семейства оруденения в связи с прогнозированием и выработкой стратегии поисков новых рудоносных площадей в определенных тектонических позициях и структурных условиях, учитывая природу рудогенерирующих магматических комплексов.

Это важно, так как материалы по медным и полиметалльным порфирировым месторождениям мирового класса свидетельствуют о разнообразии тектонических позиций и структурных условий, значительных вариациях химизма первичных магм, степени насыщения расплавов водой и глубинах становления рудоносных интрузивов и т.д.

При проведении целенаправленных исследований одно из ключевых значений имеет определение природы порфирирового магматизма. В настоящее время преобладает точка зрения ряда геологов о том, что медно-порфирировые месторождения Дальнего Востока связаны с надсубдукционным магматизмом. Между тем, даже беглый анализ размещения медно-порфирировых месторождений показывает, что они не попадают в основные ареалы распространения классических надсубдукционных магматических комплексов Охотско-Чукотского и Восточно-Сихоте-Алинского вулcano-плутонических поясов. На самом деле, эти месторождения приурочены к магматическим комплексам, которые рассматриваются как связанные с литосферными сдвиговыми зонами скольжения плит и микроплит и астеносферным диапиризмом [2, 6, 8]. Это подтверждается многочисленными примерами медно-порфирировых месторождений, связанных с магматическими породами, несущими характеристики гранитоидов А-типа – «производных астеносферной мантии».

Определение геодинамической природы рудогенерирующих магматических комплексов обусловлено известной трудностью их классификации и систематики, обусловленной вариабельностью и конвергенцией геохимического состава в связи с полигенностью и высокой степенью химического взаимодействия с другими породами и расплавами; использованием «морально устаревших» диаграмм. К обозначенной магматической проблематике относится развиваемое в ДВГИ ДВО РАН и за рубежом направление по типизации таких образований с применением комплексного минералого-геохимического подхода, включая применение современных дискриминационных диаграмм, которые основаны на обширном статистическом материале [8 и др.].

Реализация поставленных задач по вещественной характеристике данного семейства руд меди с существенной долей в них тонкодисперсного золота, а также других ценных компонентов требует разностороннего минералого-геохимического и химико-аналитического изучения в полевых и лабораторных условиях продуктивных метасоматически измененных магматитов и секреторных гидротермалитов, учитывая дискретность их формирования и сложности пространственной изменчивости.

В настоящее время в разной степени вещественно изучено большое количество медно-порфирировых, золото-медно-порфирировых и им подобных РМС в разных регионах мира, которые подразделены на несколько групп или типов. Так, среди семейства медно-порфирировых месторождений выделяются 4 типа (Кривцов, 1983): 1) молибден и медно-молибденовые

(Cu/Mo=0,4-20), 2) молибден-медные (Cu/Mo=15-40), 3) молибден-медные (Cu/Mo=30-120, до 235) 4) медные (Mo до 0,001 %) с золотом и серебром. Вообще, количество золота, практически отсутствующего в собственно молибден-порфировых рудах, возрастает с увеличением содержания меди. В последнее время стали выделять 5-ый золото-порфировый с серебром тип месторождений. Причины сонахождения Au-Cu-порфирового и Au-Ag-порфирового оруденения еще недостаточно раскрыты.

Для месторождений медно-порфирового профиля Дальнего Востока России характерны медно-порфировый с золотом, золото-медно-порфировый, молибден-медно-порфировый с золотом и весьма перспективный золото-молибден-медно-порфировый типы.

Перечисленные выше месторождения нескольких регионов характеризуются сильной изменчивостью видового минерального состава руд, в том числе Cu-Fe-S, Cu-S, Cu-Zn-As-S, Mo-S и Fe-Ti-Mn-O систем. Особенно это свойственно разнообразно проявленной в рудах сопутствующей тонкодисперсной минерализации Au-Ag-(Cu) и Au-Cu, Ag-X (где X=S, Se, Te, Sb, As), ЭПГ-X (где X=S, Se, Te) и Au±Ag±Cu±Hg систем, как, например, на месторождениях Малмыж и Лазурное [3]. Видовой состав и типоморфные показатели минералов и их парагенезисов важны для расшифровки условий рудообразования, его стадийности и зональности. Выявление особенностей пространственного распределения химических элементов (в т.ч. контрастности зональности) дает возможность получения аддитивных и/или мультипликативных показателей вертикальной зональности, необходимых для оценки уровня эрозионного среза рудных зон.

Данные по геохимии и минералогии руд, включая характеристику минеральных форм цветных и благородных металлов, позволят более обоснованно типизировать оруденение в вещественном плане применительно к прогнозированию и ведению поисковых и оценочных работ. Эта информация важна и в решении вопросов по оценке комплексности этих руд, что необходимо для выбора технологий их обогащения и переработки.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект №18-2-015».

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и связь с магматизмом медно-порфирового с золотом оруденения рудопроявления Елна (северо-восточная часть Аргунского супертеррейна) // ДАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 175-179.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
3. Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатъев Е.К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: матер. Всеросс. конф., Владивосток: Дальнаука. 2013. С. 258-261.
4. Колова Е.Е., Савва Н.Е. Соотношение медно-молибден-порфирового и золотого оруденения на п-вах Кони и Пьягина (Сев. Приохотье) // Вестник СВНЦ. 2008. № 4. С. 2-15.
5. Невструев В. Г. Ресурсный потенциал медно-порфировых объектов юга Хабаровского края // Горный журнал. 2017. № 2. С. 25-30.
6. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.
7. Юшманов Ю.П. Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 85-89.
8. Grebennikov, A.V., Khanchuk, A.I., Gonevchuk, V.G., Kovalenko, S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // Lithos 2016. V. 261. P. 250-261.

ФЕНОМЕН КУНАШИР-УРУПСКОГО ЗВЕНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ: ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ

Хомич В.Г., Борискина Н.Г., Касаткин С.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: khomich79@mail.ru*

Факты существования у окраин Азиатского континента нескольких островодужных систем, их пространственная сопряженность с глубоководными желобами, сейсмофокальными зонами, активными центрами современного вулканизма, дополняются в последние десятилетия материалами о значительной насыщенности некоторых островных дуг коренными месторождениями не только традиционного, но и весьма специфического минерального сырья. Представляется возможным обсудить своеобразие Кунашир-Урупского звена Курильской островодужной системы (КОС) под ракурсом вероятного влияния глубинной геодинамики на формирование местных рудно-магматических систем.

В Курило-Камчатской фокальной зоне за почти полувековой (с 1973 г.) период дистанционной регистрации сейсмических событий зафиксировано более 7000 землетрясений, гипоцентры которых расположены глубже 50 км. Часто они достигают глубины в 600-700 км (сайт USGS). Сейсмофокальная зона (СФЗ) с сейсмоактивным слоем мощностью около 75 км [6] имеет листрическую морфологию. Ее средний угол погружения составляет 45°. При этом северная Симушир-Парамуширская часть? простираясь по азимуту СВ 40°, имеет более крутой угол падения – 50°, чем южная Кунашир-Урупская, с углом падения 38° и простираением СВ 55°. Существенное геодинамическое различие между Южными и Северными Курилами заключается в их неодинаковой ориентации к вектору движения (290°) Тихоокеанской плиты (ТП). В северной части островной дуги ТП приближается к желобу почти ортогонально (угол >70°), а у Южных Курил – под углом примерно 55°, обеспечивая косое взаимодействие плит с увеличением сдвиговой составляющей на южном фланге КОС, Это кардинально повлияло на распределение напряжений на Кунашир-Урупском отрезке системы [2].

Анализ почти 700 расшифровок фокальных механизмов наиболее сильных землетрясений (M³5) в интервале глубин 50-700 км показал, что в СФЗ преобладающими типами смещений являются взбросы, взбросо-сдвиги ССВ простираения и (реже) пологие разноориентированные сбросы. Исследованием распределения очагов сдвигового типа – с крутонаклонными (40-90°) погружениями средних осей деформаций и пологими (0-30°) лево- и правосторонними смещениями в плоскости разрыва установлено, что правые сдвиги распространены преимущественно до глубин в 200 км. При этом доминанта их простираения вдоль КОС (СВ 50-60°) обусловлена упомянутым косым взаимодействием плит в южной части дуги. Подавляющее большинство левых сдвигов сосредоточено на юге КОС. Они прослеживаются в ЗСЗ направлении по зоне субдукции до глубины 680 км, то есть фактически до нижней границы транзитной зоны мантии. Аномальная проявленность здесь левых сдвигов предопределена существованием в погружающейся части ТП трансформных разломов СЗ ориентации. Эти нарушения в виде субпараллельных разломных зон (РЗ), названных японскими учеными Носаппу, Итуруп, а также и менее выраженной Уруп, примыкают к юго-восточному флангу Курильского желоба. Суммарная амплитуда левосторонних смещений только по РЗ Носаппу составляет около 150 км. Вышепоименованные РЗ прослеживаются в СЗ направлении от окраины возвышенности Шатского до Курильского желоба на расстоянии более 1000 км [2]. Как трансформные (типа

хребет-хребет), они возникли в поздней юре-раннем мелу. По их частным сместителям, а также линиям разной намагниченности и в настоящее время происходят тектонические подвижки с доминантой левосторонних смещений СЗ (330-340°) простирания. Особенно отчетливо это проявляется на участках изгиба ТП у океанского края глубоководного желоба. У таких изгибов в южнокурильской части желоба зафиксирована серия современных (1964-1980 г.г.) шикотанских землетрясений.

На площади разных сегментов ТП, заключенных между РЗ Носаппу, Итуруп, Уруп, примыкающих к Курильскому желобу, японскими учеными выявлены специфические (*petit-spot*) вулканические сооружения (объем каждого до 1 куб. км) из высокощелочных базальтов с Ar/Ar датировками возраста в диапазоне 0,05-1; 1,8; 4,2; 6,0 и 8,5 Ма. Проявленность вблизи СФЗ и желоба особого внутриплитного высокощелочного вулканизма представляется не случайной. Возникновение вулканов *petit-spot* связывают с деформацией фрагментов ТП у края желоба и глубинным (астеносферным) источником их магм. Поскольку землетрясения у Южно-Курильской части желоба проявляются с связи с напряжениями растяжения местной зоны субдукции, постольку палеотектонические структуры ТП (типа горстов-грабен и упомянутых РЗ) выступают в качестве проницаемых зон.

У вулканов южного звена КОС более двух столетий известны не только термальные источники с сублимационными серными и молибденит-серными месторождениями, но и множество дочетвертичных проявлений благородных (Au, Ag), цветных (Cu, Zn, Pb, Sn), редких (Mo, Bi) металлов и металлоидов (As, Sb, Se, Te). Многие из них имеют промышленную значимость, то есть являются месторождениями [1].

Интрузивно-вулканогенные комплексы Южных Курил (ЮК) имеют определенную минерогеническую специализацию. Для эффузивно-пирокластических образований зеленотуфового комплекса характерны стратиформные эксгальационно-осадочные залежи и жильные гидротермально-метасоматические тела колчеданно-полиметаллических руд типа «куроко». Такие месторождения содержат в качестве полезных компонентов Zn и в меньших количествах Pb и Cu. К подобным проявлениям примыкают собственно полиметаллические, а к последним олово-полиметаллические [1]. В габбро-плагриогранитах, абсолютный возраст которых по определениям разных лет ($33 \pm 8 - 30 \pm 2$ Ма, K-Ar вал и 31 Ма, U-Pb по циркону) приходится на олигоцен, выявленных среди зеленотуфовых отложений? размещаются месторождения Прасоловского узла (о. Кунашир). Его жильно-прожилковые зоны содержат Au-касситерит-кварцевое, Au-полисульфидно-кварцевое, Au-селенидно-теллуридно-кварцевое, Au-адуляр-карбонат-кварцевое оруденение. В сульфидно-селенидно-теллуридной минерализации установлено присутствие не только высокоиндиевого (до 1,5 % In) сфалерита, но и гипогенного рокезита ($CuInS_2$) в ассоциации с блеклыми рудами теннантит-тетраэдрит-голдфильдитового ряда. С экструзивными, субвулканическими, интрузивными телами умеренно-кислого, кислого состава и ореолами их интенсивных метасоматических преобразований, размещенных среди пирокластических накоплений пемзово-игнимбритового комплекса? пространственно также ассоциируют многие проявления золото-серебряного, золото-оловянного оруденения [1].

Среди субвулканических, экструзивных тел дацит-риолитового состава, эффузивно-пирокластических позднемиоцен-плиоценовых накоплений и соответствующих ореолов метасоматитов Северянковского рудного поля выявлены барит-колчеданно-полиметаллические, Au-алунит(гетит)-кварцевые, Au-адуляр(карбонат)-кварцевые проявления. Их абсолютный возраст (K-Ar метод) приходится на поздний миоцен-плиоцен 4-7 Ма [1]. Отметим, что и позднеплиоценовые андезит-базальты содержат прожилковую Au, Ag-сульфосольно-кварцевую минерализацию.

На о-ве Уруп специализированными на благородные металлы также считаются магматиты кислого состава разного возраста ($7,8 \pm 1,5 - 4,2 \pm 0,9$; $6,6-4,7$ Ма, К-Аг) [1, 3]. Здесь выделяют 5 потенциальных рудных полей с кварц-колчеданной, полиметаллической (с Au), сульфосольно-сульфидной, сульфидно-сульфоарсенидной и убогосульфидной золото-серебряной минерализацией [3]. Оруденение экзоконтактов субвулканических тел и даек кислого состава сопряжено с ореолами гидрослюдисто-серицит-кварцевых, гидрослюдисто-хлорит-кварцевых вторичных кварцитов, окаймленных зонами каолинит-кварцевых метасоматитов и аргиллизитов. Их К-Аг возраст приходится на интервал $10,6-4,0$ Ма [3]. По восстановлению во вторичных кварцитах появляются кварцево-жильные с Au тела, а еще выше они содержат такие минералы? как гетит, алунит, гипс и самородная сера. Здесь на эпitherмальном убогосульфидном золото-серебряном месторождении Купол (о. Уруп) выделяют две продуктивные минеральные ассоциации: золото-халькопирит-теннантитовую и золото-теллуридную (с гесситом и алтаитом). В составе первой ассоциации присутствуют молибден, висмут и германий (до 10 г/т) [1].

В последние десятилетия на ЮК, в дополнение к перечисленным, выявлены «атипичные» проявления элементов платиновой группы (ЭПГ) и таких редких металлов? как Cd, In, Ge и Re [4, 5]. В 1975-1978 г.г. Федорченко В.И., Збруев А.И. и Разин Л.В. открыли на о-ве Кунашир среди производных современной наземной деятельности андезит-базальтовых вулканов Менделеева и Головнина нетрадиционное комплексное сырье на драгоценные металлы: ЭПГ и Au [7]. Специализированными гидро- и рудно-геохимическими исследованиями нескольких фумарольных полей по периферии вулканов, где распространены многочисленные гидросольфатары (с самородной серой), парогидротермы разной мощности, донные фумаролы и грязевые котлы с горячей водой, подвергающейся воздействию вулканических газов, а также среди крупных колчеданных залежей установлены повышенные уровни содержания благородных металлов. Перечисленные производные вулканизма представляются перспективными природными минерально-сырьевыми объектами нового типа [7].

Еще одно открытие – рениевой минерализации в стационарных газовых струях вулкана Кудрявый (о-в Итуруп) – сделано сотрудниками РАН [5]. Здесь, в кальдере Медвежья, более 100 лет действуют такие высокотемпературные (до 940 °С) струи. Рудопоявление Re с многоэлементной (In, Ge, Tl, Sn, W, Cd, Se, Mo, Au, Pt и Pd) минерализацией обладает признаками сходства с молибденит-серными проявлениями кратерно-озерных отложений местной кальдеры Медвежья. В ее основании выявлены субвулканические тела и экструзии риодацитов ($4,9 \pm 0,3$ Ма) и базальт-андезитов ($1,25 \pm 0,15$ Ма), перекрытые пемзами, лавами и агломератами базальтов-андезитов с ксенолитами габбро-плагиогранитов, вероятно, принадлежащих местному погребенному ИКП [1].

Последующими ревизионными исследованиями многих неоген-четвертичных РМС КОС подтверждено, что подобная (с Re) минерализация распространена в других Au-Ag, Cu и Cu-Zn-Pb (\pm As, Sb) объектах, но почти исключительно на о-вах Уруп, Итуруп и Кунашир [1]. Здесь же, на ЮК, возможно выявление скрытого Au-C-Mo-порфирирового оруденения.

Таким образом, результаты анализа материалов по геодинамике и минерагении послужили для авторов основанием к выделению Южных Курил в качестве феномена, заслуживающего дальнейшего пристального внимания и тщательного комплексного изучения крупными интернациональными коллективами ученых разных специальностей.

Работа выполнена при поддержке комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» проект № 18-2-015.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Данченко В.Я.** Геологическое положение и вещественно-генетические типы оруденений редких и благородных металлов в Южно-Охотском регионе Тихоокеанского обрамления. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики Сахалинского научного центра ДВО РАН. 2003. 227 с.
2. **Касаткин С.А.** Современные сдвиговые дислокации в сейсмофокальной зоне Охотоморского региона и значение разломной зоны Носаппу в формировании Северо-Сахалинской нефтегазоносной области. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле / Ред. А.О. Глико, Ю.Г. Леонов. М.: ИФЗ РАН. 2012. Т. 2. С. 309-312.
3. **Кириллов В.Б., Горошко М.В.** Золотоносность осторова Уруп Большекурильской островной дуги // Региональные проблемы. 2008. № 9. С. 50-55.
4. **Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Знаменский В.С., Зотов И.А.** Индиевая минерализация Большой Курильской островной дуги // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. 547-552.
5. **Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Романенко И.М., Штейнберг Г.С., Шмулович К.И.** Геохимия и рениевая минерализация высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // ДАН. 1993. Т. 330. № 5. С. 627-629.
6. **Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги** / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука. 1992. 528 с.
7. **Разин Л.В.** Современная вулканогенная платиновая металлоносность и золотоносность на острове Кунашир, генетически связанная с молодым андезит-базальтовым вулканизмом Большой Курильской Гряды / Платина России. Сборник научных трудов. Красноярск. 2011. Т. 7. С. 476-493.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ УНИКАЛЬНОЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА АБРАМОВСКОМ ПРОЯВЛЕНИИ, ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Чекрыжов И.Ю., Нечаев В.П., Тарасенко И.А., Высоцкий С.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: chekr2004@mail.ru*

Первые сведения о редкоземельной минерализации на юге Приморья относятся к 50-м годам прошлого века, когда при проведении поисково-разведочных работ на олово-вольфрамовых и флюорит-редкометалльных объектах отмечались повышенные содержания РЗЭ и наличие их минералов в шлихах. Однако, лишь в течение последних двух десятилетий началось изучение геохимии редкоземельных элементов, направленное на выявление основных факторов и закономерностей образования и размещения месторождений стратегически важных для РФ металлов с целью прогнозирования и поисков оруденения.

Для южного Приморья описаны четыре потенциально промышленных типа проявлений редкоземельной минерализации, представленные корами выветривания гранитов («тип Лонгнан»), редкоземельными туфами, редкоземельными углями и минерализацией в метаосадочных породах и дайках базальтоидов («абрамовский тип») [3]. Цель данной работы – с использованием новых изотопно-геохимических данных получить свидетельства о генезисе уникальной минерализации «абрамовского типа», что, в конечном итоге, может способствовать выделению и прогнозной оценке перспективных площадей.

Редкоземельная минерализация «абрамовского типа» является наиболее перспективной для промышленного освоения. Она выявлена в 1996 г. В.В. Серединым [1] на южном фланге Вознесенского рудного района (Михайловский район Приморского края) в борту карьера,

ранее отрабатываемого на строительный камень для отсыпки дорог. В геологическом строении Абрамовского проявления редкоземельной минерализации участвуют как метаосадочные, так и магматические образования. Здесь распространены раннекембрийские породы лузановской свиты, в составе которой выделяются две подсвиты. Нижняя представлена чередованием алевролитов с тонкослоистыми сланцами, с линзами и горизонтами черных сланцев. Верхняя сложена преимущественно темно-серыми и черными «шунгитовыми» сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и линзами карбонатов. Породы верхней подсвиты сильно аргиллизированы. Глубина аргиллизации – до 63 м. Раннекембрийские отложения инъецированы дайками долеритов северо-западного простирания, которые в близповерхностных частях полностью аргиллизированы. Возраст даек ранее [1] принимался позднекайнозойским.

Проявление является достаточно изученным в отношении коренного оруденения (Семенов Е.Ф. и др., 2008 г.; Трач Г.Н. и др., 2014 г.). Было оконтурено несколько рудных тел и установлена их пространственная связь с зонами аргиллизации в метаморфизованных кремнисто-углеродистых сланцах верхней подсвиты лузановской свиты и дайками базальтоидов. Редкоземельные минералы на Абрамовском проявлении представлены преимущественно водными карбонатами (кимураит с небольшой примесью локкаита, лантанит) и фосфатами (черчит и рабдафанит). Подобная ассоциация редкоземельных карбонатов ранее была обнаружена лишь в Японии на о. Кюсю в порах и трещинах щелочных оливиновых базальтов [5]. Также на проявлении в незначительном количестве отмечены минералы-концентраторы РЗЭ – апатит и алюмофосфаты, до 28 % РЗЭ в рудах находится в сорбированной форме. Столь богатые иттриевоземельные руды с ураганскими концентрациями РЗЭ до 11,2 мас. %, в том числе Y до 6,6 мас. % являются уникальными и ранее нигде в мире встречены не были.

Ранее исследователями предполагалось [1], что Абрамовское проявление состоит из небольшого (несколько метров в поперечнике), уходящего на глубину штокверка богатых руд, совпадающего с предполагаемой трубкой взрыва – «тело Трубка» и приповерхностных делювиальных шлейфов менее богатых руд. Однако, позднее эта интерпретация не нашла своего подтверждения. Разведочное бурение показало, что богатое редкоземельное оруденение Абрамовского проявления не распространяется ниже зоны приповерхностной аргиллизации (выветривания).

Новые изотопно-геохимические данные показали важную роль в формировании редкоземельной минерализации как эндогенных, так и экзогенных процессов. В ЦКП ДВГИ ДВО РАН был осуществлен анализ стабильных изотопов углерода, водорода и кислорода из водных карбонатов редкоземельных руд, каолинитов и глинистых образований (аргиллизитов). Кроме того, выполнено определение U–Pb возраста цирконов из аргиллизитов в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского и K-Ag датирование малоизмененного долерита – в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН.

Полученные данные K-Ag датирования свидетельствуют о раннетриасовом возрасте (241 ± 7 млн лет) долеритов, формирующих сеть даек внутри и вокруг рудных тел, что опровергает ранее высказанное В.В. Серединым предположение [1] об их кайнозойском возрасте. Датировки цирконов из аргиллизированных базальтов показали широкий диапазон возрастов от 533 до 398 млн лет. Это дало основание полагать, что аргиллизиты здесь заместили тектоническую брекчию, состоящую из фрагментов нижнепалеозойских сланцев и пронизывавших ее мафических даек среднепалеозойско-раннемезозойского возраста, а не молодую трубку взрыва, как считалось ранее.

Соотношение радиогенных изотопов неодима и стронция в лантаните Абрамовского проявления $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512133 \pm 6$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,71361 \pm 8$ [2] четко указывает на верхнекоро-

вое происхождение рудных компонентов. Новые данные по стабильным изотопам позволили уточнить природу гидрокарбонатных и глинистых компонентов рассматриваемых руд (рис. 1). Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и высокие содержания $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о приповерхностных условиях образования редкоземельных карбонатов Абрамовского проявления. Положение фигуративных точек изученных карбонатов между значениями $\delta^{13}\text{C}$, характерными для углерода из мантийного углекислого газа и органики углей и углистых сланцев, указывает на возможную гибридную природу этих минералов (рис. 1А). Аргиллизиты, сопровождающие минерализацию имеют четко экзогенные изотопные характеристики водорода и кислорода вне зависимости от степени их обогащенности или обедненности РЗЭ (рис. 1Б). На диаграмме только одна точка каолинита из базальтов о-ва Кюсю, попадает в поле гидротермального каолинита, что можно связать с термальным воздействием лав. Остальные точки, характеризующие изотопию каолинита и аргиллизитов Абрамовского проявления, а также аргиллизитов ближайших угленосных впадин, их фундамента и кристаллического обрамления, выстраиваются вдоль линии каолинов коры выветривания. Изотопные соотношения водорода и кислорода гидрокарбонатов при этом отклоняются от этой линии в сторону утяжеления кислорода, вероятно, в связи с его более сильным фракционированием при осаждении карбонатов из минерализованных вод в сравнении с глинами.

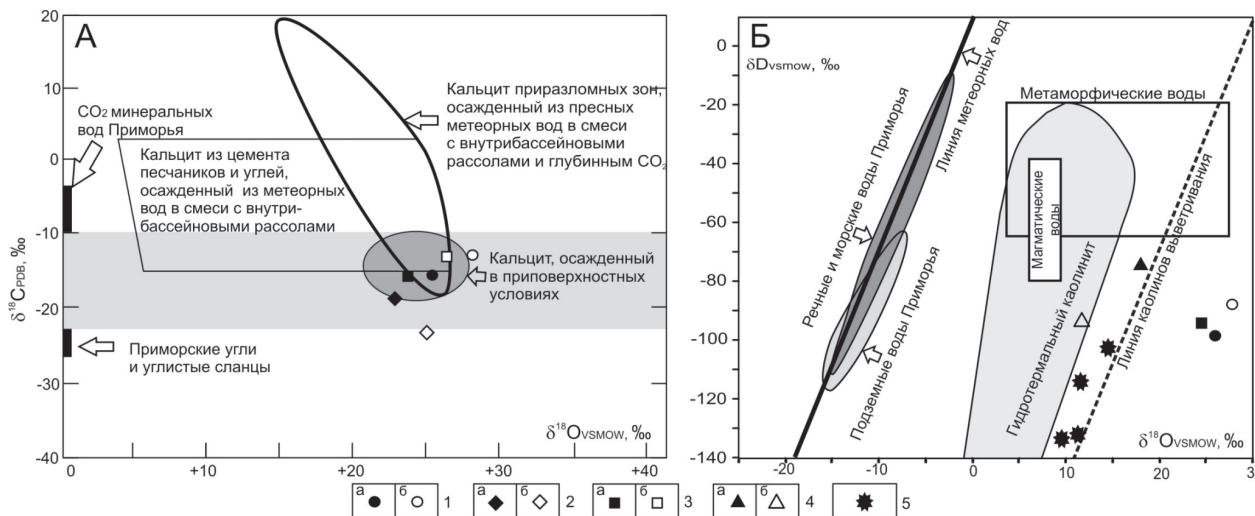


Рис. 1. Соотношения изотопов: (А) углерода и кислорода в редкоземельных карбонатах Абрамовского проявления и базальтов Niigashi-Matsuura (СВ о-ва Кюсю); (Б) изотопов водорода и кислорода в глинистых образованиях, а также редкоземельных карбонатах Приморья и Японии (с использованием данных [4, 6, 7 и др.]).

Условные обозначения. 1 – кимураит, 2 – кальцит, 3 – лантанил, 4 – каолинит: (а) Абрамовского пр-ния, Приморье, (б) базальтов Niigashi-Matsuura, о-ва Кюсю; 5 – аргиллизиты, южное Приморье.

В результате проведенных исследований сделано предположение, что редкоземельная минерализация «абрамовского типа» образовалась в результате растворения приповерхностными водами породообразующих и рудных минералов палеозойских метаосадочных и мезозойских вулканогенных пород в условиях повышенного парциального давления CO_2 ($>10^{-1.0}$), вероятно, поступающего из мантии Земли по разломам. Интенсивное насыщение инфильтрационных вод макро- и микрокомпонентами, в т.ч. РЗЭ, а также высвобождение углекислого газа в приповерхностных условиях способствовало выпадению и концент-

рированию карбонатов – кимураита и лантанита. Затем с ростом минерализованности раствора, изменением равновесий форм водной миграции химических элементов карбонатная ассоциация дополнялась фосфатами – черчитом и рабдафанитом. Очевидно, возникающие таким образом богатые редкоземельные руды имеют тенденцию локализоваться в пределах изначально относительно обогащенных РЗЭ пород флангов угленосных депрессий, ограниченных и рассеченных сбросами и сбросо-сдвигами. Абрамовское проявление, на котором было сконцентрировано исследование, занимает именно такую позицию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 17-05-00051 и программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-020.

ЛИТЕРАТУРА

1. Середин В.В. Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 403-418.
2. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., Томсон И.Н. Новые данные об иттриевоземельных гидроиттриевоземельных гидротермальных рудах с ураганскими концентрациями РЗЭ // ДАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 378-383.
3. Чекрыжов И.Ю., Трач Г.Н., Нечаев В.П., Высоцкий С.В., Трач Д.А. Редкоземельное оруденение в угленосных районах Южного Приморья // Материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток. 2016. С. 381-383.
4. Челноков Г.А., Харитоновна Н.А. Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2008. 165 с.
5. Nagashima K., Miyawaki R., Takase J., Nakai I., Sakurai K., Matsubara S., Kato A., Iwano S. Kimuraite, $\text{CaY}_2(\text{CO}_3)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from fissures in an alkali olivine basalt from Saga Prefecture, Japan, and new data on lokkaite // Amer. Mineralogist. 1986. V. 71. P. 1028-1033.
6. Shepard S.M.F., Gilg H.A. Stable isotope geochemistry of clay minerals // Clay Minerals. 1996. V. 31. P. 1-24.
7. Taylor Jr. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, In: Barnes, H.L. (Ed.) // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed. John Wiley and Sons, New York. 1979. P. 236-277.

ЮЖНО-СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СВИНЦОВО-ИЗОТОПНАЯ В-SN-PB-ZN РУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Чугаев А.В.¹, Чернышев И.В.¹, Раткин В.В.², Гоневчук В.Г.², Елисеева О.А.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail:ratkin@yandex.ru

Южно-Сихотэ-Алинская рудная провинция (ЮСАП) относится к числу крупнейших металлогенических провинций России. В ее пределах расположено множество различных по масштабу месторождений олова, цинка, свинца и бора. Несмотря на продолжительную историю изучения ЮСАП, вопрос источника/источников рудных компонентов по-прежнему остается дискуссионным. Одним из наиболее эффективных и давно применяемых подходов

при его решении является изучение вариаций изотопного состава Pb в рудах и вмещающих породах.

В настоящем докладе представлены результаты системного изучения Pb-Pb изотопных характеристик 20 Sn-полиметаллических и полиметаллических месторождений ЮСАП, а также пространственно ассоциирующих с ними гранитоидных интрузий и вмещающих терригенных пород. Для месторождений Pb-Pb данные получены по 49 образцам галенита. Интрузивные и осадочные породы региона охарактеризованы 11 образцами, для которых изотопный состав Pb анализировался в полевых шпатах. Изотопный анализ Pb выполнен в ИГЕМ РАН с помощью MC-ICP-MS метода с трассированием рабочих растворов таллием. Данный метод, благодаря корректированию измеренных отношений Pb на эффект приборной масс-дискриминации по опорному отношению $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$, обеспечивает точность анализа на уровне 0,02-0,03 % ($\pm 2\text{SD}$) [2].

Изученные месторождения расположены на юге Сихотэ-Алинского аккреционно-складчатого пояса в пределах двух крупных тектонических структур: Таухинского и Журавлевского террейнов. Рудные тела, как правило, локализованы в осадочных комплексах раннемелового возраста. Пространственно с месторождениями ассоциируют позднемеловые-палеоценовые постаккреционные гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВП). Большинство исследователей признается генетическая связь оруденения с проявленным в регионе гранитоидным магматизмом позднемелового-палеогенового возраста [1].

Измеренные величины изотопных отношений Pb в изученных месторождениях ЮСАП находятся в диапазонах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18,32-18,47, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,61-15,66 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38,60-38,80 (рис. 1). Различия крайних значений, выраженные в относительных единицах, составляют 0,8, 0,3 и 0,5 %, соответственно. При сопоставлении с известными свинцово-изотопными провинциями, например, Центральных Анд и Восточного Забайкалья, обнаруженные вариации изотопного состава рудного Pb ЮСАП по своему масштабу являются небольшими [3, 5, 6]. В то же время, эти вариации более чем на порядок превосходят аналитическую погрешность метода и, соответственно, отражают исходную свинцово-изотопную неоднородность источника Pb рудных объектов. В пределах отдельных, наиболее детально изученных нами месторождений (Южное и Арсеньевское), рудный свинец обладает еще большей степенью однородности изотопного состава, а разброс значений не превышает погрешность анализа. Свинцово-изотопные характеристики месторождений не коррелируют с возрастом, типом рудной минерализации и составом пространственно ассоциирующих с ними интрузивных пород. При этом отчетливо проявлена зависимость между изотопным составом Pb в рудах месторождений, с одной стороны, и литологическим составом рудовмещающих геологических блоков, с другой стороны. Так, наименее радиогенный изотопный состав Pb, в целом, более характерен для месторождений, локализованных в геологических блоках раннемеловых флишоидов Журавлевского террейна, сформированных при доминирующем участии аркозового материала, поступавшего с материка. Несколько более повышенными величинами отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ обладают месторождения в блоках Таухинского террейна (Верхнецинковое, Силинское, Высокогорское, Новомонастырское), где, кроме раннемеловых аркозовых песчаников, присутствуют триасово-юрские кремнисто-терригенные и вулканогенные породы океанического происхождения. Сходное отличие по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ наблюдается и для изученных фракций полевых шпатов, выделенных из песчаников журавлевского и таухинского комплексов. Выявленные особенности в вариациях изотопного состава рудного Pb месторождений ЮСАП указывают на ведущую роль осадочных толщ в качестве источника Pb.

Однако, рудный свинец отличается существенно большей степенью однородности изотопного состава по сравнению со свинцом осадочных пород. Данный факт может быть объяснен усреднением изотопного состава Pb первоначально в рудогенерирующих магматических расплавах, сформировавшихся при значительной (более 50 %) ассимиляции осадочных пород [4], а затем уже в гидротермальной системе конкретного месторождения. Такое предположение поддерживается результатами изучения изотопного состава Pb в полевых шпатах гранитоидов (рис. 1).

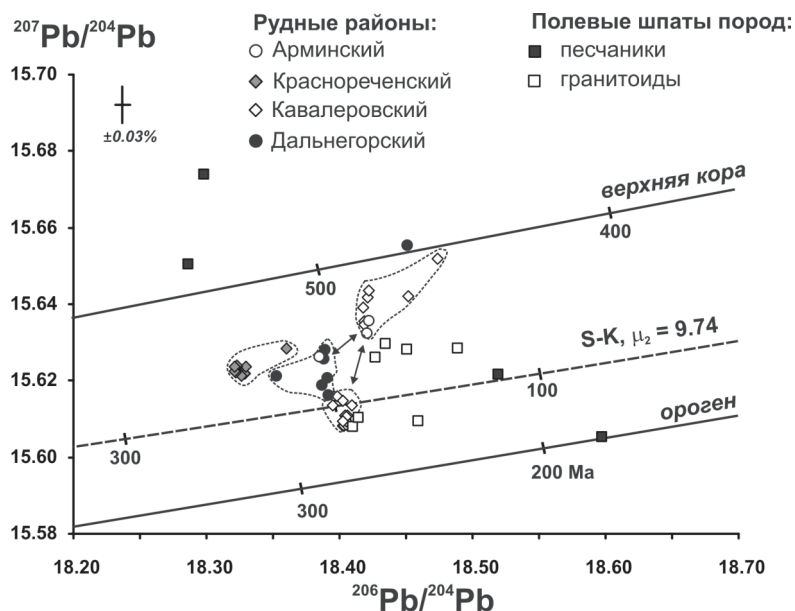


Рис. 1. Pb-Pb диаграмма для галенита месторождений и полевых шпатов терригенных и интрузивных пород Южно-Сихотэ-Алинской рудной провинции.

Таким образом, проведенные Pb-Pb исследования месторождений ЮСАП позволяют говорить о наличии общего для них регионального резервуара – источника рудных компонентов, обладающего относительно гомогенными свинцово-изотопными характеристиками, близкими к резервуарам корового типа. В качестве такого регионального резервуара выступают складчатые толщи осадочных пород, формирующих Таухинский и Журавлевский террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 16-05-00106

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Гоневчук В.Г.** Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука. 2002. 297 с.
- 2. Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.** Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1155-1168.
- 3. Чугаев А. В., Чернышев И. В., Бортников Н. С., Коваленкер В. А., Киселева Г. Д., Прокофьев В. Ю.** Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного МС-ИСР-МС-изучения изотопного состава Pb) // *Геология рудных месторождений*. 2013. Т. 55. № 4. С. 282-294.

4. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuri M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to Early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russia Far East: Crucial growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 111. P. 872-918.

5. Kamenov G., Macfarlane A. W., Riciputi L. Sources of lead in the San Cristobal, Pulacayo, and Potosi mining districts, Bolivia, and a reevaluation of regional ore lead isotope provinces. *Economic Geology*. 2002. V. 97. N. 3. P. 573-592.

6. Macfarlane A. W., Marcet P., LeHuray A. P., Petersen U. Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks // *Economic Geology*. 1990. V. 85. N. 8. P. 1857-1880.

GEODYNAMICS OF THE PARALLEL FAULTS SYSTEM OF THE SIKHOTE-ALIN FOLDED BELT AS THE APPLICATION OF REMOTE SENSING

Shevyrev Sergei L.

Far Eastern Geological Institute, Far East Federal University, Vladivostok, Russia

Folded belts of continental margins formed in a transpressional (subduction with transform slip) regime generally have near parallel systems of strike-slip faults. The Sikhote-Alin accretionary belt also contains such a system comprising a number of main NE-trending first-order sinistral strike-slip faults: the CSAF, the Arsen'ev, the Ussuriysky, the Shkotovsky, etc. In some cases they bound adjoining terranes of different age and genesis; in other cases they appear as subdominant structures inside terranes.

The sinistral strike-slip faults of the Sikhote-Alin are related to the Tan-Lu megazone, a large fault system of East Asia, which formation took place during the left-side transform sliding of the Izanagi oceanic plate along the Eurasian continent [5].

Researchers [3, 9] consider areas located between parallel and subparallel faults of the Sikhote-Alin orogenic belt as «strike-slip zones» characterized by a complicated geological composition, with fractures, dike swarms and tectonic mélange. Omitting compositional and formational details, these zones are known for large ore deposits associated with the monzonitic and granitic intrusions: Lermontovskoe (W), Partizanskoe (TR, W), Tigrinoe (Sn, W), etc. Numeric modeling of strain fields according to the strike-slip faults' dynamics jointly with the remote fracture pattern analysis may promote researches of active margins and mineral prospectivity.

Processing of remote sensing images produces fracture pattern including lineaments. The «lineament» term was used in typical meaning for extracted linear features related to tectonics, for instance [1, 4, 6, 7]. The analysis of the obtained fracture patterns requires general knowledge of their genesis.

We conduct lineament extraction and related researches in original LEFA software [8].

Rheology considers solid medium as deformable extremely viscous fluid. The Lagrangian time derivative of the medium displacement (flow) $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$ is (according to [2]):

$$v_i = \frac{Du_i}{Dt}, \quad (1)$$

Strain tensor is also defined as [2]:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2)$$

Components of the strain rate tensor defined by spatial gradients of velocity:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

Deformation of a continuous medium is the result of changes in the balance between internal and external applied forces. In order to compare the forces and the caused deformations, the equations for conservation of momentum should be applied:

$$\text{Eulerian form:} \quad \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_i \frac{\partial v_i}{\partial x_i} \right) \quad (4)$$

$$\text{Lagrangian form:} \quad \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt} \quad (5)$$

Momentum conservation in viscous fluid is described via the Navier-Stokes equation of motion:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt} \quad (6)$$

where σ'_{ij} – deviatoric stress, expressed by:

$$\sigma'_{ij} = \eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (7)$$

and η is medium viscosity.

A finite-difference representation of the momentum and continuity equations on a horizontal plane ([2], Eq. 7.18) may not use gravity component:

$$\eta \frac{v_{x(i,j-1)} - 2v_{x(i,j)} + v_{x(i,j+1)}}{\Delta x^2} + \eta \frac{v_{x(i-1,j)} - 2v_{x(i,j)} + v_{x(i+1,j)}}{\Delta y^2} = 0 \quad (8)$$

$$\eta \frac{v_{y(i,j-1)} - 2v_{y(i,j)} + v_{y(i,j+1)}}{\Delta x^2} + \eta \frac{v_{y(i-1,j)} - 2v_{y(i,j)} + v_{y(i+1,j)}}{\Delta y^2} = 0 \quad (9)$$

Equations (8) and (9) have been used to obtain displacement (velocity) components of viscoplastic flow by the finite difference method (FDM) in Mathworks Matlab software.

Fault systems showed an activity responsible for the origin of unique geological assemblages and related multiphase crustal and mantle magma intrusions.

Nonsimultaneous sinistral movements along the CSAF, the activity of accompanying parallel faults of minor scale, as well as transpressional and transtensional deformations in changing regimes formed complicated tectonomagmatic associations. An adequate genetic interpretation of datasets related to a discrete area demands development of regional tectonic model. It's allowing to reconstruct appearance of these structures and perform zonation of the area (fig. 1). Parallel faults were active in

different time and formed series of S-shaped zones. These zones are related to deep seated permeable zones and dual-phase monzonite intrusions.

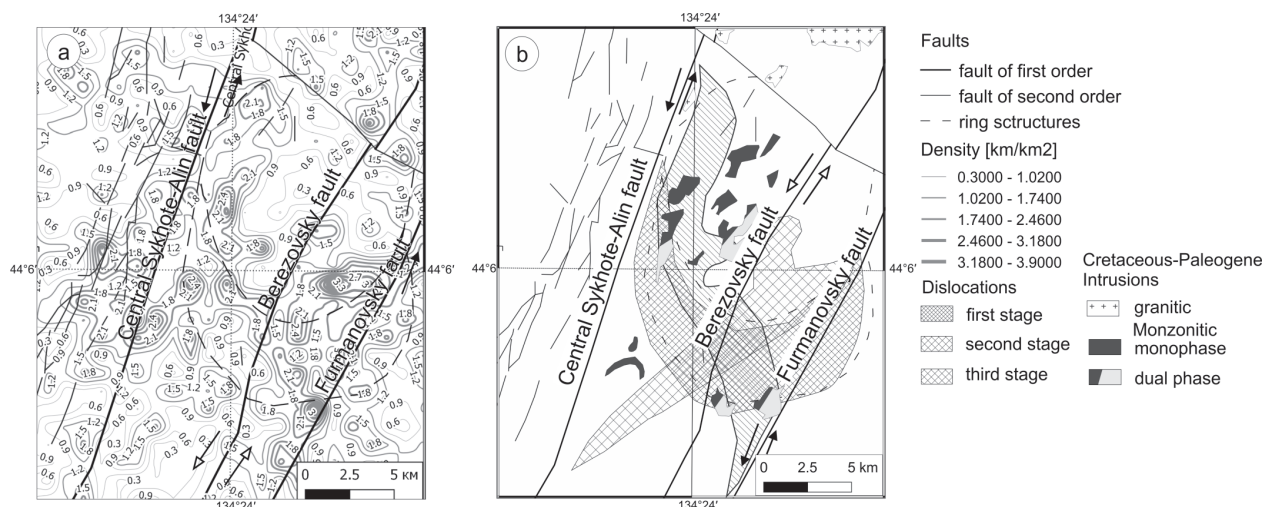


Fig. 1. Tectonic pattern of the research area: a – lineament density map by LEFA (km/km²); b – staging of dislocation (in order of appearance) and related monzonite intrusions.

Numeric models provide reliable foundation of remote analysis which appears to be the way of data unification with in-situ observations, isotope dating and geophysical surveying.

REFERENCES

1. Arlegui, L.E., Soriano, M.A. Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). *Int. J. Remote Sens.* 1998. V. 19. P. 3169-3185. <http://dx.doi.org/10.1080/014311698214244>.
2. Gerya, Taras. *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* / Cambridge University Press. 2010. P. 292.
3. Kudymov, A.V. Structure formation in the zone of the northeastern fragment of the Kolumbe Fault in northern Sikhote-Alin. *Russian Journal of Pacific Geology.* 2013. V. 7. N. 4. P. 277-287. <https://doi.org/10.1134/S1819714013040064>
4. Laubach, S.E., Lamarche, J., Gauthier, B.D.M., Dunne, W.M., David J. Sanderson, 2018. Spatial arrangement of faults and opening-mode fractures // *Journal of Structural Geology.* 2018. V. 108. P. 2-15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.008>.
5. Malinovsky, A.I., Golozubov, V.V., Kasatkin, S.A., Composition and formation settings of Cretaceous terrigenous rocks of the West Sakhalin terrane // *Dokl. Earth Sc.* 2015. V. 463. P. 672. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15070193>.
6. Meixner, J., Grimmera, J.C., Becker, A., Schill, E., Kohl, T. Comparison of different digital elevation models and satellite imagery for lineament analysis: Implications for identification and spatial arrangement of fault zones in crystalline basement rocks of the southern Black Forest (Germany) // *Journal of Structural Geology.* 2018. V. 108. P. 256-268. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.11.006>.
7. Seers, T.D., Hodgetts, D. Probabilistic constraints on structural lineament best fit plane precision obtained through numerical analysis. *Journal of Structural Geology.* 2016. V. 82. January. P. 37-47. <https://doi.org/10.1134/S1819714013040064>
8. Shevyrev, S.L. LEFA. Lineament extraction and fracture analysis software. Official web site. 2018. URL: <http://lefa.geologov.net>
8. Yushmanov, Yu.P. Structure and zoning of Au-Cu mineralization of the Lazurnoye deposit in the Central Sikhote-Alin // *Russian Journal of Pacific Geology.* 2002. V. 21. N. 2. P. 85-90 (in Russian).

АГНИЕ-АФАНАСЬЕВСКАЯ ВИХРЕВАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ СТРУКТУРА В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ

Юшманов Ю.П.

*Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан,
e-mail: yushman@mail.ru*

Исследование рудоносных вихревых структур отвечает задачам нелинейной металлогении по изучению особенностей локализации рудных месторождений и их прогнозу. Агние-Афанасьевский золоторудный узел – модель сдвига-ротационной (вихревой) структуры в Нижнем Приамурье.

Объект исследований расположен на левобережье нижнего течения р. Амур в бассейнах его притоков Пильда, Джатка, Битки и относится к Ульчинскому району Хабаровского края. В структурном плане, согласно [2], золотое оруденение приурочено к нижнемеловым турбидитам Журавлевско-Амурского террейна, слагающим восточное крыло Лимурчанского сдвига. Эта территория Нижнеамурской минерагенической зоны Сихотэ-Алинской провинции, центральной части Пильдо-Лимурийского золоторудного района, включающего в себя Агние-Афанасьевский рудный узел. Для рудного узла характерны месторождения и рудопроявления золото кварцевой формации, связанные с зонами жильно-прожилкового окварцевания в осадочных и интрузивных породах.

Главным структурным элементом Агние-Афанасьевского рудного узла является трансформационный левосдвиговый дуплекс, ограничивающий с флангов интрузивно-купольную (вихревую) структуру в надинтрузивной зоне рудогенерирующего криптоплутона (рис. 1). Рудное поле сложено нижнемеловыми терригенными породами (алевролиты и песчаники, переслаивающиеся в различных взаимоотношениях), собранными в линейные складки северо-восточного простирания, которые прорваны магмой разнообразного состава. Интрузивные образования отнесены к двум возрастным комплексам – позднемеловому и раннепалеогеновому [3]. К первому (позднемеловому) комплексу относятся интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, гранитов и дайки соответствующего состава нижнеамурской серии. В состав второго раннепалеогенового комплекса входят дайки, штоки базальтов, андезитов, долеритов, дацитов, риолитов. С позднемеловыми натровыми гранитоидами нижнеамурской серии предполагается связь вольфрамового, молибденового, золотого, мышьякового и сурьмяного оруденения [3].

Рудный узел в контурах интрузивно-купольной структуры радиусом 12 км выделяется по аэрофотоснимкам и топографическим картам радиально-концентрической системой мелких водотоков, расходящихся от центра и дугообразными изгибами долин рек. Спиралевидное (вихревое) строение рудного узла картируется по ареалам развития многочисленных мелких интрузивных тел, полей роговиков, дуговых, радиальных и линейных разломов. Крупные разломы прослежены геофизическими методами. Анализ разрывных структур (рис. 1а, б) показал, что протяженные субвертикальные разрывы скалывания ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении по азимуту СВ 35-40°. Они образуют широкую зону вязкого послонного сдвига, ограничивающую с флангов интрузивно-купольную (вихревую) структуру. Подавляющее большинство трещинных интрузий, даек основного и среднего состава контролируют разрывы северо-восточного и близмеридионального направления, реже северо-западного и очень редко широтного, образуя спиральную и радиальную сеть мелких интрузий. Эти магмовмещающие разрывы хорошо выделяются в геофизических полях по резкому

изменению параметров магнитного и радиохимических полей, по цепочкам геофизических аномалий [3]. Дайки кислого состава и крупная Балахойская гранитная интрузия залегают в северо-западных разрывах растяжения, дугообразно огибая центр вихревой структуры с северо-востока. Большинство дуговых разломов, вскрытых горными выработками, имеют крутое (60°) падение к центру вихря.

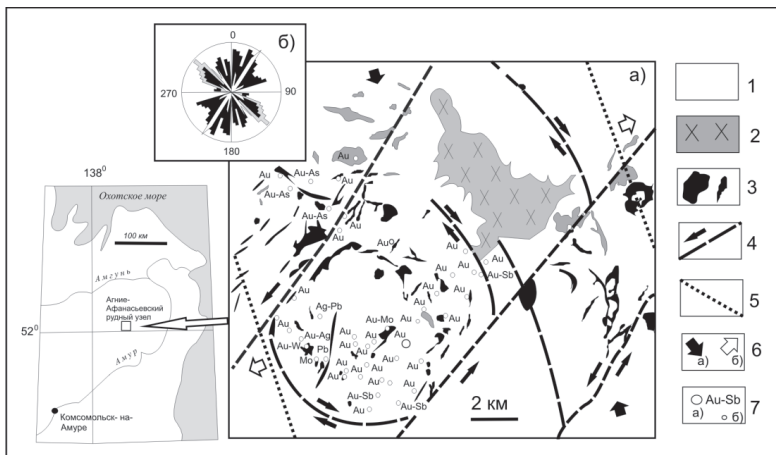


Рис. 1. Агние-Афанасьевская золоторудная вихревая структура.

(а): 1 – флишиоидные отложения нижнего мела (алевролиты, песчаники, гравелиты, линзы конгломератов); 2 – позднемеловые интрузии и дайки кислого состава (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры); 3 – позднемеловые интрузии, штоки и дайки основного и среднего состава (габбро, диабазы, диориты); 4 – сдвиги; 5 – границы рудолокализующей структуры растяжения; 6 – вектор горизонтального сжатия (а) и растяжения (б); 7 – месторождения и рудопроявления с преимущественной металлогенической специализацией. Розы-диаграммы (б) простираний щелевых интрузий и даек среднего и основного состава (черное), кислого (серое) и разломов (белое).

Здесь отчетливо проявлена латеральная концентрическая рудно-магматическая зональность. Магматические породы образуют два пояса. Внутренний (рудноносный) пояс, насыщенный разновозрастными магматическими породами основного, среднего, редко кислого состава, окаймляет центральную (ядерную) часть вихревой структуры. Внешний (периферический) пояс представлен крупной Балахойской интрузией гранитов и её сателлитами. Ядро вихря (диаметром 5 км) безрудно. В обрамляющем рудноносном поясе шириной 3-4 км совмещены месторождение и рудопроявления Au, Mo, W, Pb, Ag, As, Sb. Различные РТ-условия осаждения минералов, по-видимому, обусловили концентрическую металлогеническую зональность рудно-магматической системы. Четкой, постоянно наблюдающейся пространственной приуроченности оруденения к определенным магматическим породам не устанавливается [1]. Высокотемпературные проявления Mo, W, Pb, Ag, Au расположены ближе к центру, как и в других рудно-магматических структурах центрального типа в Верхнем [5] и Среднем [4] Приамурье. Основные рудопроявления и Агние-Афанасьевское месторождение Au расположены на удалении от интрузивных тел. На флангах рудоносной зоны развиты низкотемпературные проявления Sb, редко As с Au. Во внешней периферической части концентрической рудно-магматической системы оруденение отсутствует, несмотря на широкое развитие пояса гранитных интрузий.

Анализ структурных парагенезов (трещин скалывания, отрыва, тектонической штриховки на зеркалах скольжения, складчатых структур, эшелонированных разрывных нарушений и т.д.) на геологических картах, планах и полевой документации горных выработок свидетельствует

об образовании Аग्ние-Афанасьевской золоторудной вихревой концентрической структуры в условиях локального растяжения (режим транстенсии) при региональном сжатии СЗ 330-340° (режим транспрессии). Ротация дуплексного блока (вокруг вертикальной оси) против часовой стрелки происходила при левом сдвиге амплитудой около 6 км по северо-восточным сколовым разломам. Амплитуда сдвига с транстенсивной составляющей определяется по суммарной мощности внедрившихся магматических тел, без учета образования складчатых структур. При этом по сопряженным дуговым северо-западным и широтным сколовым разломам происходило смещение типа правых сдвига-сбросов.

Свидетельством ротационных (вихревых) процессов на геологической карте являются спиралевидные ареалы распространения мелких интрузий и даек, флексурные изгибы слоев вблизи дуговых и линейных разломов, горизонтальная и вертикальная тектоническая штриховка на зеркалах скольжения, приразломные складки с вертикальными шарнирами и структурами закручивания. В режиме транстенсии в широкой зоне вязкого сдвига приоткрывались многочисленные присдвиговые раздвиги (pull apart) северо-западного, близмеридионального, северо-восточного, редко широтного простирания (рис. 1б). Раздвиги различных форм и размеров служили каналами для магмы и рудного вещества. Глубина проникновения раздвигов определяется химическим составом внедрившейся магмы и руд.

Собственно известное Аग्ние-Афанасьевское золоторудное месторождение целиком локализовано в S-ой флексуре вращения, контролируемой северо-восточным левым взбросо-сдвигом. Золото кварцевые жилы образовались в процессе реализации сдвига-ротационных деформаций. К ним относятся спиралевидные, дуговые, сигмоидные и линейно-петельчатые жилы и листринговые (пропеллер) структуры S-ного вращения (жилы № 2, № 6, № 8-8-бис) [7]. Из жил сложной морфологии добыта основная масса рудного золота [6].

Изложенный фактический материал свидетельствует о широком развитии сдвига-ротационных (вихревых) процессов на Аग्ние-Афанасьевском рудном поле, где разномасштабные структуры вращения контролируют размещение как магматических, так и рудных тел. Таким образом, ротационную тектонику необходимо учитывать в процессе дальнейших прогнозных и поисково-оценочных работ на золото.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Виславных Н.А., Врублевский А.А. Условия локализации кварцево-жильного оруденения в дислоцированных осадочных толщах (Пильда-Лимурийский район) / Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 76-85.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-1 (Пильда-Лимурийский объект). Хабаровск. 2007. 219 с.
4. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 1-6.
5. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенические проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. С. 568-593.
6. Суматов М.В. Рудная геология Афанасьевского месторождения и перспективы расширения его сырьевой базы / Сб. материалов по геологии золота и платины. М. 1948. Вып. 6. С. 14-26.
7. Юшманов Ю.П. Золоторудные столбы и штокверки Аग्ние-Афанасьевского и Покровско-Троицкого месторождений в Нижнем Приамурье. Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии. Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилова. Хабаровск: ИГИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2016. С. 210-212.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Dao Thai Bac 135
Delgado R. 248
Jinlong Liu 134
Le Duc Anh 134
Legkodimov Alexey 134
LIU Jinlong 136
Masako Usuki 135
Nevolko P.A. 135
Nguyen Hoang 134
Pawlowsky V. 248
Pham Duc Luong 135
Pham Ngoc Can 135
Pham Thi Dung 135
Qiong Wu 134
Renat Shakirov 134
Shevyrev S. L. 316
SUN Fengyue 136
Tadashi Usuki 135
Tran Thi Huong 134
Tran Trong Hoa 135
Tran Tuan Anh 135
Tran Van Tri 135
Wu Datian 137
WU Qiong 136
Zhou Yongheng 134, 136
Zhao Yuandong 136
Zhou Jiulong 136
Авченко О.В. 141
Азимов П.Я. 14
Алексеев В.И. 236
Аленичева А.А. 145
Андросов Д.В. 225, 276, 278
Архипов М.В. 26, 152
Бабарина И.И. 14
Бадрединов З.Г. 149
Бакшеев И.А. 40
Баранов В.В. 16
Белякова А.А. 145
Берзина А.Н. 238
Берзина А.П. 238
Богомолов Л.М. 93
Борискина Н.Г. 241, 307
Борняков С.А. 81
Бронников А.К. 44
Брянцева Г.В. 93
Будницкий С.Ю. 225
Буянтуев М.Д. 103
Ван К.-Л. 96, 205
Вах А.С. 245, 258
Вах Е.А. 245
Викентьев И.В. 260
Вишневская И.А. 273
Владимиров В.Г. 32, 170, 232
Войнова И.П. 26, 152
Высоцкий С.В. 310
Выхристенко Р.И. 260
Гаврюшкина О.А. 85
Гвоздев В.И. 174, 245
Генералова Л.В. 155
Гильманова Г.З. 19
Гимон В.О. 238
Гладкочуб Д.П.
Гнилко О.М.
Голозубов В.В. 26, 38, 48, 64, 152, 174
Гоневчук В.Г. 248, 250, 295, 313
Гореликова Н.В. 248, 250
Горнов П.Ю. 19
Горячев Н.А. 245, 258
Гребенникова А.А. 245, 254, 258
Григорьев Н.В. 254
Гриненко В.С. 16
Гурова А.В. 91
Гурьянов В.А. 158
Давыдова М.Ю. 161
Дегтярев К.Е. 205
Денисова Ю. В. 164
Дербеко И.М. 22
Диденко А.Н. 26, 29, 152
Добкин С.Н. 158
Добридень С.П. 225
Доброшевский К.Н. 245
Докукина К.А. 32, 35
Донская Т.В. 126
Дриль С.И. 203, 222

Егорова С.В. 14
 Екимова Н.И. 207
 Елисеева О.А. 313
 Желдак М.В. 38
 Жмодик С.М. 289
 Зайцев А.В. 40
 Зайцев А.И. 296
 Зарубина Н.В. 273
 Зелепугин В.Н. 42, 177
 Змиевский Ю.П. 42
 Зубова Т.Н. 145
 Иванов В.В. 303
 Иванов М.В. 273
 Иванова Ю.М. 273
 Иванова Ю.Н. 260
 Иволга Е.Г. 263
 Иизука Й. 96
 Ильясова А.М. 81
 Кадашникова А.А. 285
 Канева Е.В. 166
 Каплун В.Б. 44
 Кара Т.В. 299
 Карабцов А.А. 245
 Кармышева 170, 232
 Касаткин С.А. 48, 64, 174, 307,
 Кириллова Г.Л. 51
 Ковач В.П. 205
 Ковтунович П.Ю. 145
 Конилов А.Н. 35
 Котлер П.Д. 85, 91
 Котляров А.В. 172
 Кривоногов С.К. 85, 91
 Крук Е.А. 174
 Крук Н.Н. 85, 174
 Крупчатников В.И. 180
 Кудрин М.В. 267
 Кудымов А.В. 26, 53, 152
 Кузьмин В.К. 177
 Куйбида М. Л. 85, 180
 Кукарина Е.В. 55
 Кулаков И.Ю. 55
 Курашко В.В. 254
 Лавренчук А.В. 211
 Лаврик С.Н. 183
 Ле Дык Ань 48
 Левицкий 186, 189
 Левицкий И.В. 166, 186, 189
 Ли Х.-Я. 96
 Лиханов И.И. 193, 196
 Мазукабзов А.М. 126
 Максимов С.О. 199
 Малиновский А.И. 57
 Манилов Ю.Ф. 61, 263
 Марковский Б.А. 149
 Мартынов А.Ю. 64
 Мартынов Ю.А. 64, 161
 Маруяма Ш. 85, 91
 Медведь И.В. 67
 Минц М.В. 35
 Митрохин А.Н. 128, 270
 Михайлик Е.В. 273
 Михайлик П.Е. 273
 Молчанов В.П. 276, 278
 Мороз Т.Н. 285, 289
 Неволин П.Л. 128
 Ненахова Е.В. 281
 Нечаев В.И. 211
 Нечаев В.П. 310
 Нигай Е.В. 158
 Ноздрачев Е.А. 225
 Носырев М.Ю. 29, 284
 Обут О.Т. 85, 91
 Орехов А.А. 174
 Ото Ш. 26
 Павлова Л.А. 186
 Перепелов А.Б. 203, 222, 225
 Перфилова А.А. 91
 Песков А.Ю. 26, 152
 Петренко Н.А. 91
 Петрищевский А.М. 70
 Пилицына А.В. 205
 Плечов П.Ю. 203
 Полин В.Ф. 207
 Пономарчук А.В. 285

Пономарчук В.А. 285, 289, 292
Попов В.К. 199
Попова О.М. 180
Прокудин В.Г. 105
Проскурнин В.Ф. 73
Проскурнина М.А. 73
Пузанков М.Ю. 203
Пыряев А.Н. 285, 289
Развозжаева Е.П. 76
Рапацкая Л.А. 79
Рассказов С.В. 81
Раткин В.В. 250, 313
Рашидов В.А. 161
Ремизов Д.Н. 73
Роголина Л.И. 292
Родионов А.А. 292
Руднев С.Н. 174
Рябов В.В. 289
Савельев Д.П. 273
Савинский И.А. 85, 91
Садур О.Г. 115
Сальникова Е.Б. 205
Сафонова И. Ю. 85, 88, 91, 172
Саядян Г.Р. 254
Светов С.А. 99
Семеняк Б.И. 295
Серебряков Н.С. 14
Сим Л.А. 93
Симонов В.А. 172
Сингх В.К. 99
Скляр Е.В. 211
Скузоватов С.Ю. 96
Слабунов А.И. 99
Смирнов С.З. 55
Соболев И.Д. 103
Сорокин А.А. 285
Степанов В.Б. 155
Степанова А.В. 14
Съедин В.Т. 105, 214
Талтыкин Ю.В. 76
Тарарин И.А. 149
Тарасенко И.А. 310
Титов А.Т. 289
Третьяков А.А. 205
Уляшева Н. С. 108
Уткин В. П. 112, 128
Уэст М. 55
Фатьянов И.И. 254
Федоровский В.С. 126
Фелюфьянов Д.С. 281
Фенгуй Сун 276
Фридовский В.Ю. 267, 296
Фролова Н.С. 299
Фунг Ван Фать 48
Ханчук 248, 250, 303
Хомич В.Г. 241, 307
Хромых С.В. 85, 91
Хубанов В.Б. 103
Цибизов Л.В. 55
Цуканов Н.В. 219
Цыпукова С.С. 203, 222
Цянь Е276
Чащин А.А. 207
Чебыкин Е.П. 81
Чекрыжов И.Ю. 225, 310
Черданцева М. 180
Чёрный Р.И. 91
Чернышев И.В. 313
Чжоу Юнхэн 76
Чижова И.А. 248, 250
Читалин А.Ф. 299
Чубаров В.М. 207
Чувашова И.С. 81
Чугаев А.В. 313
Шапорина М.Н. 115
Шелепаев Р.А. 180
Шибек Е.А. 118
Шкодзинский В.С. 122, 229
Шульга В.В. 118
Щербаков Ю.Д. 203, 222
Энхбат Д-Э. 222
Юшманов Ю.П. 319
Юрченко Ю.Ю. 42, 145, 158, 177
Яковлев В.А. 180, 232

Научное издание

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ
И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Материалы
Четвертой Всероссийской конференции с международным участием
Владивосток 17-23 сентября

Оригинал-макет подготовлен в
"Издательство Дальнаука"

Обложка *Орехов А.А.*

Подписано к печати 15.09.2018.

Печать офсетная. Бумага офсетная. Формат 60х84/8.
Усл. п. л. 38,4. Уч.-изд. л. 35,5. Тираж 130 экз. Заказ ИВ 180799

ФГУП "Издательство Дальнаука"
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7
Тел. 8(423)231-21-05. E-mail: dalnauka@mail.ru
<http://www.dalnauka.ru>

