ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Nº 3 / 2024

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ

Ми Рос

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: А.И.Иванов

Е.А.Наумов (зам. главного редактора),Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),Т.М.Папеско (зам. главного редактора),

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, А.И.Варламов, С.С.Вартанян, В.Д.Конкин, А.А.Кременецкий, С.Г.Кряжев, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, И.Ф.Мигачёв, А.И.Черных, А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов, В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов, Г.К.Хачатрян

Содержание

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Глухов А. Н., Колова Е. Е.

Медно-порфировое оруденение мезозойских вулкано-	
плутонических поясов Северо-Востока Азии: черты	
сходства и различия по петрохимическим и изотопно-	
геохимическим данным	3
Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.	
ИК-микроскопия как эффективный метод исследо-	

вания редкоземельных минералов – монацита и ксе-	
нотима	18

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Зинчук Н. Н.

Геолого-тектоническое строение и особенности раз-	
вития Сибирской платформы в связи с алмазопоис-	
ковыми работами	43

дискуссии

Филиппов В. А. Кужинская серия: причины выделения и следствия ... 73

Редакция: Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова Компьютерная верстка: А. Д. Юргина

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук» Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации № 01217 от 03 июня 1992 г. Подписано в печать 17.06.2024 Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1 Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. Е-mail: ogeo@tsnigri.ru Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

DOI:10.47765/0869-7175-2024-10011

УДК 553.078 © А. Н. Глухов, Е. Е. Колова, 2024

Медно-порфировое оруденение мезозойских вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии: черты сходства и различия по петрохимическим и изотопно-геохимическим данным

Медно-порфировое оруденение различных мезозойских вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии несёт черты как сходства, так и различия. В составе гранитоидов медно-порфировых систем разных поясов значимых расхождений не наблюдается. Контрастны изотопно-геохимические характеристики оруденения. Объекты Охотско-Чукотского и Олойского поясов характеризуются околонулевым изотопным составом серы сульфидов, соответствующим магматическому источнику; утяжелённая сера оруденения Уяндино-Ясачненского пояса указывает на заимствование рудного вещества из вмещающих осадочно-метаморфических толщ. Данные по изотопии рудного свинца указывают на нижнекоровые источники Олойского пояса, верхнекоровые – Уяндино-Ясачненского; для Охотско-Чукотского пояса характерна гетерогенность источников вещества.

Ключевые слова: вулкано-плутонический пояс, медно-порфировое, петрохимический, изотопно-геохимический, источники вещества.

ГЛУХОВ АНТОН НИКОЛАЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, gluhov76@list.ru

КОЛОВА ЕЛЕНА ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, kolova@neisri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научноисследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (ФГБУ СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан

Porphyry copper mineralization of the Mesozoic volcano-plutonic belts of Northeastern Asia: their similarities and differences, based on the petrochemical and isotope-geochemical evidence

A. N. GLUKHOV, E. E. KOLOVA

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N. A. Shilo, FEB RAS, Magadan

Porphyry copper mineralization of various Mesozoic volcano-plutonic belts of Northeastern Asia exhibits both the similarities and differences. There are no significant differences in the composition of granitoids of porphyry copper systems of the different belts. Isotope-geochemical characteristics of the mineralization are contrasting. Objects of the Okhotsk-Chukotka and Oloi belts are characterized by a near-zero isotopic composition of the sulfide sulfur, which corresponds to a magmatic source. Isotopically heavier sulfur of mineralization of the Uyanda-Yasachnaya belt indicates borrowing the ore material from the hosting sedimentary-metamorphic sequences. Data on the ore lead isotopic composition indicate lower crustal sources of the Oloi belt and upper crustal ones of the Uyanda-Yasachnaya belt. The Okhotsk-Chukchi belt is characterized by heterogeneity of the sources of the mineral matter.

Key words: volcanic-plutonic belt, porphyry copper, petrochemical, isotope-geochemical, sources of mineral matter.

Месторождения медно-порфировой рудной формации широко распространены в пределах орогенных поясов, окраинно-континентальных поясов и островных дуг всех возрастов начиная с архея. На их долю приходятся 75% мировых запасов меди в недрах [55]. Месторождениям этого типа принадлежит также пальма первенства по масштабам добычи: в рейтинге десяти самых крупных в мире открытых карьеров четыре созданы на месторождениях данного типа – Эскондида, Чукикамата (Чили), Грасберг (Индонезия), Бингем (США).

Однако в нашей стране ситуация иная. Ведущую роль в структуре минерально-сырьевой базы меди РФ играют магматические Cu-Ni руды [49]; на долю медно-порфировых месторождений приходятся 17% запасов. В то же время в структуре прогнозных ресурсов меди РФ медно-порфировая формация абсолютно преобладает – 55% [20], что достаточно красноречиво указывает на то, за какими объектами будущее. Более 40% прогнозных ресурсов меди нашей страны сосредоточены на Северо-Востоке Азии; из них 95% относятся к медно-порфировой формации. Однако, несмотря на то, что в последние 15 лет на нескольких медно-порфировых рудопроявлениях Примагаданья и Чукотки были проведены детальные поиски, включавшие геофизические и горно-буровые работы, до сих пор здесь разведаны лишь два медно-порфировых месторождения – Песчанка и Находка.

Усилившийся в последние годы в нашей стране интерес к медно-порфировым месторождениям делает необходимым совершенствование теоретической базы для их прогнозирования. В теоретическом аспекте выяснение черт сходства и различия разновозрастных медно-порфировых провинций Северо-Востока может способствовать пониманию эволюции рудообразования данного сегмента Палеопацифика на протяжении мезозоя.

Медно-порфировая минерализация на Северо-Востоке Азии известна в пределах трёх мезозойских вулкано-плутонических поясов: Охотско-Чукотского (ОЧВП), Олойского (ОВП) и Уяндино-Ясачненского (УЯВП). ОЧВП рассматривается как окраинно-континентальная магматическая дуга андийского типа; по изотопно-геохронологическим данным, время его формирования охватывает период 106-77 млн лет, а магматизм имел прерывистый и импульсный характер с несколькими пиками [1, 38]. ОВП и УЯВП позднеюрско-раннемелового (154-138 млн лет) [5, 19, 23, 37] возраста представляют собой надсубдукционные структуры островодужной либо окраинно-континентальной природы [6, 7, 39], сформированные на гетерогенном основании и маркирующие конвергентную границу Сибирского континента с Прото-Арктическим (Южно-Анюйским) океаническим бассейном [36]. Магматические комплексы ОВП в северной его части наложены на структуры Хетачанского и Олойско-Березовского островодужных, а в южной – Омолонского кратонного террейнов; УЯВП - на структуры Омулевского и Приколымского миогеоклинальных террейнов.

Оруденение ОВП и связанные с ним магматические комплексы достаточно полно охарактеризованы в публикациях последних лет [3, 4, 17, 18, 27,

30, 42], хотя они посвящены в большинстве случаев Баимскому рудному району в северо-восточной части пояса, где располагаются крупные месторождения Песчанка и Находка. Рудоносности комплексов южного фланга ОВП, которые наложены на Омолонский массив, посвящены лишь единичные публикации [25, 28]. Медно-порфировая минерализация УЯВП рассмотрена в литературе достаточно исчерпывающе [8, 12, 46]. Что касается медно-порфировых рудопроявлений огромного по своей протяжённости ОЧВП, известных с 1975 г. [13], число которых превышает десяток, то, как это ни удивительно, они весьма скудно описаны в литературе, и им посвящены лишь единичные публикации [2, 22, 33, 34]. Формирование медно-порфировых рудопроявлений Примагаданья ранее связывалось с Удско-Мургальским поясом (УМВП) [14, 32]. Однако нами ранее была показана ошибочность такого рода представлений [21]. По данным U-Pb, Re-Os и Ar-Ar датирования, периоды формирования меднопорфировых рудопроявлений Приохотья и Чукотки укладываются в диапазон от 103 до 78 млн лет и совпадают с основными импульсами магматической активности ОЧВП. Признаки связи меднопорфирового оруденения Охотско-Чаунской металлогенической провинции [40] с УМВП, как и вообще с доальбскими магматическими комплексами, нами не установлены.

Методы исследований. Определение петрогенных элементов в горных породах выполнено в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН по методике НСАМ 313-РС флуоресцентным рентгеноспектральным методом анализа (СРМ-25). Использованы также результаты химических анализов изверженных пород, содержащиеся в публикациях [17, 29]. Обработка петро- и геохимических данных и построение классификационных диаграмм производились посредством свободно распространяемого программного пакета GCDkit. Интерпретация изотопно-геохимических данных основывалась на опубликованных данных [3, 9–11, 15, 48].

Краткая геологическая характеристика объектов. Рассмотренные медно-порфировые объекты ОЧВП представлены рудопроявлениями Тальниковое (Накхатанджинский рудный район, далее РР), Пиритовое, Захаренко и Лабазное (Конгинский РР), Ольховка (Убиенкинский РР).

Рудопроявление Тальниковое приурочено к дайкам гранодиоритов и кварцевых диоритов дукчинского интрузивного комплекса [45] позднемелового



Рис. 1. Тектоно-минерагеническая схема Северо-Востока России:

1 – докембрийские кратоны и перикратонные террейны (Ом – Омолонский, Ох – Охотский, Пк – Приколымский); 2 – каменноугольные, пермские и триасовые шельфовые комплексы пассивных окраин Сибирского кратона и Чукотского блока; 3 – триасовые и юрские турбидитовые террейны Яно-Колымского пояса (ЯКП); 4 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 5 – террейны океанические и аккреционной призмы (ЮАЗ – Южно-Анюйская зона); 6 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны (УЯВП – Уяндино-Ясачненский, ОВП – Олойский); 7 – Охотско-Чукотский вуканогенный пояс (ОЧВП); 8 – Корякско-Камчатские вулканогенные пояса кайнозойского возраста; 9 – медно-порфировые месторождения и рудопроявления (а), в том числе сопровождаемые эпитермальным и субэпитермальным оруденением (б): 1 – Тальниковый, 2 – Пиритовый, 3 – Захаренко, Лабазный, 4 – Медь-Гора, 5 – Ольховка, 6 – Находка, Песчанка, 7 – Невидимка

возраста с U-Pb возрастом (SIMS) 91 млн лет [22], а также сопровождающим их телам гидротермально-эксплозивных брекчий, прорывающим вулканогенно-осадочную толщу позднеюрскораннемелового возраста. Рудоносные сульфиднокалишпат-серицит-кварцевые штокверки с халькопиритом, борнитом и молибденитом располагаются в пределах ореола интенсивной калишпатизации и локальных кварц-серицитовых изменений. Содержания Cu в среднем составляют 0,1–0,3 %, Mo 0,01 %, Au < 0,1 г/т. Близкое геологическое строение имеет известное рудопроявление Лора [33].

Рудопроявление Пиритовое локализовано в штоке гранодиоритов и диоритовых порфиритов с U-Pb возрастом (SIMS) 87 млн лет [21], прорывающим юрские терригенные толщи и раннемеловые покровы дацитов. Породы интенсивно изменены до пирит-кварц-серицитовых филлизитов и вмещают рудоносный сульфидно-кварцевый штокверк с пиритом, халькопиритом, молибденитом, борнитом, сфалеритом, галенитом, кобальтином. Средние содержания Cu 0,5%, Mo 0,02%, Au 0,05 г/т, Ag 1 г/т.

Рудопроявление Захаренко приурочено к штоку монцодиоритов и диоритовых порфиритов викторинского интрузивного комплекса с U-Pb возрастом (TIMS) 86 млн лет [11]. Интрузия прорывает туфы и игнимбриты риолитов среднего-позднего девона. Они изменены до филлизитов пирит-серицит-кварцевого состава (Ar-Ar возраст 87 млн лет, [11]) и вмещают сульфидно-кварцевые штокверки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и молибденитом. Содержания в штокверках (в%): Мо и Си до 0,3, Рb до 0,06, Zn до 0,04. На удалении от штокверка развиты рудоносные кварцевые жилы и прожилки с Au-Ag-Pb минерализацией (Au до 20 г/т, Ag до 88 г/т, Pb > 1%). Близкое строение имеют рудопроявления Лабазное, Вечернее и Хрустальное. Все они сосредоточены в пределах Конгинской магматической зоны ОЧВП, рассекающей структуры Омолонского кратонного террейна.

В Убиенкинском РР медно-порфировое рудопроявление Ольховка вмещается штоком диоритмонцодиорит-гранодиоритового состава кавральнского интрузивного комплекса [29] с U-Pb возрастом (SIMS) 78 [58] и 83 [26] млн лет и представляет собой сульфидно-кварцевый штокверк с пиритом, халькопиритом, борнитом. Средние содержания Си 0,39 %, Мо 0,01 %, Ag 1 г/т; отдельные пробы содержат Au до 0,1–7,3 г/т (A. B. Андреев и др., 2014). На некотором расстоянии от Ольховки расположена серия Au-Ag рудопроявлений (Косое, Горное, Чинейвеем), представленных сульфидно-карбонат-кварцевыми жилами с содержаниями Au до 21 г/т, Ag до 150 г/т, Cu и Zn до 1 %.

В УЯВП изучены рудопроявления Право-Дуксундинского рудного узла [8], приуроченного к вулкано-плутонической структуре изометричных очертаний, в центре которой обнажён прорывающий осадочные толщи карбона и юры шток гранодиоритов и гранит-порфиров с U-Pb возрастом (SIMS) 150 млн лет [47]. Он вмещает рудопроявление Невидимка, представленное штокверком сульфидно-серицит-кварцевого состава и залежами скарнов. Содержания Си достигают 10%, Zn – 13 %, Pb – 1 %, Ag – 240 г/т, Au – 0,3 г/т. Рудная минерализация: пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, борнит, энаргит. На удалении от гранитоидов располагаются сульфидно-карбонат-кварцевые жилы рудопроявления Опыт с содержаниями Cu, достигающими 47%, Zn - 6%, Pb – 19%, Ag – 878 г/т, Au – 0,2 г/т. В его рудах установлены более 30 минеральных видов [12], среди которых преобладают пирит, халькопирит и халькозин, образующие сплошные массивные агрегаты с содержанием сульфидов до 95%. На удалении от Право-Дуксундинского узла докембрийские толщи Приколымского террейна вмещают кварцевые жилы (рудопроявление Глухое) с Аи до 32,6 г/т, Ад до 521,8 г/т, Си до 0,37%, Рь до 17,2%, Zn до 27,7%.

Медно-порфировые и Au-Ag месторождения Баимского рудного узла ОВП, ассоциирующие с габ-

бро-сиенитовыми интрузиями егдыкычского комплекса [17], имеющими U-Pb возраст 143-139 млн лет [3], как уже отмечалось выше, детально охарактеризованы во множестве публикаций [3, 4, 17, 18, 27, 30, 31, 42]. В южной части пояса, где он накладывается на структуры Омолонского кратонного террейна, к интрузиям кварцевых монцонитов и гранодиоритов намындыканского комплекса с U-Pb возрастом (SIMS) 137-142 млн лет [44] приурочены медные рудопроявления прожилкововкрапленного (Кэн), жильного (Игривый, Mactax) и скарнового (Медь-Гора) типов. Минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, тетрадимитом, теллуровисмутитом, самородным золотом. На рудопроявлении Медь-Гора содержания Си достигают 12,9%, Mo – 3,5%, Zn – 0,2%, Ag – 10 г/т, Au – 0,5 г/т; карбонат-кварцевые жилы содержат Аи до 19 г/т, Ад 550 г/т [25].

Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. По петрохимическому составу (см. таблицу и рис. 2, А-Г) среди интрузий, с которыми ассоциируют медно-порфировые проявления ОЧВП и УЯВП, преобладают известковощелочные, глинозёмистые, высокомагнезиальные породы нормальной щёлочности. Исключением является рудопроявление Пиритовое, где, как и на объектах ОВП, развиты высококалиевые монцонитоиды и умеренно-щелочные граниты. Все рассматриваемые породы высокомагнезиальные, *I-* и *S*-типов. На дискриминационных геодинамических диаграммах точки их состава соответствуют надсубдукционным, позднеорогенным и постколлизионным (см. рис. 2, Д, Е). Значимые принципиальные различия между составами рудоносных гранитоидов разных поясов не наблюдаются; можно лишь отметить более натровую, «диоритовую» тенденцию на флангах ОЧВП (Тальниковый, Ольховка) и более калиевую, «монцонитовую» – у объектов ОВП.

Изотопно-геохимические особенности минерализации. Вариации состава Δ^{34} S пород всех медно-порфировых поясов CB (рис. 3) согласуются с изменениями кривой изотопного состава сульфатной серы морской воды в истории Земли. В целом картина близка к орогенным месторождениям золота. Большинство имеющихся в нашем распоряжении значений укладываются в диапазон 0 ± 5‰, что типично для магматического источника серы [56]. Большинство Си-порфировых месторождений мира подчиняются данной

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5
1	62,62	1,05	16,16	6,65	0,18	2,45	5,49	3,85	1,10	0,23
2	52,27	0,77	20,18	8,11	0,16	3,37	8,76	3,97	0,75	0,39
3	64,39	0,56	17,03	4,22	0,07	1,75	4,82	4,61	1,57	0,13
4	64,82	0,49	15,95	5,05	0,09	2,10	4,76	3,93	2,21	0,10
5	57,10	0,91	16,85	8,29	0,33	3,20	4,68	5,59	2,21	0,19
6	59,15	0,60	17,36	6,10	0,14	1,86	4,31	4,01	4,91	0,33
7	66,46	0,42	16,29	3,52	0,08	1,11	3,04	5,02	2,76	0,15
8	72,13	0,28	14,31	2,18	0,05	0,39	1,26	4,52	4,27	0,05
9	63,71	0,68	17,14	6,51	0,09	2,07	4,37	3,19	2,00	0,24
10	57,21	0,98	17,73	8,38	0,16	3,16	6,72	3,54	1,88	0,24
11	62,25	0,47	17,06	7,02	0,12	1,87	5,15	2,82	3,05	0,19
12	72,18	0,21	14,99	3,04	0,09	0,44	1,31	3,38	4,28	0,08
13	60,21	0,80	15,96	7,66	0,11	3,91	6,84	2,57	1,82	0,12
14	67,03	0,63	15,30	6,36	0,09	1,23	3,32	3,46	2,43	0,15
15	71,06	0,38	14,55	4,14	0,07	0,66	2,70	3,38	2,98	0,08
16	55,66	0,72	18,34	7,49	0,17	2,80	6,88	4,39	3,15	0,43
17	58,76	0,52	18,66	5,96	0,15	2,34	4,92	4,69	3,75	0,26
18	65,12	0,38	18,43	3,50	0,04	0,85	2,12	5,80	3,61	0,15
19	65,88	0,37	17,74	3,55	0,05	1,18	1,50	5,59	3,98	0,16
20	65,41	0,83	16,73	5,22	0,10	2,01	1,57	3,50	4,52	0,12
21	61,29	0,91	19,22	6,31	0,11	2,40	2,44	4,09	3,05	0,19
22	60,89	0,96	19,16	6,55	0,14	2,60	2,40	3,98	3,11	0,21
23	66,83	0,37	17,77	2,90	0,06	1,11	4,27	4,66	1,89	0,14
24	66,17	0,54	17,10	3,59	0,06	1,77	4,10	4,07	2,60	0,00
25	57,86	0,89	16,64	7,47	0,10	4,75	7,60	2,60	1,75	0,33
26	59,45	0,93	17,66	6,58	0,11	2,82	5,60	4,04	2,71	0,10
27	61,09	0,88	17,49	6,00	0,12	2,52	5,23	4,05	2,63	0,00

Таблица. Химический состав гранитоидов медно-порфировых рудопроявлений и месторождений мезозойских вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии, в %

Примечание. 1–4 – дукчинский комплекс, рудопроявление Тальниковое: 1 – кварцевый диорит, 2 – диорит, 3 – тоналит, 4 – гранодиорит; 5–8 – рудопроявление Пиритовое: 5 – монцодиорит, 6 – кварцевый монцодиорит, 7 – гранодиорит, 8 – гранит; 9–10 – викторинский комплекс, рудопроявление Захаренко: 9 – кварцевый монцодиорит, 10 – монцодиорит; 11–12 – викторинский комплекс, рудопроявление Захаренко: 9 – кварцевый монцодиорит, 10 – монцодиорит; 11–12 – викторинский комплекс, рудопроявление Лабазное: 11 – кварцевый сиенит, 12 – гранит; 13–15 – рудопроявление Невидимка (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019): 13 – кварцевый диорит, 14 – гранодиорит, 15 – гранит; 16–17 – егдыкычский комплекс, месторождение Песчанка [18]: 16 – монцонит, 17 – сиенодиорит; 18–19 – егдыкычский комплекс, месторождение Находка [18], граносиенитпорфиры; 20–23 – намындыканский комплекс, массивы Медьгорский и Медленный: 20 – граносиенит, 21 – монцодиорит, 22 – кварцевый монцодиорит, 23 – гранодиорит; 24–27 – кавральянский комплекс, рудопроявление Ольховка [30]: 24 – гранодиорит, 25 – диорит, 26 – монцодиорит, 27 – кварцевый монцонит.

закономерности, хотя имеются и исключения, например Кадия-Риджуэй или Эль-Сальвадор, в которых состав смещён в сторону «лёгкой» серы (до 10‰). В этой связи отчётливо «утяжелённый» состав Δ^{34} S сульфидов рудопроявлений УЯВП может указывать на существенную роль в образовании руд заимствованного из вмещающих осадочно-метаморфических толщ вещества. Это предположение подтверждается данными по распределению изотопов рудного свинца. К сожалению, мы не располагаем сведениями по изотопии рудного свинца медно-порфировой минерализации ОЧВП, вместо которой воспользуемся составами Au-Ag и Ag-Pb-Zn объектов той же провинции [48]. Облака точек этих объектов, Сuпорфировых и Au-Ag месторождений ОВП на диаграмме Стейси-Крамерса (рис. 4) в значительной степени перекрываются. Рудопроявления УЯВП, наоборот, образуют отчётливо обособленное облако, соответствующее значительно



менее глубинному источнику. Весьма информативно обособленное положение Ag-Pb-Zn рудопроявлений Конгинской зоны ОЧВП, имеющей глубинные нижнекоровые и мантийные источники, что отражает особенности состава и структуры докембрийских комплексов Омолонского кратонного террейна, залегающих в основании данного сегмента ОЧВП [11]. Таким образом, изотопногеохимические данные свидетельствуют о гетерогенности рудного вещества всех трёх меднопорфировых поясов Северо-Востока Азии.

Обсуждение. Состав медно-порфировой минерализации рассмотренных вулкано-плутонических поясов отражает особенности фундамента, а магматических комплексов, с которыми она связана, - геодинамических обстановок. В ОВП рудоносными являются монцонитоидные высококалиевые интрузии, по составу близкие к породам шошонит-латитового ряда и сформированные, судя по всему, в условиях трансформной континентальной окраины [16]. Изотопный состав серы соответствует магматическому её источнику, а свинца – нижнекоровым уровням генерации рудного вещества. Состав руд Мо-Си-Аи, порфировому оруденению сопутствует эпитермальное Au-Ag, образуя порфирово-эпитермальные системы [3]. В УЯВП гранодиориты нормального известково-щелочного состава соответствуют надсубдукционным образованиям. «Тяжёлая» сера медно-порфировой и сопутствующей жильной Cu-Pb-Zb и Au-Ag минерализации [8], не имеющая аналогов на Северо-Востоке Азии, вероятно, была заимствована из вмещающих осадочных толщ; высокорадиогенный свинец поступил в руды из верхнекоровых уровней в результате многократных эпизодов реювенации [9]. Порфировые



Рис. 3. Изотопный состав сульфидной серы меднопорфирового оруденения, с использованием данных [52]:

1 — месторождения мира; 2–3 — месторождения и рудопроявления Северо-Востока; 4 — интервал вариаций среднего состава δ^{34} S медно-порфировых месторождений мира [35]; месторождения и рудопроявления: 1 — Бьютт, 2 — Бингем, 3 — Сьеррита, 4 — Эль Сальвадор, 5 — Лепанто, 6 — Кадия-Риджуэй [60], 7 — Опыт, 8 — Невидимка, 9 — Глухое, 10 — Захаренко, 11 — Хрустальное [15], 12 — Лора [10], 13 — Песчанка, Находка [3]

руды имеют Zn-Ag-Cu состав с низкими концентрациями Au и практически не содержат молибден; им сопутствуют субэпитермальные жилы с Cu-Ag-Zn-Au минерализацией.

Состав медно-порфировой минерализации ОЧВП и её возраст изменяются вдоль простирания пояса [21]. Объекты Примагаданского отрезка пояса (Тальниковый, Лора, Уптар) не имеют

Рис. 2. Составы рудоносных интрузивов, ассоциирующих с медно-порфировыми месторождениями и рудопроявлениями мезозойских вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии на дискриминационных диаграммах:

А – ТАЅ [43]; Б – цифры в кружках – петрохимические серии [57]: 1 – толеитовая, 2 – известково-щелочная, 3 – высококалиевая известково-щелочная, 4 – шошонитовая; В – цифры в кружках – петрохимические серии [53]: 1 – железистая, 2 – магнезиальная; Г – значения оксидов в молекулярных количествах, цифры в кружках – петрохимические типы гранитоидов [53]: 1 – умеренноглинозёмистые, 2 – высокоглинозёмистые; Д – цифры в кружках – геодинамические обстановки [16]: 1 – трансформные окраины, 2 – конвергентные окраины; E – в милликатионах (атомное количество элемента × 1000), цифры в кружках – геодинамические типы гранитоидов [50]: 1 – анорогенные, 2 – позднеорогенные, 3 – постколлизионных поднятий, 4 – надсубдукционные, 5 – продукты мантийного фракционирования, 6 – синколлизионные, 7 – постколлизионные; 1–4 – ОЧВП, рудопроявления: 1 – Тальниковое, 2 – Пиритовое, 3 – Захаренко, Лабазное, 4 – Ольховка; 5–6 – ОВП: 5 – Медьгорский и Медленный массивы, 6 – месторождения Находка, Песчанка; 7 – УЯВП, рудопроявление Невидимка



Рис. 4. Изотопный состав свинца сульфидов рудопроявлений и месторождений вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии. По данным [3, 48]. Двухстадийная модель Дж. Стейси и Дж. Крамерса [59]:

рудные формации: 1 — медно-порфировая, 2 — золотосеребряная, 3 — серебро-полиметаллическая; заливка: ОЧВП — белый, УЯВП — серый и ОВП — чёрный цвет

эпитермальной составляющей. Они ассоциируют с надсубдукционными гранодиоритами и диоритами нормального известково-щелочного состава, руды имеют существенно медный состав (Cu/Mo > 50), практически без Au (Cu/Au > 100000). По геологическому строению и составу [22] данные рудопроявления близки к медно-порфировым месторождениям, развивающимся по «монцонитовой» модели медно-порфировых месторождений [54]. Однако породы монцонит-латитового ряда среди гранитоидов здесь неизвестны. Мы объясняем это составом основания ОЧВП, которое здесь сложено вулканогенно-терригенными (преимущественно граувакковыми) комплексами Кони-Мургальского островодужного террейна [7]. Как известно, для образования калиевых монцонитоидных магм необходима ассимиляция мантийными магмами значительных объёмов сиалического корового субстрата [41, 51], который здесь отсутствовал. С учётом индикаторных геохимических показателей и состава рудоносных гранитоидов медно-порфировую минерализацию

Накхатанджинского РР ОЧВП наиболее целесообразно относить к Мо-Си типу, развивавшемуся по «гранодиоритовой» модели [24]. Севернее, там где медно-порфировые рудопроявления сосредоточены в поперечных магматических зонах, таких как Омсукчанская (Пиритовое) или Конгинская (Захаренко-Лабазный), наложенных на кратонные и шельфовые структуры Омолонского террейна и Яно-Колымского пояса, они приобретают Au-Mo-Cu состав (Cu/Mo < 50, Cu/Au < 100000) и связаны с породами сиенит-монцодиоритового состава. Во фланговых частях рудных полей здесь, как правило, присутствует эпитермальная и субэпитермальная Cu-Pb-Zn полисульфидная и Аu-Ад жильно-прожилковая минерализация. Наконец, в пределах Чукотского сегмента ОЧВП гранитоиды, с которыми связывается медно-порфировое оруденение, опять приобретают существенно диоритовый низкокалиевый состав, а соотношения индикаторных геохимических показателей (Cu/Mo > 50, Cu/Au < 50000) изменяются в сторону более золотых и менее молибденовых руд. В направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается также закономерное омоложение порфировых систем ОЧВП (от 103 до 78 млн лет). Следует добавить, что в ОЧВП Рb-Zn оруденение, в том числе скарновое, известно лишь в пределах Охотского и Пенжинского сегментов, практически отсутствуя северо-восточнее. Такое изменение состава и возраста минерализации, по нашему мнению, объясняется структурной эволюцией позднемезозойской активной окраины с конвергентной на трансформную [16]. Подобная трактовка позволяет скорректировать прогнозно-металлогенические построения, приняв в качестве наиболее близкого аналога ОЧВП не Анды, как это традиционно делалось, а калифорнийский отрезок Кордильер. Он наиболее близок и по трансформному характеру геодинамики, наличию в фундаменте вулканического пояса жёсткой консолидированной структуры, аналогичной Омолонскому террейну (плато Колорадо), зональности в распределении рудных систем различных типов от собственно порфировых Мо-Си (Моренси) до порфирово-эпитермальных Аи-Мо-Си (Бингем, Йеррингтон).

Выводы. 1. Медно-порфировое оруденение трёх разных мезозойских вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии несёт черты как сходства, так и различия.

2. В составе гранитоидов медно-порфировых систем различных поясов значимые различия не наблюдаются; можно лишь отметить более натровую, «диоритовую» тенденцию на флангах ОЧВП, и более калиевую, «монцонитовую» – у объектов ОВП.

3. Различны изотопно-геохимические характеристики оруденения. Объекты ОЧВП и ОВП характеризуются околонулевым изотопным составом серы сульфидов, соответствующим магматическому источнику. Напротив, утяжелённая сера УЯВП указывает на существенное заимствование рудного вещества из вмещающих осадочно-метаморфических толщ. 4. Данные по изотопии рудного свинца указывают на нижнекоровые источники ОВП, верхнекоровые – УЯВП; для ОЧВП характерна гетерогенность источников вещества.

5. В наиболее протяжённом поясе – ОЧВП – оруденение проявляет чёткую зональность вдоль его простирания, выраженную в составе и возрасте магматических комплексов и руд – постепенное омоложение и изменение геохимической специализации с существенно медной на медно-золотомолибденовую и далее золото-медную, с югозапада на северо-восток. Это отражает его структурную эволюцию с конвергентной активной окраины на трансформную.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 3. – С. 249–290.
- Андреев А. В., Авилова О. В., Васюков В. Е., Звездов В. С., Минина О. В., Столяренко В. В., Чернов Е. Е. Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы выявления промышленных объектов // Отечественная геология. – 2014. – № 6. – С. 32–47.
- Бакшеев И. А., Николаев Ю. Н., Прокофьев В. Ю., Марущенко Л. И., Нагорная Е. В., Читалин А. Ф., Сидорина Ю. Н., Калько И. А. Золото-молибденмедно-порфирово-эпитермальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Металлогения древних и современных океанов : Сб. статей. – Миасс : ИМин УрО РАН, 2014. – С. 108–112.
- Берлимбле Д. Г., Городинский М. Е. Рудоносный габбро-сиенитовый комплекс Западной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – 1978. – Вып. 24. – С. 61–67.
- Ганелин А. В., Лучицкая М. В., Маскаев М. В. U-Th-Pb (SIMS)-возраст и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2021. – Т. 496, № 1. – С. 11–16.
- 6. Гедько М. И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. – 1988. – № 3. – С. 88–100.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – В 2 кн. Кн. 1 / Под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 572 с.

- Глухов А. Н. Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация // Литосфера. 2019. Т. 19, № 5. С. 717–730.
- Глухов А. Н., Бирюков А. Н. Геохимическая специализация гидротермального оруденения Приколымского террейна (Северо-Восток России) и ее связь со структурой и составом вмещающих комплексов // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41, № 2. – С. 75–88.
- Глухов А. Н., Колова Е. Е., Савва Н. Е. Медно-порфировые рудные системы мезозойских вулканогенных поясов Северо-Востока Азии – черты сходства и различия // Материалы Всероссийской конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 75.
- Глухов А. Н., Прийменко В. В., Фомина М. И., Акинин В. В. Металлогения Конгинской зоны Омолонского террейна (Северо-Восток Азии) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2021. – № 2. – С. 3–16.
- Глухов А. Н., Тюкова Е. Э. Перспективы развития минерально-сырьевой базы меди Магаданской области // Руды и Металлы. – 2013. – № 5. – С. 21–33.
- Городинский М. Е., Гулевич В. В., Титов В. А. Проявление медного оруденения на Северо-Востоке России // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – 1978. – № 24. – С. 151–158.
- Горячев Н. А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм и металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 17–38.

- Горячев Н. А., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М., Фомина М. И., Рожков П. Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. – Владивосток : Дальнаука, 2017. – 312 с.
- Гребенников А. В., Ханчук А. И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40, № 1. – С. 3–24.
- Дылевский Е. Ф. Новые сведения о магматизме Баимского рудного района (Западная Чукотка) // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 88–107.
- Каминский В. Г. Формационное районирование и медно-порфировое оруденение центральной части Баимской зоны // Советская геология. – 1987. – № 3. – С. 46–54.
- Кара Т. В. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология. – 2018. – Т. 37, № 6. – С. 107.
- Карта закономерностей размещения полезных ископаемых территории Российской Федерации. Медь. – Масштаб 1:5 000 000. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2016.
- Колова Е. Е., Глухов А. Н., Акинин В. В., Ползуненков Г. О., Аленичева А. А., Прийменко В. В., Касаткин Н. С., Шпикерман В. И. Возрастные рубежи формирования медно-порфирового оруденения Охотско-Чаунской металлогенической провинции // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов : сборник тезисов докладов XI Международной научно-практической конференции (12–15 апреля 2022 г., ФГБУ «ЦНИГРИ»). М.: ЦНИГРИ, 2022. С. 101–104.
- Колова Е. Е., Глухов А. Н., Ползуненков Г. О., Акинин В. В. Медно-порфировая минерализация Тальникового рудного поля (Охотский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 6. – С. 39–61.
- 23. Комарова Я. С., Аносова М. О., Костицын Ю. А., Николаев Ю. Н., Бакшеев И. А. U-Pb возраст магматических комплексов Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы : Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г.). – СПб. : ИГГД РАН, 2015. – С. 116–118.
- Кривцов А. И., Звездов В. С., Минина О. В., Мигачев И. Ф. Медно-порфировые месторождения. Серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов». – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.
- 25. Кузнецов В. М. Геология и рудоносность Бургачанского мегаузла Омолонской металлогенической провинции // Проблемы геологии и металлогении рудных районов Северо-Востока России : сборник

научных трудов. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 92–109.

- 26. Малышева Г. М., Исаева Е. П., Тихомиров Ю. Б., Вяткин Б. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 «Марково». Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 226 с.
- Марущенко Л. И., Бакшеев И. А., Нагорная Е. В., Читалин А. Ф., Николаев Ю. Н., Калько И. А., Прокофьев В. Ю. Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Аи-Мо-Си месторождения Песчанка (Чукотка) // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 3. – С. 239–252.
- Мерзляков В. М., Дылевский Е. Ф., Лычагин П. П., Терехов М. И. Тектоника, магматизм и металлогения Омолонского срединного массива // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 140–151.
- Невретдинов Э. Б. Интрузии кавральянского комплекса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – № 25. – Магадан : Магаданское книжное издательство, 1980. – С. 31–37.
- Николаев Ю. Н., Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Нагорная Е. В., Марущенко Л. И., Сидорина Ю. Н., Читалин А. Ф., Калько И. А. Аи-Ад минерализация порфировых рудных систем Баимской зоны (Западная Чукотка) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 4. – С. 39–345.
- Николаев Ю. Н., Калько И. А., Бакшеев И. А., Аплеталин А. В., Власов Е. А., Хабибуллина Ю. Н., Джеджея Г. Т., Прокофьев В. Ю., Тихомиров П. Л. Золото-серебряная минерализация Олойской зоны и её промышленные перспективы // Отечественная геология. – 2020. – № 1. – С. 66–79.
- Петров О. В., Киселёв Е. А., Шпикерман В. И., Змиевский Ю. П. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулкано-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 8. – С. 50–73.
- Савва Н. Е. Медно-порфировые металлогенические пояса Северо-Западной окраинноморской провинции Тихого океана // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 38–59.
- Скибин Ю. П. Медно-молибденовое оруденение. Северного Приохотья // Советская геология. – 1982. – № 1. – С. 78–85.
- Скуратов В. Н. Изотопный состав серы и геологические особенности месторождений меди // Геологический сборник. – 2000. – № 1. – С. 101–102.
- 36. *Соколов С. Д.* Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

- 37. Старикова Е. В., Гагиева А. М., Коновалов А. Л., Ватрушкина Е. В., Акинин В. В. Верхнеюрсконижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 64. – С. 3–29. – DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-4-3-29.
- Тихомиров П. Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. – М.: ГЕОС, 2020. – 376 с.
- Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. – 2004. – № 4. – С. 61–67.
- 40. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – М. : Наука, 1986. – 273 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М. : Изд-во МГУ, 1997. – 146 с.
- Шаповалов В. С. Признаки единой РМС на примере сложноформационного оруденения // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – С. 73–81.
- Шарпенок Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. ТАЅ-диаграмма сумма щелочей-кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
- 44. Шатова Н. В., Серегин С. В. Новые данные о возрасте интрузивных пород викторинского и намындыканского комплексов южной части Омолонского массива (Магаданская область) // Региональная геология и металлогения. 2023. № 93. С. 5–27.
- Шевченко В. М. Интрузивные комплексы верховьев реки Колымы и Примагаданья. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – 95 с.
- Шпикерман В. И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.
- 47. Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Раткин В. В., Чугаев А. В. Геология изотопов рудного свинца юга Омулевского террейна (Циркумалазейский металлогенический пояс) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит : Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2016 г. – Владивосток : Дальнаука, 2016. – С. 386–388.
- 48. Шпикерман В. И., Чернышев И. В., Агапова А. А., Троицкий В. А. Геология изотопов рудного свинца

центральных районов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1993. – 67 с.

- Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах». [Электронный pecypc]. URL: http://www.mnr.gov.ru/docs/gosudarstvennye_doklady/o_sostoyanii_i_ispolzovanii_mineralno_syrevykh_resursov_rossiyskoy_federatsii/. (дата обращения 24.05.2022)
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. - 1985. - V. 48. -P. 43-55.
- Cao K., Yang Z. M., Xu J. F., Fu B., Li W. K., Sun M. Y. Origin of dioritic magma and its contribution to porphyry Cu–Au mineralization at Pulang in the Yidun arc, eastern Tibet // Lithos. – 2018. – V. 304. – P. 436–449.
- Chang Z., Ross L. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. – 2008. – V. 36, № 12. – P. 971–974.
- Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G. A geochemical classification of granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – V. 42. – P. 2033–2048.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Economic Geology. 1970. V. 65, № 4. P. 373–408.
- Mudd G. M., Jowitt S. M. Growing Global Copper Resources, Reserves and Production: Discovery Is Not the Only Control on Supply // Economic Geology. 2018. V. 113, № 6. P. 1235–1267.
- Ohmoto H., Goldhaber M. B. Sulfur and carbon isotopes // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. – 3rd ed. – New York : John Wiley and Sons, 1997. – P. 517–612.
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contributions to mineralogy and petrology. – 1976. – V. 58. – P. 63–81.
- Rogacheva L., Baksheev I. Mineralogy of metasomatic rocks and geochronology of the Olhovka porphyrycopper deposit, Chukotka, Russia // Geophysical Research Abstracts. – 2010. – V. 12. – P. 34.
- Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and planetary science letters. 1975. V. 26, № 2. P. 207–221.
- WilsonA.J., CookeD.R., HarperB.J., DeyellC.L. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold–copper deposits // Mineralium Deposita. – 2007. – V. 42. – P. 465–487.

REFERENCES

- Akinin V. V., Miller E. L. Evolyutsiya izvestkovoshchelochnykh magm Okhotsko-Chukotskogo vulkanogennogo poyasa [Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt], Petrologiya, 2011, V. 19, No. 3, pp. 249–290. (In Russ.)
- Andreyev A. V., Avilova O. V., Vasyukov V. Ye., Zvezdov V. S., Minina O. V., Stolyarenko V. V., Chernov Ye. Ye. Medno-porfirovyye proyavleniya Yugo-Zapadnoy Chukotki i perspektivy vyyavleniya promyshlennykh ob»yektov [Porphyry copper occurrences in Southwestern Chukotka and prospects for identifying industrial facilities], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2014, No. 6, pp. 32–47. (In Russ.)
- Baksheyev I. A., Nikolayev YU. N., Prokof'yev V. Yu., Marushchenko L. I., Nagornaya Ye. V., Chitalin A. F., Sidorina Yu. N., Kal'ko I. A. Zoloto-molibden-mednoporfirovo-epitermal'naya sistema Baimskoy rudnoy zony, Zapadnaya Chukotka [Gold-molybdenum-copper-porphyry-epithermal system of the Baim ore zone, Western Chukotka], Miass, IMin UrO RAN publ., 2014, pp. 108–112. (In Russ.)
- Berlimble D. G., Gorodinskiy M. Ye. Rudonosnyy gabbrosiyenitovyy kompleks Zapadnoy Chukotki [Ore-bearing gabbro-syenite complex of Western Chukotka], Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR, 1978, Is. 24, pp. 61–67. (In Russ.)
- Ganelin A. V., Luchitskaya M. V., Maskayev M. V. U-Th-Pb (SIMS)-vozrast i usloviya formirovaniya vulkanitov Indigirskogo razreza Uyandino-Yasachnenskogo vulkanicheskogo poyasa (Severo-Vostok Azii) [U-Th-Pb (SIMS) - age and formation conditions of volcanics of the Indigirsky section of the Uyandina-Yasachnensky volcanic belt (North-East Asia)], Doklady Rossiyskoy Akademii Nauk. Nauki o Zemle, 2021, V. 496, No. 1, pp. 11–16. (In Russ.)
- Ged'ko M. I. Uyandino-Yasachnenskaya pozdneyurskaya ostrovnaya duga (Severo-Vostok SSSR) [Uyandino-Yasachny Late Jurassic island arc (North-East USSR)], Geotektonika, 1988, No. 3, pp. 88–100. (In Russ.)
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii, V 2 kn. Kn. 1 [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia, In 2 books. Book 1], ed. A. I. Khanchuk, Vladivostok, Dal'nauka publ., 2006, 572 p. (In Russ.)
- Glukhov A. N. Mednoye i polimetallicheskoye orudeneniye Prikolymskogo terreyna i yego geneticheskaya tipizatsiya [Copper and polymetallic mineralization of the Kolyma terrane and its genetic typing], Litosfera, 2019, V. 19, No. 5, pp. 717–730. (In Russ.)
- Glukhov A. N., Biryukov A. N. Geokhimicheskaya spetsializatsiya gidrotermal'nogo orudeneniya Prikolymskogo terreyna (Severo-Vostok Rossii) i yeye svyaz' so strukturoy i sostavom vmeshchayushchikh kom-

pleksov [Geochemical specialization of hydrothermal mineralization of the Kolyma terrane (North-East Russia) and its connection with the structure and composition of the host complexes], Tikhookeanskaya geologiya, 2022, V. 41, No. 2, pp. 75–88. (In Russ.)

- Glukhov A. N., Kolova Ye. Ye., Savva N. Ye. Mednoporfirovyye rudnyye sistemy mezozoyskikh vulkanogennykh poyasov Severo-Vostoka Azii – cherty skhodstva i razlichiya [Porphyry copper ore systems of the Mesozoic volcanic belts of Northeast Asia similarities and differences], Moscow, IGEM RAN publ., 2013, pp. 75. (In Russ.)
- Glukhov A. N., Priymenko V. V., Fomina M. I., Akinin V. V. Metallogeniya Konginskoy zony Omolonskogo terreyna (Severo-Vostok Azii) [Metallogeny of the Konga zone of the Omolon terrane (North-East Asia)], Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN, 2021, No. 2, pp. 3–16. (In Russ.)
- Glukhov A. N., Tyukova Ye. E. Perspektivy razvitiya mineral'no-syr'yevoy bazy medi Magadanskoy oblasti [Prospects for the development of the mineral resource base of copper in the Magadan region], Rudy i Metally [Ores and Metals], 2013, No. 5, pp. 21–33. (In Russ.)
- Gorodinskiy M. Ye., Gulevich V. V., Titov V. A. Proyavleniye mednogo orudeneniya na Severo-Vostoke Rossii [Manifestation of copper mineralization in the North-East of Russia], Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR, 1978, No. 24, pp. 151–158. (In Russ.)
- Goryachev N. A. Udsko-Murgal'skaya magmaticheskaya duga: geologiya, magmatizm i metallogeniya [Uda-Murgal magmatic arc: geology, magmatism and metallogeny], Problemy metallogenii rudnykh rayonov Severo-Vostoka Rossii, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2005, pp. 17–38. (In Russ.)
- Goryachev N. A., Yegorov V. N., Savva N. Ye., Kuznetsov V. M., Fomina M. I., Rozhkov P. Yu. Geologiya i metallogeniya fanerozoyskikh kompleksov yuga Omolonskogo massiva [Geology and metallogeny of Phanerozoic complexes of the south of the Omolon massif], Vladivostok, Dal'nauka publ., 2017, 312 p. (In Russ.)
- Grebennikov A. V., Khanchuk A. I. Geodinamika i magmatizm transformnykh okrain tikhookeanskogo tipa: osnovnyye teoreticheskiye aspekty i diskriminantnyye diagrammy [Geodynamics and magmatism of Pacifictype transform margins: main theoretical aspects and discriminant diagrams], Tikhookeanskaya geologiya, 2021, V. 40, No. 1, pp. 3–24. (In Russ.)
- Dylevskiy Ye. F. Novyye svedeniya o magmatizme Baimskogo rudnogo rayona (Zapadnaya Chukotka) [New information about the magmatism of the Baimsky ore region (Western Chukotka)], Magmatizm i oru-deneniye Severo-Vostoka Rossii, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1997, pp. 88–107. (In Russ.)
- 18. *Kaminskiy V. G.* Formatsionnoye rayonirovaniye i medno-porfirovoye orudeneniye tsentral'noy chasti

Baimskoy zony [Formational zoning and porphyry cop-permineralization of the central part of the Baim zone], Sovetskaya geologiya [Soviet Geology], 1987, No. 3, pp. 46–54. (In Russ.)

- Kara T. V. Novyye dannyye o vozraste magmaticheskikh kompleksov Alazeysko-Oloyskoy skladchatoy sistemy (Zapadnaya Chukotka) [New data on the age of igneous complexes of the Alazeya-Oloy fold system (Western Chukotka)], Tikhookeanskaya geologiya, 2018, V. 37, No. 6, pp. 107. (In Russ.)
- Karta zakonomernostey razmeshcheniya poleznykh iskopayemykh territorii Rossiyskoy Federatsii. Med', Masshtab 1:5 000 000 [Map of patterns of distribution of mineral resources on the territory of the Russian Federation. Copper, Scale 1:5 000 000], St. Petersburg, VSEGEI publ., 2016. (In Russ.)
- Kolova Ye. Ye., Glukhov A. N., Akinin V. V., Polzunenkov G. O., Alenicheva A. A., Priymenko V. V., Kasatkin N. S., Shpikerman V. I. Vozrastnyye rubezhi formirovaniya medno-porfirovogo orudeneniya Okhotsko-Chaunskoy metallogenicheskoy provintsii [Age boundaries of formation porphyry copper mineralization of the Okhotsk-Chaun metallogenic province], Moscow, TSNIGRI publ., 2022, pp. 101–104. (In Russ.)
- Kolova Ye. Ye., Glukhov A. N., Polzunenkov G. O., Akinin V. V. Medno-porfirovaya mineralizatsiya Tal'nikovogo rudnogo polya (Okhotskiy segment Okhotsko-Chukotskogo vulkanogennogo poyasa) [Porphyry copper mineralization of the Talnikov ore field (Okhotsk segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt)], Tikhookeanskaya geologiya, 2023, V. 42, No. 6, pp. 39– 61. (In Russ.)
- Komarova YA. S., Anosova M. O., Kostitsyn Yu. A., Nikolayev Yu. N., Baksheyev I. A. U-Pb vozrast magmaticheskikh kompleksov Baimskoy rudnoy zony, Zapadnaya Chukotka [U-Pb age of magmatic complexes of the Baim ore zone, Western Chukotka], , St. Petersburg, IGGD RAN publ., 2015, pp. 116–118. (In Russ.)
- 24. *Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Minina O. V., Migachev I. F.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Seriya Modeli mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Porphyry copper deposits. Series "Models of deposits of non-ferrous and precious metals"], Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
- Kuznetsov V. M. Geologiya i rudonosnosť Burgachanskogo megauzla Omolonskoy metallogenicheskoy provintsii [Geology and ore content of the Burgachan meganode of the Omolon metallogenic province], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2005, pp. 92–109. (In Russ.)
- 26. Malysheva G. M., Isayeva Ye. P., Tikhomirov Yu. B., Vyatkin B. V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1, 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Chukotskaya. List Q-59 "Markovo". Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1, 1,000,000 (third gener-

ation). Chukotka series. Sheet Q-59 "Markovo". Explanatory note], St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI publ., 2012, 226 p. (In Russ.)

- Marushchenko L. I., Baksheyev I. A., Nagornaya Ye. V., Chitalin A. F., Nikolayev Yu. N., Kal'ko I. A., Prokof'yev V. Yu. Kvarts-seritsitovyye metasomatity i argillizity Au-Mo-Cu mestorozhdeniya Peschanka (Chukotka) [Quartz-sericite metasomatites and argillicites Au-Mo -Cu deposits Peschanka (Chukotka)], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 2015, V. 57, No. 3, pp. 239–252. (In Russ.)
- Merzlyakov V. M., Dylevskiy Ye. F., Lychagin P. P., Terekhov M. I. Tektonika, magmatizm i metallogeniya Omolonskogo sredinnogo massiva [Tectonics, magmatism and metallogeny of the Omolon middle massif], Geologiya i poleznyye iskopayemyye Severo-Vostoka Azii, Vladivostok, DVNTS AN SSSR publ., 1984, pp. 140–151. (In Russ.)
- 29. *Nevretdinov E. B.* Intruzii kavral'yanskogo kompleksa [Intrusions of the Kavralyansky complex], Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR, No. 25, Magadan, Magadanskoye knizhnoye izdatel'stvo publ., 1980, pp. 31–37. (In Russ.)
- Nikolayev Yu. N., Baksheyev I. A., Prokof'yev V. Yu., Nagornaya Ye. V., Marushchenko L. I., Sidorina Yu. N., Chitalin A. F., Kal'ko I. A. Au-Ag mineralizatsiya porfirovykh rudnykh sistem Baimskoy zony (Zapadnaya Chukotka) [Au-Ag mineralization of porphyry ore systems of the Baim zone (Western Chukotka)], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 2016, V. 58, No. 4, pp. 39–345. (In Russ.)
- Nikolayev Yu. N., Kal'ko I. A., Baksheyev I. A., Apletalin A. V., Vlasov Ye. A., Khabibullina Yu. N., Dzhedzheya G. T., Prokof'yev V. Yu., Tikhomirov P. L. Zolotoserebryanaya mineralizatsiya Oloyskoy zony i yeyo promyshlennyye perspektivy [Gold-silver mineralization of the Oloi zone and its industrial prospects], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2020, No. 1, pp. 66–79. (In Russ.)
- Petrov O. V., Kiselov Ye. A., Shpikerman V. I., Zmiyevskiy Yu. P. Prognoz razmeshcheniya mestorozhdeniy zoloto-medno-porfirovogo tipa v vulkano-plutonicheskikh poyasakh vostochnykh rayonov Rossii po rezul'tatam rabot sostavleniya listov Gosgeolkarty-1000/3 [Forecast of the location of gold-copper-porphyry deposits in the volcanic-plutonic belts of the eastern regions of Russia based on the results of compiling sheets of Gosgeolkarta-1000/3], Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2019, No. 8, pp. 50–73. (In Russ.)
- 33. Savva N. Ye. Medno-porfirovyye metallogenicheskiye poyasa Severo-Zapadnoy okrainnomorskoy provintsii Tikhogo okeana [Copper-porphyry metallogenic belts of the North-Western Marginal Sea Province of the Pacific Ocean], Problemy metallogenii rudnykh rayonov Severo-Vostoka Rossii, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2005, pp. 38 – 59. (In Russ.)

- Skibin Yu. P. Medno-molibdenovoye orudeneniye. Severnogo Priokhot'ya [Copper-molybdenum mineralization. Northern Okhotsk], Sovetskaya geologiya [Soviet Geology], 1982, No. 1, pp. 78–85. (In Russ.)
- Skuratov V. N. Izotopnyy sostav sery i geologicheskiye osobennosti mestorozhdeniy medi [Isotopic composition of sulfur and geological features of copper deposits], Geologicheskiy sbornik, 2000, No. 1, pp. 101– 102. (In Russ.)
- Sokolov S. D. Ocherki tektoniki Severo-Vostoka Azii [Essays on the tectonics of Northeast Asia], Geotektonika, 2010, No. 6, pp. 60–78. (In Russ.)
- Starikova Ye. V., Gagiyeva A. M., Konovalov A. L., Vatrushkina Ye. V., Akinin V. V. Verkhneyursko-nizhnemelovyye otlozheniya vostochnoy chasti Oloyskoy zony: stratigrafiya, geokhimiya, vozrast i geodinamicheskiye obstanovki formirovaniya [Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits of the eastern part of the Oloi zone: stratigraphy, geochemistry, age and geodynamic conditions of formation], Tikhookeanskaya geologiya, 2023, V. 42, No. 64, pp. 3–29, DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-4-3-29. (In Russ.)
- 38. Tikhomirov P. L. Melovoy okrainno-kontinental'nyy magmatizm Severo-Vostoka Azii i voprosy genezisa krupneyshikh fanerozoyskikh provintsiy kremnekislogo vulkanizma [Cretaceous continental-margin magmatism of Northeast Asia and questions of the genesis of the largest Phanerozoic provinces of silicic volcanism], Moscow, GEOS publ., 2020, 376 p. (In Russ.)
- Trunilina V. A., Orlov Yu. S., Royev S. P. Magmaticheskiye assotsiatsii Uyandino-Yasachnenskogo vulkanoplutonicheskogo poyasa i yego geodinamicheskaya priroda [Magmatic associations of the Uyandino-Yasachnensky volcanic-plutonic belt and its geodynamic nature], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2004, No. 4, pp. 61–67. (In Russ.)
- Umitbayev R. B. Okhotsko-Chaunskaya metallogenicheskaya provintsiya (stroyeniye, rudonosnost', analogi) [Okhotsk-Chaun metallogenic province (structure, ore content, analogues)], Moscow, Nauka publ., 1986, 273 p. (In Russ.)
- 41. *Frolova T. I., Burikova I. A.* Magmaticheskiye formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok [Igneous formations of modern geotectonic settings], Moscow, MGU publ., 1997, 146 p. (In Russ.)
- 42. *Shapovalov V. S.* Priznaki yedinoy RMS na primere slozhnoformatsionnogo orudeneniya [Signs of a unified RMS on the example of complex formation mine-ralization], Problemy rudno-formatsionnogo analiza i poiskovoy mineralogii na Severo-Vostoke Rossii, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1994, pp. 73–81. (In Russ.)
- Sharpenok L. N., Kostin A. Ye., Kukharenko Ye. A. TASdiagramma summa shchelochey-kremnezem dlya khimicheskoy klassifikatsii i diagnostiki plutonicheskikh

porod [TAS diagram of the sum of alkalis-silica for chemical classification and diagnosis of plutonic rocks], Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2013, No. 56, pp. 40–50. (In Russ.)

- 44. Shatova N. V., Seregin S. V. Novyye dannyye o vozraste intruzivnykh porod viktorinskogo i namyndykanskogo kompleksov yuzhnoy chasti Omolonskogo massiva (Magadanskaya oblast') [New data on the age of intrusive rocks of the Victoria and Namyndykan complexes of the southern part of the Omolon massif (Magadan region)], Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2023, No. 93, pp. 5–27. (In Russ.)
- 45. *Shevchenko V. M.* Intruzivnyye kompleksy verkhov'yev reki Kolymy i Primagadan'ya [Intrusive complexes of the upper reaches of the Kolyma and Primagadanya rivers], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1996, 95 p. (In Russ.)
- Shpikerman V. I. Domelovaya minerageniya Severo-Vostoka Azii [Pre-Cretaceous minerageny of North-East Asia], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1998, 333 p. (In Russ.)
- Shpikerman V. I., Goryachev N. A., Ratkin V. V., Chugayev A. V. Geologiya izotopov rudnogo svintsa yuga Omulevskogo terreyna (Tsirkumalazeyskiy metallogenicheskiy poyas) [Geology of ore lead isotopes in the south of the Omulevsky terrane (Circumalazeya metallogenic belt)], Vladivostok, Dal'nauka publ., 2016, pp. 386–388. (In Russ.)
- Shpikerman V. I., Chernyshev I. V., Agapova A. A., Troitskiy V. A. Geologiya izotopov rudnogo svintsa tsentral'nykh rayonov Severo-Vostoka Rossii [Geology of ore lead isotopes in the central regions of North-East Russia], Magadan, SVKNII DVNTS AN SSSR publ., 1993, 67 p. (In Russ.)
- 49. Gosudarstvennyy doklad "O sostoyanii i ispol'zovanii mineral'no-syr'yevykh resursov Rossiyskoy Federatsii v 2016 i 2017 godakh" [State report "On the state and use of mineral resources of the Russian Federation in 2016 and 2017"], available at: http://www.mnr.gov.ru/ docs/gosudarstvennye_doklady/o_sostoyanii_i_ispolzovanii_mineralno_syrevykh_resursov_rossiyskoy_federatsii/. (24.05.2022)
- 50. *Batchelor R. A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, 1985, V. 48, pp. 43–55.
- Cao K., Yang Z. M., Xu J. F., Fu B., Li W. K., Sun M. Y. Origin of dioritic magma and its contribution to porphyry Cu–Au mineralization at Pulang in the Yidun arc, eastern Tibet, Lithos., 2018, V. 304, pp. 436–449.
- Chang Z., Ross L. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source, Geology, 2008, V. 36, No. 12, pp. 971–974.
- 53. *Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G.* A geochemical classification of granitic rocks, Journal of Petrology, 2001, V. 42, pp. 2033–2048.

- 54. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits, Economic Geology, 1970, V. 65, No. 4, pp. 373–408.
- Mudd G. M., Jowitt S. M. Growing Global Copper Resources, Reserves and Production: Discovery Is Not the Only Control on Supply, Economic Geology, 2018, V. 113, No. 6, pp. 1235–1267.
- Ohmoto H., Goldhaber M. B. Sulfur and carbon isotopes, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd ed., New York, John Wiley and Sons, 1997, pp. 517–612.
- 57. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contributions to mineralogy and petrology, 1976, V. 58, pp. 63–81.
- Rogacheva L., Baksheev I. Mineralogy of metasomatic rocks and geochronology of the Olhovka porphyrycopper deposit, Chukotka, Russia, Geophysical Research Abstracts, 2010, V. 12, pp. 34.
- 59. *Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, Earth and planetary science letters, 1975, V. 26, No. 2, pp. 207–221.
- Wilson A. J., Cooke D. R., Harper B. J., Deyell C. L. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry goldcopper deposits, Mineralium Deposita, 2007, V. 42, pp. 465–487.

Статья поступила в редакцию 07.04.24; одобрена после рецензирования 02.05.24; принята к публикации 02.05.24. The article was submitted 07.04.24; approved after reviewing 02.05.24; accepted for publication 02.05.24.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера. DOI:10.47765/0869-7175-2024-10012

УДК 620.187(552.18) © Г. К. Хачатрян, Н. Е. Анашкина, 2024

ИК-микроскопия как эффективный метод исследования редкоземельных минералов – монацита и ксенотима

На примере изучения монацита и ксенотима из разных месторождений разработана методика идентификации этих минералов под ИК-микроскопом. Выявлены спектральные характеристики монацита и ксенотима, обусловленные содержанием в них изоморфных и фазовых примесей. Полученные данные могут быть использованы при технологическом картировании месторождений редкоземельных элементов, а также в прогнозно-поисковых целях.

Ключевые слова: монацит, ксенотим, фосфаты, редкоземельные элементы, типоморфизм, ИК-Фурье микроскоп, ИК-спектры, волновое число.

ХАЧАТРЯН ГАЛИНА КАРЛЕНОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, khachatryan_g_k@mail.ru

АНАШКИНА НАТАЛЬЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник, anashkina@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

IR microscopy as an effective technique for investigation of the rare earth minerals, monazite and xenotime

G. K. KHACHATRYAN, N. E. ANASHIKINA

Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

Based on studying monazite and xenotime from various ore deposits, a method for identifying these minerals under an IR microscope has been developed. The spectral characteristics of monazite and xenotime have been revealed, determined by their content of isomorphic and phase impurities. The data obtained can be used for technological mapping of deposits of rare earth elements, as well as for the forecasting and prospecting purposes.

Key words: monazite, xenotime, phosphates, rare earth elements, typomorphism, FTIR microscope, IR spectra, wave number.

Монацит и ксенотим – основные природные концентраторы и источники редкоземельных элементов, без которых невозможно развитие современной промышленности и новых технологий.

Эти редкоземельные фосфаты являются типичными акцессорными минералами гранитов и щелочных пегматитов, а также встречаются в породах метаморфического и гидротермального генезиса. Вместе с тем концентрирование монацита и ксенотима с образованием крупных скоплений происходит в экзогенных условиях, в россыпях и корах выветривания, что во многом обусловлено исключительной устойчивостью этих минералов к воздействиям внешней среды. Например, монацит и ксенотим принадлежат к числу главных рудных минералов на таких месторождениях, как Чукуконское (Красноярский край), Томторское (Якутия), которые приурочены к корам выветривания карбонатитов.

Оптимизация исследований руд на месторождениях редкоземельных элементов возможна за счёт новых экспрессных методов диагностики рудных минералов и определения их типоморфных свойств. Одним из таких методов, не требующих специальной подготовки проб, является ИКмикроскопия, позволяющая «in situ» проводить анализ большинства оптически прозрачных минералов и содержащихся в них структурных и фазовых примесей [4]. Особенно актуально применение этого метода при геолого-технологическом картировании, целью которого являются детальное изучение зональности распределения минералов и их ассоциаций, вариаций характеристик и свойств рудных фаз, выявление технологических типов и сортов в геологических контурах объекта [1]. Инструментальная диагностика с помощью ИК-микроскопа позволяет различать в шлиховых и протолочных пробах визуально похожие друг на друга монацит и ксенотим, а также циркон, касситерит и некоторые другие минералы. Благодаря тому, что в результате исследования зёрна минералов сохраняются в неизменном виде, имеется возможность отобрать образцы монацита и ксенотима для последующего более детального анализа.

Несмотря на перспективность использования ИК-микроскопии при анализе шлиховых проб, спектры индивидуальных зёрен большинства минералов, случайно ориентированных по отношению к источнику излучения, мало изучены. Соответствующие каталоги эталонных спектров минералов в литературе отсутствуют. В связи с этим целью настоящей работы были сравнительное изучение спектров индивидуальных зёрен монацита и ксенотима из разных месторождений и разработка методических приёмов анализа этих минералов под ИК-микроскопом.

Образцы и методика эксперимента. Исследования проводились с помощью ИК-Фурье спектрометра Nicolet 380 и ИК-Фурье микроскопа Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне 650–4000 см⁻¹.

С помощью ИК-микроскопа были изучены отобранные на разных месторождениях мелкие кристаллы и зёрна монацита (8 образцов) и ксенотима (9 образцов) из коллекции отдела минералогии и изотопной геохимии ФГБУ «ЦНИГРИ» (рис. 1). Геологическая привязка изученных образцов, представленных в таблицах 1 и 2, учтена при их нумерации: О – Омчак (Забайкалье), Н – Наталка (Магаданская область), Б – Березовское (Средний Урал), С – Сентачан (Якутия), СЛ и В – соответственно Сухой Лог и Вернинское (Иркутская область).

Предварительно идентификация монацита и ксенотима осуществлялась по ИК-спектрам порошковых препаратов (иммерсионная среда – KBr) на основе электронной библиотеки спектров HR Minerals, входящей в программное обеспечение спектрометра Nicolet 380. Они записывались на том же спектрометре с помощью



Рис. 1. Внешний вид изученных образцов монацита (А–Г) и ксенотима (Д) под ИК-микроскопом:

месторождения: А-В, Д – Сухой Лог, Г – Омчак

приставки Smart Diffuse Reflectance в области $400-4000 \text{ см}^{-1}$.

Монацит (Ce, La, Nd, ..., Th) PO₄. Состав и структурные особенности. Среди природных фосфатов монацит является одним из наиболее известных и распространённых. Монациты характеризуются переменным составом и содержат практически полный ряд редкоземельных элементов.

В монаците обычно содержатся от 3,5 до 10% оксида тория (ThO₂) и 0,1–0,4% оксида урана (U₃O₈). Сумма редкоземельных оксидов (главным образом церия, лантана, неодима), как правило, составляет 55–74%, в том числе иттрий и элементы иттриевой группы (1–3, реже 4–8%), содержание оксида фосфора (P₂O₅) варьирует в пределах 18,4–31,5%.

Несмотря на высокое относительное содержание радиоактивных элементов, структура монацита достаточно устойчива к радиоактивному воздействию. В отличие от циркона монацит редко находится в метамиктном состоянии. В структурах фосфатов, в отличие от большинства силикатов, РО₄-группы присутствуют как самостоятельные компактные группировки атомов в виде тетраэдров, не связных между собой. Таблица 1. Волновые числа (см⁻¹) и интерпретация полос поглощения в ИК-спектрах индивидуальных зёрен монацита из разных месторождений

Отнесение	Образцы											
полос	СЛ-1	СЛ-2	СЛ-3	B-1	B-2	O-1	C-1	C-2				
	<u>966</u>	<u>963</u>	<u>963</u>	<u>961</u>	<u>963</u>	<u>967</u>	<u>965</u>	<u>963</u>				
N PO		1032	1031	1000	1000	1023	1031	1002				
V-1 O ₄	<u>1089</u>	<u>1087</u>	<u>1086</u>	<u>1076</u>	<u>1074</u>	<u>1083</u>	<u>1077</u>	<u>1075</u>				
	1128	1141	1145	1126			1127					
Р-ОН, Р-О	1230	1238	1205	1225	1208	1235	1201	1222,1236				
[NO ₃] ⁻ , δCH ₂ -, CH ₃ -	1392			1392	1384	1385,1427	1383	1434				
δ -OH (H ₂ O)				1635	1633	1626						
	1919	1989		1910,1954			1913,1955	1915				
v-PO ₄	<u>2032</u>		<u>2034</u>	<u>2016</u>	<u>2021</u>	<u>2027</u>	<u>2022</u>	<u>2012</u>				
(обертоны)	2068	2068		2053			2064	2062				
	<u>2153</u>	<u>2152</u>	<u>2150</u>	<u>2155</u>	<u>2154</u>	<u>2154</u>	<u>2157</u>	<u>2153</u>				
CO ₂	2350	2355	2350	2353	2349	2340	2354	2351				
P-H	<u>2386</u>	<u>2377</u>	<u>2382</u>	<u>2385</u>	<u>2389</u>	<u>2360</u>	<u>2381</u>	<u>2383</u>				
(OH, NH)?	2745	2736	2731		2719	2719	2737	2750				
v-CH ₂ -, CH ₃ -	2851,2921					2850,2920	2850,2919	2852,2922				
ν -OH (H ₂ O)	3436	3421	3442	3444	3382	3424		3462				

Примечание. Подчёркиванием выделены характеристические полосы поглощения, по которым проводится идентификация монацита под ИК-микроскопом; δ и v – соответственно деформационные и валентные колебания.

Отнесение	Образцы									
полос	B-3	B-4	B-5	B-6	СЛ-4	СЛ-5	H-1	Б-1	Б-2	
	<u>1517</u>	<u>1518</u>	<u>1518</u>	<u>1519</u>	<u>1518</u>	<u>1520</u>	<u>1519</u>	<u>1518</u>	<u>1523</u>	
	<u>1555</u>	<u>1559</u>	<u>1561</u>	<u>1560</u>	<u>1552</u>	<u>1552</u>	<u>1562</u>	<u>1560</u>	<u>1563</u>	
	<u>1662</u>	<u>1665</u>	<u>1663</u>	<u>1665</u>	<u>1665</u>	<u>1664</u>	<u>1664</u>	<u>1664</u>	<u>1655</u>	
	/1689/									
РО ₄ (обертоны)		/1798/								
4	1987	1991	1991	1991	1990		1989	/1989/		
	2029	2010	<u>2005</u>	<u>2030</u>	<u>2017</u>	2022	<u>2021</u>	2029	<u>2011</u>	
	2111	<u>2131</u>	<u>2113</u>	<u>2113</u>	<u>2116</u>	<u>2121</u>	<u>2114</u>	<u>2107</u>	<u>2113</u>	
						2254, 2288				
CO ₂		2351		2334, 2356	2334, 2359	2348	2358			
P-H						2388				
v-CH ₂ -, CH ₃ -						2855, 2928		2885, 2925		
H,O	3458	3477	3457			3468	3472	3461	3439	
OH-		3517	3516	3517	3519		3515	3516		

Таблица 2. Волновые числа (см⁻¹) и интерпретация полос поглощения в ИК-спектрах индивидуальных зёрен ксенотима из разных месторождений

Примечание. Подчёркиванием выделены характеристические полосы поглощения, по которым проводится идентификация ксенотима под ИК-микроскопом; в косых скобках – малоинтенсивные линии, v – валентные колебания.



Рис. 2. ИК-Фурье спектры монацита: эталонный «порошковый» (А) и индивидуального зерна, полученный под ИК-микроскопом (Б). Эталонный спектр заимствован из электронной библиотеки HR-Minerals:

 ν — валентные колебания, δ — деформационные колебания

Группа монацита объединяет ортофосфаты, содержащие лёгкие и относительно более крупные катионы редкоземельных (TR) элементов. Эти соединения кристаллизуются в моноклинной сингонии. В структурном типе монацита изолированные PO₄-тетраэдры связаны между собой девятивершинниками TRO₉, которые могут служить позицией для изоморфного внедрения актиноидов.

ИК-спектры. Согласно данным работы [3], спектральные линии безводных фосфатов в области 410–490 см⁻¹ связаны с деформационными симметричными (δ_s) колебаниями [PO₄]³⁻-тетраэдра, а в области 510–670 см⁻¹ – соответственно с деформационными асимметричными (δ_{as}). Валентные (v) колебания [PO₄]³⁻-тетраэдра проявляются в диапазонах 930–990 см⁻¹ (v_s) и 975–1140 см⁻¹ (v_{as}). Так, в «порошковом» спектре монацита (рис. 2, A) присутствуют четыре характерные линии ~ 476, 538, 562 и 619 см⁻¹ и четыре линии около 951, 1002, 1045 и 1092 см⁻¹, относимые соответственно к деформационным и валентным колебаниям P-O связей в искажённых [PO₄]³⁻-тетраэдрах.

В области 3460 см⁻¹ (не показана на рис. 2, А) проявляются валентные колебания ОН-групп в

составе молекул воды, адсорбированной минералом [6].

Хотя спектры индивидуальных зёрен монацита отличаются от «порошковых», система линий фосфат-иона в области 900–1100 см⁻¹ присутствует и в тех, и в других (см. рис. 2, А, Б). При этом соответствующие полосы поглощения существенно отличаются по интенсивности. Характерной особенностью спектров зёрен монацита, полученных под ИК-микроскопом, является система полос поглощения в области 1900–2200 см⁻¹, которые представляют собой обертоны валентных колебаний фосфат-иона.

Диагностика под ИК-микроскопом. Полосы поглощения в спектрах индивидуальных зёрен монацита из разных месторождений приведены на рис. 3 и в табл. 1. Эти спектры, полученные под ИК-микроскопом, имеют общие черты (диагностические признаки) и индивидуальные особенности. Общие черты спектров – полосы поглощения фосфат-аниона в области 900–1100 см⁻¹ и их обертоны в области 1900–2200 см⁻¹. Кроме них во всех изученных ИК-спектрах монацита неизменно присутствует полоса поглощения малой



Рис. 3. ИК-Фурье спектры монацита золоторудных месторождений Омчак (А), Сухой Лог (Б), Вернинское (В) под ИК-микроскопом:

штриховыми линиями ограничены области характеристических линий монацита



Рис. 4. Волновые числа полос поглощения валентных колебаний РО₄-тетраэдров (1070–1090 см⁻¹) и их обертонов (2010–2040 см⁻¹) в спектрах индивидуальных зёрен монацита из разных месторождений:

1 – Сухой Лог, 2 – Омчак, 3 – Вернинское, 4 – Сентачан

интенсивности ~ 2380–2390 см⁻¹, которая, вероятно, обусловлена валентными колебаниями Р-Н [2]. Самая интенсивная полоса поглощения в спектрах зёрен монацита располагается в интервале 1200–1250 см⁻¹. Значение этой линии для диагностики монацита под ИК-микроскопом пока не выяснено. Не исключено, что линия около 1235 см⁻¹ может относиться к валентным колебаниям Р-О в составе РООН или Р=О-групп [2].

В монацитах часто присутствуют разнообразные флюидные включения, отражающие условия и состав среды его кристаллизации, содержание которых меняется от образца к образцу. Эти примеси проявляются в виде «дополнительных» линий в ИК-спектрах монацита под ИК-микроскопом. Они связаны с наличием фазовых примесей воды (валентные и деформационные колебания О-Н связи в областях 2550–3650 и ~ 1630 см⁻¹, соответственно), углекислоты (~ 2350 см⁻¹) и углеводородов (колебания CH₂- и CH₃-групп: ~ 2850, ~ 2920, ~ 1380, ~ 1430 см⁻¹). Согласно данным [6], полоса поглощения около 1380 см⁻¹ также может быть связана с примесью [NO₃]⁻аниона.

В спектрах индивидуальных зёрен монацита из разных месторождений (рис. 4, табл. 1) волновые числа полос поглощения собственных колебаний его кристаллической решётки значимо

варьируют. При этом намечаются систематические отличия между спектрами монацита из месторождений Сухой Лог, Омчак, Вернинское и Сентачан по волновым числам валентных колебаний РО₄-тетраэдров (1070–1090 см⁻¹) и их обертонов (2010-2040 см⁻¹). Наиболее вероятно, что это связано с изоморфными замещениями в анионных группах $[PO_4]^{3-} \rightarrow [SiO_4]^{4-}$ и другими, а также катионным составом монацитов (разным содержанием в них редкоземельных элементов Се, La, Nd и др.). Выявленные особенности спектров монацита в дальнейшем необходимо исследовать на более представительном материале. Не исключено, что параметры спектров монацита, обусловленные разнообразными примесями, могут рассматриваться в качестве его типоморфных признаков и использоваться при технологическом картировании месторождений, а также в прогнознопоисковых целях.

Ксенотим (YPO). Состав и структурные особенности. Иттрий в ксенотиме часто замещается другими редкоземельными элементами (TR), а также Th, U, Zr, Ca, Al, а фосфор – неметаллами (As, Si, S). В структуре ксенотима изолированные тетраэдры РО, связаны между собой восьмивершинниками TRO₈ существенно меньшего, чем в монацитах, объёма, что обусловлено эффектом лантаноидного сжатия в ряду редкоземельных элементов. В результате этого структурный тип монацита (моноклинная сингония) закономерно сменяется на родственный ему более высокосимметричный структурный тип ксенотима (тетрагональная сингония). Ксенотим изоструктурен с цирконом, поэтому оба минерала имеют одинаковые формы кристаллов. Подобно монациту структура ксенотима относительно устойчива к радиационному воздействию. В связи с этим метамиктное состояние для ксенотима в отличие от циркона не характерно.

ИК-спектры. «Порошковые» ИК-спектры ксенотима (рис. 5) сходны со спектрами других ортофосфатов [3], но имеют собственные характеристические линии. По сравнению с монацитом спектр ксенотима имеет менее сложную структуру.

Интенсивная полоса поглощения с максимумом около 1007 см⁻¹ обусловлена валентными колебаниями PO₄-тетраэдров, а чёткие пики около 519 и 637 см⁻¹ – соответственно деформационными [7]. Спектры зёрен ксенотима под ИК-микроскопом существенно отличаются от «порошковых».



Рис. 5. ИК-Фурье спектры ксенотима: эталонный «порошковый» (А) и индивидуального зерна, полученный под ИК-микроскопом (Б). Эталонный спектр заимствован из работы [5]:

колебания: v – валентные, δ – деформационные

В области 650-1500 см-1 частотные характеристики спектральных линий и их количество варьируют. В связи с этим воспроизводимой частью спектров ксенотима, полученных под ИК-микроскопом, является диапазон волновых чисел 1500-4000 см⁻¹. Именно в этом диапазоне находятся спектральные линии, которые могут быть использованы для диагностики минерала. Интерпретация этих линий ИК-поглощения ксенотима проводилась нами на основе сравнения со спектрами близкого к нему по химическому составу монацита и изоструктурного ксенотиму циркона [8]. Так, в интервале 1500-2300 см⁻¹ проявлены обертоны колебаний фосфат-анионов, вблизи 2388 см⁻¹ – валентных Р-Н-групп, а около 3515– 3519 см⁻¹ – структурных ОН-групп. Остальные полосы поглощения обусловлены фазовыми примесями двуокиси углерода, углеводородов и воды в ксенотиме (см. табл. 2).

Диагностика под ИК-микроскопом. Как было показано выше, диагностировать ксенотим под ИК-микроскопом можно по характеристическим линиям ИК-спектра, обусловленным колебаниями фосфат-аниона. В силу особенностей спектров индивидуальных зёрен минералов по сравнению с «порошковыми» спектрами для диагностики используются обертоны валентных колебаний PO_4 -тетраэдров. Помимо них в диапазоне 1500–2300 см⁻¹ имеются другие линии, обусловленные колебаниями в PO_4 -тетраэдрах. Однако данные полосы поглощения проявляются не во всех изученных образцах и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве характеристических. Остальные линии, связанные с наличием примесей углекислоты, углеводородов и воды, а также со структурными ОН-группами в спектрах ксенотима, проявляются спорадически. Возможности использования этих характеристик в качестве типоморфных можно будет оценить в процессе дальнейших исследований.

Подводя итог вышеизложенному, сопоставим особенности спектров фосфатов монацита, ксенотима и апатита в области обертонов колебаний РО₄-тетраэдров (рис. 6). Спектры минералов отличаются по количеству линий, их частотным характеристикам и интенсивности. Спектр апатита содержит максимальное количество чётких линий, среди которых характеристическими являются ~ 1930, ~ 1996, ~ 2083, ~ 2152 см⁻¹. Эти главные характеристические линии «осложнены» дополнительными менее интенсивными пиками.



Рис. 6. Сопоставление спектров индивидуальных зёрен монацита (А), ксенотима (Б) и апатита (В), записанных под ИК-микроскопом

Спектр ксенотима в отличие от апатита содержит меньшее число линий, главными из которых являются около 2011 и 2029 см⁻¹, а также около 2124 см⁻¹. Дополнительно к ним диагностику ксенотима рекомендуется проводить по полосам поглощения: 1517–1523, 1552–1563 и 1662–1665 см⁻¹.

В отличие от рассмотренных, ИК-спектр монацита не такой чёткий и содержит широкие («размытые») полосы поглощения, среди которых характеристическими являются максимум поглощения около 2022 см⁻¹, а также линии около 2152 и 2380 см⁻¹.

Заключение. Как показал анализ спектров монацита и ксенотима, каждый из этих минералов может быть идентифицирован под ИК-микроскопом по системам характеристических линий, их количеству, волновому числу и соотношению интенсивностей.

Монацит предлагается определять по системе из трёх «размытых» полос поглощения в интервалах 2010–2040, 2150–2160 и 2360–2390 см⁻¹.

Характеристическими линиями ксенотима являются 2005–2030 и 2107–2131 см⁻¹ в сочетании с тремя пиками меньшей интенсивности 1517– 1523, 1552–1563, а также 1655–1665 см⁻¹.

Спектры монацитов из разных месторождений отличаются между собой по волновым числам валентных колебаний РО₄-тетраэдров (1070– 1090 см⁻¹) и их обертонов (2010–2040 см⁻¹). Это связано с изоморфными замещениями ионов в структуре монацита и отражает специфические особенности его химического состава.

Помимо характеристических линий, позволяющих проводить диагностику монацита и ксенотима под ИК-микроскопом, в спектрах этих минералов присутствуют «дополнительные» полосы поглощения, обусловленные наличием фазовых примесей воды, углекислоты, углеводородов. Содержание этих примесей в редкоземельных фосфатах зависит от состава среды и условий их кристаллизации. Возможность использования этих характеристик в качестве типоморфных можно будет оценить в процессе дальнейших исследований.

Таким образом, ИК-микроскопия является эффективным экспрессным методом, позволяющим идентифицировать монацит и ксенотим в шлиховых и протолочных пробах, а также исследовать типоморфные свойства фосфатов. Всё это может быть использовано при технологическом картировании месторождений редкоземельных элементов, а также в прогнозно-поисковых целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Левченко Е. Н., Ожогина Е. Г. Минералого-технологическое сопровождение в системе геологического изучения недр, добычи и переработки редкометалльного сырья // Разведка и охрана недр. – 2016. – № 11. – С. 43–36.
- 2. *Наканиси К.* Инфракрасные спектры и строение органических соединений. М. : Мир, 1965. 226 с.
- Печковский В. В., Мельникова Р. Я., Дзюба Е. Д. [и др.] Атлас инфракрасных спектров фосфатов. Ортофосфаты. – М. : Наука, 1981. – 248 с.
- Хачатрян Г. К., Кряжев С. Г. Методика анализа породообразующих и акцессорных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. – 2010. – № 5. – С. 64–73.

- Chukanov N. V. Infrared spectra of mineral species : Extended Library. Vol.1. – New York; Berlin : Springer; Verlag, 2014. – 1726 p.
- Ekthammathat N., Thongtem T., Phuruangrat A., Thongtem S. Facile Hydrothermal Synthesis and Optical Properties of Monoclinic CePO₄ Nanowires with High Aspect Ratio // Hindawi Publishing Corporation Journal of Nanomaterials. – V. 2012. – DOI : https://doi.org/10.1155/2012/958593.
- Yahiaoui Z., Hassairi M. A., Dammak M. Synthesis and Optical Spectroscopy of YPO₄:Eu³⁺ Orange–Red Phosphors // Journal of electronic materials. – 2017. – № 46 (8). – DOI: 10.1007/s11664-017-5401-4.
- Zhang Ming, Saljeand E. K. H., Ewing R. C. Infrared spectra of Si–O overtones, hydrous species, and U ions in metamict zircon: radiation damage and recrystallization // Journal of Physics : Condensed Matter. – 2002. – V. 14. – P. 3333–3352.

REFERENCES

- Levchenko Ye. N., Ozhogina Ye. G. Mineralogo-tekhnologicheskoye soprovozhdeniye v sisteme geologicheskogo izucheniya nedr, dobychi i pererabotki redkometall'nogo syr'ya [Mineralogical and technological support in the system of geological study of subsoil, mining and processing of rare metal raw materials], Razvedka i okhrana nedr, 2016, No. 11, pp. 43–36. (In Russ.)
- Nakanisi K. Infrakrasnyye spektry i stroyeniye organicheskikh soyedineniy [Infrared spectra and structure of organic compounds], Moscow, Mir publ., 1965, 226 p. (In Russ.)
- Pechkovskiy V. V., Mel'nikova R. YA., Dzyuba Ye. D. [et al.] Atlas infrakrasnykh spektrov fosfatov. Ortofosfaty [Atlas of infrared spectra of phosphates. Orthophosphates], Moscow, Nauka publ., 1981, 248 p. (In Russ.)
- 4. *Khachatryan G. K., Kryazhev S. G.* Metodika analiza porodoobrazuyushchikh i aktsessornykh mineralov rudnykh mestorozhdeniy s ispol'zovaniyem IK-Fur'ye

mikroskopa [Methodology for the analysis of rockforming and accessory minerals of ore deposits using an IR-Fourier microscope], Rudy i metally [Ores and Metals], 2010, No. 5, pp. 64–73. (In Russ.)

- Chukanov N. V. Infrared spectra of mineral species : Extended Library, Vol.1, New York; Berlin, Springer; Verlag publ., 2014, 1726 p.
- Ekthammathat N., Thongtem T., Phuruangrat A., Thongtem S. Facile Hydrothermal Synthesis and Optical Properties of Monoclinic CePO₄ Nanowires with High Aspect Ratio, Hindawi Publishing Corporation Journal of Nanomaterials, V. 2012, DOI : https://doi.org/10.1155/2012/958593.
- Yahiaoui Z., Hassairi M. A., Dammak M. Synthesis and Optical Spectroscopy of YPO₄:Eu³⁺ Orange– Red Phosphors, Journal of electronic materials, 2017, No. 46 (8), DOI: 10.1007/s11664-017-5401-4.
- Zhang Ming, Saljeand E. K. H., Ewing R. C. Infrared spectra of Si–O overtones, hydrous species, and U ions in metamict zircon: radiation damage and recrystallization, Journal of Physics : Condensed Matter, 2002, V. 14, pp. 3333–3352.

Статья поступила в редакцию 17.04.24; одобрена после рецензирования 03.05.24; принята к публикации 03.05.24. The article was submitted 17.04.24; approved after reviewing 03.05.24; accepted for publication 03.05.24.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера. DOI:10.47765/0869-7175-2024-10013

УДК 549; 535.5 (571.5) © Д. А. Петроченков, Е. Ю. Барабошкин, 2024

Декоративно-ювелирные гетероморфные аммониты из кампанских отложений (р. Северная Сосьва, Северный Урал): новый минеральный тип

Представлены результаты изучения аммонитов с гетероморфной раковиной из кампанских отложений верхнего мела (р. Северная Сосьва) в качестве полезного ископаемого – декоративных образцов и ювелирного материала.

Комплекс исследований раковин аммонитов включал определение плотности, микротвёрдости, люминесценции, минерального и химического состава, оптико-петрографические и электронно-микроскопические исследования. Раковины аммонитов состоят преимущественно из кварца (> 79 мас. %), основная часть которого (> 52 мас. %) представлена аморфной формой. В кремнистом алевролите, выполняющем разрушенные камеры аммонита установлены также кристобалит, тридимит, альбит, микроклин, глауконит, иллит и смектит, пирит, ильменит, гидроксиды железа. Из элементов-примесей установлены повышенные содержания Ва (около 0,0129 мас. %) и Cr, V, Zn, Rb, Sr, Zr (< 0,01 мас. %). По минеральному составу раковины аммонитов выделены в новый кремниевый тип.

Стенки раковин характеризуются яркой цветной иризацией, которая связана с сохранением структуры исходных пластинчатых слоёв арагонита, полностью замещённых кварцем в кристаллической и аморфной форме. Яркая цветная иризация раковин позволяет использовать аммониты в качестве камнесамоцветного материала. Установлен новый минеральный тип аммолита — аммолит кремниевый. Сбор раковин аммонитов может проводиться из кампанских отложений в береговых обрывах или осыпях без горных выработок, что не требует значительных материальных затрат и не нарушает экологию среды.

Ключевые слова: аммонит, аммолит, ювелирные материалы, кампанский ярус, верхний мел, Северный Урал.

ПЕТРОЧЕНКОВ ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий кафедрой ¹, p-d-a@mail.ru

БАРАБОШКИН ЕВГЕНИЙ ЮРЬЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор ², ejbaraboshkin@mail.ru

¹ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), г. Москва ² Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ), г. Москва

Decorative-jewelry heteromorphic ammonites from Campanian deposits of the Severnaya Sosva River valley, Northern Urals: A new mineral type

D. A. PETROCHENKOV¹, E. Yu. BARABOSHKIN²

¹ Sergo Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University (MGRI), Moscow ² Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow

The article presents results of a study of ammonites with the heteromorphic shell from Campanian deposits of the Upper Cretaceous, Severnaya Sosva River, as an industrial mineral providing the decorative specimens and jewelry material.

The complex of investigation of the ammonite shells included determinations of their density, microhardness, luminescence, mineral and chemical composition and the optical petrographic and electron microscopic studies. The ammonite shells consist predominantly of quartz (more than 79 wt. %) represented mostly (more than 52 wt. %) by an amorphous form. The cherty siltstone filling the destroyed ammonite chambers also contains cristobalite, tridymite, albite, microcline, glauconite, illite and smectite, pyrite, ilmenite, and iron hydroxides. Of the impurity elements, increased contents of Ba (about 0.0129 wt. %) and Cr, V, Zn, Rb, Sr, and Zr (less than 0.01 wt. %) were determined. Based on the mineral composition, the ammonite shells are classified as a new siliceous type.

The walls of the shells are characterized by bright colored iridescence, which is associated with preservation of the structure of the original aragonite lamellas completely replaced by quartz in the crystalline and amorphous forms. The bright colored iridescence of the shells makes it possible to use the ammonites as a gem stone material. A new mineral type of ammolite, the siliceous ammolite, has been established. The ammonite shells may be gathered from the Campanian deposits in coastal cliffs or talus without mining workings, which does not require significant material costs and does not disturb the environment.

Key words: ammonite, ammolite, jewelry materials, Campanian, Upper Cretaceous, Northern Urals.

Аммониты и изделия из них в последние десятилетия широко представлены на мировом рынке, включая российский, и спрос на них устойчиво возрастает [7]. Аммониты декоративного и ювелирно-поделочного качества успешно, без значительных материальных затрат добываются и в различных регионах России. Аммониты связаны с отложениями от нижнетриасового (Приморский край) до верхнемелового (Север Красноярского края) возраста, характеризуются разнообразием видов, размеров и минерального состава [6].

По минеральному составу раковин аммонитов, который определяет их декоративные и технологические характеристики, были выделены семь типов: кальцитовый, кальцит-пиритовый, пиритовый, кальцит-апатитовый, кальцит-гётитовый, кальцит-баритовый и кальцит-гипсовый [6, 7]. Особенно высоко ценится в качестве камнесамоцветного материала перламутровый слой раковин аммонитов с яркой цветовой иризацией, получивший название аммолит [5]. Наиболее широко известен на мировом рынке аммолит из Канады [11, 12]. Аммолит, не уступающий по качеству канадскому, был найден на севере Красноярского края. Известны раковины аммонитов с яркой цветной иризацией перламутрового слоя в Ярославской, Ульяновской, Самарской областях. По минеральному составу были выделены: аммолит арагонитовый и аммолит апатитовый [5].

В 2022 г. при изучении верхнемелового разреза р. Северная Сосьва ниже пос. Усть-Манья (рисунки 1, 2) найдены гетероморфные аммониты с яркой цветной иризацией перламутрового слоя (рис. 3), которые могут представлять интерес в качестве декоративных образцов и ювелирного материала (рисунки 4, 5).

Цель данной работы – установление минерального, химического состава аммонитов, оценка их декоративных, технологических характеристик, проведение экологической экспертизы, а также изучение процессов фоссилизации раковин в ходе диагенеза морских отложений, разработка критериев их поиска.

Стратиграфическое положение аммонитов. Верхнемеловой разрез в береговых обрывах р. Северная Сосьва известен с конца XVIII в. и изучался впоследствии многими геологами [3, 4]. С учётом вновь полученных данных отложения, содержащие аммониты, представлены снизу-вверх (см. рис. 1, А):

На чёрных глинах альбского возраста с размывом залегает пачка тёмно-серых, до чёрных с поверхности бурых глауконитовых массивных и толстоплитчатых (~ 1 м) кремнистых биотурбированных песчаников нижнего кампана. В трёх метрах выше подошвы встречены редкие раковины «гладких» [smooth] аммонитов *Baculites* sp. с остатками замещённого кремнезёмом перламутра и пустоты от белемнитов (рис. 3, А). В шлифах наблюдаются многочисленные зёрна глауконита, биокласты радиолярий, диатомовых водорослей и спикулы губок. Предполагаемая мощность пачки – 8–9 м.

Вышележащая часть разреза изучена в коренных породах стенки отрыва оползня.

Толща чередования тёмно-серых с поверхности бурых глауконитовых плитчатых (~ 0,1–0,5 м) кремнистых песчаников, чередующихся с 5–10 см прослоями чёрных песчаных и алевритовых глин. Породы полностью биотурбированы. На расстоянии 1,25 м выше подошвы встречена протяжённая линза (длиной 7–10 м) с остатками «гладких» *Baculites* sp. и *Baculites* sp. «со сглаженными рёбрами». Мощность 3,8 м.

Толща толстоплитчатых (0,5-1 м) кремнистых глауконитовых тёмно-серых, до чёрных песчаников, с поверхности – бурых. Вверх по разрезу мощность прослоев уменьшается. Песчаник чередуется с прослоями глинисто-кремнистых песчаников (0,1-0,5 м), образующими небольшие ниши на выветренном склоне. Породы биотурбированы, на нескольких уровнях встречены непротяжённые (первые метры) линзы с аммонитами среднего кампана. В шлифах в кремнистом матриксе присутствуют многочисленные зёрна глауконита, остатки радиолярий, диатомовых водорослей, спикулы губок. В 0,6 м выше подошвы встречены остатки Baculites obtusus Meek, Scaphites (S.) hippocrepis III (De Kay) и пустоты от белемнитов, а в 5,6, 6,6 и 7,8 м выше подошвы – небольшие (до 1 м протяжённостью) линзы с аммонитами Baculites mclearni Landes, редкие «гладкие» Baculites sp. На верхнем уровне ещё обнаружены Scaphites (S.) hippocrepis III (De Kay), S. (S.) sp. (см. рис. 3, Б). Видимая мощность – 8,1 м. Выше с размывом залегают четвертичные отложения.

В осыпи под разрезом встречен тот же комплекс аммонитов: *Baculites obtusus* Meek, *B. mclearni* Landes, *Scaphites (S.) hippocrepis* III (De Kay); а также единичные «гладкие» *Baculites* sp. и *Baculites* sp. «со сглаженными рёбрами» [1, 2].

Встреченная в разрезе последовательность аммонитов близка к последовательности, известной



Рис. 1. Разрез кампанских отложений в районе пос. Усть-Манья (А) и его положение (Б). По [2], с изменениями:

1–3 – отложения: 1 – морские, 2 – прибрежные, 3 – озёрно-аллювиальные; 4 – области денудации; 5–6 – находки: 5 – флоры и 6 – аммонитов; 7 – разрез Усть-Манья; 8 – конгломераты; 9 – фосфоритовые гравелиты; 10 – песчаники; 11 – алевролиты; 12 – глины; 13 – опоки; 14 – биотурбации; 15 – Scaphites; 16 – Baculites; 17 – белемниты; 18 – конкреции пирита



Рис. 2. Правый берег р. Северная Сосьва ниже пос. Усть-Манья: вид с реки с оползнем на переднем плане (A) и вид кампанского разреза в стенке отрыва оползня (Б)

из разрезов Западного Внутреннего Пролива (ЗВП) [Western Interior Seaway] Северной Америки [9, 10], на основании чего и установлен нижне- и среднекампанский возраст пород.

Раковины аммонитов с яркой цветной иризацией перламутрового слоя относятся преимущественно к роду *Baculites*, наиболее распространённому в кампанском ярусе. Их концентрация отмечается в верхней части разреза средне-кампанского подъяруса (аммонитовая зона *Baculites mclearni*) (см. рис. 1, А). Раковины расколоты и деформированы (см. рис. 3). Целые, хорошо сохранившиеся раковины при изучении разреза встречались редко. Это можно объяснить расположением аммонитов непосредственно в отложениях, при небольшом количестве конкреций, которые обеспечивают их быструю консервацию и хорошую сохранность. Распределение аммонитов неравномерное, характерна их концентрация в небольших линзах. Встречаются аммониты в относительно небольшом количестве, но вполне достаточном для их рентабельного сбора.

Сбор аммонитов декоративного и ювелирного качества может осуществляться в береговых



Рис. 3. Раковины аммонитов рода *Baculites* разной сохранности с цветной иризацией перламутрового слоя в породе из нижней (А) и верхней (Б) частей разреза



Рис. 4. Вставки для ювелирных изделий из фрагментов раковин с яркой цветной иризацией (А, Б)

обрывах, осыпях и в руслах рек (см. рис. 2) без горных выработок, что не требует значительных материальных затрат и не нарушает экологию среды. Отложения кампана распространены в регионе на большой площади (см. рис. 1, Б), что существенно расширяет район их поиска и позволяет предполагать новые объекты, возможно с более хорошей сохранностью и насыщенностью раковин аммонитов.

Методы исследования. Комплекс исследований аммонитов был проведён в лабораториях МГРИ, МГУ, ФГБУ «ВИМС», ФГБУ «ИГЕМ» РАН. Он включал определение микротвёрдости, плотности, люминесценции, оптико-петрографический анализ, количественное определение минерального и химического состава, электронно-микроскопические исследования.

Количественное определение химического состава раковин аммонитов выполнено методом рентгеновского флуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия Axios MAX Advanced. Оптико-петрографический и минераграфический анализ выполнен с использованием микроскопов «Полам P-112» и «Leika DMRX». Микротвёрдость определялась гидростатическим методом на электронных весах «Sartorius Gem G 150D». Люминесценция изучалась под ультрафиолетовой лампой «Multispec System Eickhorst» с $\lambda = 254$ и 365 нм. Минеральный состав определялся рентгенографическим количественным фазовым анализом (РКФА) на дифрактометре «X'Pert PRO MPD». Электронно-микроскопические исследования выполнены на растровом электронном микроскопе (РЭМ) Jeol GSM 5610LV (Япония) с энергодиспер-



Рис. 5. Кольцо (А) и кулон (Б) с фрагментами раковин аммонитов с яркой цветной иризацией

сионным спектрометром (ЭДС) Oxford и Jeol IT500 с ЭДС Jeol, позволяющим получить химический состав по данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), провести анализ образцов в обратнорассеянных электронах (ОРЭ) и вторичных электронах (ВЭ). Радиационно-гигиеническая оценка проводилась в лаборатории изотопных методов анализа ФГБУ «ВИМС» по аттестованной методике, внесённой в Реестр Росстандарта.

Геммологические характеристики раковин аммонитов. По данным качественного (из-за недостатка материала) рентгеноструктурного анализа, перламутровый слой раковин аммонитов состоит из кристобалита, небольшого количества тридимита и кварца, структура полуаморфная (на рентгенограмме гало), признаки карбонатов не фиксируются.

№ пробы	Характеристика	Минеральный состав	Содержание, мас. %
		Кварц	32,3
	Преимущественно	Кристобалит	3,4
ПК	перламутровый слой,	Тридимит	5,5
	с минерализованными камерами	Аморфный кремнезём	38,8
		Смектит + иллит	20,0
		Кварц	18,3
		Кристобалит	1,0
А	Раковина в целом	Тридимит	8,0
		Аморфный кремнезём	52,1
		Смектит + иллит	20,6
		Кварц	16,9
		Кристобалит	0,5
рп	BNOWSIOWS SNOUWTLE HODORS	Тридимит	8,2
BII	Вмещающая аммониты порода	Аморфный кремнезём	39,4
		Плагиоклаз	12,3
		Смектит + иллит	22,7

Таблица 1. Минеральный состав раковин аммонитов и вмещающей породы, по данным РКФА

По данным РКФА, перламутровый слой с фрагментами минерализованных камер состоит в среднем (мас. %): кварц – 32,3, кристобалит – 3,4, тридимит – 5,5, аморфный кремнезём – 38,8, смектит и иллит – 20,0. Раковина в целом (преимущественно минерализованные камеры) состоит в среднем (мас. %): кварц – 18,3, кристобалит – 1,0, тридимит – 8,0, аморфный кремнезём – 52,1, смектит и иллит – 20,6. Карбонаты в пробах не фиксируются (табл. 1).

Из анализов следует, что в камерах раковин по сравнению с перламутровым слоем уменьшается содержание кварца, кристобалита, увеличивается содержание аморфного кремнезёма. Глинистая часть породы образована смектитом, иллитом и, вероятно, кварцем. Кварц может быть представлен и более крупными включениями. Смектит, иллит и кварц отражают терригенный морской осадок. Исходный арагонит раковин аммонитов полностью замещён различными формами кварца.

По данным РФА (табл. 2), химический состав проб близок и соответствует их минеральному составу. Высокие содержания SiO₂ (86,36 и 87,77 мас. %) отражают преимущественно кремниевый состав раковин. Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, K₂O, CaO, Fe₂O₃ – отражают состав алюмосиликатов. Низкие содержания S (< 0,05 мас. %) при высоких содержания Fe₂O₃ (> 2,1 мас. %) указывают на присутствие пирита в крайне незначительном количестве и концентрацию железа в других минеральных формах, в частности, в гидроксидах, железистой разновидности иллита – глауконите.

TOD BIALLO 7 YIANAIALLOCIVIAIA COCTOR		
	иакория амиловитор и рисшающей породы. По	
	Parra =	H

N₂		Содержание компонента, мас. %											
пробы	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S	ппп	
ПК	0,25	0,55	2,92	86,36	0,70	0,19	0,21	0,01	2,42	0,02	0,02	6,04	
А	0,23	0,51	2,23	87,77	0,60	0,22	0,14	0,01	2,18	0,03	0,05	5,69	
ВП	0,24	0,66	3,30	85,09	0,80	0,27	0,23	0,01	2,94	0,02	0,01	6,17	

Примечание. ППП – потери при прокаливании.

Nº		Содержание элементов, мг/кг (× 10 ⁻⁴ мас. %)											
пробы	Cr	V	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Pb	As	
ПК	67	58	8	29	36	35	78	130	< 5	< 5	< 5	< 5	
А	59	57	7	35	29	32	58	128	< 5	< 5	< 5	< 5	
ВП	77	68	9	36	36	36	94	150	< 5	< 5	< 5	< 5	

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в раковинах аммонитов и вмещающей породе, по данным РФА

Отметим повышенные содержания TiO_2 (0,14–0,21 мас. %), связанные с минералами титана, характерными для прибрежно-морских отложений. Элементы-примеси присутствуют в небольшом количестве и с низкими содержаниями (мас. %): Ва – 0,0128–0,0130; Zr, Sr, Rb, Zn, V, Cr – в интервале 0,001–0,01; Cu – не превышает 0,0008 (табл. 3).

Установленный минеральный состав декоративно-ювелирных раковин аммонитов из кампанских отложений (р. Северная Сосьва) позволяет отнести их к новому кремниевому минеральному типу.

Вмещающий аммониты глауконитовый кремнистый песчаник, по данным РКФА, состоит (мас. %): кварц – 16,9, кристобалит – 0,5, тридимит – 8,2, аморфный кремнезём – 39,4, плагиоклаз – 12,3, смектит и иллит – 22,7 (см. табл. 1). По сравнению с раковинами аммонитов в нём уменьшается содержание кварца, кристобалита, аморфного кремнезёма, возрастает содержание алюмосиликатов. Химический состав их близок (см. табл. 2), а небольшие различия отражают расхождение в содержаниях минералов (см. табл. 1). Фиксируются аналогичные с близкими содержаниями элементы-примеси (см. табл. 3). Можно отметить чуть более высокие содержания Cr, V, Rb, Zr и Ba.

Раковины гетероморфных аммонитов, представляющие интерес в качестве декоративных образцов и ювелирного материала, небольшого размера, не превышающего 10 см, а их обломки, встречающиеся в породе, преимущественно от 1 до 5 см (см. рис. 3). Большинство раковин деформировались, приобретая эллипсовидную форму. Их перегородки разрушались, и камеры заполнялись вмещающей аммониты породой.

Перламутровый слой тонкий (от 0,1 до 1 мм), из-за его разрушения и небольших размеров самих аммонитов. В отдельных фрагментах он может легко послойно откалываться. В перламутровом слое проявлена яркая цветная иризация в зелёных, оранжевых и жёлтых цветах, которая и определяет ценность данных аммонитов как полезного ископаемого (рисунки 4, 5). Иризация проявлена не на всей поверхности раковин. Присутствуют значительные по площади участки белого, светло-серого цвета с матовым, реже стеклянным блеском. В отдельных фрагментах проявлены лопастные линии. Характерны плёнки ожелезнения, трещинки и поры, выполненные гидроксидами железа коричневого цвета, которые устраняются в щавелевой кислоте. Люминесценция перламутрового слоя не проявлена, плотность 2,23-2,35 г/см³. Микротвёрдость колеблется в очень широком диапазоне и, несмотря на кремниевый состав, остаётся низкой. Присутствуют фрагменты с рыхлым материалом, микротвёрдость которых – 43 кг/мм². Микротвёрдость с плотной поверхностью составляет в среднем 377 кг/мм². Аналогичное распределение микротвёрдости наблюдается и в стенках раковин (рис. 6, А). Плотные участки, несмотря на большое количество пор (на фотографии светло-серого цвета), имеют микротвёрдость в среднем 325 кг/мм², а рыхлые (серого цвета с ровной поверхностью) – менее 40 кг/мм².

Кремнистая порода, выполняющая внутреннее пространство раковин, серого цвета, плотная, устойчивая к механическим воздействиям, раскалывается с неровным, мелкораковистым изломом. Цемент серого цвета с включениями зёрен белого, светло-серого глауконита различной степени изменения, при увеличении видна зелёная окраска



Рис. 6. Аншлиф, включающий стенку (С), камеру (К) аммонита (А) и вмещающую его породу (Б): Мк – минеральные включения, Вм – выбоины минеральных включений, По – поры

отдельных из них. Большинство включений размером менее 1 мм, при максимальном 2 мм, угловатой, овальной, изометричной и слабо удлинённой формы. Включения распределены неравномерно, при распиловке и раскалывании выкрашиваются с образованием многочисленных каверн и пор (см. рис. 6, А). Характерны трещинки и поры, выполненные гидроксидами железа коричневого цвета. Плотность породы низкая от 1,84 до 1,95 г/см³. Цемент породы содержит большое количество пор, а микротвёрдость, учитывая преимущественно кремниевый состав, низкая – около 135 кг/мм², что обуславливает неустойчивость включений. Микротвёрдость включений определяется минеральным составом (см. табл. 1) и колеблется от 86 до 642 кг/мм². Люминесценция не проявлена.

Порода, включающая раковины аммонитов и выполняющая их внутреннее пространство, аналогична. В раковинах присутствует меньшее количество зёрен глауконита, и они меньшего размера (см. рис. 6). В качестве ювелирного материала может использоваться перламутровый слой с яркой цветной иризацией – аммолит (см. рисунки 4, 5). Аммолит устойчиво закреплён в породе, что позволяет использовать её в качестве естественной подложки. Аммолит изученных гетероморфных аммонитов уступает по качеству арагонитовому и сопоставим с апатитовым. Отметим, что гетероморфные аммониты встречаются редко, а с яркой цветной иризацией перламутрового слоя найдены впервые, что может привлечь к ним повышенный интерес.

Проведена экологическая оценка аммонитов в качестве ювелирно-поделочного материала. По данным РФА (см. табл. 3), содержания канцерогенных элементов (включая As, Pb) ниже чувствительности метода. Определение радиационных характеристик аммонитов показало, что удельная активность радионуклидов составила (Бк/кг): $^{226}\text{Ra}\,<\,20,^{228}\text{Ra}\,<\,20,^{224}\text{Ra}\,<\,20,^{232}\text{Th}\,<\,20,^{40}\text{K}\,-$ 201, $^{\rm 137}{\rm Cs} < 10$ и ${\rm A}_{_{\rm эф\phi}} -$ 66. Данные значения удовлетворяют требованиям ($A_{_{3\varphi\varphi}} < 740$ Бк/кг) СП 2.6.1.2800-10 «Гигиенические требования по ограничению облучения населения за счёт природных источников излучения п. 4.5.1, ... изделия художественных промыслов и предметов интерьера из природного камня...», что допускает их использование без ограничения по радиационному фактору. По данным РФА, содержание радиоактивных элементов ниже чувствительности метода (см. табл. 3), что подтверждает сделанный вывод.

Оптико-петрографические и электронномикроскопические исследования. Изучены прозрачные шлифы и аншлифы включающие раковины аммонитов и вмещающую их породу. В шлифе отчётливо выделяется стенка аммонита с чётко выраженными ровными контактами с вмещающей её породой (рис. 7, А, Б). Стенка толщиной 0,2–0,6 мм частично разрушена, имеет



Рис. 7. Прозрачный шлиф, включающий поперечный спил стенки раковины аммонита (С), разрушенную камеру (К) и вмещающую породу (П) (А). Фрагменты детализации (Б–Г):

Б – фрагмент стенки аммонита, разрушенная камера, вмещающая аммонит порода; В, Г – структура стенки аммонита; николи: А – параллельны, Б–Г – скрещены; Кв – кристаллы кварца; Ал – алюмосиликаты; По – поры; В – выбоины, образованные в результате выкрашивания включений; Кр – слабокристаллизованный кремнезём

зональное строение. Выделяются краевые слои шириной 0,04–0,09 мм, соответствующие положению исходных конхиолиновых слоёв раковины (см. рис. 7, В, Г). Внутренняя линия контакта – неровная, обусловленная частичным их замещением. Слои плотные с небольшим количеством пор, размером менее 0,01 мм, образованы слабораскристаллизованным кварцем (здесь и далее называется кварцем, поскольку разделить кварц, кристобалит и тридимит не представляется возможным). Присутствуют редкие включения пирита округлой формы, размером менее 0,015 мм, выполняющего поры. К краевым слоям примыкают слои, в которых сохраняется исходная структура пластинчатого арагонита. Ширина слоёв – невыдержанная, от 0,09 до 0,25 мм (см. рис. 7, В, Г). Контакт с краевыми слоями хорошо выражен, имеет неровную линию. Слои состоят из удлинённых кристалликов кварца пластинчатой формы, толщиной менее 0,007 мм и шириной менее 0,035 мм, расположенных в аморфном кварце. В слое присутствует небольшое количество пор, ориентированных вдоль слоистости, и редкие включения пирита чёрного цвета (при параллельных николях), округлой, изометричной и вытянутой форм, размером менее 0,015 мм. Центральная часть стенки утратила исходную структуру арагонита. Она состоит из слабораскристаллизованного кварца с включениями кристаллов кварца изометричной угловатой и округлой формы, размером 0,005–0,03 мм (см. рис. 7, В, Г). Количество пор невелико, а их размер не превышает 0,01 мм. Присутствуют включения пирита размером до 0,05 мм. Мелкие включения глобулярной формы, более крупные имеют сложную изометричную и вытянутую формы, извилистый контур. Включения распределены неравномерно, образуют скопления.

По данным РЭМ, стенка аммонита образована кварцем с широким диапазоном размеров и морфологии, с большим количеством микропор (рис. 8). По данным РСМА, стенка выполнена кварцем, в нескольких спектрах фиксируется Al_2O_3 от 0,13 до 0,29 мас. %, что может указывать на присутствие микровключений алюмосиликатов, принесённых раствором. Карбонаты не фиксируются, что свидетельствует о полном замещении исходного арагонита кварцем.

В центральной части стенки расположено выделение кварца сложной формы с неровным контуром, шириной до 30 мкм. Выше сплошного выделения кварца расположена зона шириной около 48 мкм, образованная комковатыми, тонкопризматическими, игольчатыми выделениями кварца, ориентированными вдоль стенки. Комковатые выделения имеют извилистый контур, вытянутую форму и размер до 12 мкм. Большая часть мелких (около 1-3 мкм) выделений изометричной, округлой формы. Тонкопризматические, игольчатые выделения (кристаллики) толщиной менее микрона и шириной 2-4 мкм, близкие к размеру пластинчатых кристаллов арагонита [5]. Прослеживается и нечётковыраженная исходная структура пластинчатых арагонитовых слоёв. Микропоры размером от менее 1 до 3 мкм округлой и вытянутой формы. Вытянутые микропоры также ориентированы вдоль стенки (см. рис. 8, Б).

Зона, расположенная ниже сплошного выделения кварца, шириной около 12 мкм, имеет похожее строение с выше расположенной. Для неё характерна более высокая степень унаследованности исходной структуры призматических арагонитовых слоёв (см. рис. 8, В–Д). При больших увеличениях хорошо видны пластинчатые кристаллы кварца, близкие по размерам к кристаллам арагонита, толщина которых от 0,2 до 0,9 мкм, а ширина 0,5–2 мкм (см. рис. 8, Е). Нарушают исходную структуру слоёв присутствие микропор размером до 1,2 мкм и более крупные комковатые изометричные и вытянутые выделения кварца размером 3–40 мкм.

Таким образом, иризация стенок аммонитов обусловлена наследованием кристаллами кварца исходной структуры пластинчатых арагонитовых слоёв, а цветовая гамма связана с их толщиной. Для тонких слоёв толщиной 0,2–0,4 мкм характерен зелёный цвет, толщиной 0,5–0,7 мкм – жёлтый и толщиной 0,8–0,9 мкм – красный [5]. При толщине слоёв более 0,9 мкм и нарушении пластинчатой структуры иризация не проявлена. По минеральному составу выделен новый тип аммолита – аммолит кремниевый; наряду с ранее установленными аммолитом арагонитовым и аммолитом апатитовым [5].

Внутреннее пространство раковин выполнено слабораскристаллизованным кремнезёмом с небольшим количеством включений кварца и алюмосиликатов, размером преимущественно менее 0,1 мм, при максимальном 0,5 мм. Включения распределены неравномерно (см. рис. 7, А, Б). По данным РСМА, выделяются включения кварца, альбита, микроклина, глауконита, смектита, ильменита, пирита. Включения кварца размером менее 40 мкм. Элементы-примеси в кварце не установлены. Включения альбита размером до 10 мкм определяются в алюмосиликатах по высоким содержаниям Na, O (до 13,51 мас. %). Включения кварца и альбита слабо выражены в ОРЭ. Установлены по высоким содержаниям К₂О (до 16,20 мас. %) включения микроклина, размером до 20 мкм, выделяющиеся более светлой окраской в ОРЭ, чем кварц и альбит. Включения кварца, альбита и микроклина - округлой, угловатой, изометричной и удлинённой формы (рис. 9).

Включения глауконита – овальной, округлой формы, размером до 40 мкм, выделяются по повышенным содержаниям Fe₂O₃, MgO, K₂O (см. рис. 9, А, Г). Для него характерно замещение, в результате которого образуются смектит, кварц, пирит и большое количество микропор. При распиловке и полировке происходит в значительном количестве его выкрашивание.

Предположительно выделены включения смектита овальной формы размером до 30 мкм. По данным PCMA, в нём фиксируются содержания SiO₂, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO, MgO, SO₃, Cl (см. рис. 9, A). В камере присутствуют обломки перегородок раковины длиной до 20 мкм и толщиной 1,5 мкм,



Рис. 8. А – фрагмент стенки раковины аммонита (С) с прилегающей камерой (К) в кремнистом песчанике (П); Б–Е – фрагменты детализации стенки. РЭМ:

А-В – данные ОРЭ; Г-Е – ВЭ; Кв – кварц; Ал – алюмосиликаты; По – микропоры


Рис. 9. Камера раковины аммонита (А–Г). РЭМ, ОРЭ:

Кв – кварц; Ал – альбит; М – микроклин; Гл – глауконит; См – смектит; И – ильменит; Пи – пирит; По – микропоры

так же выполненные тонкодисперсным смектитом (см. рис. 9, Б).

Установлено включение ильменита по высоким содержаниям TiO_2 (52,04 мас. %) и Fe₂O₃ (41,85 мас. %), фиксируется MnO (5,46 мас. %) и SiO₂ (0,65 мас. %), который свидетельствует о срастании с кварцем. Включение размером 8 × 30 мкм сильно корродированное (см. рис. 9, В).

Включения пирита – малочисленны, микронного размера глобулярной формы, при срастании образуют выделения до 4 мкм округлой и вытянутой формы со сложным контуром. Кристаллы размером более 2 мкм приобретают характерную форму, отражающую кубический габитус пирита (см. рис. 9, Г). Пирит – более поздний минерал, образуется в результате распада железистых алюмосиликатов, вероятно, и с участием бактерий, располагается преимущественно в порах. При окислении пирита в экзогенных условиях образуются гидроксиды железа, выполняющие поры, микротрещинки и окрашивающие фрагменты породы в коричневые цвета.

Цементом породы является слабораскристаллизованный кремнезём (см. рис. 9). По данным РСМА, в нём помимо высоких содержаний SiO₂ (до 99,69 мас. %) фиксируются Al_2O_3 (до 1,65 мас. %), K_2O (до 0,36 мас. %), Na_2O (до 0,12 мас. %), Fe_2O_3 (до 0,91 мас. %), указывающие на различные минеральные включения тонкодисперсной размерности. Присутствует большое количество микропор размером 1–5 мкм, которые во многом определяют низкую микротвёрдость. Поры



Рис. 10. Прозрачные шлифы кремнистого песчаника, вмещающего раковины аммонитов (А–Г):

Кв – кварц; Ал – алюмосиликаты; Кр – слабокристаллизованный кремнезём; Г – гидроксиды железа; Ф – спикулы губок; В – выбоины; николи: А, В, Г – параллельны, Б – скрещены

размером до 15 мкм, связаны с выкрашиванием включений при подготовке аншлифа (см. рис. 9). Породу, выполняющую разрушенные камеры аммонитов, по минеральному составу и гранулометрии можно отнести к кремнистому полиминеральному алевролиту.

Порода, включающая аммониты, состоит из многочисленных неравномерно распределённых включений кварца, алюмосиликатов, сцементированных слабораскристаллизованным кремнезёмом (см. рисунки 7, А, Б, 10 и 11).

По минеральному и гранулометрическому составу породу можно отнести к кремнистому полиминеральному, разнозернистому песчанику, у которого цементом является слабокристаллизованный кремнезём. Песчаник аналогичен алевролиту, выполняющему внутреннее пространство раковин аммонитов, и отличается значительно большим количеством, размером и разнообразием включений.

По данным РСМА, выделяются включения кварца, альбита, микроклина, глауконита, смектита, ильменита, пирита. Включения кварца, альбита, микроклина размером до 250 мкм округлой, угловатой изометричной и удлинённой формы. Включения глауконита округлой формы, размером до 300 мкм (см. рис. 11). Для глауконита характерно замещение, с образованием смектита, кварца, пирита и большого количества микропор, а при распиловке и полировке в значительной степени – выкрашивание. Выделения смектита размером до 30 мкм формируются в результате замещения алюмосиликатов и в первую очередь глауконита.

Установлено включение ильменита размером около 6 мкм (см. рис. 11, В), в котором отмечают высокие содержания TiO₂ и Fe₂O₃. Фиксируются также микронные включения с высокими содер-





Кв — кварц; Ал — альбит; М — микроклин; Гл — глауконит; См — смектит; И — ильменит; Пи — пирит; По — микропоры жаниями TiO₂ при отсутствии Fe₂O₃, что может свидетельствовать о присутствии других минеральных форм титана. Количество зёрен минералов титана незначительно.

Количество включений пирита невелико, а их размер не превышает 7 мкм. Образования микронного размера глобулярной формы, а более крупные – кубической (см. рис. 11, Б), расположены в порах. При окислении пирита образуются гидроксиды железа. Они выполняют трещинки, поры, размер выделений достигает 3 мм. Часть железа, установленного РФА (см. табл. 2), несомненно, связана с ними. Мелкие раковины фоссилий выполнены кварцем, их размер достигает 1 мм по удлинению (см. рис. 10, А). Присутствуют мелкие обломки стенок раковин аммонитов, выполненные слабокристаллизованным кремнезёмом.

Цемент песчаника – слабораскристаллизованный кремнезём с большим количеством микропор (см. рис. 11). По данным РСМА, в нём, как и в алевролите, фиксируются, помимо высоких содержаний SiO₂, содержания Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, указывающие на различные минеральные включения тонкодисперсной размерности.

Микропоры многочисленны, присутствуют как в кремнистом цементе, так и в алюмосиликатах, преимущественно в глауконите (см. рис. 11). Поры вытянутые, изометричной формы, крупные, размером до 200 мкм, связанные с выкрашиваниями включений. Имеет место и выщелачивание алюмосиликатов. Большое количество микропор в цементе песчаника приводит к его низкой микротвёрдости и неустойчивости включений, которые легко выкрашиваются.

Наличие в стенках раковин фрагментов с разрушенными слоями, а в алевролите и песчанике минералов с низкой твёрдостью, большим количеством микропор, пор и каверн, требуют предварительной пропитки материала специальными смолами.

Выводы. Гетероморфные аммониты с яркой цветной иризацией из кампанских отложений (р. Северная Сосьва) состоят преимущественно из кварца (> 79 мас. %), основная часть (> 52 мас. %) которого представлена аморфной формой. Установлены также кристобалит, тридимит, альбит, микроклин, иллит, глауконит, смектит, пирит, гидроксиды железа, ильменит. Исходный арагонит раковин полностью замещён кварцем в кристаллической и аморфной форме. Из элементовпримесей фиксируются повышенные содержания Ва (около 0,0129 мас. %), а также Cr, V, Zn, Rb, Sr, Zr с содержанием < 0,01 мас. %. По минеральному составу раковины аммонитов выделены в кремневый тип. Аммониты расположены в кремнистом полиминеральном разнозернистом песчанике, который по минеральному составу аналогичен кремнистому алевролиту, выполняющему камеры раковин.

Кремнистые отложения кампанского яруса, в которых были встречены аммониты, формировались в условиях биогенного кремненакопления, связанного с холодным течением, шедшим в южном направлении вдоль гигантского меридионального пролива, пересекавшего Палеоарктику и Западную Сибирь [1, 2]. Это происходило на фоне развивавшейся трансгрессии, обеспечивавшей привнос в западносибирский бассейн биофильных элементов с восточного склона Урала при дефиците терригенных осадков. Не исключается и проявление апвеллингов. Сочетание этих факторов и сравнительно небольшие глубины бассейна вызвали бурное развитие кремнистого планктона – диатомовых водорослей, силикофлагеллят и радиолярий. Похожие условия проявились здесь и в более позднее время, в эоцене [8]. Диагенетическое преобразование биогенного кремнезёма приводило к замещению исходного арагонитового вещества раковин аммонитов кремнезёмом - кристобалитом, тридимитом и кварцем.

Стенки раковин аммонитов характеризуются яркой цветной иризацией, которая связана с сохранением структуры исходных пластинчатых тонких (< 0,8 мкм) слоёв арагонита. Факт метасоматического замещения арагонита стенок аммонитов кварцем с сохранением структуры пластинчатых слоёв установлен впервые. Выделен новый минеральный тип аммолита – аммолит кремниевый. Раковины аммонитов характеризуются высокой декоративностью (благодаря яркой цветной иризации), положительными технологическими и экологическими характеристиками, что позволяет использовать их в качестве декоративных образцов и камнесамоцветного материала для ювелирных изделий.

Сбор раковин аммонитов может проводиться в береговых обрывах, осыпях без горных выработок, что не требует значительных материальных затрат, и не нарушает экологию среды. Возможен их попутный сбор из карьеров под инженерные сооружения и по добыче различных видов полезных ископаемых. Отложения кампанского яруса в регионе распространены на значительной площади, что позволяет предположить значительные ресурсы раковин аммонитов коммерческого качества. Концентрация раковин характерна для верхней части среднекампанских отложений. Установленные минеральный и химический составы раковин аммонитов позволяют проводить их идентификацию, а особенности технологических характеристик выбрать оптимальную методику обработки.

Авторы признательны В. А. Маринову (ООО «ТННЦ», г. Тюмень), Н.Н. Семакову (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) Д.А. Мирзабаеву (ТГУ, г. Тюмень) и Т.А. Барабошкиной (МГУ, г. Москва) за помощь в сборе материалов.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22–17–00091, http:// rscf.ru/project/22–17–00091/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Барабошкин Е. Ю., Маринов В. А. Новые находки позднемеловых аммонитов Западной Сибири – материал для палеографических реконструкций // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия: материалы совещания (Москва, 25–27 октября 2021 г.) / ред. Т. Б. Леонова, В. В. Митта. – Вып. 6. – М. : ПИН РАН; ИП Скороходов В. А., 2021. – С. 63–66. Барабошкин Е. Ю., Маринов В. А., Семаков Н. Н., Мирзабаев Д. А., Барабошкина Т. А. Новые данные о кампанских отложениях р. Северная Сосьва (Северный Урал). Предварительные результаты // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии : материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания. 19– 24 сентября 2022 г., г. Томск / Ред. Е. Ю. Барабошкин. – Томск : ТГУ, 2022. – С. 45–49.

 Глазунова А. Е., Балахматова В. Т., Липман Р. Х., Романова В. И., Хохлова И. А. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВСЕГЕИ. – 1960. – Т. 29. – 348 с.

- Маринов В. А., Соболев Е. С., Игольников А. Е., Урман О. С. Биостратиграфия терминального мела Сибири // Материалы совещания «Меловая система России и ближнего Зарубежья : проблемы стратиграфии и палеогеографии» / ред. Е. М. Первушов. – Саратов : Саратовский университет, 2007. – С. 137–153.
- 5. *Петроченков Д. А.* Аммолит. М. : Горная книга, 2021. 192 с.
- Петроченков Д. А. Интерьерные и ювелирно-поделочные аммониты Европейской России. – М. : Горная книга, 2021. – 354 с.
- Петроченков Д. А., Быховский Л. З. Ювелирно-поделочные аммониты: проблемы оценки и перспективы добычи // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2018. – № 4. – С. 15–22.
- 8. Смирнов П. В., Константинов А. О. Биогенное кремненакопление в Западно-Сибирском морском бас-

сейне в палеоцене–эоцене: факторы и стадии // Литосфера. – 2017. – Т. 17, № 4. – С. 26–47.

- Cobban W. A. The Late Cretaceous ammonites Scaphites Leei Reeside and Scaphites hippocrepis (Dekay) in the Western Interior of the United States // Geological Survey professional paper. – 1969. – № 619. – 29 p.
- Cobban W. A., Walaszczuk I., Obradovich J. D., McKinney K. C. A USGS Zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian-Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages // U.S. Geological Survey. Open-File Rep. 2006. 1250. 46 p.
- Mychaluk K. Update on ammolite production from Southern Alberta, Canada // Gems & Gemology. – 2009. – Vol. 45. – № 3. – P. 192–196.
- Mychaluk K., Levinson A., Russelle H. Ammolite : Iridescent fossilized ammonite from Southern Alberta, Canada // Gems & Geology. –2001. –V. 37. –№ 1. –P. 4–25.

REFERENCES

- Baraboshkin E. Yu., Marinov V. A. Novyye nakhodki pozdnemelovykh ammonitov Sibiri – material dlya paleograficheskikh rekonstruktsiy [New finds of Late Cretaceous ammonites of Siberia – material for paleographic reconstructions], Sovremennyye problemy izucheniya golovonogikh mollyuskov. Morfologiya, sistematika, evolyutsiya, ekologiya i biostratigrafiya: materialy zasedaniya (Moskva, 25 – 27 oktyabrya 2021 g.), ed. T. B. Leonova, V. V. Mitta, Is. 6, Moscow, PIN RAN publ.; IP Skorokhodov V. A. publ., 2021, pp. 63–66. (In Russ.)
- Baraboshkin E. Yu., Marinov V. A., Semakov N. N., Mirzabayev D. A., Baraboshkina T. A. Novyye dannyye o kampanskikh otlozheniyakh r. Severnaya Sos'va (Severnyy Ural). Predvaritel'nyye rezul'taty [New data on the Campanian deposits of the river. Northern Sosva (Northern Urals). Preliminary results], Melovaya sistema Rossii i blizhnego zarubezh'ya: problemy stratigrafii i paleogeografii, materialy Odinnadtsatogo Vserossiyskogo soveshchaniya. 19–24 sentyabrya 2022 g., Tomsk, Tomsk, TGU publ., 2022, pp. 45–49. (In Russ.)
- Glazunova A. Ye., Balakhmatova V. T., Lipman R. KH., Romanova V. I., Khokhlova I. A. Stratigrafiya i fauna melovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Stratigraphy and fauna of Cretaceous deposits of the West Siberian Lowland], Trudy VSEGEI, 1960, V. 29, 348 p. (In Russ.)

- Marinov V. A., Sobolev Ye. S., Igol'nikov A. Ye., Urman O. S. Biostratigrafiya terminal'nogo mela Sibiri [Biostratigraphy of the terminal chalk of Siberia], Materialy soveshchaniya "Melovaya sistema Rossii i blizhnego Zarubezh'ya: problemy stratigrafii i paleogeografii", ed. Ye. M. Pervushov, Saratov, Saratovskiy universitet publ., 2007, pp. 137–153. (In Russ.)
- 5. *Petrochenkov D. A.* Ammolit [Ammolit], Moscow, Gornaya kniga publ., 2021, 192 p. (In Russ.)
- 6. *Petrochenkov D. A.* Inter'yernyye i yuvelirno-podelochnyye ammonity Yevropeyskoy Rossii [Interior and jewelry-ornamental ammonites of European Russia], Moscow, Gornaya kniga publ., 2021, 354 p. (In Russ.)
- Petrochenkov D. A., Bykhovskiy L. Z. Yuvelirno-podelochnyye ammonity: problemy otsenki i perspektivy dobychi [Jewelry and ornamental ammonites: problems of assessment and prospects for production], Mineral'nyye resursy Rossii. Ekonomika i upravleniye, 2018, No. 4, pp. 15–22. (In Russ.)
- Smirnov P. V., Konstantinov A. O. Biogennoye kremne nakopleniye v Zapadno-Sibirskom morskom basseyne v paleotsene–eotsene: faktory i stadii [Biogenic silicon accumulation in the West Siberian sea basin in the Paleocene–Eocene: factors and stages], Litosfera, 2017, V. 17, No. 4, pp. 26–47. (In Russ.)
- 9. *Cobban W. A.* The Late Cretaceous ammonites *Scaphites Leei* Reeside and *Scaphites hippocrepis* (Dekay) in the Western Interior of the United States, Geological Survey professional paper, 1969, No. 619, 29 p.

- Cobban W. A., Walaszczuk I., Obradovich J. D., McKinney K. C. A USGS Zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian-Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages, U.S. Geological Survey. Open-File Rep, 2006, 1250, 46 p.
- Mychaluk K. Update on ammolite production from Southern Alberta, Canada, Gems & Gemology, 2009, Vol. 45, No. 3, pp. 192–196.
- 12. *Mychaluk K., Levinson A., Russelle H.* Ammolite : Iridescent fossilized ammonite from Southern Alberta, Canada, Gems & Geology, 2001, V. 37, No. 1, pp. 4–25.

Статья поступила в редакцию 04.03.24; одобрена после рецензирования 08.04.24; принята к публикации 09.04.24. The article was submitted 04.03.24; approved after reviewing 08.04.24; accepted for publication 09.04.24.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-43-65 доб. 227 E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

DOI:10.47765/0869-7175-2024-10014

УДК 551.735.9:552.5 © Н. Н. Зинчук, 2024

Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопоисковыми работами

Приведена краткая характеристика геолого-тектонического строения и особенностей развития Сибирской платформы (СП) начиная от архея и заканчивая формированием четвертичных отложений. Особое внимание уделено перспективным на поиски алмазных месторождений верхнепалеозойским и мезозойским терригенным толщам основных алмазоносных районов СП. Показано, что в разрезе платформенного чехла отчётливо выделяются пять крупных литолого-фациальных комплексов, разделённых региональными несогласиями: венд-нижнесилурийский, среднепалеозойский (девон-нижнекаменноугольный), верхнепалеозойский-нижнемезозойский, мезозойский-третичный и четвертичный. Магматические образования представлены основными (траппы) и щёлочно-ультраосновными (кимберлиты, карбонатиты) группами пород.

Ключевые слова: Сибирская платформа, алмазоносные районы, структурно-формационные зоны.

ЗИНЧУК НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, nnzinchuk@rambler.ru

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный

The geological-tectonic structure and specific development of the Siberian platform in the context of the diamond prospecting

N. N. ZINCHUK

West-Yakutian Scientific Center (WYSC) of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Mirny

A brief description is presented of the geological and tectonic structure and peculiarities of the development of the Siberian Platform (SP), beginning from the Archean and ending by the formation of Quaternary deposits. Particular attention is given to the Upper Paleozoic and Mesozoic terrigenous sequences of the main diamond-bearing regions of the SP, that are promising for prospection of diamond deposits. It is shown that five large lithological-facial complexes separated by regional unconformities are clearly distinguished in the platform cover section: the Vendian-Lower Silurian, Middle Paleozoic (Devonian-Lower Carboniferous), Upper Paleozoic-Lower Mesozoic, Mesozoic-Tertiary, and Quaternary ones. Igneous formations are represented by the basic (traps) and alkaline-ultrabasic (kimberlites, carbonatites) groups of rocks.

Key words: Siberian platform, diamond-bearing regions, structural-formational zones.

Введение. В настоящее время фонд легко открываемых коренных месторождений алмазов на древних платформах мира практически исчерпан и поиски переместились на площади, где кимберлитовые трубки перекрыты разнофациальными толщами терригенных отложений, зачастую интрудированных телами долеритовых и базитовых даек [1–5, 33–35]. В таких сложных ландшафтно-геологических условиях эффективность поисков кимберлитовых трубок традиционными шлихо-минералогическим (ШММП) и геофизическими методами (ГМП) довольно низка. Опыт поисков алмазоносных трубок на закрытых площадях в пределах основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) показал, что зачастую эти трубки слабо магнитны или совсем немагнитны (трубки Ботуобинская, Нюрбинская, Интернациональная, имени XXIII съезда КПСС и др.), а ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) либо отсутствуют, либо неоднократно перемыты и переотложены в бассейновые фации перекрывающих терригенных отложений [6–8, 10, 13, 30–32]. Всё это еще более усложняет их прогнозирование и поиски. Поэтому в этой ситуации перед геологами и учёными стоят важные задачи разработки особых подходов

к прогнозированию и поискам коренных месторождений алмазов в уже освоенных алмазодобывающей промышленностью районах, а также выделению перспективных площадей на обнаружение новых кимберлитовых полей и алмазоносных диатрем в их пределах. При решении этой задачи на первый план выступают геолого-тектонические аспекты прогнозирования, освещённые в многочисленных работах, в том числе и в изданиях последних лет [9, 11, 12, 24-28, 36-39]. Выполняемые построения обычно базируются на большом фактическом материале, полученном в процессе геофизических исследований, а также на анализе петрологических и вещественно-геохимических данных о строении земной коры и верхней мантии.

Фактический материал, результаты исследований и их интерпретация. Разновозрастные коренные источники алмазов открыты на Африканской, Сибирской, Австралийской, Восточно-Европейской, Китайской, Индийской, Северо-Американской и Южно-Американской платформах, свидетельствуя о планетарном проявлении кимберлитового магматизма [1-3, 14-17, 38-40]. Большинство исследователей этой проблемы считают, что кимберлиты приурочены к древним платформам мира. Алмазоносные кимберлиты независимо от возраста внедрения проявляются в архейских кратонах с древним фундаментом, что получило название «правила Клиффорда» [41] (названо по фамилии учёного, установившего эту закономерность для Африканской платформы). Указанное «правило» разными исследователями в применении к древним платформам трактуется неодинаково, что объясняется главным образом неоднозначностью понимания термина «кратон», под которым в «правиле Клиффорда» понимается не весь кристаллический фундамент древней платформы, а только некоторые его участки древнейшей консолидации. Поэтому не всегда ясно, какую возрастную границу следует считать минимальной для выделения кратонов. Целесообразно по совокупности структурных и вещественных факторов выделять центральные и периферические зоны древних платформ [34–37, 42–44]. С последними обычно связывают лампроиты Австралии, кимберлиты Зимнего Берега Архангельской алмазоносной провинции (ААП), северные поля Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). Эта зональность выражается в падении алмазоносности, увеличении доли кристаллов эклогитового парагенезиса, уменьшении возраста кимберлитовых тел и их размеров, увеличении интенсивности мантийного магматизма [3, 18–21]. На окраинах алмазоносных провинций обычно более широко развиты дайки и силлы кимберлитов. Наблюдаемая зональность провинций по уровню продуктивности объясняется палеозональностью тепловых полей в подкоровом пространстве литосферы и зональностью алмазоносности исходного мантийного субстрата [1–3, 32, 42–44].

В последние годы в отношении отдельных этапов докембрийского периода геологического развития земной коры древних платформ многими исследователями пересмотрены некоторые представления о строении их кристаллического фундамента [8, 10, 13, 22-34, 42-44]. Поскольку возраст трубочных коровых ксенолитов СП не превышает 3,1-3,2 млрд лет, то многими исследователями делается вывод, что начало формирования континентальной коры основных районов кимберлитового магматизма относится к данному периоду, то есть по существу это не подтверждает наличие на таких территориях реликтов первичной катархейской коры. Архейская континентальная кора СП входила в состав суперконтинента Пангея-0, который в начале раннего протерозоя раскололся на многочисленные плиты - торрейны вместе с деплетированной верхней мантией мощностью 150-200 км [33-35, 42, 44]. Торрейны, по мнению многих исследователей [38-40, 41, 43], являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, пластин океанической коры (офиолиты), внутриокеанических структур различного типа и островных дуг. Все эти геолого-тектонические образования в прошлом находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест современного нахождения и, возможно, относительно друг от друга и ближайших кратонов [40-43]. По О.М. Розену с соавторами [36], террейны – это площадные элементы структуры, которые первоначально развивались независимо друг от друга, как изолированные микроконтиненты и притом в разное геологическое время. Разделяющие их зоны разломов обнаруживают признаки тектонического сдавливания и надвигания, свойственные зонам столкновения («коллизии континентальных масс»). Что касается кристаллического фундамента СП, то общность простираний его элементарных структур, по геофизическим данным [38-40, 44], никак не позволяет

предполагать, что он составлен из отдельных микроплит, развивающихся независимо друг от друга и в разное геологическое время. Составленные в прошлом по «фиксистскому» принципу схемы тектонического строения кристаллического фундамента как раз основываются на факте подобия и непрерывности его структуры.

Формирование Сибирской платформы относят к архею-началу протерозоя [29, 30, 32, 33, 42–44]. В осадочном чехле СП выделяются (рис. 1) верхнепротерозойские и фанерозойские образования

[21–23, 25, 26, 33–38]. Наиболее интересными в плане поисков алмазных месторождений являются части СП, относящиеся к современной территории Якутии в междуречьях Лены и Вилюй (см. рис. 1). Современные границы платформы подчёркиваются разновозрастными краевыми прогибами и швами. Так, северная граница СП проходит по средней части Пясинской впадины, где под полого залегающим чехлом мезозойско-кайнозойских отложений через Предтаймырский прогиб платформа смыкается с Таймырской складчатой



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Якутии:

образования: 1 – кайнозойские (КZ), 2–4 – мезозойские: 2 – меловые (К), 3 – юрские (J), 4 – триасовые (T), 5–8 – палеозойские: 5 – пермские (P), 6 – каменноугольные (C), 7 – ордовикские, силурийские, девонские (O–D), 8 – кембрийские (Θ), 9 – верхнепротерозойские (PR₂), 10 – архей-нижнепротерозойские (AR–PR₁); 11 – мезозойские гранитоиды (γ); 12 – интрузивные траппы возрастом 250 млн лет ($\nu\beta$)

областью. Далее СП оконтуривается Лено-Анабарским прогибом, окаймляющим с юга затухающую ветвь мезозойских складчатых структур кряжей Прончищева, Оленёкского и Усть-Оленёкского. На востоке вдоль Предверхоянского прогиба СП граничит с мезозойскими структурами Верхоянской складчатой зоны. На южном склоне Алданской антеклизы сочленение с СП проходит по краевому шву. На юго-востоке, юго-западе и юге СП соприкасается по зонам крупных разломов с протерозойскими Джугджуро-Становой, Байкальской и Восточно-Саяно-Енисейской складчатыми областями [32, 36-40]. Западная граница СП прослеживается восточнее р. Енисей, по территории Туруханских складок и Енисейского кряжа. СП представляет собой обширную плиту, осложнённую рядом положительных и отрицательных структур (рис. 2). Основными тектоническими элементами СП являются антеклизы, седловины, поднятия, синеклизы, прогибы и впадины, чётко прослеживаемые и в пределах отдельных алмазоносных районов (рис. 3). Прогибы и впадины активно развивались в течение продолжительного времени. В отличие от этого, антеклизы, седловины и поднятия формировались как пассивные образования СП, возникшие в связи с прогибанием синеклиз, прогибов и впадин. Главными среди структур платформы выделяются Алданская, Анабарская, Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, представляющие собой обширные структуры с пологими крыльями. Заложение этих структур относится к начальным стадиям формирования СП [32, 39, 40]. На юге платформы в протерозое в пределах Байкитской геосинклинали заложилась система крупных разломов северо-восточного простирания и связанных с ними прогибов (авлакогенов), которые разделили эту часть платформы на два блока, развивающихся на протяжении всей фанерозойской истории становления: Тунгусско-Анабарский и Лено-Алданский [42-44].

Согласно современным представлениям, кристаллический фундамент СП является результатом раннепротерозойской аккреции террейнов [8, 32, 40]. Каждый из террейнов-обломков Пангеи-0 сложен характерным ему набором метаморфических комплексов и интрузивных магматитов. В одних террейнах присутствуют указанные образования всех тектоно-метаморфических этапов (начиная с катархея и заканчивая верхним археем), в других – образования только нижнего (3,5-3,0 млрд лет) и верхнего (3,0-2,5 млрд лет) архея. Наиболее распространены террейны с возрастом метаморфитов около 3,0 млрд лет [33, 41, 44]. Полная консолидация Пангеи-О произошла в интервале времени от 3,0 до 2,5 млрд лет, хотя восстановить общую внутреннюю структуру «мозаики», сложенную из отдельных террейнов, практически между собой не контактировавших, в настоящее время невозможно. Поэтому достоверность схем тектонического районирования, составленных исследователями ранее методом протягивания единых метаморфических серий через всю платформу (в основном по картам аномального магнитного поля), с точки зрения террейновых представлений вызывает много вопросов [41, 43]. По магнитным картам (в сочетании с аналогичными построениями наблюдённого гравитационного поля) можно изобразить внутреннюю структуру того или иного террейна, но возникает при этом проблема в отыскании границ между террейнами, не всегда совпадающими с общим субмеридиональным простиранием аномалий. Преобладание общих простираний и создаёт иллюзию единства фундамента, что сложно объяснить с позиций террейновых построений [4, 32, 34–38]. Для СП эта идея нашла подтверждение в результате непосредственного изучения метаморфических комплексов, обнажающихся на Алдано-Становом и Анабарском щитах [29, 30, 32-35, 42-44]. Наиболее полные фактические данные имеются по Алдано-Становому щиту (АСЩ), состоящему из террейнов, сложенных катархейско-архейскими вещественно-тектоническими комплексами, переработанными (а иногда и непереработанными) раннепротерозойскими коллизиями [16, 44]. На юге АСЩ граничит с Монголо-Охотским поясом, на западе – с рифейскими и раннепротерозойскими структурами Байкальской складчатой области. На севере и северо-востоке АСЩ полого погружается под отложения рифея, венда и палеозоя. Состоит щит из двух составных террейнов (южного – Станового и северного – Алданского), разделённых широкой шовной зоной тектонического меланжа. Мегаблоки различаются между собой по многим характеристикам, самой отчётливой из которых является различие в ориентировке складчатости: субмеридиональной у Алданского и субширотной у Станового мегаблоков. В свою очередь, Алданский мегаблок разделяется на несколько террейнов – Западно-, Центрально- и Восточно-Алданский, а также Батомгский.



Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Якутской кимберлитовой провинции. По Ф. Ф. Брахфогелю, с дополнениями автора:

1 — минерагенические зоны: І — Вилюйско-Мархинская, ІІ — Далдыно-Оленёкская; 2 — архейские кратоны: а — Ботуобинский, б — Тюнгский; 3–5 — границы: 3 — прогибов (ПВП — Предверхоянский, ЛАП — Лено-Анабарский), 4 — синеклиз (ВС — Вилюйская, TC — Тунгусская) и антеклиз (НБА — Непско-Ботуобинская, АА — Анабарская) и Сюгджерской седловины, 5 — выходов кристаллических пород фундамента на поверхность; кимберлитовые поля: 1 — Мирнинское, 2 — Накынское, 3 — Алакит-Мархинское, 4 — Далдынское 5 — Мунское, 6 — Чомурдахское, 7 — Западно-Укукитское, 8 — Восточно-Укукитское, 9 — Огонер-Юряхское, 10 — Мерчимденское, 11 — Толуопское, 12 — Куойкское



Рис. 3. Геолого-структурная схема центральной части Малоботуобинского алмазоносного района Сибирской платформы:

1 – континентальные отложения нижней юры; 2 – туфогенные породы нижнего триаса; 3 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 4 – траппы; 5 – трубки кимберлитовых (имеют собственные названия) и трапповых (с цифровыми обозначениями) пород; 6 – разломы: *а* – региональные, проявляющиеся в изолиниях магнитного поля (I – Западный, II – Центральный, III – Параллельный, IV – Восточный), *б* – оперяющие

Западно-Алданский террейн – это типичная гранит-зеленокаменная область, сложенная гнейсами двух возрастных групп (возрастом около 3235 и 3212 млн лет), что укладывается в возрастной интервал от раннего до позднего архея [32, 44]. Обширные полосы гнейсов и гранитов субмеридионального направления включают сравнительно узкие (до 20 км) и протяжённые (до 100 км) зеленокаменные пояса, относящиеся к двум возрастным генерациям. Олондинский и Тасмиелинский пояса центральной части блока имеют позднеархейский возраст (2970-3006 млн лет). Для Тунгурчинского пояса, расположенного в восточной части блока, получены [40, 44] раннеархейские значения возрастов (3232-3250 млн лет). Зеленокаменные пояса олондинского типа являются вулканическими полимодальными, в которых преобладают базальты и коматииты, но иногда встречаются андезиты, кислые вулканиты и вулканогенно-кластические породы. Тасмиелинский и Тургунчинский пояса сложены вулканогенно-терригенными толщами: первые с полимодальной вулканической ассоциацией, вторые с вулканитами основного и ультраосновного состава. Среди плутонических образований Западно-Алданского террейна преобладают гранитоиды, возраст которых колеблется в диапазоне от 2984 до 2608 млн лет (поздний архей). Основная масса континентальной коры нижнепротерозойской платформы в пределах Олёкминского блока образовалась в раннем-позднем архее, а катархейское гнейсовое основание в пределах этого блока неизвестно [32, 34-38]. Не исключено, что отдельные участки катархейской коры сохранились в реликтовом состоянии под средневерхнеархейскими вулканитами. В раннем протерозое в пределах Олёкминского блока произошло формирование Удоканского и других более мелких эпикратонных прогибов. Время формирования пород удоканской серии около 2180 млн лет, а возраст их зеленосланцевого метаморфизма около 1950 млн лет. С растяжением континентальной литосферы (с проявлением континентального рифтогенеза) связан магматизм, проявившийся в интервале 1,85-1,73 млрд лет: мафит-ультрамафитовая Чинейская интрузия, Укдускинский массив флогопитовых пироксенитов, лампроитов и др. [34–38, 41, 43].

Между Западно-Алданским и Центрально-Алданским террейнами выделяется Амгинская зона тектонического меланжа шириной до 70 км, представляющая собой систему чешуйчатых надвигов, наклонённых на восток [4]. В западной её части породы инфракрустального комплекса представлены гранулитовыми гнейсами раннеархейского возраста, выходящими на поверхность в аллохтонах. Оломокитская антиклиналь отмечает фронт раннепротерозойской коллизии, о чём свидетельствует возраст гранулитового метаморфизма надвиговых пластин (около 1895 млн лет). Восточнее зоны сочленения на поверхности обнаружены супракрустальные образования чугинской свиты, представленной гранат-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, а также кристаллическими кальцифирами и кварцитами, возрастом около 2,3-2,5 млрд лет. Амгинская зона по существу относится к раннеархейскому коллизионному вулканогенно-осадочному поясу сильно деформированному. Первичный возраст Далдынского и Маганского блоков не менее 3,0-3,2 млрд лет, а возраст гранулитового метаморфизма в них 2,8 млрд лет [18], что отличает от них по происхождению и возрасту Хапчанский блок (2,4-2,0 млрд лет).

Районирование кристаллического фундамента закрытых территорий СП обычно проводится с опорой на гравимагнитные данные по Алдано-Становому и Анабарскому щитам. Обычно выделяются линейные складчатые системы и изометричные блоки с мозаичным строением аномального магнитного поля. Существует несколько способов интерпретации и приёмов отождествления магнитных аномалий с теми или иными метаморфическими комплексами, но нам представляется, что наиболее надёжным является метод, построенный на выделении вещественно-формационных комплексов для уточнения тектонических принципов районирования, поскольку используется строение геофизических полей, создаваемых кристаллическим фундаментом всей платформы [29, 34–38]. На таких картах (схемах) контрастно видны линейные и мозаичные формы блоков гравитационных аномалий, их тектонические соотношения, что очень важно для определения взаимоотношений террейнов. Надвиги и взбросы обычно контрастно видны на таких геофизических схемах, на которых они идентифицируются как линии градиентов с характерными для пологих разломов конфигурациями и ориентировками, соответствующими раннепротерозойскому тектоническому стилю. Террейновый метод является, по нашему мнению [32, 34-38, 40, 43], наиболее простым и в то же время объективным приёмом для практического районирования кристаллического

фундамента, дающим возможность создать непротиворечивую иерархическую систему: супертеррейн, составной или элементарный террейн. На построенных по этому принципу схемах геологического строения кристаллического фундамента Ботуобинский ортократон выделяется как овальное образование, ограниченное валообразным и жёлобообразным кольцом. На его юго-восточный фрагмент надвинут вал фронтального надвига Мархинско-Тюнгского террейна. В пределах ортократона наблюдаются также валообразные радиальные элементы. Из них меридиональный элемент является как бы продолжением Котуйканских разломов. Ботуобинский кратон ограничен слабовыраженным кольцом. На севере, юге и западе по отношению к центру структуры это кольцо приподнято, что нельзя точно сказать относительно восточной его части. В пределах Мархинско-Тюнгского террейна расположен Тюнгский ортократон. На юго-востоке на него надвинут Лено-Вилюйский составной террейн, а на северо-востоке – Анабаро-Жиганский пояс. Ортократон оконтурен кольцевым сооружением, которое на юге представлено отчётливо приподнятым блоком. На остальной части это сооружение занимает нейтральное гипсометрическое положение, поскольку с внешней стороны оно ограничено приподнятыми чешуями надвигов, а с внутренней зоны ортократона - крупной положительной структурой, расположенной на севере и локальной небольшой положительной структурой, находящейся в центре ортократона. На северо-востоке ортократон ограничен чётко выраженным узким жёлобом и пересечён надвигами или взбросами северовосточного направления, являющимися отголосками фронтального надвига. Лено-Вилюйский составной террейн в пределах рассматриваемой территории на севере представлен кристаллическим фундаментом, переработанным наложенными позднепротерозойскими-мезозойскими структурами, а на остальной части – Западно-Алданским и Центрально-Алданским террейнами.

Центрально-Алданский террейн нарушен надвигами северо-западного простирания, сочлененного с границами террейна. Движение надвинутых пластин происходило в северо-восточном направлении. Наблюдаются также надвиги и сбросы отставания северо-восточного направления с перемещением масс на северо-запад. В центрах установленных ортократонов наблюдаются небольшие овальные локальные положительные аномалии. Образ ортократонов, выраженный в гравитационном поле, следует рассматривать как обобщённый тектонотип подобных структур. В связи с этим кольцевые структуры, выделенные в пределах Анабаро-Жиганского пояса и на Оленёкском ортократоне, не относятся к таковым. По нашему мнению [29, 34-38, 44], это магматогеннотектонические структуры, сопутствующие проявлениям основного, ультраосновного, щелочного и кимберлитоподобного магматизма, который связан с возрождённым мезозойским (возможно, и среднепалеозойским) рифтогенезом. Последний может быть унаследованным от протерозойского рифтогенеза. Вся провинция (за исключением Центрально-Алданского террейна) пересечена густой сетью прямолинейных разломов северо-восточного простирания, но их концентрация наблюдается в трёх зонах: северной, центральной и южной, соответственно пересекающих Анабарский щит, Оленёкско-Мархинский, Ботуобинский и Тюнгский ортократоны. Эти разломы платформенные, но возраст их дорифейский или раннерифейский, поскольку они коррелируются с известными разломами осадочного чехла.

Последовательность формирования Западно-Якутского раннепротерозойского аккреционного орогена (как и в целом всего Восточно-Азиатского аккреционного орогена) нам представляется в следующем виде [39, 43]. В первую фазу происходит раскол на террейны архейского континента с образованием вулканогенно-осадочных поясов и сопутствующих им континентальных рифтов: Маганский (возможно Котуйканский) вулканогенный пояс, Анабаро-Жиганский и Амгинский вулканогенно-осадочные пояса, Тыркандинский и Мерчимденский рифты. Во вторую фазу произошло сшивание (аккреция) террейнов в составных террейнах: на Лено-Вилюйском составном террейне к структурам этой фазы относятся Амгинская и Тыркандинская зоны тектонического меланжа, а также чешуйчатые надвиги северо-западного простирания, а на Анабаро-Вилюйском составном террейне – надвиговая зона между Оленёкско-Мархинским и Ботуобинским ортократонами с одной стороны и Тюнгском ортократоном с другой. Третья фаза характеризует сшивание (аккрецию) составных террейнов - заключительных орогенных коллизий с центростремительным движением Тунгусского, Оленёкского и Лено-Вилюйского составных террейнов и надвиганием их на Анабаро-Вилюйский составной террейн. К структурам этой фазы относится Маганская, Котуйканская и Билляхская зоны тектонического мелажа, Анабаро-Жиганский коллизионный пояс, надвиги северозападных простираний на Тунгусском, Анабаро-Вилюйском, Оленёкском и северо-восточного направления на Лено-Вилюйском составных террейнах, а также граничные надвиги указанных террейнов. *Четвёртая фаза* характеризует эпирогенные разломы северо-восточного направления, возникшие, по-видимому, после денудации горноскладчатых сооружений, возможно, линеаментнорифтовой природы.

Согласно предложенной гипотезе происхождения алмазоносных кимберлитовых полей [30, 34-38], перспективными в этом отношении являются внутренние (закольцовые) пространства трёх ортократонов, располагающихся в пределах Анабаро-Вилюйского составного террейна. Ортократоны сконцентрированы на территории примерно треугольной конфигурации, ограничены выдвинутыми составными террейнами, располагаясь по углам такого треугольника. Тем самым как бы выделилась наиболее консолидирующая механическая прогнозная часть литосферы, препятствующая продвижению шарьяжей и ограничивающая их. Этот факт перекликается с «концепцией литосферного корня» [8, 13, 18, 44]. На основании некоторых тектонических предпосылок предположено существование трёх ортократонов на Центрально-Тунгусском террейне и одного (Арга-Салинский) на Восточно-Тунгусском террейне [32, 34-38]. Существующее в «алмазной геологии» ранжирование площадей проявления алмазоносных кимберлитов (субпровинция, зона, поле, куст трубок, отдельная диатрема) часто вызывает схоластические споры. Однако с точки зрения предложенной гипотезы происхождения алмазоносных кимберлитов они представляются бессодержательными, если такое ранжирование не подкрепляется генетическим обоснованием. При этом необходимо согласиться с тем, что понятие «провинция» - это в целом древняя платформа, хотя данное определение употребляется иногда в качестве термина более свободного пользования (например, Якутская или Архангельская провинции). Под термином «субпровинция», по нашему мнению [32, 41, 44], следует понимать один ортократон или их группу, которые относятся к одному составному террейну. «Кимберлитовое поле» тождественно понятию термоблемы с некоторыми ограничениями. Во-первых, термоблема превращается в кимберлитовое поле только после её активизации, то есть наличие термоблемы определяется аномальным состоянием нижней коры и подкоровых слоёв мантии, приобретённым в процессе формирования архейского кристаллического фундамента. Размер термоблемы тождественен размеру корово-мантийной смеси, содержащей глубинные кимберлитовые сегрегации (ГКС). Во-вторых, с одной термоблемой обычно связано одно кимберлитовое поле, хотя в принципе их может быть несколько. Что касается «куста», то этот таксон выделяется обычно на эмпирическом уровне как пространство сближенных кимберлитовых трубок, хотя и ему соответствует определённый генетический смысл.

Термоблемы в кристаллическом фундаменте представлены метаморфогенными кольцевыми структурами II и III порядков (за жёлобообразную структуру I порядка принят ортократон). Выделение термоблем обычно проводится для конкретных кимберлитовых полей (рис. 4). Так, на схеме Мирнинской термоблемы известные в поле кимберлитовые трубки расположены в северной половине овального блока фундамента, несколько вытянутого в меридиональном направлении. Гравимагнитные аномалии в его пределах обнаруживают концентрически-кольцевое строение. Интенсивность гравимагнитного поля увеличивается в направлении от центра к периферии структуры [29, 34–38], которая с востока, запада и юга нарушена надвигами. Данный блок отождествляется с архейской термоблемой, то есть с потенциальным носителем кимберлитовых полей. В северной части выделенного овала расположены все известные в районе кимберлитовые диатремы, находящиеся в Мирнинском кимберлитовом поле (МКП). Средняя часть термоблемы соответствует отрицательной аномалии, что позволяет предположить здесь центр МКП. Магнитное поле района Накынских кимберлитовых трубок осложнено интенсивными аномалиями, связанными с многочисленными дайками долеритов. Если последние снять со схемы, то Накынская термоблема выделяется как круг с нулевой интенсивностью магнитного поля [42-44]. Три кимберлитовых тела Накынского поля (НКП) находятся в кольцевой термоблеме, которую можно рассматривать как коровую структуру куста. Термоблемы отчётливо выражены в гравитационном поле как овалы, ограниченные кольцевыми сооружениями, состоящими из мелких положительных аномалий



Рис. 4. Схема наблюдённого гравимагнитного поля Мирнинской термоблемы [18]:

шкала интенсивности (стрелкой показано её увеличение) физических полей: 1 – магнитного, 2 – гравитационного; 1 – кимберлитовые тела; 2 – разломы; 3 – надвиги; 4 – предполагаемые границы Мирнинского кимберлитового поля

относительно центральной части структуры, являющейся собственно кимберлитовым полем.

Выяснению геологической природы кимберлитовых полей посвящено много опубликованных работ, основанных преимущественно на данных детального изучения перспективных территорий геофизическими методами. На основании анализа скоростных характеристик рассеянных волн, отражённых от поверхностей неоднородностей, с привлечением опытных данных по изучению петрофизических свойств горных пород (в том числе и ксенолитов из кимберлитовых диатрем) многие исследователи [5, 8, 10, 13, 32, 38-40, 44 и др.] приходят к выводу, что нижняя и средняя части транскоровой аномалии сложены породами мантийно-корового диапира базальт-ультрабазитового состава, в составе которого определённым распространением пользуются и кимберлиты. Верхняя часть таких аномалий обычно интерпретируется как тектономагматическая зона. Её центральную часть составляют базит-кимберлитовые породы с неоднородностями взрывного характера [33, 42, 44], порождающие кимберлитовые трубки, а периферийные части сложены тектонизированными базитовыми породами и блоками пород верхнего гранитогнейсового слоя кристаллического фундамента. Образование кимберлитовых трубок МКП непосредственно связано со среднепалеозойской тектономагматической активизацией термоблемы. Расположение её на борту Патомско-Вилюйского авлакогена связано с пересечением Вилюйско-Мархинской термоблемы с зоной долеритовых даек (Западной, Параллельной, Центральной и Восточной). Поскольку дайки имеют региональное протяжение, их коровые магматические очаги генетически не связаны с термоблемой, но частные магматические очаги, находящиеся в пределах термоблемы, обеспечивают дайкам субщелочной состав. Термоблема пересечена Укугутским линеаментным рифтом, проходящим практически через весь район известных кимберлитовых трубок. Это обстоятельство способствовало поступлению в корово-мантийную смесь термоблемы горячего газово-флюидного потока, вызывавшего её частичное плавление и добавочное геодинамическое давление, направленное вверх. Выделение из корово-мантийной смеси ГКС ультраосновного (в том числе и кимберлитового) и основного расплавов с последующим внедрением их в тектонизированные породы верхней части термоблемы происходило посредством ликвации [29, 34–38].

Накынская термоблема, изученная сейсмически профилями МОВ-ОГТ-54 и 45 [34, 43], пересекающимися в районе кимберлитовой трубки Ботуобинская, в принципе идентична таковой Мирнинской термоблемы, хотя и имеются некоторые различия (рис. 5). В целом транскоровая аномалия гетерогенного типа выделяется внизу (между пикетами 76 и 20), что примерно соответствует контуру термоблемы, выделенной на схеме аномального магнитного поля. Положение НКП, выделенного двумя различными методами (гравиметрическим и сейсмогеологическим), в целом совпадает [32, 34-38]. Главное различие в строении Мирнинской и Накынской термоблем состоит в том, что последняя относительно своей коровой мантийной части сдвинута в северо-западном направлении примерно на 20 км. Термоблема при подходе к коре изменила своё вертикальное положение, использовав наиболее тектонически нарушенное пространство в гранулито-базитовом и эндербитовом слоях. В результате образовалась зона неправильной конфигурации, заполненная корово-мантийной смесью с ГКС. Возможно также, что коровая часть термоблемы сорвана с мантии и перемещена по поверхности Мохо [40-44]. Другой особенностью Накынской термоблемы, зафиксированной на сейсмопрофиле 54, является наличие рифтовых структур с их характерными признаками [4]: подъёмом кровли верхней мантии и сокращением мощности гранулито-базитового слоя. Такие две структуры установлены на северо-западе, находясь в пределах Анабаро-Синского рифового барьера и на территории Ыгыаттинской впадины.

Важнейшим этапом дальнейших геолого-структурных построений является выделение рифтогенных структур (в первую очередь линеаментных рифтов как объектов), непосредственно контролирующих кимберлитовые поля. Древний рифтогенез наиболее широко проявлен в крупных синеклизах и по периферии платформ, поскольку в этих регионах располагаются краевые и перикратонные прогибы, механизм образования которых сходен с рифтогенезом и выражается в подъёме корово-мантийной границы и в сокращении мощности коры. В пределах ЯКП такая рифтогенная область, ограниченная изогипсой (40 км поверхности Мохо), занимает бассейны нижнего течения рек Вилюй, Оленёк и других левобережных притоков р. Лена [32, 42–44]. Соответствует она в основном Предверхоянскому и Лено-Анабарскому краевым прогибам. Остальная часть региона, состоящая в основном из кратонов с мощностью коры более 40 км и названная литосферным корнем, является областью развития линеаментных рифтов, которые проникают в неё из рифтогенной области [44]. Они выделены по гравитационной схеме рельефа поверхности Мохо и показаны на схеме наложенных структур кристаллического фундамента. На этой схеме линеаментные рифты в рельефе подошвы кристаллического фундамента выглядят как валы с амплитудами от 1 до 5 км. Для обоснованного выделения линеаментных рифтов в пределах СП (и в особенности ЯКП)



Рис. 5. Схема расположения Накынской термоблемы. По результатам интерпретации аномального магнитного поля и сейсморазведочных исследований MOB-OГТ [18]:

1 — Накынская термоблема; 2 — Накынское кимберлитовое поле, по данным гравики и сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ; 3 — Дяхтар-Юряхский куст кимберлитовых трубок; 4 — кимберлитовые трубки; 5 — профили МОВ-ОГТ

необходимо рассмотрение их геолого-тектонического строения. Авлакогены и другие рифтогенные структуры, сыгравшие основную роль в среднепалеозойском кимберлитовом магматизме на СП, заложились в рифее (рис. 6). С начала рифейского этапа тектоническому дроблению подверглись в основном краевые части СП, что послужило причиной образования обширных седиментационных бассейнов и регионального масштаба внутриплатформенных континентальных





1 – границы предрифейской Сибирской платформы; 2 – океанические бассейны (области с океанической корой);
3 – рифейские миогеосинклинальные бассейны (краевые прогибы: П-Е – Преденисейский, В-С – Восточно-Саянский,
Б-П – Байкало-Патомский); 4 – краевые поднятия рифейских миогеосинклиналей: Е – Енисейское, С – Становое;
5 – области внутриплатформенных поднятий (антеклизы): Ц – Центральное; А-С – Алдано-Становое, Б – Байкитское;
6 – области внутриплатформенных седиментационных бассейнов;
7 – основные грабены авлакогенов: А-Х – Анабаро-Хатангский, У – Уджинский, К-К – Кочумско-Котуйский, Ер – Еркинеевский, С-Д – Сетте-Дабанский, П-В – Палеовилюйский

поднятий типа антеклиз. Центральная антеклиза протягивалась в северо-восточном направлении через всю центральную часть платформы и отделяла Северный и Западный бассейны от Верхояно-Колымского и Байкало-Вилюйского бассейнов. Последний с юго-востока ограничивался Алдано-Становой антеклизой. Образовались также более мелкие поднятия (такие как Байкитское и Енисейское), которые (как и Становое поднятие) включены в структуру краевых прогибов, поскольку подверглись тектоно-термальной переработке в процессе байкальской фазы складчатости [43]. Северный бассейн образовался на основе Анабаро-Хатангской рифтовой структуры, входящей в единую систему подобных структур Верхояно-Колымского бассейна. Заложившаяся в рифее узкая система грабенов, расширяясь, преобразовывалась в авлакогены сквозного среднепалеозойского и мезозойского развития.

В северо-восточной части СП рифейские отложения формировались в Анабаро-Оленёкском бассейне и представлены здесь всеми тремя отделами. Сведения о них дают современные их выходы на поверхность в пределах Соололийского поднятия и на восточном склоне Анабарского щита [41-43]. Верхние и среднерифейские отложения вскрыты Бурской скважиной (3200 м), пробуренной в бассейне р. Бур, в пределах достаточно погружённой территории на борту одного из грабенов [8, 33]. Все три отдела выходят на поверхность в бассейне р. Уджа на Билиро-Уджинском поднятии. В бассейне р. Куонамка развиты в основном отложения лишь среднего и верхнего рифея. Анабаро-Оленёкский бассейн образован группой грабенов, вклинивающихся в СП со стороны плиты моря Лаптевых. Как и грабены Хатанского прогиба, они входят в систему миогеосинклинальных и авлакогенных структур северной окраины Верхояно-Колымской области. Рифтогенное происхождение бассейна позволяет отнести его к входящему авлакогену под названием Уджинского или Билиро-Уджинского [8, 43]. В целом он представляет собой грабенообразную клиновидную структуру, в которой подошва рифейских отложений погружается на север и северовосток. Южная центриклиналь её определяется контуром выклинивания рифейских отложений под поверхностью предвенского размыва. Современное тектоническое строение Уджинского авлакогена установлено сейсморазведкой МОГТ [44]. Рифейский сейсмоинтервал сильно раздроблен

конседиментационными и инверсионными разломами с амплитудами до 200 м субмеридионального направления, а также пострифейскими разломами меридиального, северо-западного и субширотного простираний. В конседиментационной стадии он состоял из западного Куонамского и центрального глубокого Билиро-Уджинского грабенов. Эта зона с востока ограничивалась конседиментационным поднятием. В конце рифея авлакоген претерпел частичную инверсию, проявляющуюся главным образом в северной его части [8]. В результате северная часть центрального прогиба была преобразована в Саппыйско-Уджинский горст, который разделил авлакоген на два прогиба – восточный Харабыйский и западный Хастахский. На южном погружении горста указанные грабены сходились в единый линеаментный рифт, вырождающийся в районе Маакской петли реки Оленёк. В современном структурнотектоническом плане сохранились многие рифейские структуры, благодаря их регенерации в течение среднепалеозойского тектономагматического этапа. К таким регенерированным структурам относится Муно-Оленёкская зона разломов (линеаментный рифт), унаследованная от пространственно совпадающей с ней рифейской Мерчимденской зоной и проникающая через Силигирскую седловину в долину р. Муна, где достигает Мунского кимберлитового поля [42-44]. В рифейском структурном комплексе Мирчимденская зона разломов выглядит как система достаточно амплитудных узких горстов и грабенов, местами сопровождающихся дайками долеритов [32, 41].

Под западным бассейном рифейского осадконакопления понимается территория, занятая более молодыми отложениями Тунгусской синеклизы, Ангаро-Тасеевской впадины и других структур [6, 7, 9, 10, 20-23, 42-44]. Стратиграфия рифейских отложений этого бассейна разработана на стратотипических разрезах Енисейского кряжа, Приленья, где мощность этих отложений достигает десяти и более километров и где в них представлены все три отдела. Данные о рифейских отложениях внутренних районов бассейна очень ограничены и только в бассейне р. Подкаменная Тунгуска они вскрыты на глубину до 1000 м. Имеются сведения лишь о верхнем отделе рифея, который принято делить на добайкальский (карбонатный) и байкальский (терригенный) горизонты. На Байкитской антеклизе и её склонах карбонатный рифей выделяется в комовскую серию

доломитового состава (максимальной мощностью до 2500 м). Выходы карбонатного рифея известны на северо-западном склоне Анабарского щита, в бассейне нижнего течения р. Котуй. Байкальский горизонт, сложенный в основном песчаниками, закартирован в пределах Байкитской антеклизы (мощностью до 250 м) и в Ангаро-Тасеевской впадине (до 2000 м). Предложенная схема авлакогенов западного бассейна основана на материалах колонкового бурения и сейсморазведки. Выделены ветвящиеся Кочумско-Котуйский, Иркинеевский и некоторые другие более мелкие рифтогенные структуры. Кочумско-Котуйский авлакоген на севере непосредственно связан с Ангаро-Хатангским авлакогеном как единая система рифтогенных структур, контролировавшая заложение седиментационных бассейнов запада и севера СП. От основных грабенов ответвлялись второстепенные, менее крупные и глубокие линеаментные грабены, окончания которых могли выходить за пределы бассейна. Так, северо-восточный склон Байкитской антеклизы рассекался несколькими грабенами - ответвлениями - от Кочумского стержневого грабена [7, 8, 10, 13, 15-17, 29, 30, 32, 33]. Окончание последнего вместе с краевой частью Иркинеевского авлакогена создали нарушенную зону в бассейнах рек Катанга, Тэтэрэ, Чуня, Ерема и Илимпея. Окончание Котуйского грабена достигало устья р. Чона [8]. От Котуйского грабена в районе озера Ессей ответвлялись континентальные грабены – Могдинский и Ессей-Алакитский. Первый «затухал» в районе устья р. Алахан-Вава (приток р. Вилюй), а второй достигал вершины р. Марха. В среднем палеозое Кочумско-Котуйский авлакоген был регенерирован, а Иркинеевский в конце рифея преобразовался в складчатоглыбовое валообразное поднятие [21, 32, 44],

Образование седиментационного бассейна центрально-восточной части СП, вытянутого в северовосточном направлении через всю платформу от оз. Байкал до нижнего течения р. Лена, обусловлено заложением в начале рифея миогеосинклинального Байкало-Патомского прогиба, окаймляющих его перикратонных опусканий и Палеовилюйского авлакогена. Унаследованные в более позднем структурном плане рифейские перикратонные опускания именуются Ангаро-Ленским и Березовским прогибами [8]. О составе и мощности рифейских отложений, выполнивших Байкало-Патомский прогиб, можно судить по разрезу Уринского антиклинория, обнажающегося в долине р. Лена в районе с. Нохтуйск, где установлен нижний и верхний рифей (средний рифей из разреза выпадает). К первому относится марниинская свита видимой мощностью 1900 м (гравелиты и песчаники). Верхний отдел представлен джанкуконской свитой (конгломераты мощностью до 1000 м), баракунской, уринской, калнчеевской, никольской и ченчинской свитами (цикличная терригеннокарбонатная толща мощностью до 5 км, в верхней части которой много водорослевых биогерм). В Ангаро-Ленском и Березовском прогибах рифейские отложения представлены только верхним отделом. Так, на Пеледуйско-Нюйской площади скважинами вскрыта терригенная талаканская свита, максимальная мощность которой не превышает 200 м. На центральных площадях Березовского прогиба верхний рифей расчленяется [32, 34–38] на чекурдахскую, алексеевскую и торгинскую свиты (терригенно-карбонатные породы общей мощностью до 1100 м). На платформенном крыле прогиба алексеевской и чекурдахской свитам соответствует дикимдинская свита (170-340 м), а аналог торгинской свиты из разреза выпадает. Наличие рифейских структур в основании Вилюйской синеклизы позволяет предполагать расположение на этой территории геологически доказанного среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена [41, 44]. Уринский клин Байкало-Патомского прогиба образует входящий угол, глубоко вдающийся в тело СП, что неизбежно должно было привести к дроблению и раздвижению блоков фундамента на продолжении входящего угла [32, 42-44]. Действительность рифейского авлакогена подкрепляется также наличием установленных геолого-геофизических данных глубинных продольных и поперечных разломов древнейшего заложения. Проявление основного магматизма (пластовые интрузии долеритов в рифейских толщах) также свидетельствует о рифтогенезе.

Сквозной Палеовилюйский авлакоген протягивается через территорию современной Вилюйской синеклизы от периклинали Уринского антиклинория, погружающихся склонов перикратонных опусканий до передовых складок Западного Верхоянья [4]. Границы авлакогена восстанавливаются приблизительно лишь по контурам базальных горизонтов вендских отложений, вскрытых некоторыми глубокими скважинами. На бортах Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадин, на Сунтарском поднятии и Вилюйчанской седловине эти

отложения отсутствуют. Состав и мощность рифейских отложений Палеовилюйского авлакогена сопоставимы с таковыми Уринского антиклинория, а также Сетте-Дабанского авлакогена, с которым Палеовилюйский авлакоген составлял единую структуру [42-44]. Палеовилюйский авлакоген состоит из двух основных грабенов - северного Линденско-Ыгыаттинского и южного Лунгхино-Кемпендяйского, а также разделяющего их центрального горста, которому в современном структурном плане соответствуют Хапчагайский меговал и Сунтарское поднятие [5, 8, 13, 19, 39-40]. Лунгхино-Кемпендяйский грабен был, по-видимому, непосредственным продолжением Байкало-Патомского миогеосинклинального прогиба. Авлакоген контролировался продольными и поперечными глубинными разломами. Последние определили поперечную тектоническую и структурно-формационную зональность. Продольную структуру авлакогена определили Нюйско-Линденский, Вилюйско-Мархинский, Нюрбинский, Кемпендяйский, Баппагайский, Верхне-Синский и другие глубинные разломы [32, 34-38]. К крупным поперечным разломам относятся Бирюкский, Моркокинский, Верхне-Тюнгский, Чили-Кенкемский и Чебыдинский. Отложения рифея развиты и в центральной части Линденско-Ыгыаттинской ветви Палеовилюйского авлакогена, которые на северо-западном борту представлены доломитами, песчаниками, гравийниками и конгломератами. Отдельными исследователями [4] выделяется вендская Нижне-Мархинская полувпадина, располагающаяся на междуречье нижних течений рек Мархи и Тюнга. Было также высказано предположение о наличии одноимённого девонского бокового рифтогенного грабена, локализованного в пределах Нижне-Мархинской полувпадины и протягивающегося по левобережью р. Марха. Территориально он примерно совпадает с Анабаро-Синским рифовым барьером, существовавшим в раннем-среднем кембрии. Непосредственным продолжением Палеовилюйского авлакогена является Юдомо-Майский прогиб, расположенный на границе с Верхояно-Колымской геосинклинальной областью [4, 5, 8, 13, 38-40]. В течение рифея, венда и раннего палеозоя (кембрийнижний силур) в Юдомо-Майском прогибе накопились отложения, мощность которых может достигать до 7 км. Венд-нижний палеозой представлен пёстроцветной терригенно-карбонатной с вулканитами (венд) и карбонатной формациями. В верхней части верхнесилурийских отложений присутствуют карбонатные брекчии. Нижнепалеозойский разрез наращивается кластогеннокарбонатной формацией нижнего девона, но сохранились они фрагментарно.

После фазы складчатости и орогенеза в конце рифея вендская трансгрессия постепенно распространялась на весь Восточно-Азиатский кратон [42-44]. К окончанию вендского этапа в пределах СП обозначились крупнейшие отрицательные конседиментационные структуры: на югозападе, юго-востоке и северо-востоке образовалась единая депрессия, включающая Предбайкальский и Предпатомский краевые прогибы, Палеовилюйскую синеклизу и Предверхоянский прогиб. На севере и западе в аналогичную депрессию входили Хатангский прогиб, Палеотунгусская синеклиза и Ангаро-Тасеевская впадина [42, 44]. К положительным надпорядковым структурам этого этапа относится Байкитская антеклиза и Ангаро-Анабарский мегавал, протягивающийся через всю центральную часть СП от Шарыжалгайского выступа до Анабарской антеклизы, а также Алданская антеклиза. Примерно в таком же тектоническом плане происходило осадконакопление в течение раннего палеозоя.

В результате каледонской складчатости (к началу девонского периода) оформились границы СП, близкие к современным её очертаниям, если не считать некоторые сокращения её площади на востоке, прошедшие вследствие надвига мезозоид Западного Верхоянья [1-4, 12, 14, 15, 20-22, 42]. Складчатость и орогенез распространились и на краевые прогибы. Наименьшую продолжительность континентальный перерыв имел в центральных частях отрицательных структур, подготовленных ещё рифейскими и венд-кембрийскими тектоническими движениями [42, 44]. Широкая трансгрессия началась со среднего девона и достигла максимума к концу фаменского века позднего девона. В начале трансгрессии обособились и в дальнейшем развились седиментационные бассейны, разделяющие их области денудации. Северо-западную часть платформы занимал Хатангско-Тунгусский бассейн, унаследованный от раннепротерозойских перикратонного прогиба и Палеотунгусской синеклизы [10]. На западе и севере он ограничивался Приенисейской и Северо-Таймырской шовными зонами, а на востоке от Верхоянского бассейна – Анабарской и Лено-

Оленёкской областями денудации. Последние отвечают современным Анабарской и Оленёкской антеклизам и Сюгджерской седловине [40-43]. Между собой они разделены Билиро-Уджинской континентальной депрессией, унаследованной от рифейского одноимённого авлакогена. Девонские отложения в пределах этой структуры не установлены. Главнейшими тектоническими структурами названной континентальной депрессии являются Хатанский и Харабыйский линеаментные рифты, разделённые горстом – продолжением Соололийского поднятия. По сейсморазведочным данным, эти образования прослеживаются лишь до долины р. Муна [8]. В бассейне р. Марха в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) в качестве их продолжения можно рассматривать ряд разломов северо-восточного направления, протягивающихся сюда из бассейна р. Нижняя Тунгуска [10]. Эти разломы контролируют кембрийские рифовые гряды, прорванные кимберлитовыми трубками ДААР. Непосредственно восточнее Харабыйского грабена, отделяясь от него узким Уджинским горстом, протягивается [42] активизировавшаяся рифейская Мерчимденская зона разломов, представляющая собой систему узких грабенов и горстов (линеаментный рифт). Отметим, что Далдыно-Оленёкская зона разломов, объединяющая кимберлитовые поля Муно-Оленёкской группы и ДААР, относится к Далдыно-Оленёкскому линеаментному рифту [44].

Тунгусский бассейн с юга ограничивался Иркинеевским валообразным поднятием - инверсированным рифейским Иркинеевским авлакогеном [10]. В Тунгусской синеклизе девонские отложения вскрыты скважинами или выходят на дневную поверхность в обнажениях г. Норильск, в бассейне Нижняя и Подкаменная Тунгуска, Котуй, Курейка и некоторых других рек. Выделяется ряд структурно-фациальных районов, каждый из которых имеет свои свиты различного стратиграфического объёма, но в целом девон этого региона сложен карбонатно-глинистыми пёстро- и сероцветными породами, часто гипсоносными, но в направлении к береговой линии постепенно начинают преобладать красноцветные отложения. Максимальная мощность девона достигала 800 м. Разрезы центральной наиболее прогнутой части бассейна начинаются с нижнего девона, а в направлении его периферии - со среднего, а затем и с верхнего девона. В большинстве районов де-

вонские образования залегают на нижнем силуре, а на южных окраинах бассейна - на нижнем и среднем ордовике и даже на верхнем кембрии. Структурно-тектоническая реконструкция Тунгусского бассейна строится на основе палеотектонических и структурно-тектонических схем с использованием сейсморазведочных материалов [8, 10, 13, 29, 32, 33, 42]. Следует при этом отметить некоторую гипотетичность таких многих схем по причине ограниченности фактического материала, но наиболее достоверно они отражают восточную и юго-восточную части Тунгусского бассейна. Главными конседиментационными структурами здесь были Курейская и Котуйская системы грабенов, регенерированных одноимённых рифейских авлакогенов. Котуйская система в бассейне р. Котуй распадалась на главные Кочечумскую, Вилюйскую и Ессей-Алакитскую ветви [41, 44]. Вилюйская ветвь в форме Чонского линеаментного рифта достигала бассейна р. Чона и верхнего течения р. Большая Ботуобия. Установленные здесь отложения ичодинской свиты, сопоставляемые с девонскими отложениями Ыгыаттинской впадины, локализованы в пределах этой палеоструктуры [17-21, 29, 30, 32, 38-40]. Ессей-Алакитская ветвь, переродясь также в линеаментный рифт, пересекает бассейн рек Оленёк и Марха и затухает на левобережье р. Моркока. Эта ветвь грабенов сопровождается того же направления дайками долеритов катангского комплекса, что свидетельствует об их приуроченности к зоне горизонтального растяжения коры, но в современном структурном плане они во многом утратили своё грабенообразное строение вследствие инверсионного сжатия, преобразовавшего сбросы во взбросы [14–16, 34, 36-38, 42-44].

Вилюйский девонский седиментационный бассейн, рассматриваемый обычно как Патомско-Вилюйский авлакоген, занимает Вилюйскую синеклизу, а также Нюйско-Джербинскую и Берёзовскую впадины Предпатомского перикратонного опускания. На юго-западе он окаймлялся обширным континентальным массивом, включающим Ангаро-Ботуобинскую антеклизу, в которую входила и зона Приленских складок, Байкало-Патомская горно-складчатая область и Ангарская антеклиза [32, 43]. От Тунгусского бассейна он отделялся Ботуобинской и Сюгджерской палеоседловинами. В целом Вилюйский бассейн (или Патомско-Вилюйский авлакоген, платформенный прогиб) входил в единую систему герцинских

прогибов Верхояно-Чукотской эпиплатформенной геосинклинальной области. Как его составную часть следует рассматривать Сетте-Дабанский авлакоген, выступающий в настоящее время поднятием среди западно-верхоянских мезозоид. В позднем палеозое на авлакоген была наложена Вилюйская синеклиза [42]. Мощность отложений перми, триаса и юры в восточной части синеклизы, ограниченной Чебыдинской моноклиналью и Чебыдинским разломом, достигает 4 км. Если снять этот покров, то станет ясно, что Патомско-Вилюйский авлакоген как складчато-глыбовое сооружение входит в единую систему ранних герцонид Верхояно-Чукотской и Байкало-Патомской областей (включая в последнюю и перикратонные её прогибания). В эту же систему входит и Юдомо-Майский горст-антиклинорий. В качестве её платформенных границ принимаются Ангаро-Ленский, Вилюйско-Мархинский, Нижне-Алданский и другие разломы [4]. Девонские отложения, выполняющие этот авлакоген, изучены главным образом по его окраинам: в Ыгыаттинской, Нюйско-Джербинской, Берёзовской впадинах и Кемпейдяйской депрессии. В каждом из этих районов выделяются свои свиты, хотя отложения похожи по составу и возрасту, в которых доминируют пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные породы, а также туффиты. Несколько иной состав имеют отложения Кемпендяйской депрессии, что объясняется некоторой её структурно-фациальной обособленностью и большей глубоководностью условий осадконакопления [18-21, 29, 30, 32, 35-38]. Нижняя кыгылтусская свита сложена каменной солью с прослоями и пачками глинистых доломитов и аргиллитов. Вскрытая её мощность достигает 400 м, хотя полностью девонские отложения в Кемпендяйской впадине не вскрыты. Другой особенностью разреза этой впадины является отсутствие базальтовых покровов, столь широко развитых в других районах, где разрезы начинаются именно с данных, залегающих непосредственно на породах нижнего силура или подстилающихся маломощной харьяюряхской свитой. Эти покровы присутствуют и в средней части разреза девонских отложений.

Геолого-тектонический план СП, сложившийся по окончании среднепалеозойского этапа, в основном отражает и современное строение, поскольку последующие тектонические события не привели к его существенной перестройке [42-44]. Авлакогены, синеклизы, антеклизы, перикратонные опускания характеризуются длительным развитием, начавшимся ещё в рифее. Так, устойчивая область платформенной седиментации (или южный седиментационный бассейн), именуемая также Ангаро-Юдомским бассейном, протягивается в северовосточном направлении от Восточного Саяна до Верхне-Колымской области. Итоговые его тектонические структуры различаются по происхождению и возрасту, но к окончанию каледонского этапа сформировался тектонический каркас, на основе которого развивался среднепалеозойский (раннегерцинский) Патомско-Вилюйский авлакоген [5, 8, 10, 13]. Конседиментационная стадия авлакогена (окончание раннего девона-поздний девон) протекала на фоне медленного воздымания Байкало-Патомской складчатой области и интенсивного погружения миогеосинклиналей и авлакогенов Западно-Верхоянской области [41]. Поэтому вначале осадками были заполнены впадины восточной части авлакогена, затем трансгрессия распространилась и на западную её часть, проникнув в крупные синклинальные структуры Приленской складчатой зоны (Нюйско-Джердинская впадина и Берёзовский прогиб). Осадконакопление контролировалось продольными грабенами и горстами, образовавшимися вследствие горизонтального растяжения и дробления земной коры и дифференциальных движений тектонических блоков [20, 34, 44]. Вдоль поперечных («трансформных») разломов образовались боковые грабены (линеаментные рифты), нарушающие склоны прогиба и выходящие за их пределы. В наиболее хорошо изученной Ыгыаттинской впадине выделяются следующие конседиментационные структуры [32, 40]: Укугутско-Балыктахский грабен, Балыктахский горст, Аппаинский грабен, Хампинский горст и Вилюйчанская депрессия (грабен). Развитие Патомско-Вилюйского авлакогена началось с излияния базальтовых лав на всей его территории и с внедрения даек и силлов вдоль внешней его периферии, слабо нарушенной разломами и трещинами. Дайки и силлы вилюйскомархинского комплекса долеритов образуют компактную зону, протягивающуюся вдоль северозападной границы авлакогена [12, 14, 15]. Эти дайки пересекают девонскую складчатую зону Предпатомского перикратонного опускания, но отдельные их выходы на дневную поверхность

наблюдаются лишь в синеклизах, среди отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика. Антиклинали, сложенные на поверхности породами нижнего-среднего кембрия, прорывают дайки, то есть антиклинали служили препятствием для прорыва даек и значит последние образовались после завершения складчатости. Вдоль юго-восточной границы авлакогена известны аналогичные образования чаро-синского комплекса, а также лакколит и дайки сиенитов наманинского комплекса [32, 34-38]. Девонское прогибание Патомско-Вилюйского авлакогена, наложенное на тектонический каркас Лено-Вилюйского прогиба, ограничено с северо-запада и запада Вилюйско-Мархинским и Чайандинским разломами. Последний пересекает со смещением приленские складки, то есть, как и дайки вилюйско-мархинского комплекса, образовался после завершения складчатости [42-44]. Чайандинский разлом ограничивает максимально возможное распространение Патомско-Вилюйского седиментационного бассейна. Вхождение Чайандинского (Буордахского) разлома в конседиментационную структуру Ыгыаттинской впадины произошло через Маччобинский сброс и Укугутско-Балыктахский грабен.

В течение раннекаменноугольной эпохи бассейны седиментации сохранились в авлакогенах. Суша в это время занимала в основном низкое гипсометрическое положение, и поэтому денудация была ослабленной. В Оленёкско-Анабарском прогибе проявилась раннекаменноугольная трансгрессия со значительным расширением бассейна седиментации.

В районе НКП, возможно, были частично денудированы породы силура, и в настоящее время сохранилась изначальная площадь распространения девонских отложений. Наиболее интенсивное поднятие СП приходится на средину среднекаменноугольной эпохи [8, 14, 30]. В это время формировалась речная сеть и области денудации, приуроченные к основным антеклизам платформы. В районе НКП были размыты отложения силура (до 200 м) вместе с находящимися в поле кимберлитовыми трубками [18, 35-38]. Обломочный материал при этом был снесён в остаточные среднекаменноугольные бассейны. С позднего карбона (или с начала пермского периода) СП вступила в новый позднегерцинский этап геолого-тектонического развития. Заключительная фаза раннегерцинского геолого-тектонического цикла приходится главным образом на среднюю эпоху каменноугольного периода. Этой эпохой отмечен коренной перелом в геолого-тектоническом развитии СП, когда режим широких морских трансгрессий сменился кратонным режимом [32, 42-44]. Тангенциальное сжатие со стороны складчатой рамы привело к окончательной ликвидации авлакогенов и каледонских перикратонных прогибов путём их инверсии и превращения в складчато-глыбовые системы или при неполной инверсии – в приподнятые плиты. Господство на огромной территории в течение 40 млн лет континентального режима сопровождалось не только процессами эрозии и денудации, но и накоплением в определённых морфоструктурах терригенных отложений континентального генезиса, оказавшихся в конечном результате эфемерными. Можно предположить, что их остаточные фрагменты вошли в состав отложений последующих трансгрессивных эпох, перекрывших каменноугольную эрозионно-денудационную поверхность. Это были те первичные коллекторы алмазов и других индикаторных минералов (ИМК), которые сыграли огромную роль в их распространении в пермских и мезозойских коллекторах [11, 18, 24, 26-28, 31, 35].

Среднепалеозойские кимберлитовые поля образовались в течение позднедевонской трансгрессивной стадии раннегерцинского тектонического цикла. Они располагались у границ девонских седиментационных бассейнов в условиях отсутствия эрозионно-денудационных процессов. В среднекаменноугольную эпоху кимберлитовые поля оказались на склонах надпорядковых положительных структур и поэтому подверглись интенсивной эрозии и денудации. Граница СП с Верхояно-Чукотской геосинклинальной системой проходила в ранней перми от восточной оконечности полуострова Таймыр вдоль побережья моря Лаптевых, а затем – восточнее долины р. Лена [29, 32, 33, 35]. Тектонический план в пермском периоде определился пассивным развитием или отмиранием структур, заложившихся в девонском и каменноугольном периодах. В мелководных бассейнах преобладало накопление терригенных и угленосных формаций. Наиболее активно развивались структуры северной и восточной территорий СП, граничащей с Верхоянской геосинклиналью.

На севере СП в этот период продолжал формироваться Анабаро-Хатангский прогиб, ограниченный северным склоном Анабарской антеклизы. Этот прогиб рассматривается как платформенное рифтогенное ответвление от Верхоянской миогеосинклинали [44]. Формационный состав выполняющих его пермских, триасовых и юрских отложений, их мощность, достигающая в осевой части прогиба двух и более километров, наличие крупных продольных разломов свидетельствуют об участии в его строении грабенов и подтверждают





1 – граница Сибирской платформы; 2 – области денудации: А – Анабарская антеклиза, А-А – Ангаро-Алданская моноклиза; 3 – миогеосинклинальные эпирогенные бассейны: С-Т – Северо-Таймырский, В-К – Верхояно-Колымский, О-К – Обско-Кузнецкий; 4 – платформенные перикратонные и рифогеннно-эпейрогенические бассейны: Х – Хатангский, А-Х – Анабаро-Хатангский прогиб, Т – Тембенчинская впадина; 5 – платформенные бассейны переходной ступени: А-Т – Ангаро-Тунгусская моноклиналь, М-Ы – Мархино-Ыгыаттинская седловина; 6 – геосинклинальный океанический бассейн; 7 – рифтовые структуры (предполагаемые); 8 – кимберлитовые поля; 9 – некоторые разломы

в целом представление о рифтогенном (авлакогенном) происхождении прогиба [4]. Считается, что Верхоянский геосинклинальный прогиб в районе губы Буор-Хая (непосредственно восточнее дельты р. Лена) разворачивался в северо-восточном направлении, огибая Колымо-Индигирский массив и отделяя последний от плит моря Лаптевых. На повороте образовался входящий в платформу угол, раскалывающее воздействие которого привело к образованию раздвигов Анабаро-Хатангского прогиба [42-44]. Северо-западнее последнего, в пределах полуострова Таймыр, располагался Хатангский прогиб, открывающийся в Хатангский залив (рис. 7). Не исключено участие в его образовании среднепалеозойских и более ранних платформенных разломов. Продолжавшееся в течение пермского периода растяжение коры в пределах рифтовых зон Анабаро-Хатангского и Хатангского прогибов неизбежно породило активизацию трансформных поперечных разломов (линеаментных рифтов) юго-восточного и меридионального направления. В частности, они обеспечили рост и стабильность Центрального поднятия Анабарской антеклизы, разграничивающего бассейны, связанные с Обско-Кузнецкой парагеосинклиналью и Верхояно-Чукотской геосинклиналью [32, 34–38]. Вдоль Верхоянской миогеосинклинали продолжал развиваться Предверхоянский краевой (перикратонный) прогиб, переходящий на западе в форменный прогиб - зачаточную Вилюйскую синеклизу [14, 44]. Формирование последней происходило на основе Патомско-Вилюйского авлакогена. Из других отрицательных структур следует отметить Тембенчинскую впадину. На остальной территории (за исключением филократонных областей) формировались терригенные (часто угленосные) осадки мелководных внутренних бассейнов с возрастом от верхнего карбона до верхней перми. Осадконакопление, конфигурация бассейнов и областей сноса обломочного материала контролировались разломами, унаследованными от предшествующих тектонических этапов.

Вместе с кимберлитами из МКП были денудированы все образования силура, ордовика, а также небольшой мощности породы верхнего кембрия. Основная масса обломочного материала была транспортирована в Нижне-Вилюйский остаточный бассейн, но какая-то её часть задержалась по пути транспортировки в аллювиальных и делювиальноэлювиальных образованиях, вошедших в состав базальных слоёв верхнекаменноугольных и пермских отложений, захоронивших выработанный среднекаменноугольный рельеф. С ДААР снос обломочного материала происходил в Тунгусско-Хатангский бассейн.

Из района среднепалеозойских Оленёкского, Мунского и Накынского кимберлитовых полей обломочный материал переносился по речной сети, стекающей на восток и юг в Предверхоянский и Нижне-Вилюйский остаточные бассейны. С НКП вместе с кимберлитами были снесены отложения силура и среднего ордовика [29, 30, 32, 35-37]. К началу раннепермской трансгрессии в бассейнах рек Муна, Марха и Тюнг на эрозионно-денудационной поверхности, сложенной средне-верхнекембрийскими и нижнеордовикскими породами, были развиты озёрно-аллювиальные образования, обломочный материал которых состоял из метаморфических (экзотических) и местных терригенно-карбонатных пород с продуктами разрушения кимберлитов [9, 11, 12, 21-23, 25]. Эти образования и явились основным коллектором алмазоносного материала, ассимилированного затем пермскими и юрскими отложениями.

Непосредственно с миогеосинклинальным Обско-Кузнецким и рифтогенным Харьангским бассейнами связан платформенный эпейрогенический бассейн, занимавший в пермском периоде почти всю западную часть СП. В тектоническом отношении он унаследован от рифтогенных структур среднепалеозойской эпохи. В этом бассейне выделяется центральная Тембенчинская впадина и Ангаро-Тунгусская моноклиналь [32, 34-38]. В Тембенчинской впадине мощность среднекаменноугольно-пермских отложений достигает 1,5 км. Моноклиналь пологая и широкая, ограничивающая впадину с востока и юго-востока, наложена на среднепалеозойскую Ангаро-Ботуобинскую антеклизу. Верхнекаменноугольнопермские отложения в пределах моноклинали залегают на венд-нижнепалеозойском и среднепалеозойском структурном ярусе с размывом ингрессивно и с постепенным выпадением из разреза из нижних горизонтов (от верхнего карбона до верхней перми). Верхнекаменноугольные отложения представлены фациями прибрежных заболоченных равнин, а пермские отложения – фациями мелководного морского бассейна [18-21, 34, 36-38]. Ангаро-Тунгусский моноклинальный бассейн связан с Вилюйской впадиной через Мархино-Ыгыаттинскую седловину, центральный водораздельный блок которой занимает пространство



Рис. 8. Палеотектоническая схема Сибирской платформы (триасовый период) [18]:

1–2 – разломы, контролирующие седиментационные бассейны: 1 – Верхояно-Колымский миогеосинклинальный бассейн, 2 – рифтогенные структуры; 3–4 – разломы: 3 – внутриплатформенные, 4 – трансформные; 5 – границы седиментационных бассейнов; 6 – те же границы, совпадающие с разломами; 7 – границы бассейнов с океанической корой; 8 – области денудации; 9 – вулканогенные породы; 10 – преимущественно вулканогенно-осадочные образования; 11 – терригенные континентальные отложения; 12 – морские и прибрежно-морские терригенные отложения; основные структуры седиментационных бассейнов: А-Х – Анабаро-Хатангский, К-О – Куонамско-Оленёкский и П – Предверхоянский прогибы, Т – Тунгусская и В – Вилюйская синеклизы, В-К – Верхояно-Колымская миогеосинклиналь

между долинами Ыгыатта и Марха в их нижнем течении. Мощность верхнепермских отложений на этом блоке не превышает первых десятков метров. Накопление пермских отложений в пределах седловины контролировалось разломами северо-западного направления, в том числе Ахтарандинским разломом и аналогичными структурами Ангаро-Синского рифового барьера. Территория НКП в течение позднекаменноугольной эпохи и пермского периода находилась в континентальных условиях низкого плато, а в конце пермского периода – приморской низменности [34-38, 42, 44]. Здесь могли накапливаться маломощные образования различного континентального генезиса, подвергнувшиеся размыву в триасюрское время.

В триасовом периоде генеральная геолого-тектоническая обстановка в целом оставалась прежней (рис. 8). Усиление прогибания окружающих геосинклиналей, активизация платформенного рифтогенеза и углубление в связи с этим центральных частей седиментационных бассейнов, где накапливались значительные мощности терригенных и терригенно-вулканогенных образований, вызвали в центральной и южной частях СП увеличение площади областей денудации [44]. Главным глобальным событием триасового периода был раскол Лавразии с образованием новой океанической коры в Южно-Аюньском бассейне (Западная Сибирь). С этим процессом связано растяжение коры Тунгусской синеклизы, что привело к мощному трапповому магматизму и активизации разломов на востоке и северо-востоке СП [18-21, 29, 33-35]. Формационный состав триасовых отложений, выполняющих Лено-Хатангский прогиб, и их мощности позволяют рассматривать эту структуру в качестве триасового авлакогена. В рамках стратиграфического районирования триасовых отложений данный авлакоген входит в Таймырскую область, в которой выделяется ряд структурно-формационных зон [36-39, 44]. Центрально-Таймырская зона соответствует осевой части авлакогена, отличается наибольшей мощностью (около 5000 м) отложений триасовой системы, широким развитием основных вулканитов, красноцветов, континентальных грубообломочных пород, редкими пластами морских образований, полным объёмом осадков этой системы [43]. В краевых зонах прогиба мощность триасовых отложений уменьшается до 1000 м, и они состоят из континентальных вулканогенных и вул-

каногенно-осадочных образований. На выходе авлакогена в Западно-Верхоянский миогеосинклинальный бассейн возрастает роль нормальных морских отложений с остатками стеногалинной фауны. Их мощность здесь достигает 3000 м, и сокращается количество красноцветов, а в нижнем отделе в значительной степени преобладают основные эффузивы. В Анабаро-Оленёкском клиновидном прогибе, ограниченном активизировавшимися Куонамской и Мерчимденской зонами разломов, развиты преимущественно нижнетриасовые отложения мощностью от 200 до 1000 м, представленные морскими фациями. Триасовые отложения Предверхоянского перикратонного прогиба и Вилюйской синеклизы тесно связаны с триасовыми осадками Западного Верхоянья, но отличаются от них более континентальным составом и меньшей мощностью (до 2000 м).

Заключение. Таким образом, проведённое краткое рассмотрение общих геолого-тектонических закономерностей формирования коры и кристаллического фундамента СП показало их «островное» нуклеарное строение, а их тектоно-метаморфические комплексы представлены эндербитами. В конце катархея была сформирована эклогитбазитовая кора, но верхняя сиалическая - только в пределах нуклеаров. Последние имели значительные размеры, сравнимые с размерами щита докембрийской платформы, изометричную конфигурацию и мозаично-кольцевую складчатость. Кольцевые образования нуклеаров (до 5000 м), названных ортократонами, имели наиболее мощную нижнюю кору, связь с наиболее глубинными горизонтами мантии и служили ареной магматической деятельности с проникновением в нижнюю кору наиболее глубинных перидотитов, включая и алмазоносные. Среди них выделен особый класс кольцевых структур (термоблемы) размером от 20 до 50 км в поперечнике с особыми геолого-геофизическими характеристиками, указывающими на термально-тектоническое их происхождение. Кимберлитовые поля с алмазоносными диатремами, дайками, жилами, субпластовыми залежами (или без таковых) приурочены к термоблемам. Кимберлитовые поля всех возрастов на древних платформах контролируются линеаментными рифтами, связанными (или не связанными) с полициклическими авлакогенами рифейскофанерозойского возрастов. Контроль авлакогенами проявлен в факте расположения кимберлитовых полей в малоамплитудных линеаментных рифтах, протягивающихся вдоль бортов авлакогенов, а также систематически наблюдаемой включённостью кимберлитовых проявлений в периферийную тектоническую структуру. Кимберлиты (тем более алмазоносные) отсутствуют в континентальных рифтах, достигших высших стадий развития (в открытых рифтах). Для них характерен разнообразный ультраосновной и основной магматизм с карбонатитами, сиенитами, пикритами, а также бимодальный вулканизм. Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов сопутствуют континентальным рифтам с проявлением основного, умеренно щёлочно-основного магматизма или без таковых.

Кимберлитовый интрузивный магматизм и вулканизм синхронен стадии становления полициклического авлакогена или формированию континентального рифта, более кратковременному по сравнению с полициклическим авлакогеном. Понятие «возрождённый рифтогенез», наложенный на завершившие развития авлакогены, а также на некоторые глубокие континентальные рифты, распространяется и на раннепротерозойские пояса (межтеррейновые аккреционные и коллизионные орогены). В пределах СП примером проявления щелочного ультраосновного магматизма (в том числе со слабоалмазоносными кимберлитами и кимберлитоподобными породами), связанного с выраженным рифтогенезом, является Анабаро-Куонамский алмазоносный район, приуроченный к Анабаро-Жиганскому раннепротерозойскому коллизионному орогену. В целом для открытых рифтов (в том числе и орогенов), не наложенных на термоблемы, кимберлитовый магматизм не характерен, хотя открытые рифты могут породить дочерние линеаментные рифты, и последние (в случае их наложения на термоблемы) – кимберлитовый магматизм. На северо-востоке СП возможен мезозойский кимберлитовый магматизм в связи с проникновением сюда триасюрских (или более ранних) трансформенных рифтов из раскрывающегося Верхояно-Чукотского океанического бассейна. Возможно, именно такое происхождение имеют неалмазоносные кимберлитовые поля Средне-Оленёкского алмазоносного района. Здесь кристаллический фундамент сильно разрушен раннепротерозойскими коллизиями, и поэтому анализ гравимагнитных данных не даёт однозначного основания отнесения его к ортократону. В то же время существующие в данном районе россыпи алмазов происходят от неизвестных алмазоносных кимберлитовых диатрем, расположенных в его пределах.

Кимберлитовый магматизм обычно рассматривается в связи с процессами, происходящими на уровне верхней мантии с привлечением геологогеофизических данных о её структуре и петрофизических характеристиках, а также на основании всестороннего изучения трубочных кимберлитов и содержащихся в них ксенолитов глубинных пород. Считается, что локально-кратковременное выделение глубинной энергии ведёт к прорыву кимберлитовой магмы и внедрению её в инертную (по отношению к глубинным процессам) толщу кристаллических пород фундамента и в осадочный чехол. Имеются многочисленные попытки связать кимберлитовые проявления с определёнными классами тектонических структур как регионального, так и локального характера, а также определить место в геологическом развитии древней платформы, связав их с некоторыми фазами геолого-тектонических циклов. Так получила распространение точка зрения, что вспышки кимберлитового вулканизма приурочиваются к эпохам эпейрогенических поднятий, зафиксированных в геохронологической летописи региональными стратиграфическими перерывами и размывами. Актуальная задача установления структурно-тектонического контроля проявлений кимберлитового магматизма трактуется как установление пространственной, генетической и историко-геологической связи названных проявлений с основными геоструктурами древней платформы, определяющими структурно-тектонический план их развития на различных этапах её истории.

Наряду с главными неотектоническими структурами, определяющими условия седиментации и связанные с последними закономерностями размещения коренных и россыпных полезных ископаемых (в том числе и алмазов), во всех структурно-формационных зонах региона по дешифрированию, элементам рельефа, косвенным и прямым геологическим признакам и другим данным выявлено много разрывных нарушений северозападного, северо-восточного и других направлений, осложняющих внутреннее строение зон. Смещения по ним обычно небольшие (первые метры) или вообще не проявились, то есть такие разломы заметно не влияли на условия современного осадконакопления и на закономерности размещения россыпей алмазов. Поисковое значение таких разломов заключается в том, что многие разломы

унаследованы от более древних эпох развития региона и, следовательно, по ним можно картировать разрывные структуры, которые в прошлом контролировали размещение магматических образований (в том числе и кимберлитов). Полученная геолого-тектоническая характеристика конкретных регионов и перспективных территорий в дальнейшем используется при применении других методов и приёмов поисков (геофизических, минералогических, геохимических и др.).

Очень важными при прогнозировании перспективных алмазоносных площадей являются выделения и анализ ортократонов и термоблем. Так, Ботуобинский ортократон охватывает Мирнинское кимберлитовое поле и выходит далеко на юго-запад. Здесь же устанавливается термоблема и пресекающие её основные рифтогенные грабены. Всё это является хорошей предпосылкой обнаружения в пределах этой структуры новых алмазоносных трубок. Имеющиеся здесь значимые ореолы алмазов и других ИМК усиливают данный вывод. Подобная ситуация отмечается и в пределах Тюнгского ортократона, охватывающего большую часть Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского алмазоносных районов. Поскольку юговосточная часть его срезается Палеовилюйским авлакогеном, то она выпадает из когорты перспективных площадей. На остальной его площади устанавливаются рифтогенные грабены, к которым тяготеет и высокоалмазоносное Накынское кимберлитовое поле, приуроченное к Накынской термоблеме. Имеются предпосылки для выделения других термоблем, что расширяет перспективы

для обнаружения других кимберлитовых полей. В пределах Оленёкско-Мархинского ортократона находятся Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля с промышленно значимыми и разрабатываемыми трубками, а также Верхне-Мунское и Силигирское поля россыпной алмазоносности. Кроме того, он охватывает один из основных алмазоносных районов СП – Алакит-Мархинский – и частично Средне-Оленёкский, Муно-Тюнгский и Средне-Мархинский. Поскольку северная половина этого ортократона уходит за пределы ореолов рассеяния алмазов из богатых кимберлитовых диатрем, то основные перспективы алмазоносности здесь связываются с Алакит-Мархнским кимберлитовым полем. Средне-Оленёкский алмазоносный район охватывает Мирчимденское, Верхне-Молодинское и Куойское практически неалмазоносные кимберлитовые поля, а также Молодо-Далдынское и Усункинское поля россыпной алмазоносности. Байкитский ортократон совпадает с ореолом рассеивания алмазов, поступивших из предполагаемых высокоалмазоносных трубок, что позволяет планировать здесь возможное открытие алмазоносных диатрем. Северный ортократон располагается в пределах мощного траппового плато Путорана, и границы его (как и Ангарского ортократона) пока предполагаемые из-за недостаточного объёма магнито-гравиметрических данных. Выделение ортократонов является своего рода районированием СП, позволяющим вычленять из задач поисков низкоперспективные площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 1998. – Т. 361, № 3. – С. 366–369.
- Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логинова А. М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т. 138. № 2. С. 1–13.
- 3. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Геодинамический контроль размещения кимберлито-

вых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2000. – № 3. – С. 37–55.

4. Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мишенин С. Г., Серов В. П., Секерин А. П., Галенко В. П., Денисенко Е. П., Барышев А. С., Меньшагин Ю. В., Кошкарев Д. А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА» : современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Мирный : МГТ. – 2003. – С. 50–84.

- Занкович Н. С., Зинчук Н. Н. Петрографо-минералогические характеристики кимберлитовых пород разных фаз внедрения трубок Накынского поля // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж : ВГУ, 2001. – С. 54–73.
- Зинчук Н. Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. – 2023. – № 1 (29). – С. 5–28.
- 7. Зинчук Н. Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. – 2023. – № 2 (60). – С. 43–56.
- Зинчук Н. Н. О контроле кимберлитового магматизма рифтогенными структурами // Руды и металлы. – 2015. – № 4. – С. 51–62.
- 9. Зинчук Н. Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 1. – С. 32–50.
- Зинчук Н. Н. Особенности использования глинистых минералов при алмазопоисковых работах // Руды и металлы. – 2016. – № 2. – С. 34–43.
- Зинчук Н. Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2023. – № 6. – С. 62–77.
- Зинчук Н. Н. Особенности слоистых силикатов в отложениях различных осадочных формаций // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. – Вып. 27. – Пермь : ПГНУ, 2024. – С. 32–49.
- Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
- Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1998. – № 2. – С. 66–71.
- Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Особенности алмазов из кимберлитов Алакит-Мархинского поля Сибирской платформы // Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. – Томск : Томский ЦНТИ, 2023. – С. 12–24.
- Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Сравнительные особенности алмазов из кимберлитовых месторождений северной части Сибирской платформы // Вестник СВФУ. Науки о Земле. – 2024. – № 1 (33). – С. 11–30.
- 17. Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т. Физические свойства кимберлитов и вмещающих пород Золотиц-

кого поля Архангельской алмазоносной провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж : ВГУ, 2001. – С. 237–262.

- Зинчук Н. Н., Дукардт Ю. А., Борис Е. И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. – Новосибирск : Сибтехнорезерв, 2004. – 166 с.
- Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н. Основные поставщики аллотигенных минералов при формировании древних алмазоносных толщ // Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. – Томск : Томский ЦНТИ, 2023. – С. 24–38.
- Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н. Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород в связи с алмазопоисковыми работами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 27. Пермь : ПГНУ, 2024. С. 8–31.
- Зинчук Н. Н., Зуев В. М., Коптиль В. И., Чёрный С. Д. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. – 1997. – № 3. – С. 53–57.
- 22. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Особенности алмазов в древних осадочных толщах на площадях влияния продуктивных кимберлитовых диатрем // Отечественная геология. – 2019. – № 2. – С. 48–58.
- 23. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 66–72.
- Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историкоминерагенический анализ коренной алмазоносности Сибирской платформы // Труды НИИГ Воронежского гос. университета. Вып. 61. – Воронеж : ВГУ, 2010. – 100 с.
- 25. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. – Воронеж : ВГУ, 2004. – 282 с.
- Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж : ВГУ, 2005. 590 с.
- 27. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. Воронеж : ВГУ, 2007. 570 с.
- Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т. 3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов. Воронеж : ВГУ, 2008. – 622 с.
- Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.

- Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
- Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
- Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
- Мишенин С. Г., Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т. Петрофизические параметры кимберлитов, траппов и осадочных горных пород Далдыно-Алакитского района Якутии // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж : ВГУ, 2001. С. 267–323.
- 34. Мясников Ф. В. Алмазоносная литосфера Сибирской платформы (по геофизическим данным), эредитарность докембрия, палеопротерозойский плюмовый магматизм, алмазоносность Анабарской тектонической провинции // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 70–91.
- Мясников Ф. В. Алмазоносная литосфера Сибирской платформы (по геофизическим данным). Тектоническое районирование // Отечественная геология. – 2022. – № 6. – С. 64–75.
- 36. Розен О. М., Левский Л. К., Журавлёв Д. З., Специус З. В., Макеев А. Ф., Зинчук Н. Н., Манаков А. В., Серенко В. П. Состав и возраст земной коры северовостока Сибирской платформы: изучение ксено-

литов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2006. – № 4. – С. 18–28.

- Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. – Воронеж : ВГУ, 1999. – 102 с.
- Харькив А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов А. В., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. – М. : Недра, 1991. – 304 с.
- Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1228–1233.
- Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Колесник Н. Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 209–228.
- 41. *Clifford T. N.* A structural framework of Africa // African Magmatism and tectonics. – Endinburgh : Oliwer and Boyd, 1970. – P. 1–26.
- 42. *Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform // Doklady Eart Sciences. – 2015. – V. 465, № 2. – P. 1297–1301.
- Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform // Petrology. – 2001. – V. 9, № 6. – P. 576–588.
- Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Jornal of Geochecal Exploration. – 2002. – V. 76, № 2. – P. 93–112.

REFERENCES

- Afanas'yev V. P., Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Poligenez almazov v svyazi s problemoy korennykh rossypey severo-vostoka Sibirskoy platformy [Polygenesis of diamonds in connection with the problem of bedrock placers in the northeast of the Siberian Platform], Doklady Akademii nauk, 1998, V. 361, No. 3, pp. 366– 369. (In Russ.)
- 2. Afanas'yev V. P., Zinchuk N. N., Loginova A. M. Osobennosti raspredeleniya rossypnykh almazov, svyazannykh s dokembriyskimi istochnikami [Features of the distribution of placer diamonds associated with

Precambrian sources], Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva, 2009, V. 138, No. 2, pp. 1–13. (In Russ.)

- Vasilenko V. B., Zinchuk N. N., Kuznetsova L. G. Geodinamicheskiy kontrol' razmeshcheniya kimberlitovykh poley tsentral'noy i severnoy chastey Yakutskoy kimberlitovoy provintsii (petrokhimicheskiy aspekt) [Geodynamic control of the placement of kimberlite fields in the central and northern parts of the Yakut kimberlite province (petrochemical aspect)], Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya, 2000, No. 3, pp. 37–55. (In Russ.)
- 4. Yegorov K. N., Zinchuk N. N., Mishenin S. G., Serov V. P., Sekerin A. P., Galenko V. P., Denisenko Ye. P.,

Baryshev A. S., Men'shagin YU. V., Koshkarev D. A. Perspektivy korennoy i rossypnoy almazonosnosti Yugo-Zapadnoy chasti Sibirskoy platformy [Prospects for bedrock and alluvial diamond potential in the Southwestern part of the Siberian Platform], Mirnyy, MGT publ., 2003, pp. 50–84. (In Russ.)

- Zankovich N. S., Zinchuk N. N. Petrografo-mineralogicheskiye kharakteristiki kimberlitovykh porod raznykh faz vnedreniya trubok Nakynskogo polya [Petrographic and mineralogical characteristics of kimberlite rocks of different phases of intrusion of the Nakyn field pipes], Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ., 2001, pp. 54–73. (In Russ.)
- Zinchuk N. N. Litologo-stratigraficheskiye issledovaniya pri almazopoiskovykh rabotakh [Lithological and stratigraphic studies during diamond prospecting], Vestnik SVFU. Nauki o Zemle, 2023, No. 1 (29), pp. 5–28. (In Russ.)
- Zinchuk N. N. O geologo-poiskovykh tipakh kimberlitovykh trubok [On geological prospecting types of kimberlite pipes], Izvestiya Komi NTS UrO RAN. Nauki o Zemle, 2023, No. 2 (60), pp. 43–56. (In Russ.)
- 8. *Zinchuk N. N.* O kontrole kimberlitovogo magmatizma riftogennymi strukturami [On the control of kimberlite magmatism by rift structures], Rudy i metally [Ores and Metals], 2015, No. 4, pp. 51–62. (In Russ.)
- Zinchuk N. N. Osobennosti gidrotermal'nogo i gipergennogo izmeneniya slyudistykh kimberlitov [Features of hydrothermal and supergene alteration of mica kimberlites], Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 2023, V. 22, No. 1, pp. 32–50. (In Russ.)
- 10. Zinchuk N. N. Osobennosti ispol'zovaniya glinistykh mineralov pri almazopoiskovykh rabotakh [Features of the use of clay minerals in diamond prospecting], Rudy i metally [Ores and Metals], 2016, No. 2, pp. 34– 43. (In Russ.)
- 11. Zinchuk N. N. Osobennosti rasprostraneniya i genezisa nekotorykh karbonatnykh mineralov v kimberlitovykh porodakh (na primere Sibirskoy platformy) [Features of the distribution and genesis of some carbonate minerals in kimberlite rocks (using the example of the Siberian platform)], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2023, No. 6, pp. 62–77. (In Russ.)
- Zinchuk N. N. Osobennosti sloistykh silikatov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsiy [Features of layered silicates in deposits of various sedimentary formations], Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo, Is. 27, Perm, PGNU publ., 2024, pp. 32–49. (In Russ.)
- 13. Zinchuk N. N. Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of the composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia],

Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka, 1991, No. 7, pp. 58–66. (In Russ.)

- Zinchuk N. N., Afanas'yev V. P. Geneticheskiye tipy i osnovnyye zakonomernosti formirovaniya almazonosnykh rossypey [Genetic types and basic patterns of formation of diamond-bearing placers], Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka, 1998, No. 2, pp. 66–71. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. Osobennosti almazov iz kimberlitov Alakit-Markhinskogo polya Sibirskoy platformy [Features of diamonds from kimberlites of the Alakit-Markhinsky field of the Siberian platform], Gemmologiya. Materialy yubileynoy 10-y nauchnoy konferentsii, Tomsk, Tomskiy TSNTI publ., 2023, pp. 12–24. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D. Sravnitel'nyye osobennosti almazov iz kimberlitovykh mestorozhdeniy severnoy chasti Sibirskoy platformy [Comparative features of diamonds from kimberlite deposits of the northern part of the Siberian platform], Vestnik SVFU. Nauki o Zemle, 2024, No. 1 (33), pp. 11–30. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Bondarenko A. T. Fizicheskiye svoystva kimberlitov i vmeshchayushchikh porod Zolotitskogo polya Arkhangel'skoy almazonosnoy provintsii [Physical properties of kimberlites and host rocks of the Zolotitskoye field of the Arkhangelsk diamondbearing province], Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ., 2001, pp. 237–262. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Dukardt YU. A., Boris Ye. I. Tektonicheskiye aspekty prognozirovaniya kimberlitovykh poley [Tectonic aspects of forecasting kimberlite fields], Novosibirsk, Sibtekhnorezerv publ., 2004, 166 p. (In Russ.)
- 19. Zinchuk N. N., Zinchuk M. N. Osnovnyye postavshchiki allotigennykh mineralov pri formirovanii drevnikh almazonosnykh tolshch [The main suppliers of allothigenic minerals during the formation of ancient diamondiferous strata], Gemmologiya. Materialy yubileynoy 10-y nauchnoy konferentsii, Tomsk, Tomskiy TSNTI publ., 2023, pp. 24–38. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Zinchuk M. N. Tipomorfnyye osobennosti produktov vyvetrivaniya razlichnykh porod v svyazi s almazopoiskovymi rabotami [Typomorphic features of weathering products of various rocks in connection with diamond prospecting], Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N.Chirvinskogo, Is. 27, Perm, PGNU publ., 2024, pp. 8–31. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Zuyev V. M., Koptil' V. I., Chornyy S. D. Strategiya vedeniya i rezul'taty almazopoiskovykh rabot [Strategy and results of diamond prospecting], Gornyy vestnik, 1997, No. 3, pp. 53–57. (In Russ.)
- 22. Zinchuk N. N., Koptil' V. I. Osobennosti almazov v drevnikh osadochnykh tolshchakh na ploshcha-

dyakh vliyaniya produktivnykh kimberlitovykh diatrem [Features of diamonds in ancient sedimentary strata in areas influenced by productive kimberlite diatremes], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2019, No. 2, pp. 48–58. (In Russ.)

- 23. Zinchuk N. N., Mel'nik YU. M., Serenko V. P. Apokimberlitovyye porody [Apokimberlite rocks], Geologiya i geofizika, 1987, No. 10, pp. 66–72. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Istorikomineragenicheskiy analiz korennoy almazonosnosti Sibirskoy platformy [Historical and mineragenic analysis of the primary diamondiferous potential of the Siberian Platform], Trudy NIIG Voronezhskogo gos. universiteta. Vyp.61, Voronezh, VGU publ., 2010, 100 p. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Tektonika i almazonosnyy magmatism [Tectonics and diamondbearing magmatism], Voronezh, VGU publ., 2004, 282 p. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 1. Vvedeniye v istoricheskuyu minerageniyu [Historical minerageny in 3 volumes: V. 1. Introduction to historical minerageny], Voronezh, VGU publ., 2005, 590 p. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 2. Istoricheskaya minerageniya drevnikh platform [istorical minerageny in 3 volumes: V. 2. Historical minerageny of ancient platforms], Voronezh, VGU publ., 2007, 570 p. (In Russ.)
- Zinchuk N. N., Savko A. D., Shevyrev L. T. Istoricheskaya minerageniya v 3-kh tomakh: V. 3. Istoricheskaya minerageniya podvizhnykh superpoyasov [Historical minerageny in 3 volumes: V. 3. Historical minerageny of mobile superbelts], Voronezh, VGU publ., 2008, 622 p. (In Russ.)
- 29. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Ob anomalii obshchey skhemy preobrazovaniya razbukhayushchikh glinistykh mineralov pri pogruzhenii soderzhashchikh ikh otlozheniy v stratisferu [On the anomaly of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of sediments containing them into the stratisphere], Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Seriya geologiya, 2003, No. 2, pp. 57–68. (In Russ.)
- Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N. Osobennosti glinistykh mineralov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsiy [Features of clay minerals in deposits of various sedimentary formations], Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka, 1997, No. 2, pp. 53–63. (In Russ.)
- 31. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Tipomorfnyye osobennosti i paleogeograficheskoye znacheniye slyudistykh mineralov [Typomorphic features and paleogeographical significance of mica minerals], Izvestiya

vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka, 1996, No. 1, pp. 53-61. (In Russ.)

- 32. *Kotel'nikov D. D., Zinchuk N. N.* Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions for the accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], Vestnik Voronezhs-kogo universiteta. Geologiya, 2001, No. 12, pp. 45–51. (In Russ.)
- Mishenin S. G., Zinchuk N. N., Bondarenko A. T. Petrofizicheskiye parametry kimberlitov, trappov i osadochnykh gornykh porod Daldyno-Alakitskogo rayona Yakutii [Petrophysical parameters of kimberlites, traps and sedimentary rocks of the Daldyn-Alakit region of Yakutia], Problemy almaznoy geologii i nekotoryye puti ikh resheniya, Voronezh, VGU publ., 2001, pp. 267–323. (In Russ.)
- 34. Myasnikov F. V. Almazonosnaya litosfera Sibirskoy platformy (po geofizicheskim dannym), ereditarnosť dokembriya, paleoproterozoyskiy plyumovyy magmatizm, almazonosnosť Anabarskoy tektonicheskoy provintsii [Diamond-bearing lithosphere of the Siberian Platform (according to geophysical data), Precambrian heredity, Paleoproterozoic plume magmatism, diamond-bearing capacity of the Anabar tectonic provinc], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2023, No. 1, pp. 70–91. (In Russ.)
- Myasnikov F. V. Almazonosnaya litosfera Sibirskoy platformy (po geofizicheskim dannym). Tektonicheskoye rayonirovaniye [Diamond-bearing lithosphere of the Siberian platform (according to geophysical data). Tectonic zoning], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2022, No. 6, pp. 64–75. (In Russ.)
- 36. Rozen O. M., Levskiy L. K., Zhuravlov D. Z., Spetsius Z. V., Makeyev A. F., Zinchuk N. N., Manakov A. V., Serenko V. P. Sostav i vozrast zemnoy kory severovostoka Sibirskoy platformy: izucheniye ksenolitov v kimberlitakh i kernov glubokikh skvazhin [Composition and age of the earth's crust of the northeast of the Siberian platform: study of xenoliths in kimberlites and deep well cores], Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka, 2006, No. 4, pp. 18– 28. (In Russ.)
- 37. *Savko A. D., Shevyrev L. T., Zinchuk N. N.* Epokhi moshchnogo koroobrazovaniya v istorii Zemli [Epochs of powerful crust formation in the history of the Earth], Voronezh, VGU publ., 1999, 102 p. (In Russ.)
- Khar kiv A. D., Zuyenko V. V., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I., Ukhanov A. V., Bogatykh M. M. Petrokhimiya kimberlitov [Petrochemistry of kimberlites], Moscow, Nedra publ., 1991, 304 p. (In Russ.)
- Khitrov V. G., Zinchuk N. N., Kotel'nikov D. D. Primeneniye klaster-analiza dlya vyyasneniya zakonomernostey vyvetrivaniya porod razlichnogo sostava [Application of cluster analysis to elucidate the patterns

of weathering of rocks of various compositions], Doklady AN SSSR, 1987, V. 296, No. 5, pp. 1228–1233. (In Russ.)

- 40. Erinchek Yu. M., Mil'shteyn Ye. D., Kolesnik N. N. Glubinnoye stroyeniye i geodinamika rayonov proyavleniya kimberlitovogo magmatizma na Sibirskoy platforme [Deep structure and geodynamics of areas where kimberlite magmatism occurs on the Siberian Platform], Regional'naya geologiya i metallogeniya, 2000, No. 10, pp. 209–228. (In Russ.)
- 41. *Clifford T. N.* A structural framework of Africa, African Magmatism and tectonics, Endinburgh, Oliwer and Boyd, 1970, pp. 1–26.
- 42. *Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform, Doklady Eart Sciences, 2015, V. 465, No. 2, pp. 1297–1301.
- Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform, Petrology, 2001, V. 9, No. 6, pp. 576–588.
- Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry, Journal of Geochecal Exploration, 2002, V. 76, No. 2, pp. 93–112.

Статья поступила в редакцию 15.01.24; одобрена после рецензирования 19.03.24; принята к публикации 19.03.24. The article was submitted 15.01.24; approved after reviewing 19.03.24; accepted for publication 19.03.24.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.
DOI:10.47765/0869-7175-2024-10015

УДК 551.24:551.72(470.55/.57) © В. А. Филиппов, 2024

Кужинская серия: причины выделения и следствия

Необходимое выделение кужинской серии приводит к выводу, что её отложения наряду с другими сериями неопротерозоя входят в состав коллизионного пояса тиманид, обрамляющего протоуральский континент из отложений раннего и среднего рифея. Зоны раннерифейской и неопротерозойской коллизии оказали влияние на размещение месторождений полезных ископаемых.

Ключевые слова: коллизионный пояс, неопротерозой, протоуральский континент, ранний и средний рифей, полезные ископаемые.

ФИЛИППОВ ВИТАЛИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ, tantsyrew@mail.ru

Общество с ограниченной ответственностью (ООО) «Геопоиск», г. Екатеринбург

Kuzhinskaya series: reasons for the distinguishing and its consequences

V. A. PHILIPPOV

OOO «Geopoisk», Ekaterinburg

The necessary distinguishing of the Kuzhinskaya series leads to the conclusion, that its deposits, along with other Neoproterozoic series, are incorporated into the Timanides collision belt framing the Proto-Ural continent composed of the Lower and Middle Riphean. Zones of the Early Riphean and Neoproterozoic collision caused an effect upon the distribution of mineral deposits.

Key words: Timanides collision belt, Neoproterozoic, Proto-Ural continent, Lower and Middle Riphean, mineral resources.

Выход рифейских отложений на западном склоне Южного Урала в геологической литературе чаще всего называют Башкирским мегантиклинорием (БМА). Его геология на протяжении XX столетия постепенно изменялась из-за добавления новых стратиграфических подразделений и установления их относительного возраста, оставаясь в целом в рамках фиксистских представлений. При этом стратиграфические подразделения помещались в одну последовательность, как будто тектоника плит и различные террейны здесь не могли иметь место. Такую геологию справедливо называть линейной. В некотором отношении она удобна, но, по мнению автора, весьма далека от реальной геологии, которая обладает большим потенциалом развития и более способствует открытиям месторождений полезных ископаемых. Нередко недостаточно изученные отложения упорно старались поместить в принятую стратиграфическую шкалу и произвольно прибегали к использованию термина «фациальное замещение»,

никогда не доказывая фактами его употребление. Так, в одной из недавних работ [6, рис. 14] совершенно бездоказательно показано, что черносланцевые алеврито-глинистые отложения платформенной кабаковской свиты к востоку от глубокой параметрической скважины 1 Кулгунинская фациально замещаются отложениями юшинской и суранской свит, относящихся к флишевой и молассовой формациям [13]. На самом деле выходы кабаковской свиты в БМА находятся на участке Кужинского барит-полиметаллического месторождения и в ядре Кургасской антиклинали, в 60 км к юго-востоку от Кулгунинской скважины, без признаков перехода в отложения другой формации.

В разрекламированной монографии [10] читатель не найдёт ни результатов изучения разреза скважины 1 Кулгунинская, ни упоминания о кужинской серии, выделенной автором [16], хотя с получением новых данных наметился новый этап изучения БМА. Результаты бурения названной

скважины выявили две позиции. Вначале автор показал, что разрез, вскрытый под отложениями каратауской серии, без проблем коррелируется с разрезом участка Кужинского месторождения, который также в тот период был предметом дискуссии [18]. Другие исследователи пытались поместить этот разрез в принятую стратиграфическую шкалу отложений БМА [1], несмотря на то, что один из соавторов названной работы Т.В. Янкаускас в отложениях, отнесённых к зигазинокомаровской свите среднего рифея, обнаружил крупные лейосферидии неопротерозойского облика. Точку в завязавшейся дискуссии поставила работа [11], показавшая, что под отложениями каратауской серии в скважине 1 Кулгунинская вскрыты платформенные отложения кабаковской, тукаевской и ольховской свит. К аналогичному выводу пришли и другие авторы, сравнивая разрез этой скважины с разрезами глубоких скважин, пробуренных к западу от Предуральского прогиба [6]. В коллективной работе [12] кабаковская свита по возрасту относится к нижнему рифею, тукаевская и ольховская - к верхнему (неопротерозою).

На участке Кужинского месторождения среди пестроцветных терригенно-карбонатных отложений, типичных для ольховской свиты, появляются пачки сероокрашенных доломитов мощностью до 200 м с полиметаллической минерализацией, что дало основание автору назвать это фациальное видоизменение ольховских отложений уртинской свитой (по руч. Урты к северу от Кужинского месторождения). Но самое значительное фациальное изменение подкаратауских отложений выразилось в появлении мощных (до 1200 м) сероокрашенных терригенных отложений, согласно залегающих на уртинской свите и названных биктимирской свитой (рис. 1) по г. Биктимир, которую они полностью слагают. Их появление вызвано локальным тафрогенным опусканием участка дна бассейна седиментации. Тафрогенные опускания унаследованно происходили на этом участке и в каратауское время, что привело к локальному увеличению мощности инзерской свиты каратауской серии до 1000 м [15]. Таким образом, большую территорию на западе БМА следует считать зоной развития двухстадийного синхронного Кужинско-Каратауского рифта с суммарной мощностью отложений около 5000 м. Из-за нахождения на окраине Восточно-Европейской платформы рифт отнесён к категории окраинно-плитных рифтов [15].

Нижний участок разреза кужинской серии не содержит заметных изменений по сравнению с его разрезом в Кулгунинской скважине и представлен полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками тукаевской свиты. В верхней её части среди песчаников присутствуют прослои красноцветных глинистых алевролитов. Во многих работах тукаевскую свиту пытаются стратиграфически коррелировать со среднерифейской зигальгинской свитой. По мнению автора, это совершенно некорректно, так как данные базальные толщи относятся к отложениям разного типа литогенеза, очень вероятно, что и разного возраста, учитывая, что обнаружение неопротерозойской проблематики в отложениях кужинской серии стало обычным явлением [2]. С позиции теории литогенеза (по Н. М. Страхову) невозможно представить, что отложения тукаевской свиты, отчётливо близкие к аридному типу литогенеза, переходят в монокварцевые песчаники зигальгинской свиты гумидного типа, в которых за весь период изучения не удалось обнаружить ни одного зерна полевого шпата.

Содержание калиевого полевого шпата (КПШ) в верхней части тукаевской свиты достигает 25%, из-за чего песчаники этой части разреза к востоку от Кужинского месторождения были ошибочно отнесены к бирьянской подсвите каратауской серии [7]. В полевошпат-кварцевых песчаниках тукаевской свиты залегают баритовые руды Кужинского месторождения [17]. Аналогичные породы слагают крылья Кургасской антиклинали на юговостоке БМА (рис. 2). Автор неоднократно подчёркивал, что аюсапканская свита Белорецкого метаморфического комплекса есть не что иное как метаморфизованные отложения тукаевской свиты, поскольку калиевый полевой шпат, постоянно содержащийся в её песчаниках, послужил источником калия и глинозёма в мусковит-кварцевых сланцах аюсапканской свиты. Тукаевская и аюсапканская свиты залегают в БМА на чёрных сланцах кабаковской свиты с перерывом, сопровождаемым гематитизированной корой выветривания, но в Белорецком комплексе эти чёрные сланцы относят к кызылташской свите, а в Кургасской антиклинали - к машакской или бакальской. Вряд ли такое разночтение улучшает геологические карты. В одной из последних работ [20] автор пришёл к выводу, что метаморфизм пород Белорецкого комплекса произошёл в период байкальского тектогенеза в зоне коллизии, и комплекс

Серия	Свита	Подсвита	Индекс	Литоло- гическая колонка	Мощ- ность, м	
Кужинская	Бретякская	Верхняя	br ₂		> 20	
		Нижняя	<i>br</i> ² 1	<u>к к к</u>	100	
			<i>br</i> ¹ 1		100	
	Биктимирская	Верхняя	<i>bt</i> ³ ₂	···· ···· ···	20	
			bt 2		550	
			<i>bt</i> ¹ ₂	0 0 0	40	
		Нижняя	<i>bt</i> ³ ₁		180	
			<i>bt</i> ² ₁		70	
			bt_1^1		350	
	Уртинская	Верхняя	urt ₂		100–250	
		Нижняя	urt_{1}^{3}	<u>к к к</u> <u>— II — II —</u> <u>к к к</u>	40–100	
			urt_{1}^{2}	<u>— н. рр) II</u> — к. к. — н н н.	40–60	
			urt_{1}^{1}	<u>+ +</u> +	40–60	
	Тукаевская	Верхняя	tk ₂		90–100	
		Нижняя	tk,		350–400	
Кырпинская	Кабаковская		kb		1500	



Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез кужинской серии:

1 – песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые; 2 – песчаники грубозернистые и гравелиты кварцевые; алевролиты: 3 – зеленовато-серые и 4 – глинистые красноцветные; 5 – сланцы углисто-глинистые и алеврито-глинистые; 6 – аргиллиты красноцветные; 7 – глинисто-алевро-песчаные ритмиты; 8 – доломитистые алевропелиты; 9 – пестроцветные глинистые доломиты и мергели; 10 – доломиты; 11 – алевродоломиты; 12 – известняки; 13 – полиметаллическое оруденение



Рис. 2. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория. По материалам работы [5], с добавлениями автора:

1–5 – осадочные породы: 1 – палеозоя, 2 – венда, 3 – каратауской серии неопротерозоя, 4 – кужинской серии неопротерозоя, 5 – юрматинской серии среднего рифея; 6 – вулканиты машакской серии среднего рифея; 7–8 – осадочные породы нижнего рифея: 7 – платформенного типа (айская, саткинская, бакальская и кабаковская свиты), 8 – миогеосинклинального типа (суранская и юшинская свиты); 9 – метаморфические комплексы: Б – Белорецкий, У – Уралтауский; 10 – интрузия гранита; 11 – стратиграфические границы; 12 – региональные разломы; 13 – деформированный неопротерозойский коллизионный шов; 14 – Бакальские железорудные месторождения; 15 – анкериты Зигазино-Комаровского железорудного района; 16 – Кужинское барит-полиметаллическое месторождение; 17 – полиметаллические рудопроявления: 1 – Бретякское, 2 – Алакуяновское; 18 – золоторудные месторождения; 1 – Улюк-Бар, 2 – Горный прииск; 19 – месторождения магнезита: 1 – Саткинское, 2 – Катав-Ивановское, 3 – Исмакаевское; 20 – Суранское месторождение флюорита; 21 – редкометалльное проявление Айгир; 22 – скважина 1 Кулгунинская; А – неопротерозойский коллизионный пояс; Е – Екатерининская синклиналь; К – Кургасская антиклиналь; Я – Ямантауский антиклинорий

является аллохтоном, так как в Ямантауском антиклинории отсутствуют отложения типа тукаевской и кабаковской свит, вскрытые скважиной 1 Кулгунинская и присутствующие в комплексе. Из зоны коллизии, расположенной значительно западнее выхода комплекса, метаморфизованные отложения были надвинуты в результате обдукции на отложения юрматинской серии (см. рис. 2).

Обоснованное выделение кужинской серии, под которой повсеместно залегает платформенная кабаковская свита, заставляет пересмотреть структуру выхода рифейских отложений на западном склоне Южного Урала. Крупный тектонический блок на западе БМА, в состав которого помимо кабаковской свиты и кужинской серии входят отложения каратауской и ашинской серий, следует рассматривать как коллизионный пояс, образовавшийся в конце неопротерозоя вокруг мысообразного выступа протоуральского континента из пород юрматинской и машакской серий среднего рифея и бурзянской серии нижнего рифея, включая айскую, саткинскую и бакальскую свиты [19]. Названные отложения разделяет коллизионный шов. Его изображение на рис. 2 не совпадает с первоначальным положением, поскольку шов испытал деформацию в процессе байкальского и герцинского тектогенеза. Последним вызвано образование небольшой выпуклости шва к западу. Влияние байкальского тектогенеза выразилось в перекрытии шва на некоторых участках пластинами из пород каратауской серии. Аллохтонное залегание одной из таких пластин в Екатерининской синклинали показано на рис. 2 в работе [9]. К аллохтону, по всем данным, относится также залегание пород каратауской серии на породах бурзянской и юрматинской серий в Прибельской зоне, включая участок у пос. Кага [15]. В этой работе дано простое объяснение частому присутствию в аллохтоне пород каратауской серии. Нахождение в бретякской свите (см. рис. 1) пластичных аргиллитов и эвапоритов, выполнявших роль смазки, превратило кровлю кужинской серии в поверхность базального срыва, по которой смещались вышележащие породы каратауской серии.

Все породы коллизионного пояса собраны в складки поперечного изгиба. Наиболее крупные из них: Кургасская антиклиналь, Кужинская синклиналь [18], Зилимская антиклиналь [20]. Здесь и далее для классификации складок использована работа [8]. Возраст эпигенеза пород пояса, определённый Rb-Sr методом [4], составляет для кужинской серии 834 ± 71 млн лет, для каратауской 800 ± 40 млн лет. Он значительно отличается от возраста эпигенеза юрматинской серии протоуральского континента, который для всех подразделений серии составляет 525 ± 25 млн лет [3] и, вероятно, является возрастом начала развития на этом континенте палеозойской Уральской геосинклинали [19].

Герцинский тектогенез интенсивнее проявился на мысообразном выступе протоуральского континента и наиболее заметно вблизи коллизионного шва, где в породах юрматинской серии образовались складки течения, опрокинутые к западу и иногда даже перевёрнутые. Такие структуры наблюдаются в нижних частях склонов хребтов Юрматау, Караташ, Нары, Зигальга.

Около неопротерозойского коллизионного шва находятся различные гидротермальные месторождения и проявления (см. рис. 2). Наиболее значительные из них - Саткинское месторождение магнезита и Бакальские железорудные месторождения. Рудопроявления размещаются иногда в самом шве (Бретякское мышьяково-медно-баритовое проявление) или по обе его стороны, примером чему является расположение залежей анкерита в Зигазино-Комаровском железорудном районе [14]. Другой пример подобной симметрии автор нашёл на р. Малый Нугуш. Здесь с одной стороны шва в джаспероидах по доломитам лапыштинской подсвиты суранской свиты находится Алакуяновское рудопроявление галенита, а с другой в пестроцветных терригенно-карбонатных породах уртинской свиты кужинской серии – гнёзда мелкозернистой чёрной турмалин-хлоритовой породы до 10 см в поперечнике. Источником Fe, Mn, Mg, Ва, Pb, Zn, Cu, As, B, S во всех перечисленных рудопроявлениях служат вмещающие породы. Подобной концентрации разнообразных гидротермальных рудопроявлений не наблюдается около обычных надвигов. Очевидно, в период, непосредственно предшествующий коллизии, в сужаемом пространстве между плитами увеличивается интенсивность эндогенных газово-флюидных тепловых потоков и повышается их температура, что способствует рудообразованию.

Коллизионный процесс происходил на западном склоне Южного Урала и в раннем рифее [13]. На это прежде всего указывает отсутствие фациальных переходов между нижнерифейскими отложениями платформенного типа, относящимися к кабаковской, саткинской и бакальской свитам, с одной стороны, и миогеосинклинальным отложениям суранской и юшинской свит, с другой. Металлогения этих отложений также различна. Разделяющий их коллизионный шов большей частью скрыт под отложениями юрматинской серии. О его существовании свидетельствуют своеобразные текстуры в отложениях юшинской свиты к западу от пос. Исмакаево, возникшие в результате сейсмических колебаний в незатвердевшем осадке [13], и цепочка рудопроявлений в породах суранской и юшинской свит на незначительном удалении от их тектонического контакта с породами юрматинской серии – редкометалльное проявление Айгир, Суранское месторождение флюорита, Исмакаевское месторождение магнезита, золоторудные месторождения Улюк-Бар и Горный прииск (см. рис. 2).

Раннерифейский коллизионный процесс предшествовал машакскому рифтогенезу, образовав сильно сжатые складки поперечного изгиба в породах суранской и юшинской свит, на которых с большим угловым несогласием залегают породы машакской серии. Между отложениями бакальской свиты и юрматинской серии угловое несогласие гораздо меньше, что свидетельствует о более слабом проявлении раннерифейской складчатости в породах бакальской свиты по сравнению с её проявлением в породах суранской и юшинской свит и подтверждает высказанное выше предположение о нахождении названных свит в разных террейнах. Присоединение отложений айской, саткинской и бакальской свит к протоуральскому континенту было одним из следствий раннерифейской коллизии. Неоднократное проявление коллизии характеризует Урал как глобальную шовную зону.

Вместо искусственной линейной геологии, из которой нет выхода для развития, так как в большинстве публикуемых работ, по существу, повторяется одно и то же, автор на основании новых фактов привёл другую картину геологического строения территории западного склона Южного Урала. При этом всю горную массу БМА продолжительностью формирования около 1 млрд лет удалось структурировать, разделив на обращённый к западу выступ протоуральского континента из пород раннего и среднего рифея и обрамляющий его коллизионный пояс тиманид из пород раннего рифея и неопротерозоя. В краткой форме показано взаимное влияние этих структур на этапах байкальского и герцинского тектогенеза. Надеюсь, что после публикации статья будет аргументированно обсуждаться, и в качестве аргументов не будут без конца превалировать несуществующие фациальные переходы.

Автор выражает глубокую благодарность И.О.Алексеенко за подготовку электронной версии статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Ю. В., Иванова Т. В., Келлер Б. М. [и др.] Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1981. – № 10. – С. 57–68.
- Вейс А. Ф., Ларионов Н. Н., Воробьева Н. Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000. – Т. 8, № 5. – С. 3–28.
- Виноградов В. И., Горожанин В. М., Вейс А. Ф. [и др.] Rb-Sr и К-Ar датирование рифейских отложений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) – результаты и следствия // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 5. – С. 480–490.
- 4. Виноградов В. И., Муравьев В. И., Буякайте М. И. [и др.] Эпигенез среднерифейских отложений Баш-

кирского мегантиклинория Южного Урала – время преобразований и геологические следствия // Литология и полезные ископаемые. – 2000. – № 6. – С. 640–652.

- Козлов В. И., Краснобаев А. А., Ларионов Н. Н. [и др.] Нижний рифей Южного Урала. – М. : Наука, 1989. – 208 с.
- Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). – Уфа : ИГ УНЦ РАН, 2011. – 60 с.
- Маслов А. В., Крупенин М. Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (Западный склон Южного Урала). Информационные материалы. – Свердловск : УрО АН СССР, 1991. – 172 с.
- Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ / Под ред. В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. М. : Недра, 1970. 304 с.
- Парначев В. П. О некоторых вопросах строения и геодинамических обстановках формирования рифеид западного склона Южного Урала // Рифей

Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – С. 148–155.

- Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа : ИГ УНЦ РАН, 2010. – 280 с.
- Сергеева Н. Д. Минералогические особенности терригенных отложений рифея, вскрытых в скважине 1 Кулгунинская (Южный Урал) // Геологический сборник. – № 9. Юбилейный выпуск. – Уфа : ИГ УНЦ РАН, 2011. – С. 9–13.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б. М. Келлер, Н. М. Чумакова. – М. : Наука, 1983. – 184 с.
- Филиппов В. А. Бердагуловский флиш и другие признаки коллизионной структуры в нижнерифейских отложениях западного склона Южного Урала // Отечественная геология. – 2011. – № 2. – С. 59–63.
- 14. *Филиппов В. А.* К вопросу об источнике металлов в Бакальском рудном поле // Уральский геологический журнал. 2023. № 4 (154). С. 30–47.

REFERENCES

- Andreyev YU. V., Ivanova T. V., Keller B. M. [et al.] Stratigrafiya verkhnego proterozoya vostochnoy okrainy Russkoy plity i zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Upper Proterozoic stratigraphy of the eastern margin of the Russian Plate and the western slope of the Southern Urals], Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya, 1981, No. 10, pp. 57–68. (In Russ.)
- Veys A. F., Larionov N. N., Vorob'yeva N. G., Li Sen'-Dzho. Mikrofossilii v stratigrafii rifeyskikh otlozheniy Urala (Bashkirskiy megantiklinoriy) i Priural'ya (Kamsko-Bel'skiy avlakogen) [Microfossils in the stratigraphy of Riphean deposits of the Urals (Bashkir meganticlinorium) and the Urals (Kama-Belsky aulacogen)], Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya, 2000, V. 8, No. 5, pp. 3–28. (In Russ.)
- Vinogradov V. I., Gorozhanin V. M., Veys A. F. [et al.] Rb-Sr i K-Ar datirovaniye rifeyskikh otlozheniy Bashkirskogo megantiklinoriya (Yuzhnyy Ural) – rezul'taty i sledstviya [Rb-Sr and K-Ar dating of Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals) – results and consequences], Litologiya i poleznyye iskopayemyye, 2001, No. 5, pp. 480– 490. (In Russ.)
- Vinogradov V. I., Murav'yev V. I., Buyakayte M. I. [et al.] Epigenez srednerifeyskikh otlozheniy Bashkirskogo megantiklinoriya Yuzhnogo Urala – vremya

- Филиппов В. А. Кужинская серия в тектонических структурах западного склона Южного Урала // Отечественная геология. – 2013. – № 4. – С. 24–31.
- Филиппов В. А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие вопросы стратиграфии. – Екатеринбург : УрО РАН, 1997. – С. 191–201.
- 17. *Филиппов В. А.* Кужинское барит-полиметаллическое месторождение // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 442, № 6. – С. 445–458.
- 18. Филиппов В. А. Признаки крупной аллохтонной структуры в отложениях каратауской серии на западном склоне Южного Урала // Доклады АН СССР. 1979. Т. 248, № 3. С. 695–698.
- 19. Филиппов В. А. Пропущенные страницы Уральской летописи (читая книгу В. Н. Пучкова «Геология Урала и Приуралья») // Уральский геологический журнал. 2021. № 2 (140). С. 53–57.
- 20. Филиппов В. А. Экологические и другие проблемы создания на Урале новой отрасли горнодобывающей промышленности // Уральский геологический журнал. 2023. № 2 (152). С. 57–70.

preobrazovaniy i geologicheskiye sledstviya [Epigenesis of the Middle Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium of the Southern Urals – time of transformation and geological consequences], Litologiya i poleznyye iskopayemyye, 2000, No. 6, pp. 640– 652. (In Russ.)

- Kozlov V. I., Krasnobayev A. A., Larionov N. N. [et al.] Nizhniy rifey Yuzhnogo Urala [Lower Riphean of the Southern Urals], Moscow, Nauka publ., 1989, 208 p. (In Russ.)
- Kozlov V. I., Puchkov V. N., Sergeyeva N. D. Novaya skhema raschleneniya razreza parametricheskoy skvazhiny 1 Kulguninskaya (Yuzhnyy Ural) [New scheme for subdividing the section of the parametric well 1 Kulguninskaya (Southern Urals)], Ufa, IG UNTS RAN publ., 2011, 60 p. (In Russ.)
- Maslov A. V., Krupenin M. T. Razrezy rifeya Bashkirskogo megantiklinoriya (Zapadnyy sklon Yuzhnogo Urala). Informatsionnyye materialy [Riphean sections of the Bashkir meganticlinorium (Western slope of the Southern Urals). Information materials], Sverdlovsk, UrO AN SSSR publ., 1991, 172 p. (In Russ.)
- Ocherki strukturnoy geologii slozhno dislotsirovannykh tolshch [Essays on the structural geology of complexly dislocated strata], ed. V. V. Belousov, I. V. Kirillova, Moscow, Nedra publ., 1970, 304 p. (In Russ.)
- 9. *Parnachev V. P.* O nekotorykh voprosakh stroyeniya i geodinamicheskikh obstanovkakh formirovaniya rifeid zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [On some

issues of the structure and geodynamic conditions of the formation of the Ripheids of the western slope of the Southern Urals], Rifey Severnoy Yevrazii. Geologiya. Obshchiye problemy stratigrafii, Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1997, pp. 148–155. (In Russ.)

- Puchkov V. N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)], Ufa, IG UNTS RAN publ., 2010, 280 p. (In Russ.)
- Sergeyeva N. D. Mineralogicheskiye osobennosti terrigennykh otlozheniy rifeya, vskrytykh v skvazhine 1 Kulguninskaya (Yuzhnyy Ural) [Mineralogical features of Riphean terrigenous deposits recovered in well 1 Kulguninskaya (Southern Urals)], Geologicheskiy sbornik, No. 9. Yubileynyy vypusk, Ufa, IG UNTS RAN publ., 2011, pp. 9–13. (In Russ.)
- Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology], ed. B. M. Keller, N. M. Chumakov, Moscow, Nauka publ., 1983, 184 p. (In Russ.)
- Filippov V. A. Berdagulovskiy flish i drugiye priznaki kollizionnoy struktury v nizhnerifeyskikh otlozheniyakh zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Berdagulovsky flysch and other signs of collision structure in the Lower Riphean deposits of the western slope of the Southern Urals], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2011, No. 2, pp. 59–63. (In Russ.)
- Filippov V. A. K voprosu ob istochnike metallov v Bakal'skom rudnom pole [On the question of the source of metals in the Bakal ore field], Ural'skiy geologicheskiy zhurnal, 2023, No. 4 (154), pp. 30–47. (In Russ.)

- 15. *Filippov V. A.* Kuzhinskaya seriya v tektonicheskikh strukturakh zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Kuzhinskaya series in the tectonic structures of the western slope of the Southern Urals], Otechestvennaya geologiya [Domestic Geology], 2013, No. 4, pp. 24–31. (In Russ.)
- Filippov V. A. Kuzhinskaya seriya i paleotektonicheskiye usloviya yeye obrazovaniya [Kuzhinskaya series and paleotectonic conditions of its formation], Rifey Severnoy Yevrazii. Geologiya. Obshchiye voprosy stratigrafii, Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1997, pp. 191–201. (In Russ.)
- Filippov V. A. Kuzhinskoye barit-polimetallicheskoye mestorozhdeniye [Kuzhinskoye barite-polymetallic deposit], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 2008, V. 442, No. 6, pp. 445–458. (In Russ.)
- Filippov V. A. Priznaki krupnoy allokhtonnoy struktury v otlozheniyakh karatauskoy serii na zapadnom sklone Yuzhnogo Urala [Signs of a large allochthonous structure in sediments of the Karatau series on the western slope of the Southern Urals], Doklady AN SSSR, 1979, V. 248, No. 3, pp. 695–698. (In Russ.)
- Filippov V. A. Propushchennyye stranitsy Ural'skoy letopisi (chitaya knigu V. N. Puchkova «Geologiya Urala i Priural'ya») [Missing pages of the Ural Chronicle (reading the book by V. N. Puchkov "Geology of the Urals and the Urals")], Ural'skiy geologicheskiy zhurnal, 2021, No. 2 (140), pp. 53–57. (In Russ.)
- Filippov V. A. Ekologicheskiye i drugiye problemy sozdaniya na Urale novoy otrasli gornodobyvayushchey promyshlennosti [Environmental and other problems of creating a new branch of the mining industry in the Urals], Ural'skiy geologicheskiy zhurnal, 2023, No. 2 (152), pp. 57–70. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 22.05.24; одобрена после рецензирования 07.06.24; принята к публикации 07.06.24. The article was submitted 22.05.24; approved after reviewing 07.06.24; accepted for publication 07.06.24.