

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2008

Учредители:

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. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин (зам. главного
редактора), *В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), В.С.Быкадоров,
А.И.Варламов, Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов,
В.И.Ваганов, А.И.Жамойда, М.М.Константинов,
Т.Н.Корень, А.К.Корсаков, В.С.Круподеров,
Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев,
Е.И.Семенов, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А.

Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р.Анабар, северо-восток Сибирской платформы 3

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н.
Минералогия и геохимия золоторудных двупироксеновых кристаллических сланцев Алданского щита (на примере месторождения им. П.Пинигина). 14

Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В.
Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Якутии 24

Костин А.В.
Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) 33

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А.
Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) 42

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.
Морфотектоника и разломно-блоковые структуры юго-восточного фланга Олёкмо-Становой сейсмоструктурной зоны 50

Сергеенко А.И., Васильева Т.И.
Минералогические и геохимические критерии стратификации неоплейстоценовых отложений хр. Улахан-Тас (Восточная Якутия) 57

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Клец А.Г., Перегудов Л.Г.
О находке гониатита Eoshamardites в кыгылтасской свите Западного Верхоянья 60

Баранов В.В.
Эволюция метабиосферы и кризисы экосистем в раннем-среднем палеозое Северо-Востока Евразии 66

Гриненко В.С., Князев В.Г.

Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция 72

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Зайцев А.И.
О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции 79

Бабушкина С.А.
Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская как отражение процессов кристаллизации кимберлитового расплава и степени алмазоносности пород 85

Угайева С.С., Заякина Н.В., Павлушин А.Д.
Связь морфологии и структурной ориентировки включений граната в алмазах из трубки Удачная 96

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И.
Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области 99

Иванов А.И.
Акцессорные минералы магматических пород Депутатского рудного поля 110

Жданов Ю.Я., Заякина Н.В., Лескова Н.В., Богданович Ю.И., Широков В.В.
Первая находка делафоссита на месторождениях Якутии 116

Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.
Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии 119

70-летие Николая Викторовича Лопатина 128

60-летие Михаила Юрьевича Смирнова

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 02.10.2008. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р.Анабар (северо-восток Сибирской платформы)

А.В.ОКРУГИН (ИГАБМ СО РАН), С.С.ОХЛОПКОВ, С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нижне-Ленское»)

На севере Якутской алмазоносной провинции известны платина-золотоалмазоносные комплексные россыпи, которые формировались в результате пространственного совмещения в зрелых комплексных россыпях платформенного типа минералов, наиболее устойчивых в экзогенных условиях [9]. В этих россыпях постоянно присутствуют также такие устойчивые минералы как ильменит, шпинелиды, гранаты, дистен, ставролит, циркон, корунд, рутил, сфен и др. В последние годы геологами ОАО «Нижне-Ленское» установлено присутствие в алмазоносной россыпи р.Хара-Мас (левый приток р.Анабар) весовых концентраций золота и самоцветных камней ювелирного качества: ярко окрашенных разновидностей корунда, шпинели и циркона, а также граната, оливина и хромдиопсида, которые могут представлять реальную практическую ценность как попутные компоненты при разработке алмазоносных россыпей.

В данной статье рассмотрены типоморфные характеристики этих минералов с целью выявления их потенциальных коренных источников. Полученные данные — результат только предварительного изучения широкого круга минералов комплексных россыпей, имеющих самый разнообразный источник полезных компонентов, что, несомненно, требует их дальнейшего детального исследования.

Россыпь р.Хара-Мас находится в бассейне среднего течения р.Анабар на восточном склоне Анабарского щита. В геологическом строении россыпи (рис. 1) принимают участие карбонатные породы среднего кембрия, коры выветривания, верхнечетвертичный погребенный аллювий, современные аллювиальные отложения русла и пойм, современные склоновые делювиально-солифлюкционные образования. Среднекембрийские породы сложены однородными доломитами, иногда с округлыми и линзовидными стяжениями серых кремней. Для карбонатных толщ характерна существенная кавернозность, они интенсивно закарстованы и по ним широко развиты коры выветривания.

В бассейне р.Хара-Мас повышенной алмазоносностью выделяются современные аллювиальные осадки и верхнечетвертичный погребенный аллювий [3]. Русловой аллювий (средняя мощность 1,4 м) сложен плохо сортированными гравийно-галечно-илистыми осадками, содержащими примесь песка и валунов, представленных исключительно местными

доломитами. Среди гальки также преобладают местные породы, а экзотическая галька (5%) сложена известняками, кварцитами, песчаниками, роговиками, метаморфическими породами и гравелитами. Основные минералы тяжелой фракции шлиховых проб (в %): гранат 53,4; ильменит 24,6; пироксен 7,5; циркон 4,1; эпидот 2,4; амфибол 1,5;grossуляр 0,9 и сфен 0,9. Среди ценных россыпеобразующих акцессорных фаз отмечаются алмаз, золото, платина и ярко окрашенные самоцветные камни — корунд, шпинель, циркон, гранат, оливин и хромдиопсид.

Золото в россыпи р.Хара-Мас представлено двумя морфологическими типами россыпеобразующего металла. К первому типу относится мелкое (обычно не более 1 мм) хорошо окатанное пластинчатое «плавающее» [17] золото, образующее в основном самостоятельные косовые россыпи, пространственно отделенные от коренных источников [1]. Данный тип высокопробного (910—980‰) тонкочешуйчатого золота, широко развитого в россыпепроявлениях Вилюйской синеклизы, был выделен как «вилюйский» [16], а на севере Сибирской платформы — как «уджинский» [20], и является фоновым практически для всех косовых россыпепроявлений всей северной и восточной частей Сибирской платформы.

Ко второму типу относятся более крупные (1—8 мм) зерна комковидной формы и различной степени окатанности (от слабо окатанных — субрудных до хорошо окатанных — округлых и пластинчатых выделений), характерные для россыпей ближнего сноса. Впервые в бассейне р.Анабар крупное (до 4 мм) комковидное золото было изучено Б.Р.Шпунтом [20] и выделено в виде «анабарского» типа [21]. Было показано, что в отличие от преимущественно высокопробного (960—980‰) золота «уджинского» типа, золотины «анабарского» типа имеют в центральных частях пробность 850—870‰ с тонкой высокопробной каймой. Позднее находки подобных крупных золотинов отмечались в россыпях рек Анабар, Сололи и Молодо [2, 7, 8 и др.].

Золотины первого (уджинского) типа (мелкое косовое золото) в россыпи р.Хара-Мас имеют в основном пластинчатые и чешуйчатые формы, поперечное сечение которых 0,1—0,5 мм (рис. 2, а). Более крупные индивиды пластинчатой формы, редко достигают 1 мм в наибольшем измерении, а мелкие приобретают изометричные очертания. Толщина зерен изменяется в узких

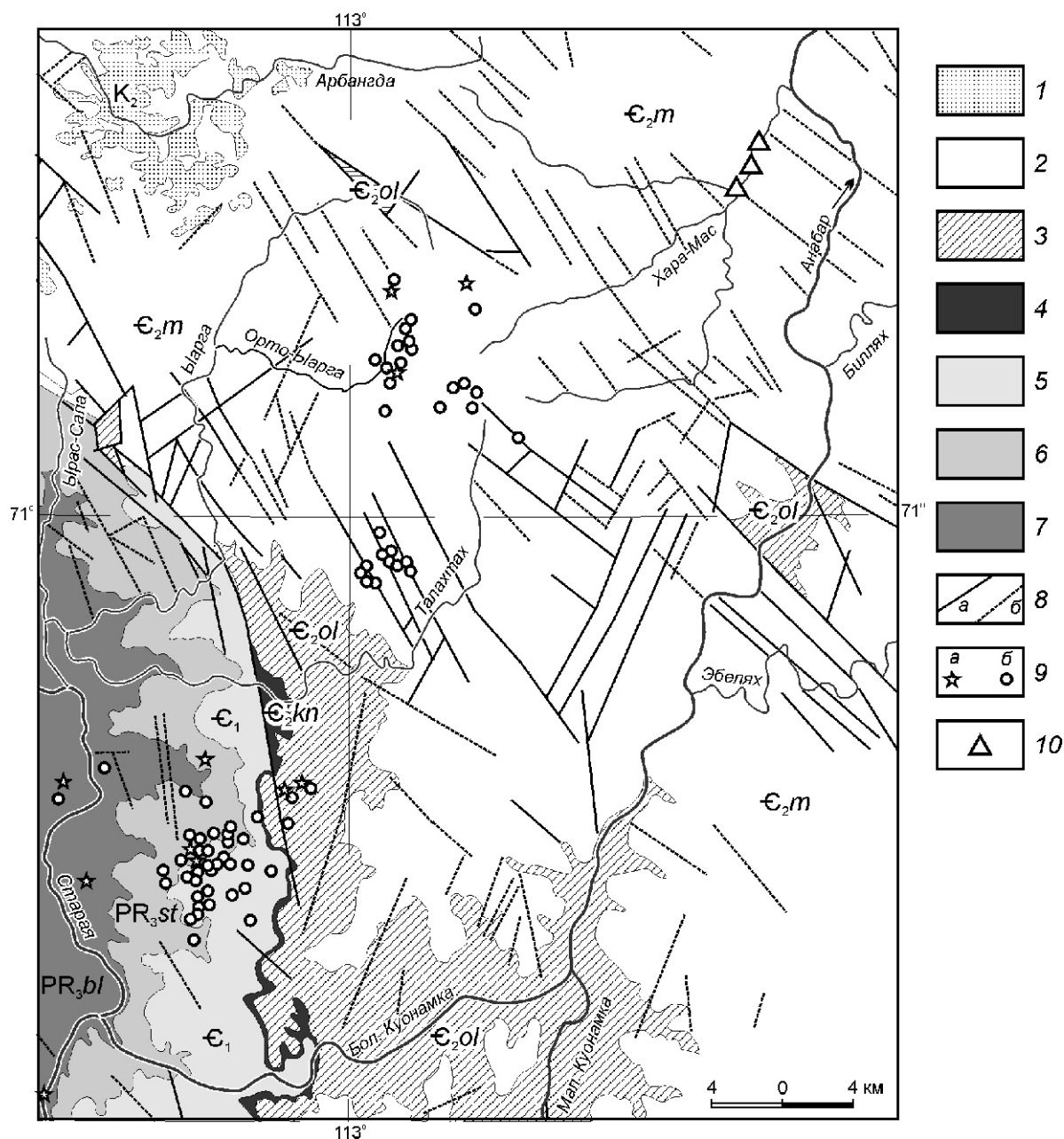


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна среднего течения р. Анабар:

1 — пески, алевроиты и галечники, K_2 ; 2 — известняки, глинистые известняки и доломиты майского яруса, $\epsilon_2 m$; 3 — известняки, глинистые известняки и мергели оленёкского горизонта, $\epsilon_2 ol$; 4 — битуминозные известняки, известково-глинистые горючие сланцы куонамского горизонта, $\epsilon_2 kn$; 5 — известняки, глинистые известняки, битуминозные известняки, известково-глинистые горючие сланцы, мергели, доломиты, песчаники, ϵ_1 ; 6 — доломиты и песчаники старореченской свиты, PR_{3st} ; 7 — песчаники и доломиты билляхской свиты, PR_{3bl} ; 8 — разрывные нарушения: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 9 — трубки: *a* — кимберлитовые, *b* — карбонатитовые; 10 — места взятия проб из россыпи р. Харамас; геологические границы проведены на основе карты масштаба 1:200 000 (1985)

пределах 0,05—0,1 мм и только изредка встречаются комковидные выделения толщиной до 0,2 мм. Некоторые зерна имеют рваные края, а также встречаются тонкопластинчатые зерна с загнутыми, иногда сложенными «конвертиком» краями. Реже на чешуйчатых зернах наблюдаются валики (тороидные формы), обусловленные золовой обработкой золотин [19].

Пробность мелкого золота (первый или «вилюйский» тип [16]), определенная на микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» в ИГАБМ СО РАН, колеблется от 836 до 998‰ и в среднем по 37 анализам составляет 960‰ (табл. 1). Основная примесь в золоте — серебро, содержание которого изменяется от 0,2 до 16%, в среднем 2,67%. Содержания других

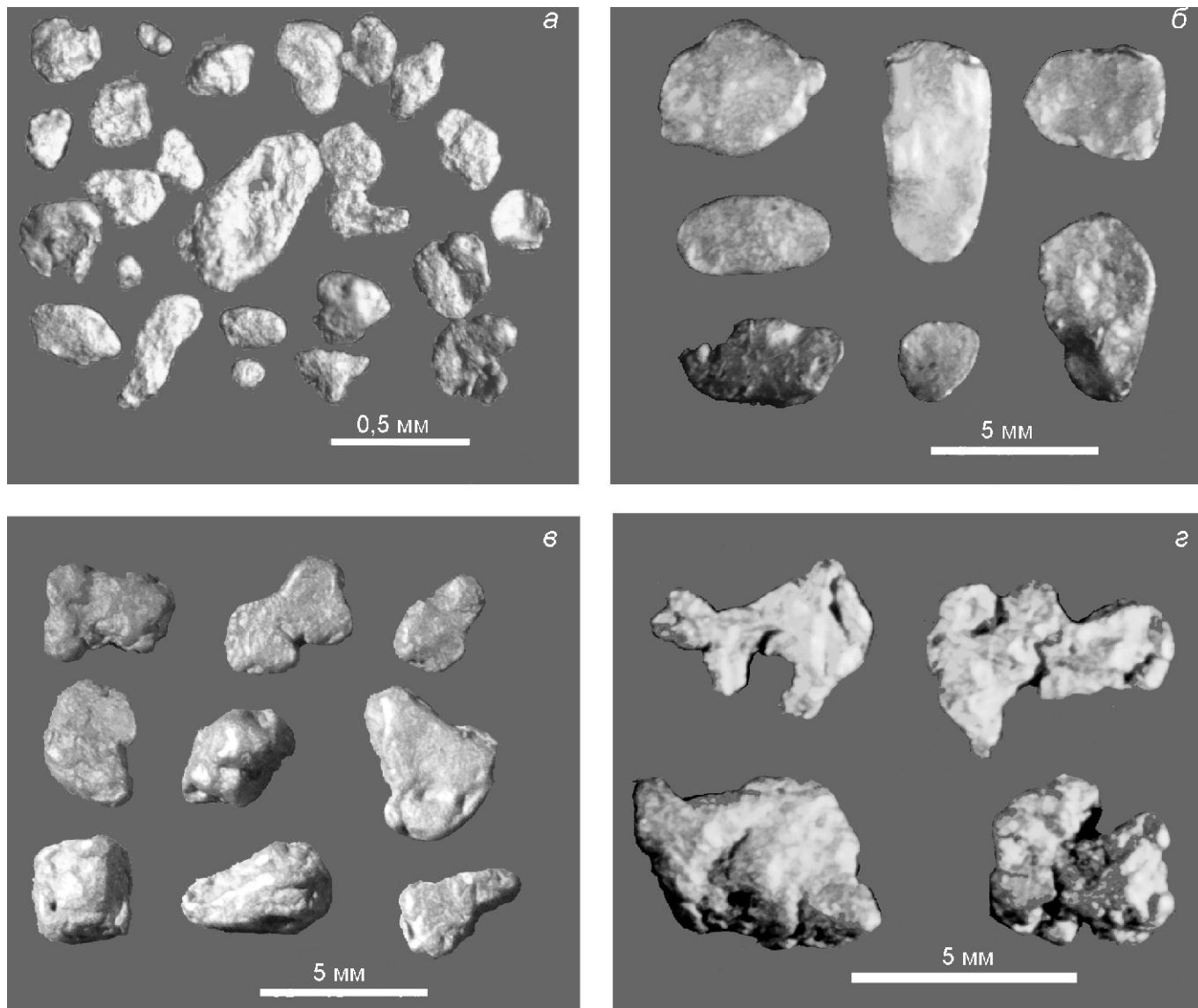


Рис. 2. Морфология золота из россыпи р.Хара-Мас:

хорошо окатанное: *а* — мелкое чешуйчатое, *б* — крупное пластинчатое; *в* — среднеокатанное уплощенное и комковидное; *г* — слабоокатанные неправильные выделения субрудного облика

элементов-примесей (Cu, Hg и Fe) не превышают первых сотых, реже десятых долей процента.

При опробовании отходов алмазосодержащего концентрата из россыпи р.Хара-Мас были извлечены крупные знаки золота (второй или «анабарский» тип [21]) размером 1—6 мм в длинном измерении (см. рис. 2). Форма зерен разнообразная: округлая, комковидная, неправильно изогнутая, уплощенная, пластинчатая, редко дендритовидная. Окатанность в основном слабая, часто сохраняются зерна субрудного облика, реже хорошей окатанности, особенно пластинчатые выделения, иногда на них наблюдаются тороидные камки золотой обработки (см. рис. 2, б).

Между золоти́нами первого и второго типа существуют постепенные переходы как по морфологическим особенностям, так по химическому составу. На-

пример, пластинчатые хорошо окатанные зерна встречаются как среди крупного золота, так и мелко-го, иногда можно наблюдать слабоокатанные комковидные частицы. Пробность золота того и другого типа изменяется в довольно широких пределах и перекрывается, но на рис. 3 видно, что среди крупных золоти́н второго типа в отличие от мелкого золота первого типа преобладают частицы с более низкой пробностью в среднем 830 ‰, при пробности мелко-го золота в среднем 960 ‰ (см. табл. 1). Масса частиц отдельных крупных золоти́н во фракции 1—2 мм колеблется от 0,01 до 0,05 г и в среднем составляет 0,02 г; во фракции 2—4 мм — 0,05—0,20 и 0,07 г. соответственно, а масса частиц размером 4—6 мм — 0,7 г при среднем 0,28 г. Содержание золота в отдельных точках концентратов может достигать 1 г/м³, что

1. Представительные анализы золота из россыпи р.Хара-Мас (в %)

Анализы	Au	Ag	Cu	Hg	Fe	Сумма
<i>Мелкое (1 мм) пластинчатое золото</i>						
61	83,65	15,66	0,00	0,02	0,00	99,33
96	85,09	14,52	0,00	0,00	0,01	99,62
79	90,52	8,13	0,01	0,00	0,00	98,66
87	94,31	5,42	0,05	0,00	0,00	99,78
71	95,03	3,91	0,00	0,18	0,01	99,13
89	96,24	3,98	0,02	0,00	0,02	100,26
77	96,92	1,24	0,02	0,03	0,00	98,21
59	97,58	0,59	0,05	0,28	0,02	98,52
97	97,85	1,52	0,01	0,00	0,02	99,40
86	97,86	1,03	0,06	0,06	0,00	99,01
68	98,21	1,19	0,08	0,43	0,00	99,91
92	98,23	1,49	0,07	0,00	0,00	99,79
67	98,28	0,41	0,07	0,22	0,00	98,98
66	98,63	1,12	0,02	0,32	0,01	100,10
84	99,08	0,83	0,07	0,15	0,03	100,16
74	99,72	0,56	0,10	0,25	0,01	100,64
93	100,58	0,29	0,04	0,00	0,00	100,91
Среднее, n 37	96,37	2,67	0,05	0,14	0,01	—
Максимум	100,58	15,66	0,30	0,58	0,08	—
Минимум	83,65	0,16	0,00	0,00	0,00	—
<i>Крупное (1—6 мм) золото</i>						
17	58,68	41,91	0,00	0,00	0,00	100,59
31	65,10	35,71	0,00	0,00	0,00	100,82
32	67,46	32,19	0,00	0,00	0,00	99,65
19	76,37	24,21	0,00	0,00	0,00	100,58
36	77,39	22,95	0,00	0,41	0,00	100,75
35	79,20	21,39	0,00	0,00	0,00	100,61
13	81,20	17,44	0,03	0,00	0,01	98,74
10	81,78	16,61	0,00	0,04	0,00	98,46
23	83,34	16,53	0,00	0,22	0,00	100,09
6	83,49	16,67	0,01	0,00	0,01	100,18
30	85,48	14,10	0,00	0,02	0,00	99,60

Анализы	Au	Ag	Cu	Hg	Fe	Сумма
30	85,48	14,10	0,00	0,02	0,00	99,60
20	85,82	14,45	0,00	0,03	0,00	100,30
22	86,28	14,55	0,01	0,00	0,02	100,88
4	87,78	12,77	0,01	0,00	0,00	100,56
27	88,36	11,76	0,01	0,00	0,00	100,13
16	89,27	10,83	0,01	0,00	0,00	100,17
39	92,98	6,92	0,03	0,05	0,00	99,98
26	93,25	6,35	0,00	0,00	0,00	99,60
25	94,29	4,16	0,00	0,00	0,00	98,45
18	98,19	2,27	0,07	0,02	0,00	100,55
34	99,54	0,08	0,00	0,00	0,00	99,62
Среднее, <i>n</i> 83	83,16	16,44	0,01	0,07	0,00	—
Максимум	99,98	41,91	0,11	0,69	0,09	—
Минимум	58,68	0,08	0,00	0,00	0,00	—

Примечание. Определения состава минералов, приведенные в таблицах 1—3, выполнены на рентгеноспектральном микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» в ИГАБМ СО РАН; аналитики: Н.В.Лескова, Л.М.Попова, Н.В.Христофорова.

уже может представлять интерес данных хвостовых отвалов с точки зрения попутной золотоносности алмазоносных россыпей.

Слабая окатанность крупных выделений золота свидетельствует о близости коренных источников. Ими могли служить золотоносные рудопроявления, связанные с карбонатитами восточного склона Анабарского щита. В последние годы все чаще появляются сведения о проявлениях золотоносности карбонатитовых массивов. В частности, на севере Си-

бирской платформы известны золотоплатиноносные россыпи, связанные с Гулинским дунитовыми массивом с карбонатитовыми проявлениями [12]. Золото из этих россыпей по пробности (см. рис. 3) и морфологическим особенностям похоже на крупное золото из россыпи р.Хара-Мас.

Следует также учесть, что золото «анабарского» типа, по мнению Б.Р.Шпунта [20], генетически связано со среднепротерозойскими жильными постмагматическими телами и сульфидизированными диафто-

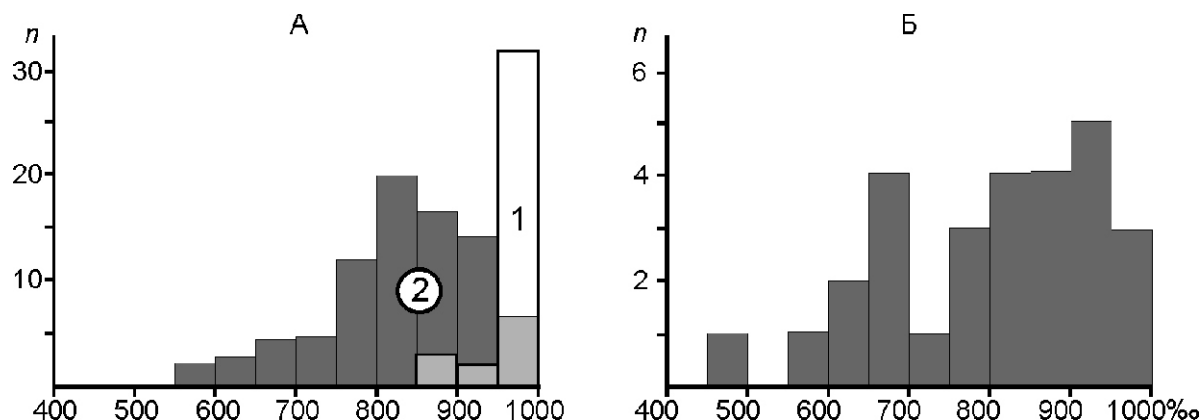


Рис. 3. Гистограмма распределения золота по пробности:

россыпи: А — р.Хара-Мас, Б — Гулинского массива; золото: 1 — мелкое чешуйчатое, 2 — крупное; *n* — число анализов

ритами в зонах дробления архейских пород на Анабарском массиве. При изучении в 2001 г. шлиховых проб, переданных авторам Амакинской геолого-разведочной экспедицией с участка р.Сербиян (приток р.Бол. Куонамка), расположенного в пределах распространения кристаллических пород фундамента Анабарского щита, было установлено частое присутствие наряду с тонкими чешуйчатыми частицами «плавучего» золота крупных (до 1,5–2 мм) золотинок с неправильными ветвистыми формами, указывающее на то, что они транспортировались недалеко от своих коренных источников. А.П.Смелов с соавторами [13] в осевой части Котуйканской зоны установили линейный ореол сульфидизированных и золотосодержащих (Au 0,01 г/т) пород. В сульфидизированном мусковит-биотит-плагиоклазовом прожилке в розовых мусковитовых плагиогранитах при микрозондовом исследовании обнаружена частица золота размером около 5 мкм. Судя по рентгеновскому спектру, золото имеет среднюю пробытность. Таким образом, вопрос о потенциальной золотосодержащности пород Анабарского щита пока остается открытым.

Платина встречается в виде единичных мелких (до 1 мм) хорошо окатанных зерен. По форме зерен она похожа на ассоциирующее с ней золото: если более крупные зерна имеют пластинчатые, чешуйчатые и уплощенные формы, то частицы 0,1–0,2 мм округлого облика, редко присутствуют зерна с реликтами кристаллических граней.

По составу минералы платины соответствуют железистой платине, в которой главными компонентами являются Pt (80–90%) и Fe (5–9%). Элементы-примеси в железистой платине представлены (в %) Pd до 1,8; Ru до 1,6; Rh до 4,7; Ir до 1,1; Os до 0,6; Ni до 0,3 и Cu до 1,3, т.е. эти минералы относятся к родистой разновидности железистой платины, образующей «вилуйский» тип площадных россыпей-проявлений на востоке Сибирской платформы [8].

Корунд представлен неправильными обломками зерен размером до 2–5 мм, слабо и среднеокатанными, без острых углов. Блеск стеклянный, цвет камней ювелирного качества изменяется от розового до фиолетово-красного (рубин) и от голубого до синего (сапфир), встречаются зеленовато-голубые разновидности, а также от слабо окрашенных дымчатых и желтоватых до почти бесцветных (корунд).

По данным микрозондового анализа для рубинов характерно наличие примеси Cr_2O_3 0,06–3,31% (табл. 2), которая, как известно, придает корунду красную (рубиновую) окраску. С увеличением содержания Cr_2O_3 окраска минерала становится более насыщенной и изменяется от розовой к сиреневой и фиолетово-красной. Постоянно отмечается также примесь FeO 0,15–0,87%.

Окраска сапфира обусловлена, по-видимому, повышенным содержанием FeO, количество которого колеблется от 0,23 до 1,47% (см. табл. 2). Отмечается

повышенное содержание примеси TiO_2 до 0,27% и практическое отсутствие примеси Cr_2O_3 .

В бесцветных и желтоватых зернах корунда по данным микрозондового анализа (см. табл. 2) установлена существенная примесь только FeO при практическом отсутствии других элементов. В этом случае отмечается более высокое содержание примеси FeO в желтоватых зернах, чем в бесцветных. Максимальная масса зерен рубинов достигает 2,7 карата, сапфиров — 1 карата, а других корундов — 6 карат.

Как известно, корунд принадлежит к числу полигенных минералов и наблюдается в некоторых кристаллических сланцах и роговиках высоких ступеней метаморфизма, скарнированных мраморах, вторичных кварцитах, отмечается в магматических породах — от перидотитов до гранитов. Благородные разновидности корунда образуются в специфических условиях, благоприятных для спокойного роста прозрачных кристаллов, поэтому месторождения рубина и сапфира весьма редки. Подавляющее большинство промышленных месторождений рубина и сапфира представлено аллювиальными россыпями или остаточными древними корами химического выветривания корундоносных пород [6]. Возможные источники корунда могут быть связаны с мраморами и кальцифирами, широко развитыми среди пород хапчанской серии в восточной части Анабарского щита [11], в особенности в зоне их взаимодействия с гранитоидами и анортозитами. В этом плане интересны также выходы протяженных (до 12 км) и мощных (500–600 м) горизонтов кварцитов, содержащих алюмосиликатные минералы — силлиманит, гранат и полевые шпаты [11]. В кимберлитах трубки Обнаженная был обнаружен ксенолит корундового эклогита, содержащий около 15% фиолетово-розового рубина [15].

Шпинель встречается в виде зерен неправильной формы размером в основном 2–4 мм, реже до 10, и массой до 10–11 карат. Иногда наблюдаются более мелкие кристаллические формы шпинели октаэдрического габитуса. Цвет минерала в синеватых и зеленовато-голубоватых тонах, встречаются дымчатые разновидности сероватых тонов. По данным микрозондового анализа основными компонентами таких шпинелей являются Al_2O_3 и MgO , в меньшем количестве отмечается FeO до 4,5 %, а незначительные примеси представлены Cr_2O_3 , TiO_2 , MnO и ZnO (табл. 3).

Проявления шпинели развиты в глубокометаморфизованных глиноземистых породах — кристаллических сланцах и гнейсах, а также в доломитовых или магнезитовых мраморах, встречаются в контактовых роговиках, ультраосновных породах, пегматитах и различных метасоматических образованиях. Ювелирная шпинель обычно сопутствует рубину в скарновых месторождениях [6]. Таким образом, можно предположить, что источники ювелирных разновидностей как корунда, так и шпинели россыпи

2. Представительные анализы корунда из россыпи р.Хара-Мас (в %)

Зерна	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	Сумма	Цвет
Рубин							
1	0,02	99,12	0,06	0,71	0,02	99,92	Розовый
4	0,05	98,04	0,06	0,55	0,07	98,76	
5	0,03	98,77	0,10	0,33	0,04	99,26	
9	0,03	98,79	0,22	0,59	0,03	99,67	
15	0,02	99,12	0,06	0,71	0,02	99,92	
37	0,03	98,25	0,58	0,39	0,03	99,28	
40	0,02	99,77	0,18	0,38	0,04	100,40	
37	0,03	98,25	0,58	0,39	0,03	99,28	
40	0,02	99,77	0,18	0,38	0,04	100,40	
43	0,00	98,32	1,15	0,33	0,02	99,82	
11	0,02	97,70	0,27	0,17	0,05	98,21	Оранжевый
13	0,03	98,10	0,21	0,24	0,04	98,63	
12	0,02	97,42	1,47	0,21	0,04	99,15	Сиреневый
14	0,04	98,14	1,16	0,35	0,04	99,72	
19	0,01	98,79	0,35	0,15	0,05	99,35	
20	0,03	99,25	0,59	0,29	0,05	100,21	
18	0,01	97,74	0,70	0,22	0,01	98,68	
41	0,03	95,35	2,37	0,87	0,05	98,68	Фиолетово-красный
42	0,05	95,03	3,31	0,47	0,04	98,90	
Сапфир							
51	0,17	98,96	0,01	0,97	0,01	100,11	Синий
52	0,27	98,63	0,05	0,70	0,03	99,68	Зеленовато-голубой
53	0,04	98,47	0,01	1,25	0,00	99,78	
54	0,05	99,00	0,04	0,75	0,04	99,87	
57	0,03	98,45	0,01	1,34	0,04	99,88	
60	0,01	97,92	0,11	0,69	0,04	98,77	
Корунд							
8	0,02	96,18	0,00	1,85	0,01	98,06	Желтый
9	0,02	96,94	0,00	1,81	0,05	98,82	
26	0,02	99,04	0,00	0,76	0,05	99,87	

Зерна	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	Сумма	Цвет
50	0,02	98,85	0,03	0,27	0,00	99,16	Бесцветный
15	0,02	99,12	0,01	0,65	0,02	99,82	«
20	0,02	98,75	0,02	0,93	0,02	99,75	«
21	0,02	99,60	0,03	0,58	0,03	100,26	«
27	0,03	99,39	0,00	0,54	0,01	99,97	«
28	0,02	97,15	0,00	1,01	0,03	98,21	«
29	0,02	99,94	0,00	0,62	0,05	100,63	«
30	0,03	98,83	0,00	0,61	0,05	99,52	«
31	0,03	99,97	0,00	0,16	0,01	100,17	«

р.Хара-Мас возможно локализованы в пределах высокометаморфизованных пород Анабарского щита. Мелкие выделения бесцветной в шлифе магнезиальной шпинели отмечены совместно с форстеритом в кальцифирах [11], а в архейских базит-ультрабазитовых ассоциациях широко развиты интерстиционные вкрапления хромистой алюмошпинели бурой и зеленой окраски [10]. В магматических породах, по мнению А.Е.Ферсмана [18], корунд и шпинель реализуют избыточный глинозем.

Циркон образует обычно бесцветные (матара-цирконы), желтовато-коричневые (златоцветные царгуны), красноватые (гиацинты), синевато-голубые (вьетнамские цирконы), зеленые и дымчатые (старлиты) окатанные зерна неправильной и комковато-округлой формы размером 1—5 мм. Мелкие бесцветные, желтоватые и розоватые знаки имеют реликтовые грани кристаллов тетрагонально-призматического облика. Наблюдаются выделения до 10—15 мм с хорошими ювелирными качествами, максимальная масса которых составляет 17 каратов. По последним данным специализированных предприятий Урала, часть анабарских цирконов при облучении способны облагораживаться в голубой и сине-голубой тона, что намного улучшает их ювелирные качества.

С целью определения возможных источников цирконов было проведено U-Pb датирование 10 зерен (табл. 4) на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, аналитик Е.Н.Лепехина. Некоторые зерна снимались в нескольких точках, на катодолюминесцентных снимках иногда хорошо видна четкая концентрическая зональность роста первичных кристаллов (рис. 4).

Полученные значения U-Pb возраста цирконов можно разделить на 2 группы (рис. 5). В группу 1 входит возраст зерен 605.8 и 605.9, конкордантное значение которых по 4 точкам составляет 147 4 млн.лет, MSWD 0,31, а 2 — значения возраста зерен 605.(1—7) и 605.10 в 227 7,1 млн.лет, MSWD 0,04. Возраст группы 1 цирконов из россыпи р.Хара-Мас соответствует средневзвешенному значению возраста цирконов из средне-позднеюрских карбонатитовых трубок Орто-Ыаргинского поля, которое составляет 160 4 млн.лет [5]; группа 2, по-видимому, связана с прогнозируемыми триасовыми алмазоносными породами, содержащими алмазы эбеляхского (северного) типа и являющимися основными поставщиками кристаллов в промышленные россыпи севера Якутской алмазоносной провинции [4].

Гранаты представлены розовым пироп-альмандином, марганцовистыми гранатами спессартин-альмандинового состава, имеющими оранжевый цвет и сиреневыми хромистыми пиропами (см. табл. 3). Это окатанные обломочные зерна размером 1—5 мм, иногда до 10—15, а среди мелких выделений встречаются кристаллики додекаэдрической формы. Подобные гранаты пироп-альмандинового ряда встречаются в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, кислых эффузивах и гранитах, а спессартин-альмандиновые разности установлены в гранитных пегматитах, глаукофановых сланцах и богатых марганцем породах [14]. Пироп-альмандиновые гранаты широко развиты (иногда до 25% от объема пород) в биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых гнейсах, гранатовых амфиболитах и гранулитах Анабарского щита [11]. Хромистые пиропы, очевидно, имеют кимберлитовую природу.

3. Представительные анализы шпинели, граната, оливина и хромдиопсида из россыпи р.Хара-Мас (в %)

Анализы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO ₂	Сумма	Цвет
Шпинель											
1	0,00	0,00	69,35	0,02	2,26	0,00	25,98	0,00	Не опр.	97,61	Голубой
2	0,00	0,01	70,54	0,02	1,85	0,01	25,13	0,00	—	97,56	
3	0,00	0,00	68,25	0,04	4,58	0,00	26,71	0,00	—	99,58	Зеленова-то-голубой
4	0,00	0,00	70,12	0,03	3,61	0,03	26,81	0,00	—	100,60	
5	0,00	0,01	69,84	0,03	1,70	0,23	24,86	0,00	—	96,67	
6	0,00	0,00	70,37	0,05	3,60	0,00	24,46	0,00	—	98,49	
7	0,00	0,05	69,85	0,04	2,07	0,00	24,94	0,00	—	96,96	Дымчатый
8	0,00	0,01	70,73	0,05	2,26	0,01	25,55	0,00	—	98,61	
9	0,00	0,02	69,83	0,04	1,91	0,01	26,47	0,01	—	98,27	
Гранат											
10	39,40	0,05	22,18	0,08	16,50	0,34	11,55	9,21	Не опр.	99,30	Розовый
11	36,40	0,17	19,85	0,01	5,24	28,01	3,28	5,35	—	98,32	Оранже-вый
12	36,99	0,17	20,84	0,01	7,72	24,37	3,85	5,26	—	99,22	
13	39,35	0,03	21,77	0,04	5,72	18,59	12,12	0,79	—	98,41	
14	39,12	0,17	22,01	0,08	6,59	18,53	9,04	5,16	—	100,70	
15	37,48	0,06	20,56	0,03	25,99	2,45	5,20	7,32	—	99,09	Сиреневый
16	41,95	0,01	20,30	3,81	7,27	0,32	19,33	6,24	—	99,23	
17	40,98	0,00	19,81	4,91	7,19	0,40	19,20	6,52	—	99,01	
18	41,24	0,06	18,40	6,73	6,85	0,39	18,61	7,04	—	99,32	
19	40,35	0,01	20,79	3,94	7,31	0,32	20,19	6,18	—	99,09	
20	40,45	0,01	20,85	3,17	7,13	0,36	21,28	5,86	—	99,11	
Оливин											
23	38,17	0,02	0,00	0,07	11,61	0,26	49,23	0,01	0,00	99,37	Зеленова-то-желтый
36	40,08	0,00	0,00	0,08	11,41	0,27	46,86	0,01	0,00	98,71	
Хромдиопсид											
24	52,63	0,60	3,66	0,22	5,22	0,14	18,13	18,08	0,96	99,64	Зеленый
51	54,86	0,47	3,65	1,48	3,93	0,10	15,96	18,77	0,98	100,20	
58	54,24	0,60	3,52	0,16	5,13	0,13	16,70	18,54	1,13	100,15	
59	55,82	0,47	3,58	1,36	4,13	0,12	15,32	18,65	1,14	100,59	Ярко-зеле-ный
60	54,92	0,34	3,37	1,61	3,87	0,11	17,47	18,30	0,94	100,93	
61	54,73	0,57	3,73	0,94	4,37	0,10	15,40	18,36	1,15	99,34	Зеленый
62	55,62	0,52	3,35	1,50	4,35	0,12	15,79	17,41	1,06	99,72	
63	55,14	0,46	3,28	1,37	4,24	0,10	15,72	18,17	1,03	99,51	
64	54,75	0,44	3,54	0,97	4,09	0,11	17,56	18,63	0,81	100,90	
65	55,81	0,51	3,52	0,62	4,18	0,12	15,08	18,92	0,96	99,71	

Точки	$^{206}\text{Pb}_c$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ г/г	Возраст, млн.лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{(1)}$	Изотопные отношения, %				Корреляция ошибок
							$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	
605.8.1	%	295	548	1,92	5,81	144,9 3,2	43,98 2,2	0,0451 15	0,141 15	0,02273 2,2	0,150
605.8.2	0,27	308	570	1,91	6,11	145,9 3,3	43,70 2,3	0,0435 19	0,137 19	0,02288 2,3	0,121
605.9.1	2,30	96	132	1,42	1,98	150,3 4,0	42,40 2,7	0,056 23	0,183 24	0,02359 2,7	0,115
605.9.2	5,61	38	35	0,94	0,79	148,2 7,8	43,00 5,3	0,064 50	0,210 50	0,0233 5,3	0,106
605.1.1	5,61	23	7	0,33	0,74	227,0 15	27,90 6,8	0,051 94	0,250 94	0,0358 6,8	0,072
605.2.1	14,82	11	11	1,01	0,34	206,0 18	30,80 8,7	0,116 50	0,520 51	0,0325 8,7	0,170
605.3.1	1,74	57	22	0,39	1,77	222,4 7,8	28,50 3,6	0,044 50	0,210 50	0,0351 3,6	0,071
0605.4.1	4,16	27	8	0,29	0,85	225,0 9,4	28,10 4,3	0,059 46	0,290 46	0,0355 4,3	0,09
605.5.1	2,69	37	11	0,31	1,17	228,5 7,6	27,70 3,4	0,054 34	0,271 34	0,0361 3,4	0,100
605.6.1	1,70	42	12	0,30	1,33	229,0 8,8	27,60 3,9	0,039 62	0,200 62	0,0362 3,9	0,063
605.7.1	7,53	16	5	0,33	0,55	239,0 14	26,40 6,0	0,074 56	0,390 57	0,0378 6,0	0,105
605.10.1	4,14	33	8	0,25	1,09	231,0 11	27,40 4,7	0,048 65	0,240 65	0,0365 4,7	0,072

Примечание. Погрешности указаны на уровне 1 ; $^{206}\text{Pb}_c$ и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; 1 — поправка на обыкновенный свинец вносилась по ^{204}Pb .

Оливин встречается в виде окатанных округлых и уплощенно-комковатых зерен размером до 5 мм и массой до 3 карат. Цвет минерала изменяется в желтовато-зеленоватых тонах, наблюдаются индивиды с сочной окраской. Железистость минерала в изученных зернах колеблется от 10 до 12% фаялитовой молекулы (см. табл. 3), что соответствует хризолиту, аналогичному составу вкрапленников оливина из кимберлитов.

Хромдиопсид представлен зернами неправильной формы с насыщенной темно-зеленой и ярко-зеленой окраской, размеры которых обычно не превышают 2—3 мм. По данным микрозондового анализа он относится к диопсиду и содержит примеси TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и Na_2O (см. табл. 3). По составу такой хромдиопсид характерен для кимберлитов.

В заключение следует отметить, что в россыпях бассейна р.Анабар на восточном склоне Анабарского щита наряду с мелкой «плавучей» фракцией косового золота присутствует крупная фракция (1—4 мм) и мелкие самородки (4 мм) слабо окатанного золота, что свидетельствует о близости возможных коренных источников золота в данном районе.

Наличие в россыпи р.Хара-Мас благородных разновидностей корунда (рубин и сапфир), а также шпинелей, хромдиопсида, граната, оливина и циркона может представлять практический интерес, как попутно извлекаемого ювелирного сырья при алмазодобыче. В результате значительного изменения их типохимизма и связи с разновозрастными и разнообразными формационными источниками, наряду с достаточной миграционной способностью и устойчивостью в экзогенных условиях, они могут быть использованы как индикаторные минералы при палеогеографических реконструкциях. Учитывая находки крупных рубинов, сапфиров, шпинелей, гранатов и цирконов в других россыпях Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции (А.В.Округин, С.А.Граханов, С.С.Охлопков, 2008), необходима комплексная оценка всех промышленных россыпей алмазов. Целесообразно провести минерало-

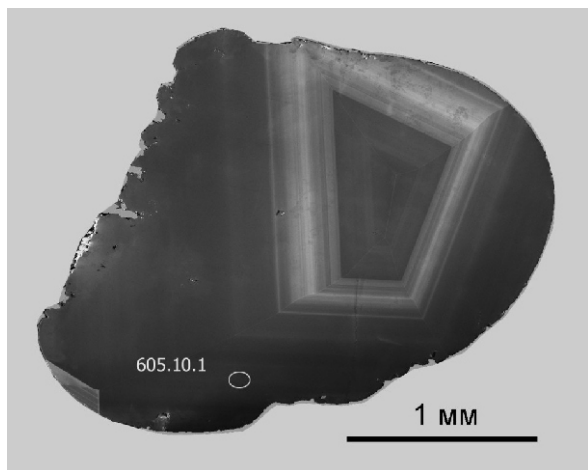


Рис. 4. Катодолюминесцентное изображение датированного окатанного обломка кристалла циркона из россыпи р.Хара-Мас:

эллипс — размеры и расположение точки анализа, 605.10.1 — номер анализа в табл. 4

го-геохимическое изучение карбонатитовых и кимберлитовых тел восточного склона Анабарского щита и пород кристаллического фундамента, как возможных носителей коренных источников золота и самоцветного сырья.

Авторы выражают благодарность руководству ОАО «Нижне-Ленское» за финансовую и техническую поддержку при выполнении научно-производственных работ с целью изучения попутных полезных компонентов, разрабатываемых алмазоносных россыпей на северо-востоке Сибирской платформы. Весьма признательны минералагам М.Е.Винокурову, О.А.Тяну и доводчику Д.С.Охлопкову за извлече-

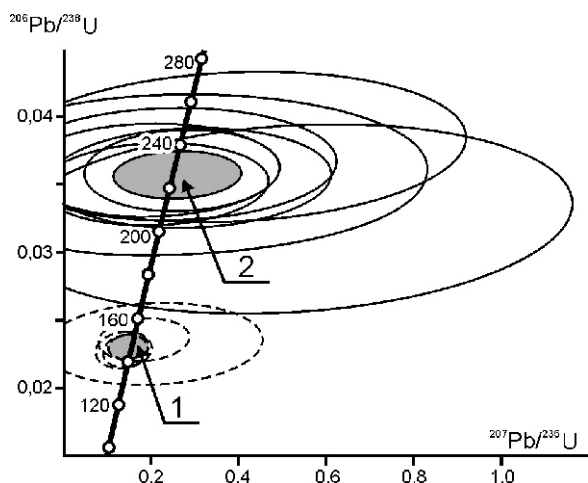


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из россыпи р.Хара-Мас:

погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2 ; эллипсы с линиями: пунктирные — данные по цирконам группы 1, сплошные — группы 2

ние ювелирных камней-самоцветов из отходов алмазоносного концентрата. В настоящее время силами ОАО «Нижне-Ленское» и его дочерними предприятиями начинается производство по выпуску камнесамоцветной продукции на базе попутных компонентов алмазоносных россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. — М.: Изд-во АН СССР, 1956.
2. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р.Маят бассейна р.Анабар // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 38—41.
3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. — Новосибирск: Гео, 2007.
4. Граханов С.А., Сулейманов А.М. Возраст предполагаемых коренных источников алмазов промышленных россыпей севера Сибирской платформы // Петрология литосферы и происхождение алмаза. Тез. докл. — Новосибирск, 2008. С. 28.
5. Зайцев А.И. О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Бларгинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 16—20.
6. Киевченко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. — М.: Недра, 1982.
7. Никифорова З.С., Базилевская Р.В., Герасимов Б.Б. О находках рудного золота в бассейне р.Эбелях (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 48—52.
8. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. — Якутск, 2000.
9. Округин А.В., Граханов С.А., Селиванова В.В., Сулейманов А.М. Платиноносность россыпей Якутской алмазоносной провинции // Платина России. Т. VI. — М.: Геоинформмарк, 2005. С. 134—142.
10. Округин А.В., Зайцев А.И. Минералогия и геохимия раннедокембрийских базит-ультрабазитовых ассоциаций Анабарского массива // Минералогическо-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1993. С. 119—129.
11. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
12. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометаллическая минерализация Гулинской интрузии // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 51—65.
13. Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др. Новые данные о составе и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 45—49.
14. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. — М.: Наука, 1964.
15. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
16. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — М.: Наука, 1975.
17. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1985.
18. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. 1. — М., 1940.
19. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Формирование россыпей золота при воздействии эоловых процессов. — Новосибирск: Наука, 1998.
20. Шпунт Б.Р. Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1974. № 9. С. 77—78.
21. Шпунт Б.М., Михайлов В.А. История накопления золота в осадочных комплексах северо-востока Сибирской платформы // Древние погребенные россыпи СССР. Ч. 2. — Киев: Наукова Думка, 1977. С. 94—98.

Минералогия и геохимия золоторудных двупироксеновых кристаллических сланцев Алданского щита (на примере месторождения им. П.Пинигина)

А.А.КРАВЧЕНКО, А.П.СМЕЛОВ, В.И.БЕРЕЗКИН (ИГАБМ СО РАН), Н.В.ПОПОВ (ИНГГ СО РАН),
В.Н.ДОБРЕЦОВ (ИГАБМ СО РАН)

Среднее по запасам месторождение золота им. П.Пинигина, открытое геологами ГУП «Южакутгеология» в 2001 г. в двупироксеновых кристаллических сланцах, расположено в центральной части Алдано-Станового щита (В.Г.Амарский и др., 2003; С.Б.Торопыгин и др. 2002) вблизи границы Амгинской коллизионной зоны с Нимнырским гранулит-ортогнейсовым террейном (рис. 1), представляющим собой глубоко эродированные корневые части Далдыно-Алданского палеопротерозойского орогенного пояса [9, 10].

Исследованиями, проведенными авторами настоящей статьи ранее, было установлено, что рудовмещающие метасульфидиты и метабазиты этого месторождения близки по химическому составу и условиям залегания породам медвежьего комплекса, выделенного А.Р.Энтиным и О.А.Тяном [15]. Породы комплекса прорывают гранулитовые гнейсы курумканской, нимнырской и федоровской толщ [9]. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 2,0—1,9 млрд. лет [10]. Структура южной части Нимнырского террейна определяется последовательной сменой двух типов деформационных парагенезисов, возникающих при коллизии Западно-Алданского и Нимнырского террейнов: раннего — купольного и позднего — сдвигового. Установлено также, что тела метабазитов и метасульфидитов интродуцируют синклизальные граниты возрастом 1970—1920 млн. лет и деформированы асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимися при сдвиговых движениях [9]. Степень метаморфизма метабазитов и метасульфидитов соответствует гранулитовой фации. Датирование $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ высокотемпературных амфиболов из двух проб метабазитов дает значения 1903 ± 16 и 1908 ± 15 млн. лет. По химическому составу породы медвежьего комплекса соответствуют породам нормального ряда толеитовой серии. Дифференцированный спектр распределения РЗЭ (обогащение легкими РЗЭ, La/Yb 2—9,5) и соотношение редких элементов в них, а также обогащенность пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии показывают их сходство с породами, связанными с проявлением плюмового магматизма [9].

Согласно мнению многих исследователей, месторождение представляет собой новый, перспективный тип золоторудного оруденения в породах гранулитовой фации Алдано-Станового щита [4, 11, 12, 13]. Вместе с тем, в опубликованной литературе сведения о мине-

ральном и геохимическом составе руд в метабазитах отсутствуют или не представительны. В настоящей статье впервые приводятся данные по минералогии и геохимии руд месторождения им. П.Пинигина и предлагается рабочая модель их образования.

Геология месторождения и строение рудных тел. В целом по геологическому положению рудовмещающие двупироксеновые кристаллические сланцы месторождения не отличаются от других выходов пород медвежьего комплекса [9]. Они представляют собой серию сближенных дайкообразных тел (рис. 2), которые секут гиперстеновые гнейсы нимнырской, высокоглиноземистые гнейсы курумканской, карбонатные и другие образования федоровской толщ и тесно сопряжены с малыми интрузивами гранитов (см. рисунки 1 и 2). Минеральный состав метабазитов изменяется в широких пределах (в %): 0—40 ортопироксен, 0—40 клинопироксен, 0—25 буровато-зеленый равновесный с пироксенами амфибол, 45—60 андезин, примесь биотита. Рудные тела, согласно В.Г.Амарскому и др. (2003), локализованы в двупироксеновых разностях метабазитов. Они представлены маломощными (до нескольких метров) выдержанными по падению (сотни метров) и простираются (до 1 км) согласными с кристаллизационной сланцеватостью зонами золотосульфидной минерализации (С.Б.Торопыгин и др., 2002). Границы зон выделяются только по результатам опробования (см. рис. 2).

В.Г.Амарский с соавторами (2003) отмечали, что золоторудные зоны приурочены к согласным крупнозернистым линзовидным обособлениям в метабазитах. Эти обособления имеют различную мощность, выдержанную по падению и простираются, что придает породам псевдомигматитовый облик. При выклинивании обособлений зона золотосульфидной вкрапленности продолжается. Петрографический состав обособлений зависит от их мощности. Мощные (до 20 см) обособления зональные: внешняя зона имеет существенно двупироксеновый или амфибол-двупироксеновый состав с подчиненным количеством плагиоклаза; промежуточная представлена плагиоклазом с подчиненным количеством кварца, пироксенов и амфибола; в центральной части преобладает кварц с подчиненным количеством темноцветных минералов и плагиоклаза. Обособления мощностью до 20 см не имеют кварцевого ядра, 3—8 см незональные, сложены или амфиболом, клино- и ортопироксенами, или плагиоклазом с подчиненным количеством амфибола, ромбического и моноклинного

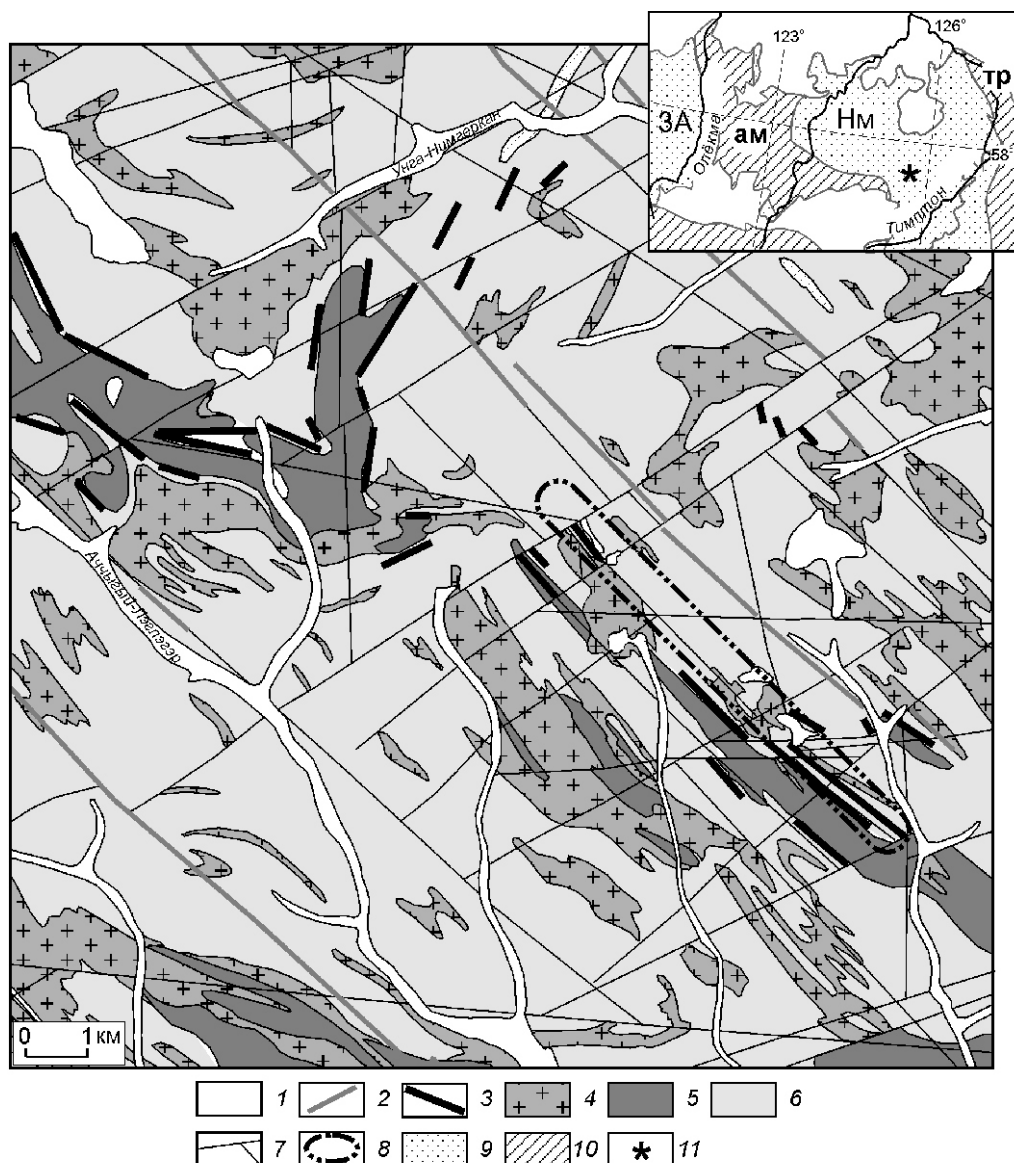


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Нимнырского террейна:

1 — четвертичные отложения; 2 — позднепротерозойские диабазы; 3 — метабазиты и метаультрабазиты медведевского комплекса (вне масштаба — одно тело на схеме может включать несколько реальных тел); 4 — граниты, гнейсовидные граниты; толщи: 5 — федоровская, 6 — нимынская; 7 — разрывные нарушения; 8 — контур месторождения им. П.Пинигина; на врезке — схема террейнов центральной части Алдано-Станового щита: 9 — террейны (3А — Западно-Алданский гранит-зеленокаменный, Нм — Нимнырский гранулит-ортогнейсовый); 10 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская; тр — Тыркандинская); 11 — месторождение им. П.Пинигина

пироксенов. Составы темноцветных минералов в обособлениях соответствуют составам минералов вмещающих метабазитов, метаморфизованных в гранулитовой фации [9].

Природа обособлений и пространственно связанных с ними рудных тел дискуссионна. Одни исследователи придерживаются версии их образования на позднемагматической стадии из остаточного расплава [6], в некоторых случаях кварцевые ядра рассматриваются как результат подновления прототектонических трещин и фильтрации гидротермальных рас-

творов [13]. По мнению других исследователей, рудные тела сформировались в результате внедрения и последующего остывания единого габбро-гранитного комплекса [14]. Наблюдениями авторов настоящей публикации установлено, что двупироксеновые, пироксен-амфиболовые и плагиоклазовые крупнозернистые линзовидно-полосчатые обособления находятся в секущем положении по отношению к ранней кристаллизационной сланцеватости в метабазитах и, в то же время, совместно с ней деформированы сжатыми асимметричными складками, формирова-

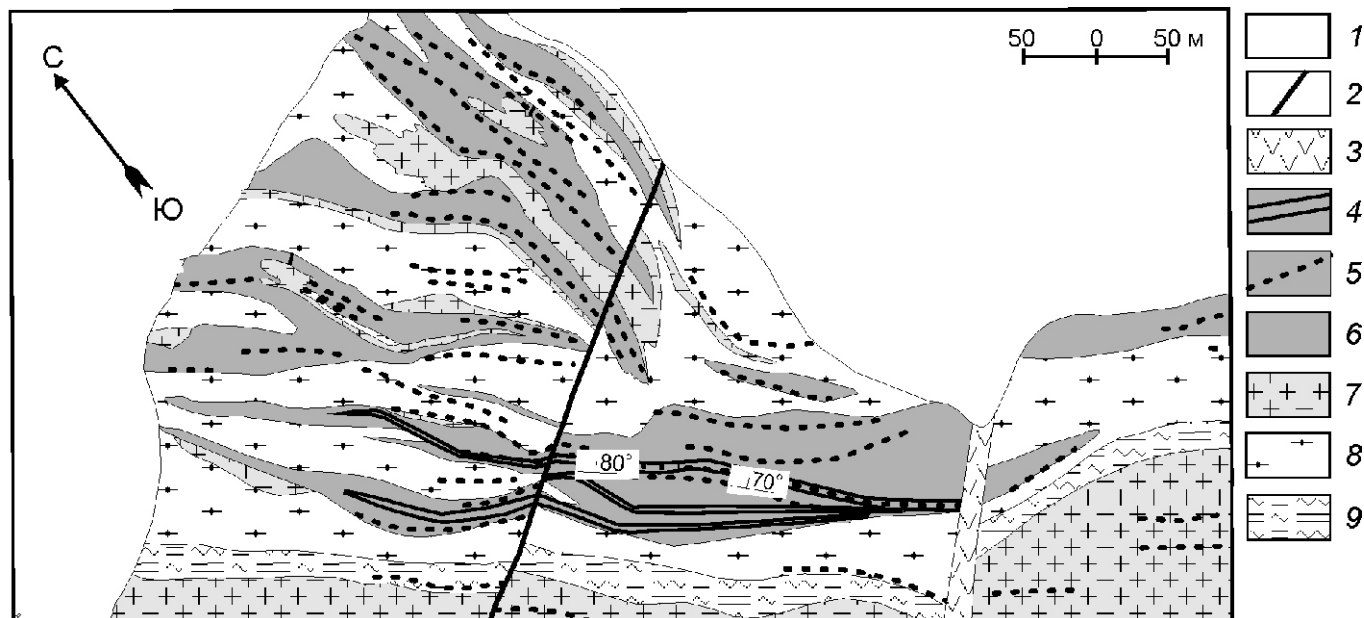


Рис. 2. Геологическая схема северо-западной части месторождения им. П.Пинигина. По С.Б.Торопыгину и др. (2002) с уточнением авторов:

1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — разрывные нарушения; 3 — дайка мезозойско-протерозойских диабазов; 4 — контуры золоторудных тел в метабазитах; 5 — кварцевые жилы; 6 — синколлизийные базиты и ультрабазиты медведевского комплекса; 7 — нерасчлененные граниты; гнейсы толщ; 8 — высокоглиноземистые курумканской, 9 — гиперстеновые нимырской

ние которых сопровождалось срывами вдоль осевых плоскостей и образованием новой кристаллизационной сланцеватости (рис. 3). Эти данные свидетельствуют об образовании обособлений в процессе метаморфической дифференциации.

Минералогия руд. Установленный набор рудных минералов на месторождении им. П.Пинигина довольно разнообразен. Здесь по результатам изучения взаимоотношений минералов в аншлифах (В.А.Амузинский и др., 2004) определены ассоциации магматического, метаморфического, гидротермально-метасоматического и гипергенного происхождения (табл. 1).

Магматическая ассоциация встречена в образцах, вскрытых скв. 40 на рудопоявлении Притрассовое (юго-восточная часть месторождения). Здесь обнаружены пентландит-халькопирит-пирротиновые руды, типичные для базитовых интрузивных комплексов с золотосодержащей арсенидной минерализацией (В.А.Амузинский и др., 2004) (рис. 4, А, Б). Пирротин — самый распространенный минерал в этом типе вкрапленных руд. В ассоциации с пентландитом и кубическим халькопиритом находится гексагональный никелистый пирротин, который в дальнейшем претерпевает распад с выделением пентландита на границе с другими минералами.

Пентландит встречается в двух структурно-морфологических разновидностях. Первая разновидность (ранняя генерация) представлена индивидуализированными изометричными зернами с ровными граня-

ми, размером около 1 мм в поперечнике. Вместе с пирротинном и халькопиритом он является продуктом распада высокотемпературного моносльфидного твердого раствора, выполняющего промежутки между зернами кристаллизовавшихся ранее силикатов.

Вторая разновидность пентландита — это продукт распада твердого раствора гексагонального никелистого пирротина. Устанавливается два типа этих выделений: 1) пластинки, приуроченные к границам зерен и образованные по механизму гетерогенного зарождения; 2) более сложные пламенивидные частицы, сформированные при гомогенном, спонтанном зарождении. Они имеют трехлучевую симметрию, ориентированы параллельно (0001) пирротина (см. рис. 4, А).

Халькопирит в количественном отношении уступает пирротину. Как и пентландит, он образует две генерации, отличающиеся размером, внутренним строением и формой зерен. Первая генерация халькопирита в скрещенных николях характеризуется ланцетовидными и двояковогнутыми пластинками — трансформационными двойниками, означающими, что ранний халькопирит кристаллизовался в кубической сингонии, а с понижением температуры перешел в тетрагональную. Температура перехода по экспериментальным данным составляет 500 °С. Вторая генерация халькопирита представлена его структурами распада с кубанитом (см. рис. 4, Б), что рассматривается обычно как следствие распада промежуточного сульфидного твердого раствора.

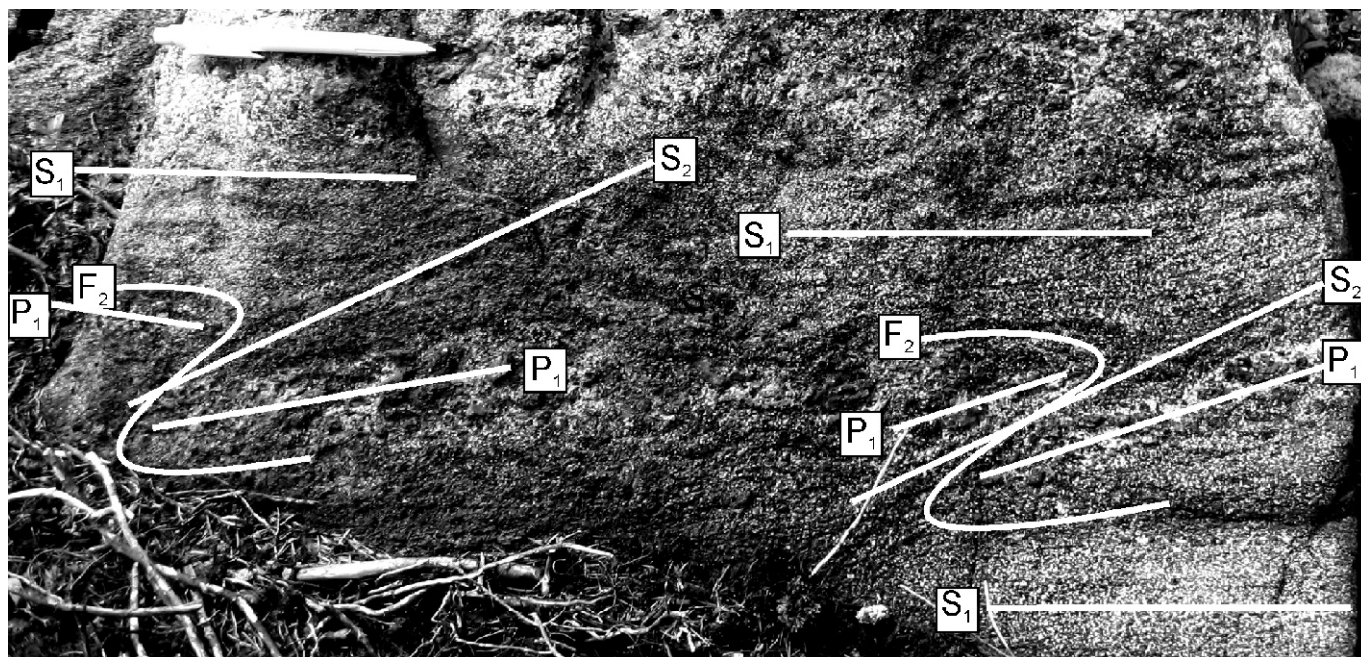


Рис. 3. Структурные взаимоотношения кристаллизационной сланцеватости и линзовидно-полосчатых двупироксен-плагиоклазовых обособлений в метабазитах:

кристаллизационная сланцеватость: S_1 — ранняя, S_2 — поздняя; P_1 — линзовидно-полосчатое обособление; F_2 — сжатая ассиметричная складка по S_1 и P_1

Ильменит и титаномagnetит (ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор с тканевой микроструктурой) — обычные акцессорные минералы, располагающиеся в промежутках зерен силикатов, а местами тесно пространственно сопряжены с ранними генерациями сульфидов. В большинстве случаев к этим же межзерновым промежуткам силикатов приурочена первая генерация пентландита. В участках деформаций в ильмените проявлены многочисленные двойники (см. рис. 4, Г).

На золото продуктивны метаморфогенная и гидротермально-метасоматическая ассоциации руд. Граница между ассоциациями на современном уровне изученности условна, минералы обеих ассоциаций бывают пространственно сопряжены, форма зерен рудных минералов отражает характерные для метаморфических пород соотношения (см. рис. 4, В, Е). Минеральный состав метаморфогенных руд близок к золоторедкометалльному типу.

В отличие от магматогенного пирротина более поздний метаморфогенный не образует структур распада, что служит его характерным признаком. Во всех разновидностях метаморфогенного пирротина наблюдаются механические двойники. Пирротин в ассоциации с поздним халькопиритом и арсенидами (см. табл. 1) слагает гнезда и тонкие прожилки (см. рис. 4, В), в которых, по границам с пироксенами, он образует взаимные срастания с хлоритом и амфиболами (см. рис. 4, Г). Еще одна генерация халькопирита

представлена однородными мелкими зернами, составляющими гнезда и прожилки вместе с моноклинным пирротинном и арсенопиритами в амфиболизированных и хлоритизированных участках базитов.

Арсенопирит в виде идиоморфных кристаллов (см. рис. 4, Б) встречается вместе с поздними генерациями пирротина и халькопирита, образуя или единичные зерна, или тонкую вкрапленность. Он находится в секущем положении относительно никелистого пирротина. В непосредственном контакте нет выделений пентландита, что так же свидетельствует о более поздней его кристаллизации. В этих рудах мало распространены гипергенные минералы — гематит, местами замещающий ильменит, пирит и марказит в участках дисульфидизации пирротина, развивающийся по халькопириту ковеллин, обычно по краям зерен.

Для кварцево-полевошпатовых обособлений типично разнообразие арсенидов (см. табл. 1), содержащих тончайшие частички самородных металлов (висмут и золото). В центре гнезд и мелких вкрапленников обычно присутствует леллингит в срастаниях с арсенопиритом, а по краям — кобальтин с копьевидными, ромбической формы частичками раммельсбергита. Золото на современном этапе изученности обнаружено в составе леллингита с содержанием до 200 г/т, и в самородном виде — на границе леллингита с кобальтином (см. рис. 4, Д). По результатам изучения монофракций рудных минералов из рудных интервалов месторожде-

1. Минеральные ассоциации рудных минералов месторождения им. П.Пиннигина

Минерал	Ассоциации			Гипергенная
	Магматическая	Метаморфическая (золоторудная)	Гидротермальная (золоторудная)	
Пирротин	Гексагональный никелистый со структурами распада	Пирротин	Пирротин без структур распада	Марказит и гидроксиды железа по пирротину
Пентландит 1	Изометричные индивидуализированные зерна — продукт распада высокотемпературного моносulfидного твердого раствора с пирротинном и халькопиритом			
Пентландит 2	Продукты распада твердого раствора гексагонального пирротина: 1) томогенного и 2) гетерогенного зарождения			
Халькопирит 1	Кубическая с последующим переходом в тетрагональную сингонию	Мелкие зерна с тонким двойникованием	Однородные зерна, пространственно со-вмещенные с вкрапленностью сфалерита	Ковеллин по халькопириту
Халькопирит 2	Структуры распада с кубанитом			
Ильменит 1	Ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор с тканевой микроструктурой			
Титаномагнетит				
Ильменит 2	Гистерогенные генерации ильменита и магнетита			Гематит по ильмениту и магнетиту
Магнетит		В ассоциации с пирротинном, халькопиритом, арсенидами		
Арсенопирит		Идиоморфные кристаллы	В сростаниях с леллингитом	
Леллингит			С примесью Co, Ni, Au, Bi, Te, в сростаниях с арсенопиритом	
Кобальтин			В ассоциации и по краям гнезд леллингита, арсенопирита и пирротина	
Раммельсбергит				
Линнеит				
Никелин				
Бурнонит-зеллигманит, блёклая руда			Тончайшие, видимые только в иммерсии при увеличении более 600 раз, зерна среди гидротермальных сульфидов, похожие на бурнонит-зеллигманит, мышьяковистую блеклую руду (зеленоватая с голубоватым оттенком, изотропная в отличие от сульфосолей)	
Сфалерит			Зерна, пространственно совмещенные с вкрапленностью халькопирита	
Висмут самородный		Высокопробное (999—1000‰) в тонком сростании с самородным висмутом и относительно низкопробное (947‰) золота		Мальдонит по золоту и висмуту. Высокопробное золото по относительно низкопробному
Золото самородное				

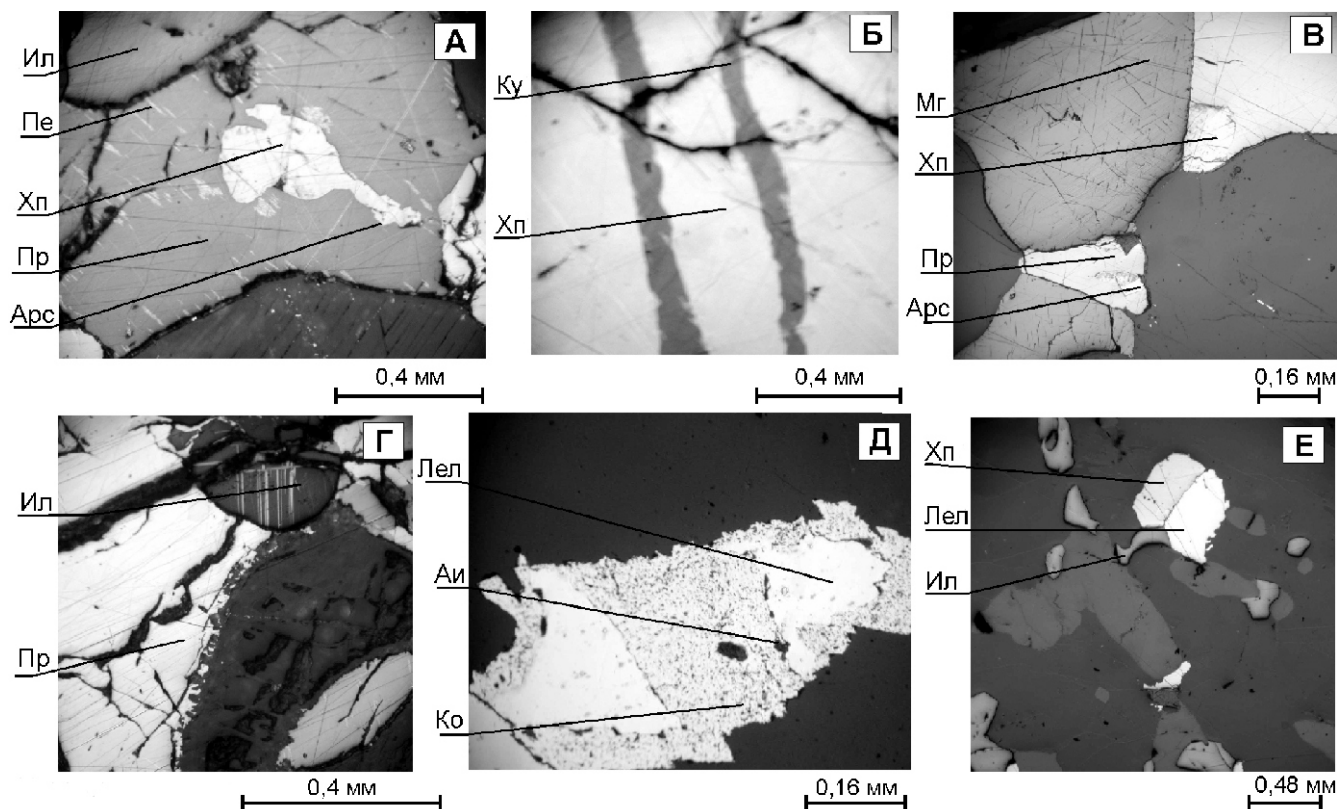


Рис. 4. Соотношения рудных минералов в различных типах золоторудных пород:

А — характерное строение вкраплений магматической пентландит-халькопирит-пирротиновой руды с арсенопиритом и ильменитом, николи скрещены; Б — кубанит-халькопиритовая структура распада промежуточного сульфидного твердого раствора, николи скрещены; В — характерное строение вкраплений метаморфогенной сульфидно-арсенидной руды, николи параллельны; Г — двойниковое строение ильменита (вверху) и срастания поздней генерации пирротина с мелкими зернами вторичных силикатов, замещающих оливин и пироксен, николи скрещены; Д — характерное строение вкраплений гидротермальной Co-Ni-As-ассоциации с самородным висмутом и золотом, леллингитом, молибденитом и другими сульфидами; частица самородного золота на границе леллингита с кобальтином, николи параллельны; Е — структурно равновесные границы роста при метаморфической дифференциации халькопирита, ильменита и леллингита из различных ассоциаций, свидетельствующие об их сингенетичности, николи параллельны; Аи — золото; Арс — арсенопирит; Ил — ильменит; Ко — кобальтин; Ку — кубанит; Лел — леллингит; Мг — магнетит; Пе — пентландит; Пр — пирротин; Хп — халькопирит

ния (отобраны В.Г.Амарским в 2003 г.) установлено, что золото присутствует как в ранней, так и в поздней генерации арсенидов и тесно связано с висмутом, о чем свидетельствуют находки самородного висмута в срастании с золотом в монофракциях рудных минералов и находки мальдонита в делювии рудных тел.

Полученные данные позволяют отметить, что сульфидная минерализация в рудных телах прожилково-вкрапленная, сидеронитовая. В процессе исследования установлены следующие генетические типы руд: 1) реликты типичных для базит-ультрабазитовых комплексов золото- и арсенидсодержащих пентландит-халькопирит-пирротиновых магматогенных руд; 2) сульфидно-арсенидные метаморфогенные и 3) гидротермальные руды с золотом. В результате можно заключить, что золоторудная минерализация в метабазах месторождения является полиформационной. Руды относятся к высокомышьяковистым. Главный минерал мышьяка леллингит.

Геохимия руд. Промышленные содержания золота встречаются главным образом в высокожелезистых метабазах. Вместе с тем, тенденция увеличения содержаний золота с возрастанием железистости не была установлена. Сравнительный анализ распределения редких и редкоземельных элементов в высокожелезистых метабазах с золотом и без него показывает, что характер распределения у них близкий (рис. 5). Другими словами, на уровень содержаний этих элементов в породах процессы метасоматоза и контаминации не влияют (табл. 2 и рис. 5). В некоторых случаях в метабазах с промышленным содержанием золота фиксируются относительно высокие содержания К, Cr, Р, подвижных (Rb, Sr, V, Cr, Co, Ni, Th, U), малых элементов (см. табл. 2, обр. 0607/2), что может свидетельствовать о привносе этих элементов в процессе рудообразования.

Кварцевые золотосодержащие обособления в метабазах (см. табл. 2, образцы 0607/4, 0607/5л) характе-

ризуются отличным от метабазитов, в т.ч. и окварцованных (см. табл. 2, обр. 0607/5м), спектрами распределения редких и редкоземельных элементов, которые обнаруживают одинаковые тенденции со спектрами для гранитов месторождения. Как для кварцевых обособлений, так и для гранитов отмечаются одинаковые пики La, Ce, Th и U. Для гранитов месторождения в отличие от других гранитов района характерен незначительный европиевый минимум. Таким образом, по геохимическим данным влияние гранитов и связанных с ними флюидов уверенно устанавливается на стадии формирования кварцевых обособлений в золоторудных метабазитах месторождения.

Из результатов минералогического анализа руд и геохимии следует, что золото может иметь геохимическую связь не только с метабазитами, но и с гранитами. Геохимическая связь между составом интрузивных пород и составом постмагматических месторождений особенно выражена при ассимиляционных процессах [1]. С целью выявления геохимических связей обычно проводится кластерный анализ. Для объединения в кластеры использовалась программа STATISTICA, параметрическая корреляция Пирсона и методы установления: 1) полных связей — максимальной разницы или дальнего соседа; 2) одиночных связей — минимальной разницы или ближнего соседа.

По распределению различных элементов среди метабазитов и пород рудных интервалов на основании расчета связей между образцами можно выделить две группы пород (рис. 6). Образцы, не попавшие в обе группы, представлены обособлениями: сульфид-полевошпат-кварцевым — обр. 0607/4; кварц-полевош-

пат-сульфидным с темноцветными минералами — обр. АМ-192; и амфибол-двупироксеновым кристаллосланцем с рудными минералами и большим количеством апатита — обр. 0607/3 (см. табл. 2).

К первой группе (кластер) — образцы 0607/5л - 55-Я-03 — относятся сульфид-кварцево-полевошпатовые обособления, двупироксен-амфиболовые породы и мономинеральные амфиболиты, двупироксеновые и диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы. Связь золота в этой группе наиболее сильна с бериллием (см. рис. 6), однако минералы золота, содержащие бериллий, неизвестны. Минералы бериллия встречаются главным образом в месторождениях, генетически связанных с кислыми и щелочными породами: нормальными гранитами, щелочными гранитами и сиенитами, щелочными метасоматитами вне видимой связи с интрузивными породами.

Вторая группа (кластер) включает образцы Ам-186 -53-Я-03 (см. рис. 6), представленные оливин-(серпентин)-ортопироксен-амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Преобладают двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. В породах этой группы золото наиболее связано с висмутом. На месторождении висмут определен в сростании с золотом в гидротермально-метаморфогенной ассоциации, повышенные концентрации висмута наблюдаются в леллингите, пирротине и халькопирите. Ассоциация золота, висмута и кобальта обусловлена парагенезисом леллингита и кобальтина, связь с оловом указывает наличие бурнонита (см. табл. 1).

Таким образом, по результатам кластерного анализа можно сделать следующие выводы:

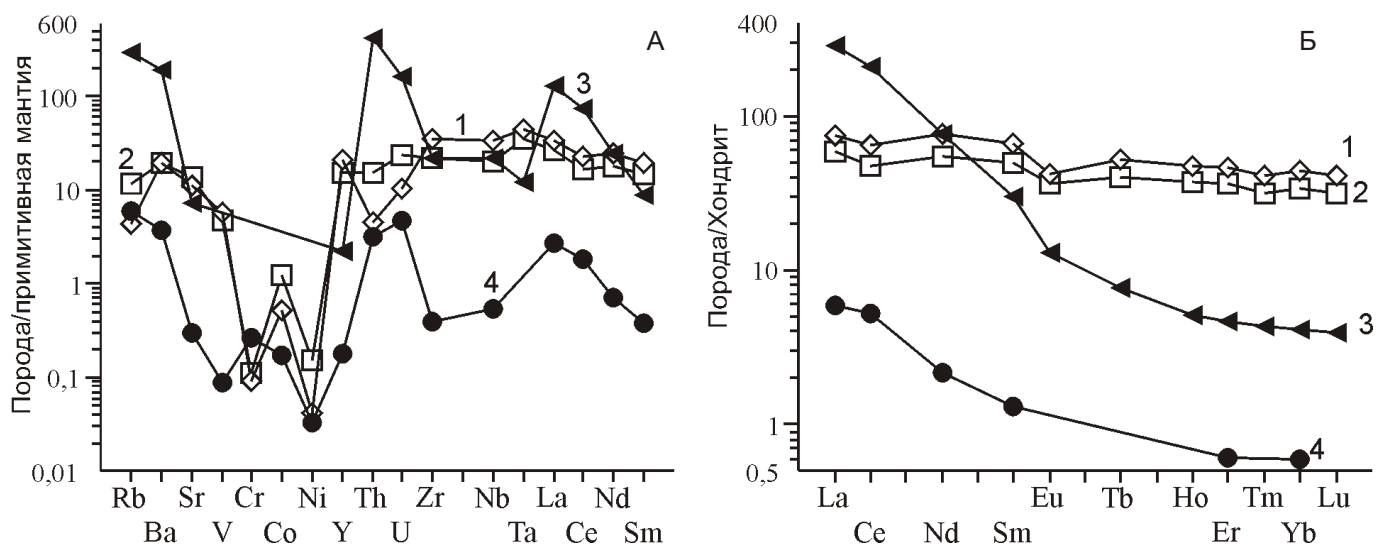


Рис. 5. Спайдер-диаграмма (А) и распределение редкоземельных элементов (Б) для метабазитов, пород рудных интервалов и гранитов:

1 — Б-3959, амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец, Au 0,01 г/т; 2 — 0607/2, амфибол двупироксеновый кристаллический сланец с рудной вкрапленностью и апатитом, Au 10 г/т; 3 — П-74, биотитовый гранит, Au не определено; 4 — 0607/4, кварцевая жила с измененным плагиоклазом и рудной вкрапленностью, Au 2,3 г/т

2. Химический состав (в %) и концентрации элементов (в г/т) в золоторудных и безрудных породах месторождения им. П.Пинигина

Компоненты	0607/3	0607/2	0607/5м	0607/5л	0607/4	Б-3959	0607/1	П-39/1	П-74	П-73/50
SiO ₂	44,56	46,77	62,69	83,48	92,13	47,90	48,26	61,96	72,57	72,01
TiO ₂	2,42	2,15	1,54	0,26	0,08	2,80	2,78	0,78	0,24	0,27
Al ₂ O ₃	13,81	12,80	10,22	6,63	2,10	12,75	13,10	15,15	14,28	14,37
Fe ₂ O ₃	3,62	3,26	2,88	1,55	1,10	1,66	2,61	1,54	0,84	1,02
FeO	14,21	15,35	8,30	2,09	2,13	15,74	14,54	7,29	1,52	1,84
MnO	0,25	0,33	0,20	0,50	0,00	0,26	0,29	0,15	0,12	0,12
MgO	4,90	5,23	1,68	0,54	0,00	5,55	5,00	3,78	0,32	0,30
CaO	8,52	9,05	8,00	2,39	0,12	9,28	8,93	3,81	1,33	1,39
Na ₂ O	2,60	2,45	2,25	1,46	0,31	2,70	2,56	3,25	3,43	3,35
K ₂ O	0,70	0,61	0,12	0,09	0,00	0,36	0,45	2,16	5,23	5,25
P ₂ O ₅	1,35	0,53	0,50	0,44	0,53	0,31	0,30	0,14	0,10	0,08
Rb	10,08	8,61	3,84	2,73	4,49	3,27	14,01	85,26	219,09	225,45
Ba	134,30	109,74	116,06	41,89	20,64	108,37	409,19	624,53	1061,24	1110,82
Sr	407,81	382,09	312,25	101,02	8,18	309,40	356,06	173,02	197,30	204,43
V	462,38	391,82	268,17	27,90	7,24	460,73	368,55	—	—	—
Cr	322,78	337,77	529,62	501,47	795,74	274,99	420,53	—	—	—
Co	288,95	126,88	24,39	2,00	17,98	53,57	48,25	—	—	—
Ni	188,63	322,86	106,70	21,36	70,59	87,19	85,60	—	—	—
Y	49,73	52,41	32,62	4,47	0,64	71,12	43,65	37,21	7,62	11,78
Th	0,55	1,00	0,10	0,03	0,16	0,29	1,21	11,3	27,30	25,64
U	0,24	0,53	0,08	0,02	0,08	0,21	0,53	1,46	3,43	3,53
Zr	169,21	178,56	59,03	2,36	3,32	285,82	97,39	165,68	178,88	204,59
Nb	11,08	11,40	18,58	1,72	0,31	19,06	4,15	13,45	12,24	15,80
Ta	0,61	0,89	1,92	0,14	0,02	1,13	0,23	0,64	0,31	0,63
La	12,77	13,81	9,17	2,76	1,41	17,70	14,22	39,04	67,98	73,10
Ce	30,32	29,20	20,21	6,58	3,22	39,74	24,78	90,15	128,15	141,73
Nd	25,78	25,49	16,03	3,85	0,99	35,55	15,96	35,87	35,35	38,46
Sm	8,11	7,58	4,86	0,97	0,15	10,18	4,86	6,82	4,58	5,10
Eu	1,85	2,08	1,47	0,43	0,03	2,44	1,26	1,35	0,75	0,77
Tb	1,39	1,49	0,95	0,13	0,02	1,97	1,11	0,86	0,29	0,38
Ho	1,92	2,08	1,34	0,17	0,03	2,68	1,63	1,47	0,29	0,43
Er	5,60	5,97	3,85	0,43	0,06	7,65	5,01	4,54	0,77	1,22
Tm	0,72	0,80	0,52	0,05	0,01	1,06	0,67	0,71	0,11	0,17
Yb	5,21	5,78	3,62	0,40	0,06	7,46	4,95	5,32	0,70	1,22
Lu	0,70	0,79	0,50	0,05	0,012	1,03	0,67	0,77	0,10	0,17
Au	3,35	>10	3,73	1,78	2,27	<0,01	<0,01	—	—	—

Примечание. 1. Образцы: 0607/1, /2, /3 — амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с рудными минералами и апатитом; 0607/5м — кварц-полевошпат-амфиболовая линза в полевошпат-кварцевом обособлении; 0607/5л — полевошпат-кварцевое обособление в двупироксеновых кристаллических сланцах; 0607/4 — кварцевая жила с измененным плагиоклазом и рудными минералами; Б-3959 — амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец; П-39/1 — гранат-биотитовый гиперстен-гнейс; П-74, П-73/50 — биотитовые граниты. 2. Силикатные анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ и ОИГТМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом и методом мокрой химии. 3. Редкие и редкоземельные элементы определены в ОИГТМ СО РАН методом лазерной абляции с анализом в масс-спектрометре индуктивно связанной плазмой (LA ICP MS).

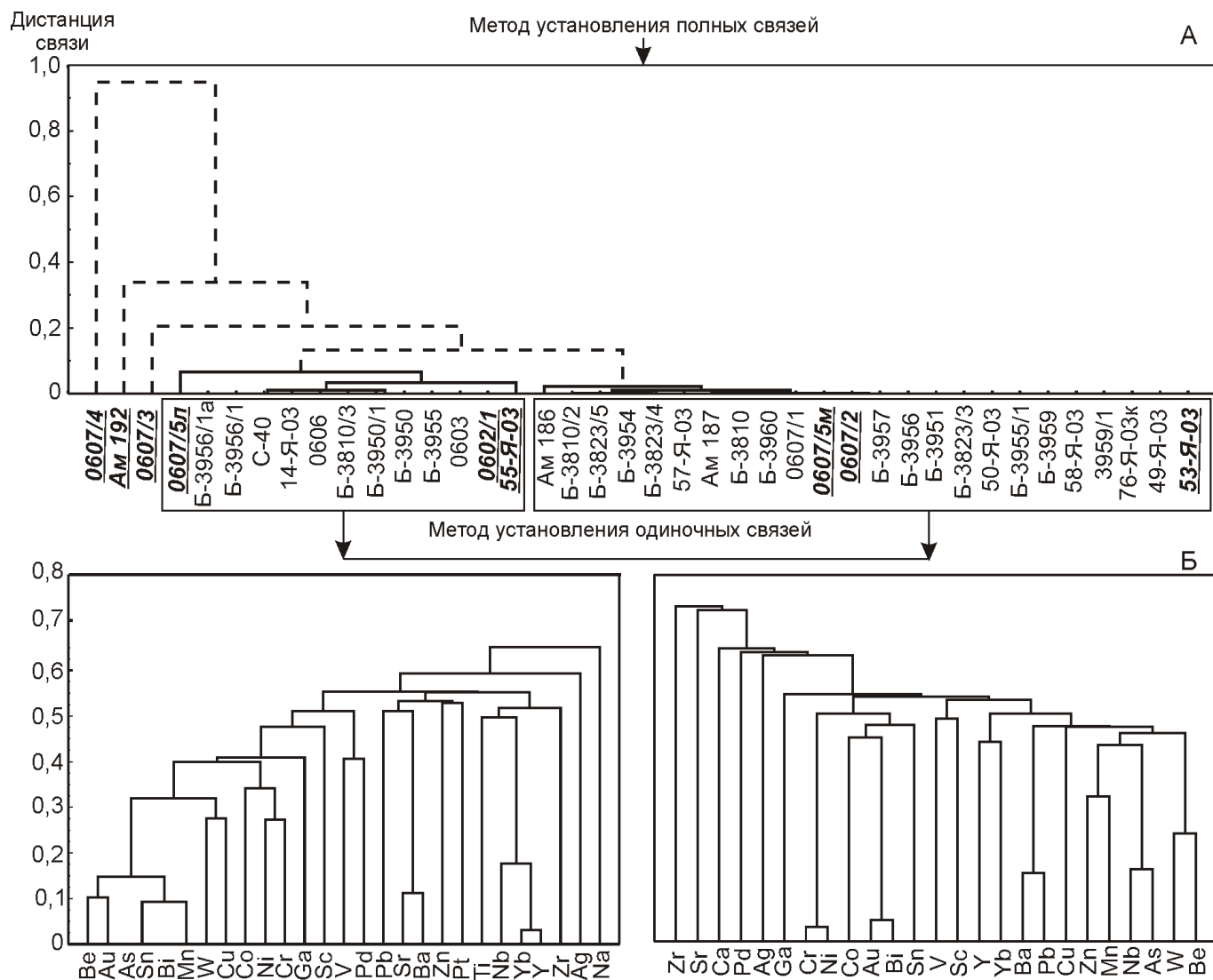


Рис. 6. Дендрограммы связей для проб месторождения им. П.Пинигина (А) и связей элементов в различных группах проб (Б):

рамки — группы проб; полужирный шрифт и подчеркнуты — пробы с содержанием Au 1 г/т; типичные химические анализы проб см. в табл. 2

1. В некоторых породах золото, образующее промышленные концентрации, тесно связано с Ве, менее Sn и W. Связь золота с этими элементами говорит о влиянии на распределение золота метасоматоза и(или) процессов ассимиляции, связанных с гранитами. Присутствие в одном кластере (кластер Ве-Cu) Bi и As наряду с Au, Ве, Sn, W может свидетельствовать о том, что отложение золота проходило в условиях сжатия и метаморфизма [2]. В породах этой группы по сравнению с породами второй сильна связь Au-Ве-As-Sn-Bi-Mn кластера с характерными для первичных магматических руд элементами — Cu, Co, Ni, Cr [7], что может говорить о том, что первоначально золото было приурочено к золото- и арсенид-содержащим пентландит-халькопирит-пирротин-овым магматогенным рудам, реликты которых зафиксированы в ассоциации с метаморфогенными.

2. Тесная связь золота с висмутом в породах второй группы и его пространственная связь с метаморфогенно-гидротермальной ассоциацией, разобщенность кластеров и оторванность кластера Au-Bi от других элементов, согласно работе [2], позволяет отметить его отложение в результате регионального метаморфизма на заключительном этапе.

Обсуждение результатов. По совокупности геологических и петрогеохимических особенностей промышленная золотоносность синколлизонных метаморфизованных базитов и ультрабазитов медвежьего комплекса (двупироксеновых кристаллических сланцев на месторождении им. П.Пинигина), на первый взгляд, близка к золото-полисульфидно-кварцевой формации семейства полиметалльно-золотых плутогенно-гидротермальных полигенно-полихронных месторождений в областях с

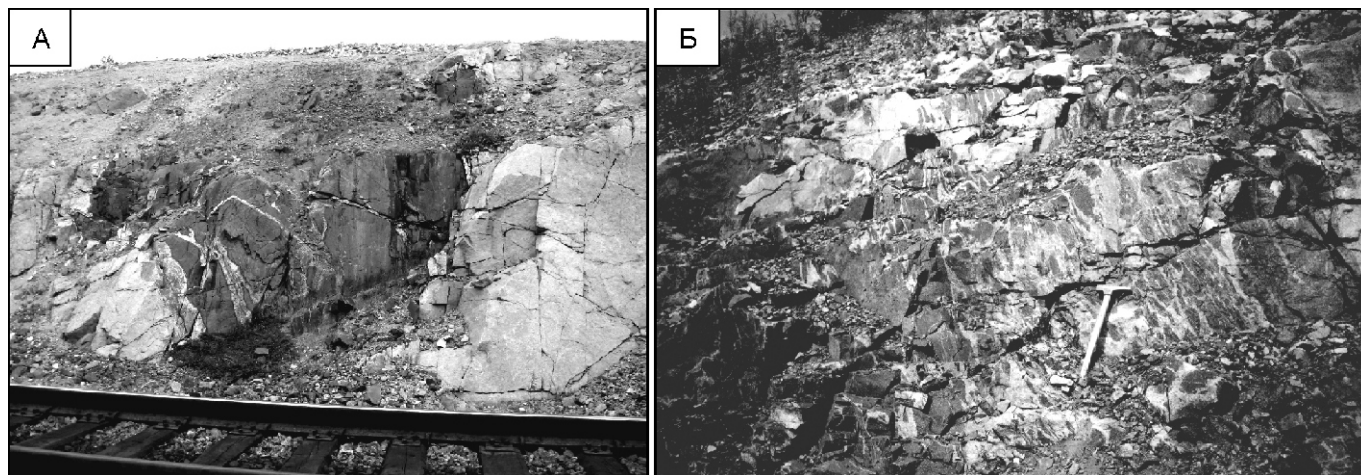


Рис. 7. Комбинированные дайки пород медведевского комплекса:

дайка: *А* — метабазитов, прорывающая двуполевошпатовые граниты, *Б* — комбинированная с преобладанием базитового материала (net-veined complexes)

развитием гранитоидного магматизма в базитовом субстрате [5]. Во многих районах плутоногенно-гидротермальные золото-полисульфидно-кварцевые месторождения тяготеют к базит-гипербазитовым комплексам с повышенным кларком золота [5], что дает возможность выдвинуть ассимиляционную модель, подразумевающую заимствование металла гранитоидной магмой и(или) глубинными растворами из вмещающих пород. Такие месторождения формируются в зрелую стадию сводообразования, в условиях интенсивного развития на мегасводах гранитоидного магматизма — гранитного купола, сопровождаемого малыми интрузиями и дайками пестрого состава на базальтоидном субстрате. Рудные тела этой формации представлены жилами, штокверками в различных вмещающих породах. Минеральные комплексы и продуктивные парагенетические ассоциации для этой формации — сульфидно-кварцевая с полиметаллической, сульфоантимонитовой, блёкло-рудной и другими продуктивными ассоциациями, с минералами теллура и висмута. Однако одним из основных отличий руд месторождения им. П.Пинигина является то, что металл концентрируется в самих метабазитах и не выносится за их пределы.

Особенности строения рудных тел в синколлизонных метаморфизованных базитах месторождения им. П.Пинигина могут быть объяснены механическим смешением гранитной и основной магм (минглинг) [8]. Минглинг-структуры были установлены для тел метабазитов медведевского комплекса за пределами месторождения [3]. Для минглинг-структур характерно сложное соотношение гранитного и базитового материала. С одной стороны, дайкообразные тела прорывают граниты, с другой — эти же граниты внутри тел метабазитов образуют сложную сеть жил и прожилков (рис. 7).

Минглинг-структуры образуют зональные обособления, схожие с обособлениями рудных тел на месторождении им. П.Пинигина. Плохая обнаженность на самом месторождении не позволяет в его пределах выявить подобные структуры или доказать их отсутствие. Косвенным свидетельством о возможности проявления процессов минглинга может служить высокая концентрация Au 0,15 г/т в минглинг-дайках метабазитов медведевского комплекса и кварцевых жилах в них за пределами месторождения.

Собственно сам процесс механического смешения магм происходит в условиях гранулитовой фации, не способствующей значительному перемещению флюидов из гранитов и выносу полезного компонента из базитов, и приводит к многократному переотложению золота в них.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 07-05-00695а, ГУП «Алдангеология» и гранта Президента Республики Саха (Якутия) молодым ученым и студентам за 2007 год.

Авторы выражают благодарность М.П.Мазурову, В.В.Алпатову, В.С.Шкодзинскому за консультации по отдельным разделам исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. — М.: Госгеолтехиздат, 1954.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. — Владивосток: Дальнаука, 1998.
3. Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минглинг-структуры палеопротерозойских метабазитов медведевского комплекса как доказательство их синколлизонной природы // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной памяти Л.М.Парфенова. — Хабаровск, 2007. С. 195—198.
4. Кравченко А.А., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Перспективы рудоносности базитов и ультрабазитов медве-

- девского комплекса // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 100-летию Б.Л.Флерова. — Якутск, 2006. С. 104—106.
5. Курбанов Н.К. Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник-99. Фонд им. акад. В.И.Смирнова. — М., 1999. С. 144—197.
 6. Максимов Е.П., Никитин В.М., Цыганов В.И. Перспективы центральной части Алданского щита на месторождения типа Кур-Притрассовое // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2005. № 1. С. 43—47.
 7. Скляр Е.В., Гладкозуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. — М.: Интернет Инжиниринг, 2001.
 8. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 47—64.
 9. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153—165.
 10. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Фундамент Северо-Азиатского кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: Наука/Интерпериодика. 2001. С. 108—112.
 11. Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 53—62.
 12. Сясько А.А., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. № 4. 2006. С. 58—65.
 13. Сясько А.А., Торопыгин С.Б., Швеиц В.Н., Боярко Г.Ю. Новый тип золотого оруденения на Алданском щите / Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. — Томск, 2001. С. 335—339.
 14. Швеиц В.Н. Модель формирования золоторудной минерализации Верхне-Любцакского рудного поля (Южная Якутия) // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы III Всероссийского симпозиума с международным участием. — Улан-Удэ, 2004. С. 243—245.
 15. Энтин А.Р., Тянь О.А. Медведевский массив основных — ультраосновных пород и его рудоносность // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск, 1983. С. 23—25.

УДК 553.4 (571.56)

Г.С.Анисимова, Л.А.Кондратьева, Н.В.Лескова, 2008

Сульфидные соединения золота и серебра в золоторудных месторождениях Восточной Якутии

Г.С.АНИСИМОВА, Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Н.В.ЛЕСКОВА

Природные сульфиды золота и серебра до конца 70-х годов прошлого столетия были не известны. За последние 30 лет в связи с внедрением прецизионных методов анализа выявлено несколько сульфидных и селенидных соединений золота и серебра — ютенбогаардит, петровскит, луджинит, пенжинит, фишесерит и др. Данные минералы в настоящее время обнаружены в рудах уже многих золоторудных, золотоскарновых, но преимущественно эпitherмальных золотосеребряных месторождений мира: Тамбанг-Савах (Индонезия), Комсток (США), Змеиногорск (Алтай, Россия) [20], Майкаин (Казахстан) [14], Караулхан (Западный Узбекистан) [10], «Х» (Узбекистан) [5], Лак Баллфрэг и Ориджинал Баллфрэг (США) [21], Джульетта (Северо-Восток России) [16], Улахан, Юное, Кубака, Дорожное, Агатовское, Школьное, Клине, Игуменовское, Кучукан, Солнечное, Печальнинское (Северо-Восток России) [1], Понгкор (Индонезия), Назарено (Перу) [22], Хопто (Тува, Россия) [6] и др. В Якутии при изучении руд золотосеребряного месторождения Якутское и рудопроявления Альфа установлены петровскит и минерал состава, близкого к формуле $(Au, Ag)_2S$ [12, 19].

Ютенбогаардит, или как иногда называют айтенобогаардит (Ag_3AuS_2) , выявлен в 1978 г. канадскими минералогами [20]. Состав минерала характеризуется значительными колебаниями содержаний всех

элементов (в %): Au 25—35; Ag 53—61; S 9,5—12,5. Иногда присутствует Se (первые проценты). Петровскит $(AgAuS)$ обнаружен в 1984 г. новосибирскими учеными в окисленных рудах золотосульфидного месторождения Майкаин в Центральном Казахстане [14]. Наблюдается в виде темно-серых оторочек шириной до 20 мкм вокруг выделений самородного золота, пробность которого 850—1000 %. Состав минерала, по данным Г.В.Нестеренко с соавторами, (в %): Au 55,9—60,5; Ag 29,8—33,3; S 9,0—9,7; Se 1—1,8.

Авторами данной публикации сульфиды золота и серебра, ютенбогаардит и петровскит, обнаружены впервые в рудах месторождений золота Бадран и Задержнинское в Восточной Якутии. Месторождение Бадран — представитель золоторудных месторождений типа минерализованных зон дробления в пологих надвигах. Объект расположен в Верхнеиндигирском горнорудном районе, в пределах Адыча-Эльгинского антиклинория тыловой части Верхоянского складчато-надвигового пояса [2, 3, 4]. Промышленное оруденение месторождения сосредоточено в трех рудных столбах, расположенных через 950—1050 м по простиранию зоны. Столбообразный характер распределения оруденения в минерализованной зоне связан с кварцевыми жилами лентообразной морфологии, вытянутыми по падению зоны Надвиговая, и сопровождаемыми оруденелыми

окварцованными милонитами и милонитизированными породами. Наиболее широко распространены руды с брекчиевой, полосчатой, линзовидной, массивной и сетчатой текстурами, встречающимися в различной комбинации.

В настоящее время в рудах месторождения диагностировано около 50 минералов (табл. 1). Доминирующий минерал руд — кварц, второй по распространенности и количеству — доломит. Среди рудных минералов преобладает пирит, который является сквозным. Реже отмечаются арсенопирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, халькопирит, бурнонит, антимонит, самородное золото, а акантит, джемсонит, буланжерит, пирротин, ютенбогаардит и петровскаит наблюдаются спорадически. Количество рудных минералов с глубиной незначительно увеличивается, так как степень гипергенного изменения руд сокращается.

Задержнинское месторождение — один из объектов Аллах-Юньской металлогенической зоны, расположено на западном крыле Южно-Верхоянского синклинория Верхоянского складчато-надвигового пояса [8, 9]. Морфоструктурные типы рудных тел представлены крутопадающими секущими кварцевыми жилами с зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленным типом минерализации. Оруденение приурочено к поперечным и кососекущим оперяющим трещинам субдолготных разломов. Количество рудных минералов составляет 1—5%. Сульфиды в рудных телах

распределены неравномерно. Основными рудными минералами выступают пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, электрум, реже встречаются халькопирит и пирротин (см. табл. 1). Спорадически отмечаются кюстелит, сульфосоли серебра и свинца, ютенбогаардит и петровскаит.

Авторы золото-серебряные сульфиды в рудах месторождения Бадран нашли на горизонте 960 м рудного столба I в ассоциации с высокосеребристым тетраэдритом, акантитом, разнопробным ртутистым самородным золотом и тесном сростании с гипергенными минералами (рис. 1, А). На Задержнинском месторождении сульфиды Au и Ag обнаружены на горизонте 1075 м в минерализованной зоне дробления. Редкие Au-Ag сульфиды в ассоциации с галенитом, электрумом и кюстелитом, оксидами Fe и Al встречаются в тонкозернистом кварцевом цементе руды брекчиевидной текстуры. Более крупное (до 60 мкм) микропористое выделение ютенбогаардита содержит реликты кюстелита и оксидов железа (см. рис. 1, Б). Последние зонально-ритмично окаймляют выделения кюстелита и сульфида Au и Ag, что характерно для руд эпитермальных месторождений. Петровскаит отмечается в виде каемки (5—6 мкм) вокруг электрума в ассоциации с галенитом и оксидом алюминия (см. рис. 1, Б). В отраженном свете сульфид Au и Ag светло-серого цвета с желтоватым оттенком. Отражение низкое. Рентгеноструктурный анализ не удалось выполнить из-за микроскопических размеров исследуемых минералов.

1. Минеральный состав руд месторождений Бадран и Задержнинское

Распространенность, %	Минералы	
	Гипогенные	Гипергенные
<i>Месторождение Бадран</i>		
Главные, 10	Кварц	Гётит, гипс
Второстепенные, 1—10	Доломит, анкерит, серицит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, антимонит, самородное золото	Ярозит, скородит, малахит, азурит
Редкие, 0,1—1	Кальцит, альбит, хлорит, серицит, турмалин, ортоклаз, рутил, марказит, фрейбергит, аргенто-тетраэдрит, электрум	Халькозин, ковеллин, сервантит, валентинит, полианит, каолинит, акантит
Спорадические, 0,1	Халцедон, апатит, киноварь, бурнонит, буланжерит, джемсонит	Англезит, эпсомит, церуссит, ютенбогаардит, петровскаит
<i>Месторождение Задержнинское</i>		
Главные, 10	Кварц	Гётит
Второстепенные, 1—10	Доломит, анкерит, кальцит, арсенопирит, пирит, галенит	Скородит, лимонит
Редкие, 0,1—1	Халцедон, сидерит, альбит, хлорит, серицит, сфалерит, пирротин, халькопирит, самородное золото, электрум	Церуссит, ковеллин
Спорадические, 0,1	Марказит, пираргирит, биллингслейит (?), диафорит, кюстелит	Халькозин, англезит, смитсонит, ютенбогаардит, петровскаит

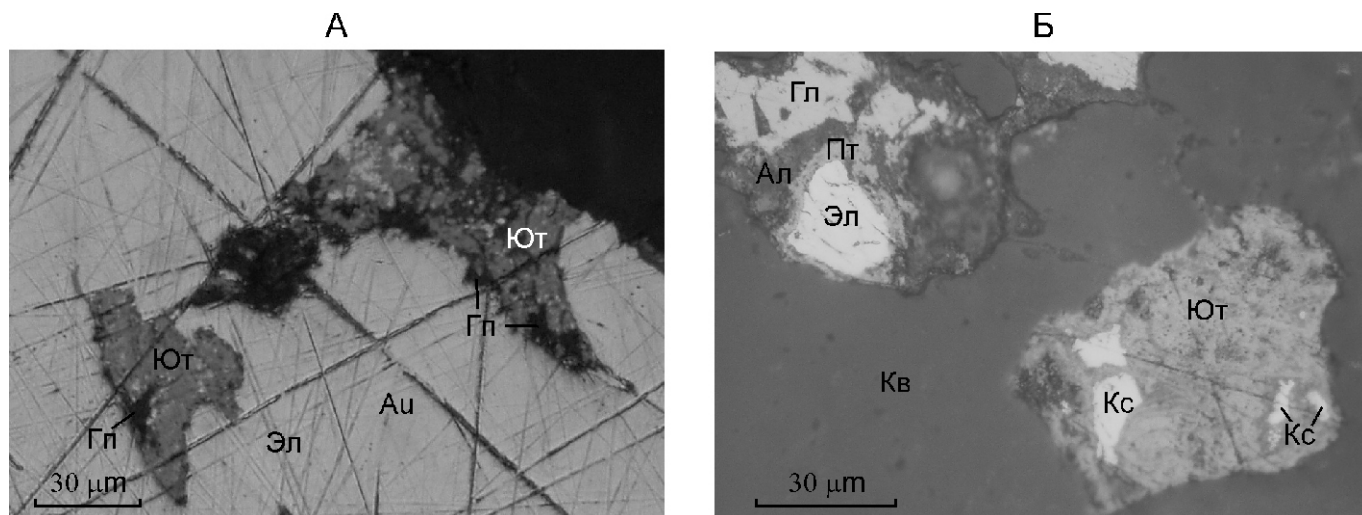


Рис. 1. Ассоциация ютенбогардита (Ют) и петровскита (Пт) с самородным золотом (Au), электрумом (Эл), кюстелитом (Кс), галенитом (Гл), оксидами алюминия (Ал), сурьмы и железа (Гп):

месторождения: А — Бадран, Б — Задержнинское

Состав минералов определен на микроанализаторе «Camebax-micro» и сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром INCA Energy 350 фирмы OXFORD (аналитик Н.В.Лескова). Расчет матричных эффектов проводился по методу ХРР в программном обеспечении аналитической приставки. Зерна самородного золота с включениями и тесными срастаниями гипергенных минералов и сульфидных соединений благородных металлов, отобранные под бинокляром из протолок рудных проб месторождения Бадран, были вмонтированы в эпо-кисдную шашку с дальнейшей полировкой и подготовкой к анализам. Минералы Задержнинского месторождения изучены в аншлифах.

По химическому составу проанализированные соединения охватывают весь интервал между AgAuS и Ag_3AuS_2 и выходят за его пределы (рис. 2), но доминируют разности, тяготеющие к серебряному аналогу — ютенбогардиту (табл. 2, 1—35; табл. 3, 1—20). Такая же тенденция характерна для составов Ag-Au сульфидов золото-серебряных месторождений [17]. Многие анализы показывают недостаток суммы (до 10%), что, по-видимому, связано с микропористостью минерала, как и в случае, описанном В.П.Самусиковым с соавторами [19]. Ютенбогардит исследуемых месторождений по сравнению со стехиометрическим составом обогащен Ag и S , но обеднен Au (см. табл. 2, 1—32; табл. 3, 1—17). В составе петровскита наблюдается дефицит Au (см.

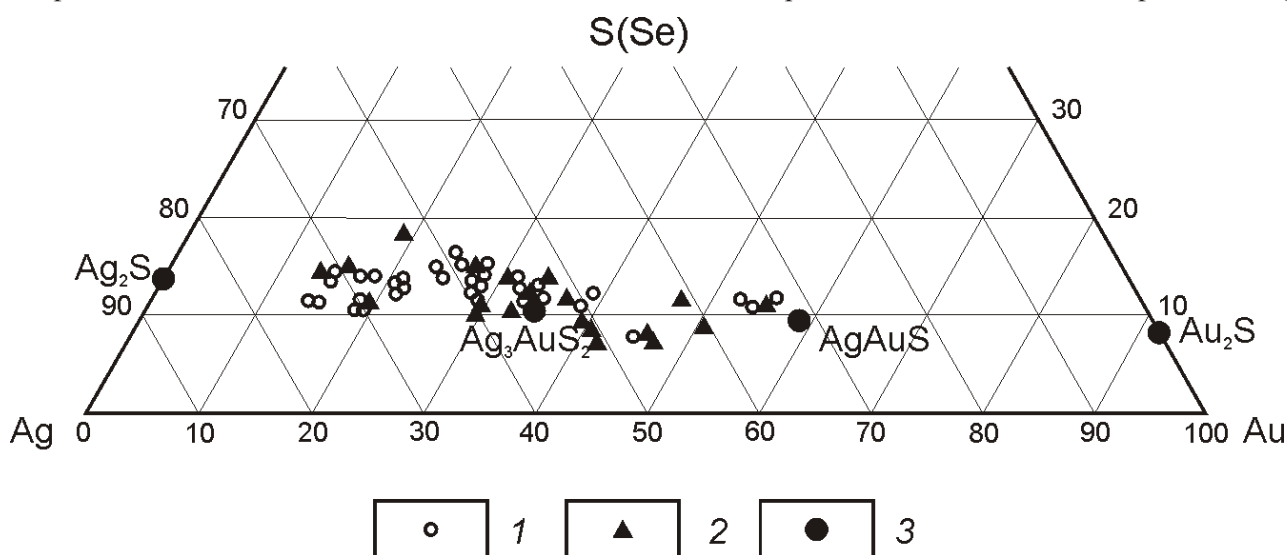


Рис. 2. Составы ютенбогардита и петровскита:

месторождения: 1 — Бадран, 2 — Задержнинское; 3 — теоретические составы сульфидов золота и серебра

2. Химический состав сульфидов золота и серебра и ассоциирующих с ними минералов месторождения Бадран

Анализы	Содержание, %										Сумма
	Ag	Au	Hg	Cu	Zn	Sb	Fe	As	O	S	
Сульфиды золота и серебра											
1	72,95	13,84	—	—	—	—	—	—	—	11,57	98,36**
2	70,64	13,64	0,34	—	—	0,15	0,14	—	—	10,34	95,25*
3	70,55	15,26	—	—	—	—	—	—	—	14,00	99,81**
4	70,06	15,13	—	—	—	—	—	—	—	12,90	98,09**
5	68,24	19,53	0,63	—	—	0,12	0,06	—	—	10,31	98,89*
6	68,05	18,66	—	—	—	—	—	—	—	13,36	100,07**
7	67,22	18,79	0,54	—	—	0,29	0,15	—	—	10,36	97,35*
8	67,22	19,79	0,66	—	—	0,29	0,15	—	—	10,36	98,47*
9	67,19	20,74	—	—	—	—	—	—	—	13,64	101,57**
10	67,11	17,55	—	—	—	—	—	—	—	13,80	98,46**
11	66,65	20,34	—	—	—	—	—	—	—	12,89	99,88**
12	66,06	17,25	0,64	—	—	2,37	0,48	—	—	9,88	96,68*
13	65,28	20,70	—	—	—	—	—	—	—	13,28	99,26**
14	64,92	21,64	—	—	—	—	—	—	—	12,61	99,17**
15	64,11	24,23	—	—	—	—	—	—	—	12,91	101,25**
16	63,71	25,92	—	—	—	—	—	—	—	11,28	100,91**
17	61,69	27,53	—	—	—	—	—	—	—	13,06	102,28**
18	59,65	25,93	—	—	—	—	—	—	—	16,29	101,87**
19	59,24	29,26	0,66	—	—	0,16	0,09	—	—	8,64	98,05*
20	58,95	23,72	—	—	—	—	1,71	—	—	14,18	98,56**
21	58,65	28,50	—	—	—	—	—	—	—	15,43	102,58**
22	58,15	27,35	—	—	—	—	—	—	—	14,51	100,01**
23	57,96	26,99	—	—	—	—	—	—	—	16,44	101,39**
24	57,50	28,34	—	—	—	—	—	—	—	14,13	99,97**
25	56,37	25,61	0,84	—	—	0,02	0,1	—	—	13,42	96,36*
26	55,02	31,56	—	—	—	—	—	—	—	13,29	99,87**
27	54,56	33,39	—	—	—	—	—	—	—	11,59	99,54**
28	53,91	31,06	—	—	—	—	—	—	—	15,42	100,39**
29	52,07	33,35	—	—	—	—	—	—	—	13,92	99,34**
30	50,68	39,64	—	—	—	—	—	—	—	12,09	102,41**
31	50,11	39,24	—	—	—	—	—	—	—	8,92	98,27**
32	46,57	44,99	—	—	—	—	—	—	—	8,99	100,55**
33	31,70	51,74	—	—	—	—	—	—	—	10,90	94,34**
34	30,38	51,75	—	—	—	—	—	—	—	11,08	93,21**
35	29,12	50,82	—	—	—	—	—	—	—	10,26	90,20**

Анализы	Содержание, %										Сумма
	Ag	Au	Hg	Cu	Zn	Sb	Fe	As	O	S	
Низкопробное золото											
36	21,79	76,87	0,24	—	—	—	—	—	—	—	99,88*
37	24,97	74,45	0,24	—	—	—	—	—	—	—	99,67*
38	26,93	72,24	—	—	—	—	—	—	—	—	99,68*
Электрум											
39	41,92	54,65	1,43	—	—	—	—	—	—	—	98,00*
40	47,01	51,12	1,58	—	—	—	—	—	—	—	99,71*
Акантит											
41	81,60	—	—	1,25	—	1,68	0,49	—	—	13,83	99,76*
42	84,52	—	—	1,28	—	0,82	0,39	—	—	13,03	100,04*
43	83,59	—	—	0,90	—	0,31	0,34	—	—	13,80	99,80*
44	84,86	—	—	0,86	—	—	0,24	—	—	14,29	100,25*
45	82,40	—	—	2,14	—	0,59	0,21	—	—	14,30	99,67*
Высокосеребристые блёклые руды											
46	45,49	—	—	4,12	3,73	22,12	1,84	0,80	—	20,58	99,53*
47	48,35	—	—	3,46	2,72	21,97	2,23	0,22	—	19,54	99,48*
Оксиды											
48	7,30	—	—	5,23	—	37,49	14,08	—	34,91	1,62	100,63**
49	11,95	—	—	2,82	—	27,22	16,46	2,92	36,15	2,70	100,22**
50	5,61	—	—	6,13	—	36,60	15,21	—	36,03	0,74	100,33**
51	8,11	—	—	4,90	—	33,12	15,04	—	34,38	1,44	97,00**

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, * — на микроанализаторе Camebax-micro, ** — на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi — K ; Ag, Sb, S — L ; эталоны: CuSbS — Cu, Sb, S; ZnS — Zn; CuFeS₂ — Fe; Bi₂S₃ — Bi; HgTe — Hg, Te; FeAsS — As; Au — 750 ‰; Ag — 100%. Аналитик Н.В.Лескова.

Формулы сульфидов золота и серебра

1.	Ag _{3,66} Au _{0,38} S _{1,96}	13.	Ag _{3,23} Au _{0,56} S _{2,21}	25.	Ag _{2,93} Au _{0,73} S _{2,34}
2.	Ag _{3,76} Au _{0,40} S _{1,84}	14.	Ag _{3,29} Au _{0,56} S _{2,15}	26.	Ag _{2,83} Au _{0,88} S _{2,29}
3.	Ag _{3,36} Au _{0,40} S _{2,24}	15.	Ag _{3,18} Au _{0,66} S _{2,16}	27.	Ag _{2,93} Au _{0,98} S _{2,09}
4.	Ag _{3,47} Au _{0,38} S _{2,15}	16.	Ag _{3,29} Au _{0,74} S _{1,97}	28.	Ag _{2,63} Au _{0,83} S _{2,54}
5.	Ag _{3,61} Au _{0,56} S _{1,83}	17.	Ag _{3,07} Au _{0,75} S _{2,18}	29.	Ag _{2,67} Au _{0,93} S _{2,40}
6.	Ag _{3,32} Au _{0,49} S _{2,19}	18.	Ag _{2,78} Au _{0,67} S _{2,55}	30.	Ag _{2,69} Au _{1,15} S _{2,16}
7.	Ag _{3,59} Au _{0,55} S _{1,86}	19.	Ag _{3,40} Au _{0,93} S _{1,67}	31.	Ag _{2,96} Au _{1,27} S _{1,77}
8.	Ag _{3,58} Au _{0,57} S _{1,85}	20.	Ag _{2,96} Au _{0,65} S _{2,39}	32.	Ag _{2,75} Au _{1,46} S _{1,79}
9.	Ag _{3,24} Au _{0,55} S _{2,21}	21.	Ag _{2,79} Au _{0,74} S _{2,47}	33.	Ag _{0,99} Au _{0,88} S _{1,13}
10.	Ag _{3,27} Au _{0,46} S _{2,27}	22.	Ag _{2,86} Au _{0,74} S _{2,40}	34.	Ag _{0,96} Au _{0,88} S _{1,16}
11.	Ag _{3,30} Au _{0,55} S _{2,15}	23.	Ag _{2,71} Au _{0,70} S _{2,59}	35.	Ag _{0,96} Au _{0,91} S _{1,13}
12.	Ag _{3,64} Au _{0,52} S _{1,84}	24.	Ag _{2,86} Au _{0,77} S _{2,37}		

3. Химический состав сульфидов золота и серебра и ассоциирующих с ними минералов Задержнинского месторождения

Анализы	Содержание, %								Сумма
	Ag	Au	Hg	Pb	Fe	Cu	Te	S	
Сульфиды золота и серебра									
1	70,00	13,40	2,00	—	—	—	—	14,13	99,83*
2	67,72	17,76	1,13	1,13	3,34	—	—	11,02	100,97*
3	64,82	13,64	1,99	1,37	0,50	—	—	13,64	94,96*
4	62,85	18,33	—	—	—	—	—	18,26	99,44*
5	58,01	27,73	—	0,71	0,47	—	—	9,87	96,79*
6	56,94	27,94	—	0,12	0,2	—	—	9,50	94,70*
7	56,01	32,64	—	0,15	0,06	—	—	11,21	99,86*
8	55,02	26,04	—		0,56	—	—	14,51	96,13*
9	54,16	27,94	—	0,36	2,90	—	—	9,59	94,99*
10	52,24	29,10	—	0,69	0,47	—	—	12,49	94,99*
11	50,45	35,23	—	—	—	—	—	11,55	97,23**
12	50,04	33,84	—	—	—	—	—	12,65	96,53*
13	48,41	40,74	0,93		0,65	—	—	9,41	100,14*
14	46,57	44,99	—	—	—	—	—	8,99	100,54**
15	45,61	34,18	—	—	3,38	2,18		8,93	94,28*
16	42,44	34,32	—	5,55	3,15	—	—	8,31	93,77*
17	42,25	38,10	—	5,53	2,56	—	—	8,59	97,03*
18	39,24	50,11	—	—	—	—	—	8,92	98,27**
19	36,14	46,12	—	1,86	0,42	—	—	11,00	95,54*
20	33,39	54,56	—	—	—	—	—	11,59	99,55**
Кюстелит									
21	71,46	25,85	1,52	—	—	—	—	—	98,83*
22	70,39	25,41	1,70	—	—	—	—	—	97,49*
23	70,48	25,73	1,44	—	—	—	—	—	97,65*
24	69,52	26,76	1,41	—	—	—	—	—	97,71*
25	68,78	26,55	1,68	—	—	—	—	—	97,03*
Электрум									
26	37,74	60,95	—	—	—	—	—	—	98,79*
27	36,18	63,20	—	—	—	—	—	—	99,39**
28	37,45	62,16	—	—	—	—	—	—	99,61**

Формулы сульфидов золота и серебра

1.	Ag _{3.33} Au _{0.36} S _{2.31}	8.	Ag _{2.79} Au _{0.73} S _{2.48}	15.	Ag _{2.91} Au _{1.20} S _{1.89}
2.	Ag _{3.55} Au _{0.51} S _{1.94}	9.	Ag _{3.19} Au _{0.91} S _{1.90}	16.	Ag _{2.85} Au _{1.26} S _{1.89}
3.	Ag _{3.29} Au _{0.38} S _{2.33}	10.	Ag _{2.89} Au _{0.82} S _{2.29}	17.	Ag _{2.76} Au _{1.36} S _{1.88}
4.	Ag _{2.81} Au _{0.45} S _{2.74}	11.	Ag _{2.79} Au _{1.07} S _{2.14}	18.	Ag _{1.22} Au _{0.85} S _{0.93}
5.	Ag _{3.27} Au _{0.86} S _{1.87}	12.	Ag _{2.70} Au _{1.01} S _{2.29}	19.	Ag _{1.10} Au _{0.77} S _{1.13}
6.	Ag _{3.28} Au _{0.88} S _{1.84}	13.	Ag _{2.84} Au _{1.31} S _{1.85}	20.	Ag _{0.98} Au _{0.88} S _{1.14}
7.	Ag _{3.01} Au _{0.96} S _{2.03}	14.	Ag _{2.76} Au _{1.46} S _{1.78}		

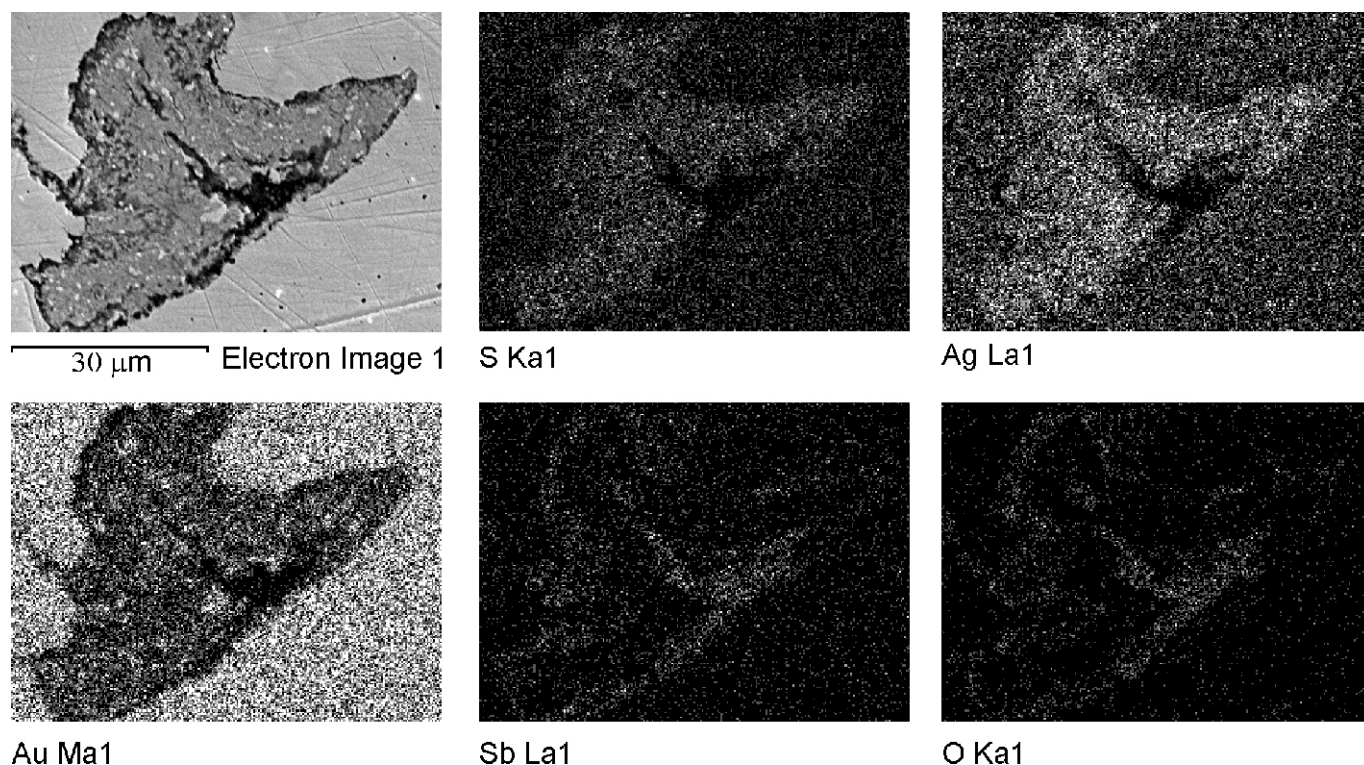


Рис. 3. Изображение в обратнорассеянных электронах и растровые картины распределения элементов в ютенбогаардтите, самородном золоте и оксидах сурьмы. Месторождение Бадран

табл. 2, 33—35; табл. 3, 18—20). Отличительная особенность минералов описываемых месторождений — присутствие примесей Pb, Fe, Cu, Hg и Sb, которое объясняется минеральными парагенезисами. Изучены также составы ассоциирующих минералов, среди которых в рудах месторождения Бадран отмечены низкопробное золото, электрум, акантит, высокосеребристые блёклые руды и гипергенные минералы необычного состава — оксиды Sb и Fe с примесью Ag, Cu, As (см. табл. 2, 36—51). Низкопробное золото и электрум содержат в виде примеси ртуть, количество которой в электруме выше (см. табл. 2, 36—40). Акантит месторождения отличается незначительными концентрациями Cu, Sb и Fe (см. табл. 2, 41—45). Уникальной является блёклая руда с аномально высокими содержаниями серебра (см. табл. 2, 46—47). Обычно столь высокосереброносная блёклая руда отмечается в собственно серебряных месторождениях [7, 11, 18]. Гипергенные минералы — оксиды Sb и Fe — по своему составу не соответствуют ни шафарцититу, ни трипугиту, отличаясь пониженными содержаниями сурьмы и высокими концентрациями кислорода (см. табл. 2, 48—51). Примеси Ag, Cu, реже As в этих оксидах указывают на распад высокосеребристой блёклой руды в зоне окисления. Сульфиды Au и Ag Задержнинского месторождения тесно ассоциируют с электрумом и кюстелитом, а также с галенитом и оксидом алюминия. Кюстелит данного месторождения также содержит повышенные

концентрации ртути, в электруме этот элемент не обнаружен (см. табл. 3, 21—28).

Распределение элементов в минерале изучено на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV. Анализ показывает, что на месторождении Бадран сульфиды Au и Ag содержат вкрапленность самородного золота и тесно срастаются с оксидами Sb и Fe, иногда с примесью Ag, Cu и As (рис. 3). Растровые картины распределения элементов в минералах Задержнинского месторождения отчетливо фиксируют взаимоотношение Au-Ag сульфидов с кюстелитом, электрумом, оксидами Fe и Al, а также с галенитом (рис. 4).

По поводу генезиса сульфидных соединений Au и Ag существует несколько различных точек зрения. Сторонники гипогенного происхождения считают, что они образовались в результате переотложения сульфидных минералов и раннего самородного золота при их взаимодействии с гидротермальными растворами [12, 23] или при метаморфизме руд [15, 20]. Рассматривая условия образования петровскита, Г.В.Нестеренко с соавторами [14] пришли к выводу о его гипергенной природе и предположили, что он отлагался в зоне окисления из тиосульфатных Ag- и Au-содержащих растворов. С целью проверки гипотезы гипергенного генезиса ютенбогаардтита и петровскита Н.Е.Савва и Г.А.Пальянова [17] выполнили термодинамические расчеты в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{Fe}-\text{Au}-\text{Ag}-\text{S}-\text{C}-\text{Na}-\text{Cl}$. Они показали, что ютенбогаардит и петров-

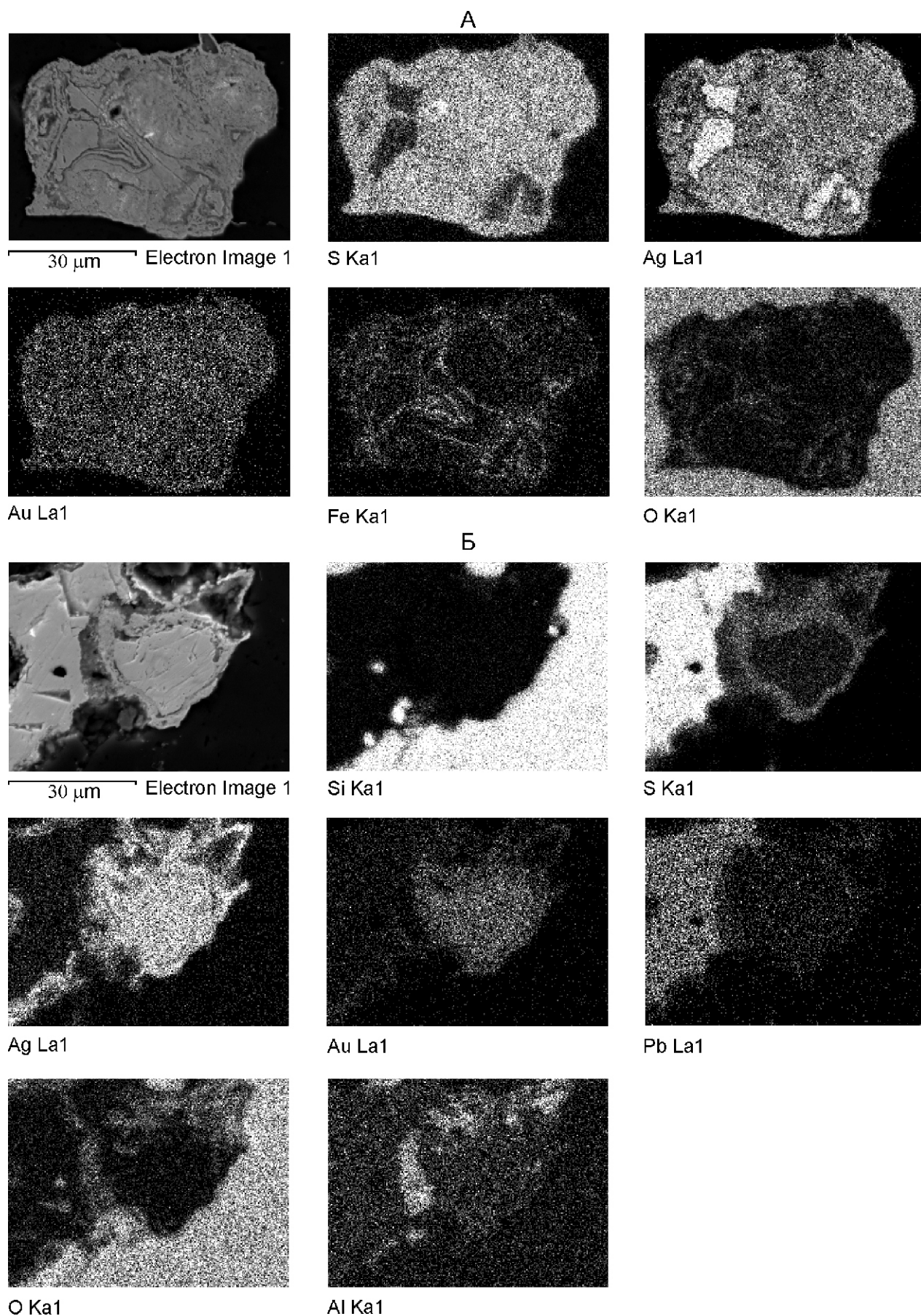


Рис. 4. Изображение в обратнорассеянных электронах и растровые картины распределения элементов в ютенбо-гаардтите, кюстелите и оксидах железа (А), петровскаите, галените, электруме и оксидах алюминия (Б). *Заде-ржинское месторождение*

скаит образовались за счет самородного золота в зоне гипергенеза Au-Ag эпипермальных месторождений при окислении Au(Ag)-содержащих пирита, акантита или других сульфидов.

В изученных авторами рудных объектах нахождение сульфидов Au и Ag в ассоциации с акантитом и оксидными минералами также предполагает гипергенные условия образования данных минералов. Сульфиды Au и Ag месторождения Бадран, по мнению авторов, образовались за счет самородного золота и гипергенного изменения высокосеребристых блёклых руд, о чем свидетельствует повсеместное сонахождение ютенбогаардитита с оксидами Sb и Fe с примесью Ag, Cu и As. Ютенбогаардитит и петровскаит Задержнинского месторождения, возможно, сформированы в зоне окисления при гипергенном изменении золото- и серебросодержащих сульфидов.

Новые находки описанных минералов еще раз указывают на более широкое развитие сульфидов золота и серебра, чем считалось ранее. Вариации составов ютенбогаардитита и петровскаита, установленные для многих месторождений, и в случае данных исследований позволяют предположить возможность существования природных твердых растворов сульфидов Au и Ag. Находка ютенбогаардитита и петровскаита с примесью ртути в рудах Задержнинского месторождения наряду с другими характерными признаками обосновывает выделение здесь эпипермального Au-Ag оруденения. Присутствие Au-Ag сульфидов в ассоциации с акантитом, высокосеребристой блёклой рудой, электрумом в рудах месторождения Бадран подтверждает развитие поздней золотосеребряной ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альшевский А.В. Сульфидные минералы золота на Северо-Востоке России: нахождение, особенности состава и генезиса / Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2. Металлогения. — Магадан, 2001. С. 135—138.
2. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Агеев В.А., Баландин В.А. Месторождения золота. Бадран / Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. — Якутск, 2002. С. 39—64.
3. Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах — новый тип месторождений золота // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 65—70.
4. Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Кондратьева Л.А. Самородное золото месторождения Бадран // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 38—47.
5. Брадинская Е.М., Ущатовская З.Ф., Баранкевич В.Г., Фомина В.А. Новая находка ютенбогаардитита в СССР // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 1. С. 183—188.
6. Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. Золотосодержащие минеральные ассоциации

месторождений медно-рудного профиля Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (9). С. 996—1004.

7. Жданов Ю.Я., Амузинский В.А., Андрианов Н.Г. Природная разновидность высокосеребристой блёклой руды с большим параметром элементарной ячейки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 326. № 2. С. 337—340.
8. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23—28.
9. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11—17.
10. Конев Р.И., Чеботарев Г.М., Байбеков Э.Ф. Золото-серебряный сульфид из зоны окисления рудопроявления Караулхана (Западный Узбекистан) // Записки Узбекистанского отделения Всес. минер. об-ва. 1986. № 39. С. 5—8.
11. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. — Якутск, 1997.
12. Некрасов И.Я., Самусиков В.П., Лескова Н.В. Первая находка сульфида $AgAuS$ — аналога петровскаита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 4. С. 944—947.
13. Некрасов И.Я., Лукин С.Е., Егорова Л.Н. Рентгенографическое изучение соединений системы Au-Ag-S-Se // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 943—946.
14. Нестеренко Г.В., Кузнецова А.И., Пальчик Н.А. и др. Петровскаит $AuAg(S,Se)$ — новый селенсодержащий сульфид золота и серебра // Зап. Всес. минер. об-ва. 1984. Вып. 5. С. 602—607.
15. Савва Н.Е. Принцип эволюционной систематики минералов серебра. — Магадан, 1995.
16. Савва Н.Е. Электрум-акантит-ютенбогаардититовый минеральный тип золото-серебряного оруденения в трубчатых неках риолитов / Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. — Магадан, 1996. С. 66—81.
17. Савва Н.Е., Пальянова Г.А. Генезис сульфидов золота и серебра на месторождении Улахан // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1028—1042.
18. Самусиков В.П., Гамянин Г.Н. Состав, строение и классификация серебросодержащих блёклых руд / Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). — Якутск, 1997. С. 61—64.
19. Самусиков В.П., Некрасов И.Я., Лескова Н.В. Золото-серебряный сульфоселенид $(AuAg)_2(S,Se)$ из месторождения Якутское // Зап. Всерос. минер. об-ва. 2002. № 6. С. 61—64.
20. Barton M.D., Kieft C., Burke E.A., Oen I.S. Uytienbogaardtite, a new silver-gold sulfide // Canad. Miner. 1978. Vol. 16. № 4. P. 651—657.
21. Castor S.B., Sjöberg J.J. Uytienbogaardtite, Ag_3AuS_2 , in the Bullford mining district, Nevada // Canad. Miner. 1993. Vol. 31. P. 89—98.
22. Greffie C., Bailly L., Milesi J.P. Supergene alteration of primary ore assemblages from low-sulfidation Au-Ag epithermal deposits at Pongkor, Indonesia, Nazareno, Peru // Econ. Geol. 2002. Vol. 97. № 3. P. 561—571.
23. Warnada L.W., Lehmann B., Simandjuntak M. Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia // Canad. Miner. 2003. Vol. 41. № 1. P. 185—200.

Новые данные о геологии Эндыбальского сереброрудного узла (Западное Верхоянье, Якутия)

А.В.КОСТИН

Существуют различные представления о рудно-формационной принадлежности серебряных месторождений Эндыбальского рудного узла. Л.Н.Индолев, Г.Г.Невойса [1] и В.М.Калинин (1990) относят их к касситерит-сульфидной формации, связанной с гранитоидным магматизмом, И.Я.Некрасов [6] — серебро-полиметаллической, связанной с гидротермальными источниками дна океанов. По М.М.Константинову (1947), сереброрудные узлы Западного Верхоянья характеризуются сменой от центра к периферии молибденитовой, пирротин-арсенопиритовой, галенит-сфалеритовой с повышенной серебристостью, кварц-сидерит-халькопирит-арсенопиритовой и кварцевой безрудной зон, что отвечает рудно-магматическим системам с комплексной Mo-Cu-Ag минерализацией. Такое разнообразие трактовок рудно-формационной принадлежности серебряных месторождений рудного узла свидетельствует, скорее всего, о длительной истории его формирования, отдельные стороны которого отражены в разных рудно-формационных моделях. Цель данной статьи — показать наименее охарактеризованные черты Эндыбальского сереброрудного узла, что поможет лучше понять его полиформационную природу.

Эндыбальский сереброрудный узел расположен в бассейне р.Эндыбал (левый приток р.Аркачан) и является одним из крупных на северо-востоке России, включая серебряные месторождения и рудопрооявления Мангазейское, Ясное, Нижнеэндыбальское, Верхнеэндыбальское, Бурное, Безымянное, Мухалканское, Стержневое, Забытое, Вертикальное, Граничное, Семеновское, Привет и Жильное. Рудные тела прослежены от среднего течения р.Мухалкан до устья руч.Мысовой (система левых водотоков р.Аркачан), а протяженность рудного узла, таким образом, составляет около 14 км при ширине 4,5 км. В геологическом отношении он приурочен к восточному крылу Куранахского антиклинория в зоне сочленения с Сартангским синклинирем [2].

Основная рудовмещающая структура рудного узла — Мухалканская антиклиналь север-северо-западного простирания (340°), с запада к ней примыкает Мангазейская синклиналь. Обе эти складки осложняют восточное крыло Эндыбальской антиклинали — структуры более высокого ранга. Угол падения пород восточного крыла Эндыбальской антиклинали в районе Эндыбальского рудного узла составляет в среднем 45°, простирание близко к долготному. Структура узла определяется долготными сдвигами Ньюектаминской зоны разлома и Эндыбальским

кольцевым разломом, обусловленным влиянием одноименного субвулкана. По результатам дешифрирования космических снимков IKONOS установлены как минимум четыре ветви долготных сдвигов, с которыми пространственно связаны месторождения и группы рудных жил (рис. 1). Первая и вторая ветви разлома приурочены к крылу антиклинальной складки. В зоне разлома I углы падения пород от 30 до 50°, а II — от 10 до 20°. По этой причине с зоной I связаны преимущественно пластовые рудные жилы (см. рис. 1, А), а с II — штокверковые зоны сульфидно-карбонатной минерализации (см. рис. 1, Б и В), III и IV пересекают ядро антиклинальной складки с субгоризонтальным залеганием пород. Рудовмещающие структуры связаны с сопряженными системами трещин отрыва, секущими вмещающие породы. Руды зон III и IV представлены многостадийными брекчиями, в которых отмечаются обломки осадочных и изверженных пород, а также руд ранней генерации.

В пределах рудного узла установлено несколько десятков месторождений и рудопрооявлений, большинство рудных тел которых в отличие от других серебряных месторождений Якутии, таких как Прогноз, Хачакчанское, Ночное, Заря и других [2, 4], ориентированы как и складчатые структуры в долготном направлении. Это обусловило большое разнообразие структурных типов рудных тел: 1) пластовые жилы, смятые в складки — месторождения Мангазейское (жилы Михайловская, Ольгина, Васильевская, Англезит-Церусситовая, Жила 2), Ясное, Мысовое; 2) сульфидизированные породы с комбинированными системами жил — месторождения Нижнеэндыбальское, Верхнеэндыбальское; 3) комбинированные жилы — месторождения Бурное, Безымянное, Мухалканское, Мангазейское (жила Кузьминская), Стержневое; 4) секущие рудоподводящие жилы — месторождения Забытое, Вертикальное, Граничное, Семеновское, Привет, Жильное.

Магматические образования Эндыбальского рудного узла характеризуются относительно небольшой интенсивностью развития и неравномерным распределением, прорывают и контактово метаморфизуют отложения верхоянского комплекса. В структурном отношении они локализованы в ядре Эндыбальской антиклинали и представлены Эндыбальским субвулканом, сложенным дацитовыми и риолитовыми порфирами и их брекчиевой субфацией и роем даек, большая часть которых ориентирована в долготном направлении. Песчаники кыгылтасской свиты C₃-P₁, вмещающие Эндыбальский субвулкан, ка-

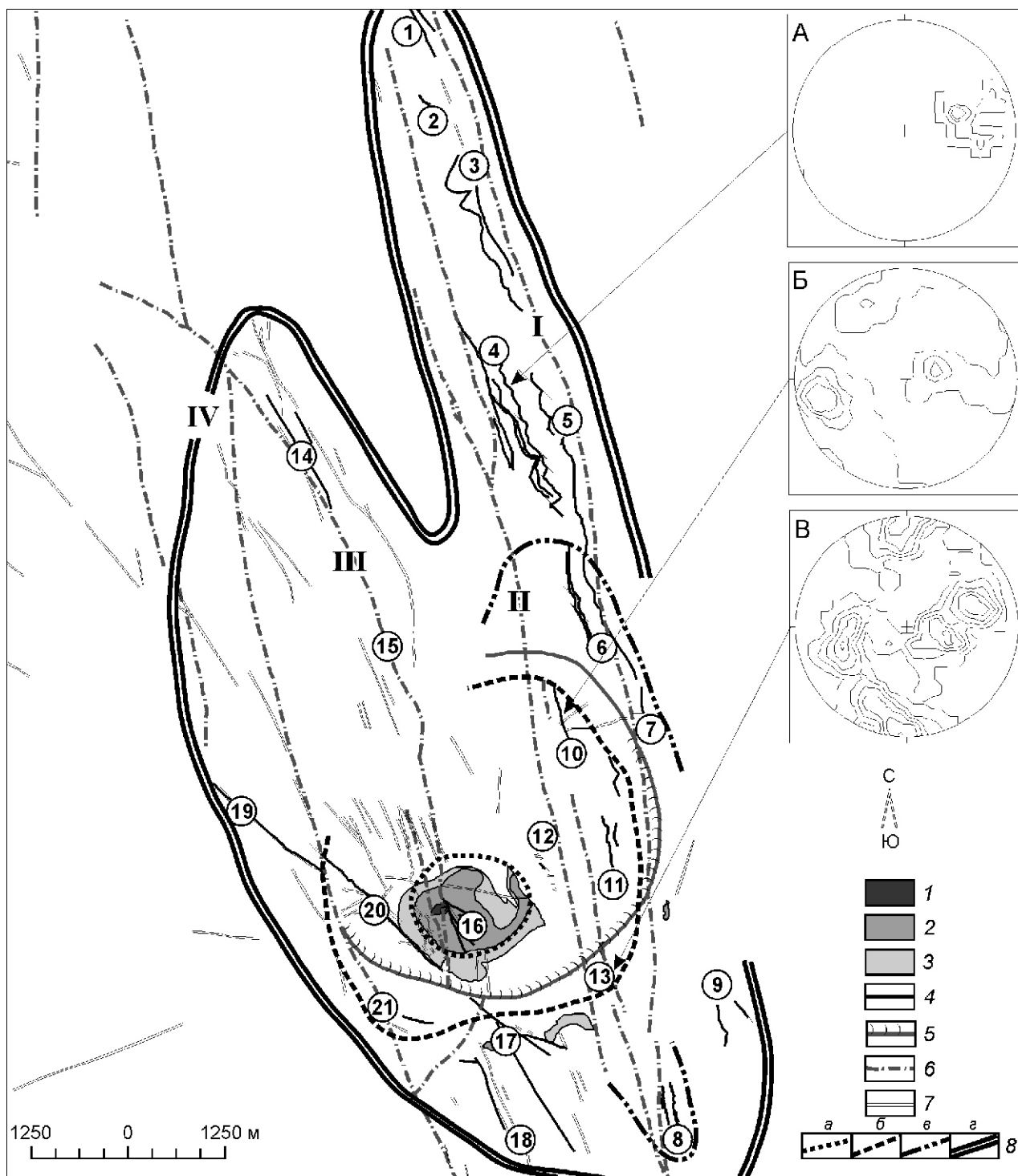


Рис. 1. Схема Эндыбальского рудного узла:

1 — кварцевый порфир; 2 — взрывчатая брекчия Эндыбальского субвулкана; 3 — роговики; 4 — рудные жилы; 5 — кольцевые структуры; 6 — региональные сдвиги; 7 — дайки рудного узла; 8 — зоны минерализации: а — Au-Cu-Mo, б — Cu-Ag-Pb-Zn-(Sn), в — Ag-Sb, з — Ag-Pb; зоны долготных сдвигов Ньюектаминского разлома (римские цифры) и приуроченные к ним месторождения и рудопоявления (цифры в кружках): I — зона пластовых жил: 1 — Бурное, 2 — Лесное, 3 — Мухалканское, 4 — Граничное, Михайловское, жила 2, Англезит-Церусситовая, 5 — Кузьминская, 6 — Ольгина, Васильевская; 7 — Аномальное, 8 — Безымянное, 9 — Мысовое; II — зона комбинированных жил и штокверков: 10 — Стержневое, 11 — Восточное, 12 — Верхнеэндыбальское, 13 — Нижнеэндыбальское; III — зона секущих долготных жил: 14 — Забытое-1, 15 — Забытое-2, 16 — Порфиоровое, 17 — Вертикальное юго-восточное, 18 — Сульфосольное; IV — зона субширотных и северо-западных жил: 19 — Вертикальное северо-западное, 20 — Вертикальное, 21 — Привет; на врезке — диаграммы тектонической трещиноватости с рудным заполнением трещин — месторождения: А — Мангазейское (жилы Михайловская, Ольгина, Васильевская, Англезит-Церусситовая); Б — Стержневое, В — Нижнеэндыбальское

таклазирваны вблизи контакта, повсеместно отмечается захват вмещающих пород эруптивной брекчий внешней зоны. Брекчия внутренней зоны является автомагматической.

Завершающая стадия становления Эндыбальского субвулкана сопровождалась тектоническими подвижками, связанными с растяжением его апикальной части и образованием радиальных трещин отрыва. К одной из них приурочена дайка базальтового трахиандезита и наложенная на нее минерализация рудной зоны Вертикальная (см. рис. 1). Вблизи субвулкана в этой структуре установлены брекчии с обломками трахибазальтового состава и андезитовым цементом (рис. 2, 1) и кластолавы (см. рис. 2, 2). Контакт брекчий с вмещающими песчаниками (см. рис. 2, 3) характеризуется неровной поверхностью без признаков зеркал или борозд скольжения, что соответствует трещине отрыва. В темном тонкозернистом цементе брекчии установлена рассеянная сульфидная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блёклой рудой. По данным микронзондового анализа в блёклой руде содержится Ag 2,65—4,53%, для пирита характерно наличие примеси Ni 2,52—3,2%, что позволяет отнести эту ассоциацию минералов к ранней высокотемпературной стадии рудообразования. Вмещающие песчаники вблизи зоны брекчий также характеризуются наличием трещин отрыва, по которым происходит смещение слоев и последующее выполнение трещин пиритом и халькопиритом (см. рис. 2, 4).

Для выявления петрохимических особенностей магматических пород Эндыбальского рудного узла выполнено 49 силикатных анализов (табл. 1), в полной мере охватывающих их разновидности. Для анализа выбирались породы без посторонних включений. По составу породы изменяются от риолитов и дацитов в Эндыбальском субвулкане до андезитов, базальтовых трахиандезитов и трахибазальтов в контролирующих серебряное оруденение на флангах субвулкана дайках и группируются в два поля. Первое отвечает породам высококальциевой известково-щелочной серии, второе — шошонитовой (рис. 3). Такие серии пород характерны для крупных рудно-магматических узлов с комплексной Cu-Mo-Au-Ag-Pb-Zn минерализацией, представителем которых является месторождение мирового класса Бингем (штат Юта, США) [7].

Связь магматизма и серебряного оруденения Эндыбальского рудного узла — один из наиболее спорных и до конца не решенных вопросов. Большинство серебряных рудных тел расположены на значительном удалении от даек и Эндыбальского субвулкана. Лишь на центральном участке рудной зоны Вертикальная установлено два типа взаимоотношений даек и серебряного оруденения: 1) дайки трахибазальт-базальт-трахиандезит-андезитового состава (см. табл. 1, 18—29) раздроблены в зоне разло-

ма и сцементированы карбонат-галенит-сфалерит-серебросульфосольными рудами; 2) дайка риолитовых порфиров, залегающая под углом 40—60°, экранитует Ag-Pb руду, дробление дайки не наблюдается.

Это позволяет установить следующую временную последовательность формирования: Эндыбальский субвулкан — дайки риолитовых и дацитовых порфиров — дайки трахибазальт-базальт-трахиандезит-андезитового состава — Cu-Ag-Pb-Zn-(Sn) руды месторождения Вертикальное. Для других месторождений Эндыбальского рудного узла связи с магматическими образованиями не установлено.

Рудный узел характеризуется латеральной зональностью, выраженной в смене от центра к периферии Au-Cu-Mo, Cu-Ag-Pb-Zn-(Sb), Ag-Sb и Ag-Pb геохимических типов руд (см. рис. 1).

Первая — внутренняя Au-Cu-Mo зона приурочена непосредственно к Эндыбальскому субвулкану. Основная масса рудных прожилков сложена кварцем, арсенопиритом, халькопиритом и молибденитом при второстепенном значении висмута, густавита и сульфотеллуридов серебра [3].

Во *второй* Cu-Ag-Pb-Zn-(Sb) зоне широко развита блёклая руда с различной степенью сереброносности и практически полным отсутствием таких сульфосолей серебра, как стефанит, пираргирит, миаргирит, диафорит. В рудах повсеместно присутствует халькопирит, а между Cu и Ag отмечается положительная корреляционная связь. Оловоносность руд определяется канфилдитом и станнином, которые находятся в тесном сростании с серебросодержащей блёклой рудой.

Третья Ag-Sb зона характеризуется экстремально высокими содержаниями Ag 5—29 кг/т. Наиболее интенсивно она проявилась в рудах Мангазейского (рудные зоны Ольгина и Васильевская) и Безымянного месторождений. Для этой зоны типично разнообразие карбонатов, причем во фрейбергитовых рудах доминируют мангансидерит и сидерит, а в пираргирит-диафоритовых — кальцит, доломит и анкерит. В рудных зонах Ольгина и Васильевская в состав руд входят (в порядке последовательности кристаллизации) пирит, арсенопирит, серебросодержащий сфалерит, халькопирит, фрейбергит, диафорит, миаргирит, пираргирит, галенит, акантит, полибазит, стефанит, серебро самородное. На Безымянном месторождении заметно увеличение роли фрейбергита, количество пираргирита уменьшается. Отмечается крайне невыдержанный минеральный состав руд. Линзы мангансидерит-фрейбергитового состава сменяются по простиранию жилы кварц-диафоритовыми с гнездами пираргирита и галенита и пираргиритовыми с миаргиритом и диафоритом. Галенит и сфалерит развиты незначительно.

Четвертая — внешняя Ag-Pb зона включает большинство пластовых жил Мангазейского (рудные зоны Семеновская, Граничная, Михайловская,

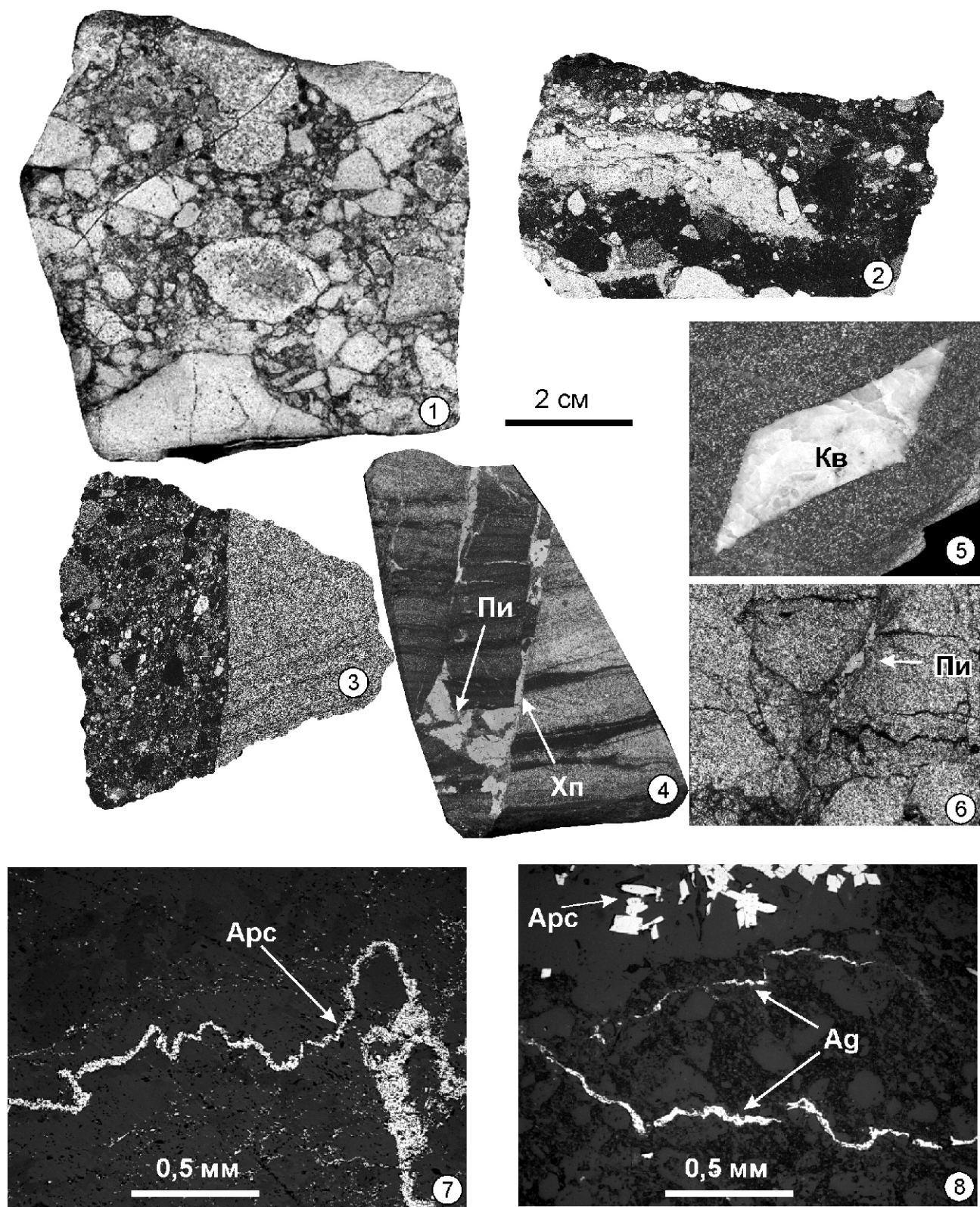


Рис. 2. Разновидности брекчий и измененных песчаников:

1 — обломки дайки трахибазальтов (светлое) с интенсивно сульфидизированным андезитовым цементом (темное); 2 — трахибазальтовая кластолава (округлые светлые обломки и фрагменты не застывшего трахибазальта) и обломки алевропесчаника (черное) в сульфидизированном андезитовом цементе; 3 — контакт песчаника и брекчий вблизи Эндыбальского субвулкана; 4 — трещины отрыва в песчанике, выполненные пиритом и халькопиритом; 5 — регенерированный кварцевый прожилок, ограниченный по периметру микростиллолитовыми швами; 6 — стиллолитовые швы (черное) в осветленном песчанике рассекаются пиритовым прожилком; 7 — микростиллолитовый шов в сидеритовой жиле, выполненный тонкозернистым арсенопиритом; 8 — микростиллолитовый шов в песчанике, выполненный самородным серебром Ag; Арс — арсенопирит; Пи — пирит; Хп — халькопирит; Кв — кварц

1. Химический состав магматических пород Эндыбальского рудного узла

Образец	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	п.п.п.	Сумма
Эндыбальский субдуктан																	
1. 5306	Дациг	69,48	0,33	17,13	0,46	1,52	0,00	0,22	1,52	3,50	3,26	1,68	0,10	0,53	0,00	0,00	99,73
2. 5723	Риолит	70,23	0,37	13,87	0,69	2,41	0,03	0,75	1,63	3,00	4,70	0	0,11	0,26	0,00	1,00	99,05
Эксплозивные брекчи Эндыбальского субдуктана																	
3. 5305	Риолит	72,93	0,35	14,60	0,59	0,42	0,00	0,46	0,21	0,16	7,84	1,26	0,05	0,76	0,09	0,00	99,72
4. 5348	Дациг	69,47	0,42	13,96	1,82	1,55	0,09	0,81	1,65	2,22	3,91	1,97	0,10	2,35	0,28	0,00	100,60
5. K-5016б	Андезит	58,42	0,89	13,42	4,30	6,32	0,69	0,64	1,73	0,05	4,21	1,9	0,26	3,26	3,41	0,14	99,64
6. K-5016в	Дациг	71,87	0,46	14,55	0,66	2,13	0,26	0,02	1,49	0,06	4,23	2,26	0,27	1,08	0,21	0,00	99,55
7. K-5001-002a		64,17	0,46	15,21	0,75	2,93	0,32	0,72	3,46	0,07	4,64	2,12	0,30	4,09	0,03	0,33	99,60
8. K-5001-002б		63,40	0,37	15,13	0,93	2,68	0,20	0,48	5,13	0,21	4,40	2,26	0,27	4,92	0,03	0,01	100,42
9. K-5001-008		68,00	0,45	13,83	4,13	2,06	0,00	0,17	1,73	0,10	4,74	1,44	0,23	0,82	2,21	0,00	99,91
10. 4019-2		68,76	0,43	13,96	5,93	0,87	0,04	0,41	0,42	0,09	4,60	2,08	0,27	0,00	0,20	1,72	99,78
11. 5423	Риолит	68,07	0,45	13,75	0,74	2,87	0,10	0,24	3,04	2,84	3,34	1,25	0,27	2,13	0,06	0,24	99,39
12. V07-001-156M-a		71,37	0,50	14,65	0,94	1,82	0,00	0,82	0,90	0,07	4,88	2,74	0,12	0,81	0,12	0,45	100,19
13. 5726		72,75	0,47	14,29	1,39	0,54	0,01	0,69	0,00	0,35	5,50	0	0,00	0,00	1,70	2,46	100,15
14. 5727		69,95	0,37	14,32	3,16	1,33	0,11	0,63	0,00	2,90	4,30	0,1	0,08	0,00	0,44	1,94	99,63
15. 5729		72,19	0,42	14,40	0,96	0,47	0,01	0,69	0,19	0,39	7,20	0,1	0,00	0,00	0,55	2,16	99,73
16. 5730		71,63	0,29	13,87	1,86	0,68	0,01	0,57	0,13	0,36	5,70	0,2	0,00	0,00	3,01	3,18	101,49
17. 5711	Дациг	69,13	0,39	13,95	0,77	2,87	0,06	1,13	1,31	3,70	2,65	0	0,09	1,41	0,00	1,23	98,69
Дайки, контролирующие Ag-Pb-Zn-оруденение																	
18. K-5016a	Трахитбазальт	51,31	1,32	17,48	0,26	9,34	1,06	1,41	1,67	0,06	5,24	2,27	0,34	6,56	0,12	0,91	99,35
19. V07-004-127,7M		46,53	1,13	15,88	0,96	5,29	0,31	4,05	6,90	0,06	5,35	3,61	0,22	10,39	0,05	0,54	101,27
20. V07-001-104M	Базальтовый трахитандезит	54,98	1,45	17,63	2,35	6,71	0,77	1,28	1,02	0,04	5,89	3,07	0,09	3,24	0,52	1,20	100,24
21. V07-001-156M-б	Андезит	57,93	1,45	18,56	1,16	5,54	0,11	2,48	1,08	0,06	5,57	4,22	0,28	1,90	0,00	0,59	100,93
22. V07-003-120M	Базальт	48,00	1,34	17,01	0,87	5,93	0,23	3,52	5,61	0,05	4,39	4,41	0,22	9,44	0,06	0,00	101,08
23. V07-003-112H	Трахитбазальт	49,17	1,39	16,66	0,86	6,30	1,49	3,11	3,03	0,04	5,60	3,87	0,22	8,67	0,19	0,00	100,60
24. K-5009	Базальтовый трахитандезит	53,52	1,09	14,44	2,18	4,51	0,06	4,92	4,35	3,28	3,41	3,24	0,22	5,83	0,11	0,00	101,16
25. K-5009		54,70	1,00	16,68	0,57	5,50	0,14	4,13	3,31	4,10	2,65	0	0,26	4,31	0,00	2,43	99,78

Образец	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	п.п.п.	Сумма
26. V07-004-45M	Андезит	61,82	0,38	12,82	1,81	7,78	1,38	0,81	0,72	0,04	4,66	2,92	0,10	3,81	0,02	0,84	99,91
27. V07-017/149,4		58,48	0,37	14,36	0,25	3,34	0,09	2,00	5,50	2,40	2,80	0,2	0,11	4,84	0,00	4,28	99,02
28. V07-005/88,4		51,26	1,24	17,73	0,55	5,43	0,14	3,72	4,56	3,45	2,65	0,39	0,27	2,64	0,00	4,51	98,54
29. V07-005/91	Трахит	50,11	1,33	17,81	0,98	5,58	0,16	3,72	4,69	2,83	2,82	0,45	0,28	3,08	0,00	4,69	98,53
Прочие дайки рудного узла																	
30. V07-003-74,2M	Даци	65,45	0,43	14,45	1,96	1,31	0,05	1,81	3,30	0,06	4,75	3,39	0,13	3,67	0,08	0,00	100,84
31. V07-001-30M		67,65	0,35	13,86	0,69	2,44	0,05	1,00	2,76	0,20	6,23	2,48	0,08	2,72	0,36	0,00	100,87
32. 3016-3		64,84	0,39	14,32	2,30	5,01	0,82	0,18	1,13	0,06	4,21	1,74	0,27	2,65	0,04	1,68	99,64
33. 5712		67,99	0,39	13,99	0,27	3,20	0,03	0,94	1,69	2,70	3,70	0	0,08	1,76	1,07	1,18	98,99
34. 5715	Трахидицит и трахит	68,59	0,29	15,71	1,03	0,25	0,01	0,19	0,15	1,70	8,70	0,17	0,05	0,00	0,00	2,09	98,93
35. 5716	Даци	66,48	0,47	18,19	1,13	0,90	0,01	0,69	3,34	3,90	2,80	0,29	0,00	0,70	0,00	1,59	100,49
36. 5717	Трахидицит и трахит	68,83	0,43	16,19	0,63	0,93	0,02	0,56	1,03	5,00	4,05	0,13	0,07	0,00	0,00	0,95	98,82
37. 5722	Риолит	71,49	0,45	14,47	0,86	0,34	0,01	0,53	0,25	0,46	7,30	0	0,00	0,00	0,00	2,40	98,56
38. 5728	Даци	69,05	0,38	15,52	1,04	1,56	0,02	0,69	2,06	3,65	3,10	0,2	0,10	0,00	0,00	1,24	98,61
39. 5731	Риолит	75,81	0,54	13,21	0,78	0,43	0,02	0,44	0,13	0,35	4,50	0	0,00	0,00	0,00	2,34	98,55
40. 5752	Даци	68,13	0,29	15,22	0,54	1,80	0,07	0,75	2,38	4,00	3,00	0	0,09	1,67	0,00	0,75	98,69
41. 5764	Трахидицит и трахит	68,41	0,29	15,74	1,11	1,58	0,11	0,34	0,44	3,60	4,60	0	0,13	0,97	1,01	1,67	100,00
42. 5765		68,97	0,37	15,86	0,85	0,47	0,01	0,31	0,00	0,48	9,90	0	0,11	0,00	0,00	1,52	98,85
43. 5777	Риолит	70,09	0,24	15,52	1,03	1,26	0,09	0,56	0,81	4,20	3,20	0,18	0,08	0,44	0,00	1,08	98,78
44. 5779	Даци	66,03	0,32	15,15	0,33	1,83	0,07	0,72	2,75	3,70	3,20	0	0,08	3,43	0,00	0,71	98,31
45. 5703		65,57	0,38	13,87	1,63	1,28	0,05	1,23	3,91	3,45	3,10	2,18	0,10	3,31	0,03	0,00	100,09
46. 5704		65,73	0,48	14,24	1,22	2,14	0,05	1,20	3,34	3,26	3,39	2,02	0,13	1,75	0,00	0,00	98,95
47. 5701		64,89	0,44	15,76	1,48	2,36	0,06	1,20	4,02	3,04	3,59	2,03	0,13	1,73	0,19	0,00	100,92
48. 5705		66,30	0,42	14,63	0,39	2,45	0,06	0,92	3,84	2,98	3,50	2,2	0,13	2,42	0,07	0,00	100,31
49. 5353a	Андезит	62,87	0,51	14,70	0,20	3,14	0,10	1,02	3,85	3,42	3,06	1,83	0,15	4,97	0,04	0,00	99,86

Примечание. Анализы 1, 3-12, 18—23, 25, 26, 28, 30—32, 45—49 выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАЕМ СО РАН, аналитики: Д.А.Кулагина, Л.Т.Галенчикова; остальные в ЦГЛ ГУТГП РС (Я) «Якутскгеология», аналитики: Р.Б.Камнева, Т.Ф.Горная.

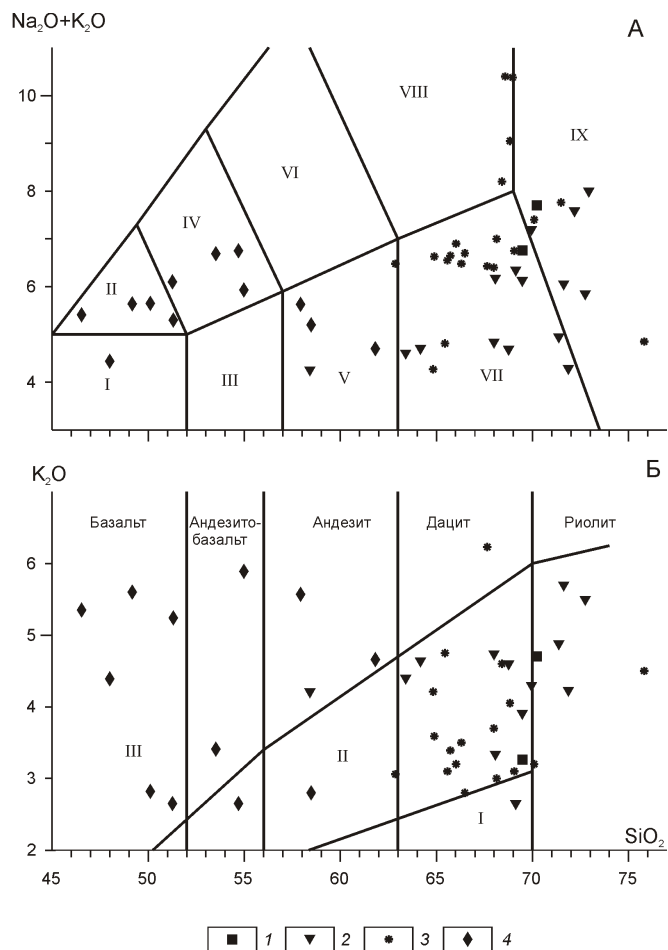


Рис. 3. Классификационные диаграммы магматических пород Эндыбальского рудного узла:

1 — Эндыбальский субвулкан; 2 — эксплозивная брекчия Эндыбальского субвулкана; 3 — дайки без признаков наложенного оруденения; 4 — дайки с наложенным серебряным оруденением; А — соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$; поля диаграммы [8]: I — базальт; II — трахибазальт; базальтовый; III — андезит; IV — трахиандезит; V — андезит; VI — трахиандезит; VII — дацит; VIII — трахидацит и трахит; IX — риолит; Б — соотношение $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$; поля диаграммы [9] — серии: I — известково-щелочная, II — высоко-калиевая известково-щелочная, III — шошонитовая

Англезит-Церусситовая и Кузьминская), Мухалканское, Мысовое, Сульфосольное и Вертикальное (юго-восточный фланг) месторождения и вытянута вдоль долготных сдвигов. Главный рудный минерал в ней — галенит, сереброносность которого определяется количеством включений серебряных минералов. В галените зоны Кузьминской установлены включения фрейбергита, пираргирита, миаргирита, диафорита, полибазита, канфильдита и станнина. Постоянно присутствует пираргирит, выделения которого достигают 1 см в поперечнике. В зоне Михайловская установлены пираргирит, миаргирит, фрейбергит, диафорит, канфильдит, станин; в зоне Семеновская — фрейбергит и диафорит, в месторождении

Мысовое — фрейбергит и пираргирит, Мухалканское — фрейбергит, диафорит, канфильдит, пираргирит и акантит.

Осадочные породы рудного узла представлены песчано-сланцевым (верхоянским) комплексом верхнего карбона и перми (кыгылтасская свита). Мощность отложений 385 м, в их составе выделяются светло-серые средне-грубозернистые массивные песчаники с редкими прослоями алевролитов, песчаники и тонкое переслаивание песчаников и алевролитов. Отложения нижней перми P_1 представлены хорокытской, эчийской, хабахской и тумаринской свитами. *Хорокытская свита* (290 м) сложена чередованием алевролитов и песчаников с брахиоподовыми банками, алевролитистыми песчаниками с глинистыми конкрециями. В верхней части свиты развиты биотурбированные алевролиты и песчанистые алевролиты. *Эчийская свита* (730 м) представлена черными алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями песчаников, пакетами флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов. В верхних пачках свиты наблюдаются линзы и прослои известняков и доломитов, разнозернистые алевролиты, алевролитистые песчаники, редко аргиллиты. *Хабахская свита* (240 м) сложена чередованием песчаников, песчанистых алевролитов, алевролитов; *тумаринская свита* (620 м) — алевролитами, алевролитистыми песчаниками с отдельными пластами мелкозернистых песчаников, флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, олистостромовыми горизонтами (А.И.Некрасов, 2004).

Терригенные породы кыгылтасской свиты $C_3 - P_1$ kg, слагающие месторождения, характеризуются повышенными концентрациями Pb, Zn и Cu [5], интенсивной пиритизацией, а сам пирит обогащен Au, Ag, Pb, Zn и Cu [3]. Отмечаются процессы ремобилизации рудного и карбонатного материала из песчаников кыгылтасской свиты. На это указывают многочисленные стилолитовые и сутуровые швы, выполненные нерастворимым глинисто-углистым, реже рудным веществом. В участках интенсивного стилолитобразования отмечаются регенерированные кварцевые (см. рис. 2, 5) и карбонатные прожилки, а вмещающие их песчаники характеризуются пятнистой текстурой, обусловленной полным выносом растворимых минералов и переотложением кварца в мономинеральные тонкозернистые агрегаты светло-серого цвета. Стилолитовые швы расположены как параллельно слоистости песчаников, так и под углами к ней от 30 до 90° (см. рис. 2, 6). Это свидетельствует о том, что они начали образовываться в стадию диагенеза (стилолитовые швы ориентированы параллельно слоистости) и продолжилось в период складчатости (стилолитовые швы секут слоистость). Рудные минералы также участвуют в процессах переотложения, группируясь вдоль стилолитовых швов. В карбонатных жилах происходит перегруппировка тонкозер-

2. Химический состав терригенных пород кыгылтасской свиты (в %)

Компоненты	7обр1	7обр2	7/39	5/89	5/144	7/276	7/136а	7/136	3/216
SiO ₂	62,95	62,94	60,19	79,23	72,23	66,34	59,18	70,72	54,12
TiO ₂	1,45	0,53	0,68	0,34	0,71	0,42	0,21	0,28	0,51
Al ₂ O ₃	11,7	11,07	15,22	7,44	10,59	7,63	6,82	9,61	16,96
Fe ₂ O ₃	2,32	2,85	0,44	0,49	0,59	1,60	1,42	3,93	2,35
FeO	6,59	6,97	5,42	3,91	4,88	2,92	14,81	3,88	5,16
MnO	0,6	1,18	1,05	0,49	0,52	1,23	1,76	0,45	0,78
MgO	0,49	0,25	1,07	0	0	1,57	0,58	0,51	0,82
CaO	1,58	1,58	1,88	1,31	1,31	5,6	0,71	0,48	1,10
Na ₂ O	0,08	0,03	0	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,08
K ₂ O	3,16	2,44	5,05	2,4	3,26	2,62	2,27	3,29	6,12
H ₂ O	0,08	0,22	0,01	0,04	0	0	0,16	0	0,02
H ₂ O	3,00	2,06	2,9	0,75	1,32	1,34	0,78	0,89	2,88
п.п.п.	0,15	0,95	0,91	1,4	1,68	0	4,26	3,85	4,04
P ₂ O ₅	0,15	0,2	0,14	0,26	0,27	0,23	0,15	0,22	0,21
CO ₂	5,13	5,58	4,82	1,56	2,12	7,38	6,65	1,63	3,32
S	0,9	1,22	0,23	0,27	0,17	1,01	0,16	0,21	1,47
Сумма	100,33	100,07	100,01	99,91	99,67	99,92	99,95	99,98	99,94

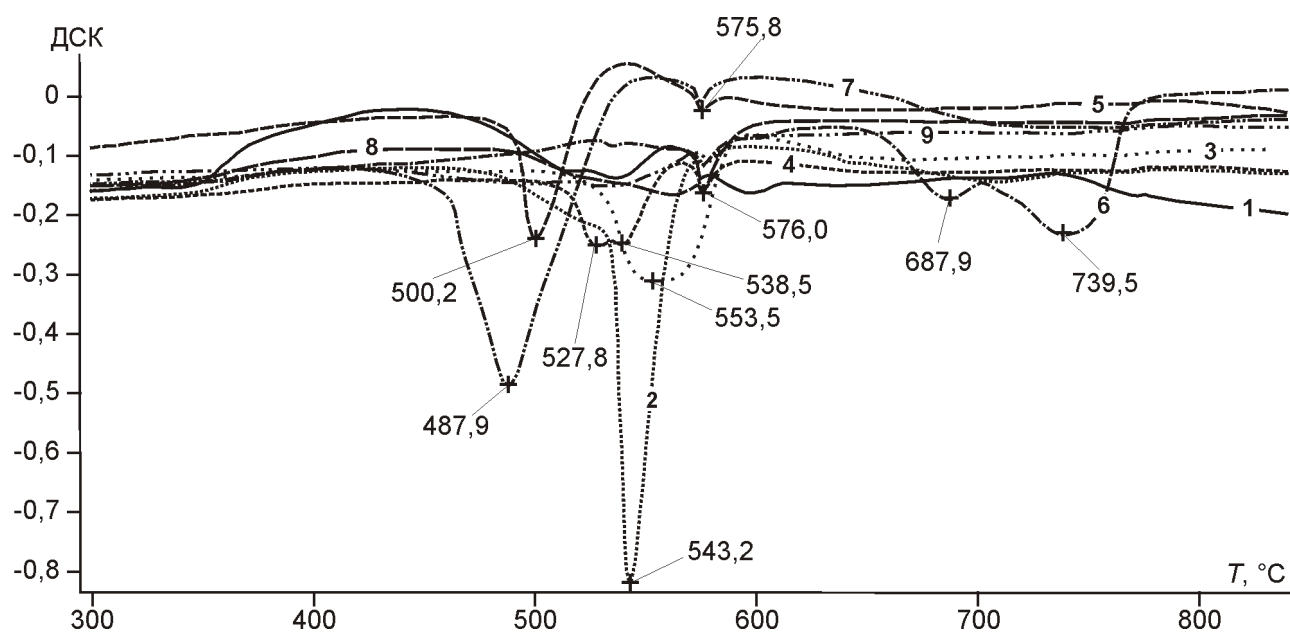


Рис. 4. Термограммы песчаников кыгылтасской свиты в системе дифференциальная сканирующая калориметрия (ДСК)—температура:

цифры на кривых соответствуют пробам в табл. 2: 1 — 7обр1, 2 — 7обр2, 3 — 7/39, 4 — 5/89, 5 — 5/144, 6 — 7/276, 7 — 7/136а, 8 — 7/136, 9 — 3/216; термический анализ выполнен в ИГАБМ СО РАН на синхронном термоанализаторе STA 449C Jupiter фирмы NETZSCH, аналитик Н.Н.Емельянова

нистого арсенопирита (см. рис. 2, 7), а в песчаниках отмечается заполнение микростилолитовых швов самородным серебром (см. рис. 2, 8).

Одна из нерешенных проблем серебряных месторождений Эндыбальского рудного узла — источник карбонатов рудных жил. В жильных карбонатах величины изотопного состава стронция изменяются от 0,7130 до 0,7282 и находятся в пределах значений для терригенных пород $C_3.P_1$ южного обрамления Хобяту-Эчийского массива 0,7123—0,7299 и значительно выше, чем для гранитоидов этого массива 0,7065 [3]. Химический анализ терригенных пород кыгылтасской свиты показал, что концентрации MnO , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 и CO_2 в них достаточны для образования карбонатов рудных жил (табл. 2). Термический анализ терригенных пород позволил установить в них наличие карбонатов — сидерит, доломит, родохрозит (рис. 4, табл. 3). Это свидетельствует о том, что жильные карбонаты могли образоваться в результате эпигенетического преобразования песчаников.

В результате проведенных исследований показана связь серебряного оруденения Эндыбальского рудного узла с рудоконтролирующими долготными разломами сдвиговой кинематики. Его зональное строение относительно Эндыбальского субвулкана подчеркивается закономерной сменой от центра к периферии $Au-Cu-Mo$, $Cu-Ag-Pb-Zn(Sb)$, $Ag-Sb$ и $Ag-Pb$ геохимических типов руд. Установлена пространственная связь $Cu-Ag-Pb-Zn(Sb)$ -оруденения с дайками высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Обоснована возможность ремобилизации карбонатного материала из песчаников в рудные жилы, что делает этот процесс независимым от рудогенерирующего магматизма. Полученные данные позволяют обосновать сложную рудно-магматическую систему, в становлении которой принимали участие осадочные породы кыгылтасской свиты с первичными концентрациями карбонатного материала и металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра // Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
3. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Серебряносная провинция Западного Верхоянья. — Якутск, 1997.
4. Костин А.В. О полигенности золотого и серебряного оруденения фронтальной части Верхоянского складча-

3. Результаты интерпретации термограмм песчаников

Пробы	Термический анализ, пик С	Минерал	Изменение массы, %
7обр1	575,5 *516,0	Кварц	7,81
	*536,5 *596,1	Сидерит	
7обр2	*543,0	Сидерит	8,34
7/39	*554,0	Сидерит	7,77
5/89	576,4 *528,0	Кварц	3,59
	538,5	Сидерит	
5/144	575,8	Кварц	4,87
	*500,2	Сидерит	
7/276	576,1	Кварц	6,34
	*687,9 739,5	Доломит	
7/136а	575,4	Кварц	10,02
	*488,0	Сидерит	
7/136б	576,0 *560,4	Кварц	5,48
	994,7	Родохрозит	
3/216	*495,8	Кварц	4,44
	579,4 533,6	Сидерит	

* — эндотермический эффект.

- того пояса // Отечественная геология. № 5. 2002. С. 8—11.
5. Костин А.В., Денисов Г.В. Крупные благороднометалльные рудномагматические системы Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 17—25.
 6. Некрасов И.Я. Физико-химические параметры и модели минералообразования месторождений серебра // Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1987. С. 34—43.
 7. Atkinson W.W., Einaudi M.T. Scarn formation and mineralization in contact aureole at Carri Fork, Bingham, Utah // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. № 7. P. 1326—1365.
 8. LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., and Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram // J. Pet. 1986. № 27. P. 745—750.
 9. Peccerillo A. and Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Mineral. Petrol. 1976. № 58. P. 63—81.

Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия)

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ, Д.А.ВАСИЛЬЕВ

Мангазейский рудный узел расположен в центральной части Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория [4]. В нем сосредоточены уникальные по запасам и концентрации месторождения и рудопроявления серебра. Считается, что они приурочены к зонам продольных разломов сдвиговой кинематики и надвиговым дислокациям, представленным межпластовыми срывами [2, 3]. Структурные исследования проводились в сводовой части и восточном крыле Эндыбальской антиклинали в районе месторождений Нижне- и Верхнеэндыбальских, Безымянного, Вертикального, Стержневого и Семеновского (рис. 1, I).

Определяющая структура территории — асимметричная Эндыбальская антиклиналь шириной 10—15 км и протяженностью 60 км с широким и пологим сводом (см. рис. 1). На ее восточном крыле породы имеют крутое падение, вплоть до опрокинутого залегания; западное крыло относительно пологое (первые градусы). Ядро антиклинали слагают толщи кыгылтасской свиты верхнего карбона — нижней перми, а крылья — нижнепермские породы хорокытской и эчийской свит верхоянского терригенного комплекса. Предполагается, что антиклиналь сформировалась, как и другие складчатые структуры региона, над слепым надвиговым дуплексом, в строении которого участвуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы с эвапоритами среднего — верхнего палеозоя, а базальный срыв трассируется в основании среднекаменноугольных отложений [4] (см. рисунки 1, II и 2). Толщи прорваны меловыми дайками гранодиорит-порфиров и субвулканическим телом (Эндыбальский шток) плагиогранодиорит-порфирового состава [2]. Для построения сбалансированного разреза (см. рис. 1, II) была применена методика, описанная в работе [5]. Установлено, что в процессе складкообразования общее минимальное сокращение деформируемых пород могло достигать 20%.

Цилиндрический характер Эндыбальской антиклинали и других более мелких складок отчетливо виден на стереограмме массового замера элементов напластования, на которой полюса слоистости распределяются по дуге большого круга (рис. 3, А). Простирающие складчатых структур субдолготные. В морфологии складчатых структур каких-либо изменений тол-

щины слоев ни на крыльях, ни в замках не наблюдается, т.е. мощности слоев в разных частях складок практически одинаковы, что свидетельствует о проявлении складчатости концентрического, параллельного типа, образующейся путем изгибания слоев в результате межпластового проскальзывания. Складчатость подобного типа и разрывные нарушения различной кинематики устанавливаются в осадочных породах, представленных песчаниками или их переслаиванием с алевролитами и аргиллитами. Горизонты глинистых отложений повсеместно подвержены деформациям кливажа. Таким образом, проявление разных типов тектонических деформаций контролируется литологическим составом пород. Например, обнажение на левобережье р.Эндыбал в 4,5 км вверх от ее устья. Здесь в восточном крыле Эндыбальской антиклинали выходит горизонт осадочных пород общей мощностью около 15 м. Он сложен двумя мощными (5 м) пластами песчаников, нарушенных системой продольных и поперечных тектонических трещин, разделенных кливажированными алевролитами. Песчаники смяты в крупные асимметричные складки концентрического типа, а выше и ниже расположены толщии алевролитов, пронизанные сквозным кливажем.

Широко проявлен интенсивный непроникающий кливаж преимущественно в глинистых пачках, пересекая содержащиеся в них прослои песчаников мощностью до 15—30 см. По форме кливаж сплошной параллельный (рис. 4, А); иногда искривляется, огибая рассеянные круглые и овальные стяжения песчаников диаметром до 1 м. Толщина микролитонов 1—10 мм, редко более. Ориентировка поверхностей кливажа по всей изученной площади выдержанная субдолготная с азимутами падения 65—75 — 245—255 и углами наклона 70—90 (см. рис. 3, Б). Более пологие углы наклона до 30 характерны для пластового кливажа, наблюдающегося в глинистых прослоях в толщах переслаивания их с песчаниками. Одинаковое субдолготное простираение кливажа и складчатости (см. рис. 3, А и Б) однозначно свидетельствует об их тесной генетической связи и формировании в обстановке горизонтального сжатия субширотного направления.

Лишь на одном участке восточного крыла Эндыбальской антиклинали установлен кливаж, направление которого отличается от регионального субдол-

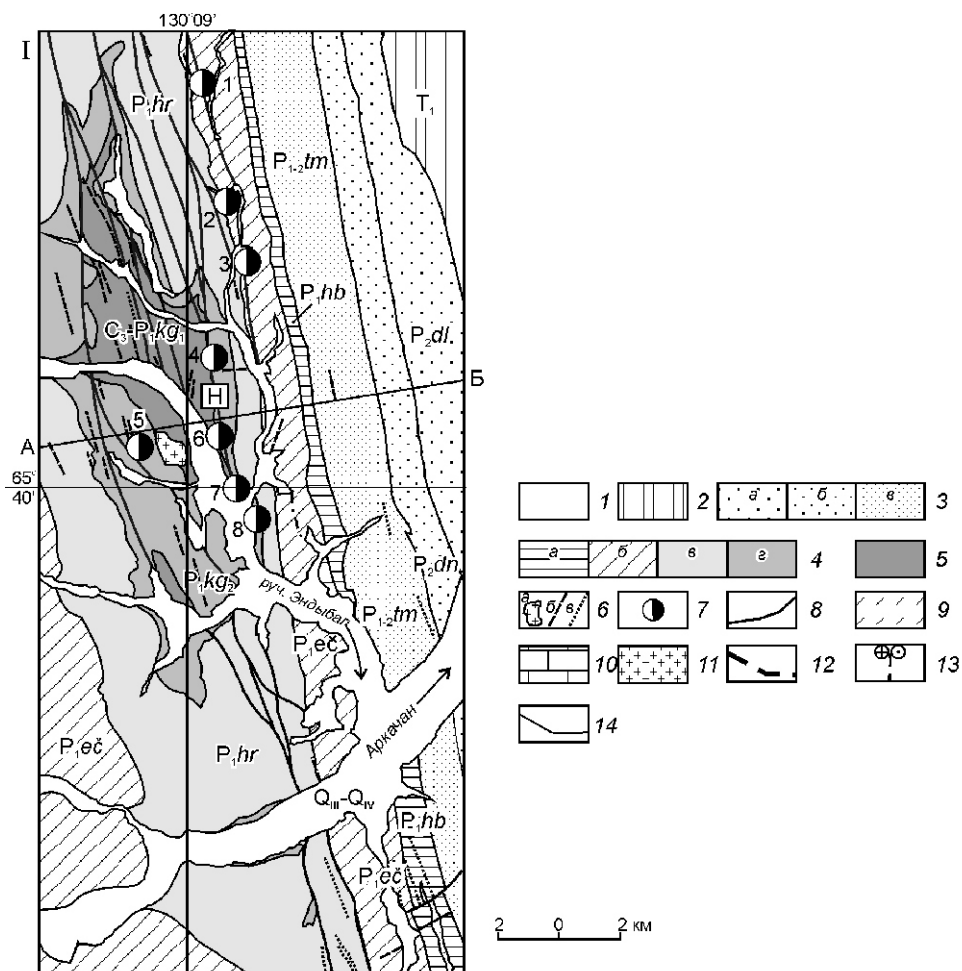
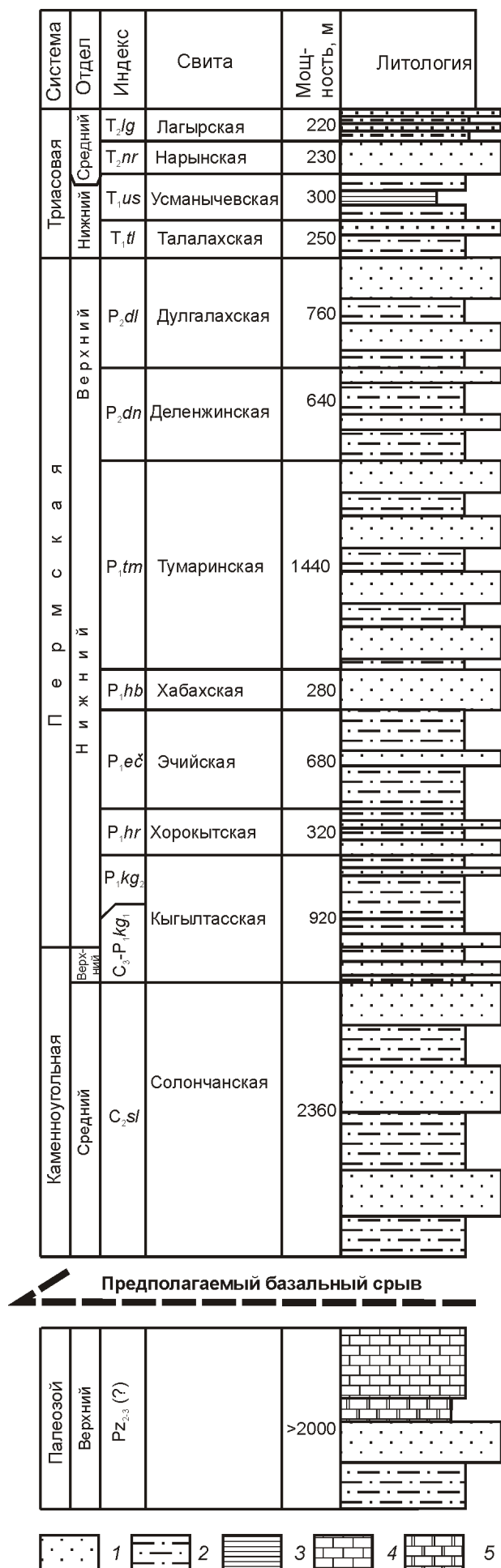


Рис. 1. Геологическая схема Мангазейского рудного узла (по [2] с упрощениями и изменениями) (I), сбалансированный геологический разрез через Эндыбальскую антиклиналь и Эргеннехскую синклинали (II):

отложения: 1 — четвертичные, $Q_{III}-Q_{IV}$; 2 — нижнетриасовые, T_1 ; 3 — верхнепермские, P_2 (свиты): a — дулгалахская dl , b — деленжинская dn , $в$ — тумаринская tm ; нижнепермские, P_1 (свиты): a — хабахская hb , b — эчийская ec ; $в$ — хорокытская hr , $г$ — верхняя подсвита кыгылтасской свиты kg_2 ; 5 — каменноугольно-нижнепермские, C_3-P_1 : kg_1 — нижняя подсвита кыгылтасской свиты; 6 — магматические образования мелового возраста: a — плагิโอгранодиорит-порфиры, дайки: b — гранодиорит-порфиров, $в$ — долеритов; 7 — месторождения (1 — Мухалкинское, 2 — Семеновское, 3 — Кузьминское, 4 — Стерженное, 5 — Вертикальное, 6 — Верхнеэндыбальское, 7 — Нижнеэндыбальское, 8 — Безымянное), 8 — разрывные нарушения (Н — зона Ньюктаминского разлома); 9 — среднекаменноугольные; 10 — средне-верхнепалеозойские нерасчлененные; 11 — плагิโอгранодиорит-порфиры; 12 — надвижки; 13 — сдвиги; 14 — стратиграфические границы; А—Б — геологический разрез



готного. На левобережье р.Эндыбал в 0,7 км ниже устья руч.Сельтен выделяются два блока, сложенных алевроаргиллитами, разделенных послойным разломом, выраженным зоной дробления пород мощностью 0,5 м. В нижнем блоке кливаж имеет северо-восточное простирание (см. рис. 3, Б), а в верхнем сохраняется север-северо-западное направление главного регионального кливажа. При этом азимуты падения и углы наклона осадочных отложений в верхнем и нижнем блоках практически одинаковы. Неизменным остается степень и форма проявления кливажа. Можно предполагать, что в данном обнажении частное отклонение простирания кливажа от главного связано с вращением нижнего блока по плоскостям ограничивающих его послойных разломов.

Надвиговые дислокации, связанные с механизмом послойного срыва, локализованы в одном горизонте кыгылтасской свиты, мощностью около 20 м, сложенном переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Наиболее типичный вид деформаций пород в этом горизонте – разлинзование пластов песчаников. Глинистые отложения, часто рассланцованные по напластованию, активно участвуют в разделении слоев песчаников на линзы и будины разной формы (см. рис. 4, Г). Они внедряются в слои песчаников снизу по вертикальным или наклонным трещинам, в том числе надвиговым разрывам, нагнетаясь в межбудинные пространства, разрывая и разрушая слои частично или полностью.

Надвиги пересекают пласты песчаников ступенчато (рис. 5, А) под углами 15—30° с азимутами падения к востоку или западу. Иногда они выражены в форме кулисообразных зон трещин отрыва, заполненных жильным материалом (см. рис. 5, Б). Разрывы этого типа, к сожалению, встречаются редко, и поэтому не вовлечены в статистический анализ и стереограмма для них не составлялась. Тем не менее, описанные выше типы деформаций позволяют уверенно относить их к надвиговым тектоническим структурам, возникшим в результате послойного срыва. К структурам подобного происхождения принадлежат асимметричные послойные складки среди кливажированных алевролитов, в которые смяты упомянутые мощные пласты песчаников на левобережье р.Эндыбал. Образование этих складок связано с явлениями послойного срыва, происходившего на разных горизонтах еще полого лежащих осадочных отложений на ранних стадиях складчато-надвиговых дислокаций. При завершении формирования складчато-надвиговых тектонических структур и Эндыбальской антиклинали эти послойные складки срыва, вместе с

Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка верхнепалеозойских и триасовых толщ:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — доломиты

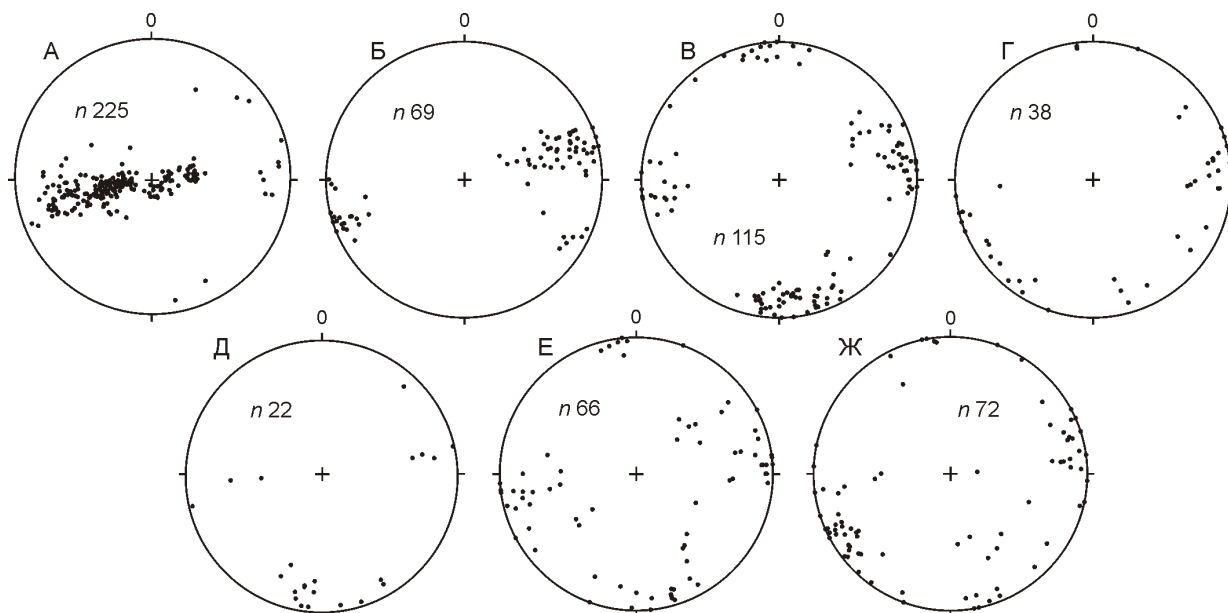


Рис. 3. Стереограммы полюсов слоистости (А), кливажа (Б), тектонической трещиноватости (В), зеркал скольжения сдвигов (Г), сбросов (Д), трещин отрыва (Е) и крупных разломов (Ж) Эндыбальской антиклинали:

нижняя полусфера сетки Вульфа; n — число замеров

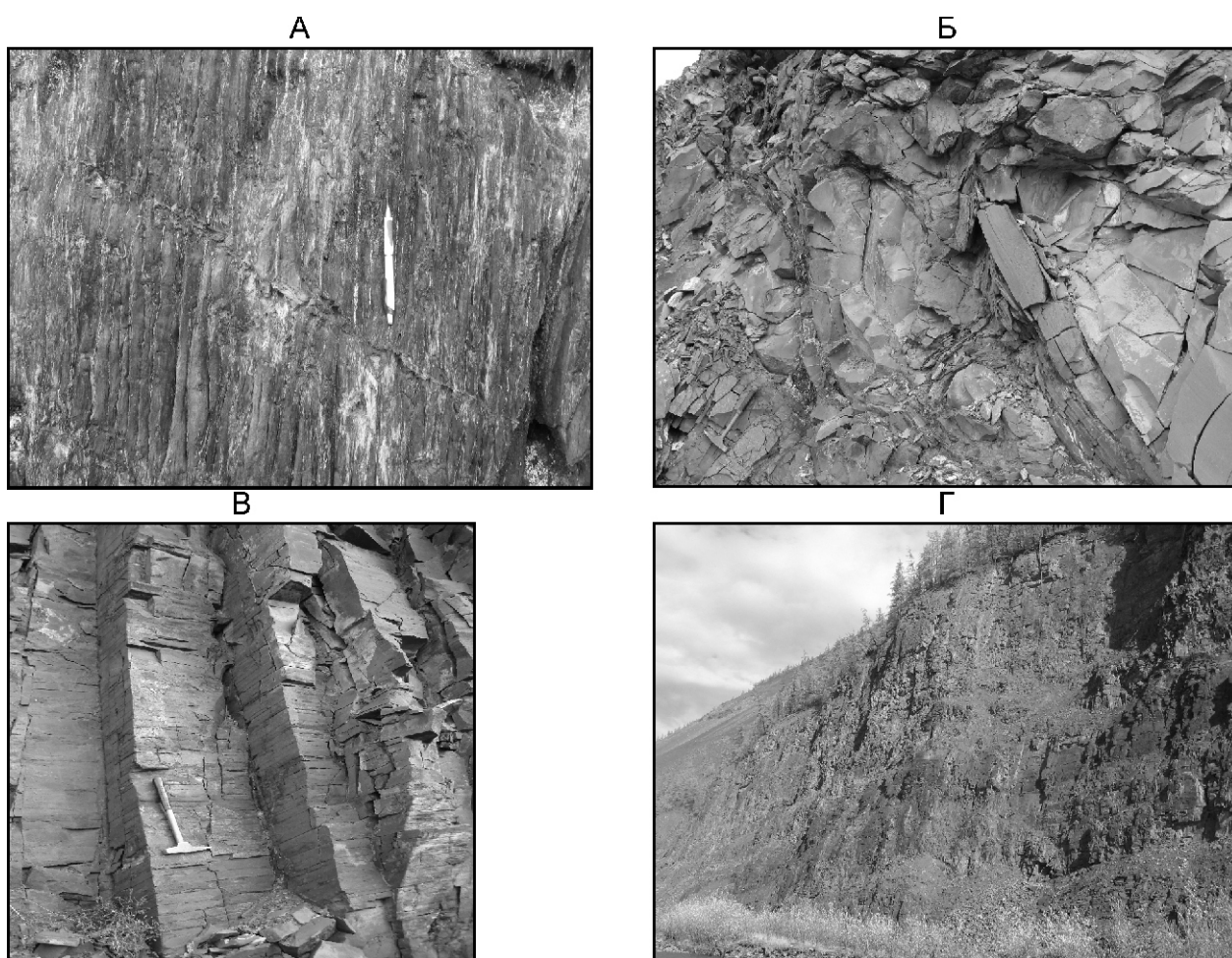


Рис. 4. Структуры кливажа (А), тектоническая трещиноватость (Б), крупные плоскости субдолготных тектонических трещин, формирующие стенки обнажений (В) и бужинированные пласты песчаников (Г) на левобережье р.Эндыбал

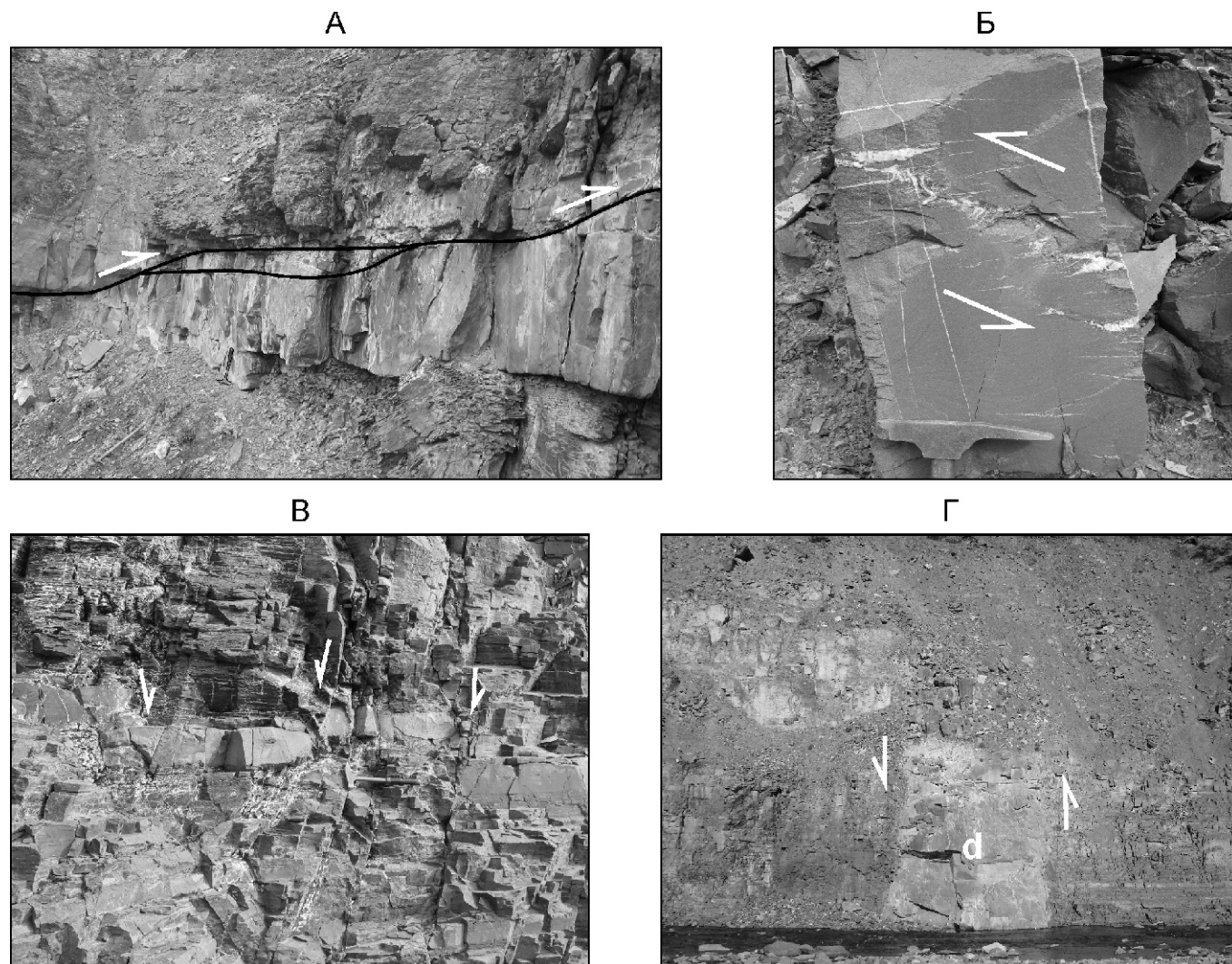


Рис. 5. Структуры и морфология надвигов (А, Б) и сбросов (В, Г) в своде Эндыбальской антиклинали:

А — руч.Порфиновый; Б, В и Г — левый берег руч.Сирелендя; d — дайка кислого состава

вмещающими их глинистыми отложениями оказались в его восточном крыле.

К структурам послойного срыва могут быть отнесены довольно часто рассланцованные по напластованию слою глинистых отложений в горизонтах переслаивания их с песчаниками. Однако не все они связаны с деформациями послойного срыва. Образование некоторых из них может быть обусловлено раздавливанием, рассланцеванием глинистых слоев среди песчаников в результате межпластового проскальзывания последних относительно друг друга во время формирования Эндыбальской антиклинали концентрического типа.

Толщи разбиты трещинами и разрывами разного типа, из которых наиболее распространена тектоническая трещиноватость. Она очень хорошо фиксируется в обнажениях, образуя две ортогональные системы крутонаклонных трещин субдолготного и субширотного направлений (см. рис. 3, В), иногда пересекающихся идеально под прямым углом (см. рис.

4, Б). По отношению к структуре Эндыбальской антиклинали субдолготные и субширотные трещины являются соответственно продольными и поперечными. Плоскости трещин достигают очень крупных размеров и иногда формируют стенки обнажений (см. рис. 4, В). Продольные трещины часто выполнены сидеритом, перетертым и «размазанным» до зеркал скольжения более поздними сдвиговыми перемещениями (месторождение Безымянное). В целом наблюдения авторов лишь подтверждают существование установленной ранее [3] в рассматриваемом районе ортогональной системы тектонических трещин субдолготного и субширотного направлений, которые относятся к позднемезозойским тектоническим структурам.

На сдвиговые разрывы данной территории обращалось больше внимания, чем на все остальное, поскольку предполагается, что они являются основными тектоническими структурами, определяющими строение района и контролирующими размещение

оруденения [3]. Такой региональный разлом — зона Ньюктаминского сдвига, прослеживающаяся вдоль всего восточного крыла Эндыбальской антиклинали. Все остальные второстепенные сдвиговые и другие разломы, приуроченные к его зоне, интерпретируются как оперяющие и сопутствующие разрывные структуры. Проведенные авторами замеры элементов залегания сдвиговых зеркал скольжения в различных участках района показывают, что направления плоскостей правых и левых сдвигов практически не отличаются друг от друга. Стереограмма, составленная для азимутов падения и углов наклона всех сдвиговых зеркал, в т.ч. поверхностей скольжения с горизонтальными штрихами неопределенной кинематики, демонстрирует, что разрывы данного типа группируются в основном в систему из трех направлений — субширотное, субдолготное и северо-западное (см. рис. 3, Г). Первые два соответствуют направлениям тектонической трещиноватости, а последняя образует самостоятельную систему. Отмечено, что сдвиги часто унаследуют плоскости кливажа, о чем свидетельствуют зеркала скольжения с субгоризонтальной штриховкой, наблюдаемые на кливажных поверхностях.

Сбросовые разрывные нарушения распространены не меньше чем сдвиговые и устанавливаются повсеместно. По своей ориентировке они, как и тектоническая трещиноватость, группируются в две системы — субдолготную и субширотную (см. рис. 3, Д), по отношению к структуре Эндыбальской антиклинали — соответственно продольную и поперечную. Сбросы выделяются как крутые разрывы с отчетливой кинематикой и амплитудой смещения слоев от 5—30 см до первых метров (см. рис. 5, В). Полости их местами заполнены жильным материалом, а в районе Верхнеэндыбальского месторождения вдоль поперечных сбросов внедрены дайки кислого состава (см. рис. 5, Г).

Из трещин отрыва в структурный анализ были вовлечены главным образом жилы, секущие слоистость под каким-либо углом. Массовые замеры плоскостных элементов этих структур показывают, что трещины отрыва также группируются в системы из двух направлений — субдолготного и субширотного (см. рис. 3, Е), которые по своей ориентировке практически не отличаются от уже описанных систем тектонической трещиноватости и сбросов (см. рис. 3, В и Д). Это хорошо наблюдается на месторождении Безымянное, где жильный материал заполняет приоткрытые полости тектонической трещиноватости ортогональной системы. Другие формы трещин отрыва представлены зонами кулисообразных жил в пластах песчаников. Например, кулисообразные жилы субдолготного направления на левобережье руч.Сирелендя или северо-западного — на левобережье руч.Федор-Юряге. В пределах последнего кулисообразные жилы срезаны и смещены мелкоамплитудными срывами по напластованию.

Структурный анализ крупных разломов, представленных в обнажениях зонами дробления осадочных пород, в т.ч. минерализованными, мощностью 0,5—2,5 м и ограниченными плоскостями разрывных нарушений, позволяет установить несколько групп этих структур, которые характеризуются разными направлениями. В районе месторождения Вертикальное преобладают северо-западные направления разломов, а на левобережье руч.Сирелендя и р.Эндыбал — субдолготные и в некоторой степени субширотные и северо-восточные (см. рис. 3, Ж). Выявленные направления крупных разломов соответствуют направлениям установленных сдвиговых разрывов (см. рис. 3, Г). Это дает возможность утверждать, что кинематика крупных разломов в значительной степени сдвиговая.

Таким образом, результаты структурного и статистического анализов или сопоставление стереограмм различных разрывных нарушений рассматриваемого района — крупных разломов, сдвигов, сбросов, жил и тектонической трещиноватости однозначно указывает на сходство их направлений (рис. 3, В—Ж). Эта особенность дизъюнктивов, а также то, что они выделяются в одних и тех же зонах, позволяет предполагать, что они между собой генетически и структурно связаны. Другими словами, выделяется ранний структурный парагенезис, который объединяет разные типы нарушений, образованных одновременно, а более поздние нарушения унаследуют такие предшествующие структуры и их направления. Для объяснения закономерностей и последовательности возникновения тектонических нарушений Эндыбальской антиклинали исследователи привлекали механизм формирования складок концентрического типа, который рассматривается ниже.

Ранний этап позднемезозойских тектонических деформаций знаменуется проявлением складчато-надвиговых движений во всем Верхоянском складчато-надвиговом поясе. В это время возникают практически все тектонические нарушения известные в данном районе: складчатые структуры концентрического типа, в т.ч. Эндыбальская антиклиналь, надвиги, послонные срывы, будины, кливаж, тектоническая трещиноватость (скола и отрыва), а также сдвиги и сбросы.

Возникновение сдвигов в процессе надвигообразования происходит практически всегда, хотя и в более скромных масштабах и обычно в виде латеральных рампов, которые иногда ограничивают фланги надвигов. Сбросы во время складчато-надвиговых движений формируются обычно во внешней (выпуклой) части антиклинально изгибаемых складок концентрического типа, где возникают поперечные и продольные растягивающие напряжения [1]. Действие напряжений растяжения во внешней части антиклинали концентрического типа в течение всего времени ее становления (от начальных до завершаю-

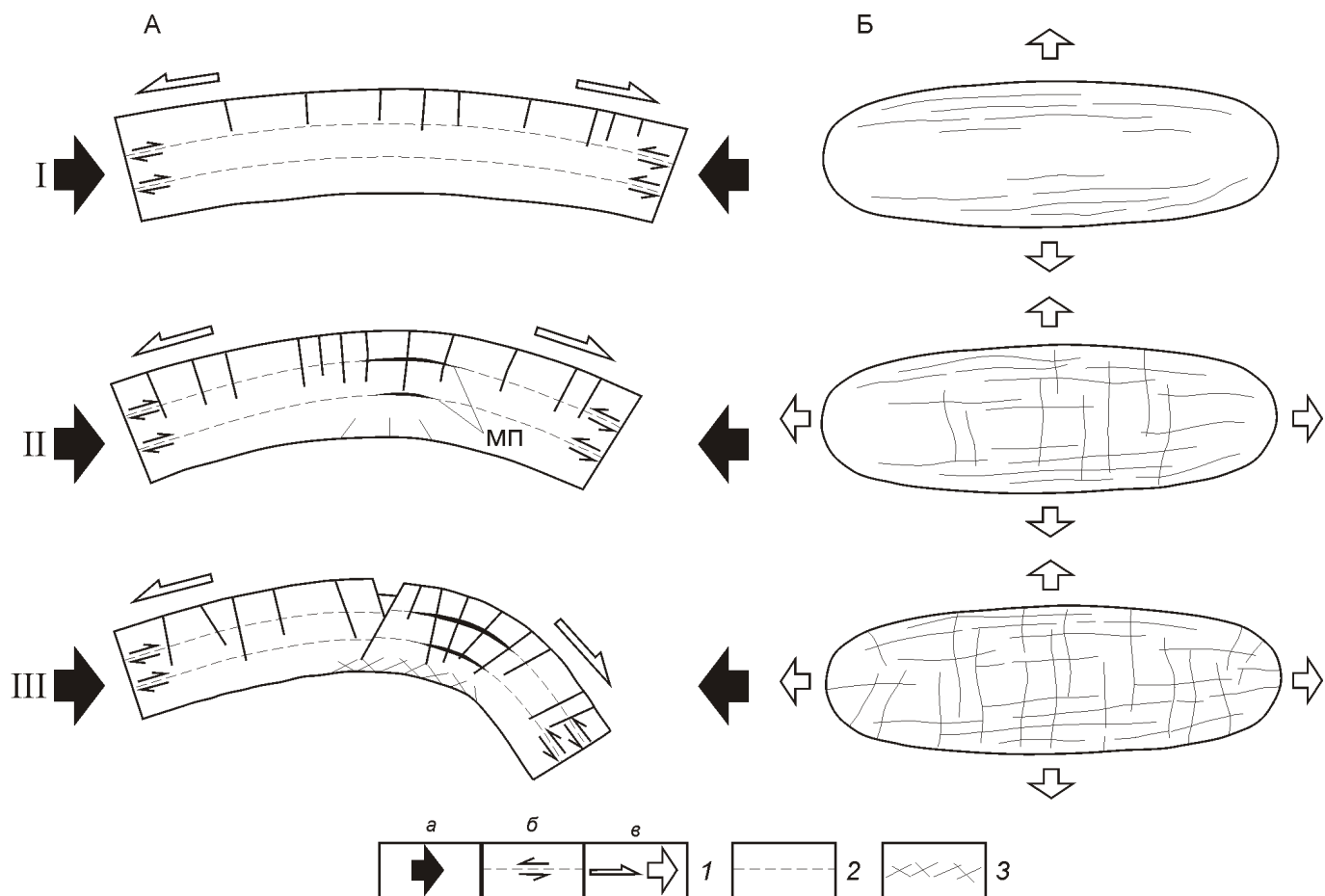


Рис. 6. Схема последовательного возникновения тектонических трещин и сбросов при растяжении верхней части антиклинали концентрического типа с широким сводом. По [6] с некоторыми изменениями:

А — поперечный срез антиклинали, Б — вид свода антиклинали сверху; 1 — направления: а — напряжений сжатия, б — межпластового проскальзывания, в — напряжений растяжения; 2 — условные границы слоев; трещины: 3 — сжатия, МП — межпластового отслоения; I, II, III — стадии развития антиклинали и систем разрывных нарушений растяжения

щих стадий) приводит к образованию систем продольной и поперечной тектонической трещиноватости скола и отрыва и сбросов (рис. 6). Поперечные сбросы возникают вследствие того, что антиклиналь изгибается также вдоль длинной оси, когда ундулирует и обретает свои границы в этом направлении. Непрерывное проникновение продольных разрывных нарушений скола, отрыва и сбросов вглубь антиклинали по мере ее развития определяется тем, что на деформации растяжения требуется меньше усилий, чем на сжатие, и в местах наибольших изгибов эти разрывы могут пересекать всю мощность слоев и в некоторых случаях создавать в своде складчатой структуры продольные грабены (см. рис. 6, А). Кроме системы продольных и поперечных секущих трещин и разрывов в комплекс структур растяжения входят и образующиеся одновременно с ними структуры межпластового отслоения, обычно развивающиеся в зоне перегиба антиклинали концентрического типа (см. рис. 6, А, II и III).

Указанные особенности механизма формирования концентрических складок достаточно хорошо объясняют возникновение в позднем мезозое синхронных со складчато-надвиговыми дислокациями систем тектонических трещин скола и отрыва, а также сбросов одинакового направления во внешней части Эндыбальской антиклинали. Данная густая сеть сопряженных секущих продольных и поперечных разрывов растяжения с многочисленными полостями межпластового отслоения размещается в зоне наибольшего перегиба Эндыбальской антиклинали или в участке перехода от пологого свода к ее крутому восточному крылу, где и контролирует размещение рудных тел и даек кислого состава. И на всем своем протяжении — от левобережья р.Эндыбал на юге до правобережья руч.Мангазейка на севере — эта наиболее сильно трещиноватая, деформированная и минерализованная зона в полосе наибольшего перегиба Эндыбальской антиклинали рассматривается как зона Ньюктаминского разлома сдвигового характера.

Безусловно, эта зона была активизирована в процессе сдвиговых движений второго этапа деформаций, что отражено одинаковым направлением трещин растяжения, крупных разломов и сдвиговых разрывов, а также развитием сдвиговых зеркал на плоскостях крупных продольных тектонических трещин (см. рис. 3, В). Это позволяет предполагать, что разломы, проникающие глубоко в основание пород верхоянского комплекса в данном районе, например, тот же Ньюктаминский разлом, могли быть сформированы уже в результате первого этапа деформаций. В последующем, в течение второго этапа деформаций, эти разломы, возникшие в интенсивно нарушенной полосе наибольшего перегиба Эндыбальской антиклинали, подновились и были унаследованы сдвиговыми движениями. Однако наряду с активизацией более ранних разломов на данной территории формировались новообразованные сдвиговые разломы северо-западного направления.

Кроме того, в своде Эндыбальской антиклинали во время ее образования, возможно, был заложен небольшой продольный грабен, заполненный грубообломочными отложениями, о чем свидетельствует цепочка разрозненных выходов конглобрекций с окатанной и угловатой галькой осадочных пород и магматических пород кислого состава, которая трассируется вдоль левого борта руч. Сирелендя к востоку от Эндыбальского штока. Один из выходов конгломератов пересечен субширотной дайкой кислого состава. Наклоны слоев грубообломочных отложений составляют 60—80° с азимутами падения на запад и юго-запад, что резко отличается от пологих наклонов 10—20° осадочных отложений кыгылтасской свиты, к которым примыкают конглобрекции. Однако определение возраста этих грубообломочных пород нуждается в дополнительных исследованиях.

Проведенный авторами статьи структурный и статистический анализ тектонических структур позволил существенно уточнить особенности и закономерности их развития:

1. Морфология складчатых структур свидетельствует о проявлении складчатости концентрического, параллельного типа, образующейся путем изгибания слоев в результате межпластового проскальзывания.

2. Одинаковое субдолготное простираание кливажа и складчатости однозначно подтверждает их тесную генетическую связь и формирование в обстановке горизонтального сжатия субширотного направления.

3. Установлено, что структурный парагенезис, представленный тектонической трещиноватостью, сбросами и разрывами межпластового отслоения, определяющий общее строение Мангазейского рудного узла и контролирующий размещение рудных тел, был образован в течение первого этапа деформаций

или в процессе пластовых срывов и складчато-надвиговых дислокаций, а не в сдвиговом поле напряжений второго этапа деформаций. Происхождение этого структурного парагенезиса тесно связано с формированием крупной Эндыбальской антиклинали концентрического типа и приурочено к ее восточной части, которая определяется как зона или полоса наибольшего перегиба антиклинали.

4. Показано, что сдвиговые движения второго этапа деформаций не только создавали новообразованные структуры, но и во многом унаследовали разрывные нарушения и структурный план предыдущего этапа.

5. Доказано, что формирование сбросовых разрывных нарушений данной территории происходило одновременно со складчато-надвиговыми структурами и не связано с каким-либо самостоятельным поздне-мезозойским этапом растяжения или участками локального растяжения присдвиговых деформаций.

6. Соответствие направлений крупных разломов и установленных сдвиговых разрывов позволяет утверждать, что кинематика крупных разломов в значительной степени сдвиговая.

7. Проявление разных типов тектонических деформаций контролируется литологическим составом пород.

Изложенные результаты структурных исследований могут быть полезны для решения вопросов тектонического строения, морфологии, контроля и закономерностей размещения рудных тел в других районах Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00743, 06-05-96070, 06-05-96069, 09-05-00418) и ОНЗ-7.10.2.

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО «Прогноз» за помощь в проведении экспедиционных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. —М.: Наука, 1975.
2. Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —М., 2002.
3. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Серебряная провинция Западного Верхоянья. —Якутск, 1997.
4. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156—198.
5. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы (морфология, геометрия, кинематика). —Якутск, 2004.
6. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. —М.: Недра, 1981.

Морфотектоника и разломно-блоковые структуры юго-восточного фланга Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны

Л.П.ИМАЕВА (ИЗК СО РАН), Б.М.КОЗЬМИН (ИГАБМ СО РАН), В.С.ИМАЕВ (ИЗК СО РАН)

По данным анализа геолого-геофизических характеристик разрывных нарушений, морфотектонических особенностей рельефа, материалов GPS-наблюдений и проявлений сейсмичности в юго-восточной части сочленения Алданского щита и Становой складчатой области выявлен кинематический план современной разломно-блоковой структуры, рассмотрены главные сейсмогенерирующие разломы, ограничивающие блоки, и на их основе предложена новая модель современной геодинамики области взаимодействия крупных литосферных плит: Евразийской и Амурской, а также Тихоокеанской зоны субдукции. Для более полного представления об особенностях современной геодинамики региона было выполнено его морфотектоническое районирование по принципу выделения структур с учетом направленности, интенсивности и контрастности неотектонических движений [1, 8].

По структурно-тектонической позиции выделенные морфоструктуры относятся к нескольким крупным геотектоническим зонам: на севере — к Алдано-Учурской зоне поднятий, входящей в крайнюю активизированную часть Сибирской платформы, в центральной части — к Становой складчатой области, на юге — к Предстановой денудационной ступени, орографически представленной Верхнезейской впадиной и Тукурингра-Джагдинской разломно-блоковой структурой восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Выявленные морфоструктуры рассматривались в комплексе с ограничивающими их разрывными нарушениями и проявлениями сейсмичности, тяготеющими к разломным зонам. Кроме того, приведены данные по глубинному строению территории и распределению аномалий геофизических полей.

Как известно, сейсмическая активность региона связывается с субширотной буферной зоной, трактуемой как диффузная граница между Амурской и Евразийской плитами, разделяющая активизированные структуры Сибирской и Китайской платформ [1, 3, 6]. Эта зона представлена восточными окончаниями Олёкмо-Становой и Тукурингро-Джагдинской сеймотектонических зон в виде сгущений эпицентров землетрясений, тяготеющих к сейсмогенным структурам Алданского щита Сибирской платформы, Становой и Монголо-Охотской орогенных областей (рис. 1). При этом наиболее отчетливо прослеживаются зоны влияния краевых швов Станового, Тукурингра-Джагдинского и других (см. рисунки 1, 2). В основу выделения таких разломов легли: значи-

тельная (100 км) протяженность, длительность развития, влияние на процессы складчатости и осадконакопления, разграничение ими крупных блоков земной коры, дешифрирование на аэрофото- и космознимках, приспособленность их к трассам местной гидросети, приуроченность очагов землетрясений, смещение террасовых уровней, наличие древних и современных сейсмодислокаций и др. Отличительная черта разломов меньших порядков — небольшая длина. Чаще всего они соответствовали ответвлению от главного разлома, а также разделяли крупные морфоструктуры на составные части [1, 8].

На основе распределения мощности земной коры в пределах региона выделяются три крупных геоблока: Центральнo-Алданский, Восточно-Алданский и Тукурингра-Джагдинский (см. рис. 2). Следует отметить, что в областях морфологически выраженных поднятий подошва коры, как правило, имеет тенденцию к погружению, а в областях развития отрицательных структур — к подъему. Так, в пределах Центральнo-Алданского блока толщина земной коры достигает 48—60 км. При этом в зоне умеренных неотектонических поднятий (Гонамский и Учуро-Идумский блоки) залегание границы Мохо фиксируется на глубине 38—40 км, а к югу в зоне интенсивных сводово-блоковых движений (Токинский Становик) происходит ее погружение до 52 км. Для Восточно-Алданского геоблока характерна толщина коры 44—48 км [10, 11].

Крупные геоблоки по направленности, интенсивности, контрастности неотектонических движений [1, 8] и господствующей здесь сети активных разломов подразделяются на систему морфоструктурных блоков. В крупном Центральнo-Алданском геоблоке можно выделить наиболее значимые блоки Токинский Становик, Сутамский, Гонамский, Учуро-Идумский и др.

Самое высокое поднятое (абсолютная высота 2100—2300 м) складчатое сооружение Токинского Становика (см. рис. 2) представляет собой интенсивно развивающийся неотектонический блок, сложенный преимущественно архейскими породами. С севера он оконтурен четко выраженной в рельефе линией Южно-Токинского надвига с амплитудой вертикальных тектонических движений 1000—1200 м. Центральная часть блока раздроблена серией разломов преимущественно субширотного и северо-западного простираний, наиболее значительный из них Авгенкуро-Майский сдвиго-взброс длиной около 400 км. Разлом вытянут от р.Алгана на западе до

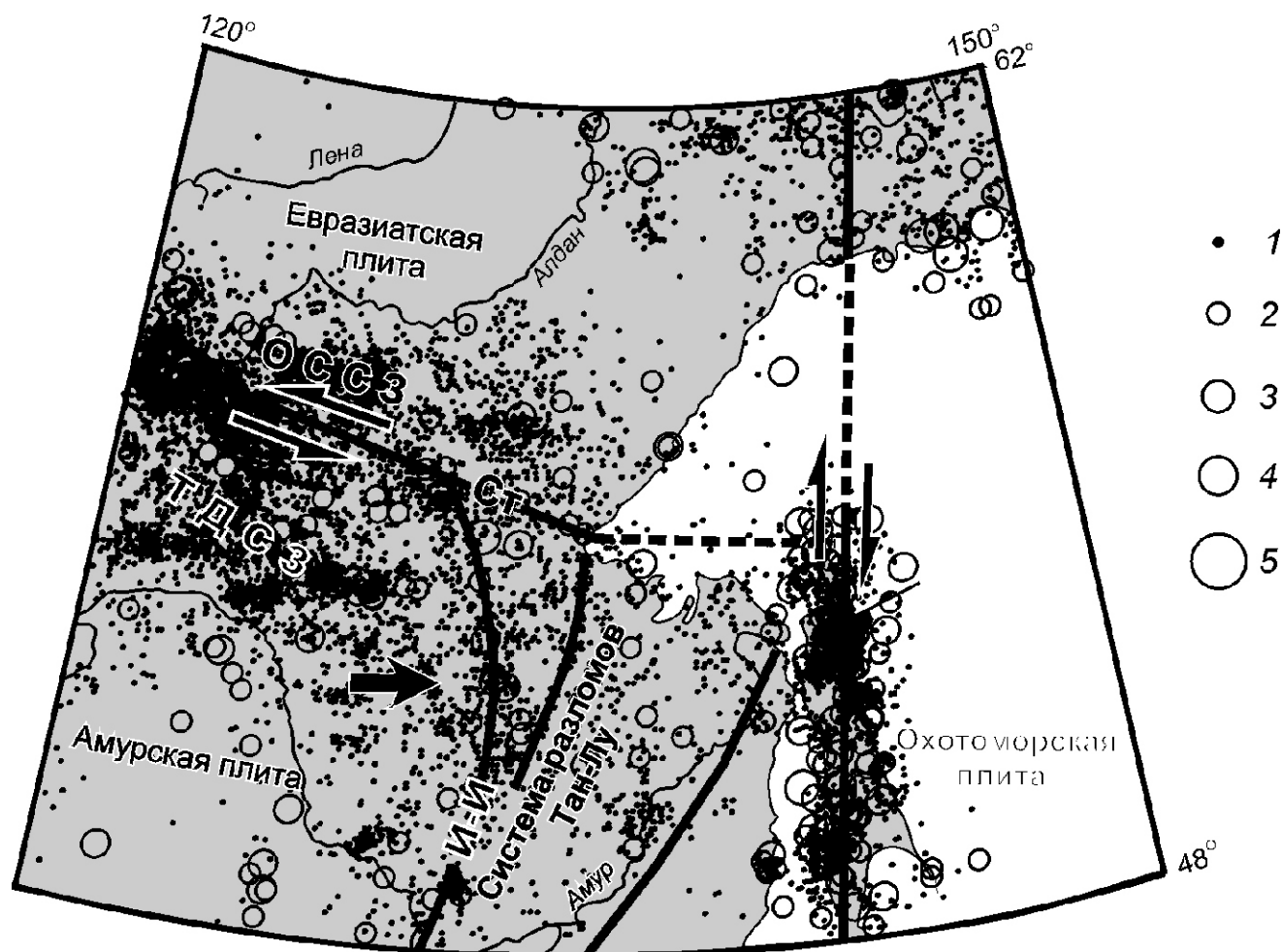


Рис. 1. Структура эпицентральных полей землетрясений Южной Якутии и Приамурья. По [14] с дополнениями авторов:

эпицентры землетрясений с энергетическим классом К в интервале 8—11 и 12—17: 1 — М 4,0; 2 — М 4,0—4,9; 3 — М 5,0—5,9; 4 — М 6,0—6,9; 5 — М 7,0; разломы: Ст — Становой, И-И — Итун-Иланский; сеймотектонические зоны: ОССЗ — Олёкмо-Становая, ТДЦЗ — Тукурингра-Джагдинская; район пересечения разломов Станового и Итун-Иланского соответствует сгущению эпицентров землетрясений Токинского Становика

Удской губы Охотского моря на востоке. Он отчетливо дешифрируется на космоснимках в виде сплошной линии запад-северо-западной ориентации, пересекает водоразделы бороздами, ложбинами и полосами и подчиняет себе верховья речных долин притоков Лены и Амура. В бассейне верхнего течения р.Алгана названный дизъюнктив соединяется диагональной перемычкой северо-западного простирания с Атугей-Нуямским разломом [8]. Вблизи перемычки на южных склонах Токинского Становика известно поле четвертичных базальтов [1, 2, 7, 8]. Авгенкуро-Майский разлом сейсмоактивен на всем протяжении. Прямолинейность его трассы, почти вертикальная плоскость сместителя, общий структурный рисунок и параметры фокальных механизмов местных землетрясений (см. рис. 2), указывающие на северо-восточное направление регионального сжатия, позволяют определить тип кинематики разлома как левый сдвиг-взброс.

Интенсивные дифференцированные восходящие движения Токинского Становика обусловили резкую расчлененность его рельефа (относительные превышения до 1200—1300 м) и крутизну склонов. Вследствие этого здесь преимущественно развиты гравитационные процессы, повсеместно распространены мощные грубообломочные делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы и конуса выноса, часты проявления обвалов. Некоторые из них (верховья р.Сам-Анкикит и долина р.Б.Туксани) носят сейсмогенный характер [7, 8]. Заложение долин большинства крупных рек (Авгенкур-Макит, Большая и Малая Туксани, Большой Оконон, верховья Зеи, Лучи и др.) было предопределено тектоникой.

Линия Авгенкуро-Майского разлома с амплитудой вертикального перемещения 500—700 м делит Токинскую морфоструктурную область на два района — Северный и Южный. Северный представляет собой высокогорный массив (абсолютная высота до

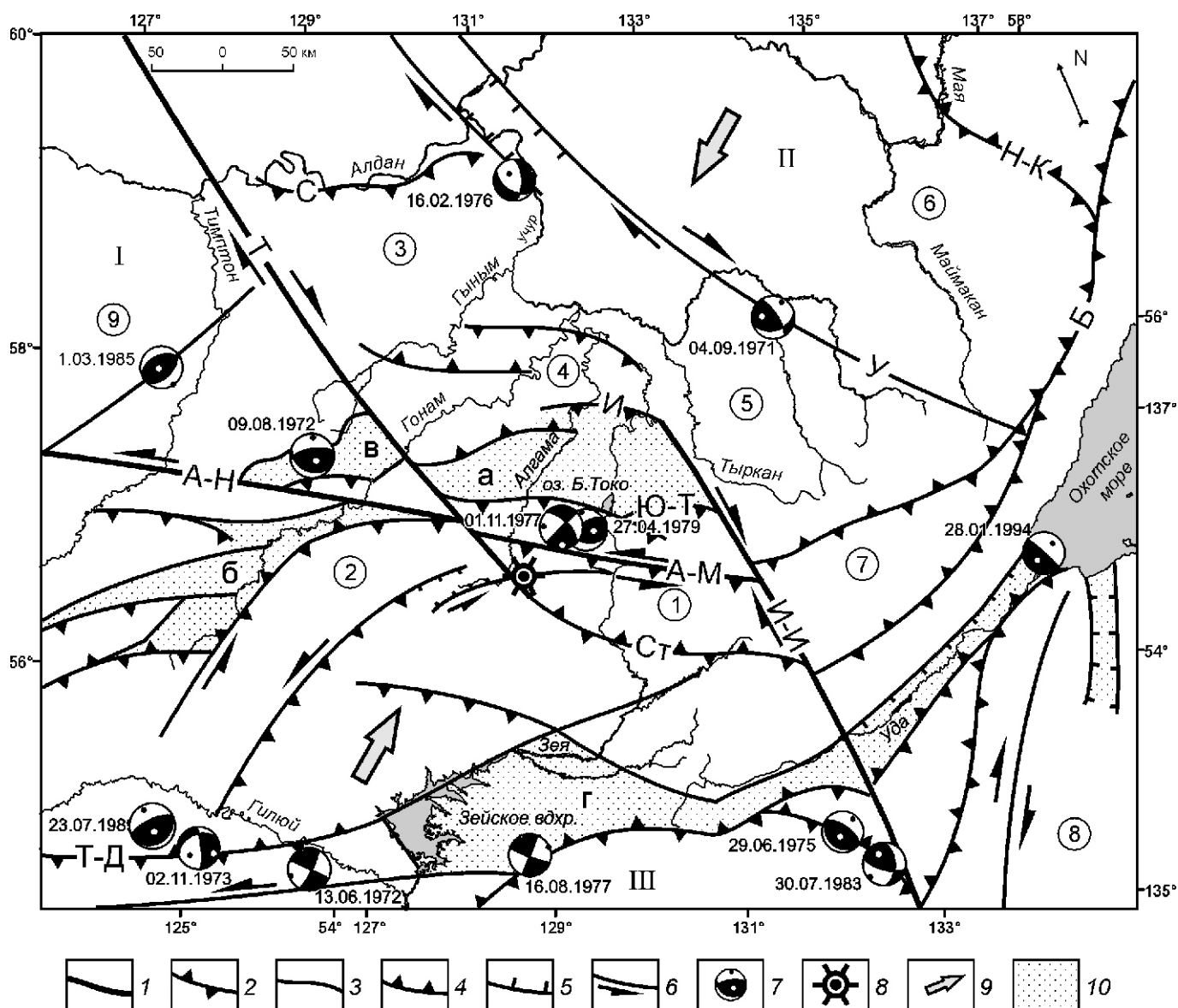


Рис. 2. Схема разломно-блоковых структур восточного фланга Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны:

1 — главные сейсмогенерирующие структуры; 2 — краевые швы (Б — Беликчанский, Н-К — Нелькано-Кыллахский, Ст — Становой, Т-Д — Тукурингра-Джагдинский); 3 — разломы неизвестной кинематики; 4 — надвиги (Ю-Т — Южно-Токинский, И — Идюмский, С — Суннагинский); 5 — сбросы; 6 — сдвиги (А-Н — Атугей-Нуямский, А-М — Авгенкуро-Майский, Т — Тыркандинский, У — Улканский, И-И — Итун-Иланский); 7 — круговые диаграммы фокальных механизмов землетрясений (черная точка внутри диаграммы — положение оси сжатия, белая — оси растяжения), рядом — дата возникновения землетрясения; 8 — кайнозойское поле базальтов; 9 — направление действия регионального поля тектонических напряжений; 10 — мезозойско-кайнозойские впадины (а — Токинская, б — Атугей-Нуямская и Гонамские, в — Ытымджинская, г — Верхнезейская и Удская); геоблоки: I — Центрально-Алданский, II — Восточно-Алданский, III — Тукурингра-Джагдинский; новейшие блоки (структуры, цифры в кружках): 1 — Токинский Становик, 2 — Сутамский, 3 — Гонамский, 4 — Учуро-Идюмский, 5 — Тырканский, 6 — Батомгский, 7 — Джугджурский, 8 — Баджалский, 9 — Тимптонский

2300 м) с альпинотипным рельефом, выработанным в эпоху последнего (позднечетвертичного) оледенения. Район с юга и севера оконтурен линиями крупных разрывных нарушений (Авгенкуро-Майский и Южно-Токинский). В нем отмечена высокая сейсмическая активность (последовательность землетрясений с энергетическим классом К, равным 8—16) и выявлен ряд сейсмодислокаций. К нему тяготеет зна-

чительная положительная аномалия в поле силы тяжести. Современная активность района подтверждается также высоким тепловым потоком, измеренным вблизи оз.Большое Токо, со значениями до 80 мВт/м². Здесь же фиксируется широкое проявление наледных процессов [8].

Южный район Токинской морфоструктурной области имеет низко-среднегорный слаборасчленен-

ный рельеф со средними абсолютными высотами 1500—1700 м. Уровень сейсмичности меньше, чем в Северном районе. Энергетический класс отмеченных землетрясений К соответствует 8—13. Эпицентры слабых подземных толчков равномерно заполняют всю территорию района и концентрируются вблизи его северной границы [8]. Южной границей района (см. рис. 2) служит Становой разлом, который в виде дугообразной зоны шириной 8—10 км прослеживается по участкам рассланцевания и диафтореза в архейских и протерозойских породах [8, 9, 11]. Район обладает здесь умеренной сейсмической активностью, а энергетический класс местных землетрясений К не превышает 12.

Сутамский блок расположен на западе региона и отделяется от Токинского Становика субмеридиональным отрезком р.Алгاما. Его северной границей служит Атугей-Нуямский разлом, а южная граница фиксируется эрозионно-тектоническим уступом высотой 30—60 м, обрывающимся к Верхнезейской впадине. В пределах Сутамского блока находятся мезозойско-кайнозойские впадины Атугей-Нуямская, Гонамские (см. рис. 2). Так, узкая субширотная Атугей-Нуямская впадина (100–8 км) сочленяется с горным обрамлением по ступенчатому эрозионно-тектоническому уступу высотой 300—400 м. Вдоль северного борта депрессии, выполненной среднеюрскими угленосными отложениями, фиксируется близширотный Атугей-Нуямский разлом длиной до 250 км, представленный полосой повышенной трещиноватости и брекчированности мезозойских песчаников. Анализ трещиноватости и зеркал скольжения указывает на преобладание в его зоне влияния сдвиговых перемещений. На космоснимках разлом выражен контрастной полосой фототона, отвечающей резкому уступу в рельефе. В геофизических полях он наблюдается в виде резкой градиентной ступени [1, 2, 8]. Южным ограничением Атугей-Нуямской, а также Гонамских и Ытымджинской впадин являются надвиги. Такая кинематика поддерживается данными распределения отрицательных гравитационных аномалий. Они в виде протяженных линейных зон повышенных градиентов (гравитационных уступов) локализованы примерно параллельно разломам, трассируемым вдоль южных бортов перечисленных впадин, но смещены от них к югу на расстояния от нескольких до 10—15 км, что может свидетельствовать о надвиговой природе этих разрывных нарушений. Подвижки такого же типа имели место и при землетрясении 9 августа 1972 г. на южной окраине Ытымджинской депрессии. Рельеф Сутамского блока среднегорный с абсолютными высотами 1500—2000 м, глубина расчленения достигает 800—1000 м. В его центральной части фиксируются отдельные кулисы Станового разлома, к зоне влияния которого приурочены эпицентры редких землетрясений энергетического класса 10—12. Все это ука-

зывает на более низкий темп сейсмотектонических движений в Сутамском блоке по сравнению с блоком Токинского Становика.

Гонамский блок занимает восточную часть Алданского щита (см. рис. 2) и представляет собой горст, сложенный преимущественно архейскими кристаллическими породами, осложняющий южное крыло Гонамского сводового поднятия. В рельефе блок выражен сложной ветвящейся системой горных хребтов альпинотипного облика (Нингамский, Ытымджинский, Сутамо-Гонамский), характеризующихся глубоким (абсолютная высота до 1000 м) расчленением, узкими гребневидными водоразделами, крутыми склонами, покрытыми сплошными осыпями. В плане Гонамская морфоструктура представляет собой куполовидное поднятие, рассеченное Тыркандинским разломом в северо-западном направлении на две неотектонические ступени соответственно 1500—1700 м и 1700—2300 м.

Тыркандинский глубинный разлом трассируется на расстоянии 600 км от устья р.Тимптон до среднего течения р.Алгاما, где пересекается с Южно-Токинским, Атугей-Нуямским и Авгенкуро-Майским дизъюнктивами [2]. Его зона влияния представляет собой ряд кулис, пространственное расположение которых указывает на возможные подвижки вдоль разлома по типу правого сдвига. Разлом также контролируется местоположением раннепротерозойских трогов и мезозойских грабенов, гранитоидов и основных интрузий архейского, протерозойского и мезозойского возрастов. Он отчетливо диагностируется в геофизических полях [1, 2, 8, 9, 11]. К трассе этого дизъюнктива приурочены эпицентры землетрясений с К 8—12. В устье р.Сутам, в месте предполагаемого пересечения Тыркандинским разломом р.Гонам, наблюдается резкий изгиб русла и выходы коренных пород. На правом борту долины р.Гонам выявлены площадные сейсмогравитационные срывы делювиального материала.

Учуро-Идюмский блок включает небольшие сводовые поднятия фундамента по северной окраине Токинской впадины (Арбарастахское, Идюмо-Хайканское), образующие цепь возвышенностей, обрывающихся к югу тектоническим уступом высотой 300—400 м. В центре Учуро-Идюмского блока на поверхность выходят породы фундамента, поднятые до высоты 1700—1800 м. Реки Идюм и Алгاما пересекают эти поднятия, врезааясь на глубину до 100 м, и образуют узкие неразработанные, крутосклонные долины с врезанными меандрами. Такой же глубокий врез имеют и их притоки. Водоразделы здесь узкие, скалистые, гребневидные, реже широкие плоские, со структурными уступами на склонах. Подобным рельефом характеризуется и восточная часть блока. Следы новейшей и современной активизации особенно ярко проявились по южной границе блока с Токинской впадиной в районе Идюмского надвига.

Субширотный Идюмский надвиг длиной 200—250 км отделяет Учуро-Идюмский блок от мезозойских отложений Токинской впадины. По результатам геолого-структурных исследований он представляет собой серию надвигов и взбросов (до 45—50°) с падением плоскости разломов разной вергентности как на север, так и на юг [8, 9]. В обнажениях по р.Алгاما плоскость этого разрывного нарушения четко фиксируется зоной повышенной раздробленности и трещиноватости юрских песчаников, соприкасающихся с протерозойскими известняками [1, 2, 7]. В зоне разлома породы юры деформированы в ряд небольших складок с падением отдельных плоскостей к северу и северо-востоку, встречается и опрокинутое залегание пород. По геофизическим данным разлом трассируется полосой линейно вытянутых аномалий, окаймляющих фоновые значения гравитационного и магнитного полей [8]. На относительную тектоническую активность этого разлома в кайнозойское время указывают отчетливая выраженность, наличие эрозионных ложбин в основании его плоскости, многочисленные фасеты на фронтальной плоскости, осыпи и курумы. Обычно здесь в течение года регистрируется несколько слабых землетрясений (К 9), но 3 февраля 1999 г. было отмечено сильное землетрясение с К 12, сопровождаемое серией афтершоков (около 40 событий). Структурными наблюдениями, выполненными по рекам Алгاما и Идюм, в зоне Идюмского надвига были выявлены молодые формы рельефа (уступы, повышенная дислоцированность пород вблизи разломов, образование небольших складок и др.) этой части Учуро-Идюмского хребта, а также проявления сейсмогравитационных процессов [8].

Тыркканский блок (см. рис. 2) выделен на востоке исследуемой территории. В структурном отношении он представляет собой Идюмо-Хайканский выступ кристаллического фундамента, в основе рельефа которого лежат несколько крупных среднегорных массивов с абсолютными высотами 1600—1900 м, сложенных архейскими породами. Они ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях (восточная часть Учуро-Идюмского хребта). Лишь в средней части морфоструктуры встречаются небольшие «пятна» юры. Юго-восточная окраина района имеет пониженные высоты преимущественно до 1100 м и сравнительно плоскогорный рельеф.

Западная граница блока — Итун-Иланский (по данным других авторов Юлан-Ютонгский [5, 6, 14]) разлом, выявленный по результатам сейсмологических исследований [12, 13] в Южной Якутии и Приамурье (см. рисунки 1 и 2). Структурно он относится к западной ветви системы разрывных нарушений с правосторонней компонентой смещения Тан-Лу, продолжающейся из Северного Китая на территорию России. Вблизи пересечения Итун-Иланского разлома с Тукурингра-Джагдинской разломной системой наблюдается взбросо-надвиговое смещение (параметры фокаль-

ных механизмов землетрясений 29.06.1975 г. и 30.07.1983 г., см. рис. 2), образуя с восточным сегментом Монголо-Охотской складчатой системы дуплексную зону сжатия. Далее отдельными кулисами Итун-Иланский разлом прослеживается в северо-западном направлении и, рассекая структуры Станового свода, контролирует восточные окраины Токинского Становика и Токинской впадины.

В пределах Тыркканского блока фиксируется повышенный уровень сейсмической активности. Здесь зарегистрированы землетрясения с К 8—13, тяготеющие к Итун-Иланскому и Улканскому разломам.

Токинская впадина — мезозойско-кайнозойский прогиб, ограниченный крупными дизъюнктивными нарушениями большой амплитуды, выраженными в рельефе тектоническими уступами. Южная граница соответствует зоне Южно-Токинского надвига (амплитуда вертикальных тектонических движений до 1200 м), северная проходит по Идюмскому надвигу (амплитуда 300—400 м). Субширотный Южно-Токинский надвиг длиной 200 км — один из активных разрывных нарушений в регионе, для которого характерны крутые углы падения плоскости смещения (60—70°). По нему установлена горизонтальная амплитуда надвигания архейских кристаллических образований на мезозойские толщи, составляющая первые километры. При этом сопряженные с надвигом юрские и нижнемеловые отложения южной окраины Токинской впадины шириной до 5—7 км интенсивно дислоцированы. На местности разлом выражен резким тектоническим уступом [2, 8, 9, 11]. Рельеф впадины сформирован на песчано-сланцевых отложениях юры и нижнего мела, залегающих со слабым (3—5°) наклоном к центру, что обусловило развитие платообразного рельефа, слабую выраженность структурных форм, пологость склонов и плавность сочленений. Поверхности водоразделов плоские и пологоувалистые с высотой в центральной части 950—1100 м, а по окраинам до 1200 м. Морфология рельефа Токинской впадины сложно дифференцирована, на фоне спокойного платообразного рельефа выделяется ряд возвышенностей и котловин.

На юге Токинской впадины к юго-западу от устья р.Туксани среди мезозойских отложений отмечен выход архейских пород [8, 9]. Морфологически эта возвышенность (массив Беранджа) представляет собой группу островерхих гольцов с отметками до 1551 м, расположенных в пределах почти правильного семиугольника диаметром около 16 км. По склонам гольцов широко развиты осыпи. Названную возвышенность р.Алгاما antecedентно пересекает в северо-восточном направлении, разделяя ее на две приблизительно равные части. Повсеместно на левом борту р.Алгاما отмечаются на склонах следы сейсмогравитационных проявлений. Эти данные позволяют предположить, что морфологическая выраженность Токинской впадины сохранилась лишь за счет

отставания в поднятии от окружающих ее горных сооружений. Практически всю площадь Токинской впадины занимает Алгаминский минимум поля силы тяжести. Уровень сейсмичности внутри самой впадины крайне низок, но возрастает на ее северной и южной краевых частях [8].

Верхнезейская отрицательная морфоструктура относится к Тукурингра-Джагдинскому геоблоку и расположена на крайнем юге территории исследований. Впадина разделяет Тукурингра-Джагдинское и Становое сводово-блоковые поднятия. На севере ее границей служит эрозионно-тектонический уступ высотой 30—60 м, который обрывает денудационную поверхность. Современная аккумулятивно-денудационная поверхность Верхнезейской впадины имеет абсолютные отметки 350—450 м и полого наклонена к северу. Формирование ее обусловлено мезозойско-кайнозойским тектоническим этапом, когда происходило погружение фундамента впадины и заполнение рыхлым материалом. Максимальная мощность рыхлых кайнозойских отложений здесь около 500 м.

Анализируя геометрический рисунок Тыркандинской шовной зоны (юго-восточный фланг) и Итун-Иланского разлома системы Тан-Лу (северо-западный фланг), можно диагностировать наличие кулисы, возникшей на окончаниях данных разломов по типу правого сдвига. К ней тяготеет крупный морфотектонический блок транспрессионного типа со структурами Токинского Становика и Токинской впадины. При правобоковом смещении вдоль рассматриваемых разрывных нарушений на северной и южной периферии и внутри названного блока закономерно возникла сеть близширотных сдвиго-взбросов и надвигов с падением сместителей в южном и северном направлениях [15]. Эта сопряженная правосдвиговая система разломов (Тыркандинский и Итун-Иланский) показана на рис. 2 как главная морфоконтролирующая и сейсмогенерирующая структура. Вместе с тем, выявление отдельных ветвей системы Тан-Лу в пределах территории России и установление их взаимосвязи с тектоническими элементами Тукурингро-Джагдинской и Становой складчатых областей требует привлечения дополнительных геолого-геофизических данных по Северному Китаю.

Для оценки скоростей вертикальной составляющей тектонических движений в голоцене были использованы геоморфологические материалы полевых исследований, результаты крупномасштабных геологосъемочных работ и интерпретация данных топографических карт масштаба 1:1 000 000 [1, 4]. При этом на планшет выносились абсолютные отметки первых цокольных, пойменных и надпойменных террас голоценового возраста, высота которых была принята за амплитуду этого этапа. Затем вычислялась величина скорости голоценовых вертикальных тектонических движений из отношения абсолютных высот террас к временной продолжительности голоцена (около 10 тыс. лет). Точки с

одинаковыми значениями скоростей соединялись изолиниями. При этом учитывались местные орографические особенности. Полученная картина распределения скоростей голоценовых вертикальных тектонических движений отчетливо отражает морфоструктурный план исследуемой территории. Максимальное поднятие (до 5—8 мм/год) испытывают Токинский Становик, Учуро-Идюмский, Тырканский блоки, верховья р.Мая (приток р.Уда). Северный и южный борта Токинской впадины вовлечены в поднятие со скоростями до 8 мм/год. Это относится прежде всего к району Идюмского надвига. Скорость поднятия самой впадины едва достигает 1 мм/год. Морфоструктура Токинского Становика оконтурена изолинией скоростей 5 мм/год, внутри этого блока сохраняется тот же темп движений.

Совокупность представленных сведений свидетельствует о наличии здесь современных как горизонтальных, так и вертикальных тектонических движений, способствующих развитию разрывных нарушений типа сдвига, взброса и надвига. Это соответствует также особенностям сейсмического процесса на восточных окончаниях Олэкмо-Становой и Тукурингра-Джагдинской сейсмотектонических зон, который по данным параметров фокальных механизмов землетрясений (см. рис. 2) протекает в условиях сжатия, действующего в северо-восточном (субдолготном) направлении к местным структурным элементам и существенно зависит от кинематических особенностей взаимодействия плит и блоков, сформировавшихся на северо-востоке Азиатского континента [2, 8, 11]. Комплексный геолого-геофизический анализ морфотектонических характеристик новейших структур восточной части Олэкмо-Становой сейсмотектонической зоны и соседних территорий определенно указывает на существование блока сжатия между окончаниями Тыркандинской и Итун-Иланской правосдвиговых систем в виде мощной зоны скупивания земной коры. Для нее характерны инверсия современного рельефа во впадинах, ограничение впадин разломами сдвиго-взбросо-надвиговой кинематики, значительные скорости новейших и голоценовых движений в блоковых структурах (эффект выжимания) и высокая степень сейсмической активности.

Проявления сейсмичности, отмеченные на восточном фланге рассматриваемой зоны, отражают кинематику взаимодействия разломно-блоковых структур юго-востока Алданского щита, Становой и Тукурингра-Джагдинской орогенных областей. Эта территория находится в зоне динамического влияния восточного сегмента границы континентальных Евразийской и Амурской литосферных плит и подвержена воздействию со стороны Тихоокеанской зоны субдукции [5, 6]. Указанный факт отражается в развитии системы активных разрывных нарушений (сдвиги, взбросы и надвиги), утолщении земной коры и возникновении крупных горных сооружений, представляющих значитель-

ную область скупивания земной коры под влиянием сжатия (Токинский Становик).

Взаимные перемещения континентальных блоков, границами которых являются Олёкмо-Становая и Тукурингра-Джагдинская сеймотектонические зоны, не автономны и существенно зависят от скоростей и направления движения более крупных литосферных плит. В нашем случае сближение под косым углом малоподвижной (около 0,2 см/год) Евразийской и относительно мобильной (1 см/год) Амурской литосферных плит, возрастание скорости которой связано в т.ч. и с процессами Тихоокеанской субдукции, сформировало систему активных протяженных разломов Тан-Лу (см. рис. 1), которые проходят параллельно обрамлению Японского и Охотского морей [12, 13, 14]. Эти динамические процессы способствовали стыковке в районе Токинского Становика двух крупных сопряженных сдвиговых систем — Тыркандинской и Итун-Иланской, простирающихся в северо-западном направлении и действующих как динамопара. При пересечении ими субширотной зоны разрывов Станового краевого шва сформировался особый класс структур, обладающих наибольшим сейсмическим потенциалом, — дуплексы сжатия. Ранее заложившиеся линеаменты мезозойского передового предгорного прогиба сохранились здесь лишь в виде отдельных фрагментов (Токинская впадина и ряд небольших приразломных депрессий: Итымджинская, Атугей-Нуямская и др.) среди неотектонических поднятий, сложенных кристаллическими породами. В современное время они затронуты процессами инверсии и ограничены системами встречных надвигов и взбросов противоположной вергентности.

Такое соотношение между разрывами двух генеральных направлений: широтного, характерного для зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой области (Атугей-Нуямский и Авгенкуро-Майский левые сдвиг-взбросы) и диагонального (Тыркандинский и Итун-Иланский правые сдвиги) — отражает динамику взаимодействия блоков вблизи северо-восточной границы Амурской плиты. Активизация названных сдвигов, в частности Итун-Иланского разлома, а также проникновение его в «тело» Алданского щита, скорее всего, произошли в результате подвижек по системе разломов Тан-Лу в Северном Китае при смещении к северо-востоку Амурской плиты.

Работа выполнена при частичной поддержке проектов РФФИ (№ 06-05-64492-а, № 07-05-00760-а и № 06-05-96069-р_восток_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Живые разломы и сейсмичность Токинского Становика // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 53—57.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 55—61.
4. Имаева Л.П. Соотношение новейших структур и сейсмичности Токинского Становика / Геология и полезные ископаемые. — Якутск, 1980. С. 7—10.
5. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Подгорный Б.Я. и др. Глубинное строение структур ограничения литосферных плит Восточной Азии / Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. — Хабаровск, 2006. С. 97—101.
6. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков В.А. и др. Космическая геодезия в задачах геодинамики: современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 71—79.
7. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сеймотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. — Новосибирск: Наука, 1982.
8. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны. — Якутск, 1985.
9. Разломная тектоника территории Якутской АССР. — Якутск, 1976.
10. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86—89.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophysical Research Letter. 2006. Vol. 33. L11303, doi:10.1029/2006GL026077.
13. Fujita K., Sella G.F., Mackey K.G. et al. Relationships between Seismicity and GPS Determined Velocities in Northeast Asia // AGU Meeting, Abstracts. — San-Francisco: AGU, 2004. P. 3271.
14. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L. et al. Explosion contamination of the northeast Siberian seismicity catalog: implications for natural earthquake distributions and the location of the Tanlu fault in Russia // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. Vol. 93. P. 737—746.

Минералогические и геохимические критерии стратификации неоплейстоценовых отложений хребта Улахан-Тас (Восточная Якутия)

А.И.СЕРГЕЕНКО, Т.И.ВАСИЛЬЕВА

Детализация схемы стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья [4], обоснованная новыми радиоуглеродными датировками, привела к необходимости ее уточнения и для других районов прибрежно-шельфовой части Восточной Якутии, в т.ч. с применением дополнительных минералогических и геохимических критериев с целью их стратификации и палеогеографических реконструкций.

Задача данного исследования — комплексное изучение четвертичных отложений Улахан-Тасского района в бассейнах рек Арга-Юрях, Большой Хомус-Юрях, Рассоха, Алазея и других (см. рисунок, А). Хребет Улахан-Тас протягивается в Индигиро-Алазейском междуречье в субширотном направлении и является продолжением Полоусного кряжа. В его пределах в результате проведенных в 1977—1980 гг. работ был вскрыт довольно полный разрез четвертичных отложений [3] и произведено их стратиграфическое расчленение традиционными литолого-палеонтологическими методами [3] (см. рисунок, Б). Авторами настоящей публикации дополнительно определен химический состав водных вытяжек и ассоциации глинистых минералов из отложений. Химический состав водных вытяжек определялся Е.В.Антипиной в Институте биологии ЯФ СО АН СССР. Анализ глинистых минералов был сделан Т.И.Васильевой с помощью рентгенофазового анализа на приборе ДРОН-2.0 в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН.

Особенности распределения водорастворимых солей отражают, как известно, физико-химические условия осадконакопления. Степень химической дифференциации глинистого вещества и его зрелости определялась с помощью методики Е.П.Акульшиной по отношению интенсивностей дифракционных рефлексов гидрослюдов (001) и (002) [1]. В данной статье рассматривается разрез четвертичных отложений в возрастном диапазоне начиная со второй половины среднего неоплейстоцена.

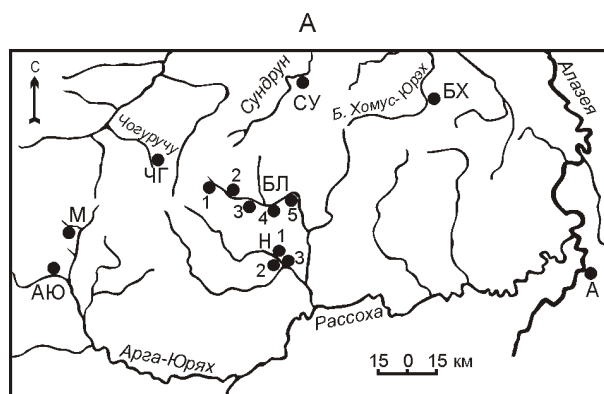
Средний неоплейстоцен, вторая половина (Q_2^{3-4}). Средненеоплейстоценовые осадки широко развиты на рассматриваемой территории. В горной части отложения имеют щебнисто-суглинистый состав мощностью до 12 м, в предгорной — р.Алазея, обнажение Иван — слагают верхние части (10—12 м) аккумулятивной террасы мощностью 25—30 м и представлены серыми горизонтально- и волнистослоистыми супесями. Содержание водорастворимых веществ в верхне-, средненеоплейстоценовых отложениях (руч.Сундун) составляет 0,05 мг/экв (см.

таблицу). Химический состав водных вытяжек (0,05%) хлоридно-гидрокарбонатно-кальцевый. Относительно повышенные содержания гидрокарбонатов кальция обусловлены, по-видимому, обводненной, проточной обстановкой осадконакопления. Состав растительности по сравнению с ранненеоплейстоценовым временем меняется довольно резко. На смену листовенничным редколесьям с широким распространением кустарниковых форм ольхи, березы и отдельными островками березняков пришли преимущественно тундровые ассоциации (содержание спор 44—95%) [3], что указывает на похолодание.

Верхний неоплейстоцен, первая ступень (Q_2^1). В горной части и предгорье формировались галечные отложения, в низменной накапливались песчано-алевритовые толщи с прослоями торфа. Мощность осадков изменяется от 3 до 6 м (руч.Чогуручу). Распространение березово-лиственничных редколесий свидетельствует о некотором потеплении климата в начале позднего неоплейстоцена [3].

Ойягосский горизонт (Q_2^2). Отложения этого возраста в горной части состоят из аллювиальных буровато-серых алевритов со слабо выраженной косой слоистостью. Мощность образований достигает 4—6 м. На южном обрамлении хр.Улахан-Тас отложения этого возраста представлены супесями с видимой мощностью 3 м (терраса долины р.Балыктаах, обнажение 5, мощность 10 м). Водные вытяжки (в среднем 0,12%) из этих осадков характеризуются сульфатно-магниевым составом. Повышенные содержания сульфатов, ионов Cl, Mg, Na обусловлены малопроточными, застойными условиями осадконакопления при относительно сухом климате. Наступившее похолодание вызвало смену лесной растительности безлесными травянисто-моховыми формациями [3].

Молотковский горизонт (Q_2^3). В горной части района к этому возрасту относятся констративные и перестративные галечники, выполняющие долины ручьев Мокрундя, Наанчан, Арга-Юрях и др. В предгорной части состав осадков этого возраста более тонкозернистый. Ближе к хребту они представлены серыми разнотонными слоистыми песками с примесью гравия в нижних частях разреза (руч.Балыктаах, обнажение 4), с удалением от хребта сменяются серыми и буровато-серыми слоистыми алевритами, часто с оторфованными прослоями. В низах разреза встречаются обломки древесины, в т.ч. древовидной березы (руч.Балыктаах, обнажение 5). Условия накопления осадков несколько отличались от анало-



Б

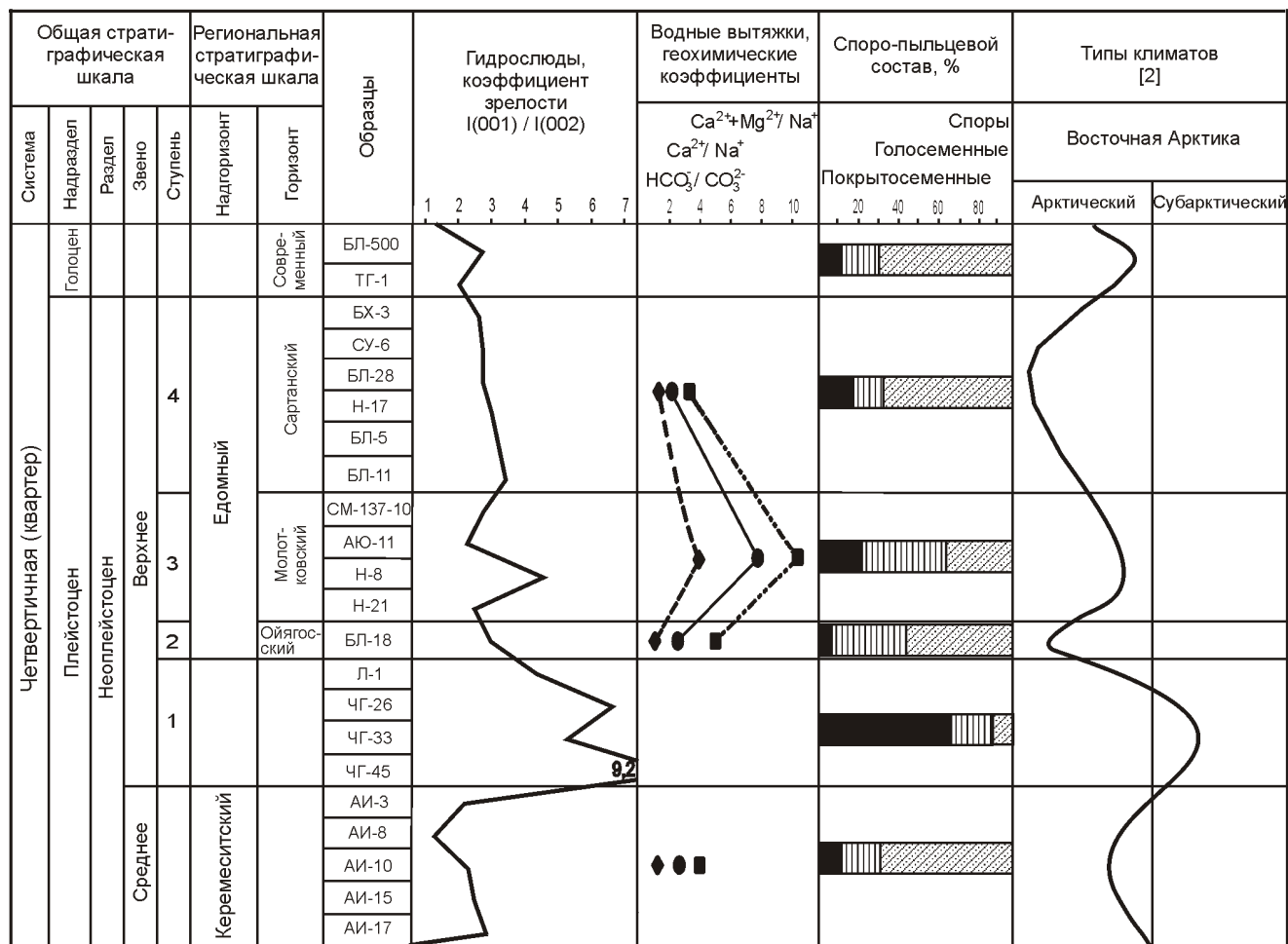


Схема расположения разрезов (А), минералого-геохимическая и спорово-пыльцевая характеристики (Б) неоплейстоценовых отложений хр.Улахан-Тас:

АЮ — Арга-Юрх; М — Мокрундя; ЧГ — Чогуручу; СУ — Сундрун; БЛ — Балыктаах; Н — Наанчан; БХ — Большой Хомус-Юрх; А — Алазея (обнажение Иван); цифры — обнажения

гичных условий накопления молотковского времени. Водные вытяжки (в среднем 0,16%) характеризуются сульфатно-кальциевым составом. Содержание легко-выносимых ионов Mg и Na уменьшается, что указывает на более интенсивный водообмен в проточной среде и при влажном климате. Лесотундровый характер растительности свидетельствует о потеплении климата [3].

Сартанский горизонт (Q_3^4). Отложения этого возраста слагают в горах первую надпойменную аккумулятивную террасу. В долине ручьев Мокрундя, Балыктаах, Сундрун, Большой Хомус-Юрх и других они представлены горизонтально-слоистыми супесями, суглинками и алевроитами серого и светло-серого цвета. Отмечаются торфянистые прослои мощностью до 1 м. Общая мощность отложений 7—10 м. Водные

Химический состав водных вытяжек неоплейстоценовых отложений хребта Улахан-Тас (в мг-экв./100 г породы)

Горизонт (по Региональной стратиграфической шкале)	Образец	Сумма солей, %	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na	K	HCO ₃ ⁻ / Cl	Ca ²⁺ / Na	Ca ²⁺ Mg ²⁺ / Na
Сартанский, Q ₁	БХ-3	0,116	0,84	Не обн.	0,40	0,60	0,50	0,90	0,41	0,03	0,67	1,22	3,41
	СУ-6	0,109	0,80		0,50	0,30	0,85	0,45	0,30	Следы	1,67	2,83	4,33
	БЛ-5	0,129	0,68		0,50	0,80	0,85	0,55	0,58		0,63	1,47	2,41
	БЛ-11	0,126	0,80		0,70	0,30	0,90	0,45	0,45	0,20	2,33	2,00	3,00
Молотковский, Q ₂	Н-21	0,203	1,62	Не обн.	0,80	0,10	1,80	0,55	0,15	0,02	8,00	12,0	15,67
	БЛ-7	0,142	1,04		0,60	0,45	1,20	0,55	0,34	Следы	1,33	3,53	5,15
	БЛ-20	0,134	0,67		0,90	0,35	1,30	0,45	0,17		2,57	7,65	10,29
	БХ-13	0,122	1,02		0,40	0,45	0,70	0,75	0,39	0,03	0,89	1,79	3,72
Ойягосский, Q ₃	БХ-20	0,109	0,50	Не обн.	0,60	0,55	0,55	0,70	0,37	0,03	1,09	1,49	3,38
	БЛ-16	0,142	0,96		0,80	0,30	1,05	0,75	0,26	Следы	2,67	4,04	6,92
Q ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Q ₄ ⁺	СУ-18	0,050	0,20	Не обн.	0,30	0,25	0,40	0,20	0,15	Следы	1,20	2,67	4,00

вытяжки из осадков сартанского горизонта (в среднем 0,12%) имеют преимущественно сульфатно-кальциевый состав. По сравнению с молотковскими отложениями в них увеличено содержание анионов хлора, а в катионной части — натрия. Деграция лесов и широкое развитие тундровой растительности свидетельствуют о похолодании климата [3].

К голоцену (Q₄) относятся осадки речных пойм, верхние части аласных отложений и комплекс водораздельных и склоновых образований. Состав растительности в основном лесотундровый свидетельствует об относительно теплом климате по сравнению с сартанским временем [3].

Минеральный состав глин в целом по разрезу однотипен. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды, в небольшом количестве присутствуют хлориты. Появление примеси монтмориллонита в ранне-, верхнелоплейстоценовых отложениях связано с непосредственным размывом коры химического выветривания меловых эффузивов. Изменчивость по разрезу состава водных вытяжек (а отсюда и физико-химических условий осадконакопления) хорошо иллюстрируется геохимическими коэффициентами, отражающими температурный режим и влажность климатических обстановок (см. таблицу).

Таким образом, в Улахан-Тасском регионе в поздне-, средне-, верхнелоплейстоценовом возрастном диапазоне довольно четко выделяются характерные минералогические геохимические, растительные признаки ледниковых (перигляциальных) и межледниковых палеоландшафтов. *Перигляциальные*: вторая половина среднего неоплейстоцена, ойягосский, сартанский горизонты, характеризуются тундрово-степной растительностью, повышенными содержаниями в водных вытяжках натрия, хлора, средней зрелостью гидрослюды. *Межледниковые*: первая ступень верхнего неоплейстоцена, молотковский горизонт, характерны лесотундровая растительность, повышенные содержания в водных вытяжках гидрокарбонатов и сульфатов, кальция, высокая зрелость гидрослюды. Предложенная схема стратиграфии Улахан-Тасского региона по основным параметрам совпадает с климатостратиграфической

шкалой Восточной Арктики М.Н.Алексеева [2] (см. рисунок, Б).

Незначительность отличий по величине и контрастности минералогических, геохимических и растительных признаков молотковских осадков, подстилающих ойягосских отложений и перекрывающих сартанских позволяет сделать вывод об относительно небольшом потеплении в это время климата, по своим параметрам близкого к перигляциальному. Этот вывод хорошо коррелируется с разрезами едомных отложений Северного Верхоянья [4], где осадконакопление происходило непрерывно с начала молотковского времени в перигляциальных условиях (около 60 тыс. лет назад).

Выделенные минералого-геохимические показатели могут служить дополнительным критерием стра-

тиграфического расчленения четвертичных отложений Восточной Якутии.

Работа выполнена в рамках проведения исследований 3-го Международного полярного года (2007—2009 гг.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.* — Новосибирск: Наука, 1976.
2. *Изменение климатов и ландшафтов за последние 65 миллионов лет.* — М.: ГЕОС, 1999.
3. *Сергеенко А.И., Казанцев А.С., Лыков Ю.В., Томская А.И.* Кайнозойские отложения хр. Улахан-Тас // Геология кайнозоя Якутии. — Якутск, 1982. С. 34—45.
4. *Сергеенко А.И., Белолобский И.Н., Имаева Л.П. и др.* Едомные отложения прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья // Отечественная геология. № 5. 2007. С. 35—38.

УДК 551.736 (571.56)

Коллектив авторов, 2008

О находке гониатита *Eoshumardites* в кыгылтасской свите Западного Верхоянья

Р.В.КУТЫГИН (ИГАБМ СО РАН), И.В.БУДНИКОВ (СНИИГиМС), А.Г.КЛЕЦ (ИНГГ СО РАН), Л.Г.ПЕРЕГОЕДОВ (СНИИГиМС)

Широко распространенная в Западном Верхоянье кыгылтасская свита была выделена в 1934 г. Н.П.Херасковым [28]. Основным отличием свиты от других верхнепалеозойских стратонев явилось развитие по всему разрезу ритмичного чередования маломощных (10—20 м) пачек песчаников и алевролитов («сланцев»). В качестве «характерного обнажения» свиты был приведен разрез «...по р. Аркачан, в районе Кыгылтаса» [28, с. 16], схематически описанный по материалам Н.Н.Стронского. Из приведенного Н.П.Херасковым описания, разрез свиты в Кыгылтасском районе имеет мощность 1220 м, завершается «приблизительно у границы эчийской свиты» [28, с. 16]. По причине большой мощности стратона тогда было сделано предположение о том, что нижняя часть разреза — аналог солончанской свиты. Хотя в приведенном разрезе и не были четко обоснованы нижняя и верхняя ее границы, именно он первоначально был предложен В.Н.Андриановым в качестве стратотипического [1], а сама свита принята Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) СССР в составе местных стратиграфических подразделений пермской системы Верхоянской антиклинальной зоны [22]. Позднее выяснилось, что рассмотренный Н.П.Херасковым разрез свиты «района Кыгылтаса» не может использоваться как типовой и вместо него в качестве лектостратотипа стал рассматриваться разрез по руч. Аллара-Хадарыня, правому притоку р. Тумара [5].

Проанализировав обширный материал по стратиграфии рассматриваемого интервала и проведя детальные лито- и биостратиграфические исследования основных разрезов, В.Н.Андрианов [1, 2] обосновал ритмичное строение кыгылтасской свиты, характеризующееся сменой вверх по разрезу преимущественно алевролитовых слоев морского происхождения (трансгрессивная часть) полифацialsными алевролит-песчанистыми (регрессивная часть). Такое ритмичное строение позволило разделить свиту на две подсвиты, которые были закартированы в Западном Верхоянье в процессе среднемасштабной государственной геологической съемки. При построении новой (детальной) стратиграфической схемы в 1970 г. рассматриваемый интервал разреза В.Н.Андрианов с коллегами предлагал переименовать в криволучинскую свиту [6]. Однако вскоре они вернулись к прежнему наименованию стратона, уточнив местоположение и конкретизировав строение типового разреза [5]. В противовес этому в 1979 г. на Всесоюзном стратиграфическом совещании по Сибири Р.В.Соломина с коллегами в нижней части перми Восточно-Куранахской зоны Западного Верхоянья предложила выделять кыгылтасскую серию, состоящую из криволучинской и хорокытской свит, что было принято МСК СССР [21] и формально сохранялось в региональной стратиграфической схеме Верхоянья до недавнего времени, хотя и не использовалось при составлении геологических карт. Кыгылтас-

ская свита (или одноименная серия) неизменно присутствовала во всех утвержденных региональных стратиграфических схемах МСК, однако ее возрастной диапазон постоянно изменялся. В 1957 г. на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Северо-Востока СССР [22] свита рассматривалась в средней части нижней перми (нижняя половина «томпинской серии»), а в 1962 г. на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Якутской АССР [23] — в основании перми (ассельский—сакмарский ярусы, халданский горизонт). В последующих региональных схемах продолжалось удревание свиты. На втором Межведомственном стратиграфическом совещании по Северо-Востоку СССР в 1974—1975 гг. она стала рассматриваться как переходная между карбоном и пермью [20], причем тогда была документально принята только нижняя часть свиты (в составе всего верхнего карбона), так как пермская схема Верхоянья не была представлена. На последнем третьем Межведомственном стратиграфическом совещании по Северо-Востоку России в 2002 г. кыгылтасская свита была отнесена целиком к верхней части карбона [12, 19].

Несмотря на то, что возрастной диапазон кыгылтасской свиты имел дискуссионный характер [7, 10], для сохранения целостности региональной шкалы перми Верхоянья, основанной на западноверхоянских разрезах, В.Н.Андрианов [2] предложил в основании перми выделять кыгылтасский горизонт. Несколько позже на основе изучения амmonoидей он пересмотрел возраст свиты и одноименного горизонта [3], которые были отнесены им к верхней части верхнего карбона («оренбургский» ярус). Долгое время кыгылтасский горизонт не находил признания. В региональной корреляции использовался быгантайский горизонт [21], обладавший большим вертикальным диапазоном за счет хорокытской и эчийской свит сверху, что делало его крайне неэффективным для стратиграфических построений и корреляции.

Ранее, когда кыгылтасский горизонт было принято рассматривать в интервале пограничных каменноугольно-пермских отложений, авторы данной статьи предлагали разделить его на бараинский и сетландинский горизонты [13]. Первый представлял бы каменноугольную часть разреза, а второй — пермскую. Это разделение искусственное, поскольку каждый из горизонтов в отдельности не отражал крупного седиментационно-биотического этапа в развитии бассейна, в отличие от всех остальных каменноугольно-пермских западноверхоянских горизонтов. После того как вернулись к предложению В.Н.Андрианова [3] об отнесении всего интервала кыгылтасского горизонта к каменноугольной системе, его разделение на более мелкие горизонты стало нецелесообразным.

Если верхнюю границу кыгылтасского горизонта и одноименной свиты по находкам в вышележащих

отложениях ассельских амmonoидей мы можем сопоставлять с верхней границей карбона, то возраст нижней границы до сих пор оставался невыясненным. Точнее, он был неясен в отношении кыгылтасской свиты, из которой отсутствовали достоверные находки амmonoидей, позволяющих провести относительно точную датировку. Указанный в 1975 г. В.Н.Андриановым [2] в кыгылтасской свите пермский *Sakmarites* sp. позже был им исключен из списков палеонтологической характеристики свиты из-за крайне противоречивых данных о стратиграфическом положении этого интересного экземпляра [3, с. 62—63]. Кроме того, существуют несколько экземпляров амmonoидей, обнаруженных, по мнению В.Н.Андрианова, в кыгылтасской или хорокытской свитах. Таковыми являются: единственная раковина, обнаруженная В.Н.Андриановым и Н.Н.Гаврилевым в левом борту р.Дьеленджа приустьевой части руч.Хорокыт, отнесенная В.Н.Андриановым к позднекаменноугольному роду *Prouddenites* [3, с. 61] и три раковины, собранные М.И.Зиракадзе в «алевролитах кыгылтасской свиты» [4, с. 59] р.Боринджа в 3 км выше устья руч.Сетландя, определенные В.Н.Андриановым как *Neoglyphyrites* sp. Изучение обоих местонахождений позволило авторам установить, что первый экземпляр происходит из базальных слоев хорокытской свиты, а последние, вероятно, из нижней части эчийской серии. Каких-либо других опубликованных данных о достоверных находках амmonoидей в кыгылтасской свите не известно. Поскольку до последнего времени кыгылтасская свита амmonoидеями не была охарактеризована, ее корреляция с другими стратонами одноименного горизонта Северного и Южного Верхоянья носила условный характер. На III Региональном стратиграфическом совещании по докембрию, палеозою и мезозою, состоявшемся в 2002 г., авторы представили новую региональную схему карбона Верхояно-Охотского региона, которая была принята МСК России в качестве унифицированной [19]. По этой схеме нижняя граница кыгылтасского горизонта проводилась по смене в разрезе брахиопод комплекса *Settedabania stepanovi* комплексом *Muirwoodia mammata*—*Jakutoproductus tatjanae*. Этот рубеж в регионе достаточно четко приурочивается к смене песчаников солончанской свиты алевролитами кыгылтасской, что позволяет связывать его с началом крупного кыгылтасского трансгрессивно-регрессивного этапа осадконакопления. Основанием для проведения границы среднего и верхнего карбона внутри верхней части солончанского горизонта и одноименной свиты послужили указанные В.Н.Андриановым находки раковины касимовского (жигулевского) гониатита *Eoshumardites* в верхней части солончанской свиты верховьев р.Аркачан (р.Ногынья, сборы Ю.Г.Тыллара, обр. 2/45) [3]. Соответственно, сопоставляемый с касимовским яру-

сом эошумардитовый уровень (слои с *Eoshumardites artigensis*) авторы рассматривали в составе верхов солончанского горизонта и низов кыгылтасского. Предполагалось, что в параллельных биостратиграфических шкалах этот интервал может быть увязан с брахиоподами верхов комплекса *Settedabanina stepanovi* и всего комплекса *Muirwoodia mammata*—*Jakutoproductus tatjanae*.

В 2007 г. авторы послойно изучили разрез средне-го—верхнего карбона руч.Правая Бырандя бассейна р.Барайы (рисунки 1, 2). Этот разрез интересен тем, что в нем в основании солончанской свиты собраны многочисленные раковины позднебашкирских аммоноидей [26], позволивших пересмотреть возрастной объем солончанского горизонта. В процессе последнего изучения разреза в интенсивно кливажированных алевролитах нижней подсвиты кыгылтасской свиты А.Г.Клец обнаружил отпечаток среднеразмерной раковины гониатита с сохранившимся узором лопастной линии (рис. 3). Даже при фрагментарности материала не составило труда сделать точную диагностику. Своеобразная трехзубчатая конфигурация боковой лопасти и умеренно узкое умбо свидетельствуют о принадлежности экземпляра к *Eoshumardites lenensis* (Popow). Кроме указанного фрагмента *E. lenensis* на этом же уровне в плитках алевролита были обнаружены очень сильно деформированные умеренно инволютные (*Eoshumardites* sp. ind.) и эволютные (*Goniatitina* gen. et sp. ind.) раковины гониатитов. В нижнекыгылтасской подсвите

рассматриваемого разреза собраны брахиоподы зон *Muirwoodia mammata*—*Jakutoproductus tatjanae* и *Plicatiferina neoplicatilis*—*Jakutoproductus tatjanae*—*Plicatospiriferella costata* (см. рис. 2). Стратотипы этих зон [12, 13], включенных в Региональную стратиграфическую шкалу в качестве слоев с брахиоподами, расположены на руч.Сетландя в 9 км северо-западнее руч.Прав. Бирандя [9].

Вид *E. lenensis* был выделен в 1960 г. Ю.Н.Поповым [17] в качестве типового для нового подрода *Eoshumardites* рода *Shumardites*. Несколько позже подрод *Eoshumardites* стал рассматриваться как самостоятельный род [18], представляющий собой слабо изученную боковую филогенетическую ветвь крупного семейства *Shumarditidae*, развивавшуюся в верхояно-колымских бассейнах [25]. Этот род в регионе имеет крайне важное значение для установления касимовского яруса и проведения границы между средним и верхним карбоном. По определениям В.Н.Андрианова [4], эошумардитовый уровень предлагалось рассматривать в качестве слоев с *E. artigensis* [14]. Однако в процессе недавнего изучения типовой коллекции эошумардитов у исследователей возникли сомнения в целесообразности обособления видов *E. artigensis* и *E. lenensis*. Исходя из этого, слои с *E. artigensis* надо обозначать как слои с *E. lenensis*. Основные находки раковин *E. lenensis* происходят из верхней части суорганской свиты Орулганского хребта [4, 15—17], откуда в разные годы середины прошлого века А.Н.Наумов, А.П.Профатилов, М.Д.Булгаков, Л.А.Мусалитин и другие собрали обширные коллекции гониатитов. Кроме этого, В.Е.Руженцев [24] указывал на более высокоорганизованного представителя рода *Eoshumardites* из халданской свиты Орулгана. В морфологическом отношении очень интересных представителей рода собрал А.Г.Клец из ягандинской свиты бассейна р.Иня Охотского массива, описанные им как *E. tiargensis* и *E. sublenensis* [11]. Вероятно, там же встречаются и типичные представители рода (сборы Р.Б.Умитбаева) [27]. В Колымо-Омолонском регионе ранее была известна лишь одна находка эошумардита, происходящая из пареньского горизонта р.Седдемы (сборы М.П.Терехова) [24]. По мнению В.Е.Ру-

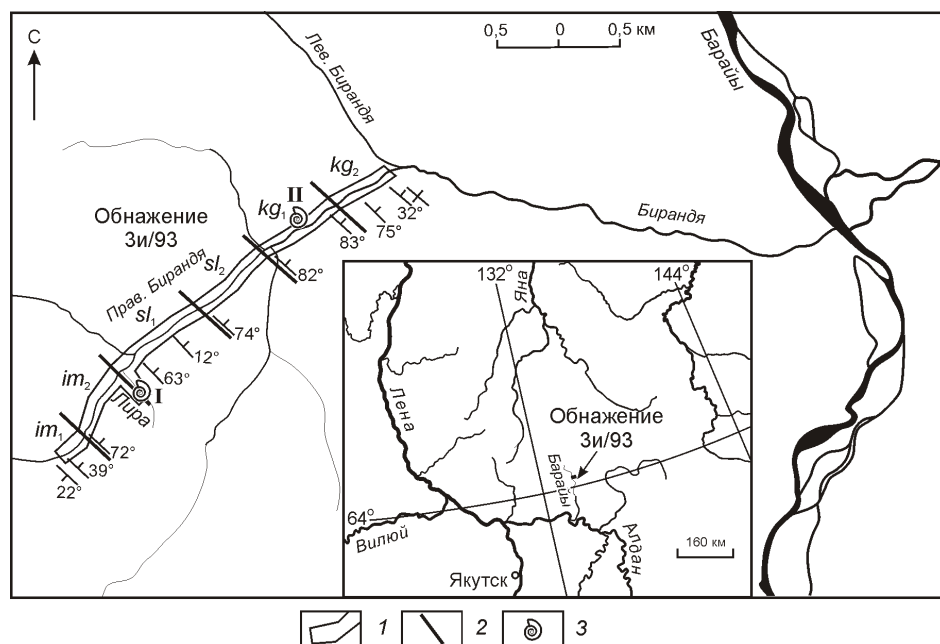


Рис. 1. Схема расположения разреза среднего—верхнего карбона руч.Правый Бирандя (обнажение 3и/93):

1 — контур обнажения; 2 — границы свит и подсвит; 3 — местонахождение аммоноидей: I — орулганитовый комплекс [26], II — *Eoshumardites lenensis*; подсвиты: *im*₁ и *im*₂ — ниже- и верхнеимтанджинская, *sl*₁ и *sl*₂ — ниже- и верхнесолончанская, *kg*₁ и *kg*₂ — ниже- и верхнекыгылтасская; на врезке — положение участка

фатилов, М.Д.Булгаков, Л.А.Мусалитин и другие собрали обширные коллекции гониатитов. Кроме этого, В.Е.Руженцев [24] указывал на более высокоорганизованного представителя рода *Eoshumardites* из халданской свиты Орулгана. В морфологическом отношении очень интересных представителей рода собрал А.Г.Клец из ягандинской свиты бассейна р.Иня Охотского массива, описанные им как *E. tiargensis* и *E. sublenensis* [11]. Вероятно, там же встречаются и типичные представители рода (сборы Р.Б.Умитбаева) [27]. В Колымо-Омолонском регионе ранее была известна лишь одна находка эошумардита, происходящая из пареньского горизонта р.Седдемы (сборы М.П.Терехова) [24]. По мнению В.Е.Ру-

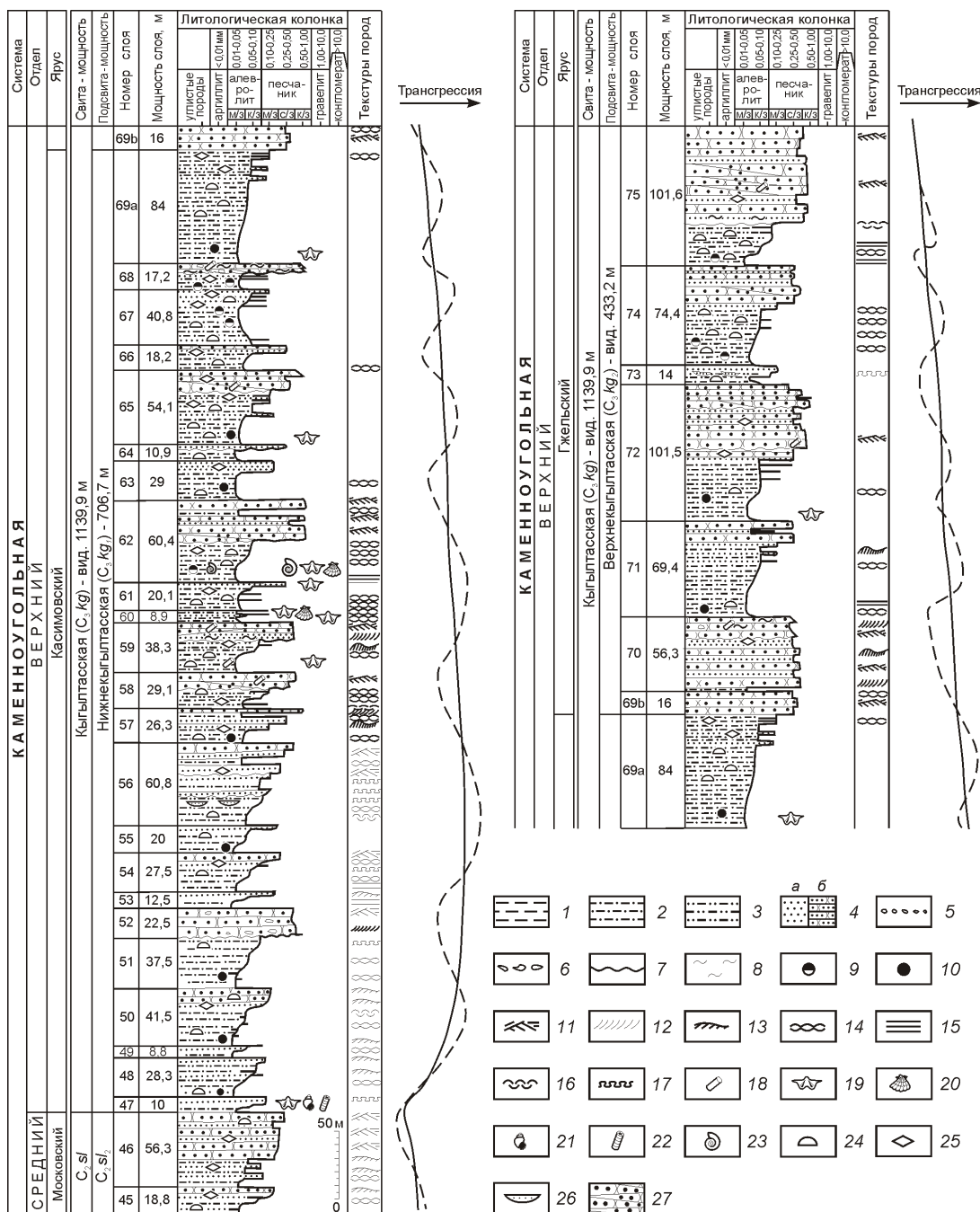


Рис. 2. Разрез верхнего карбона руч.Правый Бирандя. Составитель И.В.Будников (1993), дополнил и детализировал И.В.Будников и др. (2001, 2007):

породы: 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — алевропесчаники, 4 — песчаники: а — слоистые, б — массивные, 5 — гравелиты; 6 — конгломераты; контакты пород: 7 — резкая граница внутриформационного перемыва; включения: 8 — мелкие линзочки тонкозернистых пород, 9 — сидеритовые конкреции, 10 — стяжения сульфидов; слоистые текстуры пород: 11 — косая крупная перекрестная разнонаправленная (дельтовый тип), 12 — косая мелкая параллельная односторонняя, 13 — косоволнистая, 14 — пологоволнистая, 15 — горизонтальная равномерная; неслоистые текстуры: 16 — беспорядочная; вторичные текстуры: 17 — конволлютная (оползневая); органические остатки: 18 — обломки окаменевшей древесины, 19 — брахиоподы, 20 — двустворки, 21 — гастроподы, 22 — криноидеи, 23 — аммоноидеи; 24 — следы деятельности илоедов; 25 — песчаные знаки ряби; 26 — линзы более грубозернистых пород в глинистом матриксе; 27 — крупнокосослоистые грубозернистые дельтовые песчаники; палеонтологические остатки по слоям: 47 — *Alispirifer? tretjakovi* Abr. et Grig., *Linoproductus* ex gr. *popovi* Zav., 59 — *Jakutoproductus* sp., 60 — *Jakutoproductus tatjanae* Abr. et Grig., *J. taimyrensis* (Ustr.), *Attenuatella omolonensis* Zav., *Anidanthus halinae* Kotljar, *Camerisma rasililaterensis* Sol., *C. cf. judomaensis* Abr., *Neospirifer liharewi* Abr., *Quinquinella* sp. nov., 62 — *Eoshumardites lenensis* (Popow), *E. sp. ind.*, *Goniaticina* gen. et sp. ind., *Canrinella alazeica* Zav., 65 — *Jakutoproductus cf. protoverchovanicus* Kasch., *Attenuatella omolonensis* Zavod., *Pterospirifer cf. terechovi* Zavod., 69a — *Spirelytha stepanovi* (Zavod.), 72 — *Jakutoproductus cf. protoverchovanicus* Kasch.

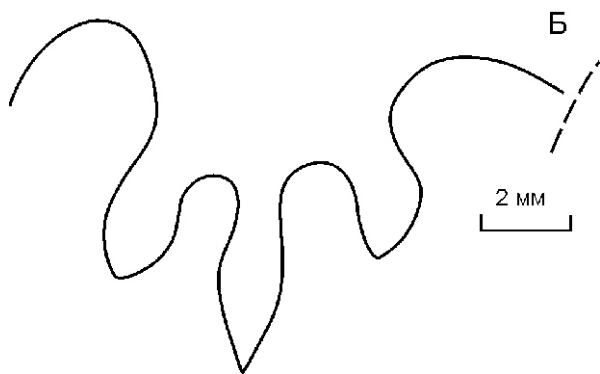
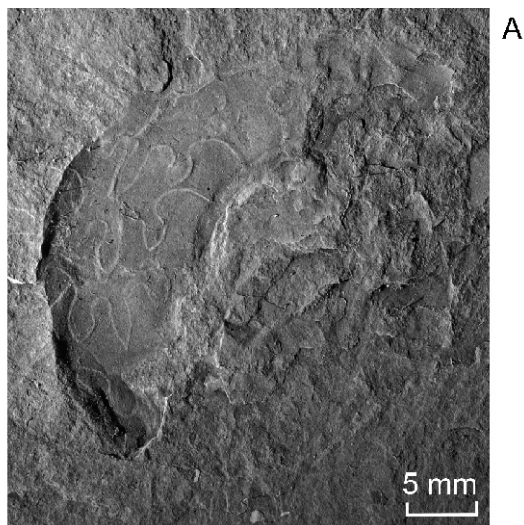


Рис. 3. *Eoshumardites lenensis* Popow (А) и фрагмент его лопастной линии (Б):

экз. 175/32 (Геологический музей ИГАБМ СО РАН); Западное Верхоянье, р.Барайы, р.Бирандя, руч. Правый Бирандя, 950 м выше устья; касимовский ярус, кыгылтасский горизонт, нижнекыгылтасская подсвита; сборы А.Г.Клеца и др., обр. 3и/93(07)-62(2918), 2007

женцева [24], этот экземпляр обладает более развитой лопастной линией, чем *E. Lenensis*, и может быть отнесен к новому виду. Крайне важной для обоснования в Колымо-Омолонском регионе границы среднего и верхнего карбона является находка многочисленных раковин *E. lenensis*, сделанная в 2006 г. А.С.Бяковым в нижней части магивеевской свиты верховьев р. Парень северо-восточного Приохотья. Из приведенного обзора следует, что уровень с *Eoshumardites* на Северо-Востоке России хорошо устанавливается и представляет собой отчетливый репер касимовского яруса.

Находка раковины *Eoshumardites* в средней части нижнекыгылтасской подсвиты вызвала сомнение в справедливости отнесения раковины эошумардита верховьев р.Аркачан к верхам солончанской свиты [3]. Поскольку био- и литостратиграфическая последовательность среднего—верхнего карбона Куранахской и Бараинской подзон чрезвычайно близки, возможно предположить, что стратиграфический уро-

вень аркачанского эошумардита не отличается существенно от бараинского. Для указанных гониатитов из «верхов солончанской свиты» никем не приводились ни разрез, ни какие-либо другие стратиграфические обоснования. К тому же, верхи верхнесолончанской подсвиты Бараинской и Куранахской структурно-фациальных подзон в изученных разрезах охарактеризованы ископаемой макрофлорой, а не морской фауной [8].

Из изложенного следует, что находку гониатитов *Eoshumardites* и *Agathiceras* в верховьях р.Аркачан, до уточнения их положения в разрезе, необходимо исключить из списков стратиграфических схем и характеристики солончанской свиты. Последняя же находка эошумардита в нижнекыгылтасской свите позволила совместить нижнюю границу кыгылтасского горизонта и одноименной свиты с границей среднего и верхнего карбона и уточнить региональную стратиграфическую шкалу (см. таблицу). С началом касимовского века следует связывать не завершение позднесолончанской регрессии [12], а начало раннекыгылтасской трансгрессии [9]. На протяжении всего позднего карбона осадконакопление Верхоянского бассейна было связано с крупным кыгылтасским седиментационным этапом (см. рис. 2), состоящим из двух слабо обособляющихся фаз: трансгрессивной (касимовский век) и регрессивной (гжельский век). Кыгылтасский трансгрессивно-регрессивный этап выражен в регионе не столь ярко, как предыдущий солончанский, поскольку являлся терминальной регрессивной эпохой средне-позднекаменноугольного этапа формирования верхоянского терригенного комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-96123_р_восток, 07-05-00204, 08-05-00100, 08-05-00155).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. —М.: Наука, 1966.
2. Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. —Якутск, 1975. С. 24—87.
3. Андрианов В.Н. Новые данные о возрасте солончанской и кыгылтасской свит (карбон) Западного Верхоянья // Современные проблемы геологии Якутии. —Якутск, 1981. С. 57—65.
4. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. —Новосибирск: Наука, 1985.
5. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Андрианова В.А. и др. Обоснование детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. —Якутск, 1975. С. 50—94.
6. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Прокопьев В.С. и др. Детальная схема стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Верхоянья // Геология и полезные ископаемые Якутии: Тез. докл. —Якутск, 1970. С. 214—218.

Решения III Межведомственного совещания, 2002 г.					Предлагаемые уточнения								
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Слои		Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Слои			
				с аммоноидеями	с брахиоподами					с аммоноидеями	с брахиоподами		
Каменноугольная	Верхний	Гжелский	Кытылтасский	Аммоноидеи не известны	Jakutoproductus protoverchoyanicus	Каменноугольная	Верхний	Гжелский	Кытылтасский	Аммоноидеи не известны	Jakutoproductus protoverchoyanicus		
		Plicatiferina neoplicatilis- Jakutoproductus tatjanae- Plicatospiriferella costata											
	Касимовский	Солончанский (верхняя часть)	Eoshumardites artigensis	Muirwoodia mammata - Jakutoproductus tatjanae	Christioceras domokhotovi		Settedabanina stepanovi	Касимовский	Солончанский (верхняя часть)	Eoshumardites lenensis	Plicatiferina neoplicatilis- Jakutoproductus tatjanae- Plicatospiriferella costata	Muirwoodia mammata - Jakutoproductus tatjanae	
	Средний	Московский						Средний	Московский		Christioceras domokhotovi	Settedabanina stepanovi	

- Будников И.В., Гриненко В.С., Давыдов Н.Е. Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхояня // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. —Новосибирск, 1991. С. 32—44.
- Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. и др. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86—92.
- Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. Разрез карбона и перми бассейна р.Барайы как отражение этапности осадконакопления и развития биоты Верхояня в позднем палеозое // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2001. № 1. С. 101—111.
- Зимкин А.В. К стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 11. 1957. С. 31—64.
- Клец А.Г. Аммоноидеи из верхнего карбона Северо-Восточной Азии // Палеонтологический журнал. 1993. № 2. С. 30—35.
- Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. —Новосибирск: Гео, 2005.
- Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Событийные уровни в среднем карбоне—ранней перми Верхояня и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45—57.
- Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Будников И.В. Значение аммоноидей для корреляции каменноугольных отложений Верхояня // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы Всерос. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ (1—4 окт. 2002 г.). —Иркутск, 2002. С. 67—68.
- Мусалитин Л.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхояня. Тр. НИИГА; Т. 154. —Л.: Недра, 1970. С. 25—41.
- Наумов А.Н. Верхнекаменноугольные отложения Орулганского хребта // Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Тр. НИИГА. Т. 111. —Л., 1960. С. 24—27.
- Попов Ю.Н. Верхнекаменноугольные аммоноидеи Орулганского хребта // Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Тр. НИИГА. Т. 111. —Л., 1960. С. 82—92.
- Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхояня. Тр. НИИГА. Т. 154. —Л.: Недра, 1970. С. 113—140.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Т. 34 / Сост. Е.Л.Прозоровская; отв. ред. А.И.Жамойда. —С-Пб, 2003.
- Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозую Северо-Востока СССР. Магадан, 1974—1975 гг. (Стратиграфические схемы и объяснительная записка к ним). —Магадан, 1978.

21. *Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г.* —Новосибирск, 1982.
22. *Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР.* —М.: Госгеолтехиздат, 1959.
23. *Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР.* —М.: Госгеолтехиздат, 1963.
24. *Руженцев В.Е.* Аммоноидеи и хроостратиграфия карбона Восточной Сибири // Палеонтологический журнал. 1975. № 2. С. 28—45.
25. *Руженцев В.Е., Богословская М.Ф.* Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Поздненамюрские аммоноидеи. Тр. ПИН АН СССР. Т. 167. —М.: Наука, 1978.
26. *Соболев Е.С., Будников И.В., Клец А.Г., Гриненко В.С.* Позднебашкирские аммоноидеи и наутилоидеи Западного Верхоянья // Палеонтологический журнал. 1998. № 5. С. 13—25.
27. *Умитбаев Р.Б.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1963. Вып. 2. С. 5—15.
28. *Херасков Н.П., Колосов Д.М.* Геология и геоморфология Западного Верхоянья // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья. Вып. 116. —М., 1938.

УДК 550.311:551.73(571.56 571.65)

В.В.БАРАНОВ, 2008

Эволюция метабиосферы и кризисы экосистем в раннем-среднем палеозое северо-востока Евразии

В.В.БАРАНОВ

Биосферные кризисы, периодически происходившие на нашей планете, в последние десятилетия привлекают достаточно пристальное внимание ученых. Толчком к интенсификации исследований в этом направлении послужило глобальное потепление климата, главная причина которого заключается в увеличении содержания CO₂ в атмосфере Земли, вызывающем парниковый эффект. В результате изучения флуктуаций метабиосферы [6] можно установить причины, вызывающие биосферные кризисы. Уникальными объектами такого изучения могут быть платформенные разрезы нижнего и среднего палеозоя северо-востока Евразийского континента. Они достаточно полно представлены и в них запечатлена летопись разномасштабных абиотических и биотических событий, происходящих на протяжении 200 млн.лет. Ранее автор настоящей работы попытался установить последовательность этих событий в среднем и позднем девоне Южного Верхоянья [4].

Термин биосфера был введен австрийским геологом Э.Зюссом в 1875 г. Биогеохимическое учение о биосфере разработал выдающийся ученый В.И.Вернадский [7]. Под биосферой он понимал концентрическую оболочку Земли, охватывающую область существования живого вещества. Границы биосферы, по его мнению, обусловлены полем существования жизни.

Биосфера Земли — открытая динамическая диссипативная нелинейная распределенная автоколебательная система, амплитуда и период колебаний которой определяются интегрирующей суммой автоколебательных ритмов живого вещества планеты, синхронных периодичным внешним воздействиям. Они постоянно подпитываются экзогенной энергией солнечного ветра, модулированного галактическим магнитным полем, и эндогенной энергией Земли. Живое вещество планеты

регулирует и преобразует их в другие виды энергии. Скорость распространения автоколебаний определяется параметрами нелинейной неравновесной среды, а амплитуда и частота — временными границами рассматриваемых процессов и явлений.

В эволюции метабиосферы наблюдается чередование периодов усиления и спада биологической продуктивности. Усиление соотносится с накоплением углеродисто-глинистых толщ, горючих сланцев и эпохами углеобразования. Если проводить нижнюю границу биосферных мегабиоритмов в основании углеродисто-глинистых толщ, то каждый из них будет включать углеродисто-глинистую, карбонатную (или глинисто-карбонатную), сульфатно-карбонатную и карбонатную составляющие. В раннем—среднем палеозое северо-востока Евразийского континента автор выделяет мегабиоритмы: ранне-позднеордовикский (тремадок—ашгилл 60—65 млн.лет), лландоверийско-раннепражский (40—50 млн.лет), позднепражско-раннефаменский (40—50 млн.лет) и базальная часть позднефаменско-каменноугольного (50—60 млн.лет) (рис. 1). Объединяясь, они образуют магнобиоритм (190—220) 10 млн.лет, продолжительность которого соответствует галактическому году.

Углеродисто-глинистая компонента ранне-позднеордовикского мегабиоритма представлена в горной системе Черского учугейской свитой (тремадок—арениг), на Селенняхском крыже и юго-восточном склоне хр.Полоусный — унгинской свитой (арениг), на о.Беннета (Новосибирские острова) — 300-метровой толщей черных аргиллитов и алевролитов (тремадок— ? арениг), в Эльгенчакских и Омудлевских горах — инаньинской свитой (тремадок), в Южном Верхоянье — саккырырской свитой (трема-

док—лланвирн), на Юкагирском плоскогорье (правобережье р.Колыма) — гороховокаменной (арениг) и марьинской свитами (? арениг—карадок), на Чукотском п-ове — иколовринской толщей (тремадок — ? ранний лланвирн) [16, 19]. Глинисто-карбонатная часть в горной системе Черского представлена тарынгюряхской (лланвирн), ирганджинской (лланвирн), таганьинской (лланвирн—карадок) и сыачанской (карадок) свитами и нижней половиной мрачинской толщи (ранний ашгилл), на Селеннях-

ском кряже — тарынгюряхской (лланвирн) свитой, тингской толщей (лланвирн), волчинской (лланвирн), калычанской (лландейло—ранний карадок), сыачанской (карадок), молоховской (ашгилл) свитами, в Южном Верхоянье — лабыстахской (лланвирн) и кулонской (ранний карадок) свитами. Сульфатно-карбонатная компонента в горной системе Черского включает верхнюю часть мрачинской толщи (ранний ашгилл), в Южном Верхоянье — гичинскую свиту (поздний карадок). На Селенняхском кряже

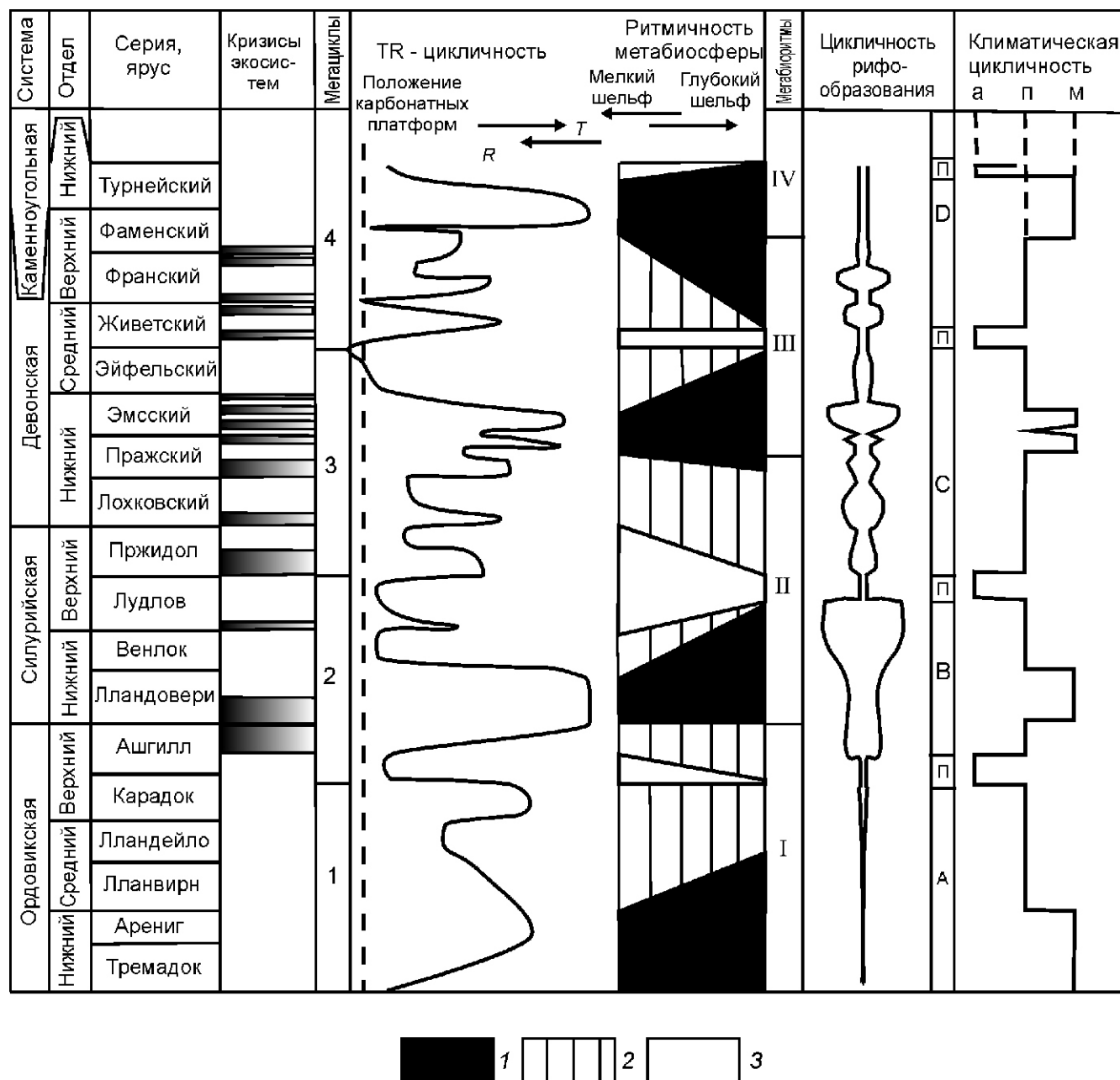


Рис. 1. Эволюция метабьосферы и кризисы экосистем в раннем и среднем палеозое северо-востока Евразии:

эпохи: 1 — накопления углеродисто-глинистых толщ, 2 — карбонатообразования, 3 — сульфатнакопления; мегациклы: 1 — тремадокско-ашгиллский, 2 — ашгиллско-лудловский, 3 — пржидольско-эйфельский, 4 — живетско-раннекаменноугольный; мегабиоритмы: I — тремадокско-ашгиллский, II — лландоверийско-раннепражский, III — позднепражско-раннефаменский, IV — позднефаменско-каменноугольный; циклы рифообразования: А — ордовикский, В — ашгиллско-лудловский, С — пржидольско-эмский, D — живетско-раннекаменноугольный, П — пауза в рифообразовании; климаты: а — аридный, п — переходный от аридного к муссонному, м — муссонный

сульфатоносные отложения установлены, но конкретное положение линз ангидритов в разрезе хатын-нах-салинской толщи (ашгилл) не указывается [19]. На Чукотском полуострове на границе среднего и верхнего ордовика отмечается перерыв в осадконакоплении [16]. На остальной территории северо-востока Евразии сульфатоносные отложения замещаются по латерали отложениями мелкого шельфа. Финальная карбонатная часть мегабиоритма представлена в горной системе Черского шумовской толщей (ашгилл). В Южном Верхоянье этому интервалу разреза соответствует бараньинская свита, в Омuleвских горах — падунская и тирехтяхская свиты (обе ашгилл), к юго-востоку замещающиеся должинской и ирюдийской свитами, лукавинской и домеритовой толщами, на Чукотском полуострове — чегитуньская свита (ашгилл) [16].

Углеродисто-глинистая составляющая лландоверийско-раннепражского мегабиоритма представлена в горной системе Черского упорской свитой (лландовери—венлок), сульфатно-карбонатная состоит из трех частей: карбонатной — рябининская свита (венлок—лудлов), сульфатной — артыхюрхская свита (лудлов—ранний девон) и карбонатной — талындинская (пржидол) и датнинская (лохков) свиты. В Омuleвских горах углеродисто-глинистая компонента представлена маутской свитой (лландовери), карбонатная — хекандинской, сандуганской (венлок) и бизонской (лудлов) свитами, сульфатной компоненте соответствуют красноцветы мирнинской свиты (пржидол). Мегабиоритм заканчивается карбонатными породами — известняками и доломитами нелюдимской свиты (лохков). На Юкагирском плоскогорье сульфатной составляющей соответствуют красноцветы железнинской свиты (пржидол), а карбонатной — эльгенекская свита (лохков—ранний прагий). В Южном Верхоянье углеродисто-глинистая компонента представлена известняками нижнетаяхской подсвиты (лландовери) [8], карбонатная — верхнетаяхской подсвитой (лландовери—венлок) и оронской свитой (лудлов), сульфатная — хуратской свитой (лудлов—пржидол) и вновь карбонатная — нижнесеттедабанской (лохков) и нижней половиной среднесеттедабанской подсвиты (прагий). На Чукотском полуострове углеродисто-глинистая компонента представлена путукунэйской свитой (лландовери—ранний лудлов) [16].

Следующий мегабиоритм начинается в пражском веке раннего девона и заканчивается в раннем фаме-не позднего девона. Углеродисто-глинистая компонента представлена в горной системе Черского хобочалинской свитой (прагий—ранний эмс), в Южном Верхоянье — верхней половиной среднесеттедабанской подсвиты (ранний эмс), в Момском хребте — голышевской свитой, в Омuleвских горах — нижней половиной урультунской свиты (ранний эмс), на Юкагирском плоскогорье — базальными слоями известковокарьерской свиты раннеэмского возраста

(большая часть углеродисто-глинистой толщи, залегающей под известковокарьерской свитой не обнажена), на Чукотском полуострове — верхней половиной строматопоратовой свиты (поздний прагий) и нижней частью танатапской свиты (ранний эмс) [9]. На Селенняхском кряже (левый борт руч.Прямой) этот интервал разреза сложен сильно битуминозными темно-коричневыми известняками неличенской свиты (поздний прагий) и 70-метровой пачкой черных углеродистых мергелей раннеэмского возраста.

Другая половина мегабиоритма очень растянута во времени. На большей территории она представлена мощной толщей карбонатных, сульфатных и вновь карбонатных пород. В Южном Верхоянье в состав нижней карбонатной части входят верхнесеттедабанская подсвита и базальтосодержащая комарская свита нижнего девона, в горной системе Черского — геремганджинская свита (поздний эмс), в Омuleвских горах — верхняя половина урультунской свиты (поздний эмс), на Юкагирском плоскогорье — большая часть известковокарьерской свиты и сахинская свита нижнего девона. Сульфатная компонента представлена в Южном Верхоянье тихийской свитой (ранний живет), в горной системе Черского — базальными слоями себечанской и ньомукской свит (ранний живет), в Момском хребте — гипсоносной свитой (ранний живет) в долине р.Серечен. В Селенняхском кряже, хр.Улахан-Сис, Омuleвских горах и на Юкагирском плоскогорье сульфатоносные отложения не обнаружены. Это можно объяснить несколькими причинами: 1) недостаточной геологической изученностью; 2) выщелачиванием сульфатов при выводе толщ на дневную поверхность; 3) климатической зональностью. Предпочтительнее последняя версия, поскольку и силурийские сульфатоносные отложения в этих районах не найдены. В таком случае обнаруживается не только вертикальная климатическая цикличность [3], но и широтная поясная климатическая зональность. Исходя из изложенного, автор данной статьи выделяет в позднем силуре (лудфорде) и среднем девоне две аридные экваториальные тропические зоны, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток и отличающиеся сухостью климата. В зону с чрезвычайно засушливым климатом входит полоса северо-западного простирания, включающая горную систему Черского, Момский хребет и Южное Верхоянье. К зоне с умеренным аридным климатом относятся Селенняхский кряж, хр.Улахан-Сис, Омuleвские горы и Юкагирское плоскогорье.

Заключительная часть мегабиоритма представлена в Южном Верхоянье загадочнинской свитой среднего девона, сегенняхской, маучанской, троговской, коралловой и туойской свитами верхнего девона; в горной системе Черского — себечанской и ньомукской свитами среднего девона; на Селенняхском кряже — пряникской свитой среднего и верхнего девона, в хр.Улахан-Сис — наанчанской свитой среднего и верхнего девона, на Юкагирском плоскогорье — ло-

севской толщей, ярходонской свитой среднего девона и меунджинской свитой верхнего девона.

В верхнем девоне—карбоне нижняя граница мегабиоритма проводится в основании верхнефаменского подъяруса. Углеродисто-глинистая компонента мегабиоритма представлена: в Южном Верхоянье удской свитой, в горной системе Черского — уклинской свитой, в Момском хребте — тургорской свитой, на Юкагирском плоскогорье — дуксундинской свитой. В относительно глубоководных впадинах (юго-западные отроги хр.Тас-Хаяхтах и Омүлүвских гор) накопление тонкозернистых углеродистых осадков сохранялось на протяжении позднего живета, среднего девона—раннего турне, раннего карбона.

На шельфах эпиконтинентальных морей в раннем и среднем палеозое одной из доминирующих групп фауны были брахиоподы. При кризисе экосистем пионерные виды брахиопод практически мгновенно оккупировали свободные экологические ниши. Высокая численность брахиопод, их многочисленное потомство (каждая женская особь содержала до 90–100 гонад) и большая смертность оставили в осадочных толщах нижнего и среднего палеозоя северо-востока Евразии следы в виде пластов биоморфных, ракушечниковых известняков различной мощности, маркирующие границы пионерных стадий. Как ни парадоксально, но нижние границы этих стадий в большинстве своем коррелируются с границами подразделений Стандартной стратиграфической шкалы. По-видимому, наши выдающиеся предшественники, создавая каркас этой шкалы на биостратиграфической основе, интуитивно использовали и экосистемный метод.

В позднем ордовике и силуре (лландовери—ранний лудлов) северо-востока Евразии в пионерных ассоциациях доминировали представители отряда *Pentamerida*. В пржидоле они сменяются представителями отрядов *Atrypida* и *Athyridida*. В раннем девоне появляются ринхонеллиды и спирифериды, в начале раннего живета — продуктиды и в конце позднего живета — теребратулиды. Во франском веке в пионерных ассоциациях доминировали представители отрядов *Atrypida* и *Spiriferida*, а в фаменском — *Spiriferida*.

В раннем и среднем палеозое северо-востока Евразии автором данной публикации установлено 15 событийных уровней, на которых наблюдаются экосистемные кризисы.

Нижняя граница ашгиллского яруса совпадает с началом позднеордовикско-лудловского трансгрессивно-регрессивного мегацикла. Эта же граница маркируется появлением пионерной ассоциации пентамерид *Tscherskidium unicum* A.Nikolaev, которыми в хр.Тас-Хаяхтах сложены пласты ракушечниковых известняков, залегающих в основании шумовской толщи (рис. 2, а), в Омүлүвских горах эта ассоциация брахиопод обнаружена в ирүдийской свите [15]. За

пределами региона ее присутствие установлено в барковской свите Таймыра [13]. Представители рода *Tscherskidium* найдены также на Чукотском полуострове [16] и Аляске [23].

Появление пионерной ассоциации пентамерид *Borealis borealis schmidtii* Schmidt приурочено к нижней границе лландовери. В хр.Сетте-Дабан ими сложены базальные слои оронской свиты [9]. В Омүлүвских горах эта ассоциация появляется несколько выше [17]. За пределами северо-востока Евразии *B. borealis schmidtii* встречен в основании лландовери на Сибирской платформе, Тимане и в Норвегии [14].

Следующий кризис наблюдается в раннем лудлове. В хр.Тас-Хаяхтах и на Селенняхском кряже базальные слои лудлова сложены ракушняками представителей рода *Conchidium knighti kolymaensis* A.Nikolaev. В Омүлүвских горах эта ассоциация обнаружена в бизонской свите [15]. Представители рода *Conchidium* очень широко распространены и в рифогенных фациях лудловского яруса Уральского хребта [18].

Попеременное появление в базальных слоях пржидольского яруса пионерных популяций атрипид *Atrypoides phoca* и атириид *Collarothyris canaliculata* связано с мелкоамплитудными осцилляциями уровня палеобассейна на фоне инициальной стадии пржидольского—эйфельского трансгрессивно-регрессивного мегацикла. Ассоциация *A. phoca* встречается повсеместно в пржидольских отложениях северного полушария, а ассоциация *C. canaliculata* — только в пределах северных территорий Евразии [5, 12, 24].

Базальные слои девона маркируются появлением политаксонных пионерных брахиоподовых ассоциаций, в которых доминируют на Селенняхском кряже *Howellella labilis* T.Modzalevskaya, на западном склоне хр.Тас-Хаяхтах — *Yania tumida* Baranov et Alkhovik и *Morinorhynchus attenuatus* Amsden (см. рис. 2, б), в Южном Верхоянье — *Howellella angustiplicata* Kozlowski, а в роли субдоминантов выступают виды *Kholbotchonia nikolaevi* Baranov, *Tichirhynchus settedabanicus* Baranov, *Atrypinella delicata* I. et M.Breivel, *Fastigata longa* Baranov et Alkhovik.

В базальных слоях пражского яруса в связи с высокочастотными микроосцилляциями уровня морского бассейна на мелком шельфе в брахиоподовых ассоциациях происходит очень частая смена видов-пионеров. Поэтому нижние горизонты пражского яруса сложены пакетом моновидовых ракушечниковых пластов мощностью 0,1—0,4 м. В качестве видов-пионеров выступают *Spinatrypina tichiensis* Rzonnsnitskaya (см. рис. 2, в), *Howellella prima* Alekseeva, *Pygmaella pygmaea* Baranov, *Protathyris sibirica* Zintchenko, *Dubovikovirhynchus settedabanicus* Rzonnsnitskaya, *Sibiritoechia lata* Alekseeva.

Причиной экосистемного кризиса в позднепращское время (подфаза Upper preeneae) послужила кратковременная регрессия морского бассейна. Мелкий шельф был оккупирован пионерной политаксонной ассоциацией брахиопод. В ней доминировали представители вида *Taimyrrhynch taimyricus* Nikiforova, вымирание которого произошло на нижней границе эмса, что подтверждается находками зонального вида-индекса нижней конодонтовой зоны эмса — *Polygnathus kitabicus* Yolkin et al. в Южном Верхоянье, горной системе Черского и на Селенняхском кряже [2]. За пределами северо-востока Евразии, на Таймыре [22], Сибирской платформе [11] и юго-востоке Западно-Сибирской плиты [10] возраст этой ассоциации брахиопод необоснованно датируется эмсом, хотя на Таймыре в тарейском опорном разрезе [22, с. 25, рис. 14] первое появление конодонтофорид *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson (*Pol. kitabicus* Yolkin et al.), также как и на северо-востоке Евразии, наблюдается выше последних находок *T. taimyricus*.

Следующий экосистемный кризис произошел в начале раннего эмса (фаза excavatus). В Селенняхском

кряже пионерная политаксонная ассоциация брахиопод образует линзовидные банки, наблюдающиеся в основании Белогорского биогермного массива [3]. В состав ассоциации входят брахиоподы зоны *Sibirirhynchia alata*, *Yanetechia limata* [2]. Это, пожалуй, единственный стратиграфический уровень, на котором наблюдается массовое появление видов-рифоллюбов: *Sibirirhynchia alata* Khodalevich, *Vagrana kolymensis* Nalivkin, *V. intermediafera* Khodalevich, *Desquamatia (Desquamatia) totaensis* Khodalevich и *Carinatina arimaspa* Eichwald, широко распространенных также в рифогенных фациях восточного склона Уральского хребта [20].

Причина, вызвавшая экосистемный кризис, произошедший в начале позднего эмса (фаза serotinus), связана с финальной стадией пржидольско-эйфельского трансгрессивно-регрессивного мегацикла. Раковинами вида-пионера *Alekseevaella sulcata* Baranov сложен пласт ракушечников, залегающий в основании геремганджинской свиты хр.Тас-Хаяхтах (см. рис. 2, з) и в базальных слоях верхней половины криворучьевской свиты Селенняхского кряжа и хр.Улахан-Сис. Далее в разрезе верхнего эмса наблюдается

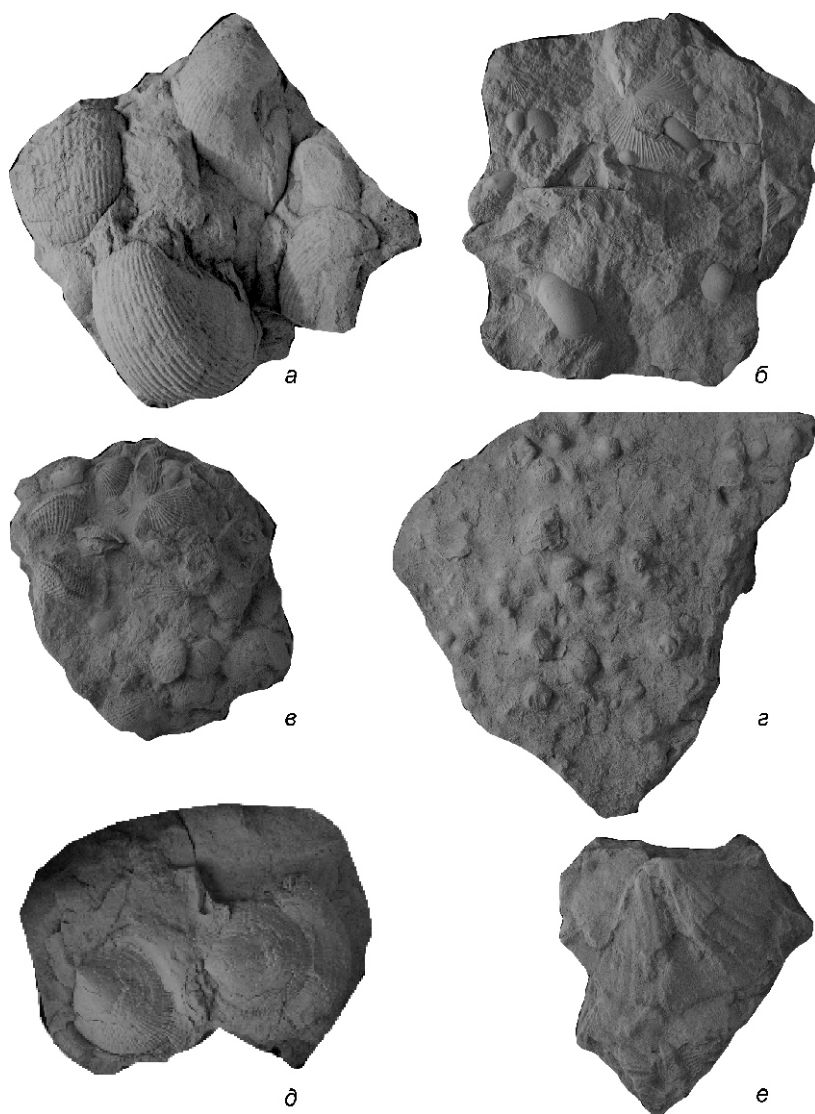


Рис. 2. Пионерные ассоциации брахиопод в раннем и среднем палеозое Евразии:

a — *Tcherskidium unicum* (A.Nikolaev); обр. 715, экз. 193/1 (ув. 1); горная система Черского, хр.Тас-Хаяхтах, истоки ручья Крутой (левый исток р.Догдо); верхний ордовик, ашгилл; базальные слои шумовской свиты; *б* — *Morinorhynchus attenuatus* (Amsden); обр. 706, экз. 193/2 (ув. 1); там же, истоки р.Холбочоон; нижний девон, лохков, базальные слои датнинской свиты; *в* — *Spinatrypina tichiensis* Rzonnsnitskaya; обр. С-13, экз. 193/3 (ув. 1); Селенняхский кряж, правобережье р.Талынджа, правый борт ручья Гон; нижний девон, прагий, базальные слои сагырской свиты; *г* — *Alekseevaella sulcata* Baranov; обр. Т-13/1, экз. 193/4 (уменьш. 1,2); горная система Черского, хр.Тас-Хаяхтах, правый борт р.Хобочало; нижний девон, эмс, базальные слои геремганджинской свиты; *д* — *Atrypa nikolaevi* Rzonnsnitskaya; обр. Т-14/15, экз. 193/5 (уменьш. 1,2); местонахождение и возраст те же; *е* — *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll); обр. 944(10), экз. 193/6 (ув. 1,1); Южное Верхоянье, хр.Сетте-Дабан, правый борт р.Сегеннях; верхний девон, фран, базальные слои сегенняхской свиты

чередование ракушечниковых пластов, в качестве видов-доминантов здесь выступают представители *Chalimochonetes attenuatus* Baranov, *Gypidula indigirica* Sidjachenko, *Atrypa nikolaevi* Rzonnsnitskaya (см. рис. 2, д), а самая верхняя часть разреза сложена ракушечниками представителей вида-пионера *Elythyna salairica* Rzonnsnitskaya. Этот вид широко расселился в позднеэмских морских бассейнах, окружающих Сибирскую платформу [22], и в Монголии [1]. Находки позднеэмских представителей рода *Elythyna* известны также в Большом бассейне Северной Америки (штат Невада) [25].

В раннем живете в связи с началом среднедевонско-раннекаменноугольного трансгрессивно-регрессивного мегацикла площади мелкого шельфа расширились и появились свободные экологические ниши, которые из-за кратковременных осцилляций уровня морского бассейна попеременно занимались пионерными ассоциациями *Striatoproductella tungusensis* Nalivkin и *Emanuella takwanensis* Kayser. Этот кризис соответствует биотическому событию Lower Givetian beta [4].

В позднем живете кратковременная регрессия морского бассейна привела к дестабилизации экосистемы и вымиранию узкоспециализированных видов брахиопод. Их место заняла пионерная ассоциация, представленная двумя видами теребратулид: *Stringocephalus burtini* Defrance и *Denckmanella dereimsi* Holzapfel, раковинами которых сложены ракушечниковые банки, обнаруженные в средней части пряникской свиты Селенняхского кряжа.

Начало раннефранской трансгрессии морского бассейна сопровождалось массовым заселением мелководного шельфа политаксонной пионерной ассоциацией брахиопод, в которой доминировали представители спириферид *Mucrospirifer novosibiricus* Toll (см. рис. 2, е). Этот кризис соответствует межрегиональному биотическому событию Lower Frasnian gamma [4].

Кризис экосистемы в конце франского века маркируется широким распространением пионерной ассоциации *Teodossia*. Он соответствует межрегиональному биотическому событию Upper Frasnian lambda [4].

В позднем девоне отмечается вымирание многих крупных таксонов органического мира. Из брахиопод в раннем фамене вымирают последние представители отрядов *Pentamerida* и *Atrypida*. На северо-востоке Евразии нижняя граница фаменского яруса маркируется появлением пионерной ассоциации спириферид рода *Cyrtospirifer*. Этот биоценотический кризис соответствует биотическому событию Lower Famennian alpha [4].

На основании изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В раннем и среднем палеозое северо-востока Евразийского континента выделяются четыре мегабиоритма, максимумы биологической продуктивности

ти которых приходится на тремадок—ланвирн, лландовери—ранний венлок, поздний прагий—ранний эмс и поздний фамен—ранний карбон. Каждый мегабиоритм состоит из четырех частей: углеродисто-глинистой, карбонатной или глинисто-карбонатной, сульфатно-карбонатной и карбонатной. Мегабиоритмы в сумме представляют магнобиоритм, продолжительность которого соответствует галактическому году. Наивысшая биологическая продуктивность совпадает с максимумами трансгрессивно-регрессивных мегациклов и пиками гумидизации климата, т. е. между ними наблюдается квазилинейная зависимость. На ритмичность биопродуктивности не оказывали прямого воздействия процессы тектонической активизации, сопровождавшиеся крупномасштабными наземными и подводными излияниями вулканических лав [4] и выбросом в атмосферу и гидросферу значительного количества газообразных элементов, в т.ч. и углекислого газа. При повышении его содержания в атмосфере и гидросфере живое вещество планеты включало регуляторные механизмы и переводило излишки CO₂ в geleобразное или твердое состояние, обеспечивая сбалансированность параметров биосферы.

2. Дестабилизация морских экосистем в раннем и среднем палеозое северо-востока Евразии приурочена к инициальным или финальным стадиям трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня палеобассейна. Они имеют разную амплитуду и сопровождаются появлением пионерных ассоциаций брахиопод, характеризующихся высокой скоростью размножения, большой численностью и плотностью. Сложенные ими пласты ракушечников в большинстве случаев маркируют верхние или нижние границы подразделений региональной (бассейновой) и Стандартной (планетарной) стратиграфической шкалы. В интервале поздний ордовик—ранний фамен выделяется 15 уровней, на которых наблюдаются кризисы экосистем.

Работа выполнена в рамках программы исследований IGSP 499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Г.А., Алексеева Р.Е., Грунт Т.А. и др. Палеонтология Монголии. Брахиоподы. —М.: Наука, 2003.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). —Якутск, 2001.
3. Баранов В.В. Рифовые системы в силуре и раннем девоне северо-востока Азии // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 43—49.
4. Баранов В.В. Средний и верхний девон юго-восточного обрамления Сибирской платформы (Южное Верхоянье, хребет Сетте-Дабан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 58—72.
5. Баранов В.В., Альховик Т.С. Пржидольские брахиоподы северо-востока Азии и их палеобиогеографическое значение // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 110—116.
6. Вассоевич Н.Б. Различное толкование понятие биосфера / Исследования органического вещества современ-

- ных и ископаемых осадков. — М.: Наука, 1976. С. 381—399.
7. Вернадский В.И. Биосфера. — М.: Мысль, 1967.
 8. Волкова К.Н., Латыпов Ю.Я., Хайзникова К.Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья. — М.: Наука, 1978.
 9. Гагиев М.Х. Средний палеозой северо-восточной Азии. — Магадан, 1996.
 10. Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. Тип *Brachiopoda* // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. — Новосибирск: Наука, 1990. С. 70—106.
 11. Матухин Р.Г., Меннер В.В., Соколов П.Н., Решетняк Д.Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. Препринт: — Новосибирск, 1995.
 12. Модзалевская Т.Л. Брахиоподы силура и раннего девона Европейской части СССР. — М.: Наука, 1985.
 13. Модзалевская Т.Л. Брахиоподы ордовика и силура // Атлас палеозойской фауны Таймыра. — СПб., 2003. С. 3—61.
 14. Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование (брахиоподы). — Л.: Гостоптехиздат, 1961.
 15. Орадовская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика—силура Северо-Востока СССР. — М.: Недра, 1988.
 16. Орадовская М.М., Обут А.М. Стратиграфия, корреляция, палеогеография ордовикских и силурийских отложений на Чукотском полуострове // Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. — Новосибирск: Наука, 1977. С. 4—42.
 17. Ржонсницкая М.А. Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. — М.: Госгеолтехиздат, 1952.
 18. Сапельников В.П. Силурийские Pentameracea восточного склона среднего и северного Урала. — М.: Наука, 1972.
 19. Тарабукин В.П. Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений северо-востока Азии. — Якутск, 2006.
 20. Ходалевич А.Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. — М.: Госгеолтехиздат, 1951.
 21. Черкесова С.В. Общая стратиграфическая характеристика нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза // Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза. — Л.: Недра, 1994. С. 7—32.
 22. Черкесова С.В. События раннего девона Таймыра по материалам тарейского нижнедевонского опорного разреза // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. — СПб., 1997. С. 12—16.
 23. Blodgett R.B., Rohr D.M., Harris A.G. et al. A major unconformity between Upper Ordovician and Lower Devonian strata in the Nanook Limestone, Sublime Mountains, Northeastern Brooks Range // *Geological Studies in Alaska by the U. S. Geological Survey during 1987*. Washington: U.S. Gov. Print. Off., 1988. P. 18—24.
 24. Copper P. The late brachiopod genus *Atrypa* // *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 1977. Vol. 99. P. 10—26.
 25. Johnson J.G. Great Basin Lower Devonian Brachiopoda. Geological Society of America. 1970. Memoir 121.

УДК 551.762(571.56)

В.С.Гриненко, В.Г.Князев, 2008

Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов: расчленение и межрегиональная корреляция

В.С.ГРИНЕНКО (ЦПСЭ ГУТГП РС(Я) «Якутскгеология»), В.Г.КНЯЗЕВ (ИГАБМ СО РАН)

Юрские отложения Хапчагайского и Лено-Вилуйского районов (рис. 1) характеризуют центральную часть Лено-Алданской структурно-фациальной зоны, входящую в Восточно-Сибирскую структурно-фациальную область [9].

Лено-Вилуйский район (I-A-2). Анализ последовательности ранее установленных свит в совокупности с их генетической характеристикой позволяют в соответствии с выделенными типами разрезов [5] сгруппировать их в более крупные стратиграфические подразделения — серии, присвоив им местные географические названия: покровская (геттанг—плинсбахский ярусы) и красномаякская (тоар—батский ярусы). Выделенные подразделения совместно со средне-позднеюрской (батский—волжский ярусы) чечумской серией (рис. 2) сопоставляются с сопредельными районами Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба на основе региональных сибирских реперных уровней.

Нижний отдел. Покровская (*J₁pk*) серия выделяется впервые. Название ее происходит от г.Покровск, расположенного в 100 км выше по течению р.Лена от

г.Якутск (восток Сибирской платформы). Серия распространена в пределах северного склона Алданской антеклизы и прослеживается по данным глубокого бурения в бассейне р.Лена от бассейна р.Синяя до устья р.Алдан. В изученном районе мощность серии изменяется с запада на восток от 207 до 260 м и с юга на север от 260 до 360 м. Серия представлена укугутской и тюнгской свитами и трансгрессивно залегает на кристаллическом фундаменте.

Укугутская свита (*J₁uk*) изучена в обрывах Табагинского мыса (Верхний Кангаласский камень) и в многочисленных скважинах. Представлена она преимущественно континентальной песчано-конгломератовой толщей, залегающей в основании нижней юры. В средней части прослеживаются морские «кардиниевые слои». В естественных выходах на Верхнем Кангаласском камне обнажена лишь верхняя часть свиты, а более древние ее слои вскрыты колонковыми скважинами. Возраст свиты устанавливается в интервале геттанга—раннего плинсбаха по двустворкам *Cardinia* sp. ind.; фораминиферам *Huperamminoides* sp., *Vaginulinidae*, *Trochamminoides* sp. juv.; отпечаткам флоры

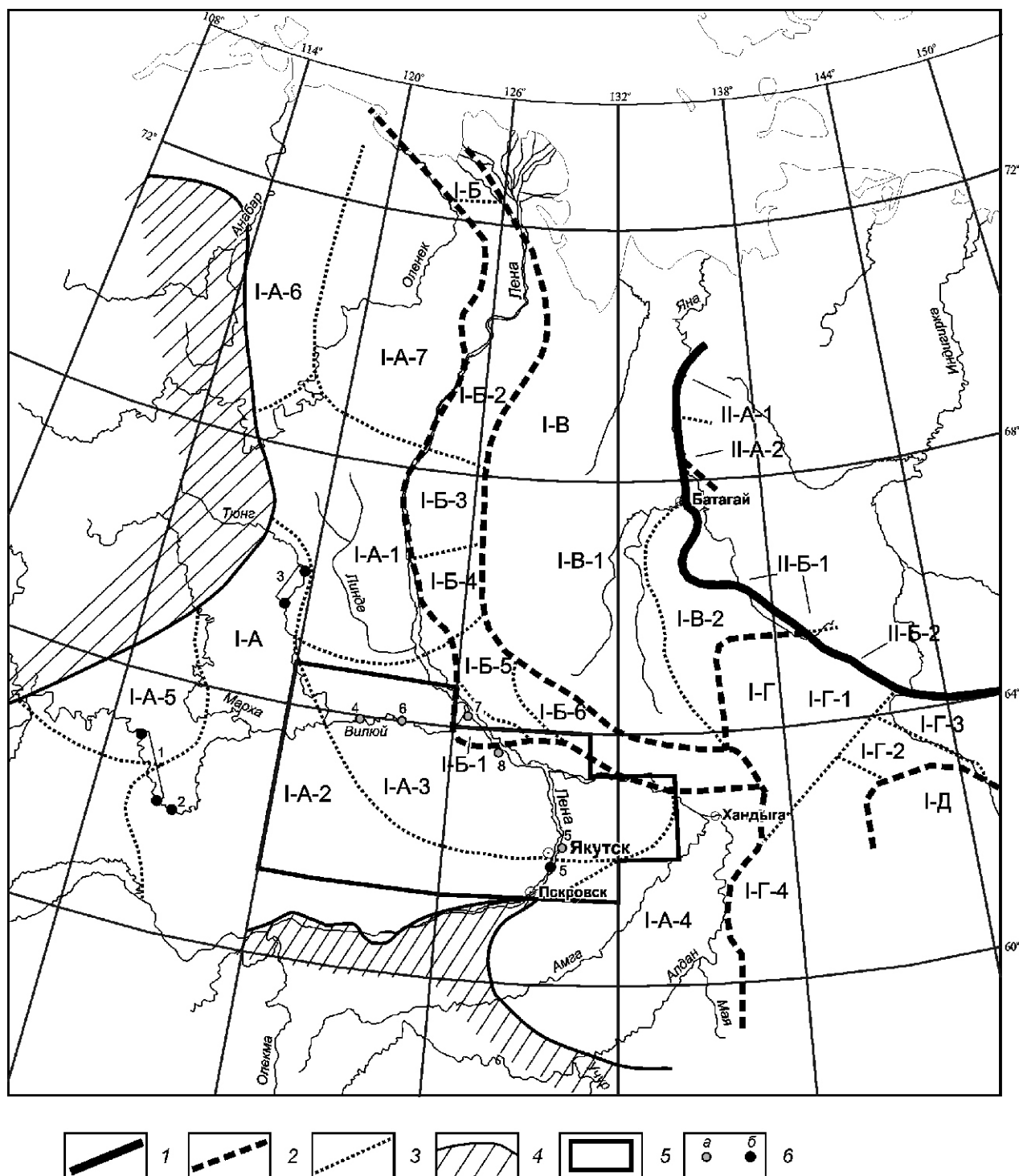


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна. Масштаб 1:10 000 000:

границы структурно-фациальных: 1 — областей, 2 — зон, 3 — районов, 4 — областей сноса; 5 — контур исследованной территории; 6 — пункты стратотипических и опорных разрезов: а — в скважинах, б — в естественных выходах; свиты: 1 — укугутская, 2 — сунтарская, 3 — тюнгская, 4 — кызылсырская, 5 — якутская; серии: 6 — джикимдинская; 7, 8 — чечумская; **Восточно-Сибирская структурно-фациальная область (I)** и **зоны**: Лено-Алданская, I-A (районы: Жиганский, I-A-1; Лено-Вилуйский, I-A-2; Хапчагайский, I-A-3; Среднеалданский, I-A-4; Ыгыаттинский, I-A-5; Нордвикский, I-A-6; Оленекский, I-A-7); Предверхоянская, I-B (районы: Усть-Вилуйский, I-B-1; Тикян-Экитский, I-B-2; Менгкери́нский, I-B-3; Бегиджанский, I-B-4; Китчанский, I-B-5; Байбыканский, I-B-6); Западно-Верхоянская, I-B (районы: Быгантай-Дулгалахский, I-B-1; Борулах-Сан-Юряхский, I-B-2); Южно-Верхоянская, I-Г (районы: Томпонский, I-Г-1; Кобюминский, I-Г-2; Тарынский, I-Г-3; Аллах-Юньский, I-Г-4); **Северо-Восточная структурно-фациальная область (II)** и **зоны**: Полоусненская, II-A (районы: Абырабыт-Чондонский, II-A-1; Ольджо-Верхнеселенный, II-A-2); Иньяли-Дебинская, II-B (районы: Адыча-Дьялындынский, II-B-1; Нерский, II-B-2)

Neocalamites cf. carrieri (Zeil.) Halle, *Thaumatopteris* sp., *Cladophlebis vaccensis* Ward. и спорово-пыльцевому комплексу, включающему споры *Lycopodium* (5,5%), *Selaginella* (2—9%), *Trichomanes* (значительное количество), *Pteris paleocinnata* Bolch., *Lophotriletes bjutaiensis* Bolch., *Onychium amplexiformis* K.-M., *Alsopila chetaensis* K.-M. Содержание *Cheiropleuria* и близких к ним спор с «ареа» достигает 10%, а пыльца гинкговых и биннетитов — до 29%. В пыльце хвойных встречаются *Pinites*, *Pseudopinites* и реже пыльца ели (р.Синяя, Верхний Кангаласский камень). Мощность свиты на Верхнем Кангаласском камне 230 м. Комплексы двустворок, фораминифер и спорово-пыльцевой позволяют датировать изученные отложения геттангом—ранним плинсбахом и коррелировать их с зимним горизонтом региональной шкалы [9]. Приведенные в статье определения двустворчатых моллюсков сделаны Б.Н.Шурыгиным и В.Б.Петровым; белемнитов Т.И.Нальняевой; фораминифер В.В.Сапьяником; флоры А.И.Киричковой; анализ спорово-пыльцевых спектров — Л.Д.Петровой и И.Ю.Тумановой. Мощность свиты изменяется в пределах изученного района и составляет на западе 195 м (бассейн р.Синяя) и 260 м на востоке (пос.Чурапча). Увеличение мощности наблюдается также с юга на север, соответственно в Приякутском районе (пос.Табага) — 260 м и в окрестностях г.Якутск — 300—340 м.

Тюнгская свита (J_{1tn}). Полный разрез свиты вскрыт в обрывах на Верхнем Кангаласском камне. К свите относятся слои, перекрывающие без следов размыва отложения укугутской свиты и содержащие среднеплейсеновую морскую фауну. На Верхнем Кангаласском камне в подошве прослеживается пачка (8—10 м) глин и алевролитов коричневатых-серых с *Cardinia* ex gr. *concinna* Sow. Выше залегают песчаники серые плитчатые мелкозернистые, песчаники желтовато-серые плитчатые рыхлые алевролитистые, содержащие линзы и маломощные (0,1—0,15 м) прослои алевролитов темно-серых мелкозернистых с включениями мелкой кварцевой и кремнистой гальки, с отдельными линзовидными известково-глинистыми стяжениями. В глинистой пачке встречаются позднеплинсбахские двустворки *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Tancredia kuznetsovi* Petr., *T. schiriaevi* Bod., *Pleuromya galathea* Agass. В Тектюрской скважине, в свите (интервалы 260—280 и 235—236 м) обнаружены фораминиферы *Vernuilina* sp., *Turammina* sp., *Ammodiscus asper* (Terq.), *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip. Приведенные комплексы двустворок и фораминифер позволяют датировать свиту поздним плинсбахом и сопоставить с левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы [9]. Мощность свиты на Верхнем Кангаласском камне 20 м. Она изменяется и составляет на юге района 18—20 м (бассейн р.Синяя), в Якутской опорной скважине — 25—30 м, а в Тектюрской скв. 1-К (устье р.Суола, бассейн р.Лена) достигает 40 м. На тюнгской свите трансгрессивно залегает сунтарская

свита [9], являющаяся составным элементом красно-маякской серии.

Нижний—средний отделы. Красномаякская серия (J_{1-2km}) выделяется впервые. Название дано по селению Красный маяк, расположенному напротив Кангаласского мыса (Нижний Кангаласский камень), в 80 км ниже по течению р.Лена от г.Якутск. Серия распространена в пределах северного склона Алданской антеклизы, прослеживается по данным глубокого бурения от бассейна р.Синяя и через обнажения Верхнего и Нижнего Кангаласского камня в район Хапчагайского бурогоугольного месторождения (правый борт р.Лена, район села Соттинцы). На изученной территории бассейна р.Лена мощность серии изменяется к западу и югу от г.Якутск от 215 до 260 м, к северу и востоку — от 260 до 280 м. Имеет двухчленное строение и состоит из сунтарской и якутской свит.

Сунтарская свита (J_{1-2sn}) в разрезе на Верхнем Кангаласском камне трансгрессивно залегает на тюнгской свите и представлена глинами, алевролитами темно-серыми мелко- и крупнозернистыми плитчатыми глинистыми и алевроито-песчанистыми. Подошва свиты неровная, подчеркнута косой и волнистой слоистостью. Здесь наблюдается рассеянная мелкая галька кварца, глинистых пород, кремня, линзочки гравелитов и деформированные ростры белемнитов *Nannobelus* cf. *krimholzi* Sachs, *N. ex gr. pavlovi* Krimholz. По всему разрезу свиты отмечаются фораминиферы: *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Ammobaculites lobus* Gerke et Sossip., *Trochammina* cf. *kiselmani* Sapjan. et Sok. Мощность свиты 7—8 м [2, 7].

По данным колонкового бурения сунтарская свита на площади Якутского мегасвода распространена прерывисто [7]. В пределах западного и восточного флангов Якутского мегасвода мощность свиты 0—20 м. Наибольшие мощности отмечаются в скважинах, вскрывших сунтарскую свиту в районе поселков Марха и Жатай. В ряде скважин удается выделить эту толщу по керновому материалу, а в Тектюрской скв. К-1 ее присутствие подтверждается находками с глубины 231 м (интервал 225—233 м) фораминифер *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip. [2].

Перекрывающие сунтарскую свиту среднеюрские породы представлены морскими и континентальными отложениями, подразделявшимися ранее на лохаинские слои, якутскую и нижневиллойскую свиты [2, 5].

Т.И.Кирина под лохаинскими слоями рассматривала толщу морских отложений, залегающую в основании средней юры на северо-западе Виллойской синеклизы (стратотип: р.Лохайа, р.Марха, бассейн р.Виллой). Она выделялась в ранге самостоятельного литостратиграфического подразделения, объединяющего морские отложения, в противоположность континентальным якутским пескам, прослеженным в районе Верхнего Кангаласского камня [5]. Поэтому, исходя из рекомен-

даций Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) [6], аналогичные морские отложения (верхний аален—нижний байос) выделялись ранее в районе

Большого Якутска. В результате последующих исследований, проведенных авторами в изученном районе, было установлено, что на сунтарской свите здесь зале-

М Е З О З О Й С К А Я										Восточно-Сибирская СФО (I)									
Ю Р С К А Я										Лено-Алданская СФЗ (I-A)									
Верхний										Жиганский район (I-A-1)									
Средний										Лено-Вилуйский район (I-A-2)									
Нижний										Хапчагайский район (I-A-3)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне-Алданский район (I-A-4)									
Верхний										Средне									

Рис. 2. Схема корреляции юрских отложений Лено-Алданской структурно-фациальной зоны:

стратиграфические подразделения: 1 — моторчунская свита, J₁mtċ, 2 — покровская серия, J₁pk (свиты укугутская, J₁uk, и тюнгская, J₁tn), 3 — кызылсырская свита, J₁ks, 4 — хандыгская серия, J₁hn (свиты укугутская, J₁uk, и красноалданская, J₁ka), 5 — хаханская серия, J₁₋₂hċ (свиты сунтарская, J₁₋₂sn, и хоронгская, J₂hr), 6 — красномаякская серия, J₁₋₂km (свиты сунтарская, J₁₋₂sn, и якутская, J₂jak), 7 — джикимдинская серия, J₁₋₂dj (свиты сунтарская, J₁₋₂sn, и якутская, J₂jak), 8 — даркылахская серия, J₁₋₂dk (свиты сунтарская, J₁₋₂sn, и сугджинская, J₂sž), 9 — соболюхская серия, J₂₋₃sb (свиты джаскойская, J₂₋₃ds, и чонокская, J₃ċn), 10 — чечумская серия, J₂₋₃ċ (свиты нижневилуйская, J₂nv, марыкчанская, J₃mr, и бергеинская, J₃br), 11 — сытогинская свита, J₃sg; региональные подразделения — горизонты: 1 — зимний, 2 — левинский, 3 — шараповский, 4 — китербютский, 5 — надояхский, 6 — лайдинский, 7 — вымский, 8 — леонтьевский, 9 — малышевский, 10 — васюганский, 11 — георгиевский, 12 — баженовский

гает глинисто-песчаная толща (40 м), охарактеризованная многочисленными двустворками *Arctotis lenaensis* (Lah.). В подошве толщи отмечается размыв, следы которого в виде неровной поверхности маркируются скоплениями гальки кварца, кремня, глинистых пород и линз мелкогалечных конгломератов [3]. Верхнюю границу лохайнских слоев (в понимании Т.И.Кириной) и якутской свиты в разрезе Табагинского мыса определить трудно. Поэтому, Т.И.Кирина в скважинах центральной части Виллюйской синеклизы юрскую часть разреза, соответствующую этим двум подразделениям и залегающую над сунтарской свитой, выделила в октаханскую свиту [5].

Таким образом, до сих пор неясен принцип выделения лохайнских слоев и их отличие от покрывающей якутской свиты. Можно предположить, что основой для выделения лохайнских слоев послужило присутствие в них большого количества раковин морских двустворок, но встречаются они по всему разрезу якутской свиты в тех же разрезах. Следовательно, нет оснований для обособления этого локального и вспомогательного подразделения в ранге литостратона местных шкал. Целесообразнее в исследованном районе рассматривать данную пачку пород, отождествляемую предшественниками с «лохайнскими слоями», в составе якутской свиты, что не будет противоречить правилу приоритета и сложившейся практике стратиграфических исследований [9].

Якутская свита (J_2jk) залегает трансгрессивно на сунтарской свите. В подошве отмечаются тонкие (до 0,1 м) прослои гравийных песчаников и непротяженные линзы конгломератов, скопления гальки кварца и глинистых пород. Нижняя часть свиты (40 м) состоит из песчаников серых мелко- и среднезернистых, тонко- и среднеплитчатых, параллельно- и косослоистых с прослоями (до 2—4 м) и линзами (до 0,5 м) песчаников известковистых, алевролитов (до 4 м) серых крупнозернистых и глин (до 1 м) буровато-серых. В известковистых песчаниках встречены раковины двустворок *Arctotis lenaensis* (Lah.). Выше (180—190 м) прослеживаются желтовато-серые пески, плотные разномзернистые и светло-серые песчаники, плитчатые, косослоистые, нередко содержащие прослои (1—2 м) глинистых серых плитчатых алевролитов и черных аргиллитов, а также линзы (0,1—1,0 м) глин, отдельных валунов и галек известковистых песчаников. Здесь наблюдаются включения обугленной древесины, мелкий рассеянный растительный детрит и тонкие прослои и линзы (до 0,1 м) углей. Мощность свиты в разрезе Верхнего Кангаласского камня 230 м, а в целом не превышает 250 м [3].

Наряду с двустворками, присутствующими в подошве свиты, среднеюрский возраст ее средней и верхней частей определяется находками *Retroceramus lucifer* Eichw., флорой *Cladophlebis haiburgensis* (L. et H.) Brongn., *C. vassensis* Ward., *Raphaellia diamensis*

Sew. и спорово-пыльцевым комплексом. Палеонтологические данные позволяют оценить возраст свиты как аален—средний бат и сопоставить ее с лайдинским, вымским, леонтьевским и малышевским горизонтами региональной шкалы [9]. Якутская свита согласно перекрывается континентальной, нередко угленосной, чечумской серией, установленной в Виллюйской синеклизе и Предверхоханском прогибе.

Средний—верхний отделы. *Чечумская серия* (J_{2-3c}) [1]. В исследованном районе залегает согласно на якутской свите и состоит из нижневиллюйской, марыкчанской и бергеинской свит (верхнебатский подъярус—волжский ярус). Мощность 360—380 м.

Нижневиллюйская свита (J_{2nv}). Выходов этой свиты в пределах Большого Якутска не наблюдается. Верхние слои ее вскрыты скважинами на правом берегу р. Лена в районе Хапчагайского бурогоугольного месторождения. Здесь они представлены светло-серыми разномзернистыми плитчатыми и рыхлыми песчаниками, содержащими прослои (до 0,1 м) и линзы каменных углей. По сопоставлению данного разреза с аналогичными Намской опорной скважины не исключено, что нижние слои нижневиллюйской свиты (100—120 м) ранее относились к верхней части якутской, с которой они весьма сходны литологически. Следует отметить, что в разрезах Усть-Виллюйских скважин нижневиллюйская свита (100—160 м) охарактеризована остатками флоры *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Raphaellia diamensis* Sew., что позволяет предположить присутствие нижневиллюйской свиты и в районе Большого Якутска [9].

Верхнеюрские отложения в районе Большого Якутска представлены угленосной толщей, разрез которой вскрыт колонковыми скважинами на Хапчагайском бурогоугольном месторождении и подразделяется на марыкчанскую и бергеинскую свиты.

Марыкчанская свита (J_{3mr}) согласно залегает на нижневиллюйской. Она представлена чередованием пластов алевролитов темно-серых разномзернистых плитчатых глинистых, аргиллитов черных тонкоплитчатых, часто углистых с маломощными прослоями песчаников светло-серых мелкозернистых плитчатых. В породах прослеживаются линзы, прослои и пласты рабочей мощности бурых углей [2]. Мощность свиты около 100 м. В Предверхоханском прогибе (скв. 4 Усть-Виллюйского газового месторождения) свита (интервал 92—135 м) охарактеризована папоротниками *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Sam., *Raphaellia prinadii* Vachr., *Equisetites tschetschumensis* Vassil. Находки флоры позволяют датировать свиту в изученной части района ранне-, позднеоксфордским возрастом и коррелировать ее с кровлей васюганского и подошвой георгиевского горизонтов региональной шкалы [9].

Бергеинская свита (J_{3br}) на Хапчагайском бурогоугольном месторождении залегает согласно на марыкчанской свите и сложена мощными пластами

песчаников светло-серых мелкозернистых, чередующихся с пачками переслаивания песчаников серых мелкозернистых, алевролитов темно-серых разнотекучих плитчатых и аргиллитов черных углистых. Свита содержит несколько угольных пластов [2], ее мощность оценена в 160 м. В скв. 4 Усть-Вилуиского газового месторождения свита охарактеризована папоротниками *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. tschetchumensis* Vassil., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Czekanowskia setacea* Heer. С учетом стратиграфического положения бергеинскую свиту Хапчагайского бурогоугольного месторождения можно с уверенностью датировать раннекембрийским—позднекембрийским временем и коррелировать ее с нижней частью георгиевского—кровлей баженовского горизонтов региональной шкалы [9]. Перекрывается бергеинская свита батылхской свитой раннекембрийского возраста [2].

Хапчагайский район (I-A-3). Выделенные подразделения (см. рис. 2) коррелируются с Усть-Вилуиским и Китчанским районами Вилуиской синеклизы и Предверхоанского прогиба с помощью «сибирских» региональных реперных уровней. Большая часть нижней юры здесь представлена кызылсырской свитой [4, 9] и перекрывается ниже-среднеюрскими морскими и прибрежно-морскими отложениями, объединенными в джикимдинскую серию (тоар—батский ярусы). Средне-, позднеюрские отложения представлены в основном континентальными и угленосными породами чечумской серии (келловей—волжский ярусы). Нижний отдел юрской системы вскрыт в бассейне рек Вилуя и Лена скважинами глубокого бурения.

Кызылсырская свита (J_1kz) залегает несогласно на подстилающих триасовых отложениях бегиджанской серии и вскрыта в Джикимдинской скв. 1-Р в интервале 2711—2560 м. Она представлена толщей переслаивания песчаников серых и темно-серых мелко- и среднетекучих с прослоями алевролитов темно-серых плитчатых разнотекучих с включениями рассеянного мелкого углистого детрита и слюды на плоскостях наложения. Нижняя граница проводится в основании маркирующей пачки (10—20 м) аргиллитов или алевролитов, что позволяет коррелировать ее с третьей пачкой укугутской свиты окрестностей г. Якутск. На Хапчагайском поднятии строение свиты ритмичное. В нижней части она представлена преимущественно песчаниками серых грубозернистых, нередко массивных и неяснослоистых, слабо каолинизированных и, менее уплотненных — на известковистом цементе, с включениями гальки кварца, осадочных пород и кремней, с линзами мелкогалечных конгломератов и тонкими слоями алевролитов с рассеянным растительным детритом на плоскостях наложения. Выше выделяются маломощные пачки (до 1 м) грубых пород: до песчаников крупнозернистых со слоями и линзами гравелитов. В верхней

части песчаники темно-серые мелкозернистые, с прослоями и линзами алевролитов мелкозернистых, аргиллитов и глин. Четкой границы между двумя условно выделяемыми частями разреза по керну скважин Хапчагайского поднятия провести не удается. На западе Вилуиской синеклизы в средней части свиты могут присутствовать песчаники с маломощной пачкой алевролитов и аргиллитов. В низовьях р. Вилуя эта часть выпадает и разрез становится существенно песчаным. В разрезе Джикимдинской скв. 1-Р мощность свиты 211 м, а в Хапчагайском районе изменяется от 177 до 326 м.

В глинистой пачке нижней части свиты обнаружены геттангские—синемюрские фораминиферы [4]. В верхней части разреза присутствуют позднеплинских двусторонки *Meleagrinella* ex gr. *tiungensis* (Petr.), *M. sparsicosta* (Petr.), *Panopea* ex gr. *lahusenii* Kosch., *Tancredia kuznetsovi* Petr., *Homomya* sp., *Modiolus* sp. Палеонтологическая характеристика и положение свиты в разрезе позволяют сопоставить ее с зимним, левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы [8, 9].

Нижний—средний отделы нерасчлененные. **Джикимдинская серия (J_{1-2dj})** выделяется впервые. Стратотип (Джикимдинская параметрическая скв. 1-Р, интервал 2560—2339 м, 95 км к востоку от пос. Кызыл-Сыр, правый борт р. Тангара, бассейн нижнего течения р. Вилуя, Западная Якутия). По данным бурения залегает согласно на нижней юре. Серия состоит из сунтарской и якутской свит и отвечает тоару—бату. Мощность серии в стратотипе равна 221 м. В центральной части Вилуиской синеклизы мощность серии изменяется от 200 до 280 м.

Сунтарская свита (J_{1-2sn}) в Джикимдинской скв. 1-Р (интервал 2560—2514 м) залегает трансгрессивно на кызылсырской свите и представлена в подошве аргиллитами темно-серыми плитчатыми алевролитистыми плотными с гальками кварца, кремня, обломков пород и прослоев алевролитов темно-серых глинистых с включениями зернистого пирита. В породах отмечены ростры белемнитов и обломки двусторчатых моллюсков. В ряде скважин Хапчагайского поднятия свита в подошве сложена преимущественно глинами черными тонкоотмученными алевролитистыми нередко с голубоватым оттенком. От подошвы к кровле в глинах песчаность увеличивается, появляются слои глин с горизонтальной слоистостью. В кровле глины становятся крепкими и массивными (до аргиллитов). Здесь часты хаотически рассеянные мелкие включения: галек кремня, кварца, осадочных пород. В верхней части свиты отмечаются слои аргиллитов и алевролитов темно-серых глинистых, маломощные прослои (до 0,1—0,2 м) песчаников и не протяженные песчаные линзы с гальками кварца и осадочных пород. Верхняя граница свиты проводится по выраженному размыву в подошве базальных галечников средней юры.

В Джикимдинской скв. 1-Р мощность свиты 46 м. В пределах поднятия она изменяется от 40 до 60 м, в среднем 46—49 м. В сунтарской свите отмечены белемниты *Nannobelus* cf. *krimholzi* Sachs., *N. ex gr. pavlovi* Krimholz, а также фораминиферы *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossip., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Ammobaculites lobus* Gerke et Sossip., *Trochammina* cf. *kisselmani* Sapjanic et Sokolov. По литологическим особенностям, палеонтологической характеристике и положению в разрезе свита сопоставляется с верхней частью тоарского—низами ааленского ярусов и коррелируется с китербютским, надояхским и лайдинским (нижняя часть) горизонтами региональной шкалы [8, 9].

Якутская свита (*J₂yak*) залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях. В песчаниках подошвы отмечается аллювиальные линзы галечников, гравелитов, отдельная галька кварца, кремня. Выше свита представлена песками и песчаниками светло-серыми разнозернистыми, часто косослоистыми с прослоями песчаников буровато-серых плитчатых рыхлых, содержащих глинисто-известковистые стяжения, единичные прослои алевролитов, аргиллитов и глин. Они характеризуют как дельтовые, так и аллювиальные обстановки осадконакопления. В Джикимдинской параметрической скв. 1-Р мощность свиты составляет 175 м (интервал 2339—2514 м), а в пределах центральной части и бортов Хапчагайского поднятия изменяется от 160 до 220 м. Среднеюрский возраст свиты подтвержден спорово-пыльцевым комплексом. В керне скважин, пробуренных в нижнем течении р. Вилюй, встречены двустворки *Retroceramus* spp., *Arctotis lenaensis* (Lah.). На юге Вилюйской синеклизы якутская свита охарактеризована *Arctotis ex gr. lenaensis* (Lah.) и спорово-пыльцевым комплексом среднеюрского возраста. Палеонтологическая характеристика якутской свиты позволяет сопоставить ее с ааленским (нижняя часть) ярусом—среднебатским подъярусом и скоррелировать с лайдинским (верхняя часть), вымским, леонтьевским и малышевским горизонтами региональной шкалы [8, 9].

Средний—верхний отделы нерасчлененные. К среднему—верхнему отделам юрской системы отнесена чечумская серия, характеризующаяся прибрежно-морским и континентальным генезисом осадков. Континентальные нередко угленосны. Толща сформирована в позднебатское—волжское время (малышевский, васюганский, георгиевский и баженовский горизонты). В пределах района серия залегает согласно на подстилающих отложениях якутской свиты, состоит из нижневилюйской, марыкчанской и бергеинской свит. По составу, строению, возрасту и мощностям они практически идентичны одноименным сви-

там Лено-Вилюйского района и поэтому их описание не приведено. Мощность чечумской серии в Джикимдинской скв. 1-Р составляет 637 м, а в районе исследований не превышает 650 м.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Серии, выделенные в изученных районах, отвечают крупным этапам развития юрского Восточно-Сибирского осадочного бассейна. Они представлены наборами ритмично построенных свит, фациально связанных между собой, и закономерно сменяющих друг друга по вертикали и латерали районов, проградирующих с запада на восток.

2. Границы серий в разрезе преимущественно контрастные, чаще всего совпадают со стратиграфическими несогласиями, сопровождаемыми выдержанными базальными конгломератами.

3. Установленные закономерности строения юрских разрезов рассматриваемого региона адекватны таковым в Западной и Восточной Сибири, что позволило использовать региональные «сибирские» стратиграфические горизонты для проведения межрегиональных сопоставлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской синеклизы и прилегающей части Приверхоанского прогиба / Региональная стратиграфия СССР. Т. III. —М., 1958.
2. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Слостенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическое строение Большого Якутска / Региональная геология Якутии. —Якутск, 1995. С. 3—20.
3. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П. и др. Особенности юрского этапа формирования Восточно-Сибирского осадочного бассейна / Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. —Ярославль, 2007. С. 46—48.
4. Девятков В.П., Князев В.Г., Сапьяник В.В. Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири / Региональная стратиграфия нефтегазовых районов Сибири. —Новосибирск, 1989. С. 45—57.
5. Кирина Т.И., Месежников М.С., Репин Ю.С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии / Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. —Новосибирск, 1978. С. 70—85.
6. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. —Новосибирск, 1981.
7. Слостенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Сапьяник В.В. Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 139—142.
8. Стратиграфия нефтегазовых бассейнов Сибири. Юрская система / Под ред. Б.Н.Шурыгина. —Новосибирск, 2000.
9. Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Захаров В.А. и др. Стратиграфия юры восточной Сибири // Вестник Госкомгеологии. № 1. 2001. С. 112—139.

О возрасте алмазов Якутской алмазоносной провинции

А.И.ЗАЙЦЕВ

Возраст алмазов — фундаментальная проблема геологии, имеющая принципиальное значение при решении вопроса их генезиса. Знание времени образования алмазов определяет также стратегию выбора основных критериев поисков. В том случае, когда алмазы возникли до формирования содержащих их пород (кимберлиты, лампроиты), основной упор в исследовании должен быть сделан на изучение специфики мантии под алмазоносными полями, особенностей тектонического развития территории и возрастных этапов ее эволюции. При образовании алмазов одновременно с кимберлитами (или лампроитами) существует вероятность их роста из магмы, формирующей кимберлиты. В таком случае приоритет принадлежит изучению петрохимических и изотопно-геохимических характеристик пород и физико-химических условий (температура, давление, фугитивность H_2O и O_2 и др.) их образования и эволюции.

Определение возраста алмазов сопряжено с множеством проблем, связанных с тем, что они почти полностью состоят из чистого углерода и поэтому не могут дать значительной геохимической информации ни об условиях и времени своего формирования, ни о природе мантийного источника. При решении таких вопросов исследование в основном фокусируется на мантийных породах (алмазосодержащих ксенолитах) и минералах-узниках в алмазах. Данный подход основан на близком сходстве составов минералов-включений в алмазах и алмазосодержащих ксенолитах и предположении, что алмазы образовались в мантии до формирования кимберлитов (возможно, даже задолго до этого) и являются ксеногенными по своей природе. Однако допускается, что мелкие алмазы и оболочки на алмазах могут расти и в кимберлитовом расплаве [19].

Общеизвестно, что рост алмазов — длительный и многоэтапный процесс [2, 7 и др.], что установлено и для многочисленных кристаллов алмазов Якутской алмазоносной провинции [1, 30]. Исследования минералов-узников зональных кристаллов алмазов фиксируют различные P - T - X -условия их кристаллизации и существования. Ядра большинства якутских алмазов росли и сохранялись при высоких температурах (1200 °C) и несут следы пластической деформации [30]. Обнаружены также алмазы, деформация которых происходила в условиях «холодной» мантии при субсолидусных температурах (1000 °C) и высокой

величине стрессового напряжения внутри литосферы [30].

Для оценки времени образования алмазов обычно используют различные изотопные методы датирования: или по минералам пород, содержащих алмазы, или по минералам-узникам в алмазах. Косвенно возраст алмаза может быть установлен по степени агрегированности азота, замещающего углерод в решетке минерала. Состояние агрегированности азота сильно зависит от температуры и времени пребывания минерала в мантии [11, 29]. В связи с невозможностью точной оценки мантийных температур временная информация, полученная исходя из состояния азота в алмазах, является приблизительной [33].

Исследования степени агрегированности азота в зональных алмазах позволили установить, что зоны минерала от ядра к краю росли и существовали в мантии при различных P - T -режимах и зачастую при понижении температуры кристаллизации в этом направлении [30]. Имеются данные о том, что рост алмазов Якутской алмазоносной провинции происходил в периоды термального возбуждения литосферы, в результате чего алмазы и вмещающие их породы охлаждались до ископаемых геотерм [30]. Исследования также подтверждают, что время нахождения алмазов в мантии до выноса их кимберлитами могло быть очень длительным — от первых миллионов до первых миллиардов лет [31]. Сопоставление значений изотопных датировок алмазов из кимберлитов установленного возраста и времени пребывания их в мантийных условиях до момента выноса кимберлитами, оцененное по степени агрегированности азота в минерале, показывает, что алмазы даже из одного кимберлитового тела (и более того, разные зоны кристалла) имеют различный возраст (табл. 1). Характерно, что известные изотопные датировки алмазов хорошо сопоставимы с суммарным временем существования алмазов в мантии и возрастом вмещающих их кимберлитов. Это позволяет косвенным образом оценивать возраст минерала по степени агрегированности в нем азота.

С помощью такого подхода был оценен возраст алмазов гарцбургитового и лерцолитового парагенезисов из кимберлитов Фуксиян (провинция Ляонинг, Китай). Установлено, что относительно крупные кристаллы алмаза (2 мм в диаметре) сформировались 2,2 млрд. лет назад, а более мелкие (1—2 мм) — 1,2—1,06 млрд. лет [34].

1. Изотопный возраст и время резиденции алмазов в мантии по степени агрегатного состояния азота

Образец	Габитус, парагенезис алмазов	Изотопный возраст алмаза, млн.лет	Метод	Время резиденции алмаза в мантии до эрупции его кимберлитами, млн.лет	Источник
Трубка Робертс Виктор (Южная Африка), 127 млн.лет					
RV-124	Октаэдр, эклогитовый	2700	Sm-Nd	2600	[32]
RV-161	Двойник, лерцолитовый	1900—2000	Sm-Nd	1850	
RV-167	Октаэдр, лерцолитовый	1900—2000	Sm-Nd	1850	
RV-175	Поликристалл, гарцбургитовый	3000—3200	Sm-Nd	3000	
RV-180	Октаэдр, гарцбургитовый	3000—3200	Sm-Nd	3000	
Трубка Фини (Южная Африка), 119 млн.лет					
FRB-866	Октаэдр, гарцбургитовый	2900	Re-Os	2800	[32]
Трубка Удачная (Якутия), 340—350 млн.лет					
3648, ядро	Октаэдр, лерцолитовый	2000	Pb-Pb		[30]
3648, край		?	Pb-Pb	950	
3105	Оболочка, эклогитовый	?		5	
	Кубоид, эклогитовый (?)	?		0,1—7	[31]
Трубка Мир (Якутия), 360 млн.лет					
MP-1	Октаэдр, эклогитовый	?		40	[5]
MP-3		?		40	

Исследования агрегированности азота в алмазах разного габитуса показали, что оболочки кубоидных алмазов и некоторая часть микроалмазов из многочисленных месторождений Африки (Заир, Ботсвана, Ангола и др.) и Якутии (трубка Удачная) находились в мантии до эрупции их кимберлитами первые миллионы лет и меньше [7, 30], и подразумевается, что эти алмазы формировались незадолго до захвата их кимберлитами или синхронно с их образованием.

Таким образом, многочисленные данные по составу минералов-узников в алмазах, особенностям внутреннего строения алмазов, состоянию агрегированности в них азота и другим признакам говорят о длительной и многоэтапной истории их образования и различных условиях роста. Точная оценка времени формирования алмаза возможна лишь с применением высокоточных изотопных методов датирования сингенетических минералов-хронометров, включенных в алмазы. В настоящее время банк данных изотопных датировок алмазов весьма незначителен, а для алмазов Якутской алмазоносной провинции это единичные измерения. Многие из известных датировок являются модельными, а не прямыми определениями возраста алмазов, поэтому корректность оценки времени их формирования не одинакова. В этой публикации автор попытался охарактери-

зовать основные этапы формирования алмазов Якутской алмазоносной провинции с помощью литературных данных.

Возраст алмазосодержащих мантийных ксенолитов. Ксенолиты мантийных пород в кимберлитовых трубках нередко содержат алмазы. Многочисленные исследования показывают идентичность состава минералов-узников в алмазах и аналогичных минералов во вмещающих мантийных ксенолитах, что предполагает близость условий и синхронность образования алмазов и включающих их мантийных пород. В результате процессов последующей модификации мантии (плавление, метасоматоз) можно наблюдать признаки, указывающие, что алмазы могут формироваться и позднее кристаллизации вмещающих их пород [7]. Поэтому точная оценка времени образования алмаза при изотопном датировании алмазосодержащих глубинных ксенолитов без учета детальных и углубленных петрографических исследований некорректна. Существует и неопределенность в интерпретации изотопных датировок. Ведь, с одной стороны, некоторые из датировок являются модельными возрастными и фиксируют возраст протолита для таких пород [15]. С другой, даже изохронные даты могут отражать не только время их образования, но и возраст их поздней модификации.

Для Якутской алмазоносной провинции известны изотопные датировки алмазосодержащих мантийных ксенолитов трубки Удачная (табл. 2). Эти датировки фиксируют наличие нескольких этапов образования (или преобразования) глубинных алмазоносных пород: 3,2—2,9; 2,7—2,6; 2,0 и 0,35—0,34 млрд.лет. Характер таких датировок неоднозначен. Наиболее древние Re-Os и Sm-Nd даты (3000—3200 млн.лет) для ксенолитов перидотитов являются модельными и отвечают времени формирования их протолитов при отделении от мантийных резервуаров. Изохронные датировки по минералам и валовому составу эклогитов (Re-Os, Pb-Pb и Sm-Nd), вероятно, отвечают их образованию в интервале 2570—2900 млн.лет. Характерно, что для одного образца дунитов по разным гранатам определен Sm-Nd модельный возраст 2700 и 2000 млн.лет [6]. Возможно, эти датировки отвечают эпохам модификации мантии, одна из которых совпадает со временем образования эклогитов, а другая — с более поздним тектономагматическим этапом в истории региона. Молодой возраст эклогитов (340—350 млн.лет), полученный по минеральным изохронам, совпадает со временем развития кимберлитов трубки Удачная и, по-видимому, обусловлен модификацией изотопного состава эклогитов при вводе их в кимберлитовый расплав. Отсутствие в большинстве работ аналитических данных и детального анализа минерального и химического составов пород и минералов, их соотношения с алмазами не позволяют здесь корректно оценивать возраст алмазов.

Изотопные датировки минералов-спутников в алмазах. Известные до недавнего времени изотоп-

2. Изотопный возраст алмазосодержащих глубинных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная

Порода	Возраст, млн.лет	Метод	Датируемый материал	Источник
Перидотит	3000	Re-Os _{мд}	Порода	[20]
	3200	Sm-Nd _{мд}		
Эклогит	2900 380	Re-Os _{из}	Клино-пироксен	[14]
	2570 200	Pb-Pb _{из}		
	2670	Sm-Nd _{из}	Гранат	[13]
Дуниты	2700	Sm-Nd _{мд}	Гранат	[6]
	2000	Sm-Nd _{мд}		
Эклогит	340	Sm-Nd _{из}	Гранат—клино-пироксен	[17]
	350	Pb-Pb _{из}	Гранат	[15]

Примечание. Здесь и далее датировки: мд — модельные, из — изохронные.

ные датировки минералов-узников из алмазов различного парагенезиса в кимберлитах Южной Африки свидетельствуют о том, что в пределах даже одной трубки их возраст был разным и намечается определенная возрастная закономерность их формирования [23, 25]. Наиболее древними датировками были охарактеризованы алмазы гарцбургитового парагенезиса (2,9—3,4 млрд.лет), а относительно молодыми — перидотитовые (1,9—2,1 млрд.лет) и эклогитовые (1,58—1,15 млрд.лет) алмазы. В то же время теоретический анализ изотопных данных по минералам-узникам в алмазах позволяет предположить, что все парагенетические группы алмаза могут быть и моложе [19]. Кроме того, сульфиды из перидотитовых алмазов трубки Коффенфонтейн (южная часть кратона Каапваль) фиксируют Re-Os изохронный возраст 69 30 млн.лет [22], а возраст аналогичных включений в эклогитовых алмазах трубки оценивается по Re-Os изохроне как 1048±120 млн.лет. По Re-Os систематике и модельным датам эти эклогитовые сульфиды разделяются на две группы, формировавшиеся из разных источников в два докембрийских этапа (2,86—2,69 и 1,24—1,13 млрд.лет).

Немногочисленные данные по возрасту минералов-узников в алмазах Якутии представлены модельными (Re-Os, Pb-Pb), изохронными (U-Pb, Sm-Nd) и прямыми Ar-Ar изотопными датировками (табл. 3). Модельные даты в основном получены по включениям сульфидов Re-Os методом и характеризуются преимущественно древними значениями. Модельная Re-Os датировка по сульфиду из алмаза перидотитового парагенезиса в трубке Айхал — 3400 млн.лет [24]. Для зонального кристалла алмаза из трубки Удачная (образец 3648) Re-Os модельные возраста сульфидов из ядра, промежуточной и периферийной зон имеют близкие значения в пределах 3,5—3,1 млрд.лет [23]. По пяти образцам сульфидов из всех изученных зон алмаза Re-Os изохрона оценивает с большой неопределенностью их возраст в 2,7 0,7 млрд.лет. Древний возраст этого кристалла алмаза подтверждается и данными агрегированного состояния азота в нем, свидетельствующими о длительном времени нахождения (~2,9—2,2 млрд.лет) минерала в условиях мантии [23]. По этому кристаллу ранее были определены Pb-Pb модельные датировки [1]. Возраст сульфидов перидотитового парагенезиса из центральных зон роста алмазов составляет 2,25—2,2 и 1,8 млрд.лет, что хорошо согласуется с Sm-Nd изохронной датой (2010 млн.лет) по силикатным минералам-узникам перидотитового парагенезиса в алмазах из трубки Удачная [26], но значительно ниже, чем их Re-Os модельный возраст. Сульфиды из промежуточных и периферических зон минерала росли в обогащенном по U-Pb систематике субстрате, что не позволяет оценить их возраст. Это характерно и для сульфидов из эклогитовых алмазов трубок Мир и Удачная. Некоторые из таких

3. Изотопный возраст минералов-узников из алмазов Якутии

Образец	Алмазный парагенезис	Датируемый материал	Возраст, млн.лет	Метод	Источник
Трубка Удачная, 340—350 млн.лет					
3648	Перидотитовый	Сульфиды, ядро алмаза	3500—3100	Re-Os _{мд}	[23]
3648		То же, средняя зона	3200	Re-Os _{мд}	
3648		То же, край кристалла	3400	Re-Os _{мд}	
3648		Сульфиды, ядро алмаза	2250	Pb-Pb _{мд}	[1]
3648			2200	Pb-Pb _{мд}	
3648		То же, средняя зона	1800	Pb-Pb _{мд}	
	Перидотитовый	Силикатные минералы	2010 60	Sm-Nd _{из}	[26]
U3	Эклогитовый	Клинопироксены, ядро	1149 37	Ar-Ar	[9]
U10		То же, средняя зона	831 44	Ar-Ar	
U10		То же, краевая зона	461 84	Ar-Ar	
U10			411±27	Ar-Ar	
U1		Клинопироксен	411±19	Ar-Ar	
U2A			349±18	Ar-Ar	
U2B			352±15	Ar-Ar	
U4			452±23	Ar-Ar	
U5			354±22	Ar-Ar	
U6			350±23	Ar-Ar	
U7			575±15	Ar-Ar	
U8			334±274	Ar-Ar	
U11			379±33	Ar-Ar	
Трубка Айхал, 360 млн.лет					
	Перидотитовый	Сульфиды	3400	Re-Os _{мд}	[24]
	Оболочные	Флюидные включения	350—380	Ar-Ar	[10]
Трубка Сытыканская, 344 млн.лет					
	Перидотитовый (?)	Геровскит	349 19	U-Pb _{из}	[12]
Трубка Мир, 360 млн.лет					
	Эклогитовый	Сульфиды	1000	Pb-Pb _{мд}	[1]
			323 22	Re-Os _{из}	[24]

Примечание. Методы: U-Pb — SHRIMP, Ar-Ar — с лазерной экстракцией.

включений имеют Pb-Pb модельный возраст около 1 млрд.лет (трубка Мир) [1].

Датировки минералов-узников в алмазах, установленные изохронным методом, имеют более низкие значения. По гарцбургитовым гранатам, включенным в алмазы трубки Удачная, была получена Sm-Nd изохронная датировка 2010 60 млн.лет [26]. Рассчитанный автором по данным работы [26] Sm-Nd мо-

дельный возраст этих гранатов (2-стадийная модель [18], возраст второй стадии 2010 млн.лет) составляет в среднем 3227 68 млн.лет, т.е. предположительно гранаты были сформированы в архейской мантии, а их изотопная система была переуравновешена в период позднего мантийного процесса 2000 млн.лет назад. Пока неясно, сопровождался ли данный процесс синхронным ростом алмазов, или образование алма-

зов происходило позднее с захватом гранатов из вмещающей среды.

В то же время имеется ряд значений изохронных дат, практически синхронных времени развития кимберлитов. В частности, включение перовскита из перидотитового алмаза трубки Сытыканская имеет U-Pb изохронный возраст 349 ± 19 млн.лет [12], а для сульфидов в эклогитовых алмазах трубки Мир Re-Os — 323 ± 22 млн.лет [24].

Интересные данные были получены при датировании Ar-Ar методом включений клинопироксенов в эклогитовых алмазах трубки Удачная [9]. Большинство молодых значений возраста, близких ко времени формирования кимберлитов или несколько древнее, были определены по клинопироксенам, локализованным вблизи поверхности алмаза (см. табл. 3, 334—461 млн.лет). В этих минералах отмечаются диффузионные потери аргона, вероятно, связанные с воздействием на минерал процессов кимберлитобразования [9]. В образце U3 включение клинопироксена, изолированное в центре кристалла алмаза, имеет Ar-Ar возраст 1149 ± 37 млн.лет и характеризуется отсутствием диффузионных потерь аргона. В зональном алмазе U10 зерно клинопироксена в промежуточной зоне имеет признаки незначительных потерь аргона, возраст этого зерна 831 ± 144 млн.лет. Другие узники минерала, локализованные в краевых зонах, имеют Ar-Ar возраст 461 ± 84 и 411 ± 11 млн.лет и, вероятно, отражают различную степень диффузионных потерь аргона. При исследовании Ar-Ar методом флюидных включений в оболочках на октаэдрических алмазах трубки Айхал для определенной их части установлен возраст 350—380 млн.лет [10].

Таким образом, имеющиеся изотопные датировки минералов-узников в алмазе указывают на вероятность их многоэтапного генезиса. Часть из них, несомненно, имеет ксеногенную природу, но использование их датировок, особенно модельных и частично изохронных для точной оценки времени формирования алмаза в настоящее время затруднительно. Вероятнее всего Re-Os модельные даты отражают возраст исходного для сульфидов вещества или, в лучшем случае, возраст самих сульфидов. В частности, датирование мегакристалла циркона из кимберлитовой трубки Мир с включениями сульфидов ультраосновного парагенезиса показало значительную дискордантность полученных изотопных датировок [28]. Возраст циркона, определенный U-Pb методом по 23 зернам, изменяется в интервале 346—395 млн.лет (среднее 353,6 ± 2,5 млн.лет) и отвечает времени формирования кимберлитов трубки. В то же время Lu-Hf модельный возраст циркона (T_{DM}), отражающий время, при котором магма для циркона была отделена из деплетированной мантии (следовательно, это максимальный возможный возраст кристаллизации минерала), изменяется в интервале 610—810 млн.лет (среднее 690 ± 62 млн.лет) и совпа-

дает со временем образования протолита для кимберлитов трубки Мир (669—865 млн.лет) [4]. В дальнейшем U-Pb системы цирконов были разрушены в мантийных условиях до начала транспортировки их кимберлитами к поверхности. Сульфиды-узники в цирконах характеризуются древними модельными Re-Os датировками (T_{RD}) в интервале 2,37—2,92 млрд.лет и, вероятно, представляют собой унаследованные древние сульфиды, сформированные в перидотитовой или эклогитовой мантии [28]. Эти исследования показывают, что большинство модельных изотопных дат минералов-узников алмазов не обязательно свидетельствуют о времени их образования и не обеспечивают точной информации о времени события роста алмазов. В отсутствие строгих доказательств о сингенетичности включений минералов росту алмаза можно предполагать, что эти минералы формировались в гетерогенной мантии со сложной мультитадийной историей и позднее были захвачены в алмазы при их росте в мантийных условиях [19].

Время пребывания алмаза в мантии и оценка их возраста. Имеющиеся данные по степени агрегированности азота в алмазах Якутии (см. табл. 1) позволяют оценить время их формирования. Например, эклогитовые алмазы из трубки Мир, судя по степени агрегированности в них азота, находились в мантийных условиях 40 млн.лет до захвата кимберлитами (360 млн.лет), что определяет их возраст в 400 млн.лет. Краевая зона октаэдра алмаза лерцолитового парагенезиса из трубки Удачная находилась в мантии 950 млн.лет, что с учетом возраста трубки (350 млн.лет) позволяет оценить время образования этой зоны в 1300 млн.лет. В то же время кубические алмазы в оболочках эклогитового парагенезиса из трубки Удачная имеют незначительное время пребывания в условиях мантии (см. табл. 1) и формировались незадолго до эрупции кимберлитов или в самой кимберлитовой магме. Для зонального образца алмаза 3648 (трубка Удачная) оценка времени жизни алмаза в мантии для ядерной зоны при температуре 1158 °C составляет около 2900 млн.лет, а для промежуточной зоны при температуре 1150 °C — порядка 2200 млн.лет.

Для косвенной оценки возраста некоторых перидотитовых алмазов из трубки Мир был также использован геохимический подход [27]. Низкокальциевые высокохромистые гранаты (первичные включения в этих алмазах) имеют гетерогенное распределение элементов-примесей как внутри индивидуальных кристаллов граната, так и между отдельными их зернами в общем кристалле алмаза. Предполагается, что сохранение локальной химической неравновесности в гранатах характеризует быстрый рост кристалла алмаза, так как гомогенное распределение стронция в гранатах при температуре роста алмаза 1015 °C должно быть достигнуто менее чем за 70 тыс.лет [27]. Отсюда был сделан вывод, что крис-

таллизация этих алмазов происходила практически одновременно с формированием кимберлитов. Однако такие данные можно рассматривать и как свидетельство синхронности процесса метасоматоза гранатов с ростом алмазов, когда нюансы химизма граната вследствие блокирования его нарастающим алмазным веществом могут быть законсервированы в мантийных условиях независимо от времени формирования самих алмазов.

Следовательно, имеющиеся данные по изотопному возрасту алмазов Якутии подтверждают их много-стадийное образование в разные этапы эволюции литосферной мантии Сибирской платформы. На данный момент условно выделить следующие эпохи алмазообразования: 3,5—3,1; 2,9—2,6; 2,25—1,8; 1,15—0,83 млрд.лет, и предкимберлитовый—кимберлитовый этап (0,4—0,36 млрд.лет).

Время формирования алмазов Якутской алмаз-носной провинции согласуется с эпохами активизации мантии в регионе, фиксируемыми по изотопным датировкам ксенолитов глубинных пород из кимберлитовых трубок [3]. Вероятно, они росли в периоды термального возбуждения [30] и метасоматических модификаций мантии [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буланова Г.П., Бараишков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
- Герни Дж.Дж., Мур Р.О. Геохимическая корреляция между минералами кимберлитов и алмазами кратона Калахари // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 12—13.
- Зайцев А.И. Эпохи глубинной модификации литосферной мантии Северо-Востока Сибирской платформы / Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Т. 1. — Якутск, 1999. С. 147—151.
- Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитов Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 6—9.
- Мальцев К.А., Ключев Ю.А. Степень агрегированности азота в алмазах и особенности процесса алмазообразования // Геохимия. 1993. № 9. С. 1353—1356.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р. и др. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: Минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 71—84.
- Специус З.В. Мантийные ксенолиты — источник алмазов и ключ к их происхождению / Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. — Якутск, 2008. С. 39—45.
- Boyd S.R., Pillinger C.T., Milledge H.J. et al. C and N isotope composition and the infrared absorption spectra of coated diamonds: evidence for the regional uniformity of CO₂—H₂O rich fluids in lithospheric mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 109. P. 633—644.
- Burgess R., Turner G., Harris J.W. ⁴⁰Ar—³⁹Ar laser probe studies of clinopyroxene inclusions in eclogitic diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 389—402.
- Burgess R., Layrelle E., Turner G., Harris J.W. Constraints on the age and halogen composition of mantle fluids in Siberian coated diamonds // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 197. P. 193—203.
- Evans T., Harris J.W. Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and the age of diamonds / Ross J. (Ed.), Kimberlites and Related Rocks — Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamonds Exploration Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 14. Oxford: Blackwell, UK, 1989. P. 1001—1006.
- Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern R.A., Pearson D.G. SHRIMP U-Pb dating of a perovskite inclusion in diamond: evidence for a syneruption age for diamond formation, Sytykanskaya kimberlite pipe, Yakutia region, Siberia // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, 2003, flа 0388.
- Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D. et al. Petrogenesis diamantführender Eklogite aus Sibirien (Udachnaya mine) // [Wortr]. 71. Jhrestag. Dtsch. Mineralogy. Ges. Munchen, 3—13 Sept., 1993. Berg Dtsch. Mineralogy Ges. 1993. Vol. 5. № 2. P. 216.
- Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D. et al. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 5191—5207.
- Jacob D.E., Jagoutz E., Sobolev N.V., Sorowka A. Isotopic analysis (Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb) of single subcalcic garnet grains from Yakutian kimberlites // 6-th IKC. Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 257—259.
- Jacob D.E., Folley S.F. Evidence for Archean ocean crust with field strength from diamondiferous eclogite xenoliths // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 317—376.
- Jagoutz E. Sm-Nd systematic in eclogites from Siberia // Fourth Inter. Kimb. Conference. Extended abstracts. Geol. Soc. of Australia abstracts series. № 16. Perth, W. Australia, 1986. P. 265—266.
- Moeller A., Mezger R., Volger S. Crystal Age Domains and the evolution of the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 39. № 4. P. 749—783.
- Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // The 7th IKC proceeding, 1999. Vol. 2. P. 584—605.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr evidence for thick Archean lithosphere beneath Siberia modified by multistage metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 959—971.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B. et al. Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics // Nature. 1995. Vol. 374. P. 711—713.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 160. P. 311—326.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Single crystal Re-Os isotope study of sulphide inclusions from a Siberian diamond // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. № 5. P. 703—711.
- Pearson D.G., Bulanova G.P., Shirey S.B. et al. Re-Os isotope constraints on the age of Siberian diamonds // J. Conference. Abstracts, 2000. № 5. P. 776.
- Richardson S.H., Harris J.W., Gurney J.J. Three generation of diamonds from old continental mantle // Nature. 1993. № 366. P. 256—258.
- Richardson S.H., Harris J.W. Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 151. № 3—4. P. 271—277.
- Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // Nature. 1995. Vol. 375. P. 394—397.
- Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 199. P. 111—126.
- Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe

- and alluvial diamonds // *American Mineralogist*. 1990. Vol. 75. № 11—12. P. 1290—1310.
30. Taylor W.R., Bulanova G.P., Milledge H.J. Quantitative nitrogen aggregation study of some Yakutian Diamonds: Constraints on the growth, thermal, and deformation history of peridotitic and eclogitic diamonds // 6th Intern. Kimb. Confer., Novosibirsk, august 1995. Extended Abstr. Novosibirsk: UIGGM, 1995. P. 608—610.
31. Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Experimental determination of the kinetics of IB to IaA nitrogen aggregation with application to natural Ib-IaA diamonds // 6th Intern. Kimb. Confer., Novosibirsk, august 1995. Extended Abstr. Novosibirsk: UIGGM, 1995. P. 611—613.
32. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history, and stable isotope composition of some xenoliths — derived diamonds from Roberts Victor and Finsch // 6th Intern. Kimb. Confer., Novosibirsk, august 1995. Extended Abstr. Novosibirsk: UIGGM, 1995. P. 620—622.
33. Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle // *Chemie der Erde*. 2004. Vol. 64. P. 1—74.
34. Zheng J. Phanerozoic evolution of the subcontinental lithospheric mantle, Eastern North China block: mantle xenoliths evidence // 7th Int. Kimb. Conf. Cape Town, Ext. Abstr., 1998. P. 1004—1006.

УДК 552.323.6:550.93(571.56)

С.А.Бабушкина 2008

Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская как отражение процессов кристаллизации кимберлитового расплава и степени алмазности пород

С.А.БАБУШКИНА

Трубка Малокуонапская находится в пределах Кура-нахского кимберлитового поля, расположенного на юге Анабарского алмазоносного района. В настоящее время она является самым северным единственным месторождением с полупромышленным уровнем алмазности среди известных тел северо-востока Сибирской платформы.

Породы, слагающие трубку, относятся к трем разновидностям кимберлитовой брекчии (КБ) [1, 8]. В северной ее части распространена кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента (рис. 1, А). Центр южной части занимает брекчия с автолитовой текстурой цемента (см. рис. 1, Б, В). В области северной границы между ними, а также вдоль восточного и юго-восточного контакта трубки (так называемая «зона смешения» [14]) развита кимберлитовая брекчия с автолитовой текстурой цемента, связующая масса которой имеет реликтивно-порфировую, иногда реликтивно-сериально-порфировую структуру [1, 8]. В этой массе мелкие (2—4 мм), как правило, корродированные порфировые выделения серпентинизированного и карбонатизированного оливина расположены в микрокристаллической, серпентин-карбонатной или карбонатной матрице. В составе связующей массы зачастую отмечаются микрокристаллы рудных минералов (см. рис. 1, Г, Д). Такая порода именуется кимберлитовой брекчией с переходной текстурой цемента или кимберлитовой брекчией переходного типа (облика) [1, 8]. Отношение средних содержаний алмазов в трех выделяемых разновидностях пород составляет 1:0,29:0,54 [14].

Помимо трех основных разновидностей пород, в кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента обнаружены изолированные образования массивной текстуры, мелкопорфировой структуры с

кристаллически-зернистой основной массой. Их размер колеблется от 0,6—2 мм до 6 см. Сложены они слюдой, шпинелидами, перовскитом, пироксеном, серпентинизированным оливином, серпентином, карбонатом, сфеном и редкими зернами граната и ильменита. Аналогичные по составу включения размером 0,6—4 мм зафиксированы и в кимберлитовой брекчии переходного типа. По петрографо-минералогическим признакам данные породы можно отнести к интрузивным кимберлитам [8] (см. рис. 1, Е).

По мнению некоторых исследователей, кимберлитовые брекчии с массивной и автолитовой текстурами цемента принадлежат к разновозрастным, самостоятельным фазам внедрения кимберлитового расплава [4, 14]. Основываясь на детальном изучении пород, слагающих трубку Малокуонапская, мы высказали предположение о том, что данное тело не является полихронным, а кимберлитовая брекчия с автолитовой текстурой не представляет собой самостоятельную более позднюю фазу и образовалась в автометасоматическую стадию становления трубки [1, 8].

В последние годы появились работы [2, 3, 5, 9, 11], посвященные изучению микрокристаллических оксидов связующей массы кимберлитов. В них доказано, что особенности состава шпинелидов отражают глубину зарождения магматических очагов, длительность эволюции кимберлитовых расплавов и степень алмазности пород, а количество и разнообразие ульвешпинелей коррелирует с фазами внедрения кимберлитов сложнопостроенных тел.

Изученные микрокристаллы шпинелидов представляют собой все описанные разновидности пород трубки Малокуонапская. Всего было проанализировано 240 зерен минерала. Размер их обычно 50 мкм, изредка превышает 100 мкм. Минимальными разме-

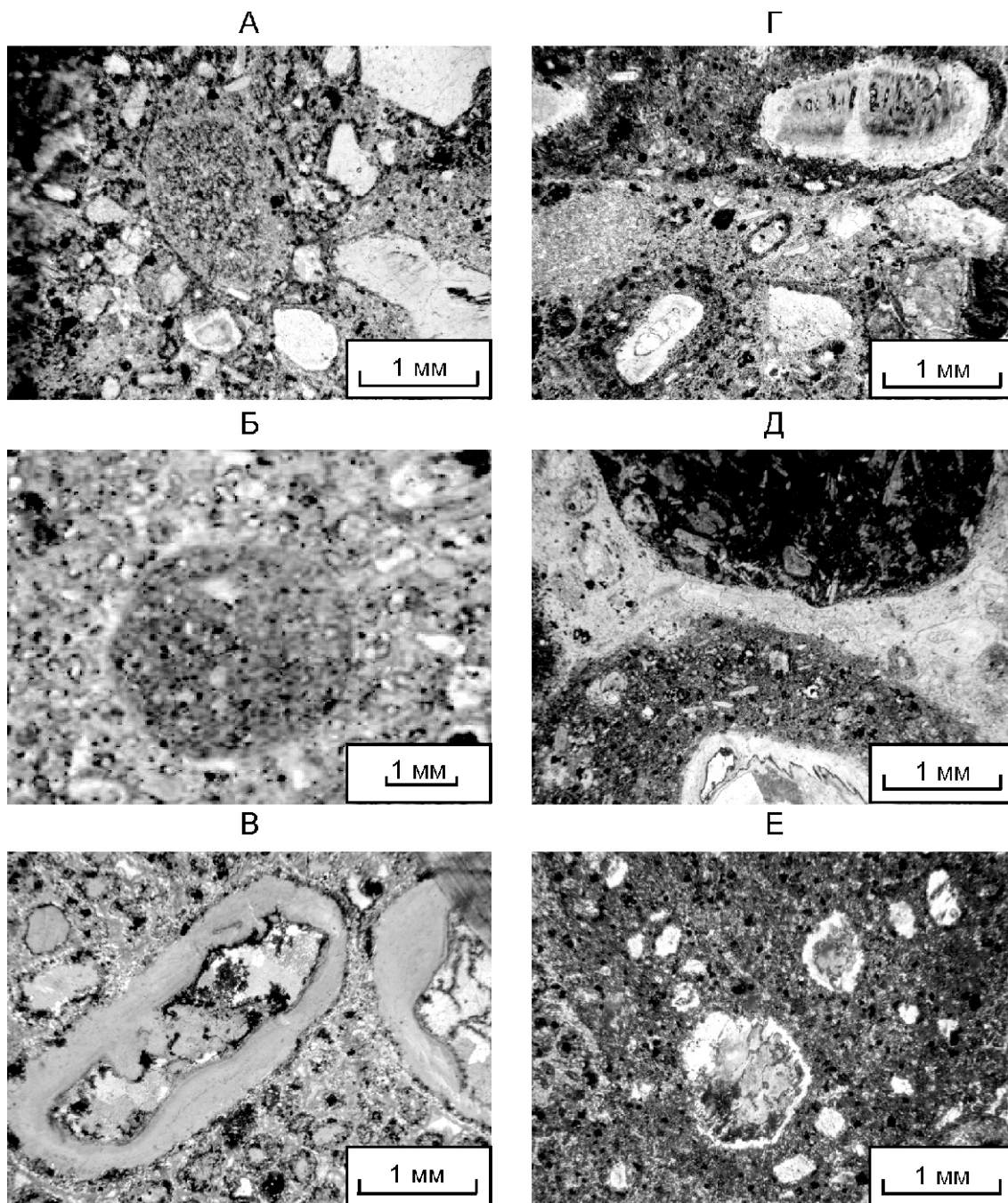


Рис. 1. Петрографические типы кимберлитовых пород, слагающих трубку Малокуонапская:

кимберлитовые брекчии с текстурой цемента: А — массивной, Б, В — автолитовой, Г, Д — переходного облика; Е — интрузивный кимберлит

рами отличаются зерна, обнаруженные в качестве включений в оливинах или псевдоморфозах серпентина по нему (5—15 мкм). Для большинства зерен отмечаются идиоморфные очертания. Для магнетитов, не содержащих примесей, характерны бесформенные и относительно крупные (200 мкм) выделения. В целом состав изученных шпинелидов характеризуется очень широким диапазоном изменения главных компонентов (в %): Cr_2O_3 0,07—61,59; Al_2O_3 0—28,03; TiO_2 0—22,37 (рис. 2, А, Б). Для микрокристаллических шпинелидов связующей массы кимберлитов

характерно повышенное содержание TiO_2 (обычно 1,7—2%) в наиболее высокохромистых разностях [9]. На основе этой типоморфной особенности, а также по степени идиоморфизма среди микрозерен шпинелидов из пород трубки Малокуонапская выделяются две генетические разновидности: ксено- и фенокристаллы. Названия химико-генетических групп даны по работе [9].

К ксенокристаллам относятся три зерна ультравысокохромистых пикрохромитов (100 70 и 50 80 мкм) из кимберлитовых брекчий с массивной и

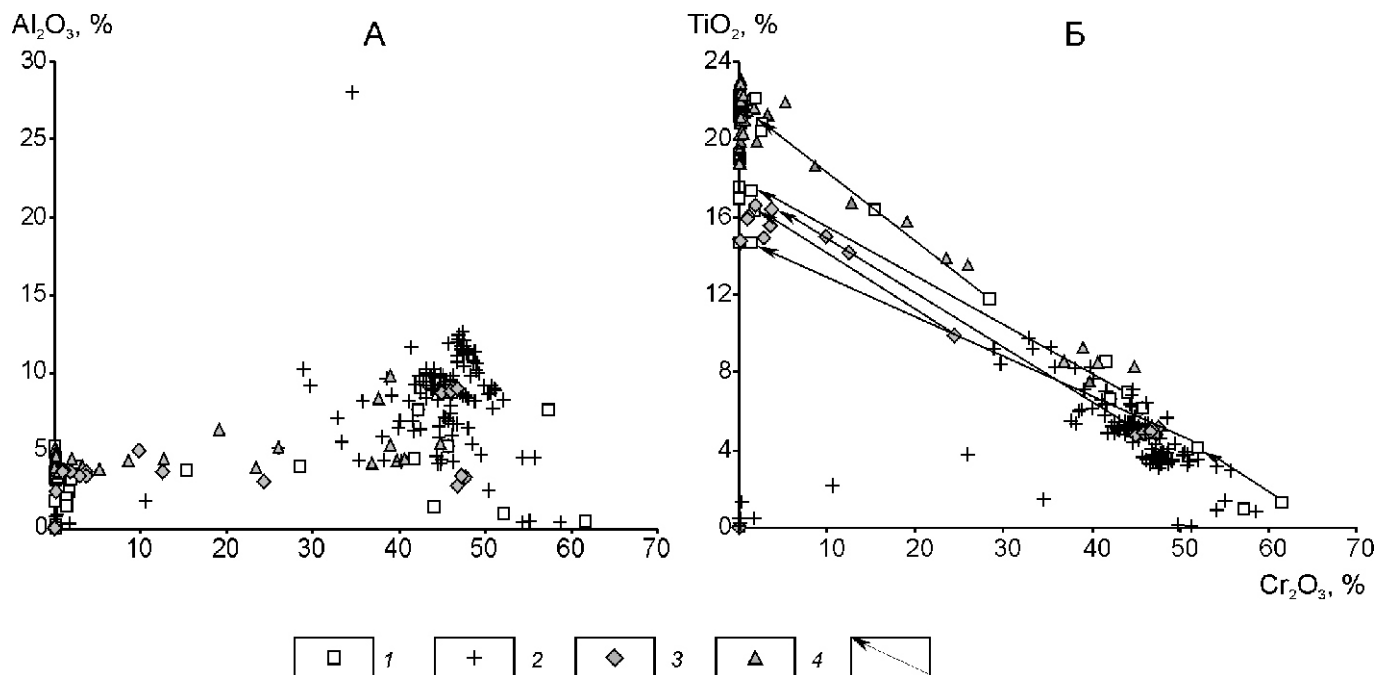


Рис. 2. Зависимость содержаний Al_2O_3 — Cr_2O_3 (А) и TiO_2 — Cr_2O_3 (Б) в микрокристаллических шпинелидах из связующей массы пород трубки Малокуонапская:

кимберлитовые брекчии с текстурой цемента: 1 — массивной, 2 — переходной, 3 — автолитовой; 4 — включения интрузивного кимберлита; 5 — изменения состава от центра к краю зерна

переходной текстурой цемента (табл. 1, зерна 1—3). Они содержат (в %): Cr_2O_3 52,06—55,71; Al_2O_3 1,00—4,64 и TiO_2 2,94—4,15. Минералы подобного состава встречаются в серпентинизированных дунитах [10]. В кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента был проанализирован макрокристалл высокохромистого пикрохромита аналогичного состава [1]. Поэтому, несмотря на микро размер и повышенную титанистость, эти шпинелиды отнесены к ксенозернам. Кроме того, величины соотношений $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 0,97—0,89 и $\text{Fe}^3/(\text{Fe}^3 + \text{Fe}^2)$ 0,27—0,22 в изученных образцах указывают на потенциальную алмазонасность материнских пород [15]. В одном из таких шпинелидов диагностировано включение размером 30–10 мкм (см. табл. 1, зерно 4), аналогичное по составу минералам алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса из кимберлитов Архангельской провинции и не типичное для других алмазонасных провинций [2]. При высоком содержании Cr_2O_3 61,59% оно имеет повышенное количество TiO_2 1,31% и низкое Al_2O_3 0,53%. Соотношение его хромистости $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 0,99 и железистости $\text{Fe}^3/(\text{Fe}^3 + \text{Fe}^2)$ 0,23 также подтверждает принадлежность этого зерна к минералам алмазной фации глубинности. Помимо этого в кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента обнаружено еще одно зерно размером 30–10 мкм (см. табл. 1, зерно 5), близкое по составу к ультравысокохромистому пикрохромиту из гранат-пироксеновых сростков верлитового парагенезиса (в %): Cr_2O_3 57,33; TiO_2 1,0 и

Al_2O_3 7,68 [2]. Значения $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 0,83 и $\text{Fe}^3/(\text{Fe}^3 + \text{Fe}^2)$ 0,22 отвечают значениям этих соотношений для хромшпинелидов термодинамических условий стабильности алмаза.

В связующей массе кимберлитовой брекчии с переходной текстурой цемента отмечаются ультравысокохромистые пикрохромиты размером 50–70 мкм (см. табл. 1, зерна 6—8), которые по содержаниям (в %) Cr_2O_3 54,19—58,62; Al_2O_3 0,44—0,57; TiO_2 0,9—1,37 можно отнести к шпинелидам из включений в цирконах [2]. В этой же разновидности пород в качестве включения (5–5 мкм) в псевдоморфозе серпентина по оливину проанализирован аналог шпинелидов из неалмазонасных мантийных ксенолитов (см. табл. 1, зерно 9) с содержанием (в %): Al_2O_3 28,03; Cr_2O_3 34,59 и TiO_2 1,45. Кроме того, для некоторых других зерен зафиксирован своеобразный, вероятнее всего реакционный, тренд изменения состава (см. табл. 1, зерна 10—14), выражающийся в положительной корреляции между титаном и хромом (см. рис. 2, Б). Подобная закономерность не присуща микрокристаллическим шпинелидам из связующей массы кимберлитов [9], но проявляется в минералах келифитовых кайм на гранатах и из участков их плавления в трубке Удачная [13].

Фенозерна шпинелидов отмечены во всех породах трубки Малокуонапская. В интрузивном кимберлите (табл. 2) начальной стадии кристаллизации соответствуют среднехромистые пикроферрихромиты (в %): Cr_2O_3 44,8—36,83; TiO_2 7,54—9,29; Al_2O_3 5,52—4,21.

1. Состав микрокристаллических шпинелидов из пород трубки Малокуонапская

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TiO ₂	4,15	2,94	3,17	1,31	1,00	0,90	1,37	0,85	1,45	5,40	3,80	2,19	1,34	0,47
Al ₂ O ₃	1,00	4,64	4,61	0,53	7,68	0,47	0,57	0,44	28,03	4,42	5,21	1,85	0,98	0,00
Cr ₂ O ₃	52,06	55,71	54,19	61,59	57,33	54,19	55,11	58,62	34,59	38,17	26,00	10,56	0,34	0,03
FeO _{общ}	34,20	25,16	27,31	27,81	22,16	33,51	36,22	30,79	20,36	30,73	48,60	72,14	83,64	91,30
MnO	0,59	0,42	0,42	0,47	0,44	0,40	0,72	0,57	0,34	0,55	0,45	0,40	0,37	0,11
MgO	6,60	9,64	8,66	7,37	9,58	8,29	6,15	7,52	11,16	10,55	10,69	8,76	8,16	2,67
CaO	0,22	0,24	0,21	0,08	0,44	0,16	0,12	0,25	1,36	4,92	0,19	0,10	0,42	0,53
Сумма	98,82	98,75	98,57	99,16	98,63	97,92	100,26	99,04	97,29	94,74	94,94	96,00	95,25	95,11
Ti	0,111	0,076	0,082	0,035	0,025	0,024	0,036	0,023	0,034	0,141	0,099	0,058	0,035	0,013
Al	0,042	0,187	0,187	0,022	0,306	0,019	0,024	0,018	1,023	0,180	0,213	0,076	0,041	0,000
Cr	1,460	1,507	1,478	1,719	1,532	1,514	1,531	1,632	0,847	1,046	0,712	0,292	0,009	0,001
Fe ³	0,277	0,155	0,170	0,190	0,136	0,419	0,374	0,304	0,062	0,492	0,878	1,517	1,866	1,967
Fe ²	0,736	0,563	0,617	0,630	0,489	0,569	0,688	0,601	0,464	0,397	0,527	0,586	0,593	0,848
Mn	0,018	0,012	0,012	0,014	0,012	0,012	0,021	0,017	0,009	0,016	0,013	0,012	0,011	0,003
Mg	0,349	0,492	0,446	0,388	0,483	0,437	0,322	0,395	0,515	0,545	0,552	0,456	0,429	0,147
Ca	0,008	0,009	0,008	0,003	0,016	0,006	0,004	0,010	0,045	0,183	0,007	0,004	0,016	0,021
MgAl ₂ O ₄	2,09	9,35	9,37	1,09	15,30	0,97	1,18	0,92	51,15	9,02	10,63	3,81	2,04	—
Mg ₂ TiO ₄	11,07	7,56	8,23	3,48	1,26	2,39	3,62	2,25	2,46	14,07	9,90	5,75	3,55	1,31
Mn ₂ TiO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	—	—	—	—	—
Fe ₂ TiO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	—	—	—	—	—
MnCr ₂ O ₄	1,77	1,21	1,22	1,42	1,25	1,19	2,14	1,70	-	1,61	1,32	1,18	0,47	0,04
MgCr ₂ O ₄	11,51	25,58	19,49	31,06	33,31	38,54	24,24	35,02	-	35,64	25,49	13,40	—	—
FeCr ₂ O ₄	59,73	48,54	53,21	53,47	42,06	35,97	50,15	44,90	42,36	15,04	8,79	—	—	—
MgFe ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17,30	35,30	14,19
MnFe ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,64	0,39
FeFe ₂ O ₄	13,84	7,76	8,48	9,49	6,82	20,95	18,68	15,20	3,11	24,61	43,89	58,56	58,00	84,17

Примечания. 1. Здесь и далее анализы выполнены С.А.Бабушкиной на рентгеновском микроанализаторе «Сатебах-місто» в ИГАБМ СО РАН. 2. Ксенозерна 1—14.

2. Состав микрокристаллических шпинелидов из включений интрузивного кимберлита

Компо- ненты	Включения в кимберлитовые брекчии с текстурой цемента																
	массивной			переходного типа													
	Шурф 3430			Шурф 3438													
	n 15	n 2	n 7	n 3	n 2	n 11	Шурф 3432										
TiO ₂	8,55	21,57	19,48	20,55	7,54	16,76	18,64	19,90	21,26	22,04	21,44	8,71	18,76	19,01	21,91	21,74	
Al ₂ O ₃	4,21	3,55	3,59	3,82	4,47	4,52	4,43	4,53	4,04	3,85	4,13	5,15	4,34	3,97	3,86	4,42	
Cr ₂ O ₃	36,83	0,44	0,05	0,10	39,78	12,71	8,53	1,92	3,22	1,07	0,20	41,49	0,11	0,12	5,21	0,24	
FeO _{общ}	40,09	63,43	58,70	62,95	33,46	52,04	54,71	59,36	62,02	63,21	62,03	33,20	65,71	67,59	58,32	62,51	
MnO	0,49	0,55	0,59	0,63	0,57	0,57	0,62	0,71	0,70	0,65	0,76	0,44	0,77	0,93	0,52	0,53	
MgO	9,65	10,54	10,42	10,62	9,41	10,46	10,31	10,67	10,85	10,75	10,78	9,48	9,65	7,49	7,95	9,16	
CaO	0,11	0,21	3,44	0,54	0,19	0,12	0,09	0,27	0,12	0,19	0,13	0,14	0,34	0,28	1,17	0,24	
Сумма	99,92	100,29	96,27	99,20	95,42	97,18	97,33	97,37	102,21	101,76	99,46	98,60	99,68	99,38	98,94	98,83	
Ti	0,217	0,540	0,502	0,518	0,200	0,432	0,480	0,509	0,522	0,544	0,539	0,224	0,473	0,489	0,566	0,556	
Al	0,167	0,139	0,145	0,151	0,186	0,182	0,179	0,182	0,155	0,149	0,163	0,207	0,171	0,160	0,156	0,177	
Cr	0,983	0,012	0,001	0,003	1,110	0,344	0,231	0,052	0,083	0,028	0,005	1,121	0,003	0,003	0,141	0,006	
Fe ³	0,416	0,769	0,851	0,811	0,304	0,610	0,631	0,748	0,718	0,736	0,754	0,224	0,881	0,859	0,571	0,705	
Fe ²	0,714	0,994	0,826	0,950	0,681	0,877	0,932	0,937	0,970	0,993	0,976	0,723	0,957	1,070	1,100	1,068	
Mn	0,014	0,016	0,017	0,018	0,017	0,017	0,018	0,021	0,019	0,018	0,021	0,013	0,022	0,027	0,015	0,015	
Mg	0,486	0,523	0,532	0,531	0,495	0,534	0,526	0,541	0,528	0,526	0,537	0,483	0,482	0,382	0,407	0,464	
Ca	0,004	0,008	0,126	0,019	0,007	0,004	0,003	0,010	0,004	0,007	0,005	0,005	0,012	0,010	0,043	0,009	
MgAl ₂ O ₄	8,37	6,96	7,24	7,53	9,29	9,12	8,93	9,08	7,76	7,44	8,13	10,37	8,55	8,00	7,81	8,85	
Mg ₂ TiO ₄	20,29	23,06	29,29	23,73	20,01	22,37	22,01	23,03	22,72	22,89	23,03	19,21	20,43	15,61	18,60	19,21	
Mn ₂ TiO ₄	0,70	0,78	0,85	0,89	—	0,83	0,90	1,03	0,97	0,90	1,07	0,64	1,08	1,35	0,76	0,77	
Fe ₂ TiO ₄	0,72	30,17	20,01	27,17	—	19,96	25,08	26,87	28,47	30,56	29,79	2,53	25,75	31,92	37,21	35,59	
MnCr ₂ O ₄	—	—	—	—	1,71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgCr ₂ O ₄	—	—	—	—	0,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
FeCr ₂ O ₄	49,14	0,58	0,07	0,14	52,87	17,20	11,54	2,58	4,15	1,39	0,27	56,06	0,15	0,16	7,07	0,32	
FeFe ₂ O ₄	20,78	38,45	42,54	40,54	15,22	30,52	31,53	37,41	35,92	36,82	37,72	11,19	44,03	42,96	28,54	35,27	

Примечание. n — число анализов.

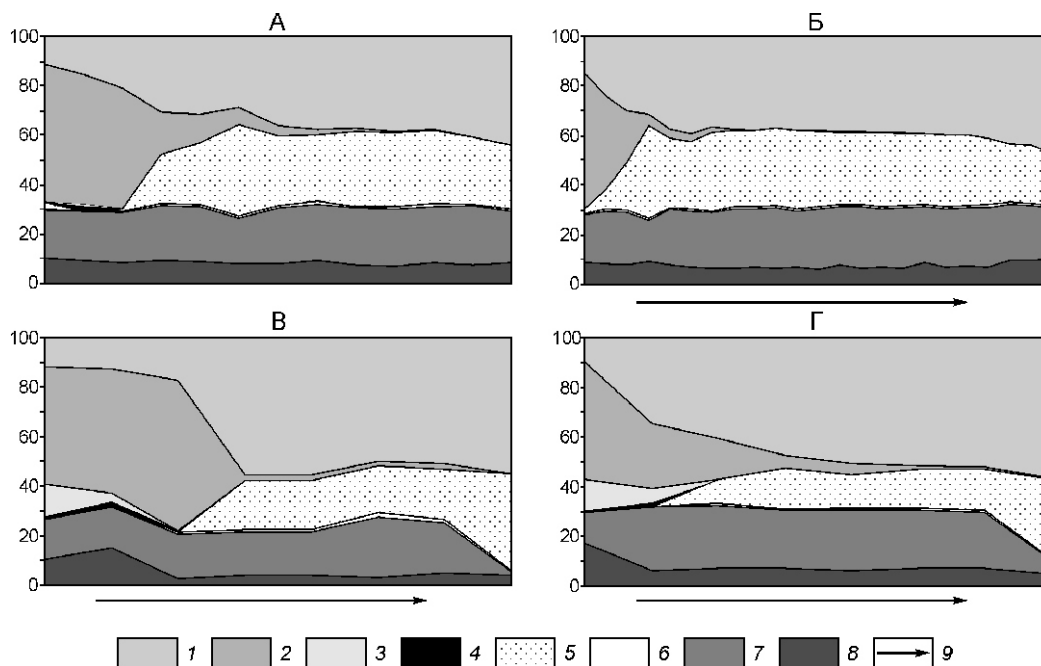


Рис. 3. Соотношения главных миалов в микрокристаллах шпинелидов из связующей массы пород трубки Малокуонапская:

А — включения интрузивного кимберлита; кимберлитовые брекчии с текстурой цемента: Б — массивной (аналоги А), В — массивной, Г — автолитовой; 1 — FeFe_2O_4 ; 2 — FeCr_2O_4 ; 3 — MgCr_2O_4 ; 4 — MnCr_2O_4 ; 5 — Fe_2TiO_4 ; 6 — Mn_2TiO_4 ; 7 — Mg_2TiO_4 ; 8 — MgAl_2O_4 ; 9 — порядок кристаллизации шпинелидов, выявленный по зональным кристаллам

Далее образуется магнезиальнохромовая ульвешпинель (в %): Cr_2O_3 25,92—19,08; TiO_2 13,53—15,79; Al_2O_3 6,44—3,98. Завершается кристаллизация шпинелидов в этих породах глиноземистой магноульвешпинелью (массовое содержание в %): Cr_2O_3 12,71—0,07; TiO_2 16,76—23,12; Al_2O_3 5,17—3,35 (рис. 3, А). Обратная корреляция содержаний $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и TiO_2 в последних двух группах (рис. 4) свидетельствует о том, что они представляют собой твердые растворы ульвешпинели и магнетита на базе титаномагнетита [6]. Количественное соотношение между тремя разновидностями составляет 2:1:15.

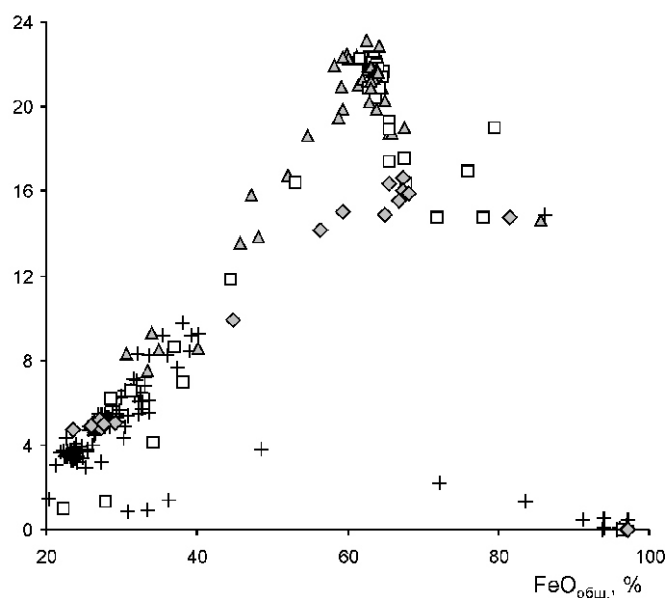


Рис. 4. Соотношение $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и TiO_2 в микрокристаллах шпинелидов из связующей массы пород трубки Малокуонапская:

см. услов. обозн. к рис. 1

В кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента трубки встречаются как аналоги уже описанным шпинелидам из интрузивного кимберлита (табл. 3, зерна 3—6, см. рис. 3, Б), так и другие, менее титанистые представители этого семейства минералов (см. табл. 3, зерна 1, 2, 7—11). Среди первых, помимо прочих, диагностировано зональное зерно (см. табл. 3, зерно 4), центр которого сложен магнезиальнохромовой ульвешпинелью. Промежуточная и периферийная зоны отвечают по составу глиноземистым магноульвешпинелям с изменениями содержаний (в %): Cr_2O_3 15,34—0,05 и TiO_2 16,4—21,87 соответственно (см. рис. 2, Б). Количественное соотношение между Mg - Fe -хромитами, Mg - Cr -ульвешпинелью и Al - Mg -ульвешпинелями идентично таковому в интрузивном кимберлите. Менее титанистые шпинелиды в кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента (см. рис. 3, В) представлены высокохромистыми пикрохромитами с содержаниями

3. Представительные анализы микрокристаллов шпинелидов из кимберлитовой брекчи с массивной текстурой цемента

Компоненты	1	2	3	4			5	6	7		8	9*			10	11
	10 10 мкм			120 100 мкм			20 20 мкм	10 10 мкм	30 30 мкм		20 20 мкм				20 20 мкм	
				а	б	в			а	в						
TiO ₂	6,17	6,60	8,61	11,82	16,40	21,87	20,44	22,04	7,01	17,40	16,35	14,74	16,93	14,73		
Al ₂ O ₃	5,29	7,70	4,48	4,07	3,83	3,49	3,54	3,47	1,41	1,52	2,41	2,03	1,79	1,82		
Cr ₂ O ₃	45,77	42,11	41,66	28,38	15,34	0,05	2,45	0,08	43,99	1,35	1,72	1,45	0,07	0,04		
FeO _{общ}	28,62	31,28	36,92	44,52	53,06	63,64	63,66	62,68	38,07	65,55	67,77	71,79	75,95	77,91		
MnO	0,38	0,58	0,43	0,51	0,46	0,60	0,69	0,67	0,63	1,30	1,07	0,80	0,37	0,36		
MgO	10,85	10,31	9,44	10,17	10,01	10,80	10,56	10,73	7,26	9,87	8,77	7,38	1,11	1,19		
CaO	0,18	0,29	0,04	0,03	0,05	0,22	0,04	0,15	0,18	0,32	0,23	0,25	0,02	0,07		
Сумма	97,26	98,87	101,58	99,50	99,16	100,67	101,38	99,75	98,53	97,30	98,33	98,44	96,23	96,11		
Ti	0,159	0,166	0,216	0,300	0,417	0,545	0,507	0,554	0,186	0,452	0,423	0,385	0,476	0,413		
Al	0,213	0,304	0,176	0,162	0,153	0,136	0,138	0,137	0,059	0,062	0,098	0,083	0,079	0,080		
Cr	1,239	1,115	1,098	0,757	0,411	0,001	0,064	0,002	1,227	0,037	0,047	0,040	0,002	0,001		
Fe ³	0,230	0,249	0,294	0,481	0,602	0,773	0,785	0,753	0,342	0,997	1,010	1,108	0,968	1,092		
Fe ²	0,588	0,625	0,733	0,773	0,897	0,987	0,967	0,997	0,779	0,894	0,934	0,970	1,401	1,333		
Mn	0,011	0,016	0,012	0,015	0,013	0,017	0,019	0,017	0,019	0,038	0,031	0,024	0,012	0,011		
Mg	0,554	0,515	0,469	0,512	0,505	0,534	0,519	0,535	0,382	0,509	0,449	0,382	0,062	0,066		
Ca	0,006	0,011	0,002	0,001	0,002	0,008	0,002	0,005	0,007	0,012	0,009	0,009	0,001	0,003		
MgAl ₂ O ₄	10,67	15,19	8,80	8,09	7,64	6,81	6,88	6,84	2,93	3,09	4,88	4,15	3,94	4,00		
Mg ₂ TiO ₄	15,89	16,62	19,14	21,59	21,54	23,65	22,60	23,60	17,97	24,47	20,46	17,47	1,16	1,44		
Mn ₂ TiO ₄	—	—	0,60	0,73	0,66	0,84	0,96	0,86	0,63	1,90	1,56	1,18	0,58	0,56		
Fe ₂ TiO ₄	—	—	1,84	7,69	19,54	30,00	27,13	30,98	0,00	18,85	20,25	19,81	45,84	39,32		
MnCr ₂ O ₄	1,09	1,65	—	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—	—	—		
MgCr ₂ O ₄	13,59	4,10	—	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—		
FeCr ₂ O ₄	47,27	49,98	54,90	37,86	20,53	0,07	3,19	0,10	60,75	1,84	2,34	1,99	0,10	0,06		
FeFe ₂ O ₄	11,50	12,47	14,71	24,05	30,09	38,63	39,24	37,63	17,12	49,84	50,52	55,41	48,38	54,61		

Примечание. 1. а, б, в — центральная, промежуточная и краевая зоны зерна соответственно. 2. * — край зерна 4 в табл. 1.

4. Представительные анализы микрокристаллов шпинелидов из кимберлитовой брекчии переходного типа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	10 мкм	20 мкм	30 мкм	10 мкм	50 мкм	15 мкм	10 мкм	30 мкм	10 мкм	20 мкм	10 мкм	40 мкм	10 мкм
TiO ₂	3,69	3,47	4,60	6,33	7,13	9,27	3,75	3,92	3,50	4,02	6,81	7,64	8,43
Al ₂ O ₃	2,56	9,88	8,57	4,68	8,60	4,41	8,63	8,80	12,44	8,26	4,27	4,38	9,22
Cr ₂ O ₃	50,38	46,27	47,69	44,33	39,17	35,32	50,28	50,52	46,97	48,70	44,46	40,22	29,62
FeO _{общ}	25,33	23,60	26,48	31,77	31,60	40,08	23,80	24,66	22,57	26,12	33,00	37,42	39,11
MnO	0,46	0,39	0,44	0,31	0,59	0,48	0,60	0,59	0,38	0,43	0,44	0,48	0,47
MgO	12,81	13,66	11,37	9,61	11,72	9,06	10,03	10,08	12,17	12,76	9,57	8,49	13,89
CaO	0,19	0,53	0,09	0,50	0,11	0,05	0,17	0,13	0,12	0,10	0,13	0,70	0,11
Сумма	95,42	97,80	99,24	97,53	98,92	98,67	97,26	98,70	98,15	100,39	98,68	99,33	100,85
Ti	0,096	0,085	0,114	0,164	0,177	0,239	0,096	0,099	0,086	0,098	0,175	0,196	0,201
Al	0,105	0,380	0,334	0,190	0,334	0,178	0,346	0,348	0,479	0,315	0,172	0,176	0,345
Cr	1,382	1,196	1,246	1,209	1,022	0,957	1,351	1,339	1,213	1,248	1,203	1,087	0,744
Fe ³	0,321	0,253	0,192	0,272	0,290	0,387	0,111	0,116	0,136	0,241	0,274	0,344	0,509
Fe ²	0,413	0,390	0,539	0,642	0,580	0,760	0,564	0,574	0,479	0,466	0,669	0,724	0,527
Mn	0,014	0,011	0,012	0,009	0,016	0,014	0,017	0,017	0,010	0,012	0,013	0,014	0,013
Mg	0,663	0,666	0,560	0,494	0,577	0,463	0,508	0,504	0,593	0,617	0,489	0,433	0,658
Ca	0,007	0,018	0,003	0,019	0,004	0,002	0,006	0,005	0,004	0,004	0,005	0,026	0,004
MgAl ₂ O ₄	5,23	19,02	16,68	9,51	16,72	8,91	17,28	17,38	23,94	15,77	8,61	8,82	17,25
Mg ₂ TiO ₄	9,63	8,53	11,43	16,42	17,69	18,79	9,59	9,88	8,60	9,80	17,53	18,52	20,13
Mn ₂ TiO ₄	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—	—	0,69	—
Fe ₂ TiO ₄	—	—	—	—	—	4,41	—	—	—	—	—	0,44	—
MnCr ₂ O ₄	1,35	1,08	1,23	0,90	1,64	—	1,72	1,67	1,04	1,19	1,27	—	1,25
MgCr ₂ O ₄	42,48	32,33	16,80	8,94	5,93	—	15,00	13,72	18,56	26,65	5,65	—	8,63
FeCr ₂ O ₄	25,28	26,37	44,27	50,61	43,52	47,87	50,85	51,55	41,05	34,56	53,25	54,36	27,29
FeFe ₂ O ₄	16,03	12,67	9,58	13,62	14,50	19,33	5,56	5,81	6,82	12,03	13,68	17,18	25,45

Примечание. 1. Анализы: 1—6 из связующей массы кимберлитовой брекчии, 7—13 из основной массы автолитов.

(в %): Cr_2O_3 45,77—42,11; TiO_2 7,01—6,6; Al_2O_3 1,41—7,7, слагающими ядра зональных зерен. Краевые зоны отвечают по составу глиноземистым магноульвешпинелям с содержанием (в %): Cr_2O_3 0,04—1,72; TiO_2 14,74—17,56.

Для кимберлитовой брекчии переходного типа установлено, что состав шпинелидов из автолитов и связующей массы брекчии идентичен (табл. 4). Для них характерны следующие соотношения главных компонентов состава (в %): Cr_2O_3 52,06—28,88; TiO_2 3,04—9,19; Al_2O_3 4,31—12,65. Представлены они высокохромистыми пикрохромитами, среднехромистыми пикроалюмохромитами и низкохромистыми пикроферрихромитами.

Типоморфными шпинелидами начальной стадии кристаллизации кимберлитового расплава кимберлитовой брекчии с автолитовой текстурой цемента являются высокохромистые пикрохромиты, содержащие (в %) Cr_2O_3 47,63—45,01 и TiO_2 4,86—5,09, диагностированные как в качестве гомогенных зерен, так и в ядрах зональных кристаллов (табл. 5). Один микрораскриталл (табл. 5, зерно 4) отвечает по составу низкохромистому пикроферрихромиту, который также составляет центральную часть зонального индивида. Магматический процесс кристаллизации шпинелидов в рассматриваемой брекчии завершается образованием глиноземистых магноульвешпинелей (в %): Cr_2O_3 12,46—0,14; TiO_2 14,17—16,62; Al_2O_3 2,42—5,02 (см. рис. 3, Г).

Таким образом, изучение состава микрозерен шпинелидов из всех разновидностей пород, слагающих трубку Малокуонапская, показало, что среди них встречаются как фено-, так и ксенокристаллы. Среди фенокристаллов отмечаются аналоги минералов алмазных (дунит-гарцбургиты, серпентинизированные дуниты, гранат-пироксеновые сростки) и неалмазных (включения в цирконах, мантийные ксенолиты, келефитовые каймы на гранатах и зоны плавления гранатов) парагенезисов. Их количество составляет 4% от общего числа изученных шпинелидов.

Состав шпинелидов начальной стадии кристаллизации в интрузивных кимберлитах свидетельствует о том, что глубина магматического очага была незначительной. Шпинелиды подобного состава характерны практически для всех неалмазоносных тел, однако зафиксированы в качестве кристаллических фаз наиболее раннего этапа кристаллизации кимберлитового расплава в убогоалмазоносной трубке Университетская [9], расположенной в этом же районе. Вероятно, разрезы верхней мантии под трубками Университетская и Малокуонапская имеют существенные черты различия. На это указывает и то, что трубка Университетская заметно отличается от трубки Малокуонапская по типоморфным особенностям алмазов [7].

В кимберлитовых брекчиях с массивной и автолитовой текстурами цемента на начальных стадиях кристаллизации кимберлитового расплава образуются

глубинные, высокобарические высокохромистые пикрохромиты, а на заключительных этапах магматического процесса — глиноземистые магноульвешпинели. Состав наиболее ранних шпинелидов из кимберлитовой брекчии переходного облика соответствует также высокохромистым пикрохромитам. Это, вероятно, свидетельствует о том, что глубина и условия зарождения кимберлитового расплава для трех разновидностей кимберлитовой брекчии трубки Малокуонапская были одинаковыми. Наличие в кристаллизационном тренде кимберлитовых брекчий с автолитовой и переходной текстурами цемента низкохромистых пикроферрихромитов возможно связано с более длительным по времени процессом консолидации данных пород по сравнению с кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента.

На схожесть обстановки зарождения расплава и о существовании различий в условиях его становления для кимберлитовых брекчий с массивной и автолитовой текстурами цемента трубки Малокуонапская указывали и другие исследователи [11]. Однако они придерживаются мнения, что такие брекчии — это две самостоятельные фазы, для которых характерны шпинелиды разных составов.

Как было показано в данной работе на представительном материале, существенных различий между составами микрораскриталлов шпинелидов из всех разновидностей кимберлитовых брекчий трубки Малокуонапская нет. Степень проявления аутометасоматоза прямо коррелирует с переходом от кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента к кимберлитовой брекчии с переходной и далее к брекчии с автолитовой, а также с количеством в них автолитов и алмазов.

Для сравнения рассмотрим особенности состава шпинелидов из сложно построенной трубки Ленинград (Западно-Укукитское кимберлитовое поле). Слагающие ее породы представлены кимберлитовыми брекчиями с массивной и автолитовой текстурами цемента. Начальным стадиям эволюции кимберлитового расплава брекчии с автолитовой текстурой соответствуют ультравысокохромистые пикрохромиты, сменяющиеся затем высокохромистыми пикрохромитами и среднехромистыми пикроферрихромитами (рис. 5). На заключительных стадиях кристаллизации отмечаются бесформенные выделения низкохромистого пикроферрихромита. Именно с минералов подобного состава начинается кристаллизация шпинелидов в кимберлитовой брекчии с массивной текстурой цемента. Далее образуются высокохромистые магнотитаномagnetиты и хромсодержащие магнезиальные ульвешпинели. Таким образом, видно, что для двух петрографических типов пород трубки Ленинград характерны собственные химико-генетические группы шпинелидов, отражающие эволюцию кимберлитового расплава и определяющие число фаз внедрения.

5. Состав микрокристаллов шпинелидов из кимберлитовой брекчии с автолитовой текстурой цемента

Компо- ненты	1 (30 30 мкм)		2	3	4 (80 30 мкм)		5	6 (40 35 мкм)		7	8	9	10	11	12	13
	Центр	Край			Центр	Край		Центр	Край							
TiO ₂	5,16	15,53	4,80	5,06	9,88	16,02	14,17	16,38	16,62	14,90	15,90	4,71	4,90	4,97	15,01	14,79
Al ₂ O ₃	3,35	3,39	3,42	2,80	3,06	3,79	3,71	3,73	3,69	3,40	3,69	8,80	8,83	9,01	5,02	2,42
Cr ₂ O ₃	47,63	3,60	47,26	46,75	24,37	1,10	12,46	3,71	1,89	2,83	0,94	45,01	45,94	46,72	9,76	0,14
FeO _{общ}	27,04	66,89	27,31	29,20	44,83	67,44	56,33	65,45	67,34	64,92	68,05	23,53	25,96	27,64	59,42	81,46
MnO	0,41	0,66	0,44	0,47	0,62	0,60	0,56	0,63	0,70	0,69	0,62	0,31	0,48	0,37	0,59	0,47
MgO	13,01	11,22	12,71	12,67	12,18	10,84	11,58	10,83	11,50	11,84	10,36	11,67	11,42	11,03	9,21	2,99
CaO	0,06	0,08	0,06	0,11	0,06	0,19	0,08	0,18	0,10	0,20	0,18	0,06	0,04	0,07	0,09	0,16
Сумма	96,66	101,37	96,00	97,06	95,00	99,98	98,89	100,91	101,84	98,78	99,74	94,09	97,57	99,81	99,10	102,43
Ti	0,132	0,382	0,124	0,130	0,258	0,399	0,356	0,405	0,406	0,373	0,399	0,122	0,123	0,123	0,381	0,383
Al	0,135	0,131	0,139	0,113	0,125	0,148	0,146	0,145	0,141	0,133	0,145	0,358	0,349	0,349	0,200	0,098
Cr	1,286	0,093	1,286	1,262	0,669	0,029	0,329	0,097	0,049	0,075	0,025	1,229	1,217	1,215	0,261	0,004
Fe ³	0,314	1,012	0,327	0,365	0,691	1,025	0,812	0,948	0,999	1,046	1,033	0,168	0,188	0,190	0,777	1,132
Fe ²	0,456	0,814	0,457	0,467	0,607	0,840	0,760	0,850	0,826	0,759	0,860	0,510	0,538	0,569	0,897	1,210
Mn	0,012	0,018	0,013	0,014	0,018	0,017	0,016	0,018	0,019	0,020	0,017	0,009	0,013	0,010	0,017	0,014
Mg	0,662	0,547	0,652	0,645	0,630	0,536	0,577	0,531	0,557	0,588	0,515	0,601	0,570	0,541	0,464	0,154
Ca	0,002	0,003	0,002	0,004	0,002	0,007	0,003	0,006	0,004	0,007	0,007	0,002	0,002	0,002	0,003	0,006
MgAl ₂ O ₄	6,74	6,53	6,93	5,63	6,25	7,40	7,31	7,23	7,06	6,67	7,25	17,91	17,43	17,46	9,99	4,91
Mg ₂ TiO ₄	13,25	24,24	12,42	13,00	25,78	23,42	25,35	23,28	24,49	26,42	22,45	12,23	12,34	12,30	18,36	5,51
Mn ₂ TiO ₄	—	0,91	—	—	—	0,84	0,80	0,88	0,97	0,98	0,87	—	—	—	0,85	0,68
Fe ₂ TiO ₄	—	13,06	—	—	—	15,66	9,49	16,38	15,13	9,92	16,54	—	—	—	18,92	32,12
MnCr ₂ O ₄	1,19	—	1,29	1,37	1,82	—	—	—	—	—	—	0,91	1,35	1,04	—	—
MgCr ₂ O ₄	33,22	—	33,65	33,29	5,40	—	—	—	—	—	—	17,93	15,08	12,30	—	—
FeCr ₂ O ₄	29,88	4,66	29,35	28,46	26,21	1,44	16,47	4,83	2,43	3,73	1,24	42,62	44,41	47,42	13,03	0,19
FeFe ₂ O ₄	15,72	50,61	16,36	18,25	34,54	51,24	40,59	47,40	49,93	52,29	51,66	8,40	9,39	9,49	38,87	56,58

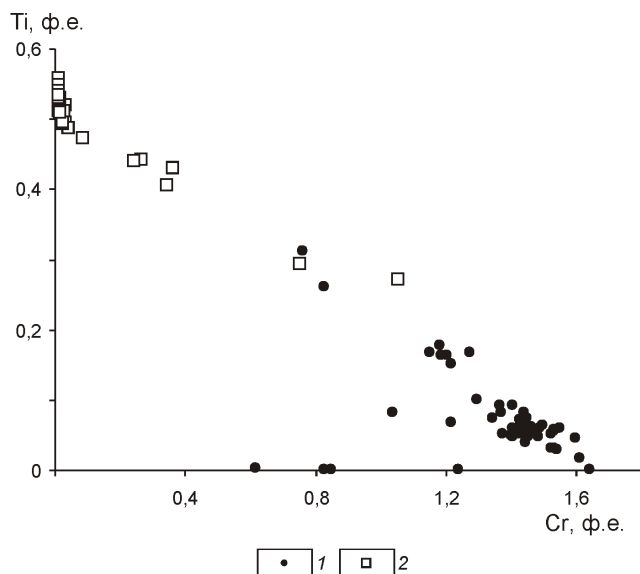


Рис. 5. Диаграмма составов микрокристаллических (100 мкм) шпинелидов из кимберлитовых брекчий трубки Ленинград (Западно-Укукитское поле):

кимберлитовые брекчии с текстурой цемента: 1 — автолитовой, 2 — массивной; ф.е. — формульные единицы

Итак, изначально глубина заложения магматического очага кимберлитового расплава была достаточной для того, чтобы породы трубки Малокуонапская имели высокую потенциальную алмазонасность. Однако недостаточный объем захваченного алмазонасного мантийного материала, длительность эволюции расплава, его агрессивность по отношению к алмазу (высокий окислительно-восстановительный потенциал), образование кимберлитовой брекчии с автолитовой текстурой цемента в процессе автометасоматоза — все это повлекло за собой снижение реальной алмазонасности пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабушкина С.А. Вещественные, петрологические и минералогические особенности кимберлитов в связи с ревизией геохронологических данных (на примере трубки Малокуонапская, Якутия) / Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г.Мирный и алмазодобывающей промышленности России). —Воронеж: Воронежский государственный университет 2005. С. 725—732.
2. Бовкун А.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Самсонов П.А. Эволюция составов шпинелидов из кимберлитов / Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г.Мирный и алмазодобывающей промышленности России). —Воронеж: Воронежский государственный университет 2005. С. 941—950.
3. Бовкун А.В., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серов И.В. Генетические аспекты особенностей состава микрокристаллических шпинелидов из связующей массы кимберлитов Якутии / Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г.Мирный и алмазодобывающей промышленности России). —Воронеж: Воронежский государственный университет 2005. С. 732—743.
4. Брахогелъ Ф.Ф., Шамишина Э.А., Зайцев А.И. Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазонасности территорий // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 20—24.
5. Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазонасных провинций России в связи с их генезисом и поисками: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. —М., 2006.
6. Гениафт Ю.С., Цельмович В.А. Кристаллизация высокотитанистой феррошпинели в ТР-условиях верхней мантии // Физика Земли. 2003. С. 71—75.
7. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. —М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003.
8. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. —М.: Наука, 1983.
9. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатилов О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений. —М.: ГЕОС, 2001.
10. Мацюк С.С., Платонов А.И., Польшин А.В. и др. Шпинелиды мантийных пород. —Киев: Наукова Думка, 1989.
11. Серов И.В., Бовкун А.В., Гаранин В.К. и др. Шпинелиды из связующей массы кимберлитов Якутской алмазонасной провинции (прикладные и генетические аспекты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. —Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. С. 125—131.
12. Сафронов А.Ф., Смелов А.П., Зайцев А.И. Проблемы тектонического контроля алмазонасных кимберлитов Сибирской платформы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 3—6.
13. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. и др. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная их возможная связь с алмазо- и кимберлитобразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172—194.
14. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов. —М.: Недра, 1998.
15. Foley P.S. The oxidation state of lamproitic magmas // Miner. Petrograph. Mitteilungen. 1985. № 34. С. 217—238.

Связь морфологии и структурной ориентировки включений граната в алмазах из трубки Удачная

С.С.УГАПЬЕВА, Н.В.ЗАЯКИНА, А.Д.ПАВЛУШИН

Минералы-узники в алмазах всегда привлекали внимание многих исследователей, поскольку на протяжении всего процесса кристаллообразования они не подвергались никаким внешним воздействиям и сохранялись в первоначальном виде, неся огромную информацию о вещественном составе и процессах, происходивших в среде кристаллизации алмаза. В настоящее время наибольший интерес исследователей вызывают химический состав, особенности кристалломорфологии включенных в алмаз минералов и их парагенезис. Между тем вопрос о связи кристалломорфологии включений с их структурной ориентировкой в кристалле-хозяине является не менее важным. Исследование данной проблемы поможет понять процесс внедрения минералов-узников в алмаз, уточнить для них критерии сингенетичности, знание которых необходимо для выяснения условий образования кристаллов.

На исследование особенностей морфологии, состава и ориентировки включений минералов в алмазах обращалось большое внимание, что отражено в ряде публикаций [1—6]. Рентгенографическое исследование состава и ориентировки включений минералов в алмазах из россыпей Урала проводили С.И.Футергендлер и В.А.Франк-Каменецкий [4, 5]. Для изученных включений (оливины, энстатиты, гранаты, хромшпинелиды) ими установлено как отсутствие закономерных срастаний, так и совпадение одного и более главных направлений минерала-узника и кристалла-хозяина. Так, в 17 кристаллах зафиксировано 13 случаев закономерной ориентировки, имеющих разные структурно-геометрические и морфологические особенности, включений граната, свидетельствующие, по мнению авторов, об одновременном росте включений граната с алмазом. Произвольно ориентированные включения в алмазах предполагаются захваченными алмазом-хозяином в процессе кристаллообразования и носящими протогенетический характер.

Ориентировка включений граната в якутских алмазах трубки Мир рентгенометрически исследован Н.И.Зюзиным [2]. В исследованных трех кристаллах наблюдается индивидуальная и закономерная ориентировка минерала-узника в кристалле-хозяине, что, по его мнению, свидетельствует скорее о закономерном, чем случайном характере взаимной ориентировки. Авторы данной публикации выбрали и проанализировали включения граната в двух кристаллах алмаза из трубки Удачная (коллекция ИГАБМ СО РАН).

Методы исследования. Морфология кристаллов алмаза и включений в них граната изучалась методами оптической микроскопии. Рентгенографические

исследования проводились в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН методами Лауэ и качания на рентгеновской установке УРС-0.3. Для изучения ориентировки минерала-узника в алмазе использовалась рентгеновская монокристалльная камера РКОП-А, Fe-Cu-излучение. Экспозиция съемки составляла 3—6 ч в зависимости от размера включения. По серии лауэ-пятен от включения и алмаза строилась совмещенная стереографическая проекция. Анализ такой проекции позволяет установить наличие совпадающих элементов симметрии и тем самым определить взаимную ориентировку минерала-хозяина и узника. Методом качания определен параметр элементарной ячейки граната. Использована компьютерная программа анализа кристаллографических форм минералов Shape для построения трехмерных моделей.

Морфология кристаллов алмаза и включений граната. Исследованы два образца алмаза (образцы 3811, 3179). Кристалл 3811 (рис. 1, А) — октаэдр с правильно ориентированными относительно его ребер тригональными слоями роста и незначительно развитыми гранями додекаэдра, покрытыми типичной сноповидной штриховкой. Для проведения рентгенографического исследования из данного кристалла выпилен по плоскости (011) плоскопараллельная пластина толщиной около 1,5 мм, длиной 6 мм. Кристалл 3179 (см. рис. 1, Б) представляет собой бесцветный ламинарный октаэдр переходной формы к додекаэдру с параллельной штриховкой на псевдогранях последнего. На гранях октаэдра наблюдаются тригональные, обратноориентированные ямки растворения. Данный образец в виду малых размеров (2–3 мм) механической обработке не подвергался.

В исследованных алмазах присутствуют включения граната и более мелкие включения других минералов. Выбранные для изучения гранаты темно-красного цвета размером 0,2—0,7 мм октаэдрической формы, нетипичной для данного минерала в кимберлитах. В кристалле 3811 кристалл-узник октаэдрической формы, удлинённой по [001]. При этом на гранях наблюдаются ступеньки роста параллельные ребрам октаэдра (см. рис. 1, В). Включение граната в кристалле 3179 имеет удлинённую форму. Из микроскопических наблюдений следует, что включение удлинено по направлению [011] алмаза (см. рис. 1, Г).

Рентгенография включений граната. Применение методов Лауэ и качания при исследовании данных образцов представляло определенные трудности, связанные как с размером и формой алмазов, так

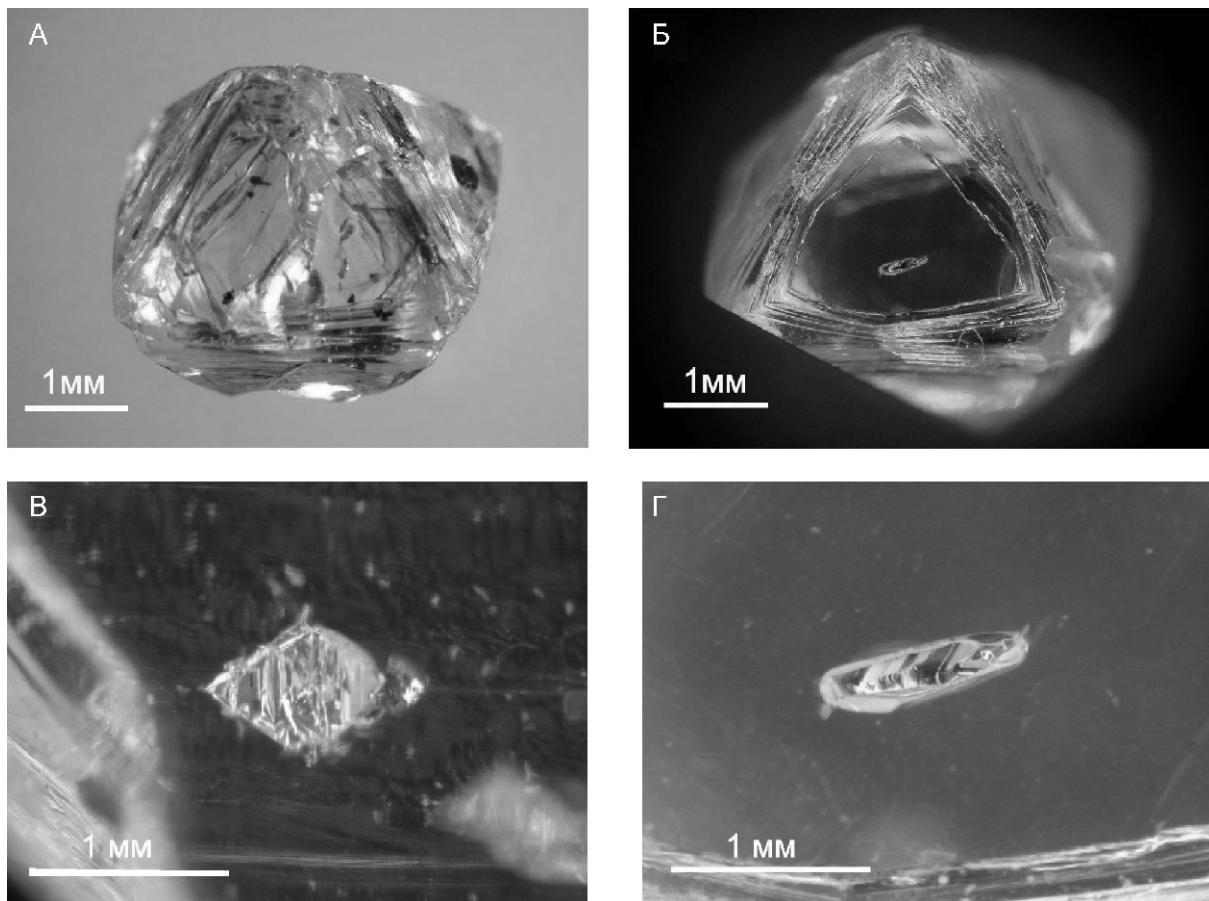


Рис. 1. Кристаллы алмаза (А, Б) и включения граната в алмазах (В, Г) из трубки Удачная:

образцы: А, В — 3811, Б, Г — 3179

и с множественностью включений в них. Влияние размера и формы кристалла на точность определения углов между кристаллографическими направлениями проверили на двух достаточно больших (1,5—2 мм) не «купающихся в пучке» кристаллах алмаза и одном небольшом (0,5 мм) практически изометричном алмазе. Один большой кристалл был по форме близок к октаэдру, другой уплощенный. Анализ стереографических проекций показал, что при примерно одинаковых размерах кристаллов ошибка в углах больше для пластинчатого кристалла и достигает 4—5°, что явно связано с формой получающихся отражений и трудностью юстировки пластинки. Для небольшого кристалла ошибка в определении углов составляет не более 2°. Дополнительно на кристалле граната проведена проверка точности определения параметров элементарной ячейки, которая равнялась 0,005 нм. Поскольку в образцах одновременно присутствует несколько разных по размеру и форме включений, экспонируемое зерно было экранировано от остальных свинцовой пластинкой. Однако оказалось, что данный способ дает возможность получить только одну или две лауэграммы, повороты кристалла и вывод в отражающее положение определенных направлений невозможны. При даль-

нейшей работе стало ясно, что наиболее удобно выбрать определенное включение, выводить его в центр камеры и подбором оптимальной экспозиции добиваться фиксации на лауэграмме двух систем пятен, отличающихся по интенсивности и форме.

По произвольно ориентированным лауэграммам (рис. 2) построены совмещенные стереографические проекции (рис. 3). В образце 3811 установлено совпадение направлений $[100]$, $[010]$ и $[00\bar{1}]$ граната соответственно с направлениями $[101]$, $[11\bar{1}]$ и $[12\bar{1}]$ алмаза (см. рис. 3, А). Подобная ориентировка включений в алмазе ранее была установлена С.И.Футергендлер, В.А.Франк-Каменецким [5]. Судя по параметру элементарной ячейки a 1,148 нм и цвету, данный гранат близок к группе пиропы—альмандин. Для образца 3179 обнаружено совпадение направления $[101]$ граната с $[010]$ алмаза (см. рис. 3, Б).

С помощью компьютерной программы анализа кристаллографических форм минералов «Shape» построена наиболее наглядная трехмерная модель сравнения включения граната с алмазом для образца 3811, где (100) граната параллельна $[110]$ алмаза (рис. 4).

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

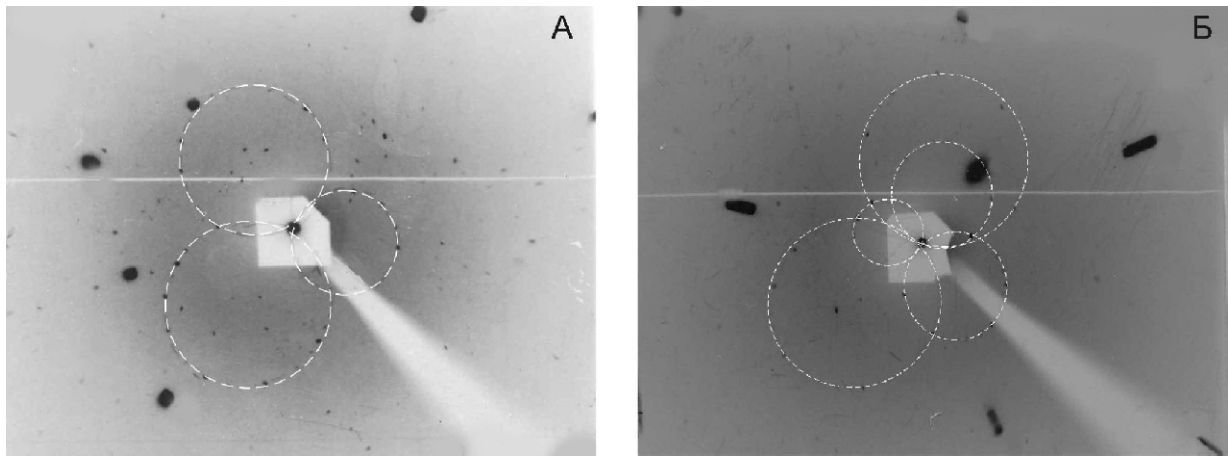


Рис. 2. Лауэграммы кристаллов алмаза:

образцы: А — 3811, Б — 3179; мелкие пятна — отражения граната, крупные — алмаза, зональные кривые граната — белая прерывистая линия

1. Включения граната имеют закономерную ориентировку относительно алмаза-хозяина. Ориентировка включений граната в якутских алмазах подобна взаимной ориентировке гранатов в алмазах из россыпей Урала [4, 5].

2. Совпадающие кристаллографические направления в двух исследованных нами образцах различны, что можно было предположить по морфологии включений. Для включения из кристалла 3811 характерна октаэдрическая форма. Грани включения граната, обращенные к центру кристалла алмаза, менее выражены, что свидетельствует о незначительном влиянии на его форму алмаза во время начала кристаллизации граната. Дальнейший захват включения при одновременном росте алмаза вызывает более значительные изменения в форме граната. Таким образом, очевидно, что взаимная ориентировка минерала-узника и

кристалла-хозяина, влияет на форму включения. Можно также предположить, что при идеальном совпадении кристаллографических направлений граната и алмаза форма включения граната станет весьма близка к изометричному октаэдру.

3. В исследованных алмазах с включениями граната установлены структурные и морфологические особенности, свидетельствующие об их закономерном срastании: направлениями и плоскостями срastания как у алмаза, так и у «минерала-узника» являются наиболее важные в морфологическом и структурном отношении ребра и грани, что влияет на рост включений в алмазе и объясняет их нетипичную форму. Закономерное срastание алмаза с включением — признак их одновременного роста, свидетельствующий о сингенетичности граната и алмаза.

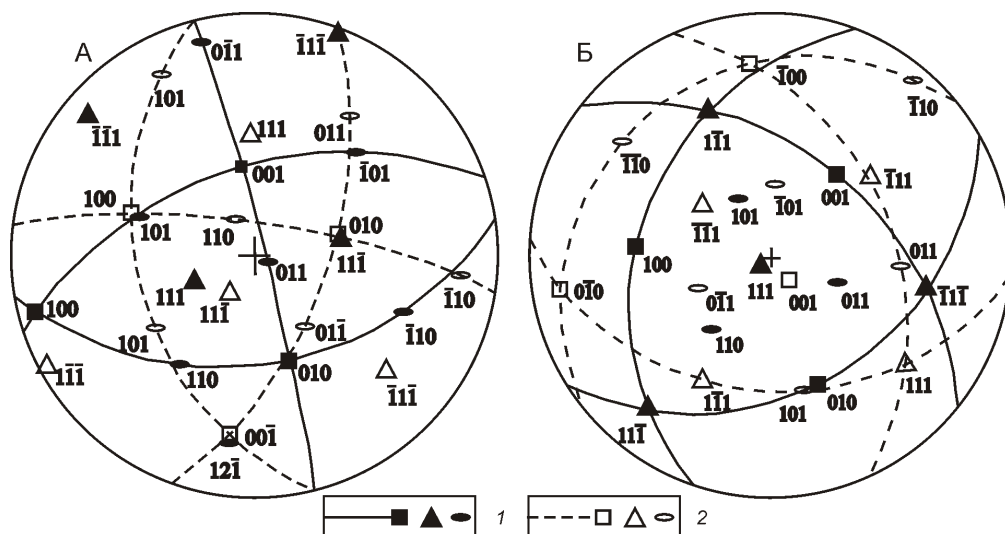


Рис. 3. Стереографические проекции:

образцы: А — 3811, Б — 3179; элементы симметрии: 1 — алмаза, 2 — граната

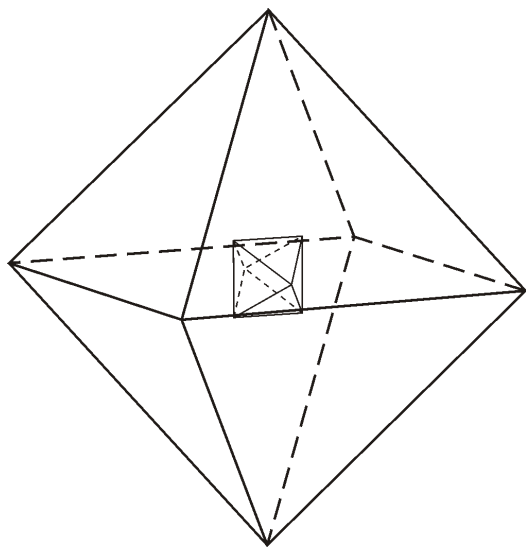


Рис. 4. Модель срастания граната с алмазом

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 12—22.
2. Зюзин Н.И. О характере ориентировки включений граната в якутских алмазах // Геология и геофизика. 1967. № 6. С. 126—128.
3. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1. С. 192—195.
4. Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей в минералах. —Л., 1964.
5. Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Об эпитактической природе некоторых включений в алмазах // Рентгенография минерального сырья. 1964. № 4. С. 97—107.
6. Kunz M., Gillet Ph., Fiquet G. et al. Combined in situ X-ray diffraction and Raman spectroscopy on majoritic garnet inclusions in diamonds // Earth Planet. Sci. Lett.. 2002. № 198. P. 485—493.

УДК 552.321.1 (571.56)

Коллектив авторов, 2008

Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, С.П.РОЕВ, А.И.ЗАЙЦЕВ

Генетические аспекты формирования и эволюции гранитоидных магматических расплавов остаются одной из фундаментальных задач современной петрологии. В последние десятилетия пристальное внимание петрологов привлекают гранитоиды А-типа в связи с разнообразием их состава и ассоциирующего с ними оруденения. Как петротип А-граниты были выделены У.Коллинзом с соавторами [28], которые в качестве примера брали анорогенные или внутриплитные гранитоиды Австралии. Были отмечены их геохимическая специализация на Zr, Y, Li, LREE, Ta, Nb, F и неоднозначность генезиса. Уже на этом этапе среди таких гранитов были выделены два подтипа: щелочной и субщелочной. В щелочных генетических моделях [41] предполагалось, что зарождение материнских магматических очагов для гранитов А-типа происходило в нижнекоровых субстратах, из которых предварительно были выплавлены магмы коллизионных гранитоидов и которые поэтому были обогащены кремнием, фтором и редкими землями. В настоящее время специфике рассматриваемых пород посвящена обширная отечественная и зарубежная литература. Установлено широкое развитие А-гранитов как в пределах щитов, так и их складчатых обрамлений. Разные исследователи выделяют от 3 до 7 [42] их разновидностей, в т.ч. щелочные и щелочно-полевошпатовые умеренно- и гиперглиноземистые грани-

ты [35, 36], граносиениты, граниты-рапакиви. Обстановка формирования в большинстве случаев оценивается как пост- и анорогенная, но отмечается их образование в финальные этапы развития внутриплитного рифтогенеза [24] как результат процессов коллизии высокого давления [36] и задугового растяжения [43]. Столь же разнообразны и представления об их генезисе. В подавляющем большинстве моделей специфика составов этих пород объясняется процессами мантийно-корового взаимодействия [9, 43], но ряд исследователей связывает их образование с предельной фракционной дифференциацией гранитоидных очагов в глубинных условиях [4], тогда как другие [25] — с дифференциацией мантийных магм. Соответственно, широко изменяются и их петрогеохимические особенности. Граниты А-типа, как правило, определяются как постколлизионные и анорогенные субщелочные и щелочные образования, обладающие высокой железистостью и низкими содержаниями CaO. Многие из них редкометалльные и с ними связано самое разнообразное оруденение: Ta, Nb, Y, Li, LREE, U, Au, Sn, W.

В пределах Верхояно-Колымской складчатой области гранитоиды А-типа были впервые выделены В.А.Трунилиной [38], а в дальнейшем было установлено (рис. 1) их широкое распространение в различных структурно-тектонических зонах [20, 22]. В

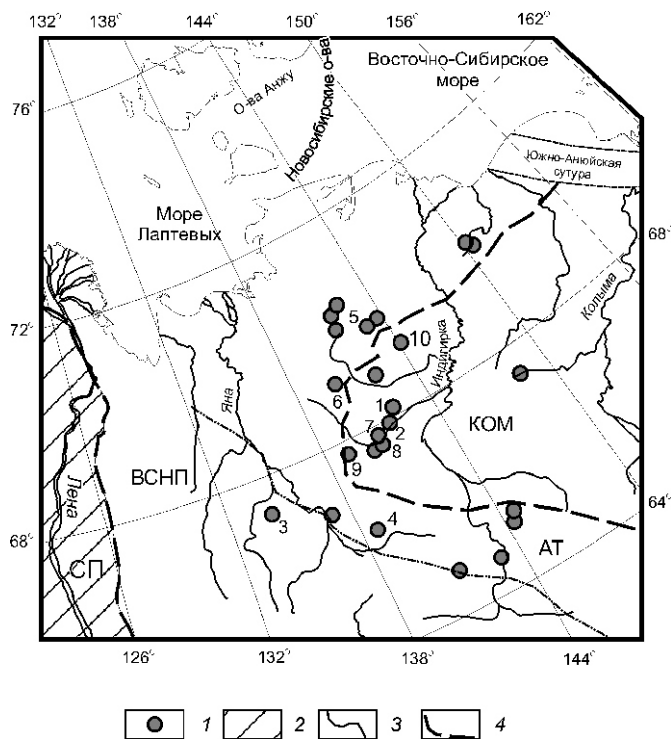


Рис. 1. Размещение гранитов А-типа на территории Верхояно-Колымской складчатой области [18]:

1 — массивы гранитов А-типа (1 — Тирехтээхский, 2 — Сомнительный, 3 — Арга-Ыннах-Хайский (Кестер), 4 — Верхне-Бургалийский, 5 — Омчикандинский — месторождение Полярное, 6 — Такалканский, 7 — Западно-Агдайский, 8 — Герамдачанский, 9 — Право-Кыринский, 10 — Хара-Сис); 2 — Сибирская платформа (СП); 3 — Адыча-Тарынский разлом (АТ); 4 — граница Колымо-Омолонского микроконтинента; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс

то же время геодинамическая позиция и генезис таких гранитов остаются в значительной степени дискуссионными. В данной статье авторы попытались подойти к решению обозначенных вопросов на основе анализа петрографических особенностей пород, типоморфизма их порообразующих, акцессорных и реститовых минералов, петрогеохимической специфики, характера Rb-Sr изотопных систем.

Рассматриваемые граниты [23] формировались на разных этапах развития Верхояно-Колымской складчатой области. Среди изученных в настоящее время массивов ее северо-восточной части авторы выделяют несколько разновидностей этих пород: 1) неопротерозойские щелочно-полевошпатовые граниты (Тирехтээхский массив); 2) ранне-, среднеюрские щелочные и щелочно-полевошпатовые эгирин-арфведсонитовые граниты (массив Сомнительный); 3) раннемеловые микроклин-альбитовые граниты (Кестерский, Верхне-Бургалийский, интрузивная залежь и серия даек и трубообразных тел месторождения Полярное в Омчикандинском массиве); 4) ранне-, позднемеловые щелочно-полевошпатовые граниты и

граносиениты (Герамдачанский, Западно-Агдайский, Такалканский массивы); 5) позднемеловые щелочные граниты (массив Хара-Сис). Петрографический состав пород рассмотрен ранее [21, 22, 23]. В этой публикации следует остановиться на тех моментах, которые имеют генетическое значение.

Тирехтээхский массив щелочно-полевошпатовых гранитов локализован в Уяндинском блоке Колымо-Омолонского микроконтинента в северной части Омулёвского поднятия. Выходы гранитогнейсов, переходящих в граниты, установлены на площади около 4 км². Вмещающие породы представлены мусковит-хлорит-кальцит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми, гранат-полевошпат-кварцевыми кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками [23, 40]. Аналогичные породы распространены в обширной области к юго-западу от Южно-Ануйской сутурной зоны и по данным геофизических исследований трактуются как участки дорифейской кристаллической коры. Для кристаллических сланцев Уяндинского блока Rb-Sr возраст составляет 723 ± 15 и 602 ± 5 млн. лет [5], как и возраст гранитогнейсов и щелочно-полевошпатовых гранитов 550—590 млн. лет [6] — неопротерозойский.

Граниты Тирехтээхского массива мезо- и лейкократовые, щелочно-полевошпатовые, с полосчато-такситовыми текстурами и катакластическими гранобластовыми и нематогранобластовыми участками маргинационными, структурами. Породы сложены решетчатым микроклином, микроклин-пертитом, альбитом, олигоклаз-альбитом, кварцем, биотитом и единичными зернами пироксена и амфибола. По петрографическим особенностям гранитов выделено несколько этапов их кристаллизации, а полученные в последние годы аналитические данные позволили уточнить типоморфные особенности пород и слагающих их минералов.

Наиболее ранний минерал гранитов — магнезиальный клинопироксен, отвечающий по составу эндиопсиду и диопсиду, по аномально высокой магнезиальности f 8—15%, температуре образования 1200—1250 °C [23, 40] и повышенному содержанию 0,4—0,5% Na₂O сопоставимый с клинопироксенами основных и ультраосновных пород повышенной щелочности [32]. В процессе снижения температуры железистость его возрастает до 20—31%, начинает кристаллизоваться неупорядоченный калинатровый полевой шпат an17ab35ort48, T 1150 °C [26], и высокофтористый магнезиальный биотит f 25—35%, F 5,3—5,8%, Cl 0,15—0,20%, T 1100 °C [19], соответствующий по составу биотитам мантийно-коровых производных или производных габбро-гранитных ассоциаций [3]. Следующий этап кристаллизации (1000—850 °C) знаменуется образованием калий-натрового полевого шпата и магнезиального гастингсита (f 31—34%), по пониженному содержанию 40—47% SiO₂ и повышенному — Na₂O и K₂O (в сум-

ме 2,8—3,7%), сопоставимого с амфиболами щелочных габброидов [7]. Постмагматическая генерация амфибола представлена железистой роговой обманкой (f 68—87%) и актинолитом. Из аксессуарных минералов в гранитах преобладают ортит и монацит. Установлены также хромсодержащие титаномагнетит (11,6—13,9% TiO_2 ; 0,5—1,7% Cr_2O_3) и ильменит (0,1—0,4% Cr_2O_3 ; 0,6—1,6% MgO); Cl- и F-апатиты; обогащенный UO_3 и ThO_2 (соответственно до 1,15% и 2,6%) циркон с высокими значениями $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ (до 73), характерный для производных основных расплавов повышенной щелочности [11]; торит, обогащенный Sn (до 0,1%) пирит. Давление в очагах магмогенерации, определенное по химическому составу гранитов [1], достигало 1 ГПа. Из реститовых минералов установлены железистый чермакит (Al^{IV} 1,73) и алмадин-гроссуляр, типичные для пород высоких ступеней метаморфизма [14, 15].

Химический состав гранитов гиперглиноземистый, известково-щелочной (рис. 2), высокожелезистый (см. таблицу). На диаграмме магматических серий Л.С.Бородин [2] (рис. 3) тренд их составов на-

правлен перпендикулярно по отношению к главным эволюционным трендам: от трахитового тренда Т к щелочно-базальтовому АВ. Секущее положение занимает и поле их составов на диаграмме щелочности—известковистости (см. рис. 2, Б), что не позволяет рассматривать их образование как результат нормальной эволюции коровой гранитоидной магмы. По соотношению основных петрогенных элементов (рис. 4) и Y—Nb (рис. 5), как и по большинству петрогеохимических параметров (см. таблицу) и дифференцированным трендам REE с интенсивным обогащением LREE и отрицательной Eu-аномалией (рис. 6), они соответствуют континентальным внутриплитным гранитам А-типа. Типоморфизм слагающих их минералов и петрохимическая специфика пород указывают на аномально высокотемпературный характер материнского расплава и формирование магматического очага в нижнекоровых субстратах, предварительно проработанных глубинными щелочно-основными расплавами и продуцируемыми ими флюидами или в результате непосредственного синтекстиса мантийного и нижнекорового расплава.

По распределению элементов-примесей (см. таблицу) породы близки к геохимическому типу гранитов-рапакиви и ультраметаморфических гранитов, формирующихся только в континентальной обстановке и известных своей высокой рудоносностью [16]. Изученные граниты обогащены Bi, Mo, Sn, W, Ag, Au, Cu, Hf, Th [23]. Индекс суммарной рудоносности ИР [10], составляет 60—100. Аномально высокая активность воды и галогенов при кристаллизации гранитов [23, 40] может обеспечить отделение рудных элементов во флюид и вынос их комплексных соединений во вмещающие породы с ростом в последних ИР до 140—220.

Тирехтээхский массив — пока единственный представитель неопротерозойских внутриплитных гранитов А-типа в пределах Верхояно-Колымской области, но присутствие гнейсогранитов и гранитогнейсов в составе все еще слабо изученной протерозойской метаморфической толщи бассейнов рек Уяндина и Алазея позволяет предполагать, что подобные образования могут иметь более широкое распространение.

Массив Сомнительный щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов локализован в пределах обособленного тектонического блока Колымо-Омолонского микроконтинента, где вскрывается в южном экзоконтакте Томмотского массива щелочно-ультраосновных пород, щелочных и субщелочных габброидов и сиенитов. Изохронный Rb-Sr возраст гранитов 218—166 19 млн.лет, а Ar-Ar по биотиту — 141 млн.лет, т.е. образование их проходило при значительном временном отрыве от Томмотского массива (изохронный Rb-Sr возраст для разных его фаз составляет 329 280 248 228 млн.лет) [21]. Главные породообразующие минералы: кварц, альбит и олигоклаз (1—20% an), мезопертитовый калиевый

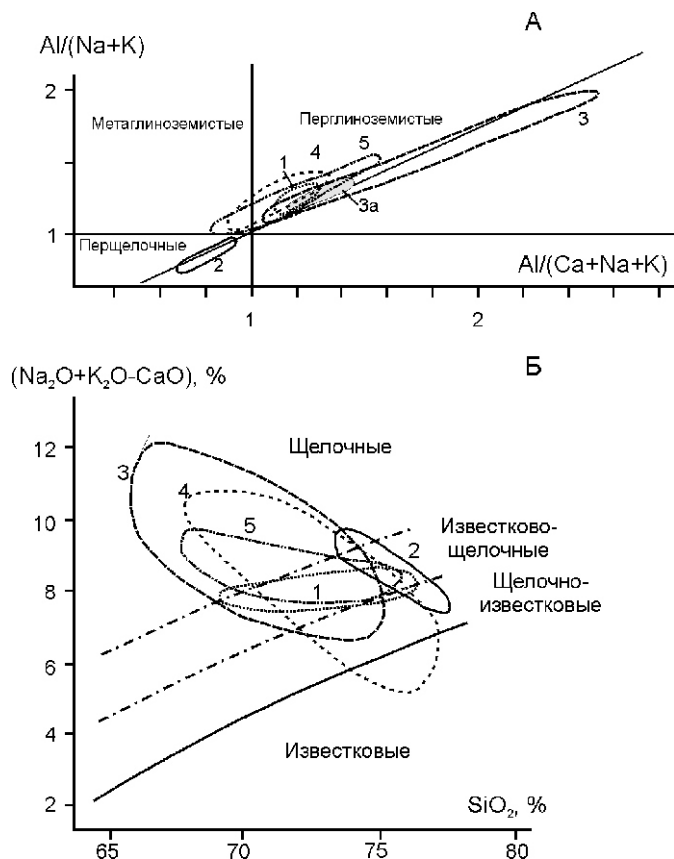


Рис. 2. Диаграмма $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$ — $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ (А) и известковистости—щелочности [29] (Б) для гранитов А-типа:

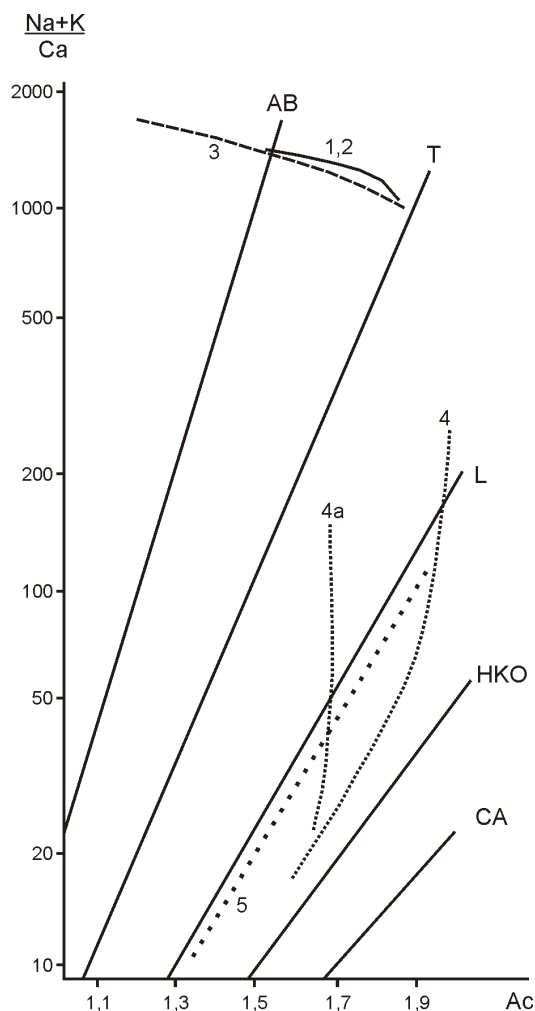
поля массивов гранитоидов: 1 — Тирехтээхский, 2 — Сомнительный, 3 — Кестерский и Верхне-Бургалийский, 3а — месторождение Полярное, 4 — Такалканский, Западно-Агдайский, Герамдачанский, Право-Кыринский, 5 — Хара-Сис; поля диаграммы даны по работе [29]

Средние составы анорогенных гранитов Верхояно-Колымской складчатой области

Компоненты	Массивы										Граниты А-типа [8]
	Тирех-тээхский	Сомнительный	Кестер	Верхне-Бурга-лийский	Место-рождение Полярное	Такал-канский	Западно-Агдай-ский	Герам-дачан-ский	Право-Кырин-ский	Хара-Сис	
SiO ₂	73,76	73,08	70,93	70,31	73,46	73,38	74,39	74,35	74,96	72,87	73,80
TiO ₂	0,16	0,34	0,01	0,01	0,01	0,20	0,31	0,17	0,21	0,18	0,26
Al ₂ O ₃	13,65	10,63	16,97	17,26	14,82	12,79	12,49	13,26	12,83	12,78	12,40
Fe ₂ O ₃	0,75	3,83	0,16	0,32	0,33	0,94	1,36	0,86	0,43	1,26	1,24
FeO	1,03	1,43	1,12	0,99	1,08	1,90	1,71	0,42	1,23	1,82	1,58
MnO	0,04	0,13	0,06	0,06	0,14	0,04	0,08	0,06	0,02	0,04	
MgO	0,35	0,24	0,1	0,05	0,1	0,18	0,24	0,11	0,26	0,44	0,20
CaO	0,22	0,64	0,05	0,03	0,34	0,75	0,92	0,61	1,2	0,67	0,75
Na ₂ O	3,69	4,49	4,44	4,8	3,23	3,80	4,22	3,88	4,28	3,04	4,07
K ₂ O	4,44	4,35	3,49	3,31	4,18	4,66	3,98	4,78	4,35	5,63	4,65
H ₂ O	0,06	0,09	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,09	0,14	0,04	0,15	—
H ₂ O	0,87	0,34	0,57	0,88	1,83	1,22	0,41	0,54	0,46	0,69	—
P ₂ O ₅	0,06	0,03	1,87	1,83	0,04	0,07	0,04	0,03	0,04	0,03	—
CO ₂	0,15	0,23	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,34	0,07	0,02	0,07	0,23	—
F	0,76	0,06	1,61	1,32	0,9	0,26	0,09	0,23	0,21	0,18	—
Cl	—	0,25	Не опр.	—	—	Не опр.	0,07	Не опр.	—	0,06	—
Число проб	7	19	30	18	34	31	7	10	10	21	—
B	24	14	44	78	47	23	21	15	7	22	—
Li	19	29	1827		351	74	22	19	50	40	—
Rb	180	152	1600	1670	650	408	125	114	193	295	—
Sr	216	70	34	19	40	299	70	34	605	124	—
Ba	343	200	82	19	36	131	820	545	270	285	—
Sn	5,7	12	76	60	36,8	1,8	3,5	7,5	3,5	5,4	—
W	3	12	18	35	67,5	9,9	5	1,7	3	3	—
Mo	32,6	2,4	—	—	—	1,1	6,7	1,4	2,4	2,4	—
Pb	13	13,6	3,7	2	32	15	15	15	9,4	60	—
Zn	43	224	138	141	370	84	54	57	17	78	—
Sb	—	—	15	16	73	6,1	1,7	—		2,7	—
Bi	0,5	—	—	—	—	0,6	0,35	0,5	0,4	0,2	—
Ag	0,1	0,12	—	—	—	0,09	0,15	0,17	0,2	0,27	—
Au	1,8	7	7,6	4,4	8,9	2,9	3,2	2	12	21	—
V	7,1	13	5,1	1	1,7	6	30	11,2	31	24	—
Co	3	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,9	10	1,7	2,2	5	—
Ni	9,5	10	9,7	—	13,5	9,5	14	15	9,5	2	—

Компоненты	Массивы										Грани- ты А-типа [8]
	Тирех- тээхский	Сомни- тельный	Кестер	Верхне- Бурга- лийский	Место- рождение Полярное	Такал- канский	Западно- Агдай- ский	Герам- дачан- ский	Право- Кырин- ский	Хара- Сис	
Cr	19	24	0,5	1,6	1,8	114	36	22	—	46	—
Be	—	16	—	0,7	1,1	5,7	3,5	5,5	—	20	—
Zr	196	450	35	32	66	310	335	330	150	320	—
Nb	16	326	87	58	90	88	38	37	47	45	—
Yb	4,3	5,8	1,6	1	2,4	4,5	4,3	8,2	7,7	3,2	—
Y	40	88	1	4,2	31	64	130	95	77	52	—
K/Na K	0,44	0,39	0,34	0,31	0,46	0,45	0,38	0,45	0,4	0,55	0,43
Ca/Na K	0,02	0,05	0,05	0,004	0,03	0,06	0,07	0,05	0,09	0,06	0,12
Na K/Al	0,89	1,13	0,65	0,64	0,66	0,88	0,90	0,87	0,91	0,87	0,95
Al/2Ca Na K	1,21	0,81	1,52	1,49	1,42	1,01	0,97	1,05	0,93	1,04	0,95
Fe/Fe Mg	0,72	0,91	0,9	0,95	0,9	0,90	0,87	0,85	0,81	0,80	0,88

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН: силикатный — аналитики Д.А.Кулагина, М.А.Слепцова, Г.В.Охлопкова, С.Е.Дьяконова; атомно-эмиссионный группы Fe — С.Г.Щелчкова, Г.И.Капышева; атомно-абсорбционный Au и Ag — Н.Н.Олейникова, Н.М.Таюрская; остальные элементы — спектральный приближенно-количественный анализ в Аналитическом центре ПГО «Якутскгеология».



полевой шпат, эгирин, низкожелезистый арфведсонит (f 38—42%), фторторамит и эккерманит, умеренно железистый (f 40—50%) высокофтористый биотит (F 2,7%; Cl 0,3%), соответствующий биотитам пород габбро-гранитных серий [3]. Температура начала кристаллизации расплава (по реликтам первичного полевого шпата состава $an17,8ab62,1ort20,1$) достигала 1050 °C [27]. Аксессуары представлены цирконом (обычно метамиктным), колумбит-танталитом, чевкинитом, монацитом, ортитом, флюоритом, сфеном, F-апатитом.

По химическому составу породы перщелочные (см. рис. 2), железистые, с умеренной до низкой глиноземистостью (см. таблицу). Высокое значение отношений первичных изотопов стронция (I_0 0,7441) указывает на коровый характер материнского расплава. На диаграмме магматических серий (см.

Рис. 3. Магматические серии гранитов А-типа:

массивы: 1 — Тирехтээхский, 2 — Сомнительный; 3 — Кестер, Верхне-Бургалийский, 4 — Такалканский; 4а — Герамдачанский, Западно-Агдайский, Право-Кыринский; 5 — Хара-Сис; главные эволюционные тренды [2]: СА — главный известково-щелочной, НКО — высококалиевый известково-щелочной позднеорогенный, L — латитовый, Т — трахитовый, АВ — щелочно-базальтовый; Ас — активность катионов

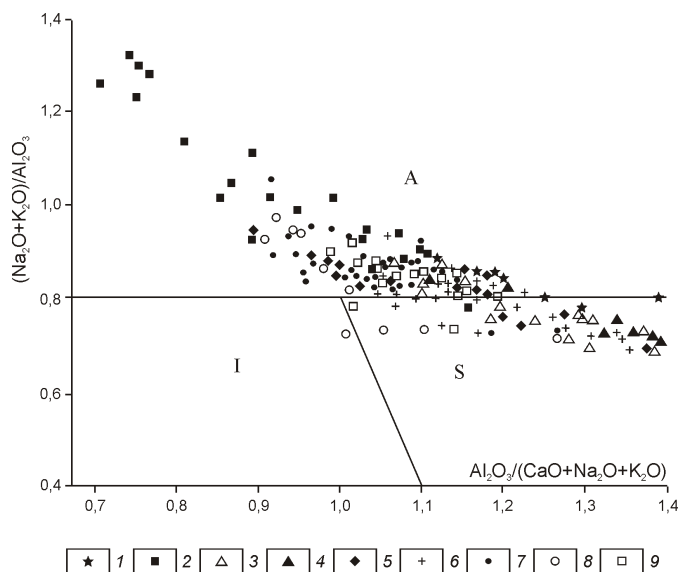


Рис. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для гранитов А-типа:

граниты массивов: 1 — Тирехтээхского, 2 — Сомнительного, 3 — месторождения Полярное, 4 — Кестерского, 5 — Верхне-Бургайского, 6 — Герамдачанского и Агдайского, 7 — Такалканского, 8 — Право-Кыринского, 9 — Хара-Сис; поля диаграммы даны по работе [31]: граниты А-, I-, S-типов

рис. 3) тренд составов совпадает с таковым гранитов Тирехтээхского массива. На диаграммах Nb—Y (см. рис. 5) и соотношений петрогенных оксидов (см. рис. 4) точки их составов локализируются строго в поле гранитов А-типа. От ультрамафитов к гранитам происходит последовательное увеличение содержаний K_2O 0,8—4,35% и REE 110—210 г/т, значений I_0 0,703—0,7441. Редкоземельная минерализация (чевкинит, цериевые фосфаты, бастнезит) и торит установлены уже в ультрамафитах вне зоны воздействия гранитов. Эти факты свидетельствуют об усилении во времени потока глубинных флюидов и(или) вовлечение в плавление новых, проработанных ими субстратов с перемещением зоны плавления в земную кору при образовании щелочно-гранитных расплавов [21]. По содержаниям элементов-примесей граниты занимают промежуточное положение между редкометалльными гранитами щелочного ряда и агпайтовыми щелочными гранитами [16], что еще раз подчеркивает участие щелочно-основных расплавов и глубинных флюидов в процессах магмогенерации и эволюции гранитного расплава.

Формирование щелочных пород Томмотского массива связывают со среднепалеозойским континентальным рифтогенезом [18]. Геологическое положение, минералогические и петрогеохимические особенности массива Сомнительный, их соотношение с таковыми Томмотского массива позволяют отнести

его формирование к завершающим этапам внутриплитного рифтогенеза.

Лепидолит-сидерофиллитовые микроклин-альбитовые и альбитовые граниты раннего мела установлены в пределах Адычанского антиклинория и Полоусненского синклинория. Они локализованы в телах синколлизионных раннемеловых известково-щелочных гранитоидов или в непосредственной близости от них. С ними ассоциируют месторождения Sn, Li, Ta, Nb.

Кестерский гарполит расположен в северной части Адычанского антиклинория. Он приурочен к зоне пересечения постскладчатых разломов северо-западного и северо-восточного простираний, рассекающих восточный выход амфибол-биотитовых гранитов и гранодиоритов Арга-Ыннах-Хайского массива. Гарполит и многочисленные дайки сложены преимущественно микроклин-альбитовыми лейкогранитами — аляскитами, отмечаются редкие жильные тела кварцевых альбититов и микроклинитов. Изотопный Rb-Sr возраст микроклин-альбитовых гранитов изменяется от 115 до 129 млн. лет. Породы сложены кварцем, альбитом, микроклином, слюдами, топазом, амблигонитом (монтебразитом). Слюды имеют состав литийсодержащего биотита, литийсодержащего фенгит-мусковита, протолитионита, циннвальдита. Содержание в них Li_2O 1—4%, F 2,7—8,1%. Температура кристаллизации 600—420 °C [12]. Наиболее характерные акцессорные минералы: кассите-

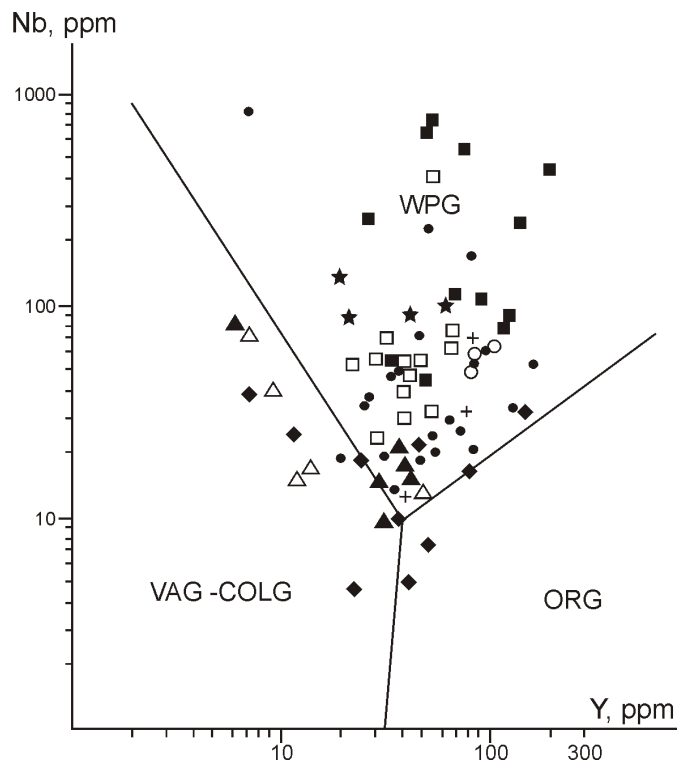


Рис. 5. Соотношение Nb—Y в гранитах А-типа:

поля диаграммы даны по работе [33] — граниты: WPG — внутриплитные, VAG COLG — островодужные и коллизионные, ORG — океанические; см. услов. обозн. к рис. 4

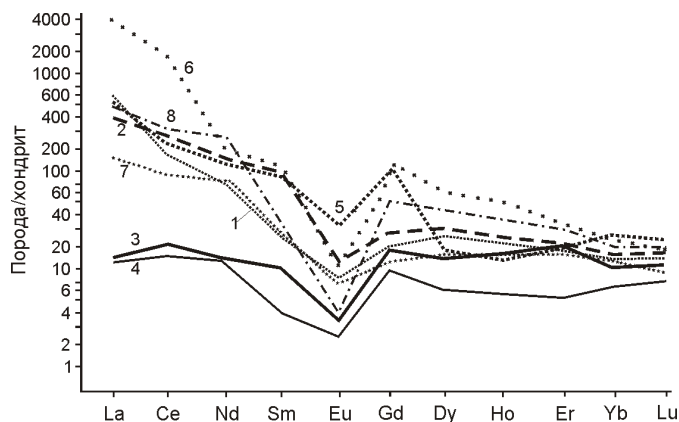


Рис. 6. Нормированное по хондриту [17] распределение редкоземельных элементов в гранитах А-типа:

граниты массивов: 1 — Тирехтээхского, 2 — Сомнительного, 3 — месторождения Полярное, 4 — Кестерского, 5 и 6 — Гермдачанского (5 — гранит, 6 — пегматит), 7 — Талкалканского, 8 — Хара-Сис

рит, сподумен, литиевые фосфаты, колумбит-танталит, гильдренит, литиевый шерл, циркон, монацит, ксенотим, ортит. Таким образом, минеральная ассоциация гранитов в основном низкотемпературная. В то же время магматический циркон представлен преимущественно морфотипом D, характерным для пород мантийного и корово-мантийного происхождения, а реститовые минералы — цирконом высокотемпературного морфотипа E, свойственного гранулитам [23]; высокотемпературным клинопироксеном (субкальциевый и высококальциевый авгит с железистостью f 20—31%), по соотношениям $MnO—TiO_2—Na_2O$ и наличию эгириновой молекулы (до 6%) сопоставимым с клинопироксеном основных пород повышенной щелочности; магнезиальным амфиболом ряда паргасит—эденит (f 36—40%).

По распределению элементов-примесей кестерские граниты соответствуют плюмазитовым редкометалльным гранитам, геохимически специализированы на Li, Rb, Cs, Sn, W, Bi, Sb и сопровождаются рудопрооявлениями Li и Sn. Для пород характерны геохимическая и изотопная гетерогенность, аномально высокие содержания Rb (в среднем 1600 г/т) и очень низкие Sr (в среднем 34 г/т), высокая доля радиогенной составляющей Sr, что говорит о значительной их флюидной переработке и модификации их Rb-Sr изотопных систем. Высокое значение I_0 0,71052—0,72877 свидетельствует об участии в формировании пород флюидов из сильно дифференцированного по Rb/Sr источника. В целом анализ Rb-Sr изотопной системы и типоморфные особенности минералов кестерских гранитов указывают на коровый характер материнского расплава и на наличие в существенно сиалическом субстрате пород или гори-

зонтов основного и(или) щелочно-основного состава и(или) проработку его глубинными флюидами.

Верхне-Бургалийский этмолит расположен в зоне сочленения Адычанского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория вблизи раннемелового Бургалийского гранитного массива и приурочен к тектоническому нарушению, оперяющему региональный Адычанский разлом. Массив и серия сопровождающих его даек сложены топаз-слюдистыми, амблигонит-слюдистыми микроклин-альбитовыми гранитами и аляскитами. Изотопный A-Ar возраст пород 106—108 млн.лет. Главные пороодообразующие минералы аналогичны рассмотренным для Кестерского гарполита. Слюды имеют состав литиевого мусковита, фенгит-мусковита, лепидолита. Температура кристаллизации 520—420 С [12]. Характерные акцессорные минералы: циркон с высокими для гранитов ZrO_2/HfO_2 (до 63), ксенотим, анатаз, колумбит, шерл, литиевые фосфаты. Отмечены реститовые зерна пироп-альмандина (до 20% ру), титаномагнетита, магнезиального (f 23—53%) амфибола ряда гасдингсит—эденит с высоким содержанием Cr_2O_3 (до 1,3%), орто- и клинопироксенов с повышенным содержанием эгириновой минала (до 6,8%). И в этом случае можно предполагать наличие в нижнекоровом субстрате основных пород и проработку его глубинными флюидами. Породы принадлежат к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов, интенсивно обогащенных F, Li, Rb; геохимически специализированы на Sb, Bi, As, Ta, W, Sn, Nb (в порядке снижения кларков концентрации). С ним ассоциируют проявления Li с сопутствующими Sn, Ta и Nb.

Микроклин-альбитовые граниты месторождения Полярное, интродуцирующие Омчикандинский массив, локализованный в пределах Полоусненского синклинория, образуют двухслойную интрузивную залежь с крутым подводящим каналом и серию даек и трубообразных тел, приуроченных к зоне сгущения постгранитоидных тектонических нарушений. Их изотопный Ar-Ar возраст 112—116 млн.лет, K-Ar по биотиту 115 млн.лет. Минеральная ассоциация аналогична таковой Кестерского и Верхне-Бургалийского массивов. Температура двуполевошпатового равновесия 680—470 С [12]. Слюды представлены литийсодержащим железистым (f 70—75%) биотитом, сидерофиллитом, лепидолитом, фенгит-мусковитом, циннвальдитом. В них содержится F от 1,5 до 8%. Температура кристаллизации 670—420 С [12]. Характерные акцессорные минералы — литийсодержащий турмалин, флюорит, обогащенный Ta и Nb касситерит, марганцовистый ильменит, оловоносный рутил, тантало-ниобаты с высокими содержаниями Sn и W. Присутствуют корродированные зерна амфибола, биотита и андезина, идентичные по составу таковым вмещающих гранитоидов Омчикандинского массива. Последние принадлежат к геохимическому

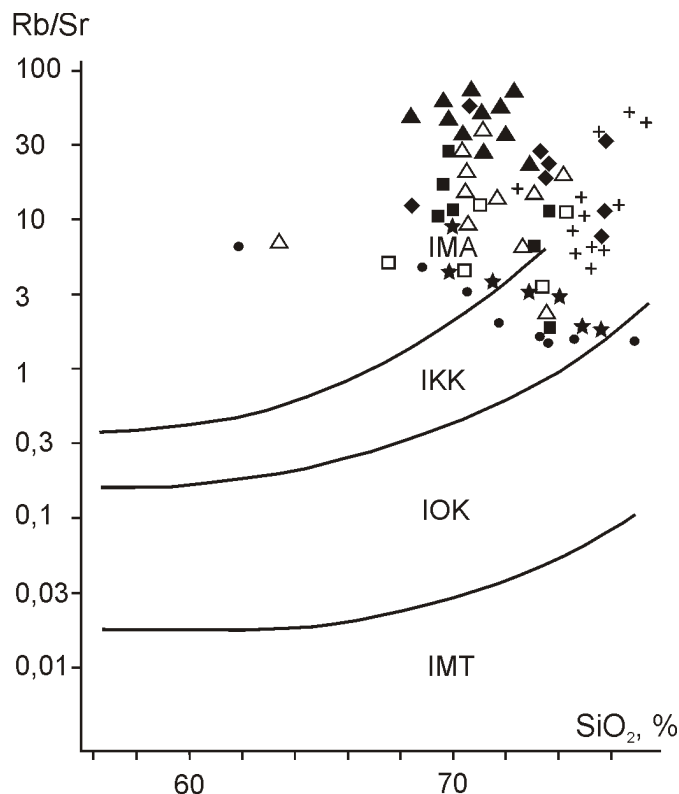


Рис. 7. Соотношение Rb/Sr—SiO₂ в гранитах А-типа:

поля диаграммы даны по работе [37] — породы: IMT — магматические толеитовой серии, IOK — океанической коры, IKK — континентальной коры, IMA — щелочно-мантийные; см. услов. обозн. к рис. 4

типу палингеновых гранитов известково-щелочного ряда и не обнаруживают признаков первичной геохимической специализации на Sn и W. Микроклин-альбитовые граниты соответствуют геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных гранитов известково-щелочного ряда. В них по сравнению с омчикандинскими гранитами скачкообразно возрастают содержания F, Li, Rb, Sb, As, W, Ta, Sn, Nb, Be. Развитые по ним грейзены являются Sn-W рудой с сопутствующими Ta и Nb.

Граниты этой группы массивов интенсивно изменены постмагматическими процессами, что в основном объясняет их не вполне характерную для А-гранитов петрогеохимическую специфику. Они отличаются большей пересыщенностью глиноземом (см. рис. 2), пониженными концентрациями REE и Zr, а породы гарполита Кестерского и Верхне-Бургалийского этмолита также аномально высокими содержаниями P₂O₅ (см. таблицу) и близки по соотношениям P₂O₅ и Zr молодым гранитам Богемского массива [26]. На диаграмме Nb—Y (см. рис. 5) точки составов наименее измененных микроклин-альбитовых гранитов занимают промежуточное положение между коллизионными и внутриплитными образованиями, а на

диаграмме соотношений петрогенных оксидов (см. рис. 4) располагаются в полях гранитов S- и А-типов. Однако и для них соотношения Rb/Sr—SiO₂ (рис. 7) и направление эволюции на диаграммах магматических серий и щелочности—известковистости (см. рисунки 2, Б и 3) не оставляет сомнений в связи с процессами магомгенерации с щелочно-основными магмами. Эти данные вместе с учетом изотопного возраста и соотношений с синколлизонными гранитоидами позволяют рассматривать микроклин-альбитовые граниты как пост- или анорогенные образования А-типа. Для микроклин-альбитовых гранитов месторождения Полярное наиболее вероятным представляется формирование материнского расплава в результате повторного плавления вмещающих омчикандинских гранитов под влиянием глубинных высокотемпературных потоков. Это подтверждается как их пространственным положением и находками в них оплавленных реликтов минералов последних, так и результатами расчетов глубины генерации расплавов [1]: 22—24 и 28—32 км соответственно. Материнские расплавы Кестерского и Верхне-Бургалийского массивов, исходя из полученных данных, формировались в нижнекоровых субстратах сложного состава, преобразованных под влиянием глубинных источников тепла и флюидов без формирования синтексисных расплавов. Интенсивное обогащение фосфором микроклин-альбитовых гранитов могло быть обусловлено ассимиляцией богатых фосфатами горизонтов черносланцевых толщ, известных в палеозойских отложениях западной части Верхоянской континентальной окраины.

Ранне-позднемерловые щелочно-полевошпатовые граниты и граносиениты представлены Западно-Агдайским и Герамдачанским массивами Селеняхского антиклинория, Такалканским массивом Полоусненского антиклинория и Право-Кыринским массивом Тас-Хаяхтахского антиклинория. Для двух последних, особенно для Такалканского массива, характерна тесная пространственная ассоциация с дайками и трещинными телами шошонит-латит-трахириолитовой формации. Изотопный Rb-Sr возраст гранитов Герамдачанского массива 86—119 млн.лет; для Такалканского изохронный Rb-Sr возраст 106,6 млн.лет, Ar-Ar — 95,7—99,2 млн.лет, K-Ar возраст по биотиту 91—92 млн.лет.

Все упомянутые массивы характеризуются высокотемпературной раннемагматической ассоциацией минералов: санидин или анортитоклаз, магнезиальный клинопироксен (*f* 6—14%), лабрадор. В Право-Кыринском массиве установлены также реликты почти чистого анортита (95% an). Несколько отличается раннемагматическая минеральная ассоциация такалканских гранитов: почти черный высокотемпературный кварц, неупорядоченный андезин-лабрадор и санидин. Пироксены в шлифах не наблюдались, но в протолочках гранитов установлен аналогичный указанным магнезиаль-

ный клинопироксен (f 7—11%) с повышенным содержанием Cr_2O_3 0,24—0,25%. Во второй этап кристаллизуются мезопертитовый калий-натровый полевой шпат с близкими соотношениями пертитов альбита и высокого или промежуточного ортоклаза; амфибол ряда паргасит—гастингсит или эденит; олигоклаз или олигоклаз—альбит. Для гранитов Право-Кыринского массива также обычен ванадийсодержащий эгирин (67—87% эгириновой молекулы). Биотит замещает амфибол, обладает очень высокой железистостью (83—97%), высоким содержанием Cl 0,5—1,95% и отвечает по составу биотитам поздних производных габбро-гранитных серий [3].

Характерные акцессорные минералы: ортит, сфен, титаномагнетит, магнетит, магнезиальный и марганцовистый ильменит, флюорит, обогащенный UO_3 (до 2,8%) и ThO_2 (до 1%) зональный циркон ($\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ от 100 до 5%). Среди кристаллов циркона преобладает морфотип D. Гранат представлен пироп-альмандином с аномально высоким для гранитоидов содержанием пиропового минала (23—55%). Определены сложные оксиды Si, Ti, Al, а в единичных образцах — самородное хромсодержащее железо. Апатит представлен почти F-апатитом водных магм, Cl-апатит встречается в виде включений в санидине. Отмечены также реликты высокожелезистого (80—90%) фаялита, реститовые чермакитовая роговая обманка и альмандин-гроссуляр. Последовательность образования и типоморфные особенности состава породообразующих и акцессорных минералов гранитов этой группы свидетельствуют о начале кристаллизации из высокотемпературных нижнекоровых расплавов и насыщении водой остаточных расплавов, способных отделять высокорудные флюиды.

Породы железистые, гиперглиноземистые, с повышенной суммарной щелочностью (см. рис. 2). Как и для других рассмотренных гранитов характерно снижение суммарной щелочности при росте SiO_2 . Соотношение в породах Rb/Sr—SiO_2 характерно для производных расплавов континентальной коры и щелочно-базальтовых магм (см. рис. 7). В целом петрохимические параметры пород и распределение в них REE с обогащением легкими и в большинстве случаев также и тяжелыми лантаноидами и Eu-минимумом (см. рис. 6) сопоставимы с таковыми А-гранитов. Результаты изучения Rb-Sr системы Герамдачанского массива также указывают на формирование материнского расплава в пределах нижнекоровых субстратов (I_0 0,7135—7147) с возрастом протолита 2223 млн.лет (палеопротерозой), с чем согласуется и расчетная [1] глубина магмогенерации 39—42 км (нижние горизонты кристаллической коры или граница кора—мантия). На диаграмме магматических серий (см. рис. 3) тренд их составов занимает независимое положение по отношению к эволюционным трендам: от повышенно-калиевого НКО до щелочно-базальтового АВ, на диаграммах соотношений петрогенных оксидов (см. рис. 4) и Nb-Y

(см. рис. 5) точки их составов локализуются в поле внутриплитных гранитов А-типа. Эти данные, а также рост суммарных содержаний REE в процессах эволюции материнских расплавов, особенно на конечных стадиях [23], и нередкая пространственная ассоциация с производными щелочно-основных магм позволяют предполагать длительность сосуществования и взаимодействия мантийных и коровых источников на всем протяжении функционирования гранитоидных очагов с усилением воздействия глубинных флюидов на поздних этапах их развития и вероятный синтексисный характер материнских расплавов.

По распределению ведущих элементов-примесей граниты и граносиениты Право-Кыринского массива отвечают гранитам щелочного ряда, остальных массивов этой группы — редкометалльным гранитам щелочного ряда. Генерация магматических очагов предполагается в областях глубокого метаморфизма под воздействием глубинных источников тепла и флюидов, или по предварительно проработанным такими источниками субстратам [16]. Граниты обогащены REE, Zr, Nb, W. В пегматитах, грейзенизированных и альбитизированных гранитах резко возрастают концентрации Zr, Mo, La, Ce, Sm, Nd. Для рудоносных массивов характерен быстрый рост активности HF и HCl к завершающему этапу кристаллизации, вплоть до значений, типичных для редкометалльных продуктивных систем [22, 23].

Пятую группу составляют щелочные граниты — граносиениты, образующие обособленные массивы (Кютепский массив в юго-восточной части складчатой области) или центральные части зональных плутонов, в которых к периферии сменяются граносиенитами и кварцевыми сиенитами (Хара-Сис), и входящие в единую ассоциацию с субщелочными или щелочными габброидами. Изохронный возраст изученных авторами щелочных гранитов массива Хара-Сис Rb-Sr 85—94 млн.лет, K-Ar 68—79 млн.лет. Они характеризуются эгирин (или эгирин-авгит)-санидиновой раннемагматической ассоциацией, преобладанием ортита и сфена в акцессорных фракциях, присутствием в последних чевкинита, торита, шпинели, максимально обогащенного UO_3 (до 5,7%) и ThO_2 (до 2,2%) циркона. По петрогеохимическому составу (см. таблицу), принадлежности к редкометалльным гранитам щелочного ряда, резко дифференцированными трендами REE с глубоким Eu-минимумом (см. рис. 6), эти породы идентифицируются как типичные А-граниты. От всех остальных рассмотренных гранитов они отличаются более высокой калиевоcтью (см. таблицу) и принадлежностью к шшонитовой серии [22]. На диаграмме магматических серий (см. рис. 4) точки их составов образуют тренд, параллельный латитовому L, а на диаграммах соотношений петрогенных оксидов и Nb-Y (см. рис. 4, 5) локализуются строго в поле А-гранитов. Расчетная глубина магмогенерации (33—42 км) и ре-

результаты изучения Rb-Sr изотопных систем (I_0 0,7118—0,7129) соответствуют нижнекоровому заложению магматических очагов, возраст протолита определен в 1980 19 млн. лет. Полученные данные позволяют предполагать происхождение материнского расплава, близкое к рассмотренному для гранитов предыдущей группы, и затухание мантийно-корового взаимодействия с началом его кристаллизации. Более высокая, чем в других А-гранитах, калиевая щелочность пород может быть объяснена спецификой состава инициировавшего нижнекоровое плавление глубинного расплава. Расчетное давление в очагах магмогенерации, продуцировавших ассоциирующие с анорогенными гранитами дайки и трещинные тела основных пород, составляло 1,2—1,5 ГПа для даек вблизи Тирехтээхского массива, 1,4—1,7 ГПа — для щелочно-полевошпатовых гранитов четвертой группы и 1,9—2,3 ГПа — для массива Хара-Сис. Породы геохимически специализированы на Ce, La, U, Be, Au, Nb, Zr, Ag, Bi.

Таким образом, результаты изучения анорогенных гранитов Верхояно-Колымской складчатой области позволили выделить несколько этапов их формирования и пять разновидностей. Все они характеризуются повышенной щелочностью и редкометалльностью, низкой кальциевостью, постколлизийной и анорогенной обстановкой формирования. Типоморфные особенности раннемагматических порообразующих и акцессорных минералов, реститовых минералов, тренды петрохимической эволюции, соотношения Rb/Sr—SiO₂ однозначно свидетельствуют об участии глубинных источников в процессах магмогенерации и эволюции материнских расплавов. Очевидно, эта роль была различна для выделенных разновидностей рассмотренных гранитов. Для неопротерозойских гранитов можно предполагать синтексисное происхождение материнских магм. Расплав, сформировавший ранне-, среднеюрский массив Сомнительный щелочных гранитов на завершающем этапе континентального рифтогенеза, возник по многократно проработанному глубинными флюидами коровому субстрату. Наиболее вероятным при образовании микроклин-альбитовых гранитов представляется формирование материнских магм в результате повторного плавления вмещающих гранитоидов под влиянием глубинных высокотемпературных потоков (микроклин-альбитовые граниты месторождения Полярное) или плавление нижнекоровых субстратов сложного состава, преобразованных под влиянием таких источников, без процессов непосредственного синтексиса. Типоморфные особенности ранне-, позднемеловых щелочно-полевошпатовых гранитов и граносиенитов, их нередкая ассоциация с производными щелочно-основных магм позволяют предполагать длительность сосуществования и взаимодействия мантийных и коровых источников на всем протяжении функционирования гранитоидных очагов с усилением воздействия глубинных флюидов на поздних

этапах их развития и вероятный синтексисный характер материнских расплавов. Наконец, для позднемеловых щелочных эгириновых гранитов, вероятно, механизм генерации материнского расплава был близок рассмотренному для щелочно-полевошпатовых гранитов, но с затуханием мантийно-корового взаимодействия с началом его кристаллизации. Более высокая, чем в других А-гранитах, калиевая щелочность пород может быть объяснена более глубинным происхождением инициировавшего нижнекоровое плавление мантийного расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-96008-р_восток_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л.: Недра, 1978.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
3. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
4. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. № 7. С. 901—916.
5. Горбов Г.С., Загзузина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского массива // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 5. С. 1131—1132.
6. Гребенников Г.А., Работнов В.Т., Спектор В.Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенянского кряжа // Докембрий и кембрий Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. — Магадан, 1974. С. 12—13.
7. Завиляев А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценка условий кристаллизации габбросиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Зап. Всерос. минер. о-ва. 1999. № 1. С. 25—48.
8. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
9. Коваленко В.И., Ярмолюк В.К., Владыкин Н.В. и др. Источники редкометалльных магм Центральной Азии и проблемы плюмов // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды 2-го Междунар. семинара. — Владивосток, 2002. С. 25—42.
10. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1985.
11. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. — М.: Недра, 1979.
12. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.
13. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. — М.: Роскомнедра, 1992.
14. Плюснина Л.Л. Экспериментальная калибровка клинопироксен-амфиболового геотермометра // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 5. С. 723—727.
15. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 36—48.
16. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. — М.: Наука, 1984. С. 221—228.
17. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.

18. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2000.
19. *Трошин Ю.П., Гребеницкова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. — Л.: Наука, 1981. С. 73—83.
20. *Трунилина В.А.* Анорогенные гранитоиды северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. — Якутск, 2000. С. 48—53.
21. *Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.В.* и др. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозоид и его тектоническая позиция // Геология и геофизика. 1996. № 4. С. 71—82.
22. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Зайцев А.И.* Три типа анорогенных гранитов Восточной Якутии // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Материалы научной конференции, посвященной 70-летию Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдулаева и 95-летию академика Хабиба Абдуллаева. Т. 1. — Ташкент, 2007. С. 123—128.
23. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С.* Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
24. *Щеглов А.Д.* О континентальных рифтогенных системах // Региональная геология и металлогения. 1999. № 8. С. 8—9.
25. *Bonin B.* A-type granite ring complexes: Mantle origin through crustal filters and the anortosite-rapakivi magmatism connection // *Petrol and Geochem Magm. Suites Rocks Contin. and Ocean. Grusts.* — Bruxelles, 1996. P. 201—217.
26. *Breiter K.* Geochemical evolution of P-rich granite suites: Evidence from Bohemian massif // *Acta Universitates Carolinae. Geologica.* 1998. Vol. 42. № 1. P. 7—19.
27. *Brown W., Parsons J.* Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspar geothermometry a critique // *Amer. Mineral.* 1985. Vol. 70. № 3—4. P. 356—361.
28. *Collins W.E., Beams S.D., White A.J., Chappel B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia // *Contrib. Miner. Petrol.* 1982. Vol. 80. № 2. P. 189—200.
29. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *Petrology.* 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033—2048.
30. *Hollister L. S., Grisson G. P., Peters E.K.* et al. Confirmation of the empirical correlation on the Al in hornblend with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Min.* 1987. Vol. 72. № 3—4. P. 231—239.
31. *Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // *Tectonophysics.* 1990. № 174. P. 235—255.
32. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // *Contrib. mineral. and petrol.* 1977. Vol. 63. № 2. P. 149—160.
33. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. Pt. 44. P. 956—963.
34. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // *Contrib. to Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73. P. 207—220.
35. *Sung S., Mezger K., Hoeses A.* A-type granites — major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia // *Zitso. Lihosu.* 1998. Vol. 45. № 4. P. 147—175.
36. *Suvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos.* 1998. Vol. 45. № 1—4. P. 29—44.
37. *Tischendorf G., Palchen W.* Zur klassifikation von Granitoides // *Z. Geol. Wiss. Berlin.* 1985. Bd.13. Hf. 5. P. 615—627.
38. *Trunilina V.A.* Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region // *Metallogeny of collisional orogens* // *Czech. Geol. Surv. Prague,* 1994. P. 430—434.
39. *Trunilina V.A., Roev S.P., Orlov Ju.S.* Compositional characteristics of magmatic rocks of Indigirka extension belt in the crust of East Yakutia // *Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins.* — Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 63—66.
40. *Trunilina V.A., Roev S.P.* Composition and ore-bearing potential of A-type granites of the Kolyma tectonic block (northeast Yakutia) // *Mineral Deposits: Meeting the Global Challenge.* — Berlin: Springer, 2005. Vol. 1. P. 469—472.
41. *Whalen J.* A-type granites in New Brunswick // *Geol. Surv. Can. Pap.* 1986. № 1a. P. 297—300.
42. *Xu B., Yan G., Zhang Ch., Li zh., He Zh.* Petrologic subdivision and substance source of A-type granites // *Earth Sci. Front.* 1998. Vol. 5. № 3. C. 113—124.
43. *Xu X., Zhou X., Wang D.* Interaction crust — mantle and genesis of granites on the matter of coastal part of the south-eastern part of China // *Geol. I. China Univ.* 1999. Vol. 5. № 3. C. 241—250.

Акцессорные минералы магматических пород Депутатского рудного поля

А.И.ИВАНОВ

Депутатское рудное поле расположено в юго-западной части хр. Полоусный и сложено средне- и верхнеюрскими терригенными породами мощностью около 5 км. В центральной части рудного поля закартирован выход кварц-мусковит-топазовых грейзенов, предположительно залегающих над гребневидным выступом Депутатского массива. Установленная последовательность формирования магматических образований: позднеюрские дайки андезитобазальтовых, андезитовых и диоритовых порфиритов, ранне-меловой Депутатский гранитный массив, поздне-меловые дайки риолит- и гранит-порфиров, поздне-меловые—палеогеновые дайки трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, монцонитов и субщелочных лампрофиров [12]. Несмотря на многочисленные публикации, посвященные различным проблемам геологии и магматизма рудного поля [11, 12, 13], остаются вопросы, требующие уточнения. Так, недостаточно полно освещена специфика их акцессорных минералов, широко используемая для установления генезиса магматических пород. Именно этому аспекту и посвящена данная статья.

В акцессорных фракциях магматических образований рудного поля установлены магнетит, ильменит,

циркон, апатит, гранат, комплекс сульфидных минералов. В дайках основного состава присутствуют еще и хромшпинелиды.

Магнетит выявлен во всех породах, кроме гранитов Депутатского массива, и представлен исключительно низкотемпературной разновидностью с низкими концентрациями MnO, CaO, MgO (табл. 1). Лишь в до- и постгранитоидных дайках основного состава единичные зерна магнетита содержат ламелли ильменита, что указывает на распад первичного высокотемпературного титаномагнетита.

Хромшпинелиды обнаружены в единичных зернах в догранитоидных диоритовых порфиритах и постгранитоидных субщелочных лампрофирах и монцонитах. Они характеризуются высокими до аномальных содержаниями (в %): Cr₂O₃ (41,34 в диоритовых порфиритах, 53,03 в монцонитах и 53,44 в лампрофирах), относительно высокими — Al₂O₃ (21,06, 12,67 и 11,92), относительно низкими Fe₂O₃ (28,36, 25,34 и 21,76). Концентрация в них MgO составляет соответственно 9,36, 8,94 и 12,62%. Максимально обогащены хромом шпинелиды лампрофиров, алюминием — шпинелиды диоритовых порфиритов (см. табл. 1). Сопоставление с литературными данными

1. Представительные анализы магнетитов, хромшпинелидов и ильменитов магматических пород Депутатского рудного поля

Образцы	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
<i>Магнетиты</i>													
0-308/3	Диоритовый порфирит	0	0,46	0,34	0,04	31,09	66,93	0,06	0,02	0,01	0,09	0,01	99,05
T-690/3	Монцонит	0	0,03	0,03	0,05	30,45	67,51	0,02	0	0	0	0	98,1
<i>Хромшпинелиды</i>													
0-305	Диоритовый порфирит	0,1	0,62	21,06	41,34	21,53	6,83	0,37	9,36	0,02	0,07	0,01	101,31
T-689/1	Монцонит	0,06	0,34	12,67	53,03	20,52	4,82	0,32	8,94	0,08	0,02	0	100,8
0-330	Лампрофир	0,09	0,55	11,92	53,44	14,96	6,8	0,26	12,62	0,02	0	0	100,66
<i>Ильмениты</i>													
0-307	Диоритовый порфирит	0	52,58	0	0	42,94	0	3,82	0	0,01	0,02	0	99,37
0-304/1		0	48,68	0	0,01	41,36	7,67	2	0,22	0,26	0,04	0,02	100,26
0-305		0	54,5	0	0,02	41,28	0	3,91	0,08	0,02	0,01	0	99,82
T-690/3	Монцонит	0	23,31	2,93	0,09	17,59	45,74	4,77	0,36	3,14	0,34	0,11	98,29
T-689/1		0	51,52	0	0,13	44,31	0,86	1,97	0,05	0	0	0,03	98,97

Примечание. Здесь и далее определение составов минералов проведено в ИГАБМ СО РАН С.П.Роевым на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-micro.

[6] показывает, что хромшпинелиды диоритовых порфиров близки по составу хромистой шпинели толеитовых базальтов, а монцонитов и лампорфиров — хромистой шпинели гипербазитов дунит-перидотитовых ассоциаций. Вероятно, первые кристаллизировались непосредственно из дифференциатов базальтового расплава, тогда как вторые можно считать реститовыми.

Ильмениты магматических пород Депутатского рудного поля характеризуются повышенными содержаниями MnO и низкими MgO (см. табл. 1), что соответствует низкотемпературной модификации [7]. Следует только отметить повышенные содержания Cr₂O₃ в единичных зернах ильменитов догранитоидных андезитобазальтов (0,09%) и постгранитоидных монцонитов (0,13%).

Гранаты догранитоидных даек диоритовых порфиров имеют состав альмандин-гроссуляра и пироп-альмандина с изменяющимся от 2,4 до 21,7 содержанием пиропового минала (табл. 2). Гранаты первой разновидности представлены единичными оплавленными зернами неправильных очертаний, близки по составу гранатам метаморфических пород [8] и отнесены исследователями к реститовым. Гранаты второй разновидности наиболее обогащены MgO, по минальному составу сопоставимы с гранатами производных андезитовидных магм [7], материнские расплавы которых генерировались в пределах гнейсово-гранулитовых субстратов нижней коры (рис. 1). По соотношениям CaO—MgO и CaO—MnO (см. табл. 2) они определяются как высокотемпературные гранаты маловодных расплавов [5].

Гранаты из гранитов Депутатского массива близки по составу к таковым из даек диоритовых порфиров. Наиболее обогащенные MgO их разновидности также соответствуют гранатам производных андезитовидных расплавов, генерировавшихся в гнейсово-гранулитовых субстратах. Отметим, что гранаты из пород гранит-лейкогранитной ассоциации, к которым ранее традиционно относили Депутатский массив [14], обладают

2. Средние содержания составов гранатов магматических пород Депутатского рудного поля

Образцы (число анализов)	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	PYROF	ALMAN	SPESS	GROSS
Фд-31/4 (13)	Диоритовые порфиры	38	0,01	21,66	0,02	0,23	34,17	1,72	2,72	2,2	100,73	10,78	78,58	4,05	6,5
Фд-30/1 (2)		38,62	0,05	23,3	0,02	0	12,7	0,35	0	24,6	99,1	0	34,6	0,8	64,5
0-305 (1)		36,93	0,02	21,45	0,02	0	35,08	1,56	0,97	4,07	100	4	80	3,7	12,1
1001/690,8 (2)	Граниты Депутатского массива	37,58	0,04	20,56	0,01	0,02	35,15	2,18	2,95	1,08	99,57	12,3	79,1	5,2	3,2
1001/705,2 (2)		37,87	0,1	23,59	0,04	0	13,67	0,19	0	24,01	99,47	0	33	0,4	66,3
1002/736,1 (7)		37,02	0,25	20,08	0,02	0	32,24	1,69	1,58	6,1	98,98	4,8	72,6	4,1	17,8
К-60/9 (3)	Гранит- и риолит-порфиры	36,92	0,04	21,22	0,01	0	33,32	1,82	0,89	5,32	99,43	3,8	75,7	4,4	16
Фд-29/13 (6)		36,68	0,01	21,54	0,03	0	34,04	3,19	2,21	1,99	99,86	8,81	78,1	7,4	5,31
0-311/10 (3)		36,2	0,08	20,97	0,02	0	29,19	3,18	0,59	6,07	96,34	2,5	71,57	7,6	18,03
Фд-13,1 (1)	Трахибазальты	37,22	0,03	22,03	0,09	0	32,13	0,53	6,98	0,69	100,7	27,7	69,2	1,2	1,7
Фд-16,2 (6)		36,88	0,04	21,6	0,03	0	32,91	1,72	1,73	5,3	100,21	6,42	73,99	4,11	15,3
Фд-17 (5)		36,59	0,02	21,32	0,03	0,18	34,33	4,47	1,98	0,69	99,61	8	79,88	10,3	1,59
Фд-32 (1)	Лампрофиры	36,93	0,02	21,45	0,02	0	32,29	1,56	0,97	4,07	97,32	4	80	3,7	12,1
0-330 (6)		36,594	0,062	21,292	0,036	0	29,65	2,858	1,936	4,41	96,804	7,82	72,14	6,82	12,98
Т-695/3 (2)		36,005	0,04	20,85	0,02	0	29,485	2,55	0,695	5,67	95,325	2,95	73,65	6,15	17,1

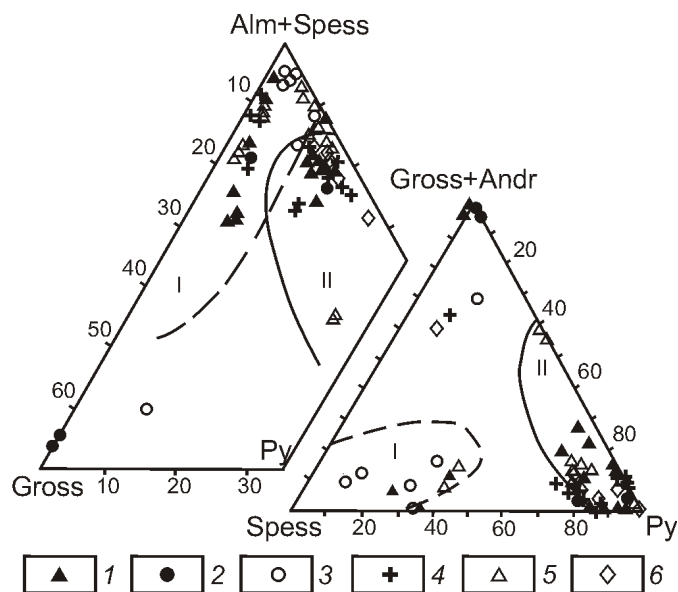


Рис. 1. Диаграмма составов гранатов в системах гроссуляр—альмандин спессартин—пироп и спессартин—гроссуляр андрадит—пироп для магматических пород Депутатского рудного поля:

I — диоритовые порфиры; граниты: 2 — мелкозернистые, 3 — среднезернистые; 4 — риолит-порфиры; 5 — трахибазальты; 6 — субщелочные лампрофиры; поля диаграммы [7] — гранаты: I — палингенных сиалических коровых гранитов, II — производных андезитоидных магм

низкими содержаниями пиропового минала (не более 4—8%) [10] и соответствуют гранатам производных сиалических расплавов.

В дайках риолит-порфиров установлены интенсивно измененные в постмагматическую стадию, резорбированные зерна пироп-альмандина с изменяющимися содержаниями пиропового и гроссулярового миналов. По составу они отвечают низко- и среднетемпературным гранатам коровых сиалических расплавов. Гранат постгранитоидных даек основного состава представлен высокотемпературным пироп-альмандином с содержанием пиропового минала до 27,7% и низко- и среднетемпературным спессартин-гроссуляр-альмандином.

Цирконы дайковых образований рудного поля микрокристаллические (0,1 мм) и состав их определить не удалось. В гранитоидах Депутатского массива цирконы представлены мелкими прозрачными кристаллами, слабо окрашенными в золотисто-желтый цвет, простой формы, образованной комбинацией граней (110), (111) и (100), (111), и практически лишены элементов-примесей [13], что характерно для цирконов высокотемпературных пород мантийно-корового происхождения, кристаллизовавшихся при температурах 950—850°C [16]. Наряду с однородными кристаллами широко развиты зональные, в которых более ранние генерации циркона служили цен-

трами кристаллизации для более поздних. Преобладают зерна с незначительной вариацией величины ZrO_2/HfO_2 (табл. 3) от центра к периферии (63—62, 58—54, 56—50, 52—47, 49—38) [11]. Реже отмечаются кристаллы с более резкой зональностью (ZrO_2/HfO_2 65,8—33,3). В целом, вследствие низкого, «негранитного», по В.В.Ляховичу [4], содержания Hf (0,9—2,24) значения ZrO_2/HfO_2 в них значительно выше таковых, чем в цирконах производных гранит-лейкогранитной формации региона (40—12) [15]. Цирконы с высокими содержаниями HfO₂ и «гранитными» значениями ZrO_2/HfO_2 установлены только в грейзенизированных гранитах. Величина соотношений $Yb_2O_3—Y_2O_3$ (рис. 2) в цирконах Депутатского массива соответствует таковым в цирконах производных габбро-гранитных серий [3].

Anatuit — один из наиболее широко распространенных акцессорных минералов магматических образований Депутатского рудного поля. Он установлен в виде включений в минералах ранне- и позднемагматического этапов кристаллизации и в сравнении с постмагматическими минералами [11, 13].

В догранитоидных дайках диоритовых порфиров акцессорный F-апатит (F 1,47—3,33%) присутствует в виде удлинённых призматических зерен, детальную морфологию которых изучить не удалось в связи с очень мелкими (не более 0,1 мм) размерами. Они обладают сравнительно высокими концентрациями Cl 0,13—0,77 и характеризуются существенно иттриевым (Y_2O_3 0,18—0,91%) составом при невысоких концентрациях Ce_2O_3 (0,02—0,57%) и La_2O_3 (0,0—0,17%) (табл. 4), по соотношению Cl-F соответствует апатитам производных умеренно-водных расплавов (рис. 3, А).

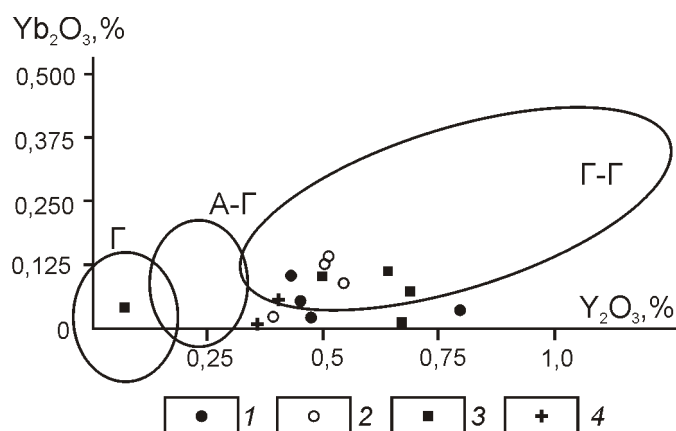


Рис. 2. Соотношение $Yb_2O_3—Y_2O_3$ в цирконах гранитоидов Депутатского массива:

граниты: 1 — мелкозернистые, 2 — среднезернистые, 3 — грейзенизированные; 4 — лейкограниты жильной фации; поля диаграммы [3] — цирконы гранитоидов формационного типа: А-Г — адамеллит-гранитного, Г — гранитного, Г-Г — габбро-гранитного

Апатит гранитов Депутатского массива формирует мелкие, преимущественно прозрачные кристаллы, образованные комбинацией граней (1010), (1011). Реже встречаются кристаллы, увенчанные пинакоидом (0001) в комбинации с гранями пирамиды (1011) и без нее. Постмагматический апатит, как правило,

представлен толстостолбчатыми кристаллами с незначительным удлинением и серой или молочно-белой окраской, обусловленной обилием газово-жидких включений. Нередко отмечается коррозия кристаллов с образованием зерен неправильной формы [13]. Состав апатита гранитов характерен для произ-

3. Состав цирконов гранитоидов Депутатского массива

Образцы	ZrO ₂	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₃	ZrO ₂ /HfO ₂	ThO ₂ /UO ₃
<i>Мелкозернистые граниты</i>								
1001/704,9	64,16	1,03	0,03	0,47	0,2	0	62,29	0
	63,25	0,9	0,05	0,77	0,08	0	70,28	0
	61,96	2,23	0,31	1,26	0,26	1,1	27,78	0,24
1001/705,2	65,31	1,12	0,02	0,48	0	0	58,31	0
	63,52	1,27	0	0,4	0,07	0	50,02	0
	64,56	0,82	0	0,27	0,1	0	78,73	0
	63,59	1,14	0,12	0,56	0,17	0,03	55,78	5,67
	65,46	0,73	0	0,87	0,08	0	89,67	0
<i>Среднезернистые граниты</i>								
1001/837	62,54	0,95	0,1	0,64	0,13	0	65,83	0
	61,57	1,85	0,14	0,53	0,04	0,63	33,28	0,06
1002/736,1	63,89	1,16	0	0,29	0,14	0	55,08	0
	63,9	1,59	0,03	0,34	0,14	0,19	40,19	0,74
	62,6	1,61	0,1	0,51	0,01	0,49	38,88	0,02
<i>Грейзенизированные граниты</i>								
1002/896,1	59,76	1,87	0,05	0,31	0,09	0	31,96	0
	60,53	1,87	0,16	0,55	0,09	0	32,37	0
	61,79	1,59	0,01	0,64	0,13	0,37	38,86	0,35
	65,55	1,74	0	0,42	0,08	0,06	37,67	1,33
	58,02	1,44	0,23	1,66	0,34	0,64	40,29	0,53
	64,63	1,47	0,05	0,11	0,05	0	43,97	0
	62,94	1,38	0,05	0,58	0,14	0,54	45,61	0,26
	65,53	1,31	0	0,44	0,07	0,01	50,02	7
	63,07	1,96	0,08	0,68	1,51	0,29	32,18	5,21
	63,08	1,15	0	0,29	0,31	0	54,85	0
<i>Лейкограниты жильной фации массива</i>								
1001/592,8	62,4	1,34	0	0,26	0,04	0	46,57	0
	62,38	1,48	0,06	0,41	0,07	0	42,15	0
	63,94	1,23	0,38	0,36	0,06	0,82	51,98	0,07
	65,6	1,12	0	0,23	0,1	0	58,57	0
	66,16	1,22	0	0,35	0,25	0	54,23	0
	64,58	1,24	0,03	0,36	0,27	0	52,08	0

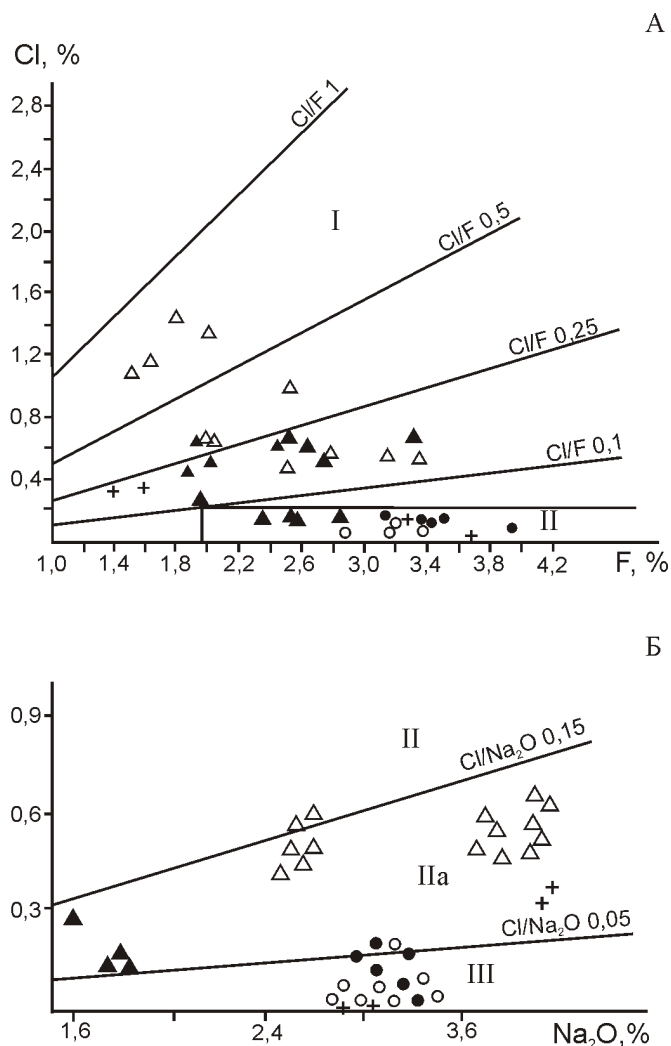


Рис. 3. Соотношение содержаний F и Cl (А) и Cl и Na₂O (Б) в апатитах магматических пород Депутатского рудного поля:

поля диаграммы [1] — апатиты систем (А): I — флюидонасыщенных, II — маловодных; производные расплавов (Б): II, IIa — андезитовых, III — палингенных гранитоидных; см. услов. обозн. к рис. 1

А

водных сиалических магм (см. табл. 4): F-apatит (F 2,19—3,88%, Cl 0,04—0,47%, MnO 0,74—1,04%) с повышенным содержанием Y₂O₃ (0,46—0,87%). В то же время незначительный рост в апатите мольной доли F от 0,9 до 1%, при росте ее в сосуществующем биотите от 0,4 до 0,8%, близком к единице коэффициенте распределения Cl между этими минералами и величины отношений концентраций Cl в апатитах к содержанию Na₂O в несущих их породах (см. рис. 3, Б) более типичны для апатитов производных андезитовидных магм [1,11,13]. Коэффициент распределения F между сосуществующими апатитом и биотитом гранитов изменяется от 15 до 30, что соответствует (рис. 4) температуре обменного равновесия 750—800 С [1]. Эти данные противоречат представлениям о принадлежности массива к низкотемпературной гранит-лейкогранитной формации [13].

Б

Составы апатитов пород постгранитоидных даек кислого состава (см. табл. 4), изменяются от F-apatита через ряд промежуточных составов до апатита с преобладающей Cl-гидроксильной группой. Их кристаллы, как правило, образованы комбинацией граней призмы (1010) и пирамиды (1011), нередко к ним добавлен пинакоид (0001) [13]. Ранняя генерация апатита кристаллизовалась из недосыщенного водой расплава, а поздняя — из обводненного (см. рис. 3). Апатиты этих пород характеризуются невысокими содержаниями Cl (0,03—0,14%) и в целом, большими по сравнению с апатитами гранитов массива концентрациями F (3,37—3,48%) и Mn (MnO 0,74—1,04%). По особенностям состава и соотношению Cl в апатитах и Na₂O во вмещающих их породах (0,15) они соответствуют апатитам коровых сиалических магм [1]. Постмагматический гидроксил-apatит обладает сопоставимыми с F-apatитом содержаниями Ce₂O₃ и Y₂O₃ при несколько повышенных концентрациях SrO (0,04—0,15%).

Для апатитов пород постгранитоидных основных даек характерны наиболее широкие вариации состава

4. Вариации средних значений составов апатитов магматических пород Депутатского рудного поля

Породы	F	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	MnO	La ₂ O ₃	SrO	Cl	Cl/Na	F/(Cl OH)
Диоритовые порфириды	<u>2,42</u> 1,47—3,33	<u>0,15</u> 0,02—0,57	<u>0,54</u> 0,18—0,91	<u>0,51</u> 0,16—0,85	<u>0,03</u> 0—0,07	<u>0,05</u> 0—0,09	<u>0,47</u> 0,13—0,77	<u>0,1</u> 0,07—0,13	<u>3,4</u> 2,2—4,6
Граниты Депутатского массива	<u>3,18</u> 2,19—3,51	<u>0,08</u> 0—0,25	<u>0,56</u> 0,21—0,75	<u>0,81</u> 0,35—0,92	<u>0,06</u> 0—0,17	<u>0,08</u> 0,01—0,12	<u>0,17</u> 0,03—0,47	<u>0,03</u> 0,01—0,04	<u>0,96</u> 0,95—0,98
	<u>3,38</u> 2,89—3,88	<u>0,10</u> 0—0,16	<u>0,64</u> 0,45—0,87	<u>0,82</u> 0,46—1,21	<u>0,05</u> 0—0,13	<u>0,06</u> 0,01—0,11	<u>0,08</u> 0,04—0,11	<u>0,07</u> 0,11—1,27	<u>0,96</u> 0,95—0,98
Гранит- и риолит-порфиры	<u>3,40</u> 3,37—3,48	<u>0,16</u> 0,08—0,27	<u>0,59</u> 0,51—0,68	<u>0,88</u> 0,74—1,04	<u>0,06</u> 0—0,11	<u>0,05</u> 0—0,1	<u>0,1</u> 0,03—0,14	<u>0,09</u> 0,08—0,10	<u>0,95</u> 0,50—1,41
Трахибазальты	<u>2,41</u> 1,52—3,75	<u>0,28</u> 0,05—0,72	<u>0,32</u> 0,11—0,76	<u>0,17</u> 0,08—0,51	<u>0,13</u> 0—0,34	<u>0,10</u> 0—0,16	<u>0,76</u> 0,44—1,28	<u>0,76</u> 0,14—1,39	<u>2,6</u> 0,50—2,10

Примечание. Числитель — средние значения составов, знаменатель — вариации средних содержаний.

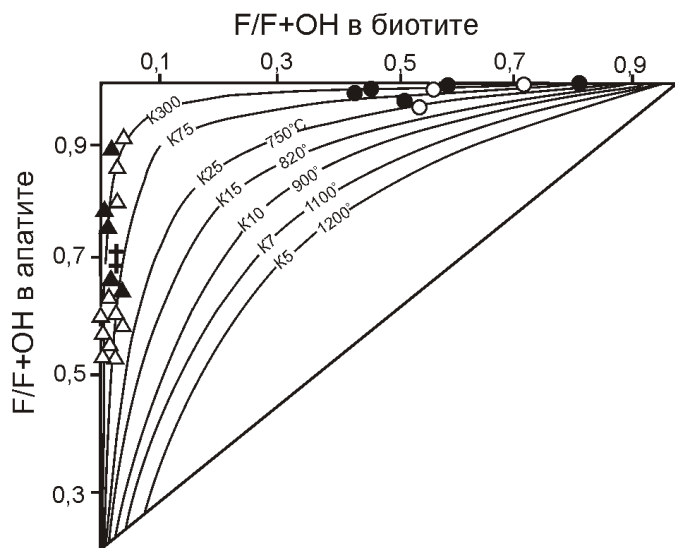


Рис. 4. Распределение фтора между сосуществующими апатитом и биотитом:

K5—K300 — коэффициент распределения фтора между апатитом и биотитом, 750—1200 °C — температура обменного равновесия; см. услов. обозн. к рис. 1

вов. Содержания в них F 1,52—3,75%, Cl 0,44—1,28%. Ранняя генерация представлена Cl-апатитом, поздняя — F- и гидроксил-апатитом. Отношение Cl в апатитах к Na₂O в породах отвечает таковому в апатитах производных высокотемпературных базальт-андезитовых исходных расплавов [1]. Ранние генерации существенно цериевые (в %): Ce₂O₃ 0,16—0,52; La₂O₃ 0,04—0,13; Y₂O₃ 0,11—0,52; позднее — существенно иттриевые Y₂O₃ 0,28—0,76, при содержании La₂O₃ до 0,2 и Cl — ниже чувствительности метода, с повышенными содержаниями марганца MnO 0,08—0,51.

Таким образом, проведенное дополнительное изучение акцессорных минералов магматических пород Депутатского рудного поля позволяет сделать следующие выводы:

1. Присутствие в догранитоидных диоритовых порфиридах хромшпинелидов вместе с гранатами с высоким содержанием пиропового минала позволяет предположить генерацию диоритового (андезитового) расплава в гнейсово-гранулитовых горизонтах коры непосредственно вслед за внедрением в эти горизонты мантийного расплава.

2. Акцессорные фракции раннемеловых гранитов Депутатского массива включают гранаты с повышенным содержанием пиропового минала; цирконы, типичные для производных габбро-гранитных серий; апатиты, по ряду параметров близкие таковым произ-

водных андезитовидных расплавов. Это подтверждает высказанное ранее мнение [11, 12] о неправомерности отнесения этих гранитов к гранит-лейкогранитной формации и о возможном более основном составе материнского для них расплава.

3. Состав апатитов и гранатов позднемеловых постгранитоидных даек риолит- и гранит-порфиров отвечает нижнекоровому происхождению материнского расплава.

4. Присутствие хромшпинелидов, характерных для ультрабазитов, Cl-апатита с повышенными содержаниями элементов-примесей в постгранитоидных дайках основного состава указывает на глубинный характер исходного расплава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
2. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
3. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. — М.: Недра, 1979.
5. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 36—48.
6. Порошин Е.Е. Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 39—46.
7. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. — М.: Наука, 1977. С. 197—235.
8. Смирнов В.Н., Чапухина В.А., Пушкарёв Е.В., Ведерников В.В. О природе акцессорных гранатов в породах габбро-гранитных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 956—960.
9. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. — М.: Наука, 1964.
10. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
11. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. — Якутск, 1996.
12. Трунилина В.А., Зайцев А.И., Орлов Ю.С., Иванов А.И. Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 34—41.
13. Федотов М.В. Акцессорные апатит и циркон в магматических образованиях Депутатского рудного поля / Вопросы магматизма и оруденения Якутии. — Якутск, 1992. С. 66—77.
14. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.
15. Хабибуллина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
16. Pupin J.P. Zircon and Granite Petrology // Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Первая находка делафоссита на месторождениях Якутии

Ю.Я.ЖДАНОВ, Н.В.ЗАЯКИНА, Н.В.ЛЕСКОВА (ИГАБМ СО РАН), Ю.И.БОГДАНОВИЧ, В.В.ШИРОКОВ (ОАО «ЯНГЕОЛОГИЯ»)

Делафоссит — сложный оксид меди и железа CuFeO_2 — впервые открыт в 1873 г. на Меднорудянском месторождении Урала. Этот редкий гипергенный минерал обычно встречается в зоне окисления медных месторождений совместно с купритом, медью, теноритом, малахитом, гематитом, каолинитом, реже как первичный минерал [1]. В настоящее время известны находки делафоссита в самых разных регионах мира, но, по сведениям авторов, в Якутии он найден впервые.

Минерал был обнаружен в Западном Верхоянье в рудопроявлении Ветреное, которое относится к серебро-полиметаллическому типу оруденения с интенсивно развитой зоной окисления. Рудопроявление расположено в междуречье Кюнкюя—Ат-Юряге (притоки р.Бытантай, бассейн р.Яна; 129 31 18,5 в.д., 66 49 43 с.ш.). Рудопроявление входит в состав Кимпиче-Берелехского рудного узла и приурочено к ядру Тирехтяхской антиклинали (Западно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса). Вмещающие толщи — терригенные отложения халджинской и сюрренской свит пермского возраста.

Рудные тела представлены кварц-сидеритовыми брекчиями, обычно содержащими обломки вмещающих пород. Содержания кварца и сидерита изменчивы. Из сульфидов в рудных телах наиболее часто встречаются гнезда и вкрапленность блёклой руды и халькопирита, реже — вкрапленность пирита и арсенопирита в околосильных измененных породах и сфалерит в ассоциации с блёклой рудой и халькопиритом. В единичном случае было отмечено гнездо галенита (до 1 мм) в кальцитовом прожилке (табл. 1). Первичные руды участками подвержены окислению. В большей степени окисляется сидерит, измененный до гётит-гидрогётитового скелетного агрегата с лимонитовым заполнением. По блёклой руде и халькопириту среди сидерита развиваются малахит и азурит. Спорадически встречаются акантит, самородные серебро и медь.

1. Вещественный состав руд рудопроявления Ветреное

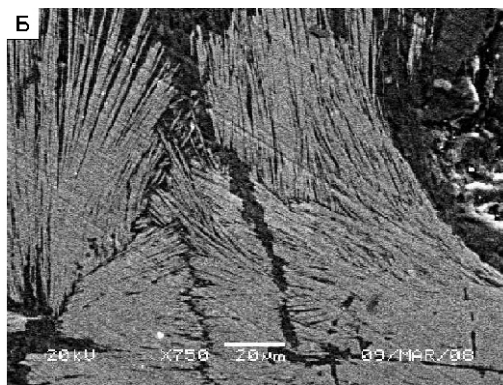
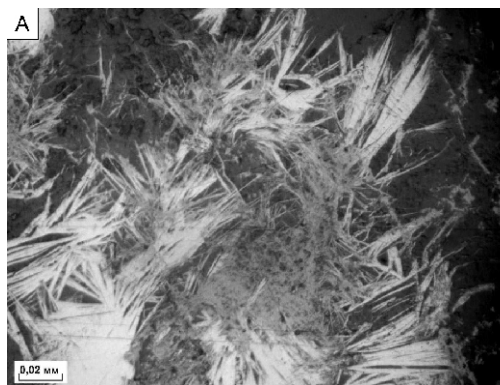
Распространенность	Минералы	
	гипогенные	гипергенные
Главные	Кварц, сидерит, блёклая руда, халькопирит	Гидрогётит, малахит, азурит
Редкие	Сфалерит, пирит, арсенопирит	Делафоссит, ярозит, самородные медь и серебро, акантит, лепидокрокит

По имеющимся литературным данным делафоссит обычно образует натечные почковидные, конкреционные выделения, реже строение его волокнистое, пластинчатое или радиально-лучистое. Делафоссит из рудопроявления Ветреное обнаружен в зоне окисления в тесном сростании с малахитом, гётитом, сидеритом, азуритом и блёклой рудой. Минерал исследован методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа и электронной сканирующей микроскопии (JSM-6480 LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD).

Делафоссит исследуемого образца 585/2 в виде групп сросшихся друг с другом тонкопластинчатых мелких кристаллов заполняет пустотки в породе или находится в виде агрегатов из радиально-лучистых образований на поверхности гётита и малахита (см. рисунок). Размер выделений от десятых долей до 1 мм, цвет черный. Оптически анизотропен, внутренних рефлексов не наблюдается. При микроскопическом изучении хорошо видны малахит, окружающий кристаллы делафоссита, и гётит. При исследовании на сканирующем электронном микроскопе в окружении делафоссита также выявлен гематит. Другие минералы не обнаружены.

Поскольку размер выделений делафоссита невелик и он находится в тесном сростании с малахитом, гётитом, гематитом, то для рентгенографического подтверждения его присутствия была получена дифрактограмма с аншлифа. Съемка выполнена на дифрактометре ДРОН-2, использовали Cu-K -излучение. Обычно для проведения фазового анализа исследуют порошковый препарат, съемка аншлифа не всегда может дать достаточное число отражений для проведения диагностики. Однако в изучаемом образце составляющие его минералы достаточно дисперсны, поэтому для проведения фазового анализа было вполне достаточно отражений. Расчет дифрактограммы и сопоставление полученных значений межплоскостных расстояний (d) и интенсивностей (I) с эталонными данными [4] представлены в табл. 2. Несмотря на наложения отдельных отражений, очевидно, что делафоссит присутствует в смеси, хотя основной фазой является малахит. Кроме этих минералов зафиксированы гётит и гематит.

Химический состав делафоссита (табл. 3) определен на сканирующем микроскопе JSM-6480 LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА. Расчет матричных эффектов проводился по методу XPP в программном обеспечении INCA Energy. Эталонном для железа и меди был халькопирит. Кислород рассчитыв-



Делафоссит:

А — аншлиф, ув. 200;
Б — изображение во вторичных электронах, ув. 750; светло-серое — делафоссит, черное — малахит, гётит

2. Расчет дифрактограммы образца 585/2

Образец 585/2		Малахит, JCPDS, 10-399		Делафоссит, JCPDS, 12-752		Гётит, JCPDS, 29-713		Гематит, JCPDS, 13-534	
d, нм	I	d, нм	I	d, нм	I	d, нм	I	d, нм	I
0,594	29	0,5993	55						
0,502	42	0,5055	75			0,4978	12		
0,417	22					0,4181	100		
0,3678	63	0,3693	85					0,3660	25
0,3022	20	0,3028	18						
0,2979	15	0,2988	18						
0,2866	20			0,2860	35				
0,2849	100	0,2857	100						
0,2824	48	0,2823	40						
0,2770	51	0,2778	45						
0,2693	22					0,2692	35	0,2690	100
0,2584	22			0,2580	18	0,2583	12		
0,2513	68	0,2520	55			0,2527	4	0,2510	50
0,2500	35			0,2508	100				
0,2482	38	0,2477	30			0,2489	10		
0,2452	37	0,2464	35			0,2449	50		
0,2428	29	0,2425	20						
0,2312	11	0,2316	18			0,2304	1		
0,2287	19	0,2289	18					0,2285	2
0,2243	15			0,2238	25	0,2253	14		
0,2182	20	0,2186	20			0,2189	18	0,2201	30
0,2128	18	0,2129	20						
0,2074	17	0,2076	18	0,2083	6	0,2090	1	0,2070	2
0,2055	23	0,2054	10						
0,1991	7	0,1991	12						
0,1969	15	0,1969	18						
0,1944	15	0,1947	16						
0,1930	15	0,1941	10			0,1921	5		
0,1911	16	0,1911	18	0,1902	10				
0,1877	15	0,1899	14						

Образец 585/2		Малахит, JCPDS, 10-399		Делафоссит, JCPDS, 12-752		Гётит, JCPDS, 29-713		Гематит, JCPDS, 13-534	
<i>d</i> , нм	<i>I</i>	<i>d</i> , нм	<i>I</i>	<i>d</i> , нм	<i>I</i>	<i>d</i> , нм	<i>I</i>	<i>d</i> , нм	<i>I</i>
0,1847	8							0,1838	40
0,1789	13					0,1801	6		
0,1718	13					0,1719	20		
0,1689	17	0,1691	25			0,1690	6	0,1690	60
0,1681	16	0,1678	14						
0,1664	13			0,1658	35	0,1659	3	0,1634	4
0,1587	16	0,1589	18			0,1604	4	0,1596	16
0,1570	16	0,1571	14			0,1564	10		
0,1513	27 ш*	0,1531	14	0,1512	40	0,1511	8		

Примечание. *ш — линия широкая; значения *d* 0,1511 нм не приведены.

вался по стехиометрии. Другие элементы в пределах чувствительности метода обнаружены не были.

3. Химический состав делафоссита рудопрооявления Ветреное (в %)

Анализы	Оксиды		Сумма
	Fe ₂ O ₃	Cu ₂ O	
1	52,44	46,79	99,23
2	52,20	47,08	99,28
3	52,84	46,25	99,09
4	52,80	46,38	99,18
5	51,47	47,52	98,99
6	51,41	48,30	99,71
7	52,91	47,39	100,30
8	52,50	48,03	100,53
Среднее значение	52,32	47,21	99,53
Стандартное отклонение	1,42	1,85	—
9	52,94	46,33	99,27
10	51,98	47,01	98,99
11	52,22	46,51	98,73
12	52,27	47,16	99,43
13	52,89	46,24	99,13
Среднее значение	52,46	46,65	99,11
Стандартное отклонение	0,9	1,86	—

Примечание. Анализы 1—8 проведены в разных участках аншлифа, 9—13 — в разных точках одного сростка кристаллов того же аншлифа.

Сравнение результатов убеждает в однородности состава минерала. Интересно сопоставить результаты, полученные авторами статьи, с уже известными. Химические анализы делафосситов, приведенные ранее [1, 3], выполненные классическим химическим методом, содержали в остатке Al₂O₃ и гематит. В образцах из Бисби по результатам микронзондовых анализов зафиксирован Al₂O₃, средний состав соответствует содержаниям (в %): Al₂O₃ 1,97; Fe₂O₃ 46,85; Cu₂O 45,66; сумма 94,49; рассчитанная формула Cu¹(Fe³_{0,94}Al_{0,06})O₂ (Бисби, США, штат Аризона) [2]. Средний состав исследуемого образца делафоссита из рудопрооявления Ветреное отвечает содержанию (в %): Fe₂O₃ 52,39; Cu₂O 46,93; сумма 99,32; пересчет приводит к формуле Cu_{0,9998}Fe_{1,0001}O₂, что практически соответствует идеальной формуле CuFeO₂.

К настоящему времени делафоссит обнаружен не только на медных месторождениях, но и на полиметаллических Cu-Ag, Cu-Mo-Au, Cu-Ag-Au-Mo-Pb-Zn, в железосодержащих рудных телах. Находка делафоссита в сереброполиметаллических рудах Западного Верхоянья не только расширяет регионы распространения минерала, но указывает на возможность его образования на ранних стадиях развития зоны окисления в том случае, когда в зоне гипергенеза присутствуют слагающие его компоненты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Минералы*. Справочник. Т. 11. Вып. 3. — М.: Наука, 1967. С. 15—18.
2. *Database of Raman spectroscopy, X-ray diffraction and chemistry of minerals*. Режим доступа: <http://rruff.info/delafofosite>.
3. *Hey M.H.* On the composition of natural delafofosite // *Mineral. Mag.* 1968. Vol. 36. March. P. 651—653.
4. *Powder diffraction file. Search Manual Minerals. JCPDS. USA. 1974.*

Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН

В пределах Аллах-Юньской тектонической зоны Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса вскрываются терригенные породы верхоянского комплекса пермско-триасового возраста (рисунки 1 и 2, А). На севере зоны нижнепермская часть разреза представлена существенно алевролитовыми породами ольчанской (P_{1ol}) и побединской (P_{1-2pb}) свит, мощность которых 700—900 м каждая. В верхней части пермского разреза выделяют три свиты: менкеченскую (P_{2mn}), 1100—2000 м, сложенную алевролитами, песчаниками, в верхней части с прослоями осадочных брекчий; чамбинскую (P_{2cm}), 550—570 м, состоящую из песчаников с прослоями и линзами алевролитов и конгломератов; имтачанскую (P_{2im}), 550—800 м, содержащую песчаники, алевролиты и линзы конгломератов. Нижний триас в пределах изученной территории представлен некучанской свитой индского яруса (T_{1nk}), 500—700 м, выполненной аргиллитами в нижней части, сменяющимися вверх по разрезу пачками песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов; харчанской (T_{1hr}) и сеторымской (T_{1st})

свитами, сложенными песчаниками и алевролитами с линзами гравелитов, общей мощностью 250—520 м. Отложения малтанской свиты среднего триаса (T_{2ml}) представлены песчаниками, алевролитами, пластами и линзами конгломератов и гравелитов общей мощностью 400—900 м и перекрыты отложениями близкого состава верхнетриасовой даланкичанской свиты мощностью 450—900 м и не показанной на рисунках 1 и 2 [5, 6].

Ранее неоднократно отмечалась существенная роль туфопесчаников и туфоалевролитов в строении разреза верхней части менкеченской свиты, в которой встречаются также пласты кристаллокластических туфов и эффузивов кислого состава. В верхней части чамбинской свиты были найдены пласты туфов основного и кислого составов, а в верхней части имтачанской свиты зафиксировано присутствие туфов разного состава [3, 6]. В отложениях индского яруса вулканокластике никем не описывалась, но севернее района исследований, в бассейне р.Томпо в средней подсвите сиреньской свиты (средний оленёк) в пес-

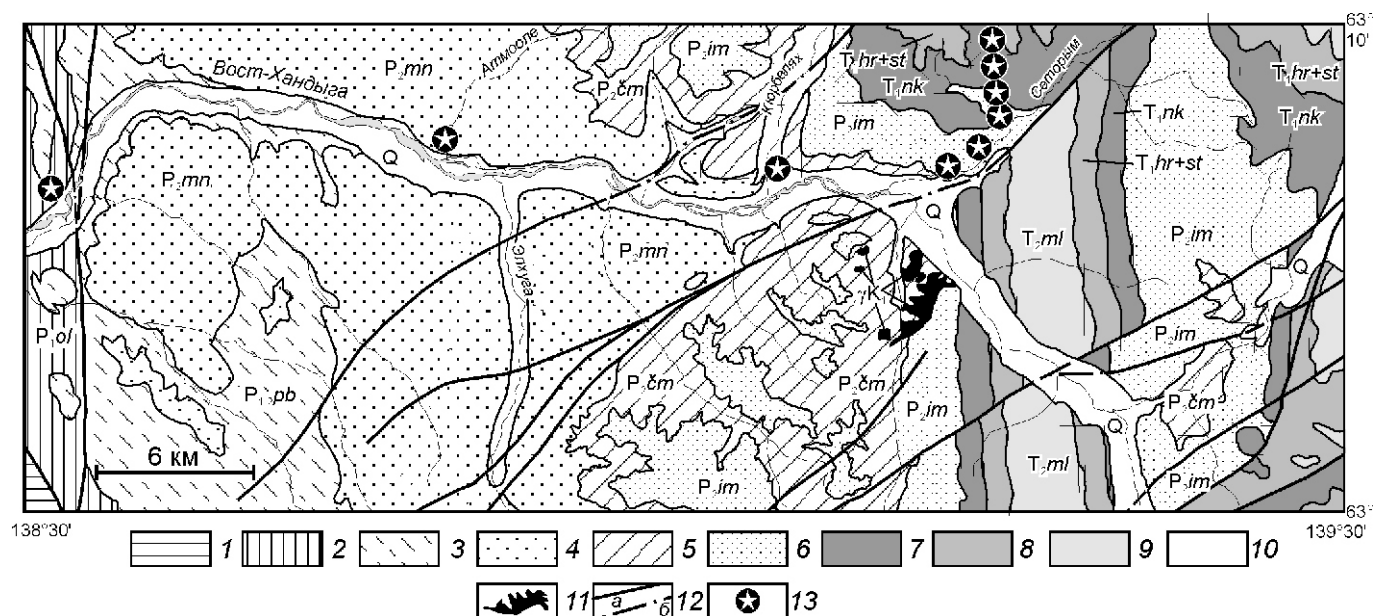


Рис. 1. Геологическая схема верхнего течения р.Восточная Хандыга. По Е.Л.Мозалевскому, А.Л.Горловой, А.Л.Поркуновой (2005) с упрощениями и изменениями:

отложения: 1 — верхнекаменноугольные; пермские (свиты): 2 — ольчанская (P_{1ol}), 3 — побединская (P_{1-2pb}), 4 — менкеченская (P_{2mn}), 5 — чамбинская (P_{2cm}), 6 — имтачанская (P_{2im}); триасовые (свиты): 7 — некучанская (T_{1nk}), 8 — харчанская и сеторымская ($T_{1hr st}$), 9 — малтанская (T_{2ml}); 10 — четвертичные (Q); 11 — меловые гранитоиды; 12 — разломы (а — выходящие на поверхность, б — скрытые под четвертичными отложениями); 13 — местоположение точек отбора проб

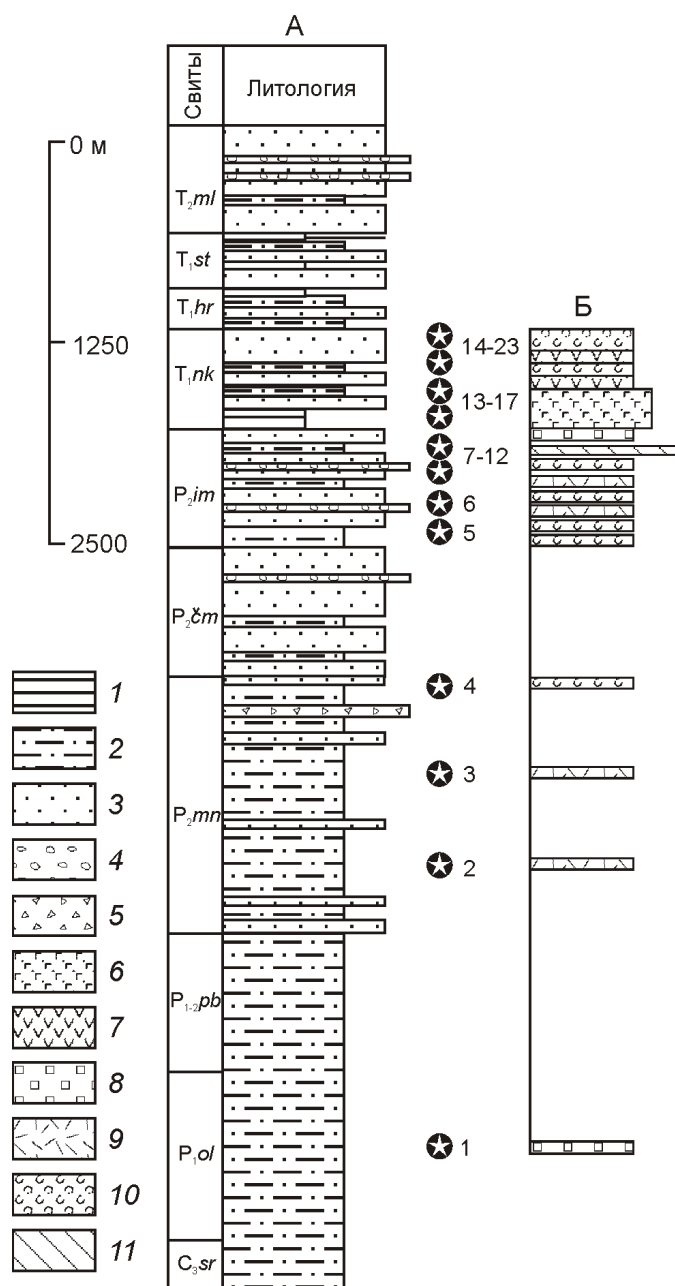


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка разреза верхнепалеозойских и раннемезозойских толщ (по работе [11], с изменениями и дополнениями) (А) и реконструированный в результате исследований разрез (Б):

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — брекчии терригенных пород; 6 — туффы и туфопесчаники базальтового состава; 7 — туффы андезито-базальтового состава; 8 — туффы андезитового состава; 9 — туффы андезито-дацитового состава; 10 — туфы, туффы, туфоалевролиты дацитового состава; 11 — аквагенный силит; точки отбора проб, образцы 06-АП: 1 — -47, 2 — -46, 3 — обр. -45, 4 — -44, 5 — -43, 6 — -42, 7 — -41, 8 — -40, 9 — -39, 10 — -38, 11 — -22, 12 — -21, 13 — -23, 14 — -25, 15 — -27, 16 — -29, 17 — -30, 18 — -31, 19 — -32, 20 — -34, 21 — -35, 22 — -36, 23 — -37

чаниках и алевролитах была отмечена примесь туфогенного материала основного состава, туфопесчаники и туфоалевролиты [4]. В среднем триасе туфогенный материал присутствует в верхней части ладинских слоев [5]. Севернее, в Томпо-Делиньинском междуречье, отложения нижней части лагернинской свиты верхнего карния содержат редкие слои песчаников с туфогенной примесью и тонкие прослои туфоалевролитов, а северской свиты среднего—верхнего нория — маломощные (до 0,1 м) пропластки туфоалевролитов [4]. В норийских слоях бассейнов рек Восточная Хандыга и Томпо отмечено присутствие пирокластиков [5].

Авторами изучены образцы различных типов пород пермского и раннетриасового (индского) возрастов, отобранные из разрезов, находящихся в районе среднего течения р.Восточная Хандыга (см. рисунки 1 и 2, Б). Основными задачами исследования были определение петрохимических особенностей пород с целью выяснения их генезиса и реконструкция источников поступления вулканогенного (пирокластического) материала в бассейн седиментации. Петрохимические исследования базировались на методике, разработанной Я.Э.Юдовичем и М.П.Кетрис [15], предложившими систему петрохимических модулей и их генетическую интерпретацию. В процессе изучения были использованы следующие модули:

гидролизатный ГМ (Al_2O_3 TiO_2 Fe_2O_3 FeO MnO)/ SiO_2 ;

алюмокремневый АМ Al_2O_3 / SiO_2 ;

фемический ФМ (Fe_2O_3 FeO MgO MnO)/ SiO_2 ;

титановый ТМ TiO_2 / Al_2O_3 ;

натриевый НМ Na_2O / Al_2O_3 ;

калиевый КМ K_2O / Al_2O_3 ;

щелочной ЦМ $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$;

нормированной щелочности НКМ (Na_2O K_2O)/ Al_2O_3 ;

железный ЖМ (Fe_2O_3 FeO MnO)/(Al_2O_3 TiO_2);

показатель степени дифференциации осадков S SiO_2 /(Na_2O K_2O).

Геодинамические обстановки, существовавшие на момент осадконакопления, реконструировались с использованием диаграмм М.Бхатия [16].

Несмотря на то, что методика была разработана для нормальных осадочных пород, она позволяет распознавать вулканогенно-осадочные породы среди нормально-осадочных [15]. Туффоиды основного состава легко и надежно диагностируются по признакам повышенной магнезиальности MgO 3%, железистости ЖМ 0,75 при ГМ 0,30—0,55, титанистости ТМ и TiO_2 и фемичности ФМ, которые часто коррелируют между собой. Дополнительным признаком может служить повышенная величина натровости ЦМ. Для туффоидов кислого состава характерны высокие содержания Na_2O , K_2O или Na_2O K_2O 5%; аномально высокие значения НМ, КМ или НКМ 0,4;

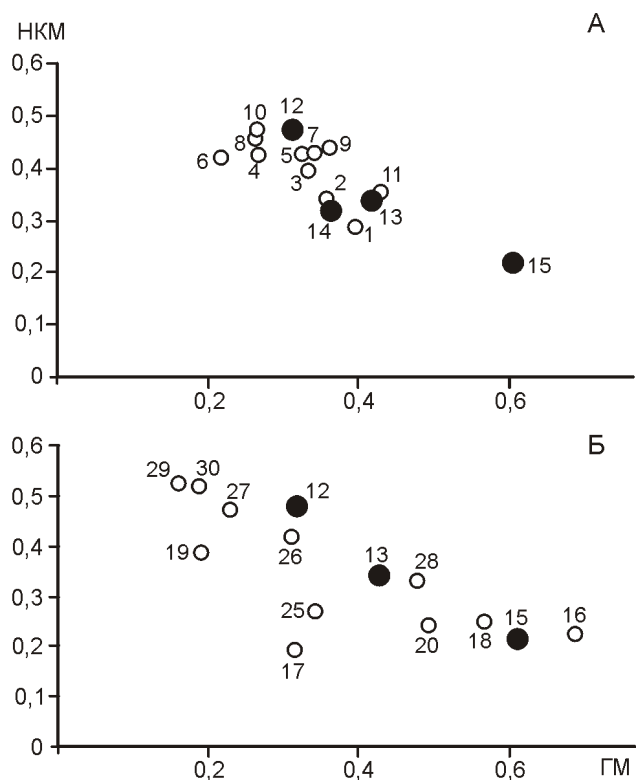


Рис. 3. Модульная диаграмма ГМ–НКМ для различных типов пород перми (А) и пород некучанской свиты раннего триаса (Б):

образцы 06-АП- (А): 1 — -47, 2 — -46, 3 — -45, 4 — -44, 5 — -43, 6 — -42, 7 — -41, 8 — -40, 9 — -39, 10 — -38, 11 — -22; средние химические составы: 12 — дацит [12], 13 — андезит [1], 14 — андезито-дацит [10], 15 — базальт [1]; образцы 06-АП- (Б): 16 — -23, 17 — -25, 18 — -27, 19 — -29, 20 — -30, 21 — -31, 22 — -32, 23 — -34, 24 — -35; 25 — -36, 26 — -37

низкие ФМ и ЖМ; нарушение корреляции между ГМ и АМ; низкие ТМ при ГМ 0,30; контрастные ЩМ — очень низкие или очень высокие. К наиболее трудным случаям диагностики принадлежит распознавание туффоидов с андезитовой пирокластикой, особенно если она захороняется в мощных терригенных толщах типа флиша. Следует отметить, что для нормальных осадочных пород важные черты химического состава — преобладание калия над натрием; высокое содержание кремнезема в песчаниках и кремнистых породах; железо присутствует преимущественно в трехвалентном состоянии; значения ТМ в песчаниках выше, чем в алевролитах.

Литохимическое изучение различных типов пород пермского и раннетриасового возрастов показало, что они не являются нормальными осадочными образованиями, а имеют вулканогенный генезис, причем содержат вулканогенный материал, являющийся производным разных магм — от основной до кислой. Химические составы пород и рассчитанные для них петрохимические модули приведены в табл. 1. Среди изученных пород пермского возраста (12 образцов)

выделены туфы, туффиты, туфоалевролит и аквагенный силит(?) (см. табл. 1; рис. 2, Б).

Туфы (образцы 06-АП-40 и -38) характеризуются низкими значениями ГМ, ФМ, ТМ, S и высокими — НМ, КМ, ЩМ, НКМ (см. табл. 1), что характерно для кислой пирокластики. Сумма щелочей превышает 6% при преобладании Na_2O (ЩМ 1). Железа содержится мало и Fe_2O преобладает над Fe_2O_3 . Визуально образец 06-АП-38 выглядит как мелкозернистый песчаник, а 06-АП-40 — как алевролит, но у нормального песчаника (табл. 2) значения НМ, НКМ и ЩМ аномально низкие, что свидетельствует о переработке обломочного материала в процессе переноса. При этом в первую очередь теряется Na_2O (разрушаются плагиоклазы) и относительно увеличивается содержание K_2O (калиевые полевые шпаты более устойчивы). В процессе переноса увеличивается степень дифференциации обломочного материала и нормальный песчаник отличается очень высоким значением S 44,51 (см. табл. 2), что в несколько раз выше, чем в изученных образцах туфов S ~10. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ точки химических составов туфов расположены вблизи точки среднего состава дацита (рис. 3, А), а модульные кривые туфов и дацита практически совпадают (рис. 4, А). Это однозначно свидетельствует о принадлежности изученных образцов к псаммитовым и алевритовым туфам дацитового состава.

Туффиты имеют разный состав присутствующего в них вулканогенного материала: дацитовый, андезито-дацитовый и андезитовый. От туфов они отличаются в основном уменьшением содержания Na_2O и увеличением K_2O , что может быть следствием переотложения вулканогенного материала различными водотоками. В результате значение ЩМ становится 1, при сохранении высокого суммарного содержания щелочей (рис. 4, Б, В). В ряду туффитов с дацитовым (образцы 06-АП-43, -44), андезито-дацитовым (образцы 06-АП-39, -41, -45, -46) и андезитовым (образцы 06-АП-22, -47) составом пирокластики происходит увеличение значений ГМ, АМ, ТМ и ФМ, что обусловлено более высоким содержанием Ti, Fe, Mg, Ca в андезитах по сравнению с дацитами (см. таблицы 1, 2). На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ точки химических составов туффитов тяготеют к дацитам, андезитам и андезито-дацитам (см. рис. 3, А).

Туфоалевролит (обр. 06-АП-42) при низком значении ГМ 0,22 имеет самые высокие значения ТМ 0,52 и S 13,64 и довольно низкое, по сравнению с другими образцами, содержание щелочей 5,24%, что свидетельствует о повышенной зрелости обломочного материала. Эта порода генетически связана с кислой пирокластикой, но в процессе переноса была потеряна часть щелочей и произошло обогащение титаносодержащими минералами.

Образец 06-АП-21 по химическому составу сильно отличается от всех остальных образцов пород перм-

1. Химический состав и петрохимические модули пород перми и некучанской свиты нижнего триаса

Возраст (свиты)	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	S	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Пермь																
P _{1ol}	06-АП-47	61,50	0,85	16,81	2,42	4,23	0,06	2,02	0,32	2,00	2,83	0,44	0,00	5,83	0,03	99,34
P _{2m1}	06-АП-46	62,97	0,76	16,41	2,85	2,54	0,06	2,07	0,56	2,50	3,14	0,44	0,00	5,25	0,05	99,60
	06-АП-45	63,17	0,73	15,46	1,41	3,46	0,07	2,69	1,34	2,24	3,83	0,38	0,75	3,74	0,00	99,27
	06-АП-44	67,54	0,66	13,69	1,13	2,51	0,07	2,10	1,58	2,55	3,30	0,40	0,00	3,87	0,05	99,45
P _{2im1}	06-АП-43	63,97	0,69	15,20	1,87	2,99	0,05	1,96	1,26	2,41	4,06	0,36	0,00	3,84	0,65	99,31
	06-АП-42	71,46	0,65	12,56	0,46	2,29	0,06	1,60	1,37	2,18	3,06	0,34	0,27	2,83	0,14	99,27
	06-АП-41	63,87	0,75	17,08	1,83	2,12	0,05	2,64	0,18	2,48	4,83	0,39	0,00	3,02	0,56	99,80
P _{2im2}	06-АП-40	66,67	0,60	13,68	1,27	2,05	0,06	0,35	4,03	3,27	2,89	0,35	1,37	2,09	0,79	99,47
	06-АП-39	62,69	0,80	17,30	2,26	2,17	0,04	3,10	0,30	3,60	3,99	0,42	0,00	2,21	0,99	99,87
	06-АП-38	63,47	0,62	13,33	1,04	1,89	0,22	1,93	5,16	3,65	2,51	0,36	3,44	1,97	0,26	99,85
	06-АП-22	60,32	0,98	20,48	3,39	1,10	0,08	0,94	0,51	2,55	4,64	0,37	0,00	4,28	0,04	99,68
	06-АП-21	84,28	0,24	6,78	0,00	1,52	0,07	0,67	0,77	2,52	0,93	0,38	0,53	0,65	0,11	99,45
Некучанская свита нижнего триаса																
T _{1nk1}	06-АП-23	48,79	1,37	18,22	3,18	9,84	0,33	3,62	2,54	1,23	2,82	0,28	1,81	5,48	0,51	100,02
	06-АП-25	63,88	0,61	10,17	1,94	6,64	0,45	1,96	5,41	0,99	0,99	0,92	2,33	3,50	0,15	99,94
	06-АП-27	64,69	1,27	19,45	2,53	6,98	0,17	2,89	0,77	1,15	3,58	0,32	0,00	5,25	0,33	99,38
	06-АП-29	62,21	0,87	12,72	1,34	5,85	0,18	2,77	4,03	1,74	1,70	0,34	2,38	3,73	0,15	100,01
	06-АП-30	56,71	1,23	17,01	2,21	6,85	0,14	2,97	2,15	1,34	2,89	0,32	0,79	4,57	0,24	99,42
T _{1nk2}	06-АП-31	76,64	0,40	11,03	0,44	2,39	0,09	1,19	0,98	2,76	1,54	0,38	0,25	1,25	0,00	99,34
	06-АП-32	67,66	0,64	15,18	1,10	3,61	0,09	1,60	0,45	2,60	3,77	0,38	0,00	2,41	0,00	99,49
	06-АП-34	73,51	0,63	11,83	0,88	3,04	0,06	1,04	1,07	3,29	2,28	0,38	0,00	1,52	0,00	99,53
	06-АП-35	57,38	0,99	18,85	2,23	4,95	0,05	3,54	0,86	1,33	5,01	0,36	0,00	4,19	0,02	99,76
	06-АП-36	76,71	0,34	10,12	0,15	1,49	0,00	0,83	2,35	3,33	1,97	0,36	1,35	0,93	0,00	99,93
	06-АП-37	76,94	0,35	11,26	0,26	2,23	0,00	0,75	0,71	3,55	2,30	0,36	0,00	1,01	0,02	99,74

Возраст (свиты)	Образцы	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	НМ	КМ	ЩМ	НКМ	ЖМ	S	Na ₂ O K ₂ O, %
1	2	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
<i>Пермь</i>												
P _{1ol}	06-АП-47	0,40	0,27	0,14	0,051	0,12	0,17	0,71	0,29	0,38	12,73	4,83
	06-АП-46	0,36	0,26	0,12	0,046	0,15	0,19	0,80	0,34	0,32	11,16	5,64
	06-АП-45	0,33	0,24	0,12	0,047	0,14	0,25	0,58	0,39	0,31	10,41	6,07
P _{2mn}	06-АП-44	0,27	0,20	0,09	0,048	0,19	0,24	0,77	0,43	0,26	11,55	5,85
	06-АП-43	0,33	0,24	0,11	0,045	0,16	0,27	0,59	0,43	0,31	9,89	6,47
	06-АП-42	0,22	0,18	0,06	0,052	0,17	0,24	0,71	0,42	0,21	13,64	5,24
P _{2im2}	06-АП-41	0,34	0,27	0,10	0,044	0,15	0,28	0,51	0,43	0,22	8,74	7,31
	06-АП-40	0,26	0,21	0,06	0,044	0,24	0,21	1,13	0,45	0,24	10,82	6,16
	06-АП-39	0,36	0,28	0,12	0,046	0,21	0,23	0,90	0,44	0,25	8,26	7,59
	06-АП-38	0,27	0,21	0,08	0,047	0,27	0,19	1,45	0,46	0,23	10,30	6,16
<i>Некучанская свита нижнего триаса</i>												
T _{1nk1}	06-АП-23	0,68	0,37	0,35	0,075	0,07	0,15	0,44	0,22	0,68	12,05	4,05
	06-АП-25	0,31	0,16	0,17	0,060	0,10	0,10	1,00	0,19	0,84	32,26	1,98
	06-АП-27	0,56	0,36	0,23	0,065	0,06	0,18	0,32	0,24	0,47	11,56	4,73
	06-АП-29	0,34	0,20	0,16	0,068	0,14	0,13	1,02	0,27	0,54	18,08	3,44
	06-АП-30	0,48	0,30	0,21	0,072	0,08	0,17	0,46	0,25	0,50	13,41	4,23
T _{1nk2}	06-АП-31	0,19	0,14	0,05	0,036	0,25	0,14	1,79	0,39	0,26	17,82	4,30
	06-АП-32	0,30	0,22	0,09	0,042	0,17	0,25	0,69	0,42	0,30	10,62	6,37
	06-АП-34	0,22	0,16	0,07	0,053	0,28	0,19	1,44	0,47	0,32	13,20	5,57
	06-АП-35	0,47	0,33	0,19	0,053	0,07	0,27	0,27	0,34	0,36	9,05	6,34
	06-АП-36	0,16	0,13	0,03	0,034	0,33	0,19	1,69	0,52	0,16	14,47	5,30
	06-АП-37	0,18	0,15	0,15	0,031	0,32	0,20	1,54	0,52	0,21	13,15	5,85

Примечание. Образцы: 06-АП-47 — алевритовый туффит с вулканогенным материалом андезито-дацитового состава; 06-АП-44 — пелитовый и 06-АП-43 — алевритовый туффиты с вулканогенным материалом дацитового состава; 06-АП-42 — туфоалевролит с вулканогенным материалом дацитового состава; 06-АП-41 — пелитовый туффит с вулканогенным материалом андезито-дацитового состава; 06-АП-40 — алевритовый туф дацитового состава; 06-АП-39 — псаммитовый туффит с вулканогенным материалом андезито-дацитового состава; 06-АП-38 — псаммитовый туф дацитового состава; 06-АП-22 — алевритовый туффит с вулканогенным материалом андезито-дацитового состава; 06-АП-23, -27 — пелитовый туффит и 06-АП-25, -29 — туфопесчаник с вулканогенным материалом основного состава; 06-АП-30 — алевритовый туффит с вулканогенным материалом андезито-базальтового состава; 06-АП-31, -34, -37, -36 — псаммитовый туф дацитового состава; 06-АП-32 — псаммитовый туффит с вулканогенным материалом андезито-базальтового состава.

2. Средние значения химического состава основных типов пород

Компоненты	Песчаник [7]	Дацит [12]	Базальт [1]	Андезито-дацит [10]	Андезито-базальт [10]	Андезит [1]
SiO ₂	78,33	66,76	49,20	62,52	54,97	59,00
TiO ₂	0,25	0,52	1,50	0,61	0,90	0,84
Al ₂ O ₃	4,77	16,05	15,40	16,51	17,65	17,00
Fe ₂ O ₃	1,07	1,94	3,20	3,16	3,60	2,40
FeO	0,30	2,11	9,30	2,46	5,32	4,20
MnO	0,00	0,11	0,17	0,12	0,15	0,15
MgO	1,16	0,84	6,48	2,56	4,01	3,16
CaO	5,50	1,85	9,95	5,19	8,86	6,10
Na ₂ O	0,45	4,16	2,50	3,54	2,76	3,60
K ₂ O	1,31	3,49	0,85	1,69	0,81	2,10
P ₂ O ₅	0,04		0,15			0,30
ГМ	0,08	0,31	0,60	0,37	0,50	0,42
АМ	0,06	0,24	0,31	0,26	0,32	0,29
ФМ	0,03	0,07	0,39	0,13	0,24	0,17
ТМ	0,05	0,03	0,10	0,04	0,05	0,05
НМ	0,09	0,26	0,16	0,21	0,16	0,21
КМ	0,27	0,22	0,06	0,10	0,05	0,12
ЩМ	0,34	1,19	2,94	2,10	3,41	1,71
НКМ	0,37	0,48	0,22	0,32	0,20	0,34
ЖМ	0,27	0,25	0,75	0,34	0,49	0,38
S	44,51	8,73	14,69	11,95	15,40	10,35
Na ₂ O K ₂ O,%	1,76	7,65	3,35	5,23	3,57	5,70

ского возраста. У него очень высокое содержание SiO₂ 84,28% (суперсилит с ГМ 0,10) и низкое всех других компонентов, за исключением Na₂O 2,52%. Такое высокое содержание кремнезема характерно для кварцевых песчаников, но у них значения НМ, ЩМ и НКМ очень низкие, а ТМ — высокие, т.к. в процессе длительного переноса разрушаются неустойчивые минералы, в первую очередь полевые шпаты, и накапливаются титансодержащие акцессории (кварцевые пески Восточно-Европейской платформы имеют значения ТМ 0,108—4,333! [15]. Для данного образца аномально высокие значения НМ 0,37, ЩМ 2,71, НКМ 0,51 и аномально низкое значение ТМ 0,035 не позволяют считать его обычным кварцевым песчаником. Такое сочетание петрохимических модулей, а также ассоциация со щелочны-

ми сиаллитами в разрезе (обр. 06-АП-22), дает возможность отнести его к аквагенным силитам (?).

Из разреза некучанской свиты индского яруса нижнего триаса проанализировано 11 образцов (см. табл. 1; рис. 2, Б). Среди них также выделены туфы, туффиты и туфопесчаники.

Туфы (образцы 06-АП-37, -36, -34 и -31), так же как и пермские, характеризуются низкими значениями ГМ, ФМ, ТМ, S и высокими — НМ, КМ, ЩМ, НКМ (см. табл. 1), что характерно для кислой пирокластике. Сумма щелочей в трех образцах превышает 5% и во всех образцах значения ЩМ 1 — в химическом составе Na₂O преобладает над K₂O. Железа содержится мало и преимущественно в закисной форме. Визуально туфы выглядят как мелкозернистые песчаники. На модульной диаграмме в координатах

ГМ—НКМ точки химических составов туфов ложатся рядом с точкой среднего состава дацита (см. рис. 3, Б), а их модульные кривые практически совпадают с модульной кривой дацита (см. рис. 4, Г). Это свидетельствует о том, что породы являются псаммитовыми туфами дацитового состава. В двух образцах аномально высокие значения НМ связаны скорее всего с процессами альбитизации.

Туффи́ты, слагающие разрез индских отложений, в отличие от пермских содержат больше продуктов основного вулканизма, и среди них выделяются туффи́ты дацитового (обр. 06-АП-32), андезито-базальтового (образцы 06-АП-35 и -30) и базальтового составов (образцы 06-АП-27 и -23). Туффоиды основного состава уверенно диагностируются по повышенной магнезиальности (MgO около или больше 3%), железистости, титанистости и фемичности.

В ряду туффи́тов с дацитовым, андезито-базальтовым и базальтовым составом пирокластике происходит увеличение значений ГМ, АМ, ТМ, ФМ и ЖМ. От туфов они отличаются в основном уменьшением содержания Na_2O и увеличением K_2O , в результате чего значения ЩМ 1 (см. табл. 1 и рис. 4, Д). На модульной диаграмме ГМ—НКМ точки химических составов туффи́тов попадают в области, занимаемые дацитами, андезито-базальтами и базальтами (см. рис. 3, Б).

Два образца 06-АП-29 и -25 — туфопесчаники с базальтовым составом пирокластике. У них самое низкое содержание щелочей и повышенные значения ТМ, ГМ, ФМ, ЖМ и S.

Проведенное литохимическое исследование показало, что все изученные образцы представляют собой вулкани́ты разного гранулометрического и химического составов. Это позволяет предполагать более широкое распространение подобных пород в перми и триасе севера Южного Верхоя́нья, чем считалось ранее. В разрезе индского яруса породы вулканогенного состава описаны впервые. Установлено, что пирокластике, поступающая в бассейн седиментации, являлась производной различных магм. Пермские породы представляют собой вулкани́ты андезито-дацитового, андезито-дацитового и дацитового составов. Обломочный материал свежий, не подвергался процессам выветривания и дальнего переноса. Отложения инда в нижней части представлены туфопесчаниками и туффи́тами базальтового состава, которые выше по разрезу сменяются туфами и туффи́тами андезито-базальтовых и дацитов, с увеличением производных кислого магматизма вверх по разрезу. На диаграммах М.Бхатия [16] фигуративные точки составов верхнепермских пород имтачанской свиты и верхней подсвиты некучанской свиты индского яруса тяготеют к полям континентальных островных дуг и активных континентальных окраин, а туфопесчаников базальтового состава нижней подсвиты некучанской свиты (нижний инд) — большей частью находятся вне дискриминационных полей, или распо-

ложены в ареалах океанических островных дуг (рис. 5).

Полученные результаты позволяют предложить следующий сценарий развития событий и определить питающие провинции, поставившие пирокластический материал в исследованные пермско-раннетриасовые толщи, накопление которых происходило в северной

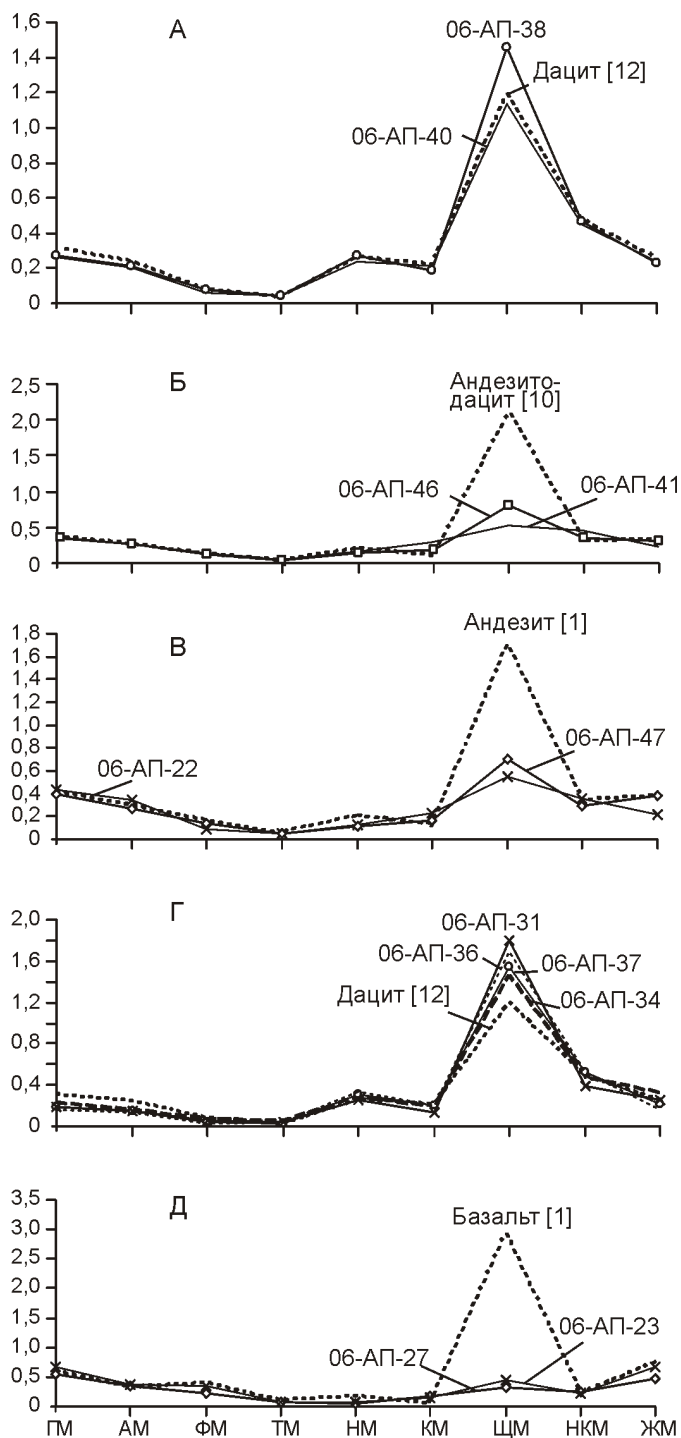
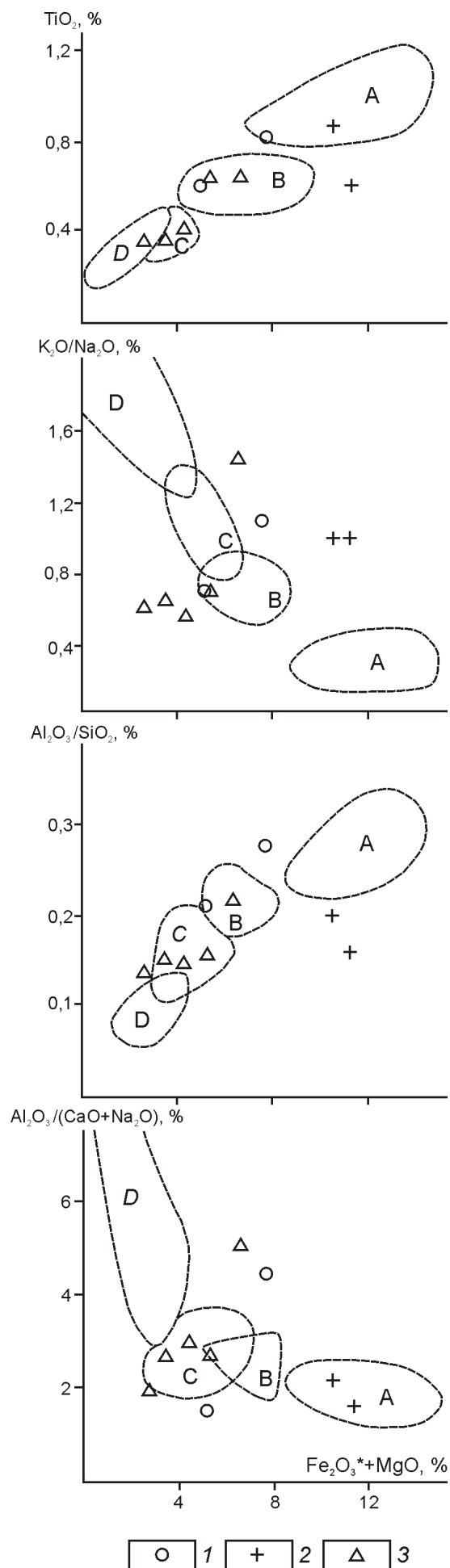


Рис. 4. Модульные кривые дацитовых туфов перми (А), туффи́тов с андезито-дацитовым (Б) и андезито-базальтовым (В) составом пирокластике; дацитовых туфов (Г) и пелитовых туффи́тов с базальтовым составом пирокластике (Д) некучанской свиты раннего триаса



части Южно-Верхоянского бассейна Верхоянской пассивной континентальной окраины [8, 14]. В ранней перми были развиты седиментационные обстановки глубоководного конуса выноса, а в поздней — широко распространены дельтовые обстановки [14]. В начале раннего триаса произошла морская трансгрессия, охватившая весь Южно-Верхоянский бассейн осадконакопления. Со второй половины инда накапливались преимущественно мелководные терригенные породы, заполняющие глубоководный бассейн [6, 14]. Проградация палеоделты наблюдалась преимущественно с юга на север (здесь и далее в современных координатах), что было связано с развитием крупной речной системы, ориентированной в этом же направлении. Основным источником поступления обломочного материала в Южно-Верхоянский бассейн являлись, по всей видимости, Алданский щит, Охотский террейн и смежные области Северо-Азиатского кратона [13]. В перми и триасе к востоку от Южно-Верхоянского бассейна располагалась активная континентальная окраина, представленная Удско-Мургадской вулканической дугой [8], которая могла поставлять пирокластику андезитово-базальтового, андезитового, андезитово-дацитового и дацитового составов на протяжении всего этого времени (рис. 6). В начале индского века появился новый источник вулканогенного материала — в осадок стало поступать большое количество пирокластики основного состава. Этот источник находился на значительном удалении от бассейна седиментации, о чем свидетельствуют значительные изменения в химическом составе обломочного материала по сравнению с первоисточником. Мы связываем происхождение туффов и туфопесчаников базальтового состава нижней части некучанской свиты с извержением сибирских траппов — одним из самых крупных наземных вулканических событий в фанерозойской истории Земли. Это извержение произошло в очень короткое время (по некоторым оценкам от одного до нескольких миллионов лет) к западу от Южно-Верхоянского бассейна в центральной части Северо-Азиатского кратона, а незначительные проявления базальтового вулканизма известны и в разрезах нижнего триаса проксимальных областей Верхоянской пассивной окраины на границе с Сибирской платформой [11]. Таким образом, в раннеиндское время для отложений Южно-Верхоянского

Рис. 5. Положение фигуративных точек пород верхней перми–раннего триаса на дискриминационных диаграммах [16] песчаников из различных геодинамических обстановок:

1 — дацитовые туфы имтачанской свиты; 2 — туфопесчаники нижней подсвиты некучанской свиты; 3 — туфы и туффыты верхней подсвиты некучанской свиты; поля диаграмм, океанические дуги: А — островные, В — континентальные; континентальные окраины: С — активные, D — пассивные

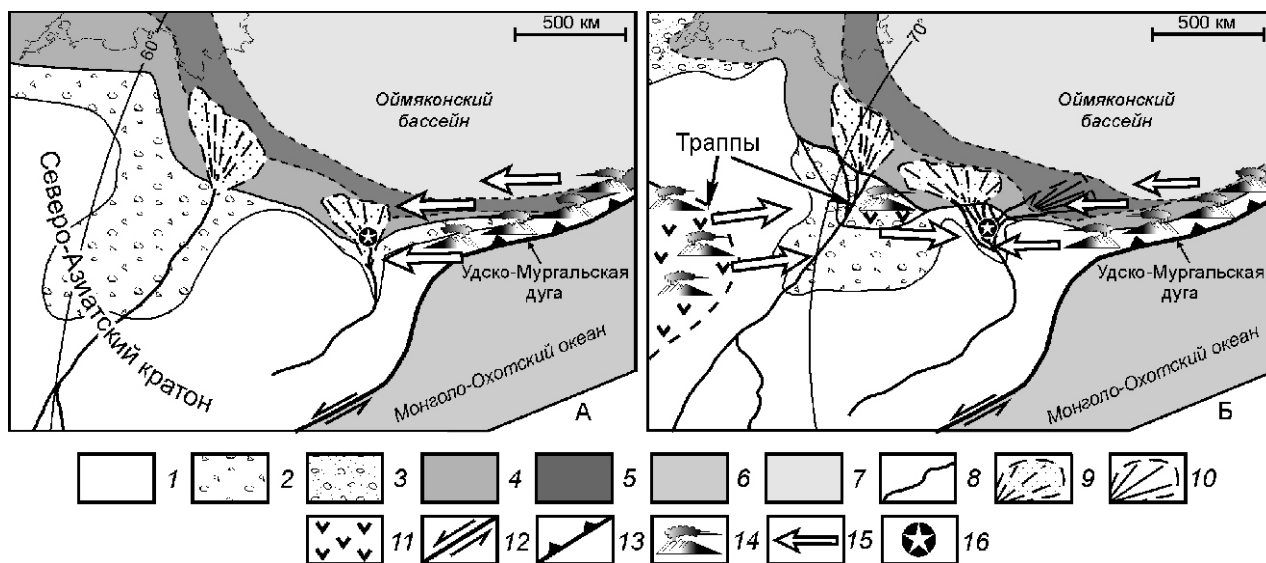


Рис. 6. Палеогеографические схемы восточной части Северо-Азиатского кратона в пермское время (А), индский век раннего триаса (Б). Использованы данные работ [2, 9, 17]:

1 — суша; 2 — прибрежные низменные равнины, временами затоплявшиеся морем; 3 — морские заливы, лагуны, лиманы; континентальный: 4 — шельф, 5 — склон; 6 — океанические бассейны; 7 — эпиконтинентальные моря; 8 — палеореки; 9 — палеodelьты; 10 — субаквальные фэны; 11 — траппы; 12 — трансформные границы плит; 13 — зоны субдукции; 14 — предполагаемое положение вулканических центров; 15 — направление переноса вулканогенного материала (вулканического пепла); 16 — местоположение изученных образцов

бассейна существовали два источника поступления пирокластического материала — существенно базальтовый западный и преимущественно андезитовый восточный (см. рис. 6, Б), но более значительная интенсивность базальтового привела к тому, что в вулканогенно-осадочных породах этого возраста устанавливается уверенно только базальтовая составляющая. Во второй половине инда вулканическая деятельность, связанная с сибирскими траппами, по-видимому, прекратилась или очень сильно ослабла, т.к. в отложениях верхней части некучанской свиты определяются только продукты андезито-базальтового и дацитового вулканизма, связанные с западным источником — Удско-Мургальской дугой.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00743, 06-05-96070, 06-05-96069, 06-05-96123) и ОНЗ-7.10.2.

Авторы выражают благодарность О.В.Королевой за ценные замечания и редакторскую работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). — М.: Недра, 1972.
2. Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В. и др. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81—85.
3. Гаврилова З.С., Григорьева А.Д., Константиновский А.А. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений бассейнов рек Юдомы и Май (Южное Верхоянье) // Советская геология. 1970. № 8. С. 106—112.
4. Ермакова С.П., Тарасьев С.Л. Литостратиграфия триаса севера Восточного Верхоянья. — Якутск, 1991.
5. Коростелев В.И. Триасовые отложения Восточного Верхоянья. — Якутск: Якутское книжное издательство, 1972.
6. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
7. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
8. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7—42.
10. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. — М.: Наука, 1966.
11. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томишин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113—155.
12. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
13. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Обстановки осадконакопления флишеидных отложений карбона-перми Южного Верхоянья // Флиш и флишеидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). — М., 1994. С. 71—80.
14. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666—669.
15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — С-Пб: Наука, 2000.
16. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611—627.

70-летие Николая Викторовича Лопатина

Николай Викторович Лопатин — заведующий лабораторией «Геологии и геохимии нефти и газа» Федерального государственного унитарного предприятия государственного научного центра Российской Федерации Всероссийского научно-исследовательского института геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИгеосистем), доктор геолого-минералогических наук, ярчайший представитель нефтяной геологической науки 27 августа 2008 года отметил свое 70-летие.

После окончания в 1961 г. Северо-Кавказского горно-металлургического института Николай Викторович работал младшим научным сотрудником в Волгоградском научно-исследовательском институте нефтяной и газовой промышленности, а спустя четыре года поступил в очную аспирантуру Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова и в 1968 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную прогнозу нефтегазоносности глубокозалегающих кайнозойских отложений в Нижнем Поволжье.

С 1971 по 1983 гг. Н.В.Лопатин работает в Научно-производственном государственном предприятии по геофизическим, геохимическим и геоэкологическим исследованиям (ВНИИЯГГ) в должности заведующего отделом геохимических методов поисков нефти и газа. В этот период он специализируется в области теоретических основ геохимических поисков, историко-геологического анализа нефтегазообразования в осадочных бассейнах, микроспектрометрии витринита, палеореконокструкций зон катагенеза. Результаты этих исследований послужили основой докторской диссертации Н.В. Лопатина, которую он защитил в 1981 г.

С 1983 по 1993 гг. Николай Викторович заведующий сектором геохимии нефти в ГЕОХИ РАН, и в тот же год он приходит во ВНИИгеосистем, где работает и в настоящее время заведующим лабораторией геологии и геохимии нефти и газа. Н.В.Лопатин проводит детальные исследования изотопно-молекулярного состава нефтей и газов Западно-Сибирского, Тимано-Печерского, Баренцевоморского и других бассейнов России, а также Бразилии, Колумбии и Мексики. Под руководством Николая Викторовича осуществляются работы в области компьютерного моделирования геологической истории и процессов образования углеводородов. Направлены они на дальнейшее развитие предложенной им же концепции нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем с целью прогноза нефтегазового потенциала осадочных бассейнов, что, в итоге способствует укреплению отечественной минерально-сырьевой базы углеводородного сырья.

Научные исследования Н.В.Лопатина получили всеобщее признание не только в России, но и за рube-



жом — Николай Викторович является почетным членом ряда зарубежных научных обществ и ассоциаций. Зарубежные геологи-нефтяники в своих исследованиях применяют методы моделирования «по Лопатину» (*Lopatin modeling*), что свидетельствует об эффективности его концепции и мировом признании как специалиста. В 2007 г. впервые ученому нашей страны — Николаю Викторовичу Лопатину, была присуждена специальная награда крупнейшей международной научной организации — Американского общества геологов-нефтяников (AAPG) за развитие современных концепций в нефтегазовой геологии как «ученому, автору и педагогу в знак признания его неординарных идей и существенного многолетнего научного вклада в нефтяную геологическую науку».

Н.В.Лопатин — автор более 300 публикаций, в том числе четырех монографий и ряда изобретений, награжден почетным знаком «Изобретатель СССР», ему присвоено почетное звание «Почетный разведчик недр».

Николая Викторовича характеризуют не только его научные достижения, но и личные человеческие качества — скромность, интеллигентность, отзывчивость, доброжелательное отношение к людям. Николай Викторович полон творческой энергии и неординарных научных идей.

Сердечно поздравляем Николая Викторовича со славным юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, долгих лет жизни, новых идей и успехов на благо нефтегазовой геологии и укрепления минерально-сырьевой базы России.

*Ученые советы ВНИИгеосистем, ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги, друзья и товарищи*