

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2013

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин*

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

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Костин А.В.

Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы. 3

Анисимова Г.С., Лыткин С.Ф.

Коренная золотоносность и сереброносность Ыныччанского рудно-россыпного поля Аллах-Юньской металлогенической зоны. 10

Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В.

Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы. 19

Глушкова Е.Г., Никифорова З.С.

Коренные источники россыпной золотоносности верховьев р.Усу (юго-западная часть Угуйского грабена). 28

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Граханов С.А., Прокопьев А.В., Граханов О.С., Егоров К.Н., Тарабукин В.П., Соловьев Е.Э.

Новые данные о геологическом строении дельты р.Лена и перспективах алмазности арктического региона. 33

Гриненко В.С., Князев В.Г.

Проблемы стратиграфии верхнего триаса — юры Предверхоанской структурно-фациальной зоны (Восточная Сибирь). 41

Макошин В.И., Кутыгин Р.В.

Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-аргинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья (Западное Верхоянье). 46

Баранов В.В., Блоджетт Р.Б.

Корреляция пржидольских отложений (верхний силур) арктических регионов Евразии и Северной Америки. 52

Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А.

Тектонические условия образования структур Сакынджинского рудного района (Селенняхский кряж, Восточная Якутия). 58

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Смелов А.П., Белоусова Е.А., Зайцев А.И., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Опарин Н.А.

Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары. 68

Граханов С.А., Смелов А.П., Помазанский Б.С., Егоров К.Н.

Алмазносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы. 73

Зайцев А.И., Смелов А.П.

Rb-Sr систематика кимберлитов Чомурдахского и Верхне-Мунского полей (Якутия) и прогнозная оценка их алмазности. 81

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.

Состав и условия формирования гранитов Куларского поднятия Верхояно-Колымской орогенной области. 93

Васильев Д.А., Ивсенсен Г.В., Ершова В.Б., Прокопьев А.В.

Особенности химического состава нижнемеловых отложений северной части Приверхоанского краевого прогиба. 106

Редакция: *Т.М.Папеско, К.С.Щербакова*
Компьютерная верстка *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 03.10.2013. 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
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы

А.В.КОСТИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Проведен анализ на примере первого выявленного в Восточной Якутии проявления IOCG-типа рудопродуктивных на аналогичную минерализацию плутонов. Установлены основные петрохимические признаки продуктивных плутонов и критерии выделения IOCG-минерализации средствами ГИС. Оценены масштабы перспективной минерализации.

Ключевые слова: IOCG, рудопродуктивные плутоны, золото, серебро, медь, Восточная Якутия.

Костин Алексей Валентинович, kostin@diamond.ysn.ru

Iron-oxide Copper Gold (IOCG) mineralization in Eastern Yakutia by example of Rep-Yureinskiy ore-magmatic system

A.V.KOSTIN

On the example of the first identified in Eastern Yakutia manifestations of IOCG-type the analysis of ore-potential plutons with similar mineralization was held. The basic petrochemical signs of productive plutons and the criteria for the allocation of IOCG-mineralization using GIS were set. Evaluated the scale of potential mineralization.

Key words: IOCG, ore-potential plutons, gold, silver, copper, Eastern Yakutia.

Фундаментальная задача геологии рудных месторождений — обоснование продуктивных рудно-магматических систем, несущих новые и традиционные типы благороднометалльной минерализации. Новыми для Восточной Якутии являются малоизученные Fe-оксидные Au-Cu (IOCG-Iron oxide copper gold ore deposits) гидротермальные проявления с Cu, Au, Ag, Bi и др.

Первая находка проявлений IOCG-типа в Восточной Якутии была сделана автором в 2011 г. на площади Реп-Юреинского рудного поля [1, 13], входящего в состав Тарынского рудно-россыпного узла Верхне-Индигирского горнопромышленного района. Его площадь сложена терригенными отложениями верхоянского комплекса (T_2 — J_3), прорванными редкими дайками долеритов (J_3) и небольшими интрузивами гранодиорит-гранитного комплекса (J_3 — K_1). Продуктивная минерализация Fe-оксидных брекчий пространственно приурочена к Реп-Юреинскому и Заохренному интрузивам, завершающим с запада Эргеляхский ряд плутонов (рис. 1). В контурах выходов брекчий известны гидротермальные образования золотомышьяково-сульфидного вкрапленного, золото-кварцевого малосульфидного, золоторедкометалльного и золотосурьмяного минеральных типов. Золоторудные тела представлены жилами и линейными минерализованными зонами дробления и окварцевания, редкометалльные — преимущественно штокверками (А.Н.Штукатуров и др., 1985).

В данной статье рассматриваются основные характеристики Fe-оксидных Cu-Au руд Реп-Юреинского рудного поля, на этой основе прогнозируются аналогичные проявления в других рудно-магматических узлах Восточной Якутии.

Реп-Юреинский интрузив вскрывается на высотной отметке 1150 м, находится в начальной стадии эрозии и представлен цепочкой небольших по площади выходов (от 0,01 до 0,3 км²) порфировых интрузий, вытянутых в долготном направлении и локализованных в едином поле ороговикованных пород. Над нескрытым эрозией Реп-Юреинским плутоном по характерному рыжему оттенку дешифрируется поле гидротермально измененных пород, представленных брекчиями с Fe-оксидным цементом. Брекчии предположительно имеют эруптивную природу, обломки представлены ороговикованными песчаниками, реже гранит-порфирами [13]. Большинство обломков имеют округлые формы, образовавшиеся в результате растворения агрессивными гидротермальными растворами. По данным рентгенофазового анализа (дифрактометр D2 PHASER Bruker, аналитики Н.В.Заякина, Т.Ф.Тренина), основные минералы цемента брекчий — гематит и гётит, магнетит не установлен. Коричневый, желто-коричневый и зеленоватый цвет брекчий зависит от насыщенности гематитом и гётитом и степени их изменения в процессе гипергенеза, что нашло отражение в количестве

ярозитовых и лимонитовых охр. Постоянно присутствуют вкрапления халькопирита и арсенопирита и продукты их окисления — малахит и скородит. Совокупность приведенных фактов, по мнению Л.Коррива [7], свидетельствует о малоуглубинной природе таких Fe-оксидных Cu-Au руд.

Заохренный интрузив вскрывается на высотной отметке 940 м, находится в средней стадии эрозии и представлен одним небольшим по площади выходом (0,3 км²), сложенным хорошо раскристаллизованными гранодиоритами. Плутон обрамляется полем орговикованных пород с разноориентированными прожилками пирита, пирротина и арсенопирита. Fe-оксидные брекчии сохранились локальными участками на флангах, количество рудного цемента в них незначительно. В гранодиоритах отмечается вкрапленная халькопиритовая минерализация, а содержания Cu в них достигают 2,5% (табл. 1, обр.7188).

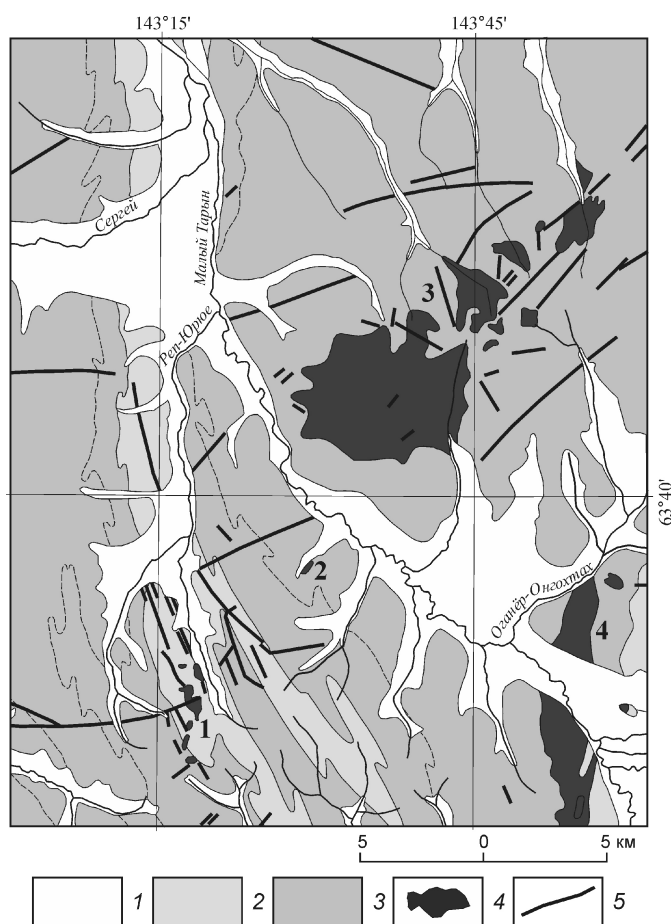


Рис. 1. Центральная часть Тарынского рудно-россыпного узла и локализация плутонов с установленной Fe-оксидной Cu-Au минерализацией ИОСГ типа:

отложения: 1 — четвертичные, Q, 2 — юрские, J, 3 — триасовые, T; 4 — плутоны (1 — Реп-Юреинская группа, 2 — Заохренный, 3 — Эргеляхская группа, 4 — Булгуньяхский); 5 — дайки

Реп-Юреинский и Заохренный плутоны сложены гранодиоритами и гранитами (см. табл. 1, рис. 2, А). В соответствии с геохимической классификацией гранитоидных пород Б.Фроста с коллегами [9, 10], интрузивные породы относятся к железистой и магнезиальной сериям (Fe-индекс; см. рис. 2, Б), щелочной, щелочно- известковой, известково-щелочной и известковой сериям (MALI-индекс; см. рис. 2, В), пералюминиевой серии (ASI-индекс; см. рис. 2, Г). По окислительно-восстановительному индексу породы относятся к ильменитовой серии (см. рис. 2, Д) и могут принадлежать как к оловоносным, так и Cu-Mo-порфировым рудно-магматическим системам [14].

Рудное тело Fe-оксидных брекчий повторяет контур кровли Реп-Юреинского массива и может быть отнесено к типу «манто». Выделенные ранее (А.Н.Штукатуров и др., 1985) локальные зоны дробления и окварцевания северо-западного и северо-восточного простираний, кварцевые жилы, линзы и штокверковые зоны относятся к полю брекчий, и самостоятельного промышленного значения жилы не имеют. По данным бороздового и штупного опробования в кварц-сульфидных жилах содержания Au 1—15 и Ag 40,88 г/т, Bi — 1,4%, в зонах дробления и окварцевания — Au 29,5—98 и Ag 149—214 г/т, Bi 2—2,4%.

Состав и плотность Fe-оксидных брекчий приведена в табл. 2. По элементному составу обнаруженные руды могут быть отнесены к Fe-оксидному-Au-Ag-Cu типу. Средние содержания в Fe-оксидных брекчиях: Au 1,16 и Ag 111,82 г/т; Fe 16,03 и Cu 0,55% [13]. Площадь выхода брекчий около 5,16 км², плотность руды изменяется от 2,41 до 3,23 (среднее 2,76 г/см³). Ресурсный потенциал руды составляет около 712 млн.т при 50 м подвеске. Ресурсный потенциал может составить (в т): Cu 350 000, Au 800 и Ag 70 000. По данным информационного агентства REGNUM <http://www.regnum.ru/news/1315463.html> запасы одного из крупнейших месторождений серебра в мире — Большой Кони Мансур, разведанного в 1970—1980-е годы в Согдийской области на севере Таджикистана, составляют около 1 млрд.т руды с содержанием Ag 49 г/т, Pb 0,49 и Zn 0,38%. Общие запасы серебра месторождения превышают 70 000 т. Поэтому, выявленные в Fe-оксидных брекчиях Реп-Юреинского рудного поля содержания серебра представляют большой практический интерес.

Анализ спектральных снимков Landsat территории Восточной Якутии позволил выделить три типа проявлений Fe-оксидной минерализации, на Реп-Юреинской площади они были заверены полевыми наблюдениями [13]:

1. Ярко-желтые цвета на космоснимках Landsat (комбинация каналов 3-2-1) соответствуют вкрапленной пиритовой минерализации, окисленной с поверхности.

1. Химические составы магматических пород Реп-Юреинского и Заохренного плутонов

Компо- ненты	Реп-Юреинский											Заохренный				
	Гранит					Гранодиорит						Гранодиорит				
	7122	7131	7133	7148	7100	7101	7132	7144	7145	7178	7178a	7181	7182	7186	7188	
SiO ₂	67,13	75,81	69,83	70,22	67,78	67,47	64,33	68,82	68,81	65,14	67,47	65,35	65,05	65,44	65,17	
TiO ₂	0,55	0,56	0,50	0,54	0,52	0,67	0,47	0,49	0,55	0,77	0,74	0,74	0,81	0,79	0,73	
Al ₂ O ₃	15,98	14,71	15,79	15,91	16,32	16,07	16,37	15,72	15,83	16,47	16,15	16,51	16,51	16,31	16,67	
Fe ₂ O ₃	0,40	0,42	1,19	0,67	0,11	0,48	3,28	0,38	0,26	0,99	1,23	0,75	0,96	0,60	0,66	
FeO	3,00	0,86	1,54	1,42	2,66	2,47	0,86	2,72	2,30	3,47	2,38	3,14	3,75	4,13	3,81	
MnO	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,08	0,04	0,08	0,08	0,09	0,08	
MgO	1,09	0,39	0,62	1,51	0,81	1,54	0,02	1,32	1,46	2,34	1,65	1,72	1,80	1,75	1,74	
CaO	2,26	0,17	0,57	2,88	4,14	3,11	0,63	2,54	2,23	3,48	2,43	3,57	3,42	3,84	3,77	
Na ₂ O	3,45	0,11	2,20	4,70	4,91	4,81	0,14	4,80	4,77	2,74	2,39	2,80	3,29	2,42	2,98	
K ₂ O	4,06	4,43	4,73	1,02	1,18	1,27	7,40	1,17	1,26	2,23	2,07	2,26	2,46	2,17	2,24	
H ₂ O	0,26	0,30	0,34	0,16	0,20	0,22	0,46	0,28	0,30	0,18	0,42	0,40	0,12	0,12	0,14	
H ₂ O	0,42	1,60	1,79	0,03	0,85	0,77	3,16	0,67	1,23	0,88	1,40	1,21	0,96	1,19	0,90	
P ₂ O ₅	0,27	0,06	0,18	0,24	0,25	0,26	0,24	0,25	0,25	0,38	0,18	0,14	0,20	0,19	0,18	
CO ₂	0,80	0,54	0,27	0,27	0,27	0,27	0,54	0,27	0,00	0,27	0,54	0,54	0,54	0,27	0,27	
S	0,00	0,16	0,26	0,20	0,26	0,09	0,90	0,18	0,38	0,31	1,23	0,32	0,18	0,27	0,31	
F	0,10	0,17	0,14	0,17	0,19	0,19	0,09	0,18	0,17	0,08	0,10	0,07	0,09	0,08	0,07	
П.П.П.	0,00	0,32	0,00	0,53	0,00	0,00	1,97	0,00	0,00	0,12	0,00	0,39	0,00	0,12	0,26	
Сумма	99,79	100,61	99,98	100,51	100,47	99,71	100,86	99,81	99,82	99,93	100,42	99,99	100,22	99,78	99,98	
Au*	0	0,012	0,002	0,021	0,03	0,015	0,003	0,016	0,008	0	0	0,0005	0,021	0,004	0,018	
Ag*	0,4	4,99	0,75	1,09	0,84	0,39	0,51	0,49	0,34	0,19	0,76	0,12	0	0	97,5	
Cu**	57,3	31,9	90,1	78,2	98,9	150	430	27,7	67,5	13,3	140	70,6	31,7	18,9	25 000	
Pb**	15,8	10	78	24	16	11,3	10	34,1	27,9	10	10	10	10	10	640	
Bi**	53	0	0	91,7	15	0	0	0	26,8	0	0	0	0	0	890	
Sn**	12,3	460	97,4	11	11	11	130	11	11	11	26,5	11	11	11	18,8	

Примечание. Оксиды, S и F — в %, элементы — в г/т; все анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН; силикатные анализы, аналитики: С.Е.Дьяконова, Э.Е.Сабардахова; * — атомно-абсорбционный анализ (iCE 3000 Series AAS), аналитики: Е.И.Михайлов, Ю.В.Голубко, А.Е.Санникова; ** — атомно-эмиссионный анализ (PGS-2 с МАЭС), аналитики: С.Ю.Коркина, О.Д.Замийская.

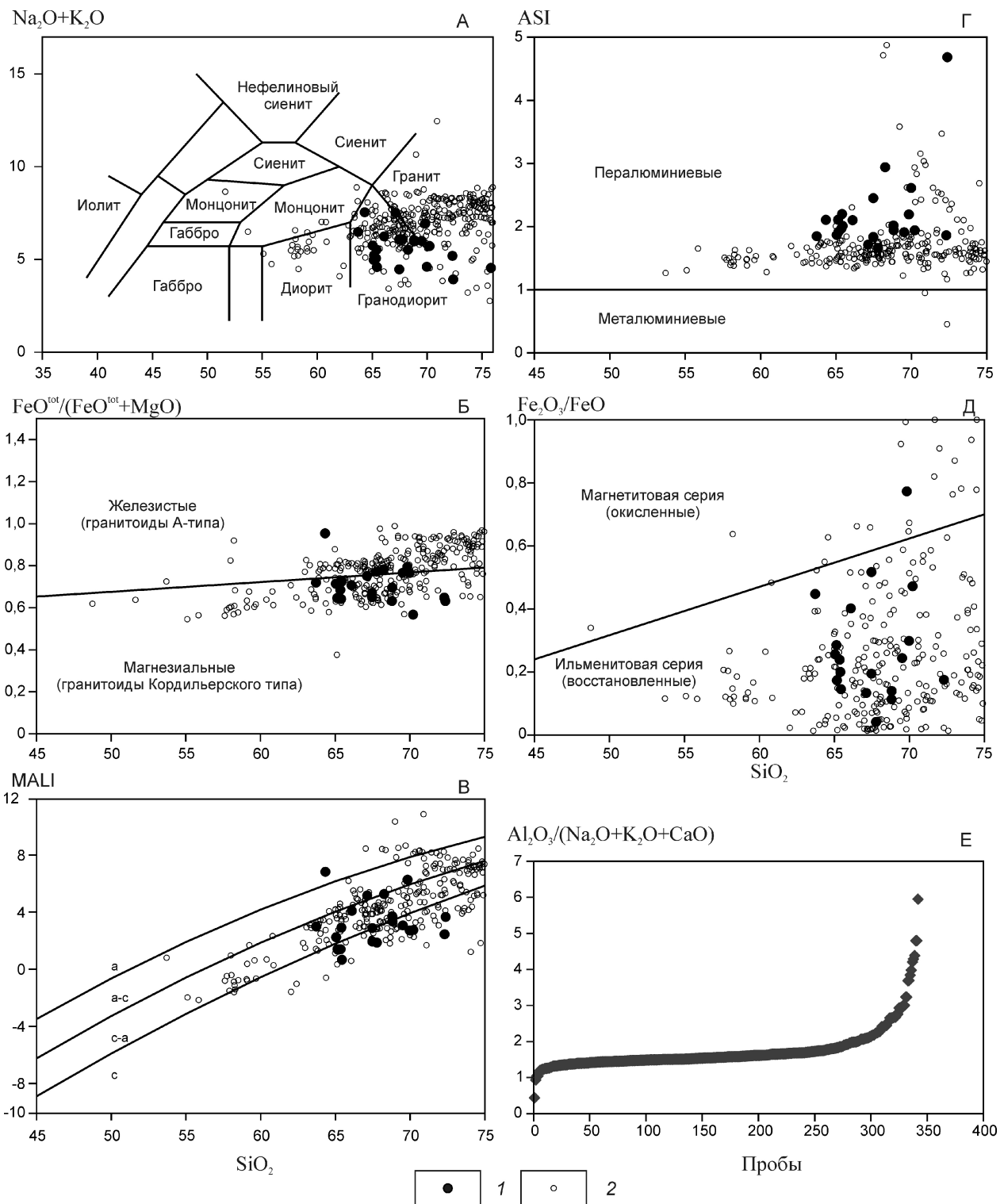


Рис. 2. Дискриминационные петрохимические диаграммы для рудопродуктивных гранитоидов:

А — классификация интрузивных пород [8]; Б — индекс железистости: $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$ [9, 10]; В — MALI-индекс: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ [9, 10], а — Alcalic, а-с — Alcalic-calcic, с-а — Calc-alcalic, с — Calcic; Г — ASI-индекс: $\text{Al}/(\text{Ca} + 1,67 \text{P} + \text{Na} + \text{K})$ [9, 10]; Д — магнетитовая и ильменитовая серии [12]; Е — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ [11]; плутоны: 1 — с установленной Fe-оксидной Cu-Au (IOCG) минерализацией (Реп-Юреинский, Заохренный), 2 — IOCG-потенциально продуктивные — Ахитанский, Болдымбинский, Верхне-Бургалинский, Верхне-Тирехтяхский, Дарпирский, Джетаньинский, Кыгыл-Тасский, Кыс-Кюельский, Лего-Эрикитский, Маркинский, Нуру, Олохтохский, Онньоохская группа, Порожно-Цепинский, Право-Джолакагский, Право-Туостахский, Право-Эрикитский, Сосукчанский, Сууру, Улахан-Нагаинский, Хаяргастахский, Хобяту-Эчийский, Хулырынский, Хунхадинский, Чалбынский, Чибалагахский, Чималгинский, Чулулукский, Этанджинский (С.В.Овчинников, Р.Я.Кончакова, 1990)

2. Темно-коричневые оттенки обусловлены тонким налетом гидроксидов Fe на сульфидных прожилках в ороговикованных породах.

3. Насыщенные яркие коричневые цвета характеризуют Fe-оксидные брекчии, относимые к Fe-оксидному Cu-Au (IOCG) типу [2].

На основании вышеизложенного, выявленное поле Fe-оксидных рудных брекчий над Реп-Юреинским плутоном может служить эталонным объектом для

обнаружения подобных проявлений на территории Восточной Якутии.

IOCG-потенциальные гранитоиды Восточной Якутии. Территория Восточной Якутии характеризуется совмещением золотой, серебряной и оловянной минерализаций, что обусловлено несколькими этапами становления рудопродуктивного магматизма [6]. При этом, опосредованность территории неравномерная, что не позволяет достоверно пользоваться

2. Плотность руд и содержания элементов в рудах IOCG-типа Реп-Юреинского рудного поля

Образцы	, гр/см ³	Au, г/т*	Ag, г/т*	Fe, %**	Cu, %**	Bi, г/т**	Mo, г/т**
<i>Хлорит-кварцевый метасоматит</i>							
3021	3,22	1,292	67,60	4,90	0,10	1000	0
7108	2,83	0,110	32,90	13,70	0,05	520	0
7143	2,67	0,67	15,10	48,45	0,62	890	0
7154	2,77	0,39	0,63	3,92	1,10	180	0
7157	2,71	3,70	82,8	7,71	0,17	890	0
Среднее	2,84	1,23	39,81	15,74	0,41	696	0
<i>Брекчия с Fe-оксидным цементом</i>							
3022	2,82	7,55	859,00	7,75	1,6	890	26
3024-1	3,50	0,20	260,00	9,65	0,39	110	26
3058-3	2,86	6,37	16,60	4,45	0,014	110	26
7112	2,50	0,28	668,00	20,1	0,18	300	94
7115	2,60	0,39	56,90	13,7	0,37	940	120
7116	2,50	2,14	11,00	6,49	0,021	160	150
7117a	2,88	0,01	5,02	4,26	0,011	0	99
7117б	2,90	0,21	49,70	10,7	0,83	890	160
7118	2,62	1,75	86,20	7,99	0,16	99	37
7124в	2,54	0,37	9,72	30,2	0,21	890	26
7127	2,65	0,01	0,29	38,7	0,59	850	43
7128	2,73	1,40	21,50	33,6	0,77	890	51
7129	2,42	0,09	103,00	6,2	4,2	890	0
7137	2,68	0,53	33,00	6,05	0,45	890	0
7139	2,74	0,00	0,27	13,7	0,22	0	0
7141	2,83	0,00	9,52	34,9	0,76	410	63
7142	2,89	0,65	11,00	4,81	0,93	760	0
7156	2,84	0,10	1,61	18,5	0,45	650	31
7159	2,63	2,88	142	56,43	0,07	890	36
7161	3,15	0,85	225	6,26	0,42	890	0
7169	3,00	0,54	1,24	5,65	0,01	230	0
7170	2,96	0,42	1,22	10,7	0,01	0	0
7174	2,50	0,00	0,18	17,9	0,04	0	24
Среднее	2,77	1,16	111,82	16,03	0,55	510	44

Примечание. Плотность образцов определена по результатам взвешивания в воздухе и воде; см. примечание к табл. 1.

готовыми петрохимическими моделями, разработанными для других регионов мира, при оценке рудопродуктивности плутонов на IOCG-тип минерализации.

Большинство известных в мире Fe-оксидных Cu-Au (IOCG) месторождений образуются вблизи щелочных и известково-щелочных интрузий [7], на глубине руды могут переходить в порфировые Cu-Mo или Cu-Au. Производные таких рудно-магматических систем, как правило, включают F, Mo-Cu,

Cu-Mo, Cu-Au, Fe-Au, Pb-Zn и Au-Ag минеральные типы руд [4]. Часть из них — Cu-Au и Fe-Au, могут отлагаться выше кровли интрузий в условиях, благоприятных для формирования брекчиевых руд IOCG-типа. При установлении объема и особенно границ Cu-Mo-порфировой рудной формации важным представляется анализ главных петрогенных компонентов пород. $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ [11] для порфировых магматитов от диоритов (максимальные Cu/Mo в рудах) к гранитам (минимальные Cu/Mo)

3. Ресурсный потенциал IOCG-потенциально продуктивных плутонов Восточной Якутии

Массив		Fe-оксидная минерализация (подвеска 50 м)		
Название	Площадь, км ²	Площадь, км ²	Руда, млн.т	Потенциал Au, т
Ахитанский	2,33	0,20	27,63	27,63
Чалбынский	60,98	1,70	228,90	228,90
Олохтохский	2,44	1,99	268,74	268,74
Болдымбинский	44,54	2,26	305,28	305,28
Джетаньинский	7,84	2,36	318,22	318,22
Кыс-Кюельский	1,33	3,15	424,68	424,68
Кыгыл-Тасский	0,24	3,33	449,43	449,43
Порожно-Цепинский	1505,26	7,86	1061,76	1061,76
Маркинский	48,84	7,95	1073,22	1073,22
Онньохская группа	4,28	9,25	1249,20	1249,20
Сосукчанский	0,40	9,52	1284,95	1284,95
Хобяту-Эчийский	159,65	9,59	1294,49	1294,49
Хунхадинский	5,38	11,44	1544,40	1544,40
Чималгинский	348,81	20,94	2826,59	2826,59
Право-Джолакагский	117,51	21,24	2867,28	2867,28
Лево-Эрикитский	740,47	41,78	5639,78	5639,78
Чугулукский	461,61	50,31	6791,22	6791,22
Сууру	84,36	65,47	8838,45	8838,45
Верхне-Тирехтяхский	387,59	68,21	9208,05	9208,05
Право-Гуостахский	1094,45	76,07	10 268,96	10 268,96
Чибагалахский	3763,38	79,15	10 685,00	10 685,00
Хулырын	26,52	79,23	10 695,53	10 695,53
Этанджинский	15,57	91,54	12 357,43	12 357,43
Нуру	24,53	109,00	14 715,30	14 715,30
Верхне-Бургалинский	35,23	137,76	18 597,90	18 597,90
Улахан-Нагаинский	27,90	194,01	26 191,78	26 191,78
Дарпирский	340,81	203,95	27 533,58	27 533,58
Хаяргастахский	451,21	327,57	44 221,91	44 221,91
Право-Эрикитский	404,57	909,52	122 785,76	122 785,76

Примечание. Площади вычислены средствами ГИС; оценка ресурса руды проведена из расчета плотности 2,7 т/м³ и содержания Au — 1 г/т.

возрастает от 0,6 до 1,3, что свидетельствует о повышении доли седиментогенного материала в переплавляемых геологических образованиях при формировании рудоносных магм [5].

Все известные Fe-оксидные-Cu-Au месторождения мира являются частью большой группы Cu-Au порфирировых месторождений [7] и характеризуются рядом общих черт [3]: интрузивная рама — порфирировые интрузивы (штоки, штокообразные тела, реже дайки); брекчиевые тела, обычно надстраивающие порфирировые интрузивы по вертикали; метасоматиты, подчиненные порфирировым телам и располагающиеся конформно их ограничениям; штокверковые трещинные системы, конформные интрузивам, включающие промышленные руды.

В результате дешифрирования снимков Landsat была выделена большая группа плутонов, с которыми пространственно связана потенциальная Fe-оксидная Cu-Au минерализация. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (см. рис. 2, А) большая часть фигуративных точек составов, включая Реп-Юреинский и Заохренный плутоны, находится в поле гранита и гранодиорита, меньшая — диорита и монзонита. Породы являются как железистыми, так и магнезиальными (см. рис. 2, Б) и представлены всеми разностями от известковых до щелочных (см. рис. 2, В). При этом все гранитоиды относятся к пералюминиевым (см. рис. 2, Г), более 80% всех составов принадлежат ильменитовой (восстановленной) серии (см. рис. 2, Д). $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ в интервале от 0,44 до 5,95 (среднее 1,74) (см. рис. 2, Е) указывает на значительную роль седиментогенного материала в формировании продуктивных на Fe-оксидную Cu-Au минерализацию плутонов. Вполне вероятно, что в результате процессов контаминации захватывался рудный материал их терригенных пород Верхоянского комплекса.

Возможный ресурсный потенциал золота, связанный с выявленной по результатам дешифрирования снимков Landsat Fe-оксидной минерализацией плутонов, показан в табл. 3. Очевидно, что предполагаемые ресурсы золота многократно превышают запасы всех известных месторождений Якутии, а описанный тип минерализации требует всестороннего изучения.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Обнаруженная в полевом сезоне 2011 г. Реп-Юреинская геохимическая аномалия IOCG-типа имеет Au-Ag-Cu специализацию с крупным ресурсным потенциалом золота и серебра и является эталонным объектом для выявления аналогов на территории Восточной Якутии. Вертикальная зональность проявлена в смене Fe-оксидных Cu-Au руд (отметка 1150 м) медно-порфирировыми рудами (отметка 940 м), вертикальный размах оруденения более 200 м.

2. Наиболее оптимальным инструментом для выявления Fe-оксидных полей с потенциальной Cu-Au-Ag минерализацией является дешифрирование спектральных снимков Landsat ETM (комбинация каналов 3-2-1). Работы по выявлению этого типа месторождений в Якутии начаты в ИГАБМ СО РАН с 2011 г., другие научные или производственные организации проявлениями IOCG-типа не занимаются.

3. Восточная Якутия имеет большой потенциал для успешных находок IOCG-проявлений с уникальными ресурсами золота. Общая металлогеническая специализация региона на серебро отразилась на комплексности Fe-оксидных Cu-Au руд — серебро является важным составным элементом, формирующим крупные ресурсы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Костин А.В., Осипов Л.В.* Неоткрытые минеральные ресурсы и ГИС: новая перспективная комплексная Au-U и Pt-Cu-Hg геохимическая аномалия Реп-Юреинского рудного поля (Тарынский рудный узел, Восточная Якутия) // Наука и образование. 2012. № 1 (65). С. 55—59.
2. *Костин А.В.* Продуктивные рудно-магматические системы Восточной Якутии: Fe-оксидный Cu-Au (IOCG) тип рудной минерализации // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 2—4 апреля 2013 г. —Якутск: ИПК СВФУ, 2013. Т. 1. С. 261—264.
3. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфирировые месторождения мира. —М.: Недра, 1986.
4. *Павлова И.Г.* Медно-порфирировые месторождения. —Л.: Недра, 1978.
5. *Сотников В.И.* Медно-молибден-порфирировые рудные формации: природа, проблема объема и границ // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 355—363.
6. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. *Corriveau L.* Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian Perspective // Mineral Deposits Division Special Publication. 2007. Vol. 5. Pp. 307—328.
8. *Cox K.G., Bell J.D. et Pankhurst R.J.* The Interpretation of Igneous Rocks. London. George Allen et Unwin. 1979.
9. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. Pp. 2033—2048.
10. *Frost B.R., Frost C.D.* A geochemical classification for feldspathic granitic rocks // J. Petrology. 2008. Vol. 49. Pp. 1955—1969.
11. *Griffiths J.R., Goodwin C.J.* Metallogeny and tectonics of porphyry copper-molybdenum deposits in British Columbia // Can. J. Earth Sci. 1983. Vol. 20. Pp. 1000—1018.
12. *Ishihara S.* The granitoid series and mineralization // Economic Geology, 75th Anniversary Volume. 1981. Pp. 458—484.
13. *Kostin A.V.* Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. № 9. Pp. 1045—1053.
14. *Lehmann B.* Metallogeny of Tin: Lecture Notes in Earth Sciences: Springer Verlag. Berlin. 1990.

Коренная золотоносность и сереброносность Ыныкчанского рудно-россыпного поля Аллах-Юньской металлогенической зоны

Г.С.АНИСИМОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), С.Ф.ЛЫТКИН (ООО «Заря М»); 677009, г.Якутск, ул.Дзержинского, д.35, кв.8а)

Впервые обнаружена зона смятия и прожилкования с золоторудной минерализацией в плотике россыпи в среднем течении руч.Ыныкчан, левого притока р.Аллах-Юнь. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, редкими минералами Те, Ag и Sb и низкопробным Au. Описываемые рудные тела являются южным продолжением зон дробления с крупным золотосульфидно-кварцевым оруденением Маринского рудного поля и коренными источниками россыпей среднего течения руч.Ыныкчан. Впервые описаны стратиформные Pb-Zn руды сарданинского типа в карбонатных отложениях карбона.

Ключевые слова: зона смятия и прожилкования, золото, Ыныкчан, Аллах-Юньская металлогеническая зона.

Анисимова Галина Семеновна, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru
Лыткин Степан Федорович

The native gold- and silver-bearing of Ynykchan ore-placer field of Allakh-Yun' metallogenic zone

G.S.ANISIMOVA, S.F.LUTKIN

Shear and stringer zone with ore gold mineralization is firstly discovered in gutter of niddle course of Ynykchan brook, left tributary of Allakh-Yun river. Ore mineralization is represented by pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, rare minerals Те, Ag ana Sb with low grade Au. It is assumed that, desribed ore bodies are southern extention of shatter zone with major gold sulfide mineralization of Marinskoe ore field and primary sources of placers of Ynykchan brook niddle course. «Sardana» type ores with high silver content are also discovered.

Key words: shear and stringer zone, gold, Ynykchan, Allakh-Yun' metallogenic zone.

Ыныкчанское рудно-россыпное поле входит в состав Юрско-Бриндакитского рудного района Аллах-Юньской металлогенической зоны [9]. Оно известно россыпными месторождениями по руч.Ыныкчан и его притоков (Заря, Мар, Тарагай, Наш, Том), данные по которым хорошо освещены в работах Ф.Л.Цхурбаева [11] и В.П.Самусикова [7]. Протяженность руч.Ыныкчан, левого притока р.Аллах-Юнь, более 20 км. Долина его имеет широтное направление почти на всем протяжении, пересекая геологические структуры вкрест простирания. В нижнем течении ширина долины более 1 км. Вверх от устья руч.Заря долина резко сужается сначала до 400—500, затем до 100—150 м. Долина асимметричная: левый склон крутой, правый пологий, террасированный. Вдоль правого склона прослеживаются террасы 2—3, 6—8 и 15—20-метрового уровней. На участке россыпи вдоль левобережья отмечается высокая 200—250-метровая смешанная терраса. Все террасы золотоносны. На первых трех уровнях известны промышленные россыпи. Характерная особенность этого района — большой разброс пробности золота во многих россыпях. Везде присутствуют две разновидности золота, различающиеся между собой по цвету и пробности: зеленоватое (754—795‰) и соломенно-

желтое (843—871‰). Количественные соотношения их изменяются в больших пределах. В россыпях Мар и Наш золотины соломенно-желтого цвета имеют резко подчиненное значение, а в россыпи Заря они преобладают, особенно во фракциях 2 мм. В.П.Самусиков [7] предположил два типа коренных источников: низкопробное Au связано с минерализованными зонами дробления, а высокопробное — с пластовосекущими кварцевыми жилами и прожилками. В последние годы в этом районе найдены новые точки рудной минерализации, описанию которых посвящена данная статья.

Коренная золотоносность. Ыныкчанское рудное поле расположено в бассейне среднего течения руч.Ыныкчан и находится южнее (8—10 км) Маринского рудного поля, на территории которого в последнее время прогнозируется крупное золотое оруденение кварц-сульфидной формации (рис. 1) [5, 6]. По данным А.Е.Окунева и В.П.Данилова [5] на Маринском рудном поле наряду с широким развитием кварцево-жильного оруденения различной морфологии имеются минерализованные зоны дробления повышенной сульфидности 5—15%. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, золотом, блёклой ру-

дой. Дислоцированные песчаники и алевролиты наталинской свиты (C_{2nt}) в зоне Минорского разлома претерпели интенсивную метасоматическую проработку, местами перетерты до глиноподобного состояния, а катаклазированный кварц стержневых жил превращен в «сыпучку», содержание карбонатов составляет 20—30%. Содержание золота в зонах изменяется от 5 до 15, достигая иногда до 20—50 г/т, постоянно присутствует Ag, Au/Ag составляет 1:1.

К юго-восточному флангу Маринского поля примыкает Зоринское рудное поле и также располагается в зоне влияния Минорского разлома [6]. Здесь развиты отложения наталинской и эчачанской свит. В пределах

поля обнаружена серия золоторудных пунктов минерализации различных морфологических типов: секущие жилы продольной и субширотной ориентировки, зоны дробления с карбонат-кварцевым прожилкованием с содержанием Au от 0,2 до 24 г/т. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом. Двумя канавами вскрыта меридиональная зона дробления мощностью до 20 м, сложенная дислоцированными алевролитами с тонким карбонат-кварцевым прожилкованием. Она включает ряд стержневых, нередко катаклазированных кварцевых жил мощностью от 0,3 до 2 м с содержанием Au от 0,2 до 8 г/т. Оруденелые участки данной зоны сходны с

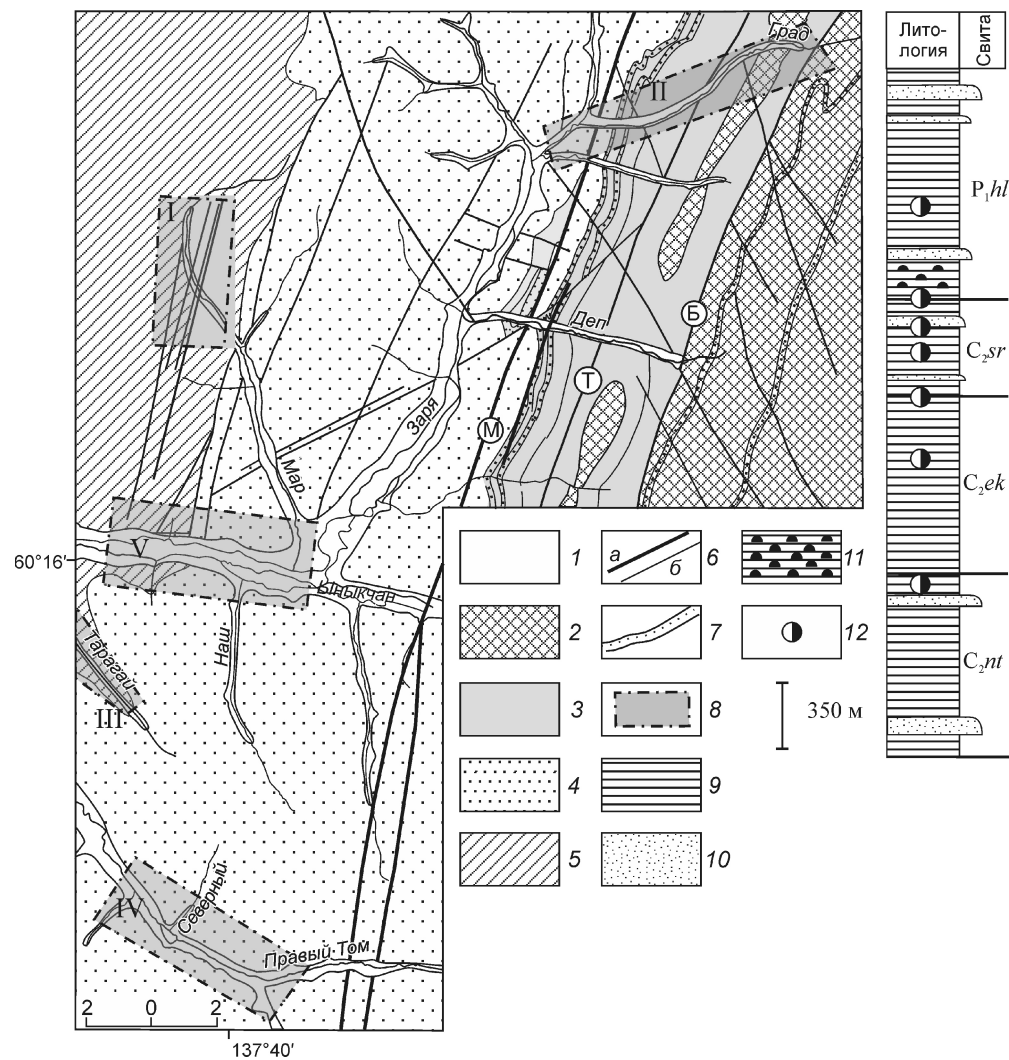


Рис. 1. Схема геологического строения Маринского рудного поля. С использованием материалов В.П.Данилова, 2006; В.Ю.Фридовского, Л.И.Полуфунтиковой, 2011 и дополнениями авторов:

1 — четвертичные отложения, Q; 2 — нижнепермские отложения, хальчинская свита, P_{1hl} ; каменноугольные отложения, свиты: 3 — суркечанская, C_{2sr} , 4 — эчачанская, C_{2ek} , 5 — наталинская, C_{2nt} ; 6 — разрывные нарушения: а — главные (М — Минорский), б — второстепенные (Т — Татский, Б — Бикский); 7 — маркирующие горизонты песчаников; 8 — участки работ: I — Мар, II — Град, III — Тарагай, IV — Том; V — участок работ ООО «Заря М»; 9 — алевролиты; 10 — песчаники; 11 — микститы; 12 — уровни развития золотого оруденения

рудными телами Маринского рудного поля. Ранее небольшие рудопроявления золота были известны в верховьях руч.Мар, в среднем и верхнем течении руч.Том, по левому склону долины Ыныкчана ниже устья руч.Наш и на других участках. В плотике Ыныкчанской россыпи, состоящем из сланцев, Е.А.Пресняков (1939) наблюдал кварцевые прожилки с видимым золотом. Е.С.Бобинным (1938), а позднее другими исследователями на склонах долины обнаружены маломощные кварцевые жилы с золотом.

Летом 2011 г. при закладке геологоразведочной траншеи 02 на полигоне участка разведочной линии 10—100 россыпи Ыныкчан (см. рис. 1) ООО «Заря М» в плотике вскрыты песчаники с маломощными прослоями алевролитов (глинистых сланцев) наталинской свиты верхнего отдела каменноугольной системы. В полотне траншеи видно, что породы смяты в синклинальную складку субширотного (азимут 285°) простирания с углами падения крыльев складки 30—45°, при этом отмечается более крутое (до 45°) падение пород на северном крыле складки (рис. 2).

В мульде синклинали наблюдается **зона интен-**

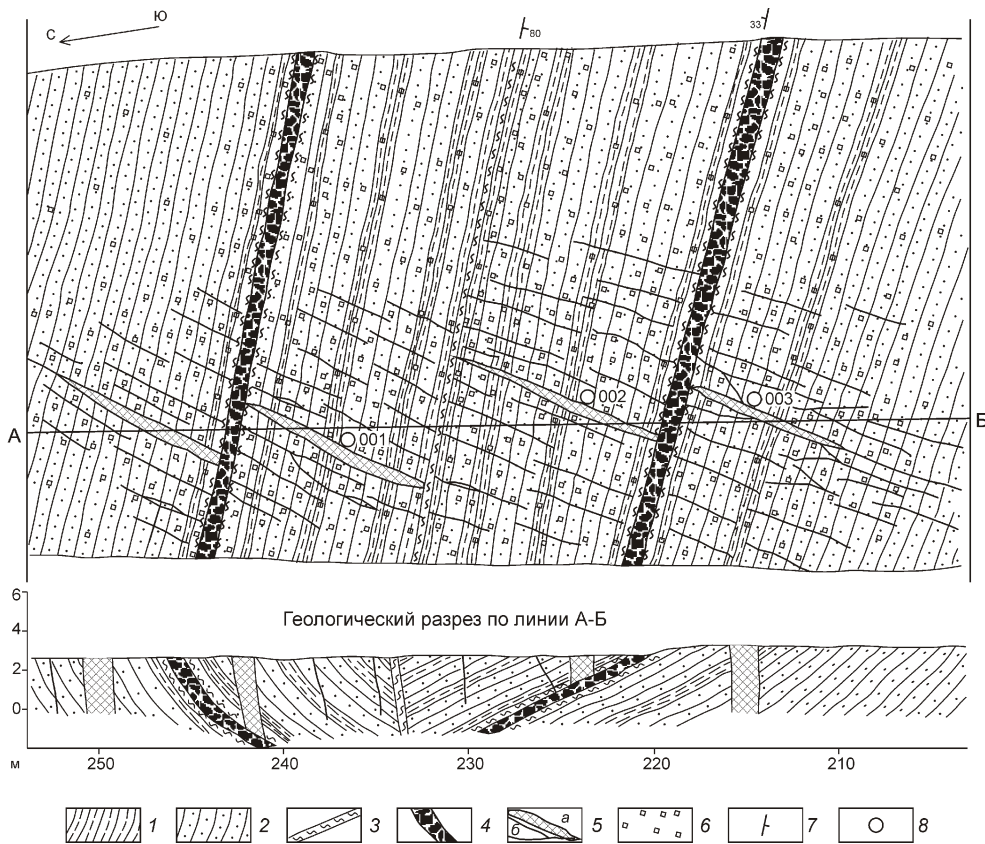


Рис. 2. Геологический план полотно траншеи на участке россыпи руч. Ыныкчан (разведочная линия 10-100):

1 — темно-серые до черного, тонкоплитчатые, иногда тонкослоистые глинистые сланцы, сильно трещиноватые, обохренные по трещинам; 2 — песчаники, пронизанные кварц-карбонатными прожилками; 3 — перетертые до глины желтого, синевато-желтого, белесого цвета породы; 4 — зоны дробления; 5 — линзовидные жилы с сульфидами (а) и кварц-карбонатные прожилки (б); 6 — пиритизация; 7 — элементы залегания; 8 — места отбора проб

сивного смятия (перетертые до желтой, белесой, синевато-серой глины алевролиты) мощностью до 0,2 м, хорошо выдержанная по простиранию (см. рис. 2). При промывке глинистого материала из зоны смятия в лотке образуется тяжелый серый шлик, состоящий из пирита, гематита, гидроксидов железа, кварца. Видимое золото в шлихах не обнаружено. Зона круто (80—85°) падает на юг-юго-запад, возможно, несколько смещая крылья складки относительно друг друга. Подвижки сдвигового, взбросо-сдвигового характера заметны довольно четко по «растаскиванию» частей кварцево-карбонатной жилы с вкрапленной, прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Зоны дробления развиты в сильно рассланцованных, метаморфизованных, слюдистых мелкозернистых полимиктовых песчаниках, интенсивно прокварцованных, сульфидизированных. Породы в зонах брекчированы, сцементированы кварцевым, кварц-карбонатным материалом с сульфидами: пиритом,

реже галенитом, сфалеритом. Содержание сульфидов в цементе достигает 5—10, а в обломочном материале (песчаники) до 5%. Степень дробленности пород в зонах дробления меняется — от брекчий до участков прожилкования. По замерам элементов залегания фрагментов зон и идентичному петрографическому составу, очевидно, что субпластовая жила смята в синклиналиную складку.

Эта зона также послужила плоскостью для более поздних сдвиговых подвижек, о чем свидетельствуют наличие глины желтого, оранжево-желтого цвета, зеркала скольжения в ее зальбандовых частях. В шлихах проб из этой глины, кроме пирита и галенита, установлены единичные значки золота рудного облика, иногда в сростках с кварцем.

Кварц-карбонатная жила мощностью до 0,4—0,6 м, как уже сказано, «растаскана» в результате более поздних подвижек взбросо-сдвигового характера субширотного направления. Азимут простирания фрагментов жилы практически одинаков и со-

ставляет 35—38°, падение жилы крутое, близкое к вертикальному. Прослежена она на расстоянии 40—45 м, при этом наблюдаются раздувы и сужения (выклинивания) жилы. Наибольшая мощность отмечается в песчаниках. Жила сопровождается серией маломощных (от нитевидных до 1—1,2 см) прожилков аналогичного состава, создавая зону прожилкования. Сульфиды, представленные преобладающим пиритом, примерно в равном соотношении галенитом и сфалеритом, резко подчиненным халькопиритом, образуют вкрапленные, прожилково-вкрапленные, участками массивные руды в тесной ассоциации с железистым карбонатом (сидерит, анкерит). Пирит интенсивно окислен с образованием гидроксидов железа, по галениту развиваются церуссит в виде светло-серой пленки. Арсенопирит встречается крайне редко, образуя удлиненные, гипидиоморфные зерна вдоль зальбандов жилы, замещается скородитом. Видимое золото в образцах не установлено, однако в шлихах из мелкообломочного материала жилы зафиксированы значки рудного облика. Вме-

щающие зоны смятия и дробления песчаники и алевролиты интенсивно прокварцованы, серицитизированы, сульфидизированы (в основном, пирит, реже пирротин). Пирит образует идиоморфные зерна, равномерно рассеянные по всей породе, пирротин — аллотриоморфные зерна. Золотоносность невысокая. Встречаются маломощные линзовидные прослои зеленовато-серых интенсивно прокварцованных, сульфидизированных, очень крепких пород с раковистым изломом — метасоматитов по известковистым песчаникам. Сульфиды: пирит, пирротин, в меньшей степени, халькопирит, образуют равномерно вкрапленную текстуру. Их содержание достигает 3—5% от всего объема породы. Наибольшее развитие сульфидов отмечается в местах пересечения зон с кварцевой жиллой.

Рудная минерализация. В пределах рудного поля встречаются три типа руд: 1) сульфидно-карбонат-кварцевые руды с вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурой и низкой (1—3%) сульфидностью (рис. 3, I); 2) массивные галенитовые руды с гнездами сфалерита, кварца, карбоната и высокой (20%) сульфидностью (см. рис. 3, II); 3) стратиформные Pb-Zn руды «сарданинского» типа с сульфидностью более 10% (см. рис. 3, III).

Сульфидно-карбонат-кварцевые руды локализованы в зоне смятия и прожилкования. Сульфидную часть составляют гнезда, вкрапленность и прожилки пирита, галенита, сфалерита, реже пирротина, халькопирита, арсенопирита. Фрейбергит, теллуриды и сульфотеллуриды Ag, Sb и самородное золото отмечаются в виде микровключений в главных сульфидах. Карбонаты наблюдаются в виде гнезд и преимущественно представлены анкеритом и сидеродолмитом, а кальцит в основном встречается в безрудном кварце (табл.1).

Массивные галенитовые руды с редкими вкраплениями и гнездами кварца, доломита и сфалерита (см. рис. 3, II) впервые вскрыты на левой террасе россыпи руч.Мар в терригенно-карбонатных отложениях. Руды высокосереброносны до 1550 г/т при незначительной концентрации Au 1,37 г/т (табл. 2).

Стратиформные Pb-Zn руды «сарданинского» типа впервые обнаружены там же, где и выше описанные массивные галенитовые руды. Эти руды представляют собой сахаровидные белые доломиты с вкрапленностью сфалерита различной интенсивности и гнездами галенита, реже пирита, образующие полосчато-ритмичные выделения (см. рис. 3, III). Полосы с различными содержаниями сфалерита чередуются между собой (в %): полоса примерно с одинаковыми частями доломита 60 и сфалерита 40 контактирует с доломитом 10 с интенсивными вкраплениями сфалерита 85 и редко пирита 5, которая плавно переходит в слой с последующим убыванием содержания сфалерита вплоть до сахаровидного доломита с редкими вкраплениями сфалерита 5. Внутри последних слоев отмечаются гнезда массивного галенита и слоя

с высокими содержаниями сфалерита, пирит-кварцевого материала. Сфалерит характеризуется значительными концентрациями Ge, менее Cd (табл. 3). Состав доломита приведен в табл. 1. Как известно, стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах объединяются в семейство, включающее шесть рудно-формационных типов: свинцово-цинковый с германием (сарданинский), флюорит-пирит-свинцово-цинковый (миссисипский), пирит-свинцово-цинковый (силезско-краковский), барит-свинцово-цинковый (миргалимсай-

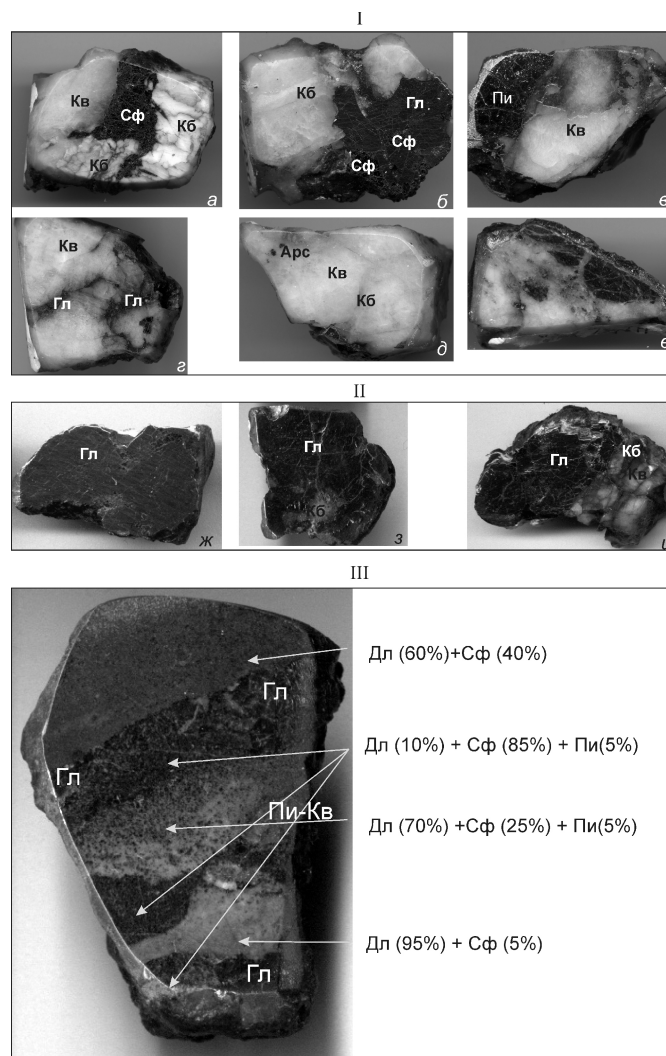


Рис. 3. Текстурно-структурные особенности руд Бныкчанского рудно-россыпного поля:

I — сульфидно-карбонат-кварцевые руды с вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурой и низкой (1—3%) сульфидностью; II — массивные галенитовые руды с гнездами сфалерита, кварца, карбоната и высокой (20%) сульфидностью; III — стратиформные Pb-Zn руды «сарданинского» типа с сульфидностью более 10%; Кв — кварц, Кб — карбонат, Арс — арсенопирит, Пи — пирит, Гл — галенит, Сф — сфалерит

ский), свинцово-цинковый (шалкинский) и пирит-барит-свинцово-цинковый (учкулачский) [3].

Эталонным объектом, содержащим руды «сардинского» типа, является крупное *свинцово-цинковое месторождение Сардана*, которое располагается в соседней Кыллахской металлогенической зоне в 50 км южнее Ыныкчанского рудного поля, в пределах Селендинской синклинали, осложненной Курунгской антиклиналью и продольными надвигами [9]. Следует особо подчеркнуть, что возраст рудо-

вмещающих пород месторождения Сардана — венд, тогда как описываемые руды найдены в карбонатных толщах верхнего карбона.

Ранее в рудах в Широкинского рудно-россыпного узла был описан минерал германия — медистый ар-гиродит $Ag_{5,9}Cu_{2,1}GeS_6$ [2]. Учитывая высокую германиеносность стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кыллахской металлогенической зоны, залегающих в карбонатных отложениях [8, 12], основным минералом-концентратором Ge в которых

1. Химический состав и формульные коэффициенты карбонатов Ыныкчанского поля

Образцы	Массовые доли (%)						Формульные коэффициенты				Карбо- нат
	CaO	FeO	MgO	MnO	CO ₂	Сумма	Ca	Fe	Mg	Mn	
<i>Эндогенные карбонаты</i>											
001/СТП	27,82	17,58	9,09	1,43	43,43	99,35	0,50	0,25	0,23	0,02	Анкерит
	28,18	17,37	9,65	1,4	44,17	100,77	0,50	0,24	0,24	0,02	
	27,88	16,6	9,86	1,6	43,83	99,77	0,50	0,23	0,25	0,02	
001А/СТП	27,35	19,63	7,17	1,88	42,57	98,60	0,50	0,28	0,18	0,03	
	27,13	19,6	6,92	1,93	42,12	97,70	0,51	0,29	0,18	0,03	
	27,3	19,6	7,01	1,85	42,27	98,03	0,51	0,28	0,18	0,03	
	27,31	20,58	6,49	1,39	42,07	97,84	0,51	0,30	0,17	0,02	
	27,21	20,07	7,01	1,58	42,34	98,21	0,50	0,29	0,18	0,02	
	27,92	19,05	7,4	1,92	42,90	99,19	0,51	0,27	0,19	0,03	
	26,65	22,11	6,06	1,16	41,83	97,81	0,50	0,32	0,16	0,02	
005/СТП	28,61	13,79	12,03	1,01	44,73	100,17	0,50	0,19	0,29	0,01	Сидеро- доломит
	28,52	12,95	12,29	1,09	44,47	99,32	0,50	0,18	0,30	0,02	
	29,01	15,09	10,08	0,8	43,56	98,55	0,52	0,21	0,25	0,01	Анкерит
	28,04	15,11	10	0,68	42,68	96,51	0,52	0,22	0,26	0,01	
	53,63	1,56	0,093	0,52	43,69	99,49	0,96	0,02	—	0,01	Кальцит
007/СТП	28,06	12,68	12,19	1,12	43,84	97,89	0,50	0,18	0,30	0,02	Сидеро- доломит
	28,06	12,68	12,19	1,12	43,84	97,89	0,50	0,18	0,30	0,02	
	28,5	12,8	11,5	1,14	43,54	97,48	0,51	0,18	0,29	0,02	
<i>Карбонатные породы</i>											
0301	31,76	0,342	19,78	0,078	46,79	98,75	—	—	—	—	Доломи- ты
	32,18	0,511	19,51	0,064	46,92	99,18	—	—	—	—	
	31,53	0,528	19,84	0,056	46,77	98,73	—	—	—	—	
	33,05	0,396	19,82	0,032	47,85	101,15	—	—	—	—	
	31,05	0,419	20,86	0,04	47,44	99,80	—	—	—	—	
	31,15	0,324	20,85	0,056	47,45	99,83	—	—	—	—	
	30,33	0,53	20,92	0,049	47,01	98,84	—	—	—	—	

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН микрозондовым анализом на приборе Camebax-micro; Ba, Sr в пределах чувствительности анализа не обнаружены; аналитики Л.М.Попова, Н.В.Христофорова.

2. Содержание Au, Ag, Co и Ni в рудах Ыныкчанского рудного поля, г/т

Пробы	Руда	Au	Ag	Co	Ni
001-СТП	Кварц карбонат галенит бенлеонардтит	51,7	260	19,62	42,42
001а-СТП	Анкерит кварц сфалерит пирит халькопирит галенит Au	39,7	22	10,11	3,67
002-СТП	Сульфидизированный и окварцованный песчаник	0,357	0,35	16,33	35,73
003-СТП	Кварц с гнездами пирита, реже фрейбергита	9,84	445	890	476
005-СТР	Карбонат-кварцевый материал	0,136	0,19	1,75	13,7
006-СТП	Кварц галенит сфалерит бенлеонардтит цнигриит	3,67	97,0	0,773	28,87
006а-СТП	Кварц галенит сфалерит	0,488	1057	5,99	55,04
007-СТП	Кварц с редкой вкрапленностью арсенопирита и галенита	0,231	23,3	142	106
0308	Массивная галенитовая руда	1,27	1550	3,3	16,6
0307	Пиритовая руда	0,575	242	210	120

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН атомно-абсорбционным методом на приборе iCE 3000 Series AAS; аналитики А.Е.Санникова, Е.Л.Нарышкина, Е.И.Михайлов.

3. Химический состав рудных минералов Ыныкчанского поля (массовые доли, %)

Минералы	Fe	Cu	Zn	Pb	Ag	Sb	Ge	Cd	Te	S	Сумма
Галенит I	—	—	—	85,37	0,77	0,29	—	—	—	13,28	99,71
	—	—	—	85,59	0,52	0,07	—	—	—	13,54	100,44
	—	—	—	86,58	0,75	0,29	—	—	—	13,50	100,83
	—	—	—	86,44	0,63	0,10	—	—	—	13,59	100,66
	—	—	—	84,97	0,71	0,16	—	—	—	13,24	98,92
	—	—	—	85,19	0,65	0,13	—	—	—	13,11	98,95
Галенит II (10)	—	—	—	87,21	—	—	—	—	—	13,37	100,58
Галенит III (7)	—	—	—	87,39	—	—	—	—	—	13,40	100,79
Сфалерит I (12)	6,10	—	58,69	—	—	—	0,67	0,95	—	33,18	99,60
Сфалерит II (25)	2,49	—	61,96	—	—	—	1,37	0,01	—	33,26	99,09
Сфалерит III (10)	1,92	—	63,31	—	—	—	1,15	0,42	—	32,98	99,78
Фрейбергит	2,58	25,96	5,04	—	16,31	25,56	—	—	—	24,12	99,57
	1,27	30,72	4,89	—	11,18	26,43	—	—	—	24,01	98,92
	1,41	29,94	5,64	—	11,67	26,81	—	—	—	23,74	99,68
	1,29	30,82	5,70	—	10,57	26,10	—	—	—	23,97	99,08
	2,33	28,25	5,48	—	13,10	26,73	—	—	—	23,64	99,81
	3,64	24,13	4,55	—	17,61	25,83	—	—	—	23,15	98,92
Бенлеонардтит	—	—	—	—	63,83	9,25	—	—	18,34	7,55	98,96
	—	—	—	—	61,03	9,05	—	—	21,11	7,06	98,25
Цнигриит	—	—	—	—	61,71	7,91	—	—	24,52	5,47	99,61
Штютцит	—	—	—	—	59,46	—	—	—	41,83	—	101,29
	—	—	—	—	58,95	—	—	—	40,72	—	99,67
Гессит	—	—	—	—	62,62	—	—	—	38,12	—	100,74
	—	—	—	—	63,47	—	—	—	36,56	—	101,03
	—	—	—	—	63,88	—	—	—	37,26	—	101,14

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Самебах- micro»; условия съемки: напряжение 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn — К ; Sb, S — L ; эталоны: CuSbS₂ — Cu, Sb, S, ZnS — Zn; CuFeS₂ — Fe, PbS — Pb; HgTe — Hg, Te; FeAsS — As; Ag — 100%; аналитики Л.М.Попова, Н.В.Христофорова; в скобках — число анализов.

является сфалерит, было сделано предположение, что источником Ge служили терригенно-карбонатные породы, широко развитые в пределах Широкинского рудно-рассыпного узла Аллах-Юньского металлогенического пояса. Находка руд «сарданинского» типа подтверждает это предположение.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах играют важную роль в мировых запасах и добыче этих металлов. Месторождения размещаются в структурно-формационных комплексах карбонатных толщ от рифея до мезо-кайнозоя включительно и рассматриваются как один из основных потенциальных источников, обеспечивающих производство Pb, Zn, а также барита, Ag, Cd, Ge [3]. В этом плане находка таких руд в карбонатных отложениях карбона Ыныкчанского рудно-рассыпного поля имеет важное стратегическое значение.

Минеральный состав руд. Рудные минералы представлены в основном пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, реже халькопиритом, блёклыми рудами, пирротинном. Спорадически отмечается самородное золото и теллуриды Ag и Sb (табл. 4). Жильные минералы представлены, кроме кварца, карбонатом, преимущественно анкеритом и сидеродоломитом, реже кальцитом (см. табл.1). Железистые и железисто-магнезиальные карбонаты образуют гнезда и прожилки в сульфидно-кварцевых жилах, встречаются совместно с сульфидами, иногда в них отмечаются вкрапления рудных минералов. Кальцит встречается в безрудных жилах. Таким образом, анкерит и сидеродоломит являются индикаторными минералами рудных тел месторождения. Околорудные изменения выразились в пиритизации вмещающих пород.

4. Минеральный состав руд Ыныкчанского поля

Распространенность (в %)	Минералы	
	гипогенные	гипергенные
Главные (10)	Кварц	Гётит
Второстепенные (1—10)	Доломит, анкерит, кальцит, пирит, галенит	Скородит, лимонит
Редкие (0,1—1)	Кальцит, хлорит, серицит, сфалерит, арсенопирит, пирротин, халькопирит	Церуссит
Спорадические (0,1)	Самородное золото, штюцит*, гессит*, фрейбергит*, бенлеонардтит*, цнигриит*	Англезит, смитсонит

Примечание. * — минералы, впервые обнаруженные на Ыныкчанском рудном поле.

Форма выделений *пирита* и *арсенопирита* гипидиоморфная и аллотриоморфная. Иногда в пирите отмечаются вкрапления самородного золота и выделения фрейбергита. Состав пирита стехиометричен, в некото-

рых пробах, в которых железный колчедан тесно контактирует со сфалеритом, обнаружены ощутимые концентрации Zn до 2%. Из других элементов-примесей можно отметить Co, реже Ni и Pb. Состав арсенопирита не отличается от теоретического, наблюдаются незначительные концентрации Co, Sb.

Галенит преобладает над остальными минералами и представлен тремя генерациями. Галенит генерации I встречается в кварцевых жилах и в виде включений содержит пирит, сфалерит, халькопирит, гессит, штюцит, бенлеонардтит и цнигриит (рис. 4, А-Б). Последние минералы отвечают за примеси (в %): Ag до 0,77, редко Sb до 0,29 (см. табл. 2). Минерал генерации II образует массивные руды и имеет стехиометричный состав. Галенит генерации III отмечается в виде гнезд в рудах «сарданинского» типа и также по составу соответствует теоретическому (см. табл. 3).

Сфалерит отмечается всегда в парагенезисе с галенитом и содержит интенсивную эмульсионную вкрапленность халькопирита. В сфалерите встречается самородное золото в тесном парагенезисе с пиритом (см. рис. 4, В-Г). По содержанию Fe состав сфалерита данного участка изменяется от клейофана до марматита, что отражается и в цвете минерала от медово-желтого до коричневатого-бурого (см. табл. 3). Высокожелезистый (6%) сфалерит (генерация I) более кадмиеносен (1%) и содержит Ge. Низкожелезистый сфалерит (генерация II) более германиеносен, но концентрация Cd в них незначительная. Cd и Ge могут быть представлены микро- и нановключениями минералов этих элементов, возможно гринокита (CdS). Сфалерит генерации III представляет руды «сарданинского» типа и включает самые низкие концентрации Fe, но в нем в виде примеси присутствуют и Ge и Cd (см. табл. 3).

Халькопирит в основном образует эмульсионную вкрапленность и включения в сфалерите, редко отмечаются самостоятельные выделения в кварце. Состав халькопирита, ассоциирующего со сфалеритом, характеризуется повышенными содержаниями Zn до 3,38 и примесью Pb до 0,23%.

Блёклая руда встречается в парагенезисе с пиритом или развивается по трещинкам катаклаза пирита (см. рис. 4, Д-Е). По составу блёклая руда подходит к высокосурьмянистой (30,72%) разновидности с ощутимыми концентрациями Ag (10,57—17,61%) и может быть отнесена к фрейбергиту. В приводимом минерале Zn (5,7%) преобладает над Fe (1,27%), а содержания As не превышают и 1% (см. табл. 3).

Единичные выделения *теллуридов серебра* (штюцит, гессит) овальной, таблитчатой, удлиненной форм наблюдаются в галените, а также в виде самостоятельных выделений в кварце вблизи галенита (см. рис. 4, А-Б). Состав минералов соответствует теоретическому (см. табл. 3).

Редкие минералы, *сульфотеллуриды* Ag и Sb, обнаружены в парагенезисе с теллуридами Ag во взаим-

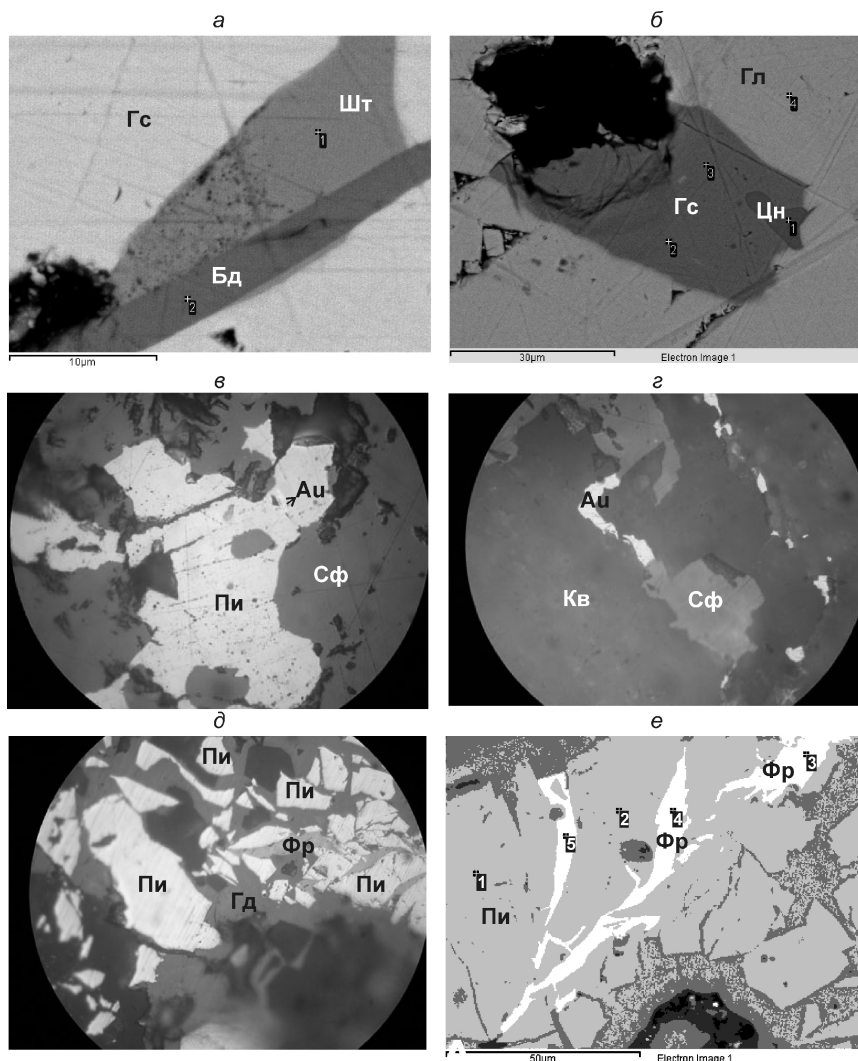


Рис. 4. Взаимоотношение минералов Ыныкчанского рудно-россыпного поля:

а — бенлеонардтит (Бд) и штютцит (Шт) в галените; *б* — цнигриит (Цн) и гессит (Гс) в галените (Гл); *в* — включение самородного золота (Au) в зерне пирита (Пи), *г* — прожилковидные выделения самородного золота (Au) в кварце в тесном сростании со сфалеритом (Сф); *д–е* — замещение пирита (Пи) фрейбергитом (Фр) и гидроксидами железа (Гд); 1—4 — номера микрозондовых анализов

ном прорастании и заключены в галенит. Бенлеонардтит образует удлиненные изометричные зерна в тесном контакте с штютцитом (см. рис. 4, А), а цнигриит — с гесситом (см. рис. 4, Б). Размеры выделений от 15 до 40 мкм. По рельефу и отражению изученные минералы одинаковы с галенитом, оптически однородны; цвет белый, с заметным голубовато-серым оттенком по сравнению с галенитом, анизотропия слабая. По химическому составу приводимые минералы охватывают интервал от бенлеонардтита до цнигриита, подтверждая непрерывность гомологического ряда между ними (см. табл. 3).

Самородное золото в парагенезисе с пиритом образует включения в сфалерите (см. рис. 4, В-Г). Фор-

ма выделений ксеноморфная, удлиненная, прожилковидная. Редко отмечаются выделения в кварце. Проба самородного золота колеблется от 620—722‰, то есть соответствует низкопробной разности (табл. 5). Незначительные концентрации Fe до 0,9%, скорее всего, объясняются очень тесной ассоциацией золота с пиритом. Примесь Hg до 0,46% в самородном золоте образует такие же концентрации, как и на соседних Задержнинском и Широкинском месторождениях.

Золотоносность и сереброносность руд. В различных типах руд определены содержания Au, Ag, Co и Ni атомно-абсорбционным методом в физико-химической лаборатории ИГАБМ СО РАН (см. табл. 2). Золотоносность руд различная, но преимущественно в рудах Ag преобладает над Au (Au:Ag/1:1—4). Заметим, что по данным А.Е.Окунева и В.П.Данилова [5] в рудах Маринского поля, Au/Ag соответствует 1:1.

Сульфидно-карбонат-кварцевые руды характеризуются относительно высокой золотоносностью. Сульфидизированные песчаники содержат незначительные до 1 г/т и равные концентрации Au и Ag. Высокосульфидные Pb-Zn руды обладают высокой сереброносностью. Как описано выше, галенит и сфалерит из этих типов руд не содержат Ag. В таком случае сульфиды Pb и Zn не являются носителями Ag и форма выделения этого элемента в этих типах руд иная, с чем в дальнейшем предстоит разобраться. В отношении Ni и Co получены неоднозначные результаты, но руды, содержащие пирит и арсенипирит, как правило, имеют значительные концентрации этих элементов.

Основные результаты и выводы. На данном этапе изучения по имеющимся результатам можно сделать следующие выводы:

1. Зона интенсивного смятия и прожилкования с золотой минерализацией, обнаруженная в Ыныкчанском рудном поле, вероятно, является южным продолжением протяженных зон дробления с невысокими (10 г/т), но относительно равномерными концентрациями золота Маринского рудного поля.

2. Находка теллуридов Ag, сульфотеллуридов Ag и Sb, низкопробность Au, присутствие в его составе Hg,

5. Химический состав самородного золота Ыныкчанского поля (массовые доли, %)

Номера анализов	Ag	Hg	Au	Fe	Сумма	Пробность, %
1	31,68	—	67,98	0,42	100,09	679
2	31,66	0,1	68,73	0,39	100,92	681
3	34,28	0,03	62,85	0,9	98,06	641
4	33,82	0,08	65,98	0,09	99,99	660
5	34,98	0,26	65,48	0,12	100,84	649
6	34,46	0,04	64,31	0,24	99,06	649
7	34,92	0,26	66,93	—	102,11	648
8	35,49	0,32	66,28	—	102,09	642
9	36,71	0,46	62,7	—	99,87	628
10	26,93	—	71,61	0,63	99,24	722

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Самбах-микро» при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Ag, Au — L; эталоны: HgTe — Hg, Te; Au — 750%; Ag — 100%; аналитик Л.М. Попова.

высокая серебристость тетраэдрита указывает на низкотемпературный и близповерхностный характер оруденения позднего наложенного этапа. Данное обстоятельство подтверждает ранее высказанную гипотезу о развитии эпitherмальной Au-Ag и Au-Te минерализации в пределах Аллах-Юньского золотоносного пояса [1, 4] и расширяет площадь ее распространения.

3. Изученная зона смятия и прожилкования, возможно, является коренным источником россыпного золота с низкой пробой в бассейне среднего течения руч. Ыныкчан.

4. Необходимо обратить внимание на стратиформные Pb-Zn руды «сардинского» типа. Впервые эти типы руд обнаружены в карбонатных толщах каменноугольного периода.

5. Ыныкчанское, Маринское и Зоринское поля в целом составляют Ыныкчанский рудно-россыпной узел, который представляет собой единый перспективный район для выявления комплексного Au-Ag и Pb-Zn с попутным Ge, Cd и Ag оруденения.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке партнерского интеграционного проекта СО РАН № 48.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Новые данные по минеральному составу руд в типизации золотого оруденения Аллах-Юньской металлогенической зоны // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: мат-лы всерос. науч. конф. — Якутск: ИПК СВФУ, 2011. Т. 2. С. 20—24.
2. Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Лескова Н.В. Медистый аргиродит в рудах Широкинского рудно-россыпного узла (Сетте-Дабан, В.Якутия) // ЗРМО. 2012. № 3. С. 60а—68.
3. Донец А.И. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах: типизация и основы прогноза // Дис... д-ра геол.-минер. наук. — М., 2003.
4. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11—14.
5. Окунев А.Е., Данилов В.П. Новые проявления золото-кварц-сульфидной формации Аллах-Юньской металлогенической зоны // Вестник ЯГУ. 2010. Т. 7. № 1. С. 41—46.
6. Окунев А.Е., Фридовский В.Ю. О перспективах открытия крупных золоторудных месторождений орогенного типа в терригенных отложениях Южного Верхоянья // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7—21.
7. Самусиков В.П., Цабул Л.Н. Химический и гранулометрический состав золота россыпей Аллах-Юньского района // Россыпи золота и их связи с коренными месторождениями в Якутии. — Якутск: Якутское книжное изд-во, 1972. С. 122—145.
8. Соловьев Е.Б. Стратиформные германийсодержащие свинцово-цинковые месторождения // Промышленные типы природных концентраций германия. — М.: Недра, 1984. С. 2—100.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
10. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 13—17.
11. Цхурбаев Ф.И. Условия формирования, типы и строение золотоносных россыпей Южного Верхоянья. — Якутск: Якутское книжное изд-во, 1971.
12. Nokleberg W.I. Metallogenesis and tectonics of northeast Asia: U.S. Geological Survey Professional Paper, 2010.

Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы

А.В.ОКРУГИН, А.И.ЖУРАВЛЕВ, Г.В.МОХНАЧЕВСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Рассмотрен характер изменения минералого-геохимических и морфологических особенностей металла от известных типов золоторудных коренных и россыпных месторождений Алданского щита и Патомского нагорья к площадным косовым россыпепроявлениям Вилюйской синеклизы на основе типоморфных особенностей самородного золота из аллювиальных россыпей юго-восточной части Сибирской платформы. Показано, что золото в аллювии рек северного склона Алданской антеклизы отличается от весьма высокопробного золота, типичного для россыпей Вилюйской синеклизы, и имеет много черт сходства с золотом Алданского щита и Патомского нагорья.

Ключевые слова: самородное золото, аллювиальные россыпи, золоторудные месторождения, Алданский щит, Патомское нагорье.

Округин Александр Витальевич, a.v.okrugin@diamond.ysn.ru

Журавлев Анатолий Иванович, ktny_5@mail.ru

Мохначевский Георгий Васильевич

Mineralogical, geochemical and morphological features of placer gold of the southeastern Siberian platform

A.V.OKRUGIN, A.I.ZURAVLEV, G.V.MOKHNACHEVSKY

Typomorphic features of native gold from alluvial placers in the southeastern Siberian platform are discussed with the aim to trace changes in the composition and morphology of placer gold from the well-known types of gold deposits in the Aldan shield and the Patom highland to extensive bar placers with fine-grained «Vilyui-type» gold. It is shown that gold from the alluvium of rivers on the northern slope of the Aldan antecline differs from fine gold typical of the placers in the Vilyui syncline and has much in common with gold from the Aldan shield and Patom highland.

Key words: native gold, alluvial placer, gold deposit, Aldan shield, Patom highland.

Золотодобывающая отрасль Республики Саха (Якутия) связана со многими, в т.ч. крупными и уникальными россыпными и рудными месторождениями Южной и Восточной Якутии. Однако летопись освоения золотоносных россыпей в Якутии начинается с так называемых загадочных «вилуйских» россыпей. Впервые о наличии золота в бассейне р.Вилюй упоминает П.Кларк в 1861 г., а с 1908 г. местные жители начали мыть золото на косах с применением ручных бутар. Старательские разработки, продолжавшиеся до 1947 г., велись бесконтрольно, и по различным данным здесь ежегодно добывалось от 1 до 7 и более пудов золота [4]. Мелкие тонкочешуйчатые формы «плавучего» металла и весьма неравномерное его распределение затрудняют промышленное освоение этих россыпей. Подобные россыпепроявления кроме бассейна р.Вилюй распространены на больших площадях Лено-Вилюйского, Анабаро-Оленёкского междуречий и левых притоков нижнего течения р.Лена, но коренные источники золота в них до сих пор не установлены. Изучение типоморфных особенностей самородного золота из аллювиальных россы-

пей, связанных с известными типами золоторудных месторождений Алданского щита и Патомского нагорья, поможет выявить возможные формационные типы первичных материнских источников благородного металла площадных косовых россыпей «вилуйского» типа. Авторами проведены топоминералогические исследования химических и морфологических особенностей и минералов-включений самородного золота из россыпей разных районов юго-восточной части Сибирской платформы (рис. 1).

Отбор самородного золота из россыпей проводился из тяжелых концентратов шлихов, промытых лотком (объем проб до 0,1 м³) или ручной бутарой (до 1—2 м³), а также из проб, отобранных из хвостовых отходов шлихообогажительных установок золотодобывающих предприятий «Алданзолото», «Южякутгеология», «Алдголд», «Инагли» и старательских артелей, разрабатывающих россыпные месторождения на Алданском щите (россыпи рек Селигдар, Бол.Куранах, Лев. Нимгеркан, Инагли, Тит, Якут, Усу). Химический состав золота и минералов-включений изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе

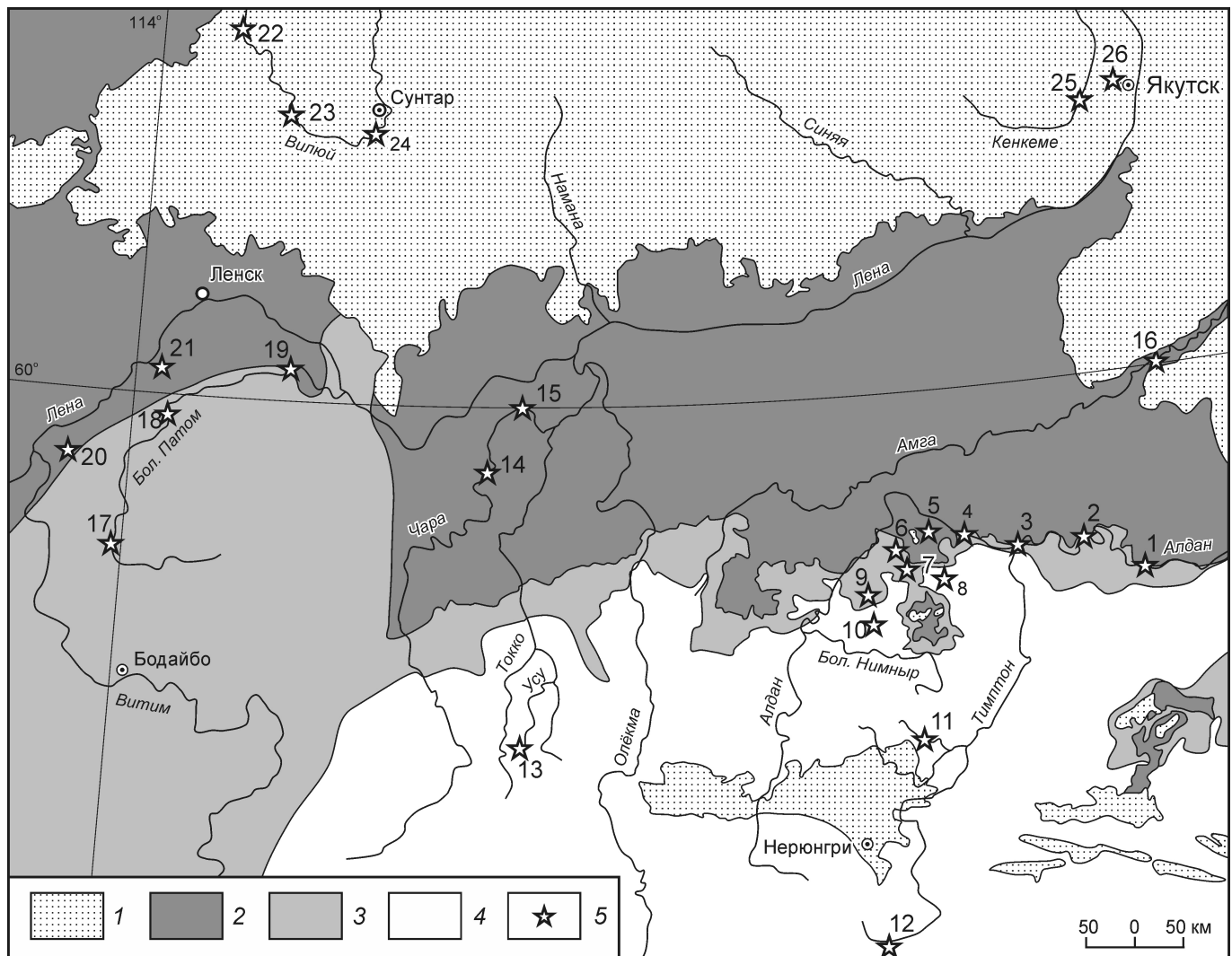


Рис. 1. Схематическая карта расположения изученных золотоносных россыпей:

1 — мезозойско-кайнозойские терригенные отложения; 2 — нижнепалеозойские карбонатные толщи чехла; 3 — верхнепротерозойские породы; 4 — архейско-нижнепротерозойские комплексы кристаллического фундамента; 5 — местоположение изученных россыпных месторождений и россыпепроявлений (реки: 1—4 — Алдан, 5 — Якокит, 6 — Селигдар, 7 — Большой Куранах; 8 — Рябиновское месторождение; 9 — Инаглинский массив; реки: 10 — Левый Нимгеркан, 11 — Тит; 12 — руч.Якут; реки: 13 — Усу, 14—15 — Чара, 16 — Амга, 17—19 — Большой Патом; ручьи: 20 — Дурной, 21 — Харса; реки: 22—24 — Виллой, 25 — Кенкеме; 26 — карьер Хатынг-Юрях)

Самебах-Мисго в ИГАБМ СО РАН, аналитики: Л.М.Попова, Н.В.Христофорова. Основные характерные морфологические особенности зерен самородного золота из россыпей иллюстрируются в фототаблице (рис. 2), а гистограммы распределения пробыности золота по россыпям — на рис. 3. Пробность золота дается по классификации Н.В.Петровской [12] (в ‰): весьма высокопробное 950, высокопробное 950—900, средней пробы 900—800 и низкопробное 800—600. Общая характеристика типоморфных признаков металла приведена в таблице.

Первые детальные исследования россыпного золота Виллойской синеклизы и ее южного обрамления проводились учеными Института геологии ЯФ СО

АН СССР под руководством Ю.Н.Трушкова [17]. Ими было показано, что в россыпепроявлениях долины р.Виллой резко преобладает высоко- и весьма высокопробное (910—980‰, по данным химического анализа валовых шлиховых проб) тонкопластинчатое отполированное золото овальной (чешуйчатой) формы с поперечным размером от 0,1 до 2—3 мм — виллойский (платформенный) тип. В бассейне среднего течения р.Лена и по ее притокам: Большой Патом, Дурной и др. распространено средне- и высокопробное (840—960‰) золото крупностью 0,1—2, местами до 7—9 мм. Оно характеризуется пластинчатými, комковидными, дендритовыми, губчатыми и пористыми с включениями гидроксидов железа

формами, сходными с золотом Куранахских месторождений и поэтому выделяется как куранахский тип. Данными авторами предполагалось, что некоторая часть золота в пределах Вилюйской синеклизы и ее южного обрамления частично обязана сносу из смежных золотоносных областей Лено-Амгинского плато и Патомского нагорья.

По данным микронзондового анализа отдельных зерен [11], в аллювии р.Вилюй в пределах Сунтарской петли (см. рис. 1) золото преимущественно весьма высокой пробыности, золотины с высокой и средней пробой встречаются реже, а низкопробное золото представлено редкими знаками (см. рис. 3, а). Такое золото характерно и для других площадных косовых россыпей проявлений: р.Большая Куонамка и Анабар

(см. рис. 3, б), а также руч.Харса (р.Халаманда—приток р.Лена) и р.Кенкеме (см. рис. 3, в-г). Присутствие весового содержания от сотен мг до 7 г/м^3 мелкого чешуйчатого золота преимущественно весьма высокой и высокой пробыности установлено в тонких базальных прослойках-ловушках в палеогеннеогеновых гравийно-песчаных отложениях, опробованных на бортах строительного карьера Хатынг-Юрях возле г.Якутск [16]. Это показывает, что металл может попадать в аллювий р.Кенкеме из мезозойско-кайнозойских промежуточных коллекторов.

В нижнем течении р.Чара в 1908—1935 гг. существовал кустарный старательский промысел благородного металла, а в 1912—1914 гг. английские концессионеры пытались организовать дражную добычу на косах вблизи пос.Бэс-Кюёль. Распределение золота в разрезе аллювия весьма неравномерное — от единичных знаков до первых сотен мг/м^3 , но выделяется «пласт» косовой россыпи мощностью до 5 м, в котором содержание металла местами достигает 32 г/м^3 [1]. Зерна отлично окатанные, чешуйчатой формы с поперечным

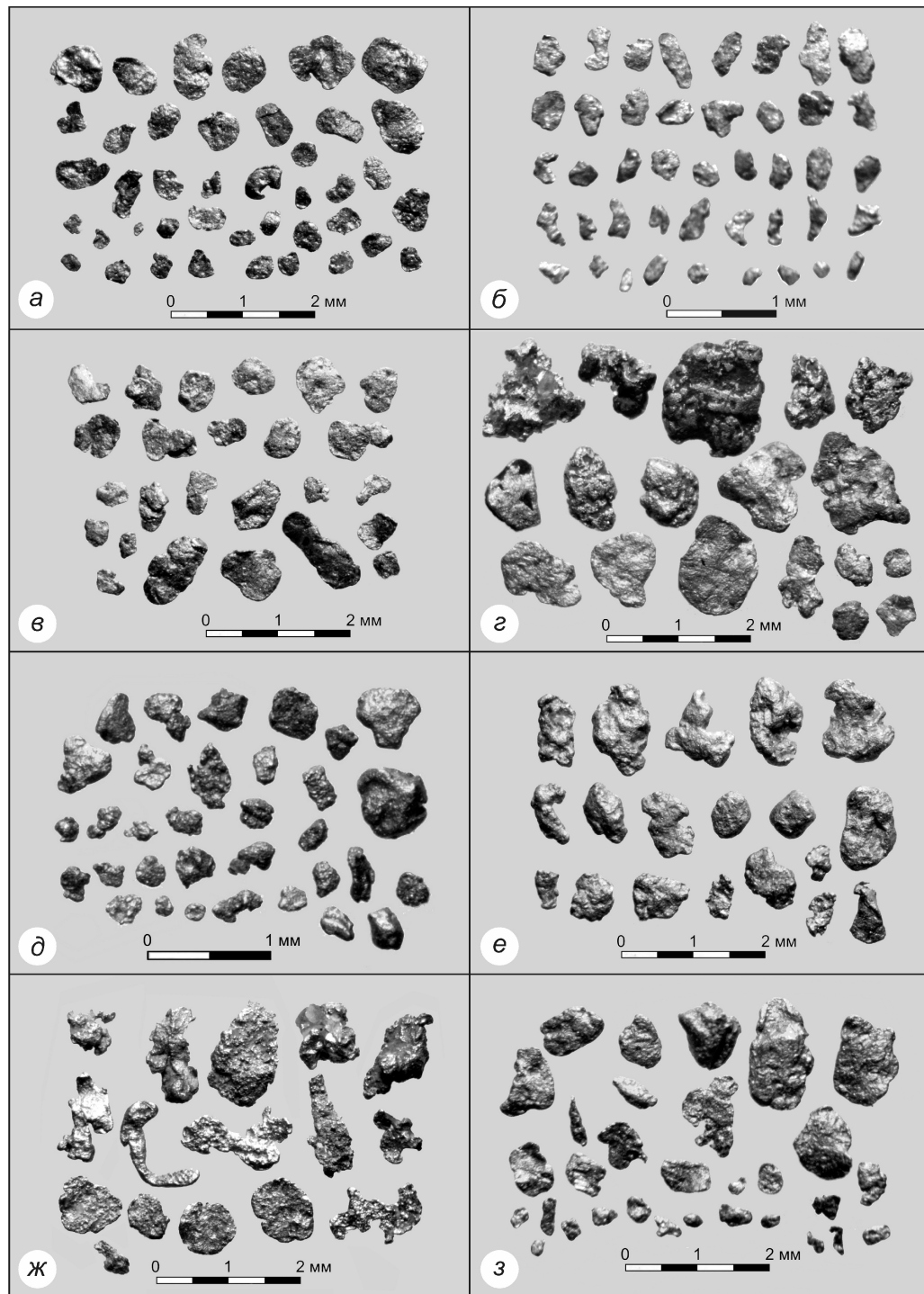


Рис. 2. Морфология зерен самородного золота из россыпей рек:

а — Чара; б — Алдан; в — Селигдар; г — Большой Куранах; д — Якокут; е — руч.Якут; ж — Усу; з — Большой Патом

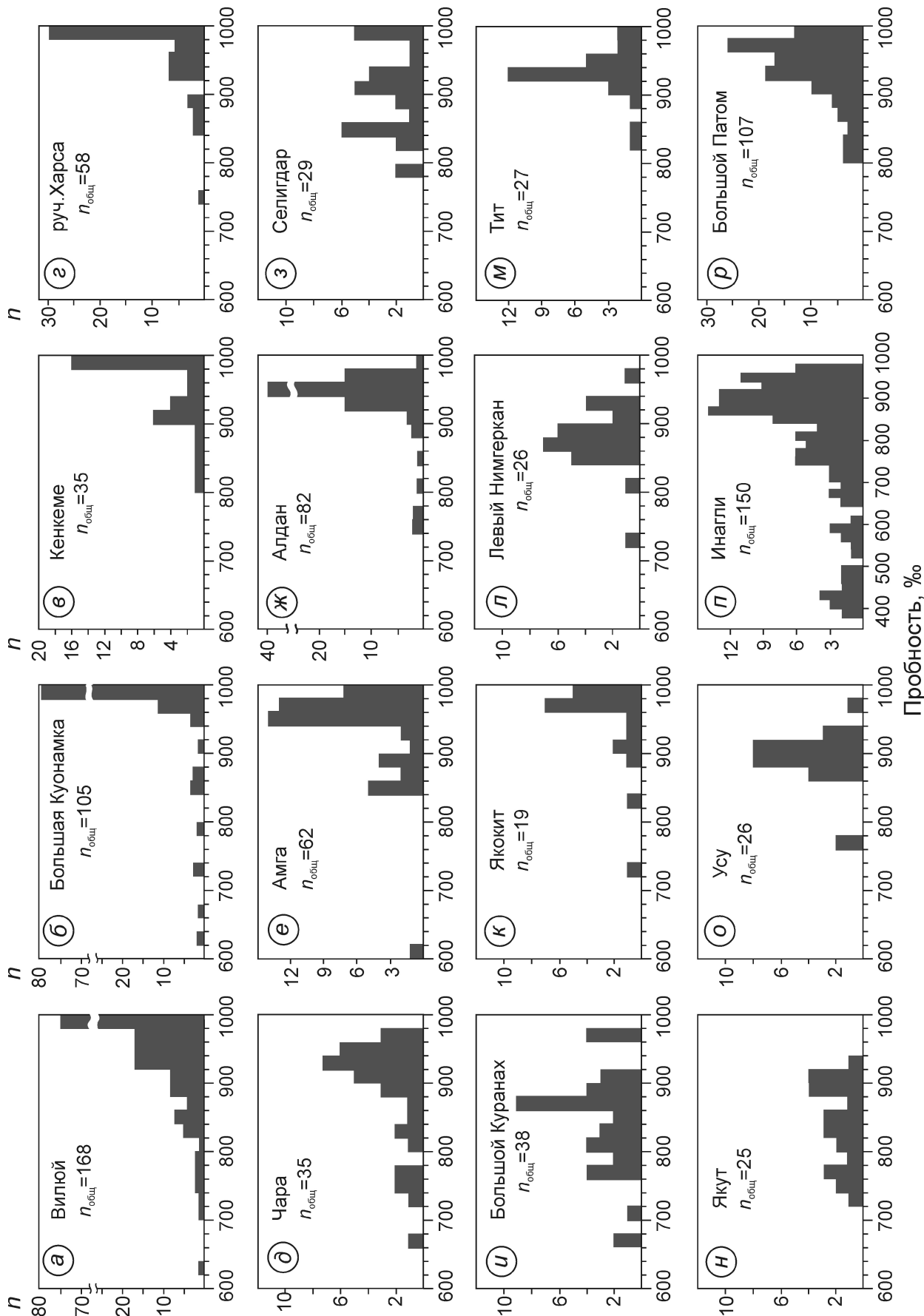


Рис. 3. Гистограммы распределения пробности золота в россыпях рек:

n_{общ} — общее число зерен

размером до 1 мм (см. рис. 2, а). Пробность золота в основном высокая, реже встречаются золотины средней и низкой пробности, практически отсутствует металл весьма высокой пробности, характерной для вилюйского типа (см. рис. 3, д).

Золото в аллювиальных отложениях среднего течения р.Амга встречается в виде единичных (иногда несколько десятков) знаков хорошо окатанных тонкопластинчатых чешуйчатых золотинов в шлихах проб объемом от 0,1 до 1 м³ [12]. Мельчайшие 0,1 мм пы-

Типоморфные признаки самородного золота из россыпей юго-восточной части Сибирской платформы

Россыпи рек	Морфология зерен и их размеры (в мм)	Пробность (в %); элементы-примеси (в %)*	Минеральные включения
Вилюй (Сунтарская петля)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—1, комковидные, округлые, кристаллы 0,1	980, реже 820—980, ед.зн. 620—800	Не изучены**
Кенкеме (приток р.Лена)	Пластинчатые, чешуйчатые, тороидные 0,1—0,5, комковидные, округлые, сферические 0,1	900—995, реже 800—900	
руч.Харса (р.Халаманда — приток р.Лена)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—1, комковидные, округлые 0,1	920—995, реже 840—900, ед.зн. 720—740	
Чара (нижнее течение)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—1, комковидные, округлые, кристаллы 0,1	880—980, реже 660—880	
Амга (среднее течение)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—0,8, комковидные, округлые 0,1	940—995, реже 840—940, ед.зн. 590—610; Hg до 0,8	Галенит
Алдан (среднее течение)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—1, реже до 3, комковидные, округлые 0,1	920—980, реже 980—995 и 740—920	Не обнаружены
Селигдар (приток р. Алдан)	Пластинчатые, чешуйчатые 0,1—1, комковидные, округлые 0,1	780—995	Кварц, альбит, сидерит (?), гидрогётит (?) и глинистые минералы (?)
Большой Куранах (приток р. Селигдар)	Комковидно-субрудные, пластинчатые до 3, чешуйчатые до 1—2, комковидные, округлые 0,1	660—980	Кварц, КПШ, альбит, сидерит (?), гидрогётит (?) и глинистые минералы (?)
Якоцит (приток р. Алдан)	Комковидно-субрудные, пластинчатые до 0,5; комковидные, округлые 0,2	960—995, реже 720—960; Hg до 1—3,5	Кварц, кальцит
Лев.Нимгеркан (приток р.Алдан)	Комковидно-субрудные, пластинчатые до 1, комковидные, округлые 0,3	840—940, реже 720—820 и 960—980; Cu до 0,4 и Hg до 1,5	Кварц, слюда биотит-флогопитовой серии, глинистые минералы (?) и Fe-Ti алюмосиликаты (?)
Тит (приток р.Хатыми)	Комковидно-субрудные, пластинчатые до 2, комковидные, округлые 0,3	900—995, реже 820—900; Cu 0,3 и Hg до 0,4	Авгит, рутил, Ti-магнетит, глинистые минералы (?) и Fe-Ti алюмосиликаты (?)
Якут (приток р.Тимптон)	Комковидные, пластинчатые до 1	720—940; Hg 0,2—1, реже до 3—8	Кварц, кальцит, сидерит (?), КПШ, альбит, рутил, хлорит, мусковит, пирит, гидрогётит (?) и глинистые минералы (?)
Усу (приток р.Токко)	Субрудные разной формы до 1—2, пластинчатые, чешуйчатые до 0,5—1, комковидные, округлые 0,3	860—940, реже 760—780 и 960—980	Кварц, КПШ, альбит, биотит, гётит (?)
Инагли (приток р.Алдан)	Комковидно-субрудные, округлые, пластинчатые до 1—2	740—980, реже 380—740; Cu редко до 2, Hg 0,2—0,8, редко до 3,8, ед.зн. Pd до 1—3	Кварц, кальцит, доломит, сидерит (?), КПШ, альбит, олигоклаз, сфен, диопсид, тремолит, амфиболы (?), гидрогётит (?) и глинистые минералы (?)
Большой Патом	Комковидные, округлые и пластинчатые до 1—2	900—995, реже 800—900; Cu 0,1—0,2, редко до 1,3 и Hg до 1, редко 4,5	Кварц, кальцит, сидерит (?), КПШ, альбит, сфен, мусковит, арсенипирит, пирит, гидрогётит (?), глинистые минералы (?) и Fe-Ti алюмосиликаты (?)

Примечание. Приведены только авторские данные; * — характерные элементы-примеси, установленные выше чувствительности микронзондового анализа; ** — встречаются редкие ксеногенные включения, закатанные в золотины при механических деформациях тонкопластинчатых зерен в аллювиальных условиях.

левидные частицы золота неправильной формы отмечались авторами в водораздельной части между речья Лена—Амга в пробах, взятых из карьерных выработок нижнеюрских песков и конгломератов вдоль дороги Якутск—Томмот. Наибольшие поперечные размеры зерен из аллювия р.Амга достигают 0,5—0,8 мм, а толщина пластинок не превышает 0,05 мм и поэтому часто у золотинок наблюдаются рваные и загнутые края. По данным микрозондового анализа пробность большинства мелких зерен золота весьма высокая, но в центральных частях более крупных и утолщенных зерен часто отмечаются реликты первичного низко- и среднепробного золота (от 590 до 880‰), окаймленного высокопробной оторочкой, и пик пробности металла попадает в область 950‰ (см. рис. 3, е). В центральной среднепробной части одного такого зерна обнаружено пластинчатое микровключение беспримесного галенита. В низкопробном золоте примесь Hg достигает 0,8%, в то время как в средне- и высокопробном золоте содержание Hg 0,2%.

Вдоль среднего течения р.Алдан (см. рис. 1, точки 1—4) золото изучалось на отрезке от пос.Томмот до пос.Чагда (устье р.Учур), где оно спорадически встречается от единичных знаков до нескольких десятков зерен на лоток в виде хорошо окатанных мелких тонкопластинчатых выделений. Количество знаков заметно увеличивается в пробах, отобранных из крупных косовых наносов вблизи впадения больших притоков, таких как р.Суннагын и р.Тимптон. Толщина пластинчатых частиц 0,05—0,1 мм, поперечные размеры в основном изменяются в пределах 0,1—0,5 мм, редко достигая 1—3 мм. Мелкие утолщенные золотины имеют неправильные, удлиненные и комковидные формы (см. рис. 2, б). Пробность золота колеблется от 740 до 990 с резким пиком в 950‰ (см. рис. 3, д). Микрозондовым анализом только в некоторых зернах фиксируется незначительная примесь Cu и Hg до 0,1—0,4%.

Можно констатировать, что хотя зерна металла из аллювия рек Чара, Алдан (см. рис. 2, а-б) и Амга по морфологии похожи на вилюйский тип, но по пробности золото из этих россыпей (см. рис. 3, д-ж) отличается от металла из бассейнов рек Вилюй, Бол. Куонамка, Анабар, Кенкеме и Харса [11], а также среднего течения р.Лена (от р.Витим до р.Синья) [3], где резко преобладают тонко-чешуйчатые золотины весьма высокой пробности. Это свидетельствует о том, что золото в водотоках северного склона Алданского щита имеет иные источники, чем весьма высокопробное золото из типичных россыпей проявлений «вилюйского» типа.

Теперь для сравнения рассмотрим типоморфные особенности золота из россыпей Алданского щита и Патомского нагорья. Авторы статьи изучили золото из россыпей, связанных с широко известными типами золоторудных месторождений Аладанского щита.

Из хвостовых отходов после извлечения металла из концентратов, добытых из этих россыпей, были выделены мелкие комковидные и пластинчатые зерна золота, плохо улавливаемые гравитационными обогатительными установками. Подобное «плавающее» золото может мигрировать на большие расстояния, формируя площадные косовые россыпей проявления. Так, в пробах из россыпи р.Селигдар встречаются уплощенные и пластинчатые зерна, часто имеющие хорошо окатанные чешуйчатые формы (см. рис. 2, в). Пробность золота, в основном высокая и средняя, встречаются также зерна весьма высокой пробы (см. рис. 3, з). Содержание Cu и Hg в золоте не превышает 0,1%, встречаются микровключения кварца, альбита и плохо диагностируемых микрозондовым анализом фаз, близких гётиту, гидрогётиту, сидериту и глинистым минералам.

В отходах золотоносных концентратов из россыпи р.Большой Кураны кроме крупных 1—3 мм неокатанных и слабоокатанных субрудных выделений, часто встречаются мелкие уплощенные и пластинчатые зерна, иногда хорошо окатанной чешуйчатой формы (см. рис. 2, з). Пробность золота преимущественно средняя, реже — низкая и высокая (см. рис. 3, з), содержание примесей Cu и Hg не превышает 0,1%. Микровключения в золотилах представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, сидеритом, гидрогётитом и глинистыми минералами, а крупные субрудные зерна находятся в тесном сростании с этими минералами.

Россыпи рек Селигдар и Большой Кураны расположены вблизи крупных известных золоторудных месторождений куранахского и лебединского типов. По данным В.Г.Ветлужских и А.А.Ким [2], пробность золота из руд куранахского типа составляет (в ‰): 700—885 для свободного металла и 873—973 — для гипергенного, а из руд лебединского типа — от 770 до 950, что вполне соответствует данным авторов статьи. В корах выветривания месторождений Куранахского рудного поля из тонкодисперсного золота могут формироваться укрупненные новообразования гипергенного тонкоагрегатного сростания золота и гидроксидов железа («горчичное» золото) [7], но они хрупкие и мало транспортабельны в аллювиальных потоках. В кальцитовых жилах с золототеллуридно-селенидной минерализацией, характеризующихся высоким содержанием «горчичного» самородного золота, присутствует крупное массивное золото с более высокой пробой 900—920‰ [8].

В Центрально-Алданском районе кроме известных золоторудных месторождений куранахского и лебединского типов находится Рябиновское Cu-Au-порфиоровое месторождение с прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, локализованными в мезозойском вулканоплутоне щелочно-сиенитового состава. В предрудный-рудный этапы они рассеяны неким щелочных пикритов и дайками базальтоидов,

минетт, щелочных сиенитов. Видимое золото (0,01—3 мм) описано в сульфидах (пирит, халькопирит, борнит) и в сростании с жильными (кварц, кальцит) минералами в виде каплевидных, амебообразных и сложнокорковатых выделений, нередко кристаллы — октаэдры, комбинации куба и октаэдра. Пробность золота 910—935‰, имеются каймы низкой пробы (630—750‰) [2]. В борните отмечаются включения электрума, ассоциирующего с серебром [9]. Изученные золотины из борнитовой прожилковой руды имеют пробу 850—995‰ по определениям 16 зерен, отмечается примесь Си до 0,2% и включения дигенита.

В районе пос. Якоцит авторами из аллювия р. Якоцит лотковым опробованием намыты мелкие средне- и хорошо окатанные уплощенные и комковидные золотины (см. рис. 2, д). Здесь преобладают зерна весьма высокой пробности с подчиненным количеством высокопробного металла и единичных знаков средней и низкой пробы (см. рис. 3, к). Отличительная черта золота кроме весьма высокой пробности — повышенное содержание Hg 0,1—1, редко до 3,5%. Микровключения представлены кварцем и кальцитом.

В пределах Центрально-Алданского района изучено золото из хвостовых концентратов россыпи р. Левый Нимгеркан (правый приток р. Алдан), где кроме слабо- и среднеокатанных неправильно-комковидных субрудных выделений встречаются и хорошо окатанные мелкие зерна уплощенной формы. Золото здесь средней и высокой пробности (см. рис. 3, л), из элементов-примесей редко фиксируются Си до 0,4 и Hg до 1,5%. В качестве минералов-узников отмечены кварц, слюда промежуточного состава биотит-флогопитовой серии, глинистые минералы и недиагностированные фазы Fe-Ti водосодержащего (?) алюмосиликата.

В центральной части Алданского щита в россыпи р. Тит (приток р. Хатыма, впадающей в р. Тимптон) кроме крупных среднеокатанных неправильно-комковидных субрудных выделений золота с темно-бурой коркой встречаются и хорошо окатанные пластинчатые зерна и чешуйки размером до 1—2 мм. Пробность золота преимущественно высокая, редко встречаются зерна средней и весьма высокой пробы (см. рис. 3, м), часто отмечаются примеси Си до 0,3 и Hg до 0,4%. Для золота из этой россыпи характерны кроме авгита и высокотитанистые минералы-включения: рутил, Ti-магнетит, Ti-содержащие глинистые минералы, недиагностированные фазы Fe-Ti водосодержащего (?) алюмосиликата.

На южной окраине Алданского щита из россыпи руч. Якут, впадающего в р. Тимптон в районе пос. Нагорный, изучены средне- и хорошо окатанные комковидные и уплощенные зерна неправильной формы размером менее 1 мм (см. рис. 2, е). Пробность золота равномерно распределяется в пределах 720—940‰ (см. рис. 3, н). Золотины из данной россыпи характеризуются постоянным повышенным содержанием

Hg в пределах 0,2—1%, а в единичных зернах до 3—8%. Микровключения в золоте представлены кварцем, кальцитом, сидеритом, калиевым полевым шпатом, альбитом, рутилом, хлоритом, мусковитом, глинистыми минералами, гидроксидами железа и пиритом. На юге Алданского щита в пределах региональных зон бластомилонитов Северо-Станового краевого шва известны богатые золотые россыпи, приуроченные к площадям распространения кварцевых, кварц-пиритовых, кварц-карбонат-сульфидных жил. Жилы слабозолотоносные, но на отдельных участках, например в верховьях рек Тимптон, Гонам и др., содержание золота в кварцевых жилах достигает первых десятков грамм на тонну и они относятся к золотомалосульфидно-кварцевому геолого-промышленному типу оруденения [2].

В западной части Алданского щита изучено золото из тяжелого концентрата, промытого из аллювия р. Усу (водоток верхнего течения р. Токко в пределах Угуйского грабена). Проба любезно предоставлена А.П. Смеловым. Здесь зерна металла имеют в основном слабо- и среднеобработанные субрудные очертания самой разной формы размером до 1—2 мм, менее распространены хорошо окатанные пластинчатые золотины округлой формы (см. рис. 2, ж). Пробность основной массы золота 900 40‰, редко встречаются индивиды весьма высокой или низкой пробы (см. рис. 3, о), примеси Си и Hg не обнаружены в пределах чувствительности микрозондового анализа. В качестве включений и сростков часто фиксируются кварц, калиевый полевой шпат, альбит, биотит и гидроксиды железа. Рядом находится месторождение Таборное, где золоторудная минерализация связана с продуктами калиевого метасоматоза, проявленного в нижнепротерозойских красноцветных кварц-полевошпатовых песчаниках и пластовых телах сиенит-порфиров среднеюрского возраста. Первичное самородное золото в калишпатовых метасоматитах представлено каплевидными включениями или вкраплениями неправильно-изометричной формы микронного размера пробностью 810—840‰, а гипергенное укрупненное золото размером до 0,1—0,3 мм в окисленных рудах отмечается в виде знаков с кристаллографическими формами, дендритовидными, комковато-угловатыми и пластинчатыми выделениями пробой 870‰ [5]. Отсюда видно соответствие типохимических и морфологических особенностей укрупненного гипергенного золота из коренных руд месторождения Таборное и металла из россыпи р. Усу.

В платиноносной россыпи Инаглинского массива наряду с платиной часто встречается золото [11]. Морфология золотин изменяется от слабо окатанных неправильно-изометричных субрудных выделений с бугорчато-ямчатой поверхностью до хорошо окатанных комковидных и пластинчатых зерен. Пробность золота изменяется в очень широком диапазоне от 380 до 980‰ с основным пиком 900 (см. рис. 3, п), даже в

пределах одной частицы нередко наблюдаются микронеоднородности высокопробного золота и электрума. Электрум характеризуется повышенным содержанием примеси Hg 0,2—0,8%, а среди золотин высокой пробности встречаются редкие зерна с примесью Hg до 1,5—3,4%, хотя основная масса металла практически не содержит Hg. Установлены единичные знаки палладистого весьма высокопробного золота (Pd до 1—3%). В виде минералов-включений установлены кварц, калиевый полевой шпат, альбит, олигоклаз, диопсид, тремолит и другие амфиболы, а также кальцит, доломит, сидерит, гидрогётит, глинистые минералы, сфен.

Авторы также проводили шливовое опробование аллювия по всей длине р.Бол.Патом (см. рис. 1), где золото часто встречается в виде единичных, реже до десятков знаков на лоток. Морфология зерен и их пробность практически не меняются по всей протяженности реки. Золотины в основном уплощенно-комковидные, пластинчатые средней и хорошей окатанности (см. рис. 2, з). Пробность золота в основном высокая и весьма высокая, реже средняя (см. рис. 3, р), содержание примеси Cu не превышает 0,1—0,2%, только в единичных знаках достигает 1,3%. Повышение содержания Hg до 1% отмечается преимущественно в золотилах высокой пробы, в редких случаях количество Hg достигает 3—4,5%. В качестве минералов-узников встречены кварц, кальцит, калиевый полевой шпат, альбит, мусковит, сфен, пирит, арсенопирит, глинистые минералы, гидрогётит и не полностью диагностированные Ti-Fe водосодержащие (?) алюмосиликаты.

Золото в россыпи руч.Дурной, правого приустьевоего притока р.Витим, в основном представлено тонкочешуйчатыми зернами размером до 2 мм. Их пробность колеблется в пределах 900—998‰ при среднем 980. Старателями при намывах технологических проб были обнаружены самородки массой до 2 г. К сожалению, они не передавались геологам для изучения, и информации о них нет [18]. Для знаменитых золотоносных россыпей Ленского района в бассейне р.Витим характерно наряду с крупными полуокатанными комковидными выделениями и дендритоидами золото хорошо окатанных пластинчатых и тонких чешуйчатых форм [13]. Последние могут мигрировать на значительные расстояния при длительных площадных эрозионных денудациях нагорных территорий.

В результате проведенных топоминералогических исследований морфологических и типохимических особенностей россыпного золота можно сделать следующие выводы: широко распространенные в пределах Алданского щита россыпи в основном характеризуются присутствием золотин неправильной субрудной формы и окатанными комковатыми и пластинчатыми зернами со средней, высокой, реже низкой пробностью. Широкий набор минеральных включений может представлять собой весьма ценную ин-

формацию для реконструкции возможных типов первичных золотоносных субстратов. Обсуждение всех потенциальных типов коренных источников для рассмотренных россыпей не представляется возможным в пределах одной статьи, поэтому кратко коснемся лишь основных моментов.

Для Алданской провинции характерно блоковое строение с древними ядрами, зеленокаменными поясами и долгоживущими межблоковыми структурными швами с повышенной флюидно-магматической проницаемостью. Золотое оруденение здесь представлено разновозрастными (от позднеархейского до мезозойского) геолого-генетическими типами месторождений различных рудных формаций. Наряду с хорошо известными месторождениями Центрально-Алданского района, связанными с мезозойской активизацией, широко развиты проявления, приуроченные к зеленокаменным поясам (метавулканы и железистые кварциты), конгломератам плитного и грабенного комплекса протерозоя и др. [15].

Коренным источником для многих россыпей золота на Алданском щите может быть минерализация куранахского, лебединского и рябиновского типов. Рябиновский массив может рассматриваться как локальная рудно-магматическая система с контрастным полиформационным составом пород и продуктивной на золото и платину минерализацией [9]. Такая ассоциация пород, в которых кроме щелочных сиенитов участвуют дифференциаты мантийной щелочно-пикритовой магмы: шонкиниты, характерна и для Инаглинского дунит-пироксенит-шонкинитового зонально-кольцевого массива — источника золотоплатиновой россыпи [11]. Такие типы платиноидно-золотоносных месторождений могут быть поставщиками в россыпи минералов платины, высоко-, средне- и низкопробного золота. Источниками золота россыпей южной части Алданского щита, вероятно, являются жилы золотомалосульфидно-кварцевого типа, относящиеся к другому формационному ряду, чем вышеназванные типы золоторудных месторождений, образующие единый генетически родственный золоторудноформационный ряд Центрального Алдана [2].

Мелкое тонкопластинчатое высокопробное золото в аллювии среднего течения р.Алдан, как и в наносах рек Чара и Амга отличается от металла россыпепроявлений «вилюйского» типа практически отсутствием весьма высокопробного золота и имеет черты сходства с золотом Алданского щита и Патомского нагорья. Можно предположить, что во время мезозойской рудно-магматической активизации с возвышенных территорий Алдана на северный пологий склон антеклизы происходил постепенный снос мелкой фракции пластинчатого «плавучего» металла на далекие расстояния вплоть до среднего течения р.Амга и низовьев р.Чара, где формировались косовые россыпи мелкого золота. Е.Г.Глушкова и З.С.Никифорова [3] показали наличие двух источников для

высоко- и среднепробного комковатого золота и для весьма высокопробного пластинчатого золота из аллювия р.Токко и ее притока Торго на северо-западной окраине Алданского щита.

Помимо древних золотоносных конгломератов, предполагаемых Ю.Н.Трушковым с соавторами [17] в качестве первоисточников для весьма высокопробного тонкочешуйчатого золота «виллойского» типа, широко распространенного в россышепроявлениях Виллойской синеклизы и практически отсутствующего в россыпях Алданского щита и в аллювии водотоков его северного склона, можно предположить существование и других местных погребенных источников. Например, многие крупные месторождения золота мира связаны с архейскими зеленокаменными поясами. В аллювии водотоков, пересекающих ультрабазит-базитовые толщи центральной части Олондинского зеленокаменного пояса, а также в штучных пробах микрогнейсов выявлено 3 вида самородного золота [14]. Форма металла изменяется от неокатанных субрудных выделений до комковидных округлых и вытянутых зерен размером 0,1—0,4 мм. Пробность золота в основном высокая и весьма высокая, редко снижается до 720‰, то есть подобные крупные древние золотоносные образования зеленокаменных поясов вполне могут быть источниками для виллойских россыпей. Такими объектами могли бы служить также крупномасштабные высокопродуктивные сульфидно-вкрапленные руды в докембрийских метабазитах, подобные месторождению им.П.Пинигина на Алданском щите, где в сульфидных рудах установлено самородное золото дендритовидной и неправильной формы размером до 1 мм [10]. Пробность металла здесь в основном весьма высокая (980‰), редко понижается до 920‰, в единичных знаках отмечена примесь Cu 0,5—1,5%. В сростании с золотом находится кварц, гидроксиды железа, мальдонит и самородный висмут. Следует упомянуть также присутствие в железистых кварцитах в западной части Алданского щита наряду с тонкодисперсным металлом и микровыделений размером до 0,25 мм высокопробного (950 10‰) золота [6]. Из таких источников мелкое весьма высокопробное золото могло мигрировать через промежуточные коллекторы в современные аллювиальные площадные россышепроявления, приобретая тонкую чешуйчатую форму в процессе механической обработки во время длительной миграции.

При подготовке статьи использованы золотосодержащие концентраты технологических проб из россыпей рек Чара и Харса, а также шлиховые пробы с карьера Хатынг-Юрях, собранные [А.А.Сурниным] во время проведения им научно-производственных исследований по извлечению мелкого россыпного золота.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00747.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов А.А. Принципы прогнозирования золотоносных россыпей в нижнем течении р.Чара // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. —Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 90—102.
2. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 16—24.
3. Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. Сравнительная характеристика типоморфных признаков самородного золота из русловых отложений бассейна средней Лены (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 2010. № 3. С. 34—44.
4. Грунвальд П.В. Горные богатства Якутии. —Якутск: Якутгосиздат, 1927.
5. Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборное (западная часть Алданского щита) // Руды и металлы. 2005. № 4. С. 12—18.
6. Кассандров Э.Г., Маршч В.А. О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1979. № 2. С.87—91.
7. Ким А.А. Анализ минералогических особенностей самородного золота в первичных и окисленных рудах месторождений центрального Алдана // Древние коры выветривания Якутии. —Якутск, 1975. С. 109—127.
8. Ким А.А. Золототеллуридно-селенидная минерализация в Куранахском месторождении (Центральный Алдан) // Зап. ВМО. 2000. № 5. С. 51—57.
9. Кочетков А.Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология. 2006. № 1. С. 62—73.
10. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембрийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им.П.Пинигина). —Якутск, 2010.
11. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. —Якутск, 2000.
12. Округин А.В., Журавлев А.И., Олейников О.Б., Сурнин А.А. Самородное золото и его парагенезис в аллювиальных отложениях среднего течения р.Амга (Якутия) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Материалы Всероссийской научной конференции. Т. 2. —Якутск, 2011. С. 125—130.
13. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). —М.: Наука, 1973.
14. Попов Н.В., Попова М.Н., Смелов А.П. Первые находки самородного золота в Олондинском зеленокаменном поясе (Алданский щит) и перспективы его золотоносности // Докл. АН. 1997. Т. 356. № 2. С. 234—237.
15. Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А. и др. Металлогения золота Алданской провинции // Геология и геофизика. 1999. № 5. С. 716—728.
16. Смелов А.П., Сурнин А.А. Золото города Якутска // Наука из первых рук. 2010. № 4. С. 16—19.
17. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Виллойской синеклизы и ее обрамления. —Новосибирск: Наука, 1975.
18. Филиппов В.Е., Сурнин А.А. Генезис россыпи ручья Карстовый // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. —Якутск, 1995. С. 103—119.

Коренные источники россыпной золотоносности верховьев р.Усу (юго-западная часть Угуйского грабена)

Е.Г.ГЛУШКОВА, З.С.НИКИФОРОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Установлено на основе изучения типоморфных признаков россыпного золота и сопоставления с золотом из метасоматитов месторождения Таборное, что россыпь верховьев р.Усу (юго-западная часть Угуйского грабена) образована в результате поступления металла из зоны гипергенеза гидротермально-метасоматического оруденения мезозойского возраста, а не из протерозойских золотоносных коллекторов.

Ключевые слова: золотоносность, типоморфизм, россыпное золото, метасоматиты, месторождение Таборное, р.Усу, Угуйский грабен, Алданский щит.

Глушкова Елена Геннадьевна, anastasiy-9@yandex.ru
Никифорова Зинаида Степановна, znikiforova@yandex.ru

Placer gold from the Tabor creek of the headwaters Usu river (south-western part of the Uguysky graben)

E.G.GLUSHKOVA, Z.S.NIKIFOROVA

Based on the study of the typomorphic features of placer gold and its comparison with the metasomatic gold of the Tabornoye deposits it was determined that the source of placer gold from the upper course of the Usu river (south-western part of Uguysky graben) has been formed due to the metal supply from the supergene zones of the Mesozoic hydrothermal-metasomatic mineralization, but hasn't due to from the Proterozoic auriferous collectors.

Key words: gold-bearing, typomorphism, gold placer, metasomatic, deposit Tabornoye, Usu river, Uguysky graben, Aldan shield.

В результате поисковых работ (А.Ф.Петров и др., 1961; А.Ф.Стругов, Л.И.Стругова, 1964; В.В.Ляхницкий и др., 1966; В.Н.Соколов и др., 1966, 1967, 1968; В.Н.Салаткин и др., 1968; А.С.Княжев, 1978; В.Г.Амарский, 1999, и др.) выявлена золотоносность Угуйского грабена (западная часть Алданского щита). В делювиально-аллювиальных отложениях верховьях р.Усу (ручьи Таборный, Темный и др.) установлены промышленные россыпи, в которых золото представлено как хорошо окатанными, так и неокатанными зернами размером 0,25 мм и пробностью 790—923‰. До сих пор остается дискуссионным вопрос источника россыпи: мезозойское оруденение или протерозойские золотоносные конгломераты. Так, В.В.Ляхницкий с соавторами (1966), А.С.Княжев с соавторами (1978) и А.А.Сясько с соавторами (1981) обнаружили повышенное содержание золота в осадочных породах юго-западной части Угуйского грабена. Ими была выявлена золотоносность нижнепротерозойских базальных конгломератов, а так же гидротермально-метасоматических пород (по песчаникам и сиенит-порфирам). Ряд исследователей (А.Ф.Петров и др., 1961, 1962; В.В.Ляхницкий и др., 1966; В.Н.Салаткин и др., 1968) формирование россыпной золотоносности связали с поступлением золота из протерозойских конгломератов, в которых на фоне знаковой золотоносности выявлено повышен-

ное содержание золота до 1,6—2,4 г/т (отдельные пробы, пробирный анализ). Они полагали, что толщи золотоносных конгломератов схожи по литологическому составу и их структурному положению с известными рудоносными конгломератами древних толщ (Витватерсранд, Южная Африка; Блайнд-Ривер, Канада и аналогичные по генезису месторождения Бразилии, Финляндии, Австралии и Ганы). В.А.Кудрявцев, Г.В.Бирюлькин (1969), В.А.Кудрявцев, Р.Н.Ахметов (1972) отрицательно оценивали перспективу выявления промышленных крупных золоторудных объектов типа Витватерсранд, но ими не исключалась возможность обнаружения мелких «слепых» объектов хужирского типа. В.Г.Амарским (1999) при проведении в 1995—1999 гг. поисковых и оценочных работ на руч.Таборный было открыто среднее по запасам рудное месторождение. Следовательно, россыпная золотоносность верховьев р.Усу могла сформироваться за счет поступления золота из зон гидротермально-метасоматического оруденения.

Месторождение Таборное расположено в субширотной Южно-Угуйской золотоносной зоне, прослеживающейся вдоль южного борта Угуйского грабена (рис. 1). Район месторождения сложен нижнепротерозойскими терригенно-осадочными породами кебектинской свиты, залегающими с угловым несогласием на подстилающих терригенно-осадочных ниж-

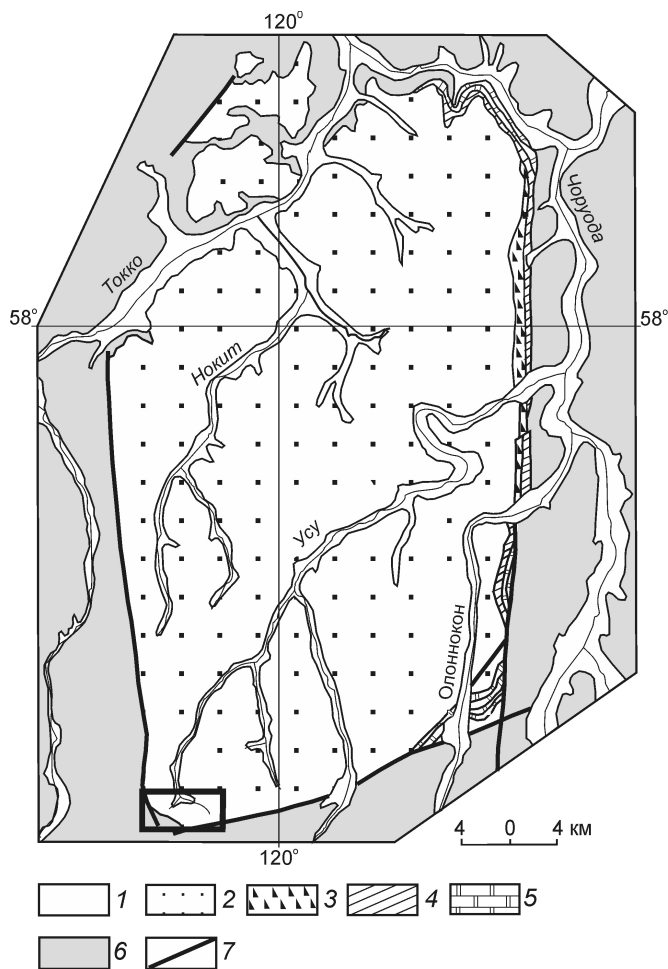


Рис. 1. Карта-схема Угуйского грабена. По материалам А.С.Княжева, с изменениями по работе [6]:

1 — четвертичные отложения, Q; протерозойские образования, свиты: 2 — кебектинская, PR₁kb, 3 — чорудинская, PR₁ud, 4 — туостайская, PR₁ts, 5 — олонгитская, PR₁olg; 6 — архейские породы; 7 — разломы; выделенный контур — район исследования

непротерозойских (чорудинская, туостайская и олонгитская свиты) и архейских сложнодислоцированных метаморфических породах [3, 4]. Кебектинская свита представлена красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, толщей конгломератов и гравелитов в основании. Песчаники сложены (в %): преимущественно кварцем (50—60) и калиевым полевым шпатом (15—20), в подчиненном количестве отмечаются плагиоклаз (7—10), обломки эффузивных пород (5—7) и слюдяных минералов (5—10). Среди акцессорных минералов обнаружены циркон, гранат, турмалин, монацит, рутил, ильменит и гематит. Базальные конгломераты и гравелиты состоят из неокатаных обломков кварца, кварцитов и доломитов, сцементированных глинисто-железистым материалом. В тяжелой фракции конгломератов и гравелитов выявлен циркон, рутил, лейкоксен и пирит. Калиевый

метасоматоз наложен как на нижнепротерозойские кварц-полевошпатовые песчаники, так и на пластовые тела сиенит-порфиров среднеюрского возраста [1]. Метасоматиты окрашены в ржаво-бурый, реже желтовато-белый цвет. Их текстура преимущественно сетчато-прожилковая, обусловленная развитием разноориентированных прожилков оксида железа. Основные минералы метасоматитов — калиевый полевой шпат (до 60%) и кварц. Калиевый полевой шпат замещает практически все минералы исходной породы и наблюдается в микропрожилках, в микронках дробления и в основной цементирующей массе. Рудные минералы встречаются в незначительном количестве (до 1%) и представлены пиритом (наиболее распространен), марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом и акантитом. Четвертичные отложения представлены аллювиальными, флювиогляциальными и гляциальными отложениями мощностью от 2,5 до 15 м.

Главная рудоконтролирующая структура — широтная Южно-Угуйская золотоносная зона взбросо-надвиговых дислокаций, характеризующаяся интенсивной трещиноватостью, брекчированием и дроблением нижнепротерозойских пород, катаклизмом и милонитизацией [1]. Зона прорывается дайками и силлами позднеюрских-раннемеловых сиенитов, парагенетически связанных с золотоносными гидротермально-метасоматическими породами. По данным С.С.Двуреченской, С.Г.Кряжева [1], образование метасоматических изменений и вкрапленно-прожилковой золоторудной минерализации произошло в период мезозойской тектономагматической активизации. На месторождении Таборное промышленные руды, приуроченные к зонам трещиноватости метасоматитов, характеризуются преимущественно ранней золото-пирит-кварцевой вкрапленно-прожилковой минерализацией и в меньшей степени золотосульфидно-кварцевой. Золото в рудах в основном находится в виде микронных частиц [1]. По данным С.В.Седенко [5], в метасоматитах присутствуют каплевидные и неправильной формы золотины размером 1—10 мкм, пробностью 810—840‰, а также более крупные идиоморфные кристаллы золота (до 0,4 мм) пробностью 800‰, находящиеся в срастании с зернами пирита или кварца. В химическом составе золота установлена только примесь Ag. В районе исследования развита мощная (около 50 м) кора выветривания. Содержание Au в окисленных рудах (1,2—22,5 г/т), значительно выше, чем в первичных (от 0,7 до 3,5 г/т). Гипергенное золото более высокопробное (870‰), представлено микропрожилковыми и дендритовидными формами с гладкой и ямчатой поверхностью и четкими кристаллографическими очертаниями по кубу, а также комковидно-угловатыми, дендритовидными и пластинчатыми разностями с неровными зазубренными краями, размером от 0,05 до 0,3 мм [1].

Авторами проведено изучение россыпного золота (объединенная проба 500 мг) из аллювиальных отложений руч. Таборный, любезно предоставленного А.П.Смеловым, и золота из протолок метасоматитов (8 мг) месторождения Таборное (коллекция В.Г.Гадиятова). Цель исследования — изучение типоморфизма золота для определения коренного источника, послужившего формированию данной россыпной золотоносности. Самородное золото анализировалось по комплексу типоморфных признаков — гранулометрии, морфологии (форма, поверхность, степень окатанности), химическому составу, внутреннему строению и микровключениям. Для выявления внутреннего строения полированные шлифы предварительно протравливались раствором Cr_2O_3 в HCl . Изучение внутреннего строения, элементов примесей и микровключений проводилось в полированных шлифах при помощи сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480 LV с энергодисперсионным спектрометром «OXFORD» INCA Energy 350 (аналитики: С.К.Попова, Ю.П.Вялов, лаборатория физико-химических методов анализа, ИГАБМ СО РАН).

Россыпное золото из аллювиальных отложений руч. Таборный по гранулометрическому составу представлено фракциями (в мм): 0,5—1,0 — 30% (154,5 мг); 0,25—0,5 — 68% (339,6 мг); 0,1—0,25 — 0,7% (1,85 мг); 0,1 — 0,3% (0,9 мг). Низкий процент золота фракции 0,25 мм в объединенной пробе связан с технологическими особенностями извлечения металла. Основная часть россыпного золота (до 80%) имеет рудный облик, из них около 10% составляют губчатые разности и лишь 20% хорошо окатанное (рис. 2, а—и). Далее приводится подробная характеристика выявленных морфологических разновидностей россыпного золота.

Слабоокатанное золото рудного облика представлено пластинчатыми, комковидными и интерстициальными, а так же дендритовидными формами (см. рис. 2, а—в). Поверхность золотин в основном грубоямчатая, ячеистая и бугорчато-ямчатая. На пластинчатых формах отмечаются отпечатки граней роста минералов (см. рис. 2, в). Золото в основном находится в сростках с калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (см. рис. 2, а—б) и кварцем. Большая часть изученных золотин покрыта серым глинистым материалом и гидроксидами железа (гётит, гидрогётит), образовавшимися в результате окисления сульфидов. Пробность золота рудного облика изменяется от 780 до 950% (в среднем 860%). В составе золота помимо Ag других микропримесей не установлено. Нередко встречается разнофазное золото с дисперсией пробности от 730 до 999% (Ag от 0 до 27,61%), где в пределах одного зерна отмечается от двух до четырех фаз (см. рис. 2, к—л). В целом золото характеризуется зернистым строением, в нем наблюдаются структуры грануляции, высокопробные обособления и весьма высокопробные (999%) прожилки,

разрастающиеся в межзерновых пространствах (см. рис. 2, л—м). Следует обратить внимание на то, что для золота рудного облика не характерно образование высокопробных оболочек. В золоте выявлены микровключения до 10 мкм породообразующих минералов (калиевый полевой шпат, кварц, кальцит), сульфидов (в основном пирит, в подчиненном количестве халькопирит арсенопирит, сфалерит, галенит), реже теллуридов (см. рис. 2, т), а также рутила, циркона и минералов, содержащих Sr, Nb и редкоземельные элементы La и Ce. Мельчайшие включения пирита размером от 3 до 10 мкм обычно имеют неправильно-угловатую форму, иногда в форме пяти- и шестигранников (см. рис. 2, с—т). В составе пирита установлена примесь As от 1,28 до 4,88%. Микровключения теллуридов не превышают 20 мкм и имеют в основном неправильную форму (см. рис. 2, т). Для золота рудного облика свойственно микропористое строение. В срезе поры как округлой, так и угловатой формы (см. рис. 2, о—п).

Губчатое золото имеет ямчато-бугорчатую поверхность и почковидный микрорельеф. Оно часто покрыто гидроксидными образованиями (см. рис. 2, з—д) или встречается в виде агрегатов золота с гидроксидами железа (гётит, гидрогётит), образованными в результате окисления сульфидов. В этих гидроксидных образованиях отмечается примесь V 0,54—2,76%. Как полагают С.С.Двуреченская и С.Г.Кряжев [1], высокие концентрации V и As содержались в пирите, а при его окислении в эквивалентной концентрации наследовались гётитом. Авторами не обнаружена примесь As в гидроксидных образованиях, однако, его устойчивые содержания установлены в микровключениях неокисленного пирита в матрице золотин. В железоксидной массе при полировке выявляются каркасные образования правильной шестигранной формы, возникшие вследствие окисления зерен пирита. Для губчатого золота свойственно формирование высокопробных кайм по периферии с реликтом первичного золота, нередко высокопробным становится все выделение (см. рис. 2, н). Вследствие этого, губчатое золото, по сравнению с золотом рудного облика, имеет более высокую среднюю пробность (875%). Во внутреннем строении губчатых агрегатов наблюдаются эмульсионные и петьчатые структуры. Такие структуры образуются в зонах окисления при разложении сульфидов и высвобождении тонкодисперсного золота, его последующей сегрегации и укрупнения и свидетельствуют о его поступлении в россыпь из зоны гипергенеза.

Хорошо окатанное золото представлено тонкопластинчатыми, пластинчатыми, лентовидными и дендритовидными формами (см. рис. 2, е—ж). Поверхность зерен тонко- и грубошагреневая с характерным блеском. Единичные дендритовидные выделения имеют гладкую поверхность с сохранившимися ступенями роста (см. рис. 2, ж). Цвет золота от желтого до соломенно-желтого, нередко с пленками гидроксидов железа. Пробность золота изменяется от

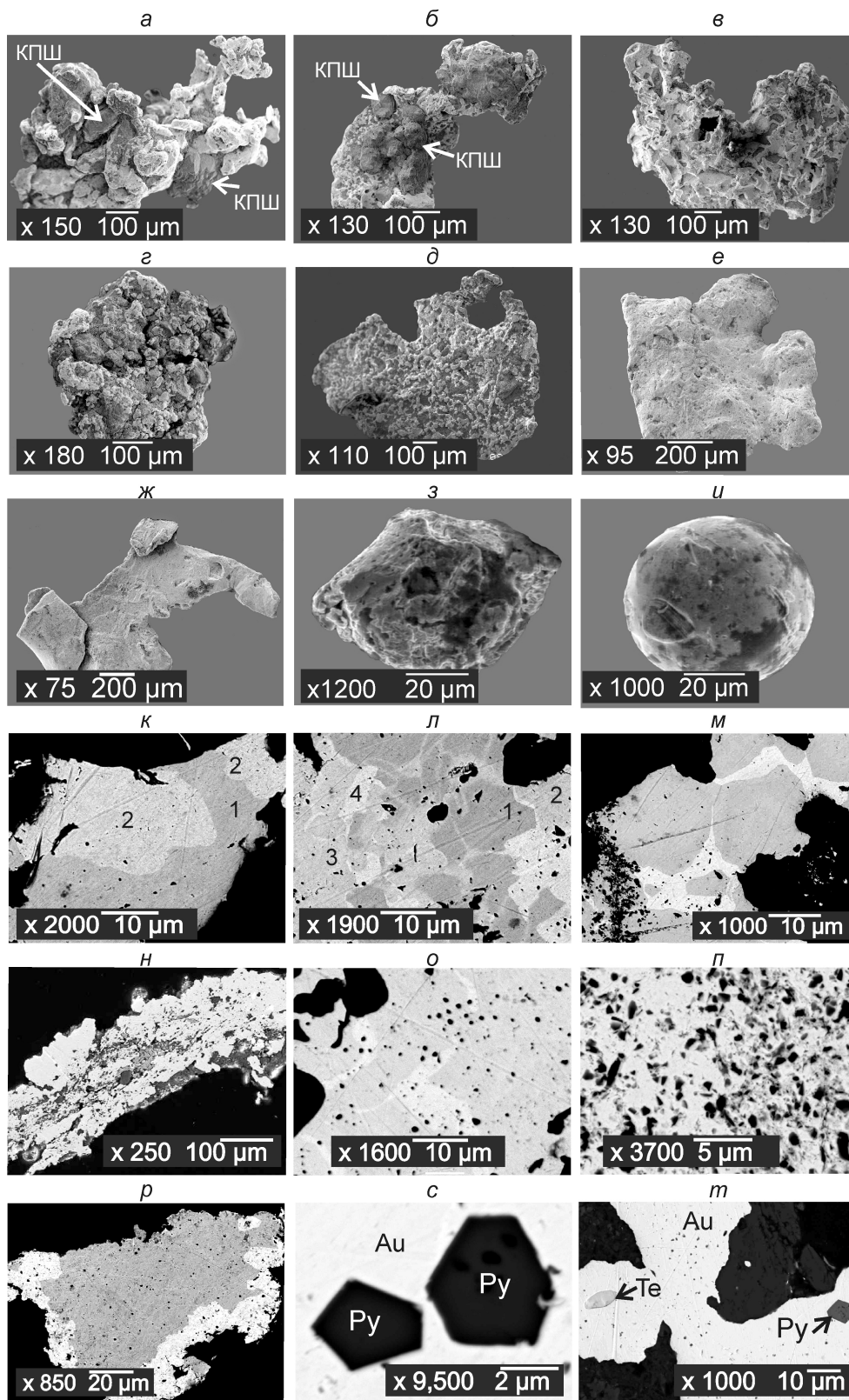


Рис. 2. Типоморфные особенности россыпного золота и из протоочки метасоматитов (месторождение Таборное):

морфология россыпное золото: *a–в* — рудного облика, *г–д* — губчатое, *е ж* — хорошо окатанное; из протоочки метасоматитов: *з* — изометричный кристалл, *и* — сфероид; внутренние особенности строения: *к* — разнофазное золото (содержание Ag, в %: 1 — 7,75, 2 — 0); *л* — зернистое разнофазное (содержание Ag, в %: 1 — 17,74, 2 — 16,35, 3 — 11,96, 4 — 0); *м* — крупнозернистое с высокопробными межзерновыми прожилками; *н* — губчатое, с эмульсионной и петельчатой структурой срастания золота с оксидами железа; *о–п* — пористое; *р* — тонкая (до 2 мкм) фрагментальная высокопробная оболочка на монозерне средней пробыности; микровключения в золоте: Py — пирит, Te — теллурид

724 до 950‰ (в среднем 860‰), кроме Ag в его составе других элементов-примесей не обнаружено. В нем, как и в золоте рудного облика, установлены микровключения пирита, сфалерита, рутила, калиевого полевого шпата, кварца и др. Во внутреннем строении золотин наряду с сохранившимися первичными моно- и разнозернистыми структурами, а также микропористостью, характерными для золота рудного облика, отмечаются незначительные преобразования: возникновение двойников прорастания и тонких фрагментарных высокопробных оболочек толщиной 1—5 мкм, редко до 20 мкм (см. рис. 2, *p*).

Золото из протолок метасоматитов месторождения Таборное представлено в основном фракцией 0,1—0,25 мм, однако, встречены единичные зерна размером 0,5 мм. Зерна имеют комковидную форму со сглаженными выступами и мелкоямчатой поверхностью, в западинах которых наблюдается рыхлый глинистый материал или пленки гидроксидов железа. Были найдены единичные изометричные кристаллы размером 0,1 мм (см. рис. 2, *з*) и сфероиды с идеально гладкой поверхностью (см. рис. 2, *и*). Генезис сфероидов пока не ясен и требует дополнительного изучения. Сростков золотин с породообразующими минералами не обнаружено. Пробность золота из протолок метасоматитов в среднем 860‰, в его составе кроме Ag элементов-примесей также не выявлено.

Обсуждение результатов и выводы. При изучении россыпного золота руч. Таборный и золота из протолок метасоматитов по протерозойским песчанникам установлено, что в обоих случаях золото в целом имеет схожие типоморфные признаки (морфология, размер, химический состав, микровключения), что свидетельствует о едином коренном источнике. Выше говорилось, что существует мнение о связи золотоносности с поступлением золота из протерозойских промежуточных толщ конгломератов. По некоторым морфологическим особенностям россыпное золото рудного облика руч. Таборный действительно схоже с псевдорудным золотом из древних промежуточных коллекторов, которыми могли являться базальные конгломераты кебектинской свиты с повышенным содержанием Au до 1,6—2,4 г/т (В.Н.Салаткин и др., 1968). Как установлено З.С.Никифоровой и В.Е.Филипповым [2], в древних коллекторах под действием литостатического давления вышележащих толщ происходит вдавливание минералов вмещающих отложений в матрицу золотин и золотины приобретают характерные угловатые формы псевдорудного облика со сквозными отверстиями и рваными краями, следами отпечатков минералов вмещающих отложений или образуют сростки с ними. Внутреннее строение золота из древних коллекторов резко отличается по степени преобразования. Для него характерны структуры рекристаллизации, линии деформации, высокопробные оболочки мощностью более 20 мкм, иногда полностью замещающие матрицу золотины. В то время как в россыпном золоте рудного

облика месторождения Таборное выявлены лишь первичные структуры кристаллизации с начальной стадией преобразования внутреннего строения — разнофазность, зернистое строение, межзерновые прожилки, грануляция, отсутствие высокопробных оболочек. Сопоставление внутреннего строения аллювиального золота рудного облика руч. Таборный и псевдорудного золота из древних коллекторов выявило их явное различие. Этот факт позволяет утверждать, что протерозойские золотоносные конгломераты не являются источниками россыпей верховьев р. Усу. Более того, минеральный состав микровключений (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, калиевый полевой шпат, кварц) в россыпном золоте из русловых отложений руч. Таборный идентичен составу минералов из зон гидротермально-метасоматических преобразований. К тому же, в метасоматитах, как в цементирующей гидрогетит-калишпатовой массе, так и в кварцевых прожилках, наряду с тонкодисперсным, наблюдается видимое золото [1, 5], аналогичное исследованному. Изученное авторами золото из аллювиальных отложений и из протолок метасоматитов часто находится в сростках с гидроксидами железа, в нем наблюдается развитие высокопробных прожилков, разрастающихся в межзерновых пространствах. К тому же, в аллювии руч. Таборный выявлено до 10 % губчатого гипергенного золота из зоны окисления руд. Все эти признаки указывают на то, что это золото поступило в россыпь непосредственно из зоны гипергенеза, интенсивно развитой в районе месторождения Таборное. Таким образом, россыпная золотоносность данной территории образована в результате поступления металла из зоны гипергенеза гидротермально-метасоматического оруденения мезозойского возраста, а не из протерозойских золотоносных конгломератов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 12-05-98500-р_восток_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Двуреченская С.С., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборное (западная часть Алданского щита) // Руды и металлы. 2005. № 4. С. 12—18.
2. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 194—195.
3. Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. —Новосибирск: Наука, 1976.
4. Реутон Л.М. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-51-ХІХ. —М., 1977.
5. Седенко С.В. Новый гидрогетит-кварц-калишпатовый тип мезозойского золотого оруденения Южно-Угуйского района (западная часть Алданского щита) // Дис...канд. геол.-минер. наук. —М., 2001.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

Новые данные о геологическом строении дельты р.Лена и перспективах алмазоносности арктического региона

С.А.ГРАХАНОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), О.С.ГРАХАНОВ (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО); 678170, г.Мирный, Чернышевское шоссе, д.16), К.Н.ЕГОРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128), В.П.ТАРАБУКИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), Е.Э.СОЛОВЬЕВ (Северо-восточный федеральный университет; 67789, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Пробурены впервые в южной части дельты р.Лена на о.Сардах две скважины, которые вскрыли отложения неоплейстоцена, неогена и девона. По этим и геофизическим данным уточнено глубинное строение района. В разрезе кайнозойских и каменноугольных пород района дельты р.Лена установлены минералы-индикаторы кимберлитов, что открывает перспективы для поисков коренных месторождений алмазов.

Ключевые слова: Сибирская платформа, алмазы, плейстоцен, неоген, девон, дельта р.Лена.

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

Граханов Олег Сергеевич, grakhanovOS@alrosa.ru

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

Тарабукин Владимир Прокопьевич, v.p.tarabukin@diamond.ysn.ru

Соловьев Евгений Эдуардович, solov.ev@yandex.ru

New data on the geology of the Lena River delta area and the diamond potential of the Arctic region

S.A.GRAKHANOV, A.V.PROKOPIEV, O.S.GRAKHANOV, V.P.TARABUKIN, E.E.SOLOVIEV

Two wells were first drilled on Sardakh Island in the southern part of the Lena River delta, which exposed Neopleistocene, Neogene and Devonian rocks. The results of drilling and geophysical studies gave a better insight into the deep structure of the region. Indicator-minerals of kimberlites have been found in Cenozoic and Carboniferous sections in the Lena River delta area, which is indicative of the potential of the area for the discovery of primary diamond deposits.

Key words: Siberian platform, diamonds, Pleistocene, Neogene, Devonian, Lena river delta.

По мнению ряда исследователей [1, 3, 4, 5, 6, 8, 12] в дельтовой части р.Лена в непосредственной близости от современной поверхности залегают кристаллические породы фундамента Сибирской платформы и на мелкомасштабных геологических и тектонических картах выделяют архейские и раннепротерозойские блоки кристаллического фундамента [3, 12]. Эти выводы основаны на находках на о.Сардан крупных неокатанных глыб гранито-гнейсов, которые приурочены к крупной Усть-Ленской гравиметрической аномалии, выделенной по данным аэрогеофизических работ в центральной части дельты р.Лена.

ОАО «Нижне-Ленское», проводя в 2007—2009 гг. геологоразведочные работы в рамках объекта Булкурский с целью прогнозирования коренных месторождений алмазов (С.А.Граханов и др., 2009), выполнило бурение двух скважин в дельте р.Лена на о.Сар-

дах (рис. 1) и профильные геофизические работы. Впервые в этом регионе были пробурены скважины, которые пересекли весь разрез кайнозойских отложений и вскрыли коренные палеозойские породы, не достигнув кристаллического фундамента (рис. 2). Полученный керн и опробование береговых обнажений о.Сардах позволили изучить геологическое строение одного из самых слабоизученных и труднодоступных районов Якутии, получить уникальный фактический материал по разрезу кайнозойских отложений, который может быть использован для палеогеографических реконструкций этого региона, установить отсутствие верхнепалеозойских—мезозойских и присутствие верхнедевонских отложений.

В скважине 1 глубиной 65 м, заданной на берегу Трофимовской протоки, вскрыты грубообломочные отложения сардахской свиты (плиоцен). На глубине

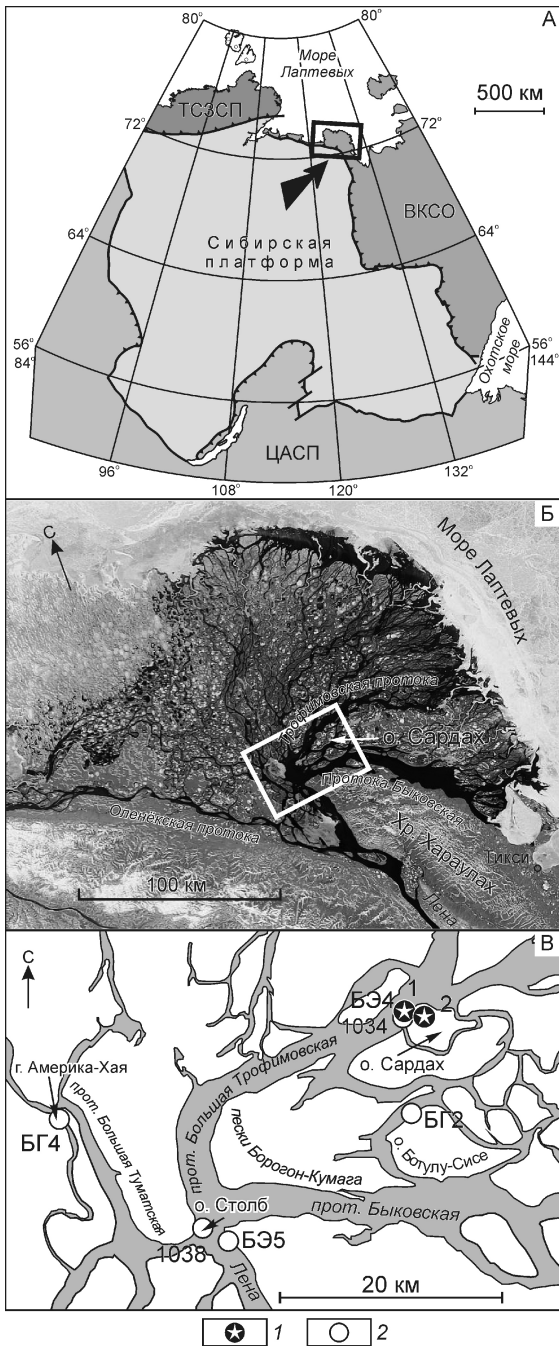


Рис. 1. Местоположение района исследований:

А — на схеме северо-востока Азии; Б — в пределах дельты р.Лена (космический снимок заимствован с сайта <http://earth.esa.int/earthimages/>); В — в пределах приустьевой части р.Лена; 1 — скважины; 2 — изученные обнажения (БЭ4, БЭ5, БГ2, БГ4, 1034, 1038); ВКСО — Верхояно-Колымская складчатая область; складчатые пояса: ЦАСП — Центрально-Азиатский, ТСЗСП — Таймыро-Североземельский

45,6 м они залегают на интенсивно дислоцированных мраморизованных карбонатных и ороговикованных терригенно-карбонатных отложениях верхнего девона (см. рис. 2), в которых найдены фаменские конодонты (*Polygnathus glaber glaber* Ul. et Bassler; *Polygnathus semicostatus* Br. et M.; *Vjaloviodus* sp.). Конодонты такого же возраста *Polygnathus nodocostatus* Br. et M., *Mashkovia* sp. были установлены в карбонатных отложениях на о.Столб, расположенном в 40 км южнее о.Сардах (см. рис. 1, обнажение 1038). Стратиграфическое распространение вида *Polygnathus nodocostatus* ограничено ранним фаменом зоны *serpida-marginuifera*. Он известен в раннефаменских отложениях Западной Европы и Северной Америки [15], Момского хребта, Приколымья, хр.Сетте-Дабан [11]. Найденные конодонты *Polygnathus brevilaminus* Br. et M. и *Icriodus alternatus* Br. et M. имеют более широкое стратиграфическое распространение: от франа (зона *gigas*) до раннего фамена (зона *marginuifera*). *Polygnathus brevilaminus* описан из известняков Нью-Олбани в Северной Америке [14], известен в Австралии и на хр.Сетте-Дабан [11].

В породах сардахской свиты из скважины 1 установлены единичные окатанные зерна минералов-индикаторов кимберлитов — пирропа, пикроильменита и хромшпинелида (см. рис. 2 и таблицу). Несмотря на

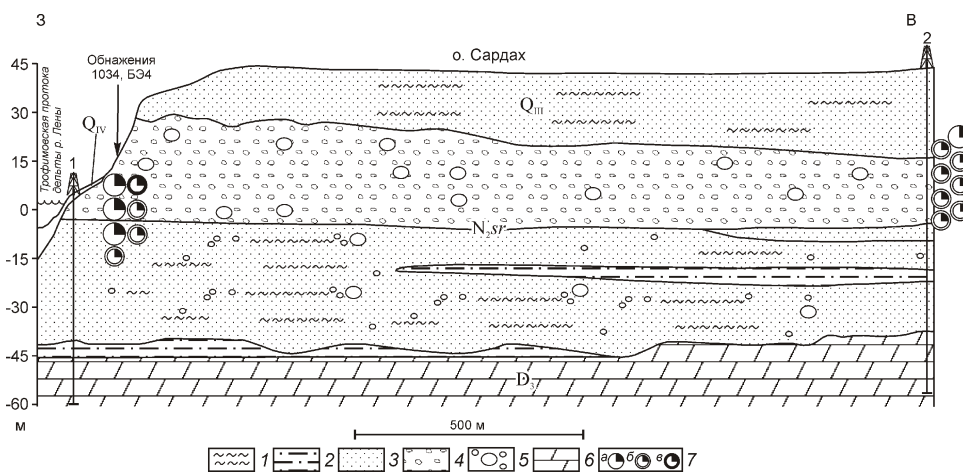


Рис. 2. Геологический разрез через о.Сардах. Построен по данным буровых скважин и изучения береговых обнажений:

1 — суглинки; 2 — супеси (алевриты); 3 — пески; 4 — галька и гравий; 5 — валуны и крупная галька; 6 — доломиты и известняки; 7 — содержание минералов-индикаторов кимберлитов в керновых пробах: а — до 10 знаков пирропа, б — до 10 знаков пикроильменита, в — до 10 знаков хромшпинелида; 1, 2 — буровые скважины

то, что скважина задавалась в пяти метрах от русла Трофимовской протоки, а ее глубина в данном месте достигает 40 м, таликовых зон в разрезе неогеновых отложений не установлено.

Характеристика минералов-индикаторов кимберлитов из кайнозойских отложений о.Сардах

Обнажение/ проба	Интервал, м	Возраст	Объем пробы, л	Минералы-индикаторы кимберлитов		
				Пироп	Хромшпинелид	Пикроильменит
1034/3	Не обнаружено	Неоген	100	Не обнаружено		2 зн, 0,5 мм, IV кл. сохр.
1034/4			100			1 зн, 0,5 мм, IV кл. сохр.
Скважина 1	0,4—2,0	Неоплейстоцен	9,5	1 зн, 1 0,5мм, крас- но-фиолетовый, IV кл. сохр.	1 зн, 1 0,5 мм	Не обнаружено
	2,0—3,0		5	Не обнаружено	Не обнаружено	2 зн, 1 0,5 мм, III—IV кл. сохр.
	3,0—4,0		7		1 зн, 1 0,5 мм	3 зн. с гип. корр.
	4,0—5,5		8,5	1 зн, оранжевый, IV кл. сохр.	Не обнаружено	2 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.
	6,0—7,5	Неоген	9	2 зн, оранжевый, IV кл. сохр.		6 зн, IV кл. сохр.
	9,0—10,5		7	Не обнаружено		3 зн, IV кл. сохр.
	10,5—12,0		8	Не обнаружено		5 зн, гип. корр.
	7,5—9,0		8	Не обнаружено	2 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.	
Скважина 2	22,5—24,0	Неоплейстоцен	5	1 зн, 2 1 мм, красно-фи- олетовый		Не обнаружено
	28,0—29,0		1	Не обнаружено		1 зн, 1 0,5 мм с гип. корр.
	32,5—34,5	Неоген	6			1 зн, 1 0,5 мм, гип. корр.
	37,5—38,5		4			2 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.
	39,0—40,5		5			3 зн, гип. корр.
	40,5—42,0		5			2 зн, 1 0,5 мм, III кл. сохр
	43,0—45,5		6			2 зн, 1 0,5 мм, III кл. сохр.
	46,0—47,0		4			1 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.
БЭ4	Не обнаружено		10 000	Ед. зн, 1 0,5мм, крас- но-фиолетовый, III кл. сохр.	Ед. зн, 1 0,5 мм	Ед. зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.
БЭ4/2			100	Не обнаружено	1 зн, 1 0,5 мм	Не обнаружено
БЭ4/3			100		Не обнаружено	1 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.
БЭ4/4			100			1 зн, 1 0,5 мм, IV кл. сохр.

Примечание. зн — знак; кл. сохр. — класс сохранности; гип. корр. — гипергенная коррозия зерен.

Глубина скважины 2 100 м (см. рис. 2). Она пробурена в самой высокой точке о.Сардах (абс. отметка 41 м). В скважине вскрыты (сверху-вниз) (рис. 3):

Голоцен (Q_n). Почвенно-растительный слой

Едомная свита (LQ_{med}). Криогенные полигенетические образования. Лед с прослоями и линзами мелкозернистых песков, супесей, пылевидных суглинков, глин, илов и торфов

Неоплейстоцен (Q_{III}). Суглинки светло-серые с охристым оттенком, неслоистые с прослоями песков кварцевых светло-серых, разномерных, горизонтально слоистых и алевроитов и супесей темно-серых, крупнозернистых, тонкогоризонтально-слоистых. Породы содержат рассеянную гальку и гравий, представленные алевролитами, песчаниками, кварцем, известняками и долеритами. Преобладающий размер обломков 2—3 см. Форма преимущественно угловато-округлая. Распределение обломков крайне неравномерное, хаотичное, сортировка и ориентировка отсутствуют. Слоистость в породах подчеркивается стяжениями гидроксидов железа, отмечается растительный детрит. Возраст отложений 45—50 тыс. лет [2]

Неоген (плиоцен), верхняя пачка сардахской свиты (N_{2sr}^2). Галечники (конгломераты), охристо-серые, крупно-среднеобломочные. Распределение обломков крайне неравномерное, сортировка и ориентировка отсутствуют. Породы сложены слабо и хорошо окатанными гальками кремнистого состава, кварца, долеритов, а также слабоокатанными обломками алевролитов и песчаников. Валунки представлены песчаниками и габбро-порфирами. Габбро-порфиры массивной текстуры, структура порфировая, гломоропорфировая, основная масса — микролитовая. Изменения в породе выразились в хлоритизации, эпидотизации пироксена и мезостазиа; в серицитизации и пелитизации плагиоклаза вкрапленников и основной массы. Порода заметно обогащена лейкоксенизированными титанистыми минералами. Форма валунов, гальки и гравия округлая. В связующей массе преобладает глинистый преимущественно кварцевый песок. В породах наблюдается обилие крупных обломков ожелезненной древесины. В верхней части интервала до глубины 37,0 м породы слаболитифицированы за счет пропитки гидроксидами железа. В целом, отложения можно отнести к фациям горных рек с интенсивной гидродинамикой

Неоген (плиоцен). Нижняя пачка сардахской свиты (N_{2sr}^1) сложена в основном разномерными темно-серыми, охристо-серыми песками кварцевого состава с глинистым цементом, содержащими рассеянный гравий и гальку, составляющими в отдельных прослоях от 10 до 15% объема породы. В ее средней части вскрыт пласт алевроитов мощностью около 6 м. В отличие от верхней пачки, в составе гальки значительную долю составляют кварц (31%) и диабазы (20%). Преобладающий размер обломков 4—5 см, форма округлая, угловато-округлая. По всему интервалу отмечается обилие углфицированной древесины. Эти отложения относятся к фациям заболоченных речных долин и озер

Верхний девон, фаменский ярус (D_3fm). Известняки, доломиты мраморизованные темно-серые до черных, мелкозернистые, массивные, плотные. Породы весьма трещиноватые, брекчированные, кавернозные. Трещины разноориентированные шириной до 4 мм. В зоне брекчирования и трещиноватости проявлена сульфидная минерализация (1—2%). Гранобластовый кварц залечивает трещинно-пустотные пространства в породе. В верхней части интервала большинство трещин открытые без заполнителя; меньшая их часть выполнена кальцитом. По трещинам отмечаются вертикальные смещения прослоев пород амплитудой до 2 см (рис. 4)

Интервал, м

0—0,5

0,5—7

0,5—7

29,6—47

47—80

80—100

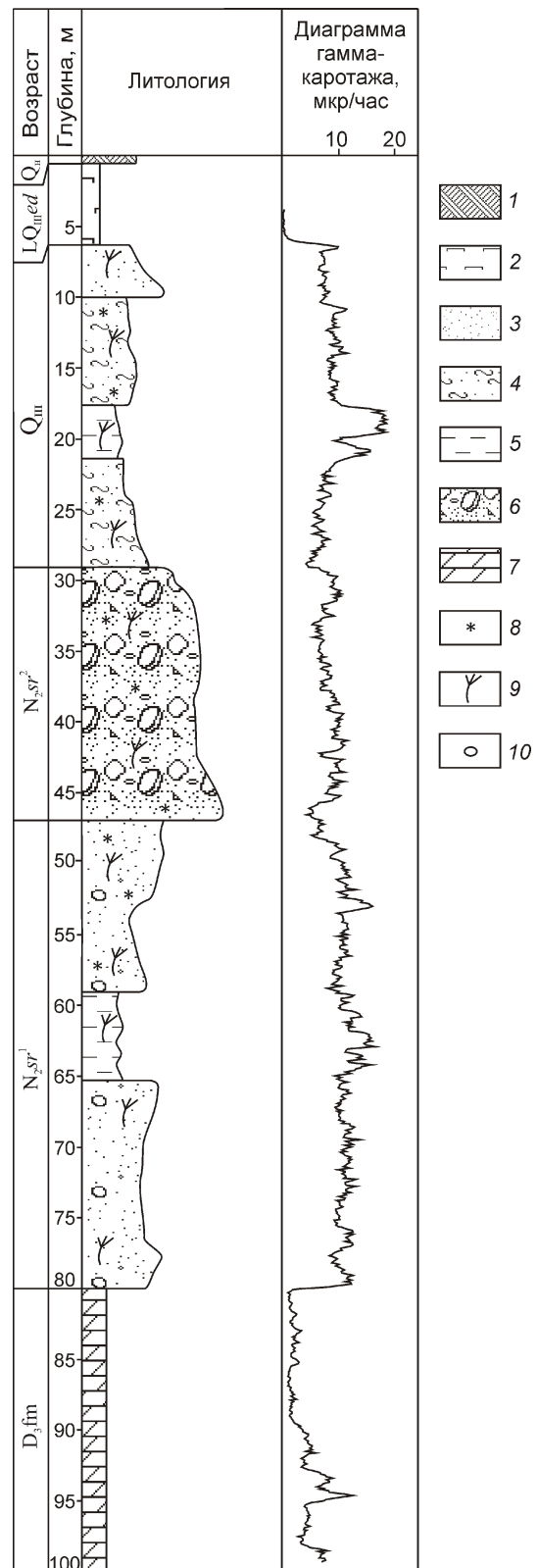


Рис. 3. Разрез кайнозойских и девонских отложений, вскрытых скважиной 2:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — лед; 3 — пески; 4 — суглинки; 5 — супеси (алевроиты); 6 — галечники, конгломераты; 7 — доломиты и известняки; 8 — стяжения гидроксидов железа; 9 — находки растительных остатков; 10 — галька, гравий

Абсолютная отметка кровли карбонатных пород в скважине 1 составляет 40 м, а в скважине 2 — 39,4 м, то есть фиксируется слабое погружение коренного цоколя с юго-востока на северо-запад. Породы деформированы — падение пластов составляет 50—55 к оси скважины.

Неогеновые отложения сардахской свиты были также изучены и опробованы в естественных обнажениях вдоль западного и северо-западного берега острова (см. рисунки 1, 2, обнажение 1034). Наиболее полный разрез располагается в точке плавного изгиба западного берега острова. В разрезе вскрывается верхняя (конгломератовая) пачка сардахской свиты, для которой характерно обилие бурых гидроксидов железа в цементе, темно-бурая окраска пород, наличие пиритизированной древесины и неоплейстоценовая песчаная, с крупными валунами и глыбами, залегающая на размытой поверхности сардахской свиты. В отдельных интервалах количество валунов и глыб достигает 30% (рис. 5, А). По вещественному составу обломочной части неогеновых отложений, вскрытых в обнажениях на о.Сардах, выделяется несколько групп пород, в которых легко распознаются известные формационные комплексы региона: песчаники,

алевролиты и аргиллиты Хараулахского антиклинария фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, Приверхоанского и Лено-Анабарского прогибов; долериты, габбро-долериты, базальты, аналогичные девонским породам основного состава, вскрытым в дельте р.Лена (см. рис. 1, обнажение БГ4) и раннекембрийским дайкам, силлам и породам нижнего течения р.Лена; доломиты желто-серые строматолитовые, вероятно, рифея и венда, известные в ядрах Булкурской и Чекуровской антиклиналей. В составе обломочного материала в незначительном количестве встречаются кварциты, жильный кварц, кремни, кварцевые порфиры. Преобладают хорошо и идеально окатанные валуны и гальки. В результате замера ориентировки длинных осей валунов, стволов древесины и падения кривой слоистости [4] установлено направление сноса с юг-юго-запада на север-северо-восток. Эти отложения относятся к фациям горных водотоков с интенсивной гидродинамикой. В палинокомплексе сардахской свиты определены *Pinus sibirica* L., *Picea obovata* L., *Juglans cinerea* L., *Picea wollosowiczi* Sucacz., *Pinus monticola* Dougl., что позволило отнести эти образования к неогену [4]. Осадконакопление происходило в усло-

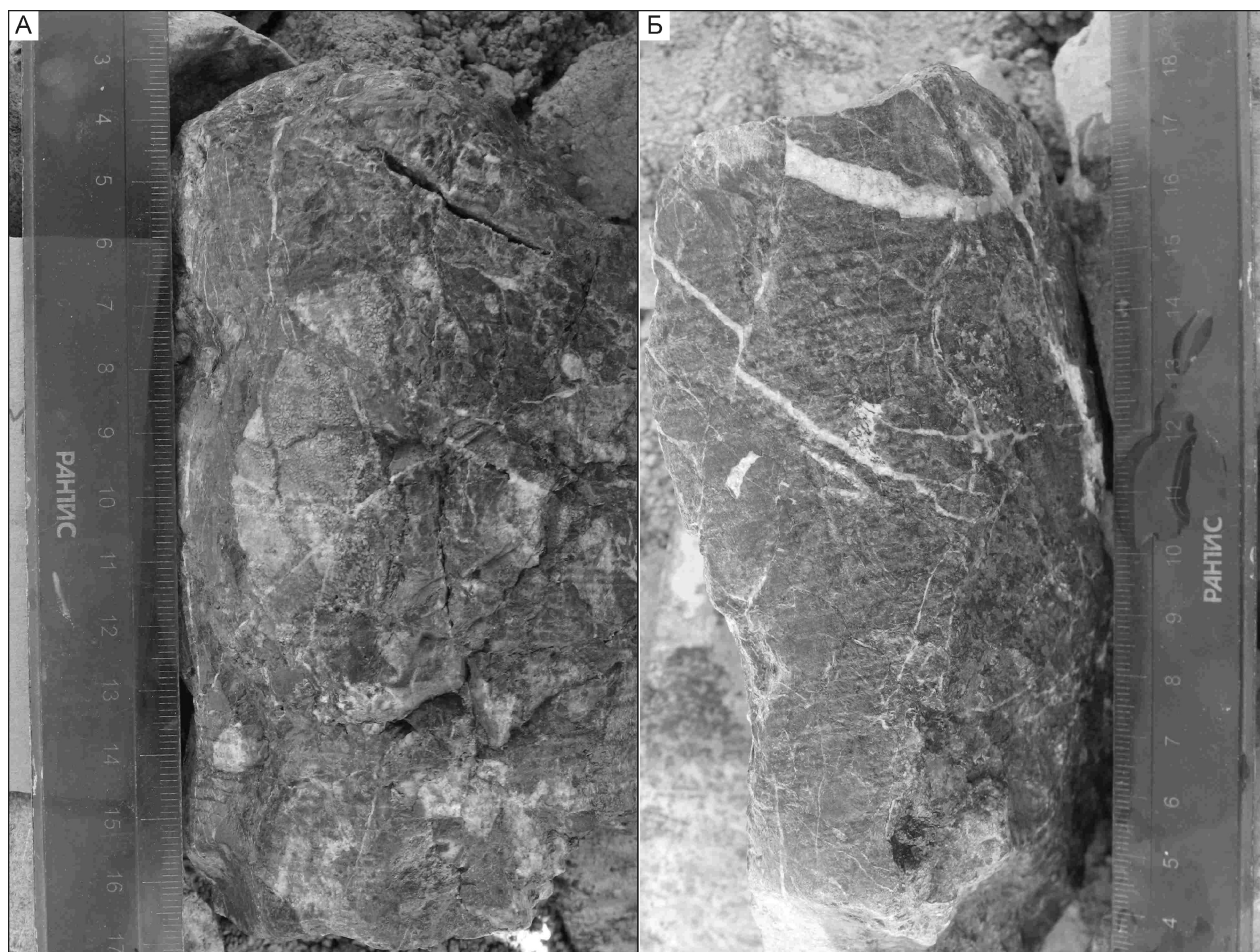


Рис. 4. Карбонатные породы верхнего девона, вскрытые скважиной 2. Фото О.С.Граханова:

глубина: А — 93,6 и Б — 97,4 м



Рис. 5. Выходы пород. Фото С.А.Граханова:

А — валунные конгломераты сардахской свиты, обнажение 1034; Б — неокатанные глыбы гранито-гнейсов на берегу о.Сардах; В — породы сардахской свиты в русле протоки Ботулу-Юесе (на северо-западе от о.Ботулу-Сисе)

виях умеренно теплого влажного климата, на что указывает обилие минерализованной древесины, в т.ч. таких теплолюбивых форм, как североамериканский орех, и гидроксидов железа в цементе пород [4]. Из обнажения БЭ4 (см. рис. 1) пород верхней пачки сардахской свиты была отобрана валовая проба объемом 10 000 л (см. таблицу), в которой алмазов не установлено, но в классе 1 мм были найдены единичные зерна окатанного пикроильменита, хромшпинелида и пироба. Невысокие концентрации окатанных минералов-индикаторов кимберлитов установлены и в других более мелких шлиховых пробах, отобранных из обнажения пород сардахской свиты и керна пробуренных скважин (см. таблицу).

На размытой волнистой поверхности сардахской свиты залегают неоплейстоценовые пески. В песках заключены очень крупные неокатанные глыбы размером до 1,5—2,0 м гранито-гнейсов и гранитов, которые в большом количестве можно наблюдать в бичевнике Трофимовской протоки и в конусах выноса ручьев (см. рис. 5, Б). Необходимо отметить, что эти породы не были обнаружены в кернах пройденных скважин. Гранито-гнейсы имеют гнейсовидно-полосчатую текстуру, реликтов-гранитовую структуру. Порода разгнейсована, метаморфически дифференцирована — отмечается перераспределение кварца в полосовидные обособления. На отдельных участках развиты хлорит, актинолит, мусковит. Граниты катаклазированные, измененные; структура гранитовая, участками blastoцементная. Порода в незначительной степени раздроблена. Раздробленный материал подвергся бластезу и является цементом, связывающим незатронутые катаклазом зерна полевых шпатов и вторичных продуктов: серицита, мелкопластинчатого мусковита, тонкозернистого кальцита, бурых оксидов железа. Продукты дробления и бластеза представлены в основном микрогранобластовым кварцем.

Изотопно-геохимическое датирование гранито-гнейсов [10] показало, что возраст магматического протолита Усть-Ленского метаморфического комплекса — средний палеопротерозой (1910 ± 5 млн.лет), что хорошо согласуется с палеопротерозойскими возрастными датировками, полученными для пород кристаллического фундамента смежной части Сибирской платформы.

В районе о.Ботулу-Сисе в русле протоки Ботулу-Юесе были установлены глыбовые и валунные развалы (см. рис. 1, обнажение БГ2; рис. 5, В). В петрографическом составе валунов, глыб и гальки четко фиксируется «сардахский»

спектр — среди окатанных разностей преобладают породы Северного Верхоянья и северо-востока Сибирской платформы: песчаники, алевролиты, доломиты, долериты, базальты. Это свидетельствует о том, что современными эрозионными процессами начали вскрываться плиоценовые образования сардахской свиты. Среди неокатанных разностей, достигающих размеров до 0,5 м, можно встретить граниты, гранито-гнейсы. Кроме того, отмечены крупные глыбы (1 м) пород крестяхской свиты раннекаменноугольного возраста. Это хорошо диагностируемые валунные конгломераты, в коренном залегании наблюдаемые на мысе Крест-Тумса напротив о.Столб (см. рис. 1, обнажение БЭ5). Эти обломки могли быть перемещены в дельту р.Лена на льдинах во время ледохода от мыса Крест-Тумса, расстояние до которого 20 км. Во время весеннего паводка пески Борогон-Кумага, преграждающие путь в протоку Ботулу-Юесе, затоплены, и леденский лед свободно перемещается по всем протокам дельты.

Раннекаменноугольные отложения крестяхской свиты были опробованы на мысе Крест-Тумса. Алмазы не обнаружены, но найдены два мелких неокатанных пиропы (С.А.Граханов и др., 2009). Данные опробования свидетельствуют о том, что концентрации пиропов крайне низкие, но это подтвердило результаты ранних находок гранатов в этих отложениях [13].

На о.Курунгнаах-Сисе в районе г.Америка-Хая (см. рис. 1) был исследован разрез франских образований. Здесь желтовато-коричневые известняки, содержащие фауну брахиопод [3], перекрываются базальтами [9]. Нижние потоки базальтов имеют, в основном, шаровую отдельность, тогда как для верхних потоков типична столбчатая (призматическая) отдельность. Базальты миндалекаменные темно-серые с зеленоватым оттенком, в основании брекчиевидные. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом и белым кальцитом. Кроме миндалинов, фиксируются прожилки кварц-карбонатного состава. В центральной части разреза можно наблюдать зону с обильными порфиловыми выделениями крупнокристаллического плагиоклаза. По структурно-текстурным особенностям пород можно выделить несколько потоков базальтов, что свидетельствует об их многократных излияниях.

Геофизические работы в районе о.Сардах позволили существенно уточнить глубинное строение региона. Графики интенсивности магнитного аномального поля коррелируют с данными гравиметрической съемки. В гравитационном поле выделяется положительная аномалия северо-западного простирания шириной до 9 км, которая совпадает с повышенными значениями магнитного аномального поля и отражает поднятие кристаллического фундамента. Эта аномалия расположена западнее о.Сардах, на левом берегу Трофимовской протоки. По результатам интер-

претации сейсморазведочных данных район исследований имеет блоковое строение. Максимальные значения амплитуды смещения пород по вертикали 6—7 км. Мощность земной коры составляет 26—28 км, недислоцированного осадочного чехла — около 3 км. Отмечено, что «гранитный слой» имеет аномально малую толщину до 2,5 км при мощности «базальтового слоя» до 20 км [1, 8].

В результате проведенного моделирования установлено, что мощность карбонатных пород предположительно позднепротерозойского—палеозойского возраста изменяется от 800 м в западной части рассматриваемого района (левобережье Трофимовской протоки) до 4500—6000 м в восточной (о.Сардах). Толщина «гранитного слоя» выдержана и составляет около 4500 м (вероятно, породы архея). Подстилающий «базальтовый слой» имеет мощность около 22 км в западной части района и около 17 км в восточной. По гравиметрическим данным в центральной части исследуемого района выделена разрывная структура субвертикального залегания близмеридиональной ориентировки с опущенным восточным крылом. Вертикальная амплитуда смещения составляет около 4000 м. Этот разрыв подразделяет район дельты р.Лена на два контрастных блока (западный и восточный), характеризующиеся различными мощностями пород осадочного чехла.

В заключение статьи можно сделать следующие выводы:

1. По результатам бурения скважин на о.Сардах установлено, что плиоцен-неоплейстоценовые отложения южной части дельты р.Лена подстилаются интенсивно деформированными карбонатными толщами верхнего девона. Отсутствие верхнепалеозойско-мезозойских пород верхоянского комплекса связывается с интенсивным предплиоценовым размытием. Присутствие девонских карбонатно-терригенных отложений и базальтов в дельте р.Лена может свидетельствовать о том, что в палеозое эта территория была частью Сибирской платформы.

2. Выходы плиоцен-неоплейстоценовых толщ на о-вах Сардах и Ботулу-Сисе совпадают с северо-восточным краем Усть-Ленского гравитационного максимума, происхождение которого может быть связано с нескрытым выступом докембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы. Проведенными геофизическими работами уточнено положение этого выступа, который расположен к западу от Трофимовской протоки.

3. Фациальный анализ кайнозойских осадков свидетельствует о том, что в плиоцене произошла резкая смена обстановок осадконакопления с аллювиальных и озерно-аллювиальных условий крупной речной системы в раннесардахское время на аллювиальные фации горных рек с интенсивной гидродинамикой в позднесардахское время. Основными поставщиками кластики в это время являлись как терриген-

ные и карбонатные толщи, так и породы основного состава, широко распространенные на северо-востоке Сибирской платформы и во фронте Верхоянского складчато-надвигового пояса. Это может быть связано с возникновением горного кряжа вблизи современной дельты р.Лена на фоне эвстатического понижения уровня моря и отступления прадельты р.Лена на север. В неоплейстоцене произошло воздымание Усть-Ленского выступа на западе современной дельты р.Лена и в аллювиальный бассейн осадконакопления стали поступать неокатанные глыбы пород кристаллического фундамента платформы.

4. Геологическое строение данного региона имеет определенную схожесть с южной частью Якутской алмазоносной провинции. Это, в первую очередь, проявление среднепалеозойского базитового магматизма и блоковое строение фундамента, что напоминает разрез Ыгыаттинской впадины и Сунтарского поднятия Вилюйского палеорифта, на плечах которого расположены кимберлитоконтролирующие структуры. Наличие неизношенных минералов-индикаторов кимберлитов в каменноугольных отложениях крестяхской свиты [13] и открытие высокоалмазных вулканогенно-осадочных пород карнийского яруса [7] выдвигает этот регион в разряд перспективных для поисков коренных источников алмазов девонского и триасового возрастов.

5. Характерного для крупнейших дельт мира прогибания, связанного с выносом и накоплением мощных осадков, в южной части дельты р.Лена не наблюдается. Появление на уровне современного эрозионного среза плиоцен-неоплейстоценовых толщ может быть объяснено неотектоническим поднятием. Регион расположен в осевой зоне Арктико-Азиатского высокосейсмического пояса, в пределах которого поднятия такого рода могут иметь место.

Авторы выражают благодарность А.В.Черемкину, С.И.Этигясову, О.В.Королевой за техническую помощь в экспедициях и полезную дискуссию.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 68, проекта CALE.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.Б.* Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73—81.
2. *Большакинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. —С-Пб: ААНИИ, 2006.
3. *Ванин А.Л., Галабала Р.О., Крутий Г.В.* Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 Быковский. Объяснительная записка. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2001.
4. *Виноградов В.А., Горина И.Ф.* Неогеновые отложения дельты р.Лена в связи с оценкой перспектив алмазоносности юго-западной части акватории моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. —Л.: НИИГА, 1971. С. 137—143.
5. *Гравиметрическая карта СССР* масштаба 1:2 500 000. —М., 1971.
6. *Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М.* Россыпи алмазов России. —Новосибирск, 2007.
7. *Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.* Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3—12.
8. *Коган А.Д.* Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. —Л.: НИИГА, 1974. С. 33—38.
9. *Колодезников И.И., Стручков К.К.* Магматизм Хара-Улаха (Якутия). —Якутск, 2001.
10. *Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П.* и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 26—29.
11. *Тарабукин В.П.* Биостратиграфия и конодонты девонских отложений восточной Якутии: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. —М.: МГУ, 1992.
12. *Тектоническая карта масштаба 1:2 500 000 морей Карского и Лаптевых и севера Сибири.* 2л. / Под ред. Г.В.Поздняк. —М., 1998.
13. *Шамшина Э.А.* Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. —Якутск, 1986.
14. *Branson E.B., Mehl M.G.* Conodont Studies // Miss. Univ. Studies. 1934. Vol. 8. № 3—4. Pp. 171—299.
15. *Sandberg C., Ziegler W.* Refinement of standart Upper Devonian conodont zonation, based on section in Nevada and West Germany // Geologica et Palaeontologica. 1973. № 7. Pp. 97—122.

Проблемы стратиграфии верхнего триаса—юры Предверхоянской структурно-фациальной зоны (Восточная Сибирь)

В.С.ГРИНЕНКО, В.Г.КНЯЗЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Ревизия палеонтологических характеристик и их последовательности в разрезах верхнего триаса—юры Лено-Алданской, Предверхоянской и Западно-Верхоянской структурно-фациальных зон позволяет расширить радиус действия установленных в региональной схеме этого интервала Сибири региональных горизонтов на Верхоянский складчато-надвиговый пояс.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Предверхоянский краевой прогиб, Верхоянский складчато-надвиговый пояс, структурно-фациальная зона, серия, свита.

Гриненко Виталий Семенович, prokopiev@diamond.ysn.ru, geo@yakutia.ru

Князев Валерий Георгиевич, knyazev@diamond.ysn.ru

Problems of stratigraphy of the Triassic—Jurassic of the Pre-Verkhoyansk structural-facies zone (East Siberian)

V.S.GRINENKO, V.G.KNYAZEV

Revision of paleontological characteristics and their sequences in the Upper Triassic—Jurassic sections of the Lena-Aldan, pre-Verkhoyansk and West Verkhoyansk structural zones permitted us to extend the area of action of regional horizons shown on the regional sketch map for this time interval of Siberia to the Verkhoyansk fold — and — thrust belt.

Key words: Siberian platform, pre-Verkhoyansk foredeep, Verkhoyansk fold-and-thrust belt, structural-facies zone, series, formation.

На востоке Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) по различным группам макро- и микрофауны, флористическим остаткам с разной степенью достоверности установлены все ярусы юрской системы. Зональное расчленение проведено лишь для отдельных временных интервалов [18]. Сравнительный анализ вертикального распространения основных групп ископаемых, известных из юрских разрезов востока Сибирской платформы с таковыми из разрезов ее складчатого обрамления позволил установить сходную последовательность. Учитывая различающийся объем биостратонов, установленных по разным группам фоссилий при выделении региональных стратиграфических подразделений в западной части Верхояно-Колымской складчатой области была использована серия (комбинация) параллельных автономных зональных шкал, разработанная В.А.Захаровым с соавторами [7] и представленная в стратиграфических схемах юры Западной Сибири [15] и востока Сибирской платформы [17].

Региональные стратиграфические подразделения. Верхнетриасовые—юрские отложения характеризуют собой единый этап формирования Арктического седиментационного супербассейна, охватывающего территорию Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области. Выделенные на востоке

Сибирской платформы (западная часть Восточно-Сибирского осадочного бассейна) местные стратиграфические подразделения скоррелированы в рамках двусторонней региональной стратиграфической схемы с помощью «сибирских» горизонтов (от зимнего до баженовского, включительно [3, 7, 17, 18]). Положение границ горизонтов относительно подразделений общей стратиграфической шкалы подтверждено биостратиграфическими данными. Расширение радиуса действия сибирских региональных горизонтов на западную периферию Верхояно-Колымской складчатой области обусловлено единством этапов осадконакопления Восточно-Сибирского осадочного бассейна, отражающих эвстатические колебания Арктического супербассейна.

Структурно-фациальное районирование. В зоне перехода «Сибирская платформа—ВКСО» в Восточно-Сибирской структурно-фациальной области выделены Лено-Виллюйская, Предверхоянская, Западно-Верхоянская, Южно-Верхоянская и Куйдусунская структурно-фациальные зоны [9]. Предлагаемое фациальное районирование определило конструкцию двусторонней региональной стратиграфической схемы и основано на генезисе отложений, стратиграфической полноте разрезов и их мощности [4].

Предверхоянская структурно-фациальная зона (рис. 1) занимает одну из ключевых позиций в «зоне

перехода». Она охватывает внутреннюю (складчатую) зону Предверхоанского краевого прогиба. Характерная особенность условий формирования поздне триасовых—юрских отложений Предверхоанской структурно-фациальной зоны (рис. 2) — присутствие циклично построенных геологических тел — свит, серий, представленных своеобразными оса-

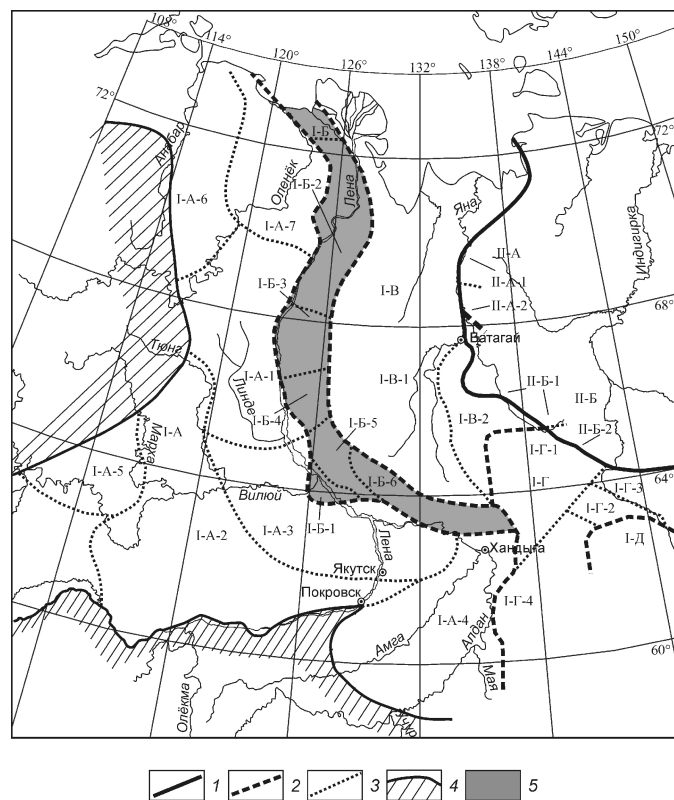


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования верхнетриасовых-юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна, масштаб 1:10 000:

границы структурно-фациальных: 1 — областей, 2 — зон, 3 — районов; контур: 4 — отсутствия отложений, 5 — исследованной территории; **Восточно-Сибирская структурно-фациальная область (I) и зоны:** I-A — Лено-Алданская (районы: I-A-1 — Жиганский, I-A-2 — Лено-Вилуйский, I-A-3 — Хапчагайский, I-A-4 — Среднеалданский, I-A-5 — Ыгыаттинский, I-A-6 — Нордвикский, I-A-7 — Оленёкский); I-B — Предверхоанская (районы: I-B-1 — Усть-Вилуйский, I-B-2 — Тикян-Экитский, I-B-3 — Менгкеринский, I-B-4 — Бегиджанский, I-B-5 — Китчанский, I-B-6 — Байбыканский); I-B — Западно-Верхоанская (районы: I-B-1 — Батантай-Дулгалахский, I-B-2 — Борулах-Сан-Юряхский); I-Г — Южно-Верхоанская (районы: I-Г-1 — Томпонский, I-Г-2 — Кобюминский, I-Г-3 — Тарынский, I-Г-4 — Аллах-Юньский); I-Д — Куйдусунская; **Северо-Восточная структурно-фациальная область (II) и зоны:** II-A — Полоусненская (районы: II-A-1 — Абырабыт-Чондонский, II-A-2 — Ольджо-Верхнеселеняхский); II-B — Иньяли-Дебинская (районы: II-B-1 — Адыча-Дьялындынский, II-B-2 — Нерский)

дочными призмами, проградирующими в Восточно-Сибирском осадочном бассейне в восточном направлении. Серии сложены наборами свит, генетически связанных между собой и закономерно сменяющих друг друга по латерали. Вертикальные границы серий преимущественно контрастные, чаще всего совпадают со стратиграфическими несогласиями.

В опубликованном проекте Региональной стратиграфической схемы юрских отложений Восточной Якутии в объеме юрской системы рассматриваемой территории установлены 68 местных подразделений [9]. В процессе подготовки стратиграфической основы юрского среза легенды Верхоянской серии Госгеолкарты-200/2 Российской Федерации (новая серия) была проведена ревизия известных разрезов и имеющихся палеонтологических определений с целью уточнения стратиграфической последовательности местных подразделений и их границ [10]. В первую очередь это касается таких спорных литостратонов, как кыбыттыгасская свита. Как известно, ранее она полностью относилась к триасу, и граница юрской системы во внутренней зоне Предверхоанского краевого прогиба проводилась по ее кровле [13]. Однако поздне триасовый комплекс двустворок был обнаружен лишь в нижней и средней частях свиты (100 м). В верхней же части свиты в разрезах на р.Дяньшка был обнаружен *Pseudomytiloides ex gr. sinuosus* Polub., приуроченный к уровню 70—90 м от подошвы, свидетельствующий, по мнению авторов, о раннеюрском возрасте этой части свиты. Аналогичный возраст свиты предполагается в Менгкеринском, Бегиджанском, Китчанском, Байбыканском районах. Находки *Pseudomytiloides ex gr. sinuosus* Polub. (определения И.В.Полуботко) подтвердили поздне триасовый и раннеюрский возраст кыбыттыгасской свиты на западных крыльях Куранахского и Бараинского антиклинориев. Таким образом, граница между юрской и триасовой системами во внутренней зоне краевого прогиба не определена [3]. Аналогичное положение триас-юрской границы предполагается на Западном Орулгане, где кыбыттыгасская свита выделена в объеме песчано-алевритово-глинистой толщи с позднеюрской фауной. Перекрывающая толща с *Pseudomytiloides sinuosus* Polub. рядом исследователей была отнесена к нижнеюрской тарыннахской свите. После опубликования Решений 2-го и 3-го Межведомственных региональных стратиграфических совещаний (МРСС) [12, 13] получены новые материалы, принципиально изменившие существующие представления на литостратиграфическое расчленение юрских отложений Восточной Якутии. Здесь были установлены новые стратоны, выявлены условно валидные подразделения [9, 18]. Большинство литостратонов вошли в серийные легенды нового поколения [10, 11], апробированы при проведении геологической съемки, картографированы и опубликованы [5]. Однако, следует отметить, что в Решения 3-го МРСС по Северо-Востоку России [14] по непонятной причине не вошли апроби-

рованные [9] результаты исследований по верхнему триасу—юре. Они касались как основных валидных, так и большинства условно валидных подразделений западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области, увязанных между собой порайонно на основе «сибирских» региональных горизонтов, которые для территории Восточной Якутии начали применяться на практике в соответствии с серийными легендами нового поколения. Уже более 10 лет после опубликования Региональной стратиграфической схемы юрских отложений Восточной Якутии [9] позиция Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) к проблеме использования «сибирских» региональных горизонтов на территории западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области остается не ясной, не была она озвучена и в материалах работы [14]. Поэтому, новая региональная схема была авторами данной публикации вновь вынесена на обсуждение в 2011 г. [6]. По-прежнему существует ряд проблем, касающихся использования при картировании тех или иных геологических тел в пределах Предверхоянской структурно-фациальной зоны. Имеющиеся принципиальные различия между принятой МСК Региональной схемой юрских отложений Северо-Востока России [14] для рассматриваемой территории и новой Региональной стратиграфической схемой юрских отложений Восточной Якутии [6, 9] требуют особого рассмотрения МСК.

В Менгеринском, Бегиджанском и Китчанском районах вместо предлагаемой ранее биллэхской свиты (J_2bl) в новой стратиграфической схеме принята сунтарская свита (J_{1-2sn}). Свита, также как и ее аналоги (апайская свита, бассейн р.Алдан [14]), имеет тоар-ааленский возраст, что подтверждено находкой аммонита *P. (T.) maclintocki* в верхней части разреза на р.Кучу (Ундюлюнское поднятие) [1]. Доводы в пользу выделения биллэхской свиты (удаленность от стратотипа сунтарской свиты и ааленский возраст биллэхской свиты) не является основой для упразднения ранее выделяемого стратиграфического подразделения (сунтарская свита р.Вилуй), что противоречит практике геолого-поисковых работ и положениям Стратиграфического кодекса.

В Байбыканском районе в 1991 г. была выделена байбыканская свита (J_1bb) [16]. Она прослежена в передовых складчато-надвиговых структурах Алданского Приверхоянья, от р.Томпо на юго-востоке района через бассейны рек Байбыкан, Тенкиче, Дорукчан, Елюнджен до р.Леписке на его северо-востоке. Свита вошла в легенды нового поколения Госгеолкарты-200/2 Российской Федерации — Верхоянскую (новая серия) [10] и Госгеолкарты-1000/2 РФ — Верхояно-Колымскую (издание третье) [11]. Она фигурирует в опубликованном проекте Региональной стратиграфической схемы юрских отложений Восточной Якутии [9] и в Объяснительной записке, изданной во ВСЕГЕИ к Госгеолкарте-1000/2 масштаба 1:1 000 000 Q-52 — Верхоянские цепи [5]. При ее выделении и детальной характеристи-

ке [16] было указано, что к байбыканской свите, кроме разрезов изученного интервала в Алданском Приверхоянье, следует отнести и алевролитовые слои, завершающие разрезы плинсбахских отложений на реках Тенкиче, Дорукчан, Елюнджен, Чочума и Леписке (при пересечении ею Усть-Вилуйского хребта), ранее относившихся к намыкытской свите. В этих слоях, кроме широко развитых алевролитов, присутствует значительное количество прослоев песчаников, достигающих 4—5 м, что сближает эти слои по структуре разрезов с байбыканской свитой в стратотипе. С другой стороны, эти отличия свидетельствуют о присутствии намыкытской свиты в разрезах на реках Кюндюдей (Китчанский район) и Бегидян (Бегиджанский район). Таким образом, на сегодняшний день, остается весьма дискуссионным упразднение намыкытской и байбыканской свит на ундюлюнскую свиту (см. «Схему юрских отложений Северо-Востока России» в работе [14]) и использование последней в ранее выделенных на Госгеолкарте-1000/3 РФ — Бегиджанском, Китчанском и Байбыканском районах. Намыкытская и байбыканская свиты утверждены Научно-редакционным советом Роснедра для целей картирования в серийных легендах нового поколения к Госгеолкартам-200/2 и Госгеолкартам-1000/3 РФ (протоколы НРС Министерства природных ресурсов Российской Федерации утверждения серийных легенд номеров: 52 от 20.XII.1999 г.; 50 от 2.XII.2002 г.; 52 от 24.XII.2009 г.).

Основные задачи дальнейших исследований. Проект опубликованной региональной «двусторонней» стратиграфической схемы юрских отложений восточной Якутии (восток Сибирской платформы и ее складчатое обрамление) расширяет радиус действия сибирских региональных горизонтов до западных отрогов хребта Полоусного и Иньяли-Дебинского синклиория. На остальной территории Северо-Востока России следует использовать «колымо-омолонские» региональные горизонты [9]. В качестве региональных подразделений для этой территории привлекаются зональные шкалы юры севера Сибирской платформы и Северо-Востока России. Учитывая, что юрские отложения сформировались в едином Восточно-Сибирском осадочном бассейне [2—4, 8], наблюдается сходная последовательность комплексов макро- и микрофауны, являющаяся основой для выделения общих региональных подразделений на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении.

Таким образом, к числу нерешенных задач относятся:

1. Палеонтологическое обоснование положения границы триаса и юры во внутренней (складчатой) зоне Предверхоянского краевого прогиба (кыбыттыгасская свита).

2. Характер границы нижнего и среднего отделов юрской системы и соответственно палеонтологическое обоснование присутствия тоарского яруса в райо-

нах легенды Верхоянской серии листов Госгеолкарты-200/2 Российской Федерации (новая серия).

3. Необходимо дальнейшее изучение стратотипов свит верхнего триаса и юры в Менгкеринском, Китчанском и Байбыканском районах Предверхоянской структурно-фациальной зоны с целью уточнения стратиграфического положения региональных маркирующих горизонтов.

4. Необходимо для территории Восточной Якутии утвердить на Бюро МСК «сибирские» региональные горизонты основными стратиграфическими маркерами и, в соответствии с материалами [9], доработать Региональную схему юрских отложений Северо-Востока России [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Первая находка нижнеаленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1992. С. 74—78.
2. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Стратиграфия юрских отложений Хапчагайского и Лено-Вилойского районов: расчленение и межрегиональная корреляция // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 72—78.
3. *Гриненко В.С.* История формирования верхнетриасовых—юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2010.
4. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Лаптевский подкомплекс (Т₃Г₂—J₃v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4 (68). С. 13—18.
5. *Гриненко В.С., Князев В.Г.* Юрская система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 — Верхоянские цепи. Объяснительная записка. —С-Пб, 2008. С. 62—82.
6. *Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П.* и др. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых-юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Т. 1. —Новосибирск, 2011. С. 65—70.
7. *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И.* и др. Бореальный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927—956.
8. *Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. —Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991.
9. *Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П.* и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 73—80.
10. *Легенда* Верхоянской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия). Объяснительная записка / Под ред. А.П.Кропачева. Т. 1—2. —Якутск: ГУП «ЦПСЭ», 1999.
11. *Легенда* Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (издание третье). Объяснительная записка / Под ред. В.А.Ян-Жин-Шин. Т. 1—2. —Якутск: ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», 2003.
12. *Решения* 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. —Магадан, 1978.
13. *Решения* 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. —Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981.
14. *Решения* 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
15. *Решения* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Региональные стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений Западной Сибири, 2003. —Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004.
16. *Сластенов Ю.Л., Гриненко В.С., Зинченко В.Н., Урзов А.С.* Новые данные по стратиграфии триаса и юры Приверхоянского прогиба // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1992. С. 3—23.
17. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. —Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000.
18. *Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Захаров В.А.* и др. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. № 1. С. 112—139.

Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья (Западное Верхоянье)

В.И.МАКОШИН, Р.В.КУТЫГИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены данные о вертикальном распространении брахиопод в хорокытской и эчийской свитах нижней перми Аркачан-Эчийского междуречья. Выделено пять последовательных брахиоподовых комплексов, из которых четыре нижних отнесены к слоям с *Jakutoproductus verkhoianicus* и *Jakutoproductus insignis*. В средней подсвите эчийской свиты наблюдается исчезновение представителей рода *Jakutoproductus* и начало доминирования в разрезе иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков.

Ключевые слова: Пермская система, хорокытская свита, эчийская свита, брахиоподы, гониатиты, *Jakutoproductus*.

Макошин Виктор Игоревич, makoshin_89@mail.ru

Кутыгин Руслан Владимирович, rkutygin@mail.ru

Biostratigraphy and brachiopods of the Asselian-Artinskian of the Arkachan-Echij watershed (Verkhoyansk Region)

V.I.MAKOSHIN, R.V.KUTYGIN

The data on vertical distribution of brachiopods of the Khorokytian and Echian Formations of the Arkachan-Echij watershed are given. Allocated 5 brachiopod complexes, four of which are related to the *Jakutoproductus verkhoianicus* beds and *Jakutoproductus insignis* beds. The disappearance of the *Jakutoproductus* and the beginning of dominance of the Inoceramus-like Bivalves in the Middle Subformation of the Echian Formation is detected.

Key words: Permian, Khorokytian Formation, Echian Formation, brachiopods, goniatite, *Jakutoproductus*.

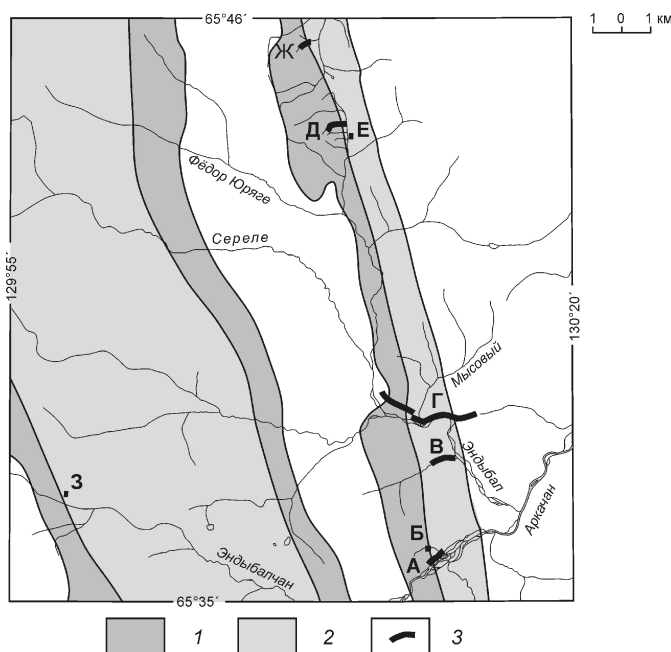
Аркачан-Эчийское междуречье является стратотипической местностью региональных стратонев нижней части пермской системы Верхоянья. Именно здесь в 1938 г. Н.П.Херасков разработал первую стратиграфическую схему [14], в которой в нижней части перми выделил кыгылтасскую и эчийскую свиты (рис. 1). Эчийская свита В.Н.Андриановым с коллегами была поделена на хорокытскую, эндыбал-эчийскую, мысовскую и хабахскую [4, 5], а кыгылтасская отнесена к каменноугольной системе [3]. Такая схема деления принята для Куранахской подзоны на последнем северо-восточном стратиграфическом совещании межведомственного стратиграфического комитета (МСК), проходившем в 2002 г. в Санкт-Петербурге [12]. Как видно, за последние полвека исследователи предлагали принципиально разные точки зрения как на детальное деление эчийских слоев, так и на их возраст (см. рис. 1). Соответственно, последние решения МСК [12] авторы не считают окончательными, так как вопрос о лито- и биостратиграфическом делении рассматриваемого интервала разреза остается открытым и требует детального изучения. В 1995 и 1999 гг. в ряде разрезов хорокытского и эчийского горизонтов бассейнов рек Аркачан и Мухалкан (рис. 2) Р.В.Кутыгин собрал коллекцию беспозвоночных, содержащую более 300 раковин брахиопод, изучение которых позволило сделать ряд существенных уточнений био- и литостратиграфичес-

кого деления обоих горизонтов. Отдельные экземпляры из коллекции были ранее изучены В.Г.Ганелиным и А.Г.Клецом.

К ассельско-сакмарским отложениям в Аркачан-Эчийском междуречье относятся хорокытский и нижняя часть эчийского горизонтов. Хорокытский горизонт представлен одноименной свитой, которую ранее в зависимости от соотношения алевритовых и песчаных разностей рассматривали в составе кыгылтасской или эчийской свит [2]. Проведенные В.Н.Андриановым исследования доказали самостоятельность этого стратона, отличающегося литологическим строением и палеонтологической характеристикой. Свита представлена сложно переслаивающимися песчаниками, алевритами и их разностями. Породы сильно биотурбированы, испещрены многочисленными ходами илоедов. На поверхностях напластования песчаников, имеющих текстуры взмучивания, нередко наблюдаются гиероглифы. Важная отличительная черта свиты — наличие многочисленных прослоев ракушняка рода *Jakutoproductus*. Граница с подстилающей кыгылтасской свитой проводится по смене крупнозернистых песчаников с конгломерат-гравелитными прослоями отложениями алеврит-песчаного состава с карбонатно-кремнистыми конкрециями в глинистых частях разреза. В Аркачан-Эчийском междуречье хорокытская свита делится на 3 пачки, представляющие собой неболь-

	Кыгылтасская	Эчийская	Эндыбал- ская (ниж- няя часть)	[14]
	Ассельский	Сакмарский	Артинский	[4, 5]
	Кыгылтасская (криволучинская)	Хорокытская	Хабахская	Ярус
	Ассельский-сакмарский	Артинский	Кунгурский	Свита
	Бытангайский			Ярус
	Кыгылтасская	Эчийская	Тумаринский (нижн. часть)	Горизонт
	Криволучинская	Эндыбало- эчийская	Мысов- ская	Серия
	Касимовский- гжельский	Ассельский-сакмарский	Артинский	Свита
	Кыгылтасская	Хорокытская	Эчийская	Ярус
	Кыгылтасская	Эндыбало- эчийская	Мысов- ская	Ритмосвита
	Ассельский- сакмарский	Артинский	Хабахская	Свита
	Афонинский	Осенинский	Кунгур- ский	Ярус
	Кыгылтасская	Эчийская	Омолонский (нижн. часть)	Горизонт
	Верхняя	Эчийская	Хабахская	Свита
	Ниж- няя	Сакмарский	Кунгурский	Подсвита
	Ассельский	Артинский	Артинский	Ярус
	Кыгылтасская	Хорокытская	Хабахская	Свита
	Верхняя	Ниж- няя	Верхняя	Подсвита
	Касимовский- гжельский	Ассельский	Артинский	Ярус
	Кыгылтасская	Хорокытская	Эчийский	Горизонт
	Кыгылтасская	Хорокытская	Мысов- ская	Свита
	Касимовский- гжельский	Ассельский - сакмарский	Артинский	Ярус
	Кыгылтасская	Хорокытская	Эчийский	Горизонт
	Кыгылтасская	Хорокытская	Хабахская	Свита
	Верхняя	Нижняя	Верхняя	Подсвита
	Кыгылтасская	Хорокытская	Хабахская	Пачка
	1	2	3	1
				2

Рис. 1. Схемы стратиграфического деления ассельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья. По источникам разных лет



шие трансгрессивно-регрессивные ритмы с преимущественно алевролитовым основанием и преобладанием песчаников в верхних частях (рис. 3).

Первая пачка (65 м) вскрывается в разрезе «Эндыбал-Скалистый» (см. рис. 2, Г), который детально изучался ранее В.Н.Андриановым, А.И.Некрасовым и другими исследователями. Эта пачка палеонтологич-

Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов ассельско-артинских отложений Аркачан-Эчийского междуречья:

свиты: 1 — хорокытская, 2 — эчийская; 3 — обнажения: А — р.Аркачан (обн.95р/1), Б — руч.Быстрый (обн.99р/6), В — руч.Челгэ (обн.95р/2), Г — р.Эндыбал — руч.Скалистый (разрез «Эндыбал-Скалистый»), Д — руч.Кузьминский (обн.95р/3), Е — р.Мангазейка (обн.95р/4), Ж — бассейн р.Мухалкан, руч.Старый (обн.95р/5), 3 — р.Эндыбалчан (обн.99р/11)

чески охарактеризована слабее двух остальных. По данным Н.И.Курушина и А.И.Некрасова [7], в нижней части рассматриваемой пачки появляются двустворки вида *Myophossa subarbitrata* (Dickins), индексирующего самую нижнюю бивальвиевую зону пермского разреза. В остальных изученных разрезах эта пачка скрыта от наблюдения элювиальными и делювиальными образованиями или задернована.

Вторая пачка (121—125 м) хорокытской свиты наиболее хорошо изучена авторами публикации в разрезе руч.Кузьминского (см. рис. 2, Д). В нижней половине пачки преобладают мелкозернистые алевролитовые разности пород с несколькими горизонтами конкреций, тогда как верхняя половина представлена преимущественно песчаниками и крупнозернистыми алевролитами. В пачке выделяется первый комплекс

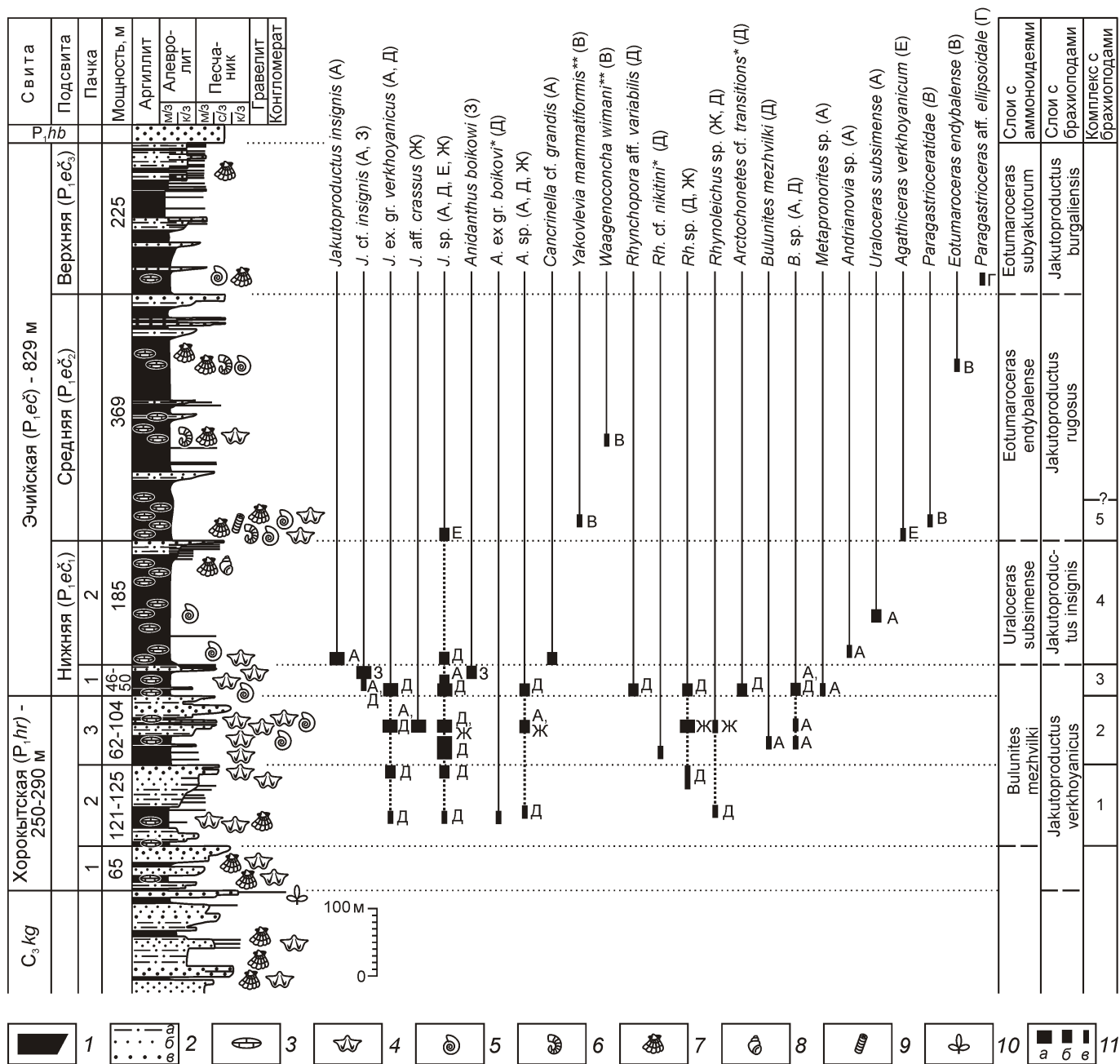


Рис. 3. Сводный разрез хорокытской и эчийской свит Аркачан-Эчийского междуречья:

1 — пелитовые породы (аргиллиты и алевролиты мелкозернистые); 2 — псаммитовые породы: а — алевролиты крупнозернистые, б — песчаники мелкозернистые, в — песчаники средне- и крупнозернистые; 3 — прослои карбонатно-кремнисто-глинистых конкреций; 4 — брахиоподы; 5 — аммоноидеи; 6 — наутилоидеи; 7 — двустворки; 8 — гастроподы; 9 — криноидеи; 10 — флора; 11 — число экземпляров в коллекции: а — первые десятки, б — до 10, в — единицы; свиты: C₃kg — кыгылтасская, P₁hb — хабахская, А—З — обнажения (см. рис. 2); определения брахиопод: — В.Г.Ганелина, — А.Г.Клеца

пермских брахиопод, в котором установлены: *Jakutoproductus* ex gr. *verkhoyanicus* (Fredericks) (рис. 4, а), *J. sp.*, *Anidanthus* ex gr. *boikovi* (Stepanov), *A. sp.*, *Rhynchopora* sp., *Rhynoleichus* sp. Доминирующим элементом комплекса являются многочисленные *J. ex gr. verkhoyanicus* (Fredericks), характеризующиеся прямоугольно-овальной формой среднеразмерных (16–23 мм) раковин, с наибольшей шириной в средней части. Брюшная створка со слабо выпуклой висцеральной областью, с наибольшей выпуклостью в средней части. Слабо развитый синус протягивает-

ся по всей длине створки неглубокой умеренно широкой полосой. Скульптура представлена правильными слегка волнистыми концентрическими морщинами. Многочисленные иглы прикрепляются на вздутые продолговатые основания, расположенные в переднем и боковых краях в шахматном порядке. Вдоль замочного края имеются 3–4 основания игл с каждой стороны макушки. Макушка умеренно выпуклая, вздутая, слегка выступающая за замочный край, обособленная от области ушек. По величине макушечного угла тупоугольная. Ушки маленькие,

треугольные, с тупым кардинальным углом. По выпуклости уплощенные, обособленные от макушечной области за счет выпуклости макушки. Характер основания ушек выражен слабым уступом. Рассматриваемые формы брахиопод характеризуют слои с *Jakutoproductus verkhoyanicus* хорокытского горизонта Верхояно-Охотского региона [12]. Однако объем и диагноз самого вида *J. verkhoyanicus* (Fredericks) до сих пор остается дискуссионным и требует ревизии, без проведения которой авторы вынуждены предварительно рассматривать указанные формы в открытой номенклатуре, как относящиеся к данному виду в наиболее широком понимании [13].

Третья пачка хорокытской свиты отличается наибольшей изменчивостью литологического состава и мощности от 62 до 104 м. Основные сборы палеонтологических остатков этой пачки были выполнены в разрезах по ручьям Кузьминский и Старый, а также на левом берегу р. Аркачан выше устья р. Эндыбал (см. рис. 2, А). В рассматриваемом интервале разреза выделяется второй комплекс, представленный брахиоподами *Jakutoproductus* ex gr. *verkhoyanicus* (Fredericks) (см. рис. 4,

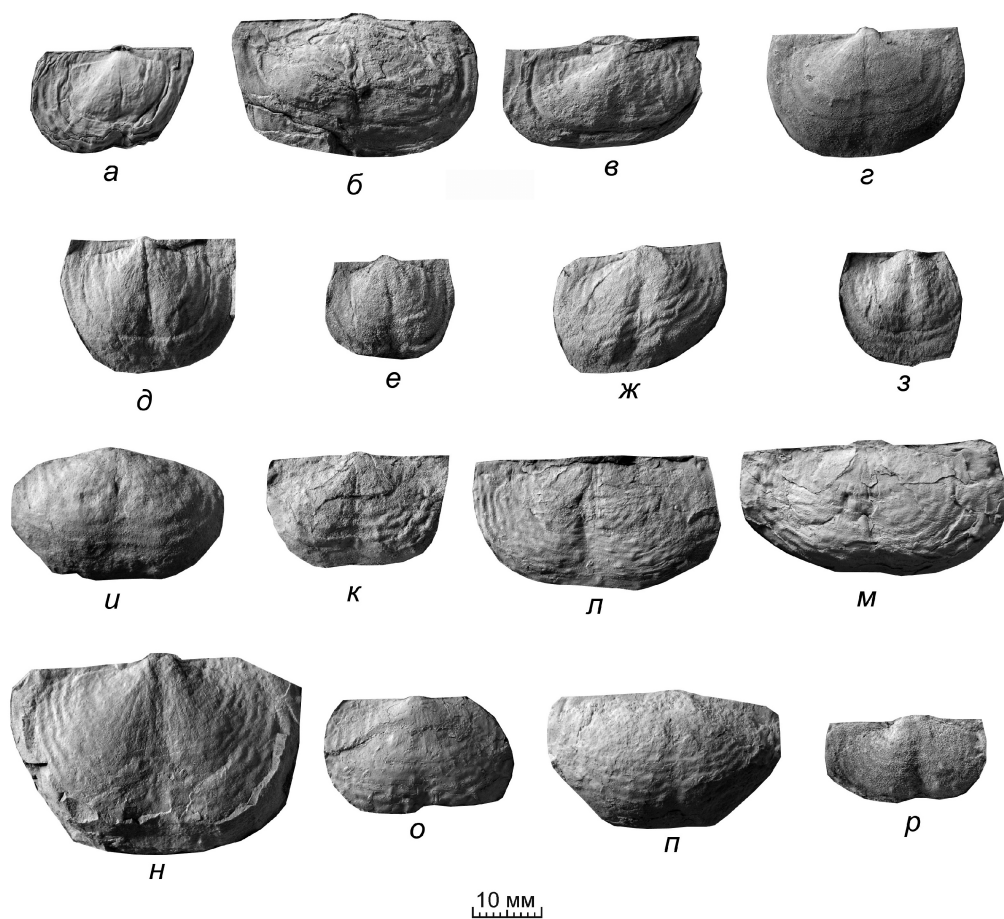


Рис. 4. Брахиоподы рода *Jakutoproductus* из ассельско-сакмарских отложений Аркачан-Эчийского междуречья:

J. ex gr. verkhoyanicus (Fred.): а — экз.202/31-1, брюшная створка, средняя часть хорокытской свиты, обн.95р/3, б — экз.202/37-3, брюшная створка, верхняя часть хорокытской свиты, обн.95р/3, в — экз.202/37-4, брюшная створка, там же, г — экз.202/20-5, брюшная створка, верхняя часть хорокытской свиты, обн.95р/1, и — экз.202/43-2, брюшная створка, нижняя часть эчийской свиты обн.95р/3, к — экз.202/43-4, брюшная створка, там же; *J. aff. crassus* Kasch.: д — экз.202/50-3, брюшная створка, верхняя часть хорокытской свиты, обн.95р/5, е — экз.202/50-2, брюшная створка, там же, ж — экз. 202/52-3, брюшная створка, там же, з — экз.202/55-3, брюшная створка, там же; *J. cf. insignis* Abr. et Grig.: л — экз.202/64-1, спинная створка, нижняя часть эчийской свиты, обн.95р/1, м — экз.202/44-16, брюшная створка, нижняя часть эчийской свиты, обн.95р/3; *J. insignis* Abr. et Grig.: н — экз.202/25-12, брюшная створка, нижняя часть эчийской свиты обн.95р/1, о — экз.202/25-6, брюшная створка, там же; *J. sp.*: п — экз.202/49-2, брюшная створка, основание средней подсвиты эчийской свиты, обн.95р/4, р — *J. sp.*, экз.202/46-2, брюшная створка, там же; экземпляры хранятся в геологическом музее ИГАБМ СО РАН

б—з), *J. aff. crassus* Kaschirzew (см. рис. 4, д—з), *J. sp.*, *Anidanthus sp.*, *Rhynchopora cf. nikitini* Tschernyschew, *Rh. sp.*, *Rhynoleichus sp.*, характеризующими слои с *J. verkhojanicus* ассельско-сакмарского возраста. В комплексе появляются первые представители *J. aff. crassus* Kaschirzew, отличающиеся от доминирующего в первом комплексе *J. ex gr. verkhojanicus* (Fredericks) квадратно-округлым очертанием раковины, более выпуклой висцеральной областью, узким более выраженным глубоким синусом, обособленным висцеральным диском, наличием в переднем крае пояса игл с прямыми основаниями. В пачке также обнаружены единичные экземпляры гониатитов вида *Bulunites mezhvilki* Andrianov, индексирующего одноименные слои. Кроме Западного Верхоянья этот вид известен в нижней части туорасисской свиты Северо-Восточного Хараулаха (Кубалахский разрез) [3].

Эчийская свита представляет собой мощную маркирующую толщу, сложенную преимущественно монотонными алевролитами с многочисленными горизонтами карбонатно-кремнистых конкреций. При детализации региональной стратиграфической схемы В.Н. Андрианов с коллегами [5] предложили разделить свиту на две самостоятельные — эндыбало-эчийскую и мысовскую. В дальнейшем обе свиты были использованы в корреляционной [11] и унифицированной [12] региональных схемах. В последней схеме было принято предложение Р.В. Кутыгина проводить границу между свитами не в подошве разделяющей их маркирующей песчанистой пачки, а в кровле. Наблюдается отчетливое деление эндыбало-эчийской свиты на две подсвиты, что было отражено авторами в более поздней работе [8]. В другом районе Куранахской подзоны (бассейн р. Тумара) эчийский горизонт имеет аналогичное строение. Однако во всех изученных разрезах эндыбало-эчийская свита более чем в 2 раза мощнее мысовской. В иерархии стратиграфических подразделений мысовская свита равноценна каждой из двух подсвит эндыбало-эчийской свиты. В связи с этим необходимо или делить эндыбало-эчийскую свиту на две самостоятельных свиты, или выделять единую эчийскую свиту, состоящую из трех подсвит. По мнению авторов именно последний вариант отражает современный уровень био- и литостратиграфической изученности данного интервала разреза. Нижняя граница эчийской свиты в Аркачан-Эчийском междуречье относительно четкая и проводится по смене разнотернистых биотурбированных песчаников верхней части хорокытской свиты алевролитами с редкими песчанистыми прослоями и многочисленными конкрециями. В нижнеэчийской подсвите выделяются две пачки, имеющие различную палеонтологическую характеристику.

Первая пачка (46—50 м) нижнеэчийской подсвиты в литологическом отношении несет некоторые черты подстилающей хорокытской свиты: наличие прослоев взмученных и сильно биотурбированных песчано-глинистых пород. Однако роль этих прослоев в разрезе не-

значительна. Вверх по разрезу породы пачки плавно огрубляются, а в кровле залегает 4—5 м слой неоднородных мелкозернистых и глинистых песчаников. В палеонтологическом отношении первая пачка характеризуется преимущественно хорокытскими беспозвоночными: *Jakutoproductus ex gr. verkhojanicus* (Fredericks) (см. рис. 4, u—к), *J. sp.*, *Anidanthus boikowi* (Stepanov), *A. sp.*, *Rhynchopora aff. variabilis* Stuckenberg, *Rh. sp.*, *Arctochonetes cf. transitions* (Krotov), *Bulunites mezhvilki* Andrianov, *B. sp.*, *Metapronorites sp.* Приведенный комплекс позволяет рассматривать пачку в составе хорокытского горизонта, а не эчийского. Однако здесь же появляются и первые элементы брахиопод «эчийского облика», определенные авторами как *Jakutoproductus cf. insignis* Abramov et Grigorjeva (см. рис. 4, л—м). Сохранность экземпляров не позволяет сделать более точную видовую диагностику, но даже на фрагментарном материале заметно, что рассматриваемые формы отличаются от хорокытских *J. ex gr. verkhojanicus* (Fred.) и *J. aff. crassus* Kasch. большими размерами, вытянутостью раковин в ширину, более широким синусом, наличием редких оснований игл на шлейфе.

Вторая пачка (185 м) нижнеэчийской подсвиты представлена монотонными алевролитами с многочисленными конкреционными прослоями. Завершается пачка маркирующим горизонтом относительно тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников. В конкрециях нижней части пачки изредка встречаются брахиоподы: *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva (см. рис. 4, n—o), *J. sp.*, *Canocrinella cf. grandis* Solomina, представляющие новый комплекс. Наибольший интерес вызывает появление в разрезе вида *J. insignis* Abramov et Grigorjeva, характеризующего в Западном Верхоянье нижнюю часть эчийского горизонта [8, 10]. Аркачан-эчийские представители вида *J. insignis*, как и типовые экземпляры [1], имеют прямоугольно-овальные очертания крупных раковин до 30–43 мм. Хорошо развитый синус наиболее заметен у переднего края раковины. Скульптура представлена правильными слегка волнистыми концентрическими морщинами, на которых наблюдаются многочисленные основания игл, расположенные в шахматном порядке по всей брюшной створке. В передней части имеется 2 ряда округлых оснований игл. Макушка умеренно выпуклая, вздутая, слегка заходит за замочный край. Ушки маленькие, края слегка закругленные, по очертанию треугольные с тупым кардинальным углом, в их основании линейно располагаются редкие округлые вздутые основания игл. На взгляд авторов, появление в разрезе вида *J. insignis* Abramov et Grigorjeva является важным звеном в биостратиграфической последовательности ассельско-сакмарских брахиопод региона, позволяющим обособить эчийский горизонт от хорокытского. Это дает основание для выделения выше слоев с *J. verkhojanicus* самостоятельного би-

остратона, обозначаемого как слои с *J. insignis*. Интересно, что смена хорокытских аммоноидей эчийскими здесь также контролируется границей первой и второй пачек нижнеэчийской подсвиты. В основании второй пачки появляются первые гониатиты аркачанского аммоноидного комплекса [15]: *Uraloceras subsimense* Kutugin и *Andrianovia* sp. В верхней части пачки появляются первые иноцерамоподобные двустворки *Aphanaia* cf. *borlichi* (Astaf.), относимые к зоне *Aphanaia lima* [6].

Средняя подсвита (369 м) сложена алевролитами с многочисленными конкреционными горизонтами и редкими прослоями мелкозернистых и глинистых песчаников. Завершается маркирующим слоем (10 м) среднезернистых песчаников, протягивающимся вдоль всей территории междуречья в виде высокого гребня. В основании подсвиты в бассейне р. Мангазейка (см. рис. 2, обнажение Е), совместно с гониатитом *Agathiceras verkhoianicum* Andr., были обнаружены несколько экземпляров *Jakutoproductus* sp. плохой сохранности. Судя по всему, это наиболее высокий в междуречье уровень с якутопродуктусами. Выше в подсвите брахиоподы встречаются крайне редко и представлены единичными *Waagenoconcha wimani* Fred. и *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.) (определения А.Г. Клеца) из разреза по руч. Челгэ (см. рис. 3, обнажение В). Доминирующее значение приобретают двустворчатые моллюски. В нижней части подсвиты появляется относительно обширный комплекс видов рода *Aphanaia* зоны *A. lima* [6]. В конкрециях часто встречаются крупные раковины свернутых наутилоидей рода *Kummeloceras* и редко — аммоноидеи родов *Uraloceras* и *Eotumaroceras*, характеризующие слои с *Eotumaroceras endybalense* [9] нижнеартинского подъяруса.

В верхней подсвите (225 м), характеризующейся более песчаным составом, чем две ниже залегающие подсвиты, брахиоподы обнаружены не были. Здесь известны лишь единичные парагастриоцератиды и иноцерамоподобные двустворки плохой сохранности. По аммоноидеям подсвита датируется поздним артином.

Из приведенных данных следует, что в разрезе хорокытской и эчийской свит ассельско-артинского интервала нижней перми Аркачан-Эчийского междуречья выделяются пять последовательных брахиоподовых комплексов. В нижних трех комплексах доминируют представители *Jakutoproductus* ex gr. *verkhoianicus* (Fredericks), свидетельствующие о приуроченности вмещающих отложений (хорокытская свита и первая пачка нижнеэчийской подсвиты) к слоям с *J. verkhoianicus* хорокытского горизонта. В четвертом комплексе доминирует вид *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva, позволяющий рассматривать вторую пачку нижнеэчийской подсвиты в качестве слоев с *J. insignis*. В средней подсвите эчийской свиты наблюдается исчезновение представителей рода *Jakutoproductus* и начало доминирования в разрезе иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 11-05-00053, 11-05-00950, 12-05-31158 мол а, 13-05-00520 и Программы Президиума РАН № 23 (Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — М.: Наука, 1988.
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. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
4. 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.
5. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Прокопьев В.С. и др. Детальная схема стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Верхоянья // Геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск, 1970. С. 214—218.
6. Бяков А.С. Новая зональная схема пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам. Статья 2. Вопросы корреляции // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 3—17.
7. Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Некрасов А.И. и др. Новые данные по биостратиграфии и литологии пермских отложений Западного Верхоянья // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223—227.
8. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С. и др. Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и иноцерамоподобных двустворок в нижней перми Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 97—104.
9. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66—71.
10. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Проблема детализации зональной шкалы ассельско-сакмарских отложений Верхоянья по брахиоподам // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России / Мат-лы всерос. науч.-практ. конференции. — Якутск, 2013. Т. II. С. 16—20.
11. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II (средний и верхний палеозой). 1979 г. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1982.
12. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
13. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С. 71—81.
14. Херасков Н.П., Колосов Д.М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. — М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
15. Kutugin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoian Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 3—4. Pp. 243—257.

Корреляция пржидольских отложений (верхний силур) арктических регионов Евразии и Северной Америки

В.В.БАРАНОВ, (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), Р.Б.БЛОДЖЕТТ (Consulting Geologist, 2821 Kingfisher Drive, Anchorage, Alaska 99502, USA)

Проведена корреляция пржидольских отложений (верхний силур) арктических регионов Евразии и Северной Америки. Выявлена общность цикличности седиментогенеза и фаунистических ассоциаций брахиопод родов *Atrypioidea* и *Collarothyris*. Показано, что толща комковатых глинистых известняков пржидольского яруса (нижнеталынджинская подсвита арктических районов Восточной Якутии, слои губы Белушьей о.Вайгач, формация Рид Бей Арктической Канады) является субпланетарным хроностратиграфическим маркером.

Ключевые слова: пржидольская серия, верхний силур, корреляция, арктические регионы, Евразия, Северная Америка.

Баранов Валерий Васильевич, baranowvalera@yandex.ru

Блоджетт Роберт Боб, robertbbloodgett@gmail.com

Correlation of the Pridolian beds (upper Silurian) of the Arctic regions of Eurasia and North America

V.V.BARANOV, R.B.BLODGETT

A correlation of Pridolian beds (upper Silurian) of the Arctic regions of Eurasia and North America is undertaken. The generality of the cyclicity of sedimentogenesis and faunal associations of the brachiopod genera *Atrypioidea* and *Collarothyris* is elucidated. It is shown that thickness lumpy clay limestones of the Pridolian Stage (Lower Talyndzhinskay Subsuite of the Arctic areas of East Yakutia, a layers of the Belyshya Lip of the Vaigach Island, and Reed Bay Formation of the Arctic Canada) represent a subplanetary chronostratigraphical marker.

Key words: Pridolian Series, upper Silurian, correlation, Arctic regions, Eurasia, North America.

Проблема ярусного расчленения пржидольской серии в разрезах Баррандиена не решена до настоящего времени. У специалистов по конодонтам отсутствует также единое мнение относительно конодонтовой последовательности в разрезах этой серии в различных регионах планеты [25]. На арктических территориях Евразии и Северной Америки пржидольские отложения пользуются широким распространением, но из-за труднодоступности они изучены еще очень плохо. Пржидольская серия представлена здесь эвапоритовыми и глинисто-карбонатными отложениями мелководных лагун и мелкого шельфа. Палеонтологически обоснованные отложения пржидольской серии на территории арктических регионов Евразии известны только на островах Новая Земля [21], Вайгач [22], Долгий [20], Большеземельской тундре [5, 15, 16, 23], Приполярном Урале [1, 16, 24] и арктическом секторе Восточной Якутии (восточный склон хребта Тас-Хаяхта, Селенняхский кряж и хребет Улахан-Сис) [2, 3, 4]. На остальной территории (северо-запад Сибирской платформы, Центральный Таймыр) они представлены отложениями полуоткрытых лагун: доломитами, пестроцветными мергелями, гипсами и ангидритами. На территории юго-восточной Аляски верхнесилурийские отложения с комплексом брахиопод были установлены Е.Кирком [39, 40, 41], Е.Кир-

ком и Т.В.Амсденом [42]. Первые сведения о верхнесилурийских отложениях Арктической Канады были получены О.Холтедалем [28], в ходе второй Норвежской арктической экспедиции на судне «Фрам» (1908—1912 гг.). После большого перерыва, изучение стратиграфии и брахиопод верхнего силура Арктической Канады было продолжено Б.Джонсом и О.А.Дайксоном [37], Б.Джонсом [29—36]. О присутствии пржидольских отложений на территории Аляски имеются лишь косвенные или отрывочные сведения [42, 45] (рис. 1).

Отсутствие в мелководных шельфовых фациях пржидольской серии северных регионов Евразии и Северной Америки граптолитовой последовательности затрудняет их прямую корреляцию со стратотипическими разрезами пржидола Баррандиена, поэтому мы проводим корреляцию через промежуточные разрезы скальского горизонта Подолии, в комплексе брахиопод которого встречается *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov), а из конодонтов «*Spatognathodus*» *primus* (Branson et Mehl) (*Ozarkodina confluens geniatius* Baranov) [12, 16]. Нижняя граница пржидольской серии проводится условно в основании талынджинской свиты и ее возрастных аналогов по появлению брахиопод *Atrypioidea phoca* (Salter) (*Atrypioidea scheii*

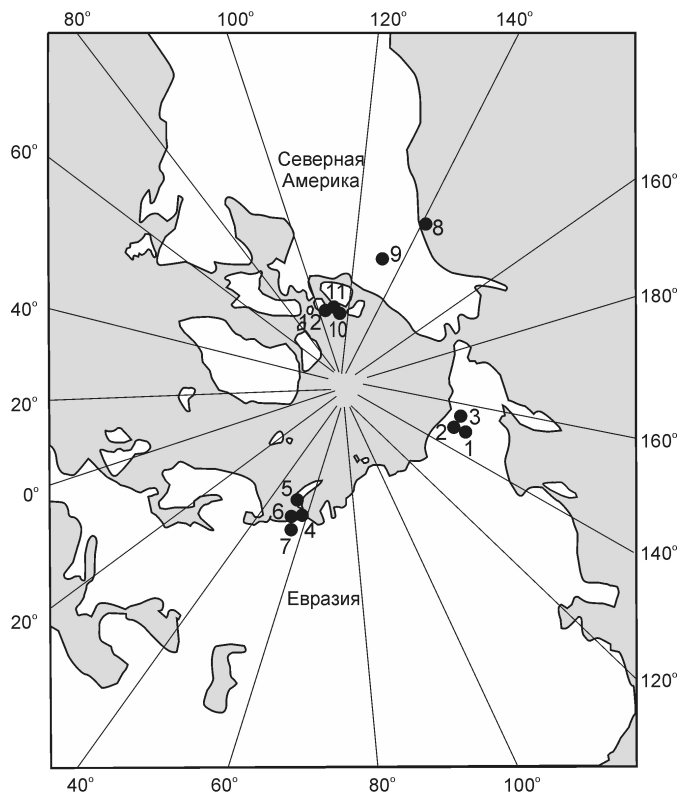


Рис. 1. Обзорная схема расположения рассмотренных арктических регионов Евразии и Северной Америки:

местонахождение регионов: 1 — хр.Тас-Хаяхта, 2 — Селенныхский кряж, 3 — хр.Улахан-Сис, 4 — о.Вайгач, 5 — о.Новая Земля, 6 — о.Долгий, 7 — Большеземельская тундра, 8 — юго-восточная Аляска, 9 — юго-западная Аляска, 10 — о.Сомерсет, 11 — о.Корнуэллс, 12 — о.Принца Уэльского

(Holtedhal)), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov) и конодонтов «*Spatognathodus*» *primus* (Branson et Mehl) (*Ozarkodina confluens geniatu*s Baranov). Верхняя граница пржидольской серии проводится по появлению раннедевонского конодонта *Zieglerodina remscheidensis* (Ziegler), который встречается в базальных слоях лохковского яруса Чехии [46, 47].

Сравнительный анализ эволюции седиментогенеза в палеобассейнах севера Евразии и Северной Америки показал, что пржидольские отложения этих регионов представляют инициальную стадию пржидольско-эйфельского мегацикла, установленного ранее на территории Северо-Востока Азии [4]. В восточном секторе арктических регионов Евразии трансгрессивная часть пржидольского циклита прослеживается вдоль осевой линии и восточного склона хр.Тас-Хаяхта (верхнее течение рек Борыллах, Крест-Юрях, Артых-Юрях, Правый Солончан), на Селенныхском кряже (правый борт рек Талынджа и Сакинджа), вдоль южного склона хр.Улахан-Сис (бассейны рек Правый Наанчан, Арга-Юрях, Кресты) и представлена темно-серыми глинистыми, комковатыми, линзовидно-слоистыми и плитчатыми известняками нижнеталынджинской подсвиты с брахиоподами *Atrypoidea phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov) и конодонтами *Oulodus greilingi greilingi* Walliser, *O. salopina* Rhodes, «*Spatognathodus*» *primus geniatu*s Baranov и др. В стратотипе мощность нижнеталынджинской подсвиты составляет 112 м. Регрессивная часть циклита представлена верхнеталынджинской подсвитой и сложена преимущественно доломитами с прослоями окремненных разностей и пачкой окремненных водорослевых известняков (36 м) в средней части. Мощность верхнеталынджинской подсвиты не превышает 187 м (рисунки 2 и 3).

Система	Отдел	Серия	Зона		Сопоставление стратиграфических схем							
			Конодонтовая	Брахиолодовая	Север Восточной Якутии [4]	о. Новая Земля [22]	о. Долгий [20]	Большеземельская тундра [16]	Северо-запад Сибирской платформы [10]	Юго-запад Центральной Аляски [45]	Арктическая Канада (острова Сомерсет, Корнуэллс, Принца Уэльского) [33, 34, 43]	
Силурийская	Верхний	Пржидольская	<i>Ozarkodina confluens geniatu</i> s	<i>Atrypoidea phoca</i> , <i>Collarothyris canaliculata</i>	Верхняя подсвита	Гребенской горизонт	Карповские слои	Матвевские слои	Гребенской горизонт	Мирош-кинская свита	Известняки с <i>Ozarkodina confluens</i>	Формация Рид Бей
					Нижняя подсвита							

Рис. 2. Схема корреляции пржидольских отложений арктических регионов Евразии и Северной Америки

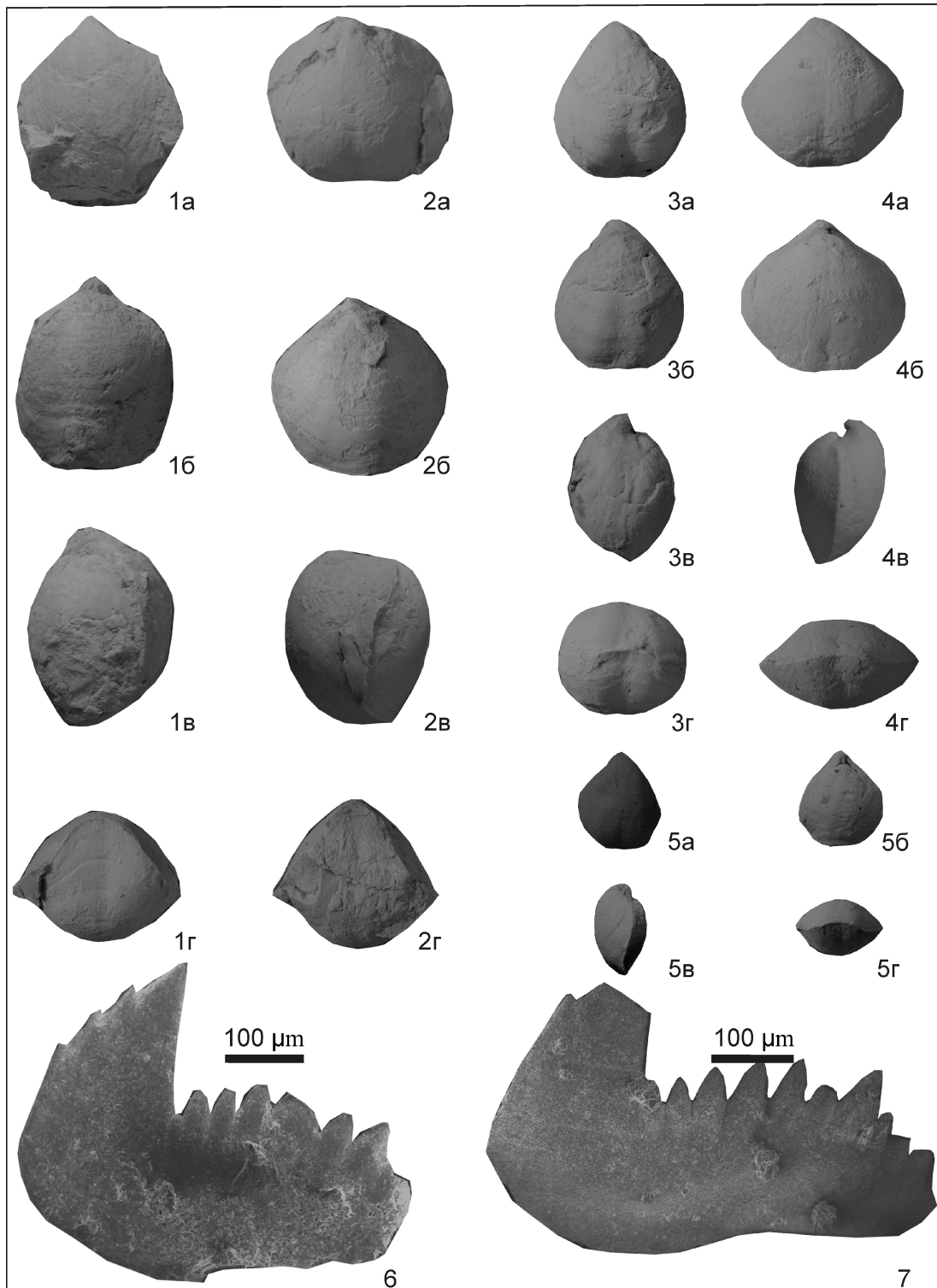


Рис. 3. Характерные виды брахиопод и конодонтов из пржидольских отложений арктических регионов Евразии:

Atrypoidea phoca (Salter): 1а — брюшная створка, 1б — спинная створка, 1в — вид сбоку, 1г — вид спереди, экз. 214/1 (1,3), 2а — брюшная створка, 2б — спинная створка, 2в — вид сбоку, 2г — вид спереди, экз. 214/2 (1,4), хр.Тас-Хаях-тах, правый борт р.Артых-Юрях, верхний силур, пржидольский ярус, нижнеталынджинская подсвета; *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov): 3а — брюшная створка, 3б — спинная створка, 3в — вид сбоку, 3г — вид спереди, экз. 214/3 (1,5), 4а — брюшная створка, 4б — спинная створка, 4в — вид сбоку, 4г — вид спереди, экз. 214/4 (1,5), 5а — брюшная створка, 5б — спинная створка, 5в — вид сбоку, 5г — вид спереди, экз. 214/5 (1,5), Селенняхский кряж, водораздел рек Сеймчан и I-Джяпканджа, верхний силур, пржидольский ярус, нижнеталынджинская подсвета; *Ozarkodina confluens geniata* Varanov: 6 — вид сбоку, экз. 214/6, 7 — вид сбоку, экз. 214/7, Селенняхский кряж, водораздел р.Талынджа и руч.Самыра, верхний силур, пржидольский ярус, нижнеталынджинская подсвета

Трансгрессивная часть пржидольского циклита на о. Вайгач представлена слоями губы Белушьей и сложена серыми и темно-серыми комковатыми и реже плитчатыми известняками с единичными биостромами. Из брахиопод здесь встречаются *Atrypoides phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata trapezoideus* T. Modzalevskaya и др., из конодонтов *Ligonodina silurica* Branson et Mehl, «*Lonchodina*» *greilingi* Walliser, «*Spatognathodus*» *primus* Branson et Mehl, «*Spatognathodus*» *eosteinhornensis* Walliser и др. [22]. Мощность слоев 100 м. Регрессивная составляющая пржидольского циклита представлена карповскими слоями и сложена ритмичным чередованием комковатых, плитчатых и реже глинистых, желваковидных известняков. В кровле циклита встречается пачка красновато-темно-коричневых аргиллитов. Здесь найдены брахиоподы *Atrypoides phoca* (Salter), *Collarothyris canaliculata canaliculata* (Wenjukov) и др., а из конодонтов *Lonchodina greilingi* Walliser, «*Spatognathodus*» *primus* Branson et Mehl, «*Spatognathodus*» *eosteinhornensis* Walliser [19]. Мощность карповских слоев 80 м.

На южной оконечности о. Новая Земля отложения пржидольской серии представлены гребенским горизонтом, в котором доминируют ассоциации брахиопод *Atrypoides ex gr. phoca* (Salter) (*A. ex gr. scheii* (Holtedhal)) и *Collarothyris canaliculata canaliculata* (Wenjukov). Мощность отложений не указана [16]. На остальной территории отложения гребенского горизонта присутствуют только в высыпках, поэтому истинную его мощность пока определить не удалось. Предполагаемая мощность гребенского горизонта может составлять 200 м [21].

Пржидольские отложения о. Долгий, расположенного к западу от о. Вайгач, представлены матвеевскими слоями, нижняя половина которых сложена чередованием аргиллитов и ракушняковых известняков с относительно обедненным видовым составом брахиопод *Hemitoechia distincta* Nikiforova, *Atrypoides phoca* (Salter) (*A. ex gr. scheii* (Holtedhal)), *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov) и др., а верхняя — брахиоподово-коралловыми известняками с вышперечисленным комплексом брахиопод и ассоциациями табулят и остракод [22]. Мощность матвеевских слоев 210 м.

Пржидольские отложения Большеземельской тундры по сравнению с разрезами островов Новая Земля, Долгий и Вайгач имеют меньшую мощность (20—45 м). Они представлены чередованием известняков и известково-глинистых сланцев с брахиоподами *Atrypoides phoca* (Salter) (*A. ex gr. scheii* (Holtedhal)), *Howellella pseudogibbosa* Nikiforova, *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov) [16].

На северо-западе Сибирской платформы пржидольские отложения на большей территории размыты и встречаются фрагментарно. В Норильско-Туринском районе они представлены верхней частью постнической

свиты и ее возрастным аналогом мирошкинской свиты, которая обнаружена в единственной скважине и сложена доломитами, доломитовыми мергелями, сульфатоносными доломитами и ангидритами [10]. В кавернах и трещинах обнаружена каменная соль. Мощность пржидольских отложений 20 м.

На юго-востоке Аляски очень широко распространена красноцветная формация Карин. Первоначально ее возраст по находкам брахиопод датировался как верхнесилурийский (лудловский), поскольку в пачке известняков, которая залегала внутри красноцветной толщи (обр. 2689), были описаны позднесилурийские брахиоподы *Atrypella* (*Atrypoides*) *scheii* (Holtedahl) ? [42]. Однако, позже из этого местонахождения были определены раннепражские конодонты *Eognathodus sulcatus* Philip и описана коллекция брахиопод [44], а в 1994 г. Р.Б. Блуджетом здесь была собрана представительная коллекция брахиопод. Факт нахождения представителей *Atrypoides scheii* (*Atrypoides phoca* (Salter)) в этом месте не подтвердился, но их находки в пределах о. Хикита уже свидетельствуют о присутствии на территории юго-восточной Аляски отложений пржидольской серии.

На юго-западе Центральной Аляски (Medfra B-4, Quandrangle) Н.М. Севиджем с коллегами обнаружена толща известняков с конодонтами лудловско-пржидольского возраста *Ozarkodina confluentis alpha et gamma morphotype* Klapper et Murphy [45].

Разрезы формации Рид Бей на островах Сомерсет, Корнуэлис и разрезы формаций Cape Storm, Douro, Somerset Island острова Принца Уэльского Арктической Канады [33, 34] по литологической характеристике и распространению ассоциаций представителей родов *Atrypoides* и *Collarothyris* сходны с разрезами талынджинской свиты Северо-Востока Азии. Формация Рид Бей образует трансгрессивно-регрессивную серию и входит в состав пржидольского циклита. Нижняя часть формации Рид Бей сложена комковатыми глинистыми известняками (rubblly argillaceous limestone) с брахиоподами *Atrypoides phoca* (Salter) и *Protathyris praecursor* Kozlowski (? *Collarothyris canaliculata* Wenjukov) мощностью 172 м и пачкой глинистых сланцев (30 м) в разрезе формации Гудсир Крик. Верхняя часть формации Рид Бей представлена или плитчатыми известняками (разрез формации Гудсир Крик), или доломитами (разрезы формации Грин Валлей) с редкими ассоциациями брахиопод *Atrypoides* мощностью 140—182 м [43].

На общность этапов седиментации в палеобассейнах Северной Сибири в верхнем силуре указывалось еще в статье Вл. Вл. Меннера с соавторами [13]. Здесь же отмечалось сходство верхнесилурийских отложений Аппалачей с одновозрастными отложениями Северной Сибири. Границу силур—девон авторы проводили в середине мирнинской свиты Омилевских гор по появлению терригенных прослоев, которые они принимали за инициальную стадию нижнедевон-

ско-эйфельского мегацикла. Однако, как показали последующие исследования [18], эта точка зрения оказалась ошибочной. На юго-западе Омудевских гор в бассейне р.Таскан верхняя часть мирнинской свиты замещается ягоднинской свитой пржидольского возраста с брахиоподами *Atrypoides phoca* (Salter) (*A. scheii* (Holtedhal)), *Collarothyris canaliculata* Wenjukov. Нижняя ее граница как раз и соответствует появлению терригенных прослоев и началу инициальной стадии пржидольского-эйфельского мегацикла на остальной территории Омудевских гор.

Это не противоречит и данным, которые были получены Т.С.Альховик и В.В.Барановым [4] при изучении верхнесилурийских отложений арктической территории Восточной Якутии (Селенняхский кряж, хребты Тас-Хаяхта и Улахан-Сис). Именно на рубеже лудлов—пржидол происходит резкая смена режима осадконакопления: красноцветный глинисто-доломитово-гипсоносный комплекс полуоткрытых лагун сменяется здесь водорослево-брахиоподовым, глинисто-известняково-доломитовым комплексом открытых лагун. На рубеже лудлов—пржидол отмечается также глобальная биоценотическая перестройка. Начало пржидольской трансгрессии, на фоне которой происходили мелкоамплитудные колебания, сопровождалось появлением свободных экологических ниш, которые попеременно занимались пионерными видами представителей родов *Atrypoides phoca* (Salter) и *Collarothyris canaliculata* (Wenjukov), характеризующихся очень широкой популяционной изменчивостью. К границе лудлов—пржидол приурочена также и смена климатической зональности: засушливый аридный климат сменяется переходным от аридного к гумидному климату [6].

Анализ вышеизложенного материала свидетельствует о том, что осадконакопление в пржидоле на территории арктических регионов Евразии и Северной Америки происходило в мелководных эпиконтинентальных бассейнах, на мелком шельфе и в открытых и полуизолированных лагунах. Начало обширной пржидольской трансгрессии охватило все морские бассейны северного полушария Земли. На карбонатных платформах арктических регионов Евразии и в арктической Канаде оно сопровождалось накоплением однотипной толщи комковатых глинистых известняков с доминированием ассоциаций брахиопод *Atrypoides* и *Collarothyris* и конодонтов «*Spatognathodus*» *primus* (Branson et Mehl) (*Ozarkodina confluens geniatum* Baranov). Эта толща является субпланетарным хроностратиграфическим маркером [8]. Интересно, что южнее, в верхнесилурийских отложениях Прибалтики в ассоциации конодонтофорид также численно преобладали «спатогаподусы» [9].

Авторы статьи приносят глубокую благодарность д-ру геол.-минер. наук В.Г.Князеву, канд. геол.-минер. наук О.В.Королевой за критические замечания при

подготовке статьи к печати и сотруднику Института геологии алмаза и благородных металлов А.Г.Степанову за фотографирование брахиопод.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00520) и Программа Президиума РАН № 23, проект № 23.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абушик В.Д., Модзалевская Т.Л. О границе силура и девона на западном склоне Приполярного Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 5. С. 1171—1173.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силурийских отложений северо-восточной Якутии // Геология и рудоносность Якутии. —Якутск: изд-во Якутск. госуниверситета, 1989. С. 105—111.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия верхнего силура и нижнего девона Восточной Якутии // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск: изд-во Якутск. гос. ун-та, 1992. С. 23—37.
4. Альховик Т.С., Баранов В.В. Силур севера Восточной Якутии (районирование, стратиграфия, стратотипы свит) // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2001. № 1. С. 91—100.
5. Антошкина А.И. Стратиграфия и условия залегания силурийских отложений поднятия Чернова // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник, 1974. —Сыктывкар, 1975. С. 40—46.
6. Баранов В.В. Эволюция климатов в раннем и среднем палеозое северо-востока Евразии во взаимосвязи с планетарными событиями // Наука и образование. 2010. № 4. С. 48—50.
7. Баранов В.В., Альховик Т.С. Пржидольские брахиоподы Северо-Востока России и их биогеографическое значение // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 110—116.
8. Баранов В.В., Блуджетт Р.Б. Хроностратиграфические маркеры в нижнем и среднем палеозое северных территорий Евразии и Северной Америки // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России / Мат-лы всерос. научно-практич. конф. 29—30 марта 2012 г. Т. I. —Якутск, 2012. С. 39—43.
9. Вийра В. Спатогаподусы (конодонты) верхнего силура Эстонии // Палеонтология древнего палеозоя Прибалтики и Подолии. —Таллин: Валгус, 1983. С. 41—71.
10. Лопушинская Т.В., Мельников Н.В., Дорошенко Л.Д., Доронина С.И. Местные стратиграфические подразделения Курейской синеклизы Сибирской платформы // Региональная геология, стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. —Новосибирск: СНИИГиМС, 2010. С. 157—170.
11. Маикова Т.В. Конодонты биозоны *Spatognathodus steinchornensis* острова Вайгач // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). —Л., 1970. С. 210—234.
12. Маикова Т.В. Зональные комплексы конодонтов пограничных слоев силура и девона Подолии // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. —Л.: Наука, 1971. С. 157—164.
13. Меннер Вл.Вл., Сидяченко А.И., Сурмилова Е.П., Шульгина В.С. Историко-геологический анализ при решении вопроса о границе силура и девона Северной Сибири // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. —Л.: Наука, 1971. С. 164—172.
14. Модзалевская Т.Л. Силурийские и раннедевонские атириды (брахиоподы) острова Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). —Л., 1970. С. 150—164.

15. *Модзалевская Т.Л.* Позднесилурийские и раннедевонские брахиоподы Приполярного Урала // Палеонтологический журнал. 1974. № 2. С. 68—83.
16. *Модзалевская Т.Л.* Брахиоподы силура и раннего девона Европейской части СССР. —М.: Наука, 1985.
17. *Никифорова О.И.* Брахиоподы гребенского горизонта Вайгача (поздний силур) // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). —Л., 1970. С. 97—149.
18. *Орадовская М.М.* Биостратиграфия и фации ордовика и силура Северо-Востока СССР. —М.: Недра, 1988.
19. *Патрунов Д.К.* Гребенской горизонт комковатых известняков на юго-западе Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). —Л., 1970. С. 24—33.
20. *Патрунов Д.К., Шурыгина М.В., Черкесова С.В.* Силур и нижний девон на острове Долгом // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. —Свердловск, 1980. С. 3—26.
21. *Черкесова С.В.* Остров Новая Земля // Силурийская система. Стратиграфия СССР. —М.: Недра, 1965. С. 120—133.
22. *Черкесова С.В.* Гребенской горизонт силура Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача (сборник статей). —Л.: НИИГА, 1970. С. 5—22
23. *Чернов Г.А.* Палеозой Большеземельской тундры и его перспективы нефтегазоносности. —М.: Наука, 1972.
24. *Чехович В.Д.* Биостратиграфическое расчленение силура Приполярного Урала по табулятам // Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР. —М.: Наука, 1965. С. 59—85.
25. *Carls P., Slavik L. & Valenzuela-Ruos J.I.* Revisions of conodont biostratigraphy across the Silurian-Devonian boundary // Bulletin of Geosciences. 2007. Vol. 82. №. 2. Pp. 145—164.
26. *Copper P.* The Late Silurian brachiopod genus *Atrypa* // Geologiska Foreningens Forhandlingar. 1977. Vol. 99. Pp. 10—26.
27. *Holtedahl O.* On the Fossil Faunas from Per Schei's Series B in South Western Ellesmereland // Report of the Second Norwegian Arctic Expedition in the «Fram» 1898—1902 (Oslo), 32. 1914. Pp. 1—48.
28. *Holtedahl O.* On the Rock Formations of Novaya Zemlya with Notes on the Paleozoic Stratigraphy of other Arctic Lands // In: O. Holtedahl (Ed), Report of the Scientific Results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya 1921. 1924. Vol. 2(22). Pp.1—183.
29. *Jones B.* A biometrical analysis of *Atrypella foxi* n. sp. from the Canadian Arctic // Journal of Paleontology. 1974. Vol. 48. Pp. 963—977.
30. *Jones B.* Variation in the Upper Silurian brachiopod *Atrypa phoca* from Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada // Journal of Paleontology. 1977. Vol. 51. Pp. 459—479.
31. *Jones B.* Stratigraphy and sedimentology of Upper Silurian rocks, northern Somerset Island, Arctic Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 1977b. Vol. 14. Pp. 1427—1452.
32. *Jones B.* Variation in the Upper Silurian brachiopod *Protathyris praecursor* Kozłowski 1929; its cause and implications // Journal of Paleontology. 1978. Vol. 52. Pp. 8—27.
33. *Jones B.* Rossella: a new Silurian pentamerid brachiopod from the Canadian Arctic // Journal of Paleontology. 1978b. Vol. 52. Pp. 545—560.
34. *Jones B.* *Atrypa* *erebus* n. sp. from the Late Silurian of Arctic Canada // Journal of Paleontology. 1979. Vol. 53. Pp. 187—196.
35. *Jones B.* Taxonomy and intraspecific variation of *Protathyris praecursor* Kozłowski, 1929 from the Upper Silurian of Somerset Island, Arctic Canada // Journal of Paleontology. 1978. Vol. 52. №. 1. Pp. 8—27
36. *Jones B.* *Atrypa* zonation of the Upper Silurian Read Bay Formation of Somerset and Cornwallis Islands, Arctic Canada // Can. J. Earth Sci. Vol. 16. 1979. Pp. 2204—2218.
37. *Jones B., Dixon O.A.* Storm deposits in the Read Bay Formation (Upper Silurian), Somerset Island, Arctic Canada // Journal of Sedimentary Petrology. 1976. Vol. 46. Pp. 393—401.
38. *Jones B., Narbonne G.M.* Environmental controls on the distribution of *Atrypa* species in Upper Silurian strata of arctic Canada // Can. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21. Pp. 131—144.
39. *Kirk E.* *Brooksina*, a new pentameroid genus from the upper Silurian of southeastern Alaska // Proc. U. S. Nat. Museum. 1922. Vol. 60. Art. 19. Pp. 1—8.
40. *Kirk E.* *Harpidium*, a new pentameroid brachiopod from southeastern Alaska // Proc. U. S. Nat. Museum. 1925. Vol. 66. Art. 32. Pp. 1—7.
41. *Kirk E.* *Cymbidium*, a new genus of Silurian pentameroid brachiopod from Alaska // Proc. U. S. Nat. Museum. 1926. Vol. 69. Art. 23. Pp. 1—5.
42. *Kirk E., Amsden T.W.* Upper Silurian brachiopods from Southeastern Alaska. Descriptions and illustrations of a fauna from the Islands of Kosciusko and Heceta // United States Geological Survey Professional Paper 233-C. 1952. Pp. 53—66.
43. *Mortensen P.S., Jones B.* Anatomy of an Upper Silurian transgressive-regressive cycle, Prince of Wales Island, Arctic Canada // Can. J. Earth Sci. 1995. Vol. 32. Pp. 24—36.
44. *Savage N.M.* Lower Devonian conodonts from the Karheen Formation, southeastern Alaska // Can. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14. Pp. 278—284.
45. *Savage N.M., Rohr D.M., Blodgett R.B.* Late Silurian conodonts from Medfra B-4, Quandragle, West Central Alaska // GGA Abstracts with Program Cordilleran Section, May 24—26. University of Alaska Fairbanks. Fairbanks Alaska. 1995. Vol. 27. №. 5. Pp. 76.
46. *Slavik L.* Early Devonian conodont succession from the section of the Hertzovy schody Quarry (Konmprusy, Barrandian, Czech Republic) // Bulletin of the Czech Geological Survey 73. 1998. Pp. 157—172.
47. *Slavik L.* Lower Devonian conodonts from the Kalk Valley and Na Branhovce section in the Barrandian area, Czech Republic, and their significance for Pragian conodont zonation // Acta Geologica Polonica. 2001. Vol. 51. № 3. Pp. 253—271.

Тектонические условия образования структур Сакинджинского рудного района (Селенняхский кряж, Восточная Якутия)

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ, Д.А.ВАСИЛЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Тектонические структуры Сакинджинского рудного района образованы в два этапа позднемезозойских деформаций: надвиговой и сдвиговой. Золоторудные месторождения Пологий и Арбат размещаются вдоль Калычанской системы правых сдвигов второго этапа деформаций, которая разделяет северо-западную и юго-восточную зоны складчато-надвиговых дислокаций.

Ключевые слова: Сакинджинский рудный район, Селенняхский тектонический блок, складки, разломы, складчато-надвиговые структуры, сдвиги.

Третьяков Феликс Филаретович, tretiakov_ff@mail.ru
Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru
Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru

Tectonic conditions for the formation structures of Sakandzha ore region (Selennyakh Ridge, Eastern Yakutia)

F.F.TRETYAKOV, A.V.PROKOPIEV, D.A.VASILIEV

Tectonic structures of the Sakyndzha ore region are formed in two stages of the Late Mesozoic tectonic deformations: thrust and strike-slip fault. Pology and Arbat gold-ore deposits are located along Kalychan system of dextral strike-slip faults of the second stage of deformation, which separates north-western and south-eastern zones of fold-and-thrust dislocations.

Key words: Sakyndzha ore region, Selennyakh tectonic block, folds, faults, fold-and-thrust structures, strike-slip faults.

Сакинджинский рудный район расположен на северо-западной окраине Селенняхского блока Омуплевского террейна, который является одним из внешних тектонических элементов Колымо-Омолонского супертеррейна [6]. Он сложен в основном ниже- и среднепалеозойскими миогеоклинальными карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. С запада и севера Селенняхский аллохтонный блок органичен Нальчанским и Полоусненским надвигами, по которым палеозойские карбонатные толщи блока перемещены на север и перекрывают мезозойские терригенные породы Туостах-Полоусненской складчатой зоны. С юго-востока блок ограничен зоной сдвигов Талындинской системы, вдоль которой контактирует с позднеюрскими эффузивными комплексами Сыачанской зоны Уяндына-Ясачненского вулканического пояса. Складчато-надвиговые структуры Селенняхского аллохтонного блока прорваны гранитными массивами Северного батолитового пояса и дайками долеритов позднемезозойского возраста.

Золоторудные месторождения Пологий и Арбат, входящие в состав Сакинджинского рудного района, размещаются в междуречье Инач—Нальчан—Саканджа в пределах одноименных ручьев (рис. 1). Тектоника рассматриваемой территории впервые была описана в 1950—1960-х гг., когда здесь геолого-съе-

мочными работами Л.А.Мусалитина, М.А.Галкина и Г.С.Сонина в составе основных тектонических элементов была выделена Калычанская антиклиналь северо-восточного направления, нарушенная по простиранию одноименной системой взбросо-сдвигов. Позднее общее строение данного рудного района интерпретировалось как покровно-надвиговая структура северо-западной вергентности [2, 4, 7]. Материалы детальных структурных исследований, проведенных на всей территории Селенняхского блока [2, 3, 5, 7, 12] однозначно показывают, что его тектонические структуры были сформированы главным образом в процессе позднемезозойских коллизионных событий в течение двух этапов деформаций: раннем — надвиговом и позднем — сдвиговом. Проявление процесса надвигообразования в раннекаменноугольное время на этой территории [4] декларируется без предъявления каких-либо доказательств. Результаты работ 2011 г. по изучению структур золоторудных месторождений Пологий и Арбат, а также данные, полученные в процессе исследований этой части Селенняхского кряжа в 1990—1994 гг., позволили существенно уточнить тектоническое строение и историю формирования дислокаций этого района.

В тектоническом строении рассматриваемого рудного района Селенняхского блока по представлениям

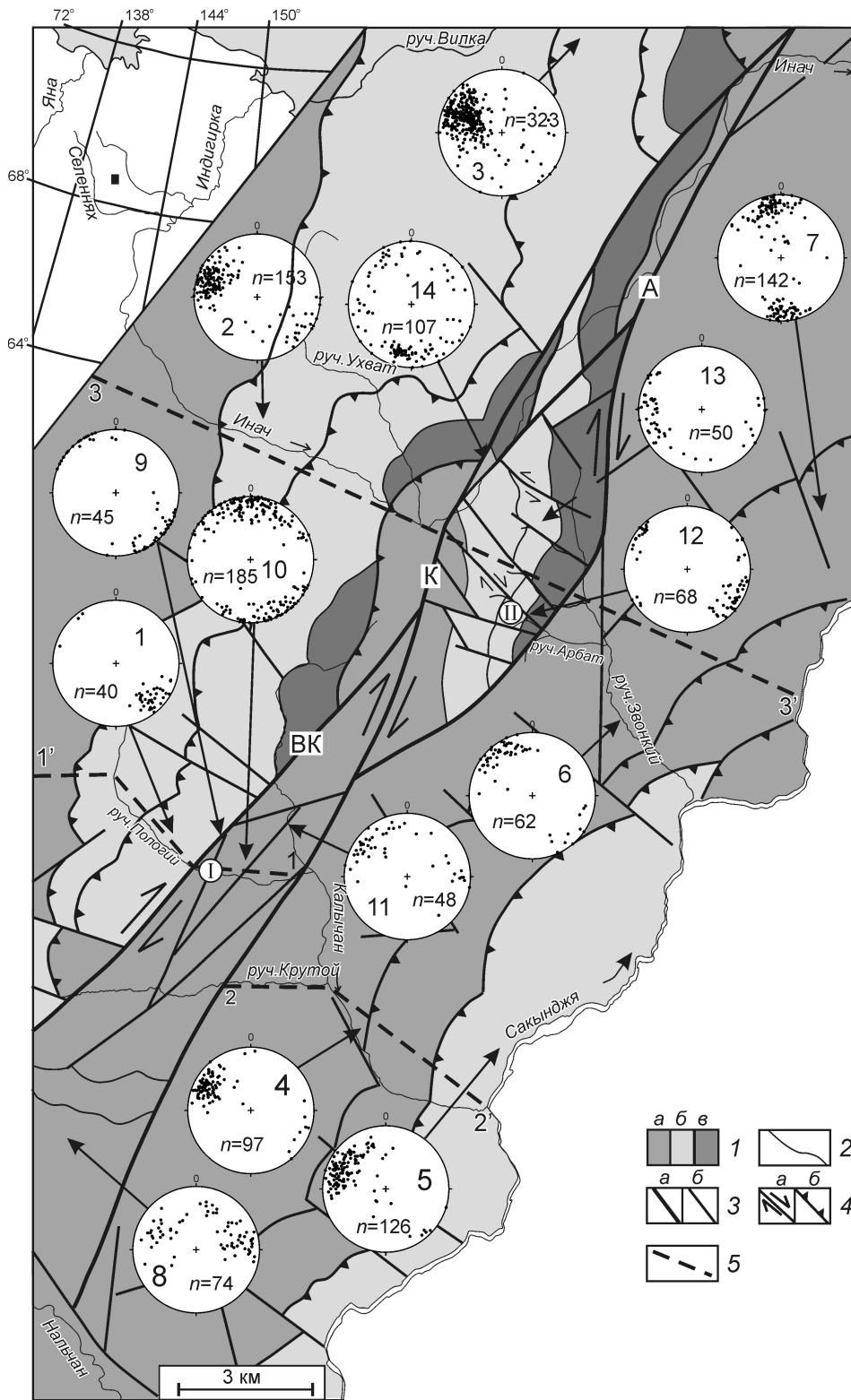


Рис. 1. Тектоническая схема района месторождений Пологий и Арбат Сакынджинского рудного района:

1 — отложения: а — ордовикские, O_{2-3} , б — силурийские, S_{1-2} , S_2 , в — девонские, D_{1-2} ; 2 — геологические границы; 3 — разломы: а — главные (Вк — Верхнекалычанский, К — Калычанский, А — Арбат), б — второстепенные; 4 — сдвиги (а) и надвиги (б); 5 — структурные профили; на стереограммах: цифры — номер стереограммы, n — число замеров; расположение месторождений: I — Пологий и II — Арбат; на врезке: черный квадрат — местоположение района исследований

авторов выделяются северо-западная и юго-восточная зоны складчато-надвиговых дислокаций, разделенные системой сдвиговых разломов (рисунки 1 и 2). Их строение определяется крупными складчатыми структурами первого этапа деформаций: Ухватской синклинали и Калычанской антиклинали, соответственно. Эти крупные складки нарушены и разделяются системой правых сдвигов Калычанской зоны разломов, сформированной во второй этап позднемезозойских деформаций. Общий характер тектонического строения обосновывается анализом геологических материалов геолого-съёмочных работ, прямыми геолого-структурными наблюдениями, а также данными массовых замеров залегания слоистости, проведенными в разных участках рассматриваемого района и показанными на круговых стереограммах на рис. 1. Стереограммы выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полусферу. Редкие структуры предполагаемых ранних пликтивных деформаций в наиболее древних породах ордовика в зонах Калычанского и Арбатского разломов, находящиеся в неясных взаимоотношениях с поздними складками F_{n1} и F_{n2} , в данной статье не рассматриваются.

Ухватская синклиналь. В пределах изученной территории вскрывается ее северо-западное крыло и мульда общей шириной около 12 км (см. рисунки 1 и 2). Юго-восточное крыло складки разбито продольными сдвигами Калычанской системы разломов. Крыло синклинали в верховьях ручьев Пологий, Вилка, р.Инач сложено отложениями среднего-верхнего ордовика и силура, а фрагменты ее мульды в бассейне р.Инач и в истоках р.Калычан сохранились в виде разделенных разломами выходов ни-

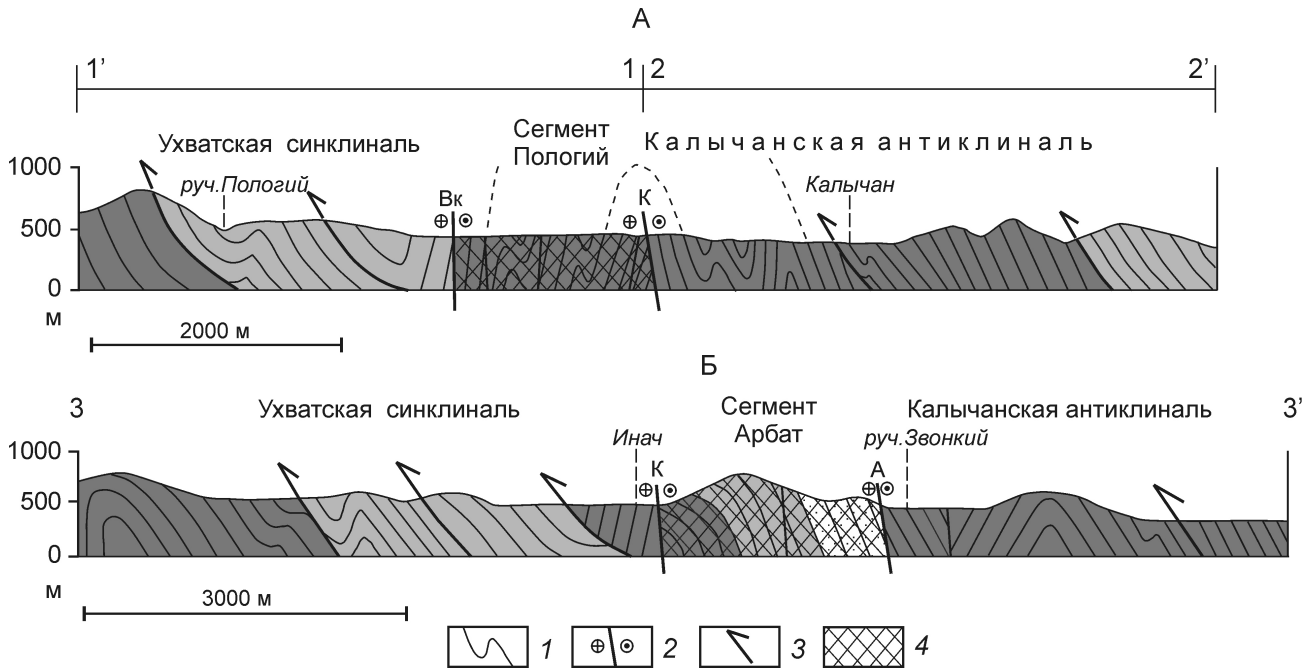


Рис. 2. Геолого-структурные профили через сегменты Пологий и Арбат Калычанской зоны сдвига:

1 — структурные линии; 2 — сдвиги; 3 — надвиги; 4 — зоны сегментов Пологий и Арбат; разломы: Вк — Верхнекалычанский, К — Калычанский, А — Арбат; см. услов. обозн. к рис. 1

жнедевонских отложений. С северо-востока на юго-запад синклинали сужается до 1,5 км и в верховье руч. Крутой она замыкается. Здесь вскрывается узкая центриклинальная часть синклинали с сохранившимся юго-восточным крылом, в котором карбонатные отложения верхнего силура в среднем течении руч. Пологий, погружаются на северо-запад под углами 45—85 (см. рис. 1, стереограмма 1 и рис. 2).

Севернее, в верховье р. Инач и в бассейне р. Инаринджа, на всем протяжении северо-западного крыла синклинали верхнеордовикские и силурийские отложения моноклинально погружаются в восток-юго-восточном направлении под углами от 30 до 85 (см. рис. 1, стереограммы 2 и 3). Противоположные значения залеганий слоев на стереограммах 2 и 3 соответствуют положению северо-западных крыльев мелких открытых и сжатых складок (шириной от 1 м до первых десятков метров), осложняющих крыло Ухватской синклинали (верховья ручьев Пологий, Ухват). Соответствующие наклоны осевых плоскостей мелких асимметричных складок свидетельствуют о северо-западной вергентности складчато-надвиговых структур. Подтверждается это также наличием в зонах надвигов участков с опрокинутыми на северо-запад слоев под углами 45—60 (например, в верховье руч. Вилка, правого притока р. Инаринджа).

Калычанская антиклиналь. Ее северо-западное крыло нарушено продольными сдвигами Калычанской системы разломов. В бассейне руч. Пологий сильно деформированные среднеордовикские гли-

нисто-карбонатные отложения ядра Калычанской антиклинали граничат со структурами мульды Ухватской синклинали вдоль Верхнекалычанского разлома (см. рисунки 1 и 2). Широкое юго-восточное крыло антиклинали, сложенное средне-верхнеордовикскими и раннесилурийскими карбонатными отложениями, расположено вдоль левобережья р. Саканджа и ее левых притоков. На юго-западе, а нижнем течении р. Калычан и в районе ее устья эти отложения моноклинально погружаются на восток-юго-восток под углами 45—85 (см. рис. 1, стереограммы 4 и 5). Севернее в бассейне руч. Звонкий эти же отложения погружаются на юго-восток (см. рис. 1, стереограмма 6). А в 4—5 км севернее устья руч. Звонкий на левобережье р. Саканджа ордовикские отложения крыла Калычанской антиклинали круто разворачиваются и приобретают субширотное направление (см. рис. 1, стереограмма 7).

Юго-западное замыкание Калычанской антиклинали отмечается на правобережье р. Нальчан (ниже устья р. Сибижан), а, напротив, на склонах левобережья р. Нальчан — между Верхнекалычанским и Калычанским разломами, залегания ордовикских отложений соответствуют строению периклинальной части антиклинали. Они характеризуются изменением азимутов падения слоев от восток-юго-восточных, через юг-юго-запад на запад-юго-западные под углами 35—65 (см. рис. 1, стереограмма 8). При складчато-надвиговых дислокациях широкие периклинальные замыкания обычно характерны для крупных антикли-

нальных рамповых складок. Мелкие складки, осложняющие юго-восточное крыло Калычанской антиклинали, отчетливо проявлены в обнажениях нижнего течения руч.Звонкий. Это рамповые складки или складки срыва в зонах послонных и пологих надвигов (рис. 3, А). Особо следует отметить развитие зон смятия шириной до 10 м с мелкой, часто гармоничной, складчатостью с крутонаклонными (55—85°) осевыми плоскостями или кливажем осевой плоскости (см. рис. 3, Б). В большинстве случаев пликативные деформации связаны как с послонными, так и с секущими слою разноамплитудными надвигами (см. рис. 3, В и Г). Крупные послонные надвиги (срывы) нередко приурочены к зонам контактов осадочных толщ с разной компетентностью. Например, к зонам нижнего и верхнего ограничения карбонатно-глинистых нижнесилурийских отложений ухватской свиты, которые подстилаются и перекрываются, соответственно, массивными верхнеордовикскими и верхнесилурийскими карбонатными породами.

Калычанская зона сдвигов. Структурный каркас этой протяженной линейной зоны шириной 1—2 км

определяют сдвиговые разломы второго этапа деформаций (см. рис. 1). Главным или магистральным из них является Калычанский (Центральный) правый сдвиг северо-восточного простирания, от которого ответвляются Верхнекалычанский и Арбатский разломы. Блоки или сегменты сдвиговых деформаций, которые размещаются между Калычанским разломом и его ветвями имеют разные формы в плане, внутреннее строение и выполнены разновозрастными отложениями. Согласно названию вмещающих золоторудных месторождений авторы выделяют два сегмента: юго-западный Пологий — клиновидный в плане и разбитый продольными или близкими к этому направлению разрывами, и северо-восточный Арбат — ромбовидный в плане, нарушенный в основном поперечными разрывами (см. рисунки 1 и 2).

Сегмент Пологий. Во внутреннем строении этого клиновидного сегмента (блока) участвуют сильно деформированные глинисто-карбонатные среднеордовикские отложения, которые слагают северо-западное крыло Калычанской антиклинали (см. рис. 2). В

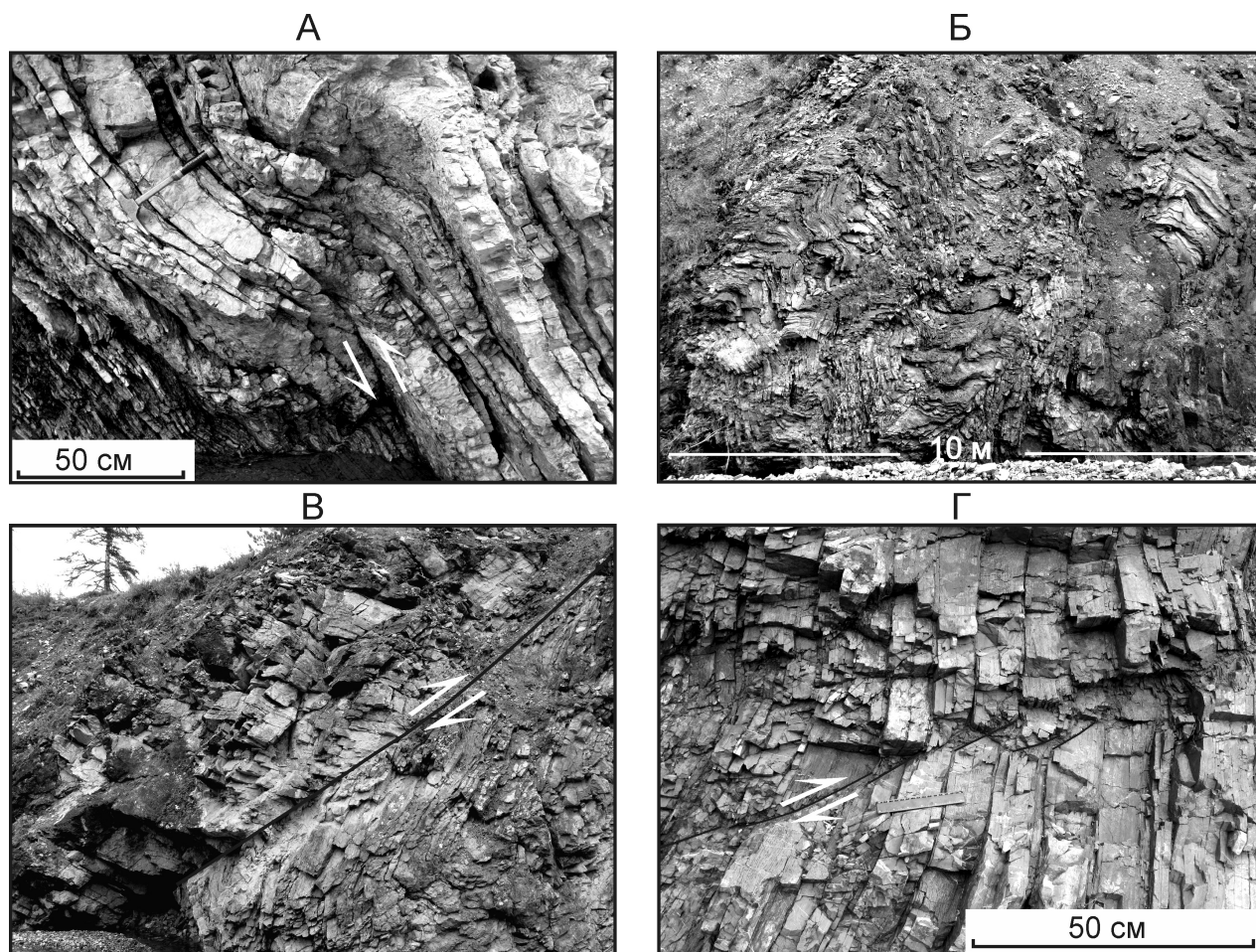


Рис. 3. Структуры первого надвигового этапа деформаций в юго-восточном крыле Калычанской антиклинали (руч.Звонкий):

А — рамповая складка; Б — зона складок с крутыми осевыми поверхностями; В и Г — разноамплитудные секущие надвиги; А и Б — средний-верхний ордовик; В и Г — нижний силур

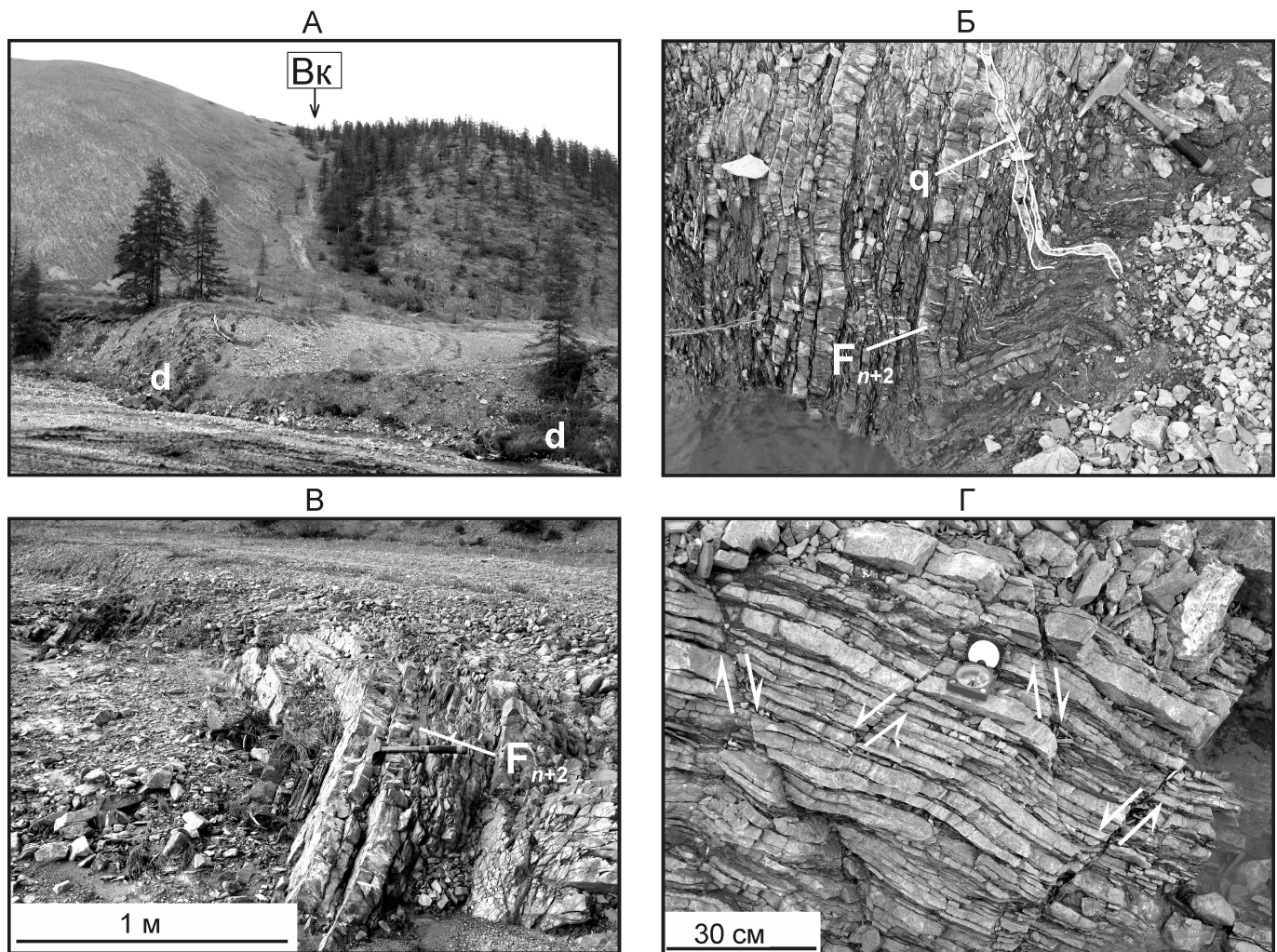


Рис. 4. Тектонические структуры сегмента Пологий Калычанской зоны сдвигов (А, Б и В — руч.Пологий, Г — р.Калычан):

А — зона Верхнекалычанского (Вк) разлома, на переднем плане фрагменты дайки долеритов (d); структуры второго этапа деформаций: Б — сжатая складка F_{n+2} , со смятой досдвиговой кальцитовой жилой (q), В — открытая складка F_{n+2} , Г — динамопары сдвиговых трещин

юго-восточном борту Верхнекалычанского разлома, на левом водоразделе руч.Пологий (канавы 500, 502, 504, 505, 507, 509, 512, 513 и 514) глинисто-карбонатные ордовикские отложения стоят «на головах» под углами 85—90° и простираются согласно северо-восточному направлению этого разлома (см. рис. 1, стереограмма 9). Глинистые пачки слоев мощностью до 20—35 м с тонкими прослоями карбонатных пород расланцованы и разлинзованы по слоистости. Тонкослоистые карбонатные породы, с редкими массивными разностями, трещиноваты, раздроблены, пересечены продольными и поперечными (порой рудовмещающими) разрывными нарушениями, зоны которых выполнены тонкой перетертой щебенкой или глиной трения.

Южнее, в поисково-разведочных канавах 306, 316, 317, 320, 321 и 322, наблюдается идентичная по строению широкая зона разрывных деформаций, содер-

жащая рудные компоненты и фрагменты даек основного состава мощностью до 4 м. Здесь же наблюдаются мелкие складки разной морфологии, в т.ч. наложенные: складка в складку. Ширина всей зоны сложных деформаций юго-восточного (рудоносного) борта Верхнекалычанского сдвигового разлома около 500 м.

На левом берегу руч.Пологий Верхнекалычанский разлом маркируется двумя фрагментами раздробленной дайки основного состава (рис. 4, А). Выше по течению, на протяжении более 250 м, уже в зоне северо-западного борта Верхнекалычанского разлома, прослеживаются стоящие «на головах» трещиноватые органогенные карбонатные силурийские отложения юго-восточного крыла Ухватской синклинали.

В нижнем течении руч.Пологий сложное внутреннее строение рассматриваемого сегмента между Верхнекалычанским и Калычанским разломами ха-

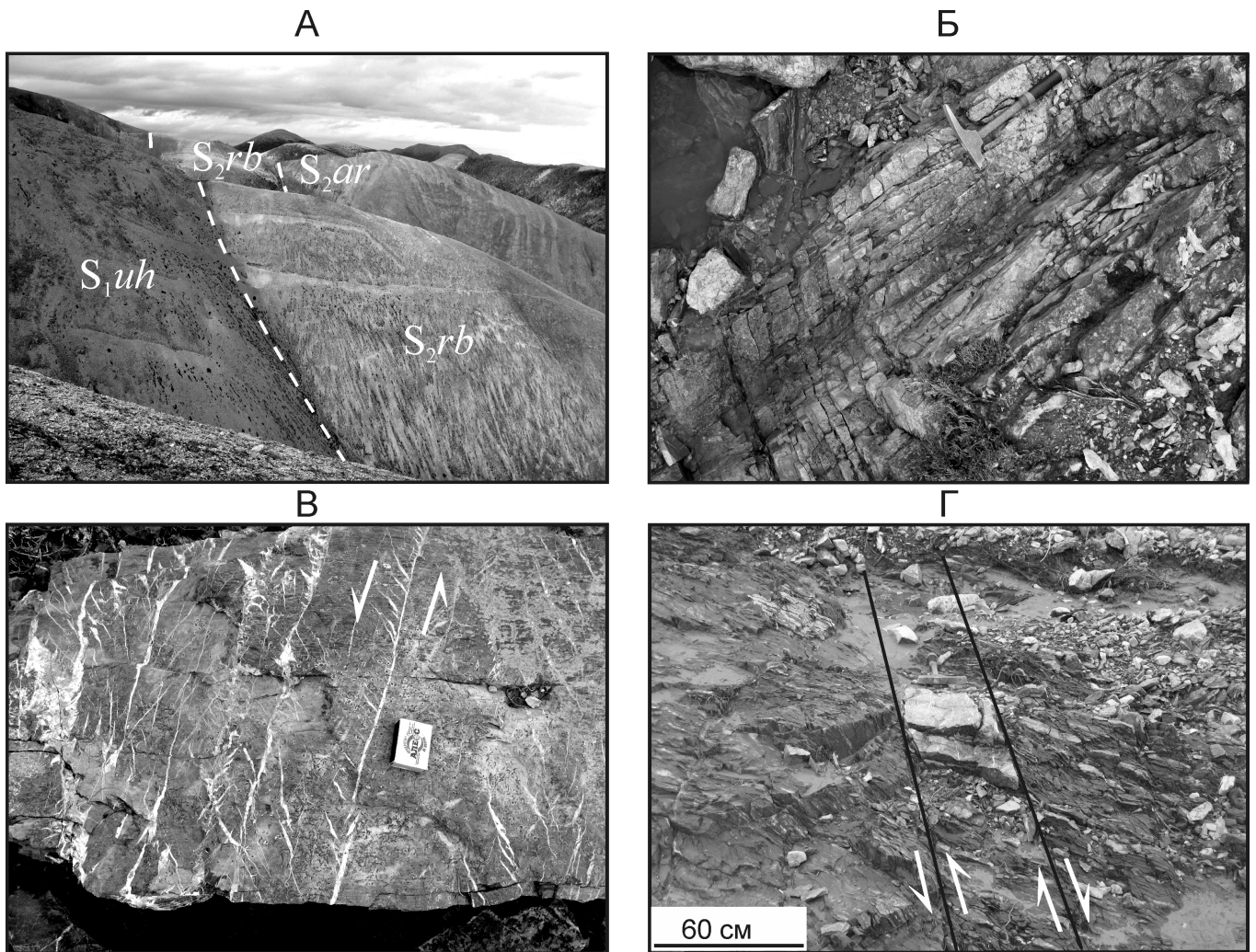


Рис. 5. Разрывные структуры второго этапа деформаций в сегменте Арбат Калычанской зоны сдвигов:

А — послойные разломы (пунктир) между ухватской (S_{1uh}), рябининской (S_{2rb}) и артык-юряхской (S_{2ar}) свитами (на переднем плане левый склон руч.Арбат); Б — поперечная система трещин (вдоль молотка) в щетке руч.Арбат; В — кулисы трещин отрыва; Г — сорванный и перемещенный сдвигом фрагмент карбонатного слоя (щетка руч.Звонкий)

рактируется развитием мелких блоков с разнонаправленными залеганиями осадочных пород, наклоненных под углами 70—90° к северным и южным румбам (см. рис. 1, стереограмма 10). Эти азимуты падения деформированных пород в данном сегменте резко отличаются от северо-восточных простираний ордовикско-силурийских отложений в смежных складчато-надвиговых зонах (см. рис. 1, стереограммы 2 и 3, 4—6) и по происхождению связаны с деформациями и разворотами слоев в процессе сдвиговых подвижек по Верхнекалычанскому и Калычанскому разломам. Доминирующий характер сдвиговых деформаций в данном сегменте определяется повсеместным развитием разрывов этого типа и сопровождающих их складчатых нарушений.

Кроме того, сложно дислоцированный характер пород сегмента на р.Пологий обусловлен наложением сдвиговых деформаций на более ранние складчато-надвиговые структуры. Складки ранних дефор-

маций, иногда с кливажем осевой плоскости, сохраняются, но лежат на боку, то есть шарниры послойных складок срыва наклонены круто (до вертикальных). Поэтому часто возникают определенные затруднения при отличии складчатых дислокаций раннего этапа от складок более поздних этапов деформаций. За исключением явных случаев, когда изоклиналильные складки ранних генераций F_{n1} с горизонтально ориентированными шарнирами смяты в открытые складки поздних генераций F_{n2} с вертикальными шарнирами. Или когда наблюдаются типичные сдвиговые складки F_{n2} открытых или сжатых форм с крутыми погружениями шарниров (см. рис. 4, Б и В). В целом осевые плоскости и шарниры наблюдаемых групп мелких складок и кливажа ориентированы по площади данного сегмента беспорядочно.

Весьма сильному дроблению подвергнуты пласты и пачки монотонных известняков. Они, как правило, пронизаны густой ровной или неровной перекрестной

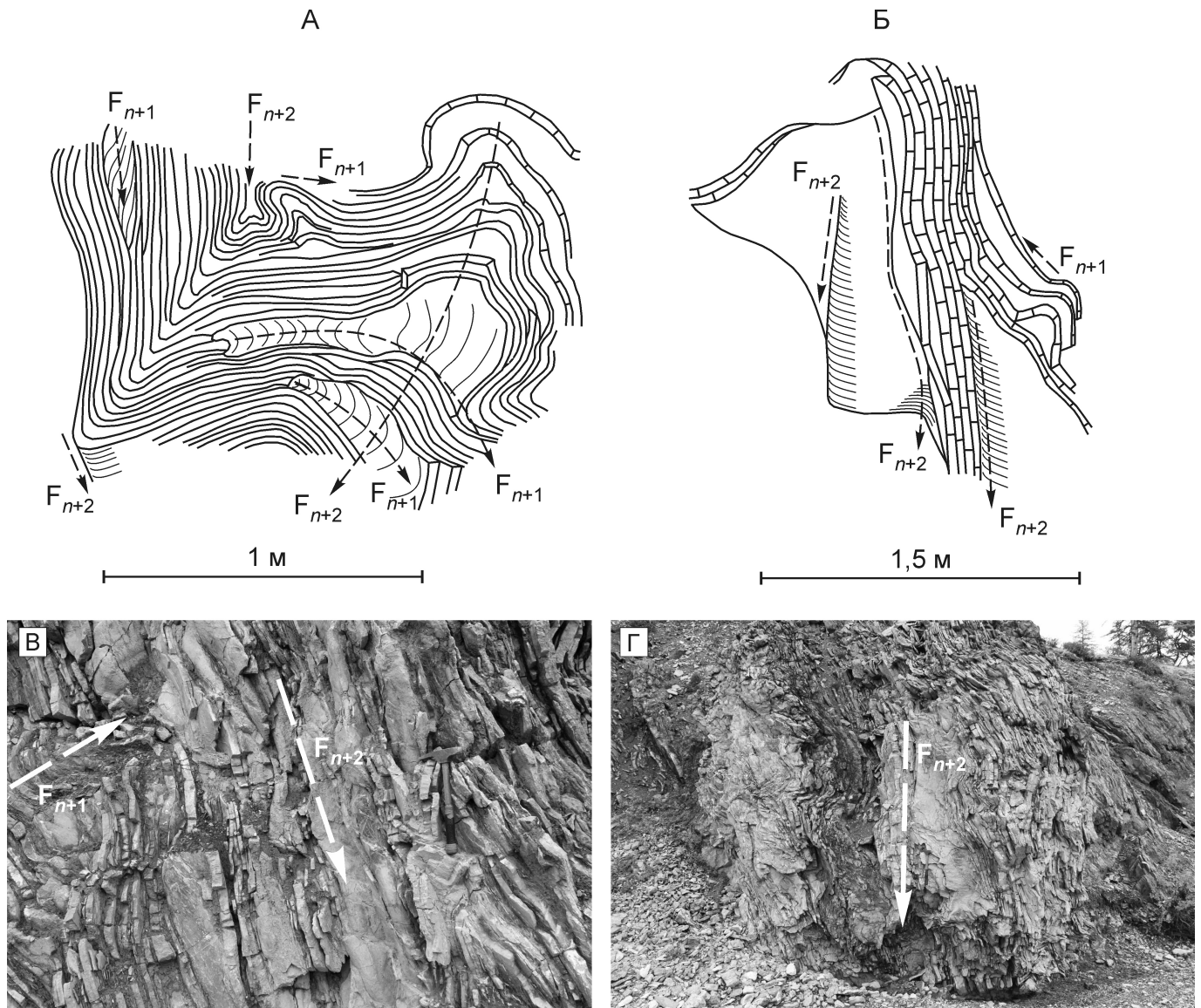


Рис. 6. Примеры взаимоотношений складок двух генераций в Калычанской зоне сдвигов (сегмент Арбат), проявленных в некомпетентных отложениях ухватской свиты нижнего силура и вскрытых в береговых обнажениях р.Инач (А—Г)

сетью кальцитовых жил и прожилков, образуя своеобразные текстуры «брекчированных» карбонатных пород, сцементированных кальцитом. Эти и другие наблюдения многочисленных пересечений кулис и отдельных кальцитовых жил, а также смятие некоторых жил совместно со сдвиговыми складками (см. рис. 4, Б), свидетельствуют о том, что они относятся к ряду трещин отрыва многократных деформаций.

В другом участке сегмента Пологий — на р.Калычан, в районе устья руч.Болотный между Верхнекалычанским и Калычанским разломами также вскрывается сложная присдвиговая зона с разрывными нарушениями второго и более высоких порядков. Крутонаклонные слои в этом участке обладают невыдержанными, разными азимутами и углами падения, но в основном юго-восточными и западными (см. рис. 1, стереограмма 11). Породы внутри блоков нарушены

множеством пересекающихся пологих и крутых разрывов, трещин и зеркал скольжения разной кинематики, пронизаны сетью трещин отрыва, в т.ч. кулисообразных сдвиговых, заполненных кальцитовым материалом. Более отчетливо выделяются мелкоамплитудные (до 1 м) сдвиги и их сопряженные динамопары (см. рис. 4, Г), указывающие на локальные направления напряжений сжатия. Достаточно широко распространена здесь и мелкая, порой сложная дисгармоничная, разнонаправленная складчатость обоих этапов тектонических деформаций. Например, в одном из блоков с крутонаклонными (60—80°) тонко- и среднеслоистыми известняками особенно заметны лежащие на боку складки послынных срывов и надвигов, которые могут интерпретироваться как сохранившиеся складчато-надвиговые структуры раннего этапа деформаций.

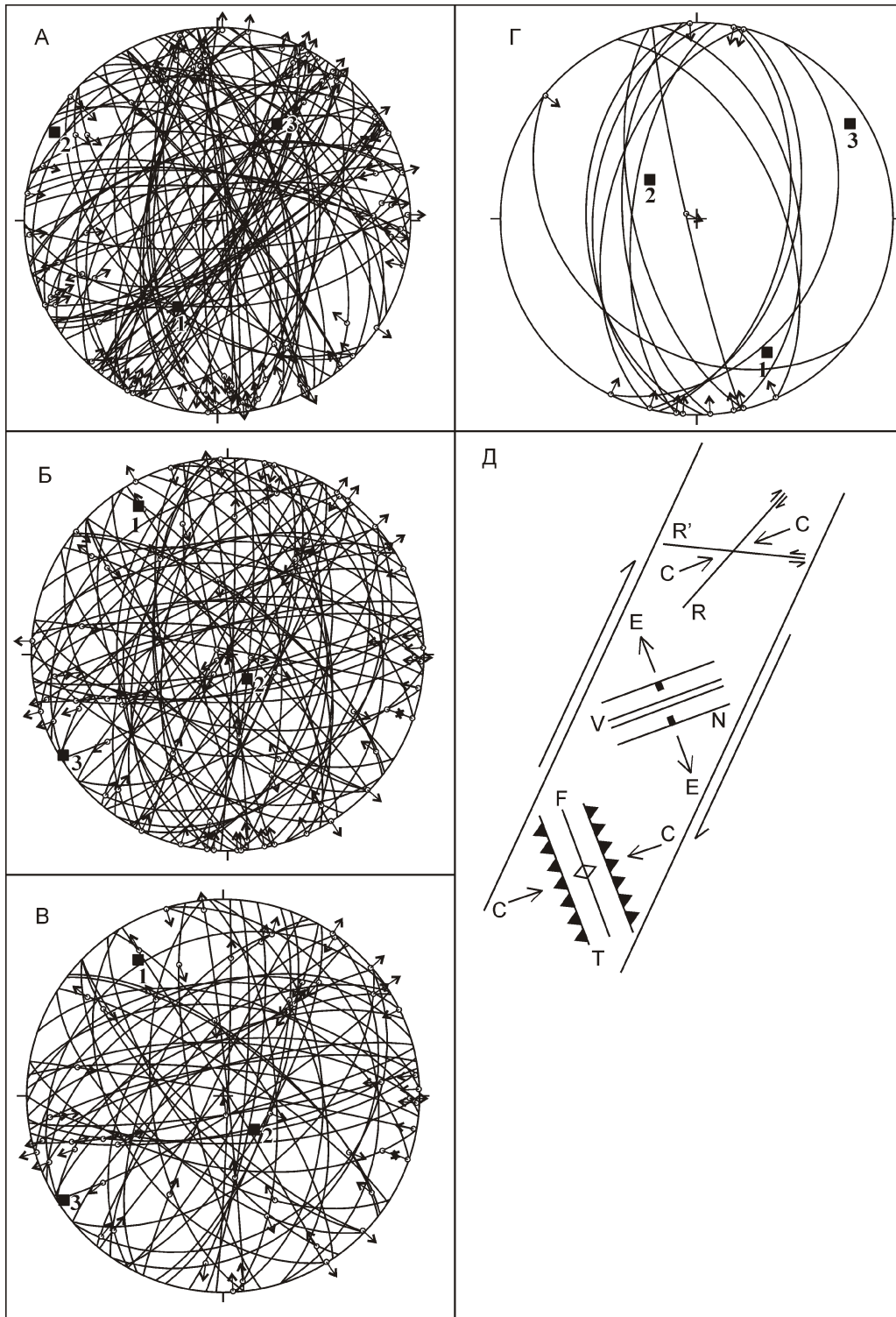


Рис. 7. Расчет ориентировок главных осей напряжений (А—Г) и основных структур (Д):

стереограммы дуг большого круга с вычисленными осями сжатия и растяжения: А — сегмент Пологий — для левых и правых сдвигов; сегмент Арбат: Б — для всех типов разломов, В — для всех сдвигов и различных их комбинаций с другими типами разломов, Г — для надвигов и взбросов; проекция на нижнюю полусферу; Д — ориентировка основных структур в зоне правостороннего сдвига (по работе [9]); латинскими буквами: С — оси сжатия, Е — оси растяжения, N — сбросы, Т — надвиги, R, R' — сколы Риделя (синтетические и антитетические разломы), V — трещины растяжения, F — оси складок; использованы элементы залегания разломов и штриховки на зеркалах скольжения; стрелки — направление движения висячего крыла; *n* — число замеров

Оси	А, <i>n</i> 93			Б, <i>n</i> 78			В, <i>n</i> 59			Г, <i>n</i> 13		
	Расчитанные											
	значения	векторы		значения	векторы		значения	векторы		значения	векторы	
		<i>T</i>	<i>P</i>		<i>T</i>	<i>P</i>		<i>T</i>	<i>P</i>		<i>T</i>	<i>P</i>
Растяжения (1)	0,0794	204,2	49,0	0,0715	328,9	12,8	0,0818	327,8	19,0	0,1710	152,1	23,7
Промежуточная (2)	0,0184	298,5	3,7	0,0021	140,5	77,0	0,0002	138,1	70,7	0,0233	309,7	64,6
Сжатия (3)	0,0609	31,7	40,8	0,0735	238,4	1,8	0,0815	236,8	3,0	0,1476	58,2	8,6

Сегмент Арбат. Внутреннее строение этого ромбовидного сегмента представлено моноклиальной структурой, в которой возраст слагающих осадочных отложений омолаживается с запада на восток: от средне-позднеордовикских до раннедевонских (см. рисунки 1 и 2). Это обстоятельство позволяет предполагать, что здесь вскрывается фрагмент мульды Ухватской синклинали, сорванный и перемещенный в южном направлении Калычанским сдвигом. По-видимому, в процессе этого движения осадочные породы были поставлены «на голову» и их наклоны в данном блоке составляют 70—90°. Простираие пород также не выдержано. С юга на север оно меняется с северо-восточного до долготного и северо-западного (см. рис. 1, стереограммы 12 и 13).

Внутреннее строение сегмента Арбат в значительной степени определяется продольными и поперечными сдвиговыми разрывами (см. рис. 1). Продольные разломы приурочены к контактам осадочных толщ с разной компетентностью. В частности, это хорошо картируемые на местности разломы ограничения карбонатной толщи рябининской свиты, которая подстилается глинисто-карбонатными отложениями ухватской свиты и перекрывается красноцветными отложениями артык-юряхской свиты (рис. 5, А). Возникновение этих разрывов очевидно связано еще с послойными горизонтальными срывами ранних складчато-надвиговых деформаций. Во время поздних сдвиговых деформаций эти послойные срывы в поставленных «на голову» осадочных толщах явно подновлялись.

Поперечные разрывы маркируются серией мелких водотоков, сходящих на северо-запад и юго-восток с водораздела с абсолютными отметками 856,1 и 820,2 м, расположенного внутри сегмента Арбат. На юго-восточном склоне этого водораздела, вдоль врезки истоков ручьев Северный, Смежный и Арбат отчетливо виден сдвиговый характер смещения верхней и нижней границ рябининской свиты. Например, в левой составляющей истока руч. Арбат граница между ухватской и рябининской свитами смещена по типу правого сдвига на расстояние почти 100 м, то есть эта граница на правом склоне ручья располагается выше по течению, чем на его левом склоне. В истоках руч. Северный латеральное смещение аналогичной границы между указанными свитами происходит уже по типу левого сдвига.

Изучение зон поперечных сдвигов, например, в щетках правой и левой составляющих истока руч. Арбат, показывает, что они сопровождаются дроблением пород и повышенной трещиноватостью (трещины скалывания). Системы этих тесно сближенных трещин (см. рис. 5, Б) имеют северо-западное и субширотное направления. Окраска зон поперечных систем трещин разная — от красно-бурых и желтых до светлых и, по всей видимости, зависит от степени их ожелезнения. Кроме того, внутри сегмента Арбат наблюдаются многочисленные структуры

кулисообразных сдвиговых трещин отрыва (кальцитовые жилы), выполняющих хрупко-пластичные shear-зоны и ориентированных как вдоль, так и поперек слоистости (см. рис. 5, В и Г).

В западном ограничении сегмента — в зоне Калычанского разлома (долина р. Инач) сдвиговые дислокации проявлены в разновозрастных осадочных породах и наложены на ранние складчато-надвиговые структуры. Здесь наблюдаются отдельные блоки как с относительно выдержанным моноклиальным залеганием пород, так и с интенсивным проявлением складок двух генераций (см. рис. 1, стереограмма 14 и рис. 6). Предполагается смещение даек долеритов мощностью до 25 м вдоль правосторонних сдвигов северо-восточного простираия.

За пределами рассматриваемого сегмента интенсивные сдвиговые дислокации отмечаются, например, в зоне восточной ветви Арбатского разлома, проходящего вдоль долготного участка долины руч. Звонкий, ниже устья руч. Арбат (см. рис. 1). Здесь в техногенных щетках наблюдаются сильно перемятые, разбитые густой сетью кальцитовых жил, расчлененные сдвигами ордовикские отложения и дайки основного состава. Ярким примером крупноамплитудных сдвиговых перемещений служит ромбовидный фрагмент массивного карбонатного слоя мощностью 30 см, который ограничен параллельными сдвигами и одиноко располагается в плотике полигона среди выхода тонкослоистых глинисто-карбонатных пород (см. рис. 5, Г).

Было проведено определение осей палеонапряжений на основе массовых замеров положения сместителей всех обнаруженных мелкомасштабных разломов и ориентировок штрихов зеркал скольжения на их поверхностях. Используя эти замеры, при помощи компьютерной программы [11] были вычислены оси *P* (сжатие) и *T* (растяжения). В сегменте Пологий (рис. 7, А) анализ сопряженных право- и левосторонних сдвигов показал, что ось сжатия ориентирована в направлении северо-запад—юго-восток. Очень близкий тренд был установлен для сдвигов и их комбинаций с другими типами разломов (взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги), а также взбросов и надвигов, проявленных в сегменте Арбат (см. рис. 7, Б—Г). В целом, ориентировка осей сжатия и растяжения, установленных для деформированных толщ зон Калычанского разлома, хорошо согласуется с типовой моделью правостороннего сдвига [9] (см. рис. 7, Д).

Таким образом, в зоне Калычанской системы правых сдвигов выделяются два разнотипных по строению рудоносных сегмента — Пологий и Арбат (см. рисунки 1 и 2). Осадочные породы внутри этих блоков в результате сдвиговых движений круто наклонены, сильно раздроблены, пронизаны сетью разрывов и трещин разных направлений, что определяет их высокую проницаемость для циркуляции гидротермальных и рудных растворов. Крупные сдвиги (Ка-

лычанский, Верхнекалычанский и Арбатский) интерпретируются как рудоподводящие, оперяющие разрывы второго и более высокого порядков, а также зоны повышенной трещиноватости — как рудоконтролирующие и рудовмещающие.

Раннемеловое время позднемезозойских тектонических деформаций определяется в соответствии с данными изотопно-геохимического возраста позднемезозойских гранитоидов Селенняхского кряжа.

К югу от исследованного района на левобережье р.Селеннях юго-западная часть Селенняхского аллохтонного блока прорвана двумя крупными раннеэокомовыми гранитными массивами — Саханьинским и Сыачанским. Возраст первого из них составляет 146—136 (Rb-Sr) и 142—136 (^{40}Ar - ^{39}Ar) млн.лет, второго — 133—126 (Rb-Sr) и 136—134 (^{40}Ar - ^{39}Ar) млн.лет [8, 10]. Время кристаллизации Саханьинского плутона определено в 140 2 млн.лет (U-Pb, цирконы). Северо-восточнее (левобережье р.Уяндина) зона сочленения Селенняхского блока со складчатыми структурами Туостяхского антиклинория несогласно перекрыта меловыми образованиями Джахтардахского вулканогенного поля, в основании которого залегают эффузивно-осадочные толщи апт-альбского возраста [8]. Указанные выше магматические события по времени хорошо сопоставляются с проявлением завершающей стадии позднемезозойской коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и формированием гранитоидов Главного и Северного поясов [1, 6].

Образование складчато-надвиговых дислокаций раннего позднемезозойского этапа деформаций внутри Селенняхского блока, надвигание его в виде покровной пластины на складчатые структуры Туостях-Полоусненской зоны в эокомовое время происходило почти одновременно со становлением крупных гранитных интрузий Саханьинского и Сыачанского массивов, прорывающих складчато-надвиговые структуры северной части Верхояно-Черского орогенного пояса. В конце эокома или в пред-аптское время надвиговые деформации сменяются сдвиговыми второго позднемезозойского этапа, которые наложены на ранее образованные структуры и осложняют их структурный план. В это время Селенняхский блок расчленяется сдвигами, в т.ч. Калычанской зоной сдвигов, на более мелкие блоки. К концу эокома завершается коллизия и с апт-альбского времени начинается заложение Джахтардахского вулканогенного поля ранне-позднемелового возраста. Его формирование связывается с процессами растяжения земной коры, предшествовавшего раскрытию Евразийского океанического бассейна [6].

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 68, проекта CALE.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216—221.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). —М.: ГЕОС, 2000.
3. Оксман В.С., Прокопьев А.В. Тектонические меланжи Полоусненского синклиория // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 47—50.
4. Поспелов И.И., Буянкин А.Г., Краснов А.Н. Геодинамические условия формирования и перспективы поисков золоторудных месторождений типа Карлин в северо-восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии. 2002. № 2. С.14—18.
5. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы восточной Якутии (северо-восток России) // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 44—46.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43—57.
8. Трушлина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. и др. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). —Якутск, 1999.
9. Anderson E.M. The dynamics of faulting. — Edinburg: Oliver and Boyd, 1951.
10. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. № 29. Pp. 167—170.
11. Marrett R., Allmendinger R. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. Vol. 12. Pp. 973—986.
12. Prokopiev A.V., Oxman V.S. Multi-phase tectonic structures in the collision zone of the Kolyma-Omolon microcontinent and the eastern margin of the North Asian craton, Northeastern Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. Pp. 65—70.

Первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (Сибирская платформа): результаты датирования ксеногенного циркона из кимберлитов трубки Манчары

А.П.СМЕЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), Е.А.БЕЛОУСОВА (Департамент наук о Земле и Планетах Университета Макквэр, Сидней, Австралия), А.И.ЗАЙЦЕВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ А.Д.ПАВЛУШИН, Н.А.ОПАРИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Получены первые данные о составе и возрасте погребенного фундамента Алданской антеклизы (юго-восточная часть Сибирской платформы) по результатам изучения геохимии редких и редкоземельных элементов, изотопного состава ксеногенного циркона из кимберлитовой трубки Манчары. Установлено, что источником ксеногенного циркона были гранитоиды фундамента возрастом 2540–34 млн.лет.

Ключевые слова: изотопия, циркон, кимберлиты, фундамент, Алданская антеклиза, Сибирская платформа.

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Белюсова Елена Алимовна, elena.belousova@mq.edu.au

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Олейников Олег Борисович

Павлушин Антон Дмитриевич

Опарин Николай Александрович, nik3256-1989@yandex.ru

The first data on composition and age of buried basement of Aldan antecline (Siberian platform): results from a xenocrystic zircon from the Manchary pipe kimberlites

A.P.SMELOV, E.A.BELOUSOVA, A.I.ZAITSEV, O.B.OLEINIKOV, A.D.PAVLUSHIN AND N.A.OPARIN

The study on trace elements and isotopic composition of the xenocrystic zircon from the Manchary pipe kimberlites provides with the first information on composition and age of buried basement of the Aldan antecline (south-eastern Siberian platform). Results suggest that the zircon derived from the 2540–34 Ma granitoid rock of the basement.

Key words: isotopy, zircon, kimberlites, basement, Aldan antecline, Siberian platform.

Сибирская платформа является одним из крупных континентальных фрагментов в современной структуре Азии. Кристаллические породы фундамента Сибирской платформы обнажаются главным образом в пределах Алдано-Станового и Анабарского щитов, а также Присаянского, Аkitканского и Оленёцкого поднятий, составляющих около 20% ее площади. Основная часть фундамента перекрыта рифейскими и фанерозойскими платформенными отложениями. В связи с этим его тектоническое районирование проводится преимущественно по региональным геофизическим данным, результатам исследования коровых ксенолитов из кимберлитов, пород фундамента из глубоких скважин и их сопоставления с таковыми обнаженных частей фундамента. В последние годы было получено много данных по изотопной систематике пород погребенного фундамента [4], позволяющих судить о его возрасте, этапах формирова-

ния и изотопной структуре, а также на основе интерпретации геофизических аномалий создать схемы тектонического и геологического строения фундамента Сибирской платформы [14, 15]. Наиболее представительная информация по породам фундамента имеется для северной части платформы, где широко развиты кимберлиты и проведены работы по глубокому бурению. Для юго-восточной его части (Алданская антеклиза) такая информация отсутствует. Первая кимберлитовая трубка Манчары на юго-востоке Сибирской платформы бала открыта геологами Государственного унитарного горно-геологического предприятия Республики Саха (Якутия) (ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология» в 2007—2008 гг. в 100 км к югу от г.Якутск и в 800 км к юго-востоку от известных кимберлитовых полей [6]. При обогащении кимберлитов и их минералогическом изучении были извлечены разнообразные цирконы, датирова-

ние которых должно позволить определить как возраст кимберлитов, так и возраст, и состав подстилающих пород. Результатам изотопного и геохимического изучения крупных цирконов посвящена данная работа.

Геологическое положение. Кимберлитовая трубка Манчары вскрыта скважинами на глубине более 100 м под юрскими терригенными толщами. Она имеет воронкообразную форму с диаметром верхней

части порядка 200 м и прослежена скважинами до глубин 150—170 м. Трубка прорывает платформенные отложения неопротерозоя и кембрия Алданской антеклизы [7]. В фундаменте Алданской антеклизы прослеживаются разновозрастные Западно-Алданский, Центрально-Алданский, Учурский и Батомский докембрийские террейны Алдано-Станового щита, разделенные коллизионными швами возрастом около 1,9 млрд.лет [15]. Предполагается, что фунда-

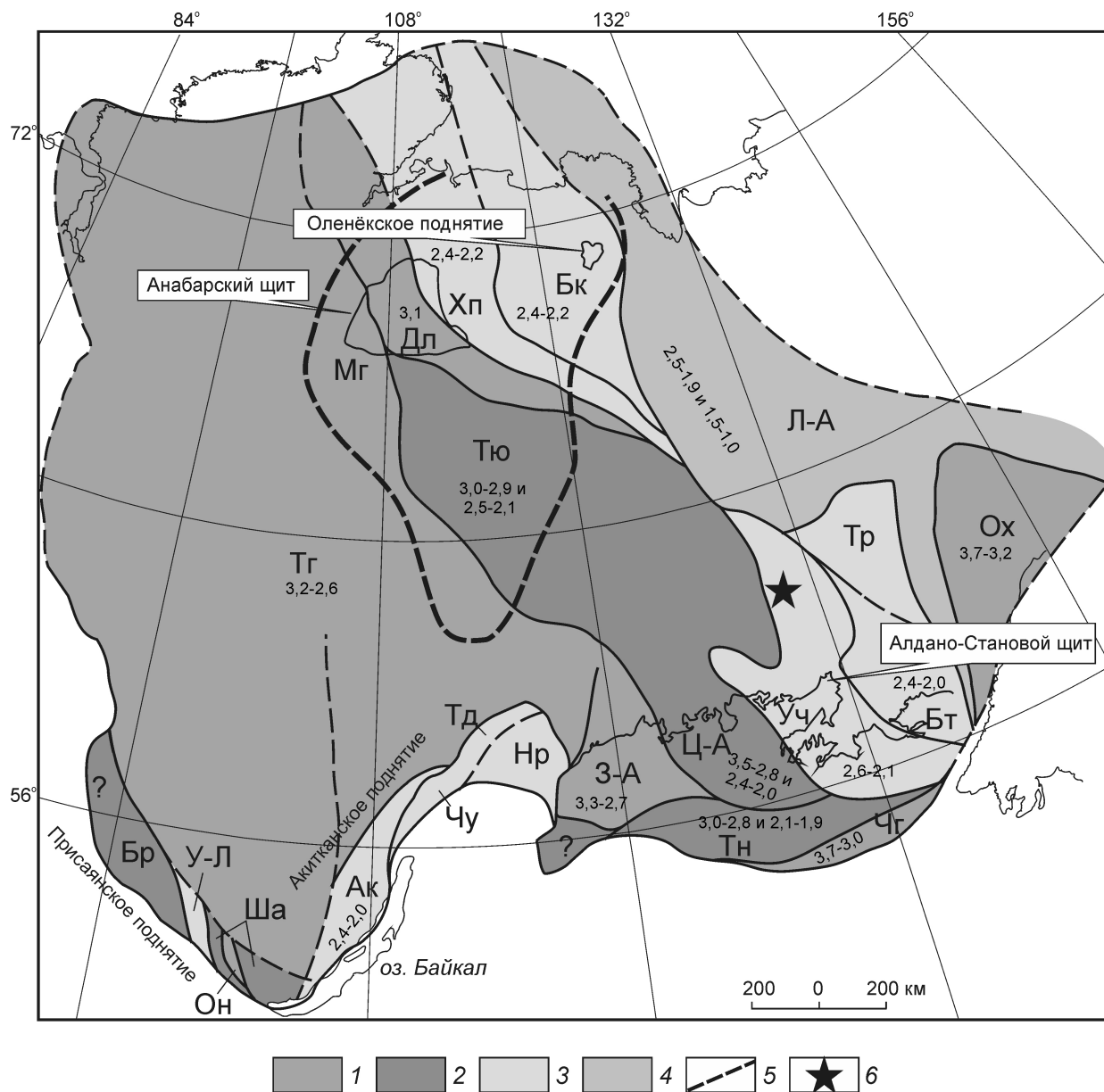


Рис. 1. Положение Якутской кимберлитовой провинции и кимберлитовой трубки Манчары на геологической схеме строения фундамента Северо-Азиатского кратона. По работе [15]:

1 — архей; 2 — архей и палеопротерозой нерасчлененные; 3 — палеопротерозой; 4 — мезопротерозой; 5 — Якутская кимберлитовая провинция; докембрийские террейны: Западно-Алданский (З—А), Центрально-Алданский (Ц—А), Учурский (Уч), Батомский (Бт), Чогарский (Чг), Тундинский (Тн), Далдынский (Дл), Хапчанский (Хп), Маганский (Мг), Аkitканский (Ак), Чуйский (Чу), Нечерский (Нр), Тонодский (Тд), Шарыжалгайский (Ша), Оnotский (Он), Урикско-Лийский (У—Л), Бирюсинский (Бр), Тунгусский (Тг), Тюнгский (Тю), Биректинский (Бк), Тырынский (Тр), Лено-Алданский (Л—А), Охотский (Ох); 6 — кимберлитовая трубка Манчары; цифры на рисунке — возраст террейнов в млрд.лет

мент под кимберлитовой трубкой Манчары сложен породами Учурского гранулит-парагнейсового террейна, обнажающегося на юге Алдано-Станового щита (рис. 1). Структурный план террейна, доступный для прямых геологических наблюдений, определяется гранитогнейсовыми куполами размером до 150–150 км в поперечнике. Ядра куполов образованы гранитогнейсами, чарнокитогнейсами и эндербитогнейсами. Парагнейсовый комплекс включает две ассоциации пород. Первая состоит из гранат-биотитовых плагиогнейсов с прослоями известково-силикатных пород, кварцитов, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов, гиперстеновых, диопсидовых и двупироксеновых плагиогнейсов. Вторая сложена гиперстеновыми, гиперстен-диопсидовыми и гиперстен-диопсид-амфиболовыми плагиогнейсами с преобладанием гиперстеновых плагиогнейсов. Среди них встречаются прослои и линзы гиперстен-амфиболовых, двупироксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев, известково-силикатных и диопсидовых пород. Отмечаются мало мощные пласты гранат-биотитовых, гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов. Степень метаморфизма отвечает условиям гранулитовой фации повышенных давлений (T 780–820 °C, P 700 МПа) [2]. Согласно Sm-Nd данным, источником парагнейсов служили породы возрастом 2,6–2,1 млрд. лет [4, 5], а возраст окончания высокотемпературного метаморфизма ориентировочно оценивается по возрасту цирконов (Pb-Pb метод) из чарнокитов массива Емеляли 2,0–1,8 млрд. лет [1].

Трубка Манчары сложена зеленовато-серой кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента серпентин-сланцистого состава и имеет возраст 358–42 млн. лет [3]. В верхних частях трубки породы в различной степени глинизированы. В кимберлитовой брекчии типично присутствие включений серпентинитов, слюдистов, слюдистых и гранатовых серпентинитов размером до 2–5 см. Порфировая структура кимберлита обусловлена вкрапленниками (макрокристаллами) серпентинизированного оливина, флогопита, пикроильменита и граната. Включения серпентинитов и макрокристаллы минералов интенсивно резорбированы. Нередко от макрокристаллов флогопита и пикроильменита остаются фрагменты, окруженные мелкозернистыми оторочками серпентин-магнетитового состава. Текстура породы на таких локальных участках похожа на автолитовую. По массовому содержанию SiO_2 20–35 и Al_2O_3 5% породы являются типичными неконтаминированными кимберлитами, а по соотношению $\text{CaO}/\text{CaO} \text{ MgO}$ к SiO_2/MgO в зависимости от степени вторичных изменений относятся к трем петрохимическим разновидностям: магнизиальные кимберлиты, кимберлиты и карбонатитовые кимберлиты [6].

Геохимия и возраст цирконов. При обогащении на алмазы 2500 кг керна кимберлитов, предоставленного

Ботубинской геологоразведочной экспедицией АК «АЛРОСА» (ОАО), был выделен алмаз [8] и попутно из тяжелой неэлектромагнитной фракции было извлечено несколько десятков цирконов различной формы, размером до 3 мм. Среди них преобладали зерна округлой формы, нетипичной для кимберлитовых цирконов. В сколах зерна прозрачные, равномерно окрашены в желтовато-дымчатый цвет и не имеют видимых включений. Для анализа химического и изотопного составов было отобрано одно крупное зерно овальной формы, поверхность которого равномерно матирована, а кристаллографические грани отсутствуют, вероятно, в результате растворения (резорбция).

Изучение кристалла катодоллюминесцентным (CL) методом показало существование первичной магматической зональности, затушеванной более поздними метаморфическими и (или) метасоматическими процессами и характеризующейся пятнистым распределением светлых и темных CL доменов (рис. 2). Реликты первичной магматической зональности выглядят как осцилляционная зональность в частях зерна.

Результаты анализа содержания редких, редкоземельных элементов и изотопного состава U, Th и Pb в двух в контрастных CL зонах циркона: 1 — в более яркой центральной зоне зерна и 2 — в дискретной темной области на его периферии (см. рис. 2) представлены в таблицах 1 и 2.

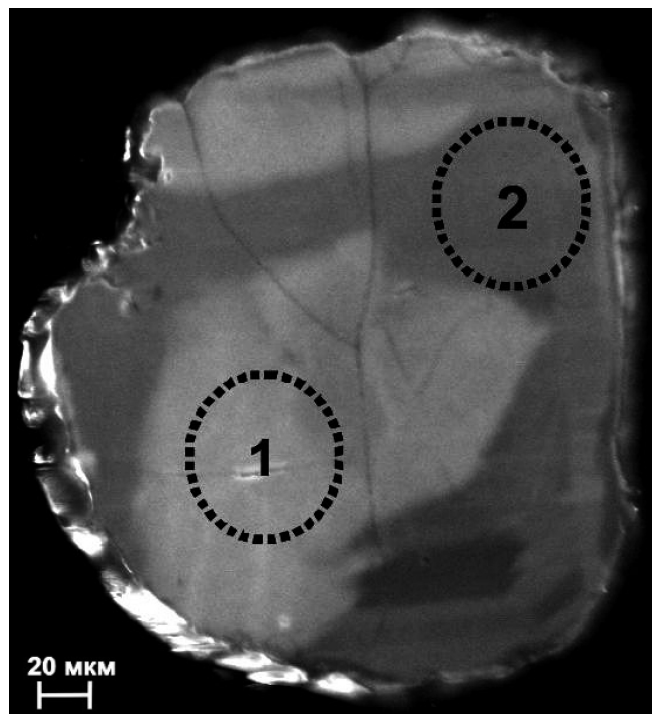


Рис. 2. Картина катодоллюминесценции циркона из кимберлитовой трубки Манчары. Выполнена в режиме ЕНТ 20 kV, Signal A Cl, WD 19,0 mm:

1 и 2 — точки определения состава циркона, соответствуют номерам анализов в таблицах 1 и 2

1. Микроэлементный состав циркона, в г/т

Элементы	Центр зерна (1)	Край зерна (2)
P	170	148
Ca	75	74
Ti	6,1	2,8
Y	548	504
Nb	2,7	2,5
La	0,004	0,003
Ce	13,7	11,9
Pr	0,028	0,022
Nd	0,61	0,51
Sm	1,98	1,53
Eu	0,74	0,69
Gd	10,7	9,8
Tb	3,5	3,1
Dy	43,5	40,9
Ho	17,2	15,8
Er	83,4	76,8
Tm	20,2	18,4
Yb	214	198
Lu	41,7	38,3
Hf	11 480	11 512
Ta	0,75	0,67
Th	55,5	44,6
U	112	93,8

Примечание. Анализы выполнены методом лазерной абляции на приборе Agilent 7700 ICP-MS в Университете Макквэр, Австралия, Е.А.Белоусовой.

Состав редких элементов (см. табл. 1) показывает, что циркон характеризуется более высокими содержаниями REE, Y, Nb, Ta, U, Th, чем типичные кимберлитовые цирконы [10, 11]. Спектр распределения нормализованных к хондриту редкоземельных элементов в цирконе по зонам роста показывает, что они имеют

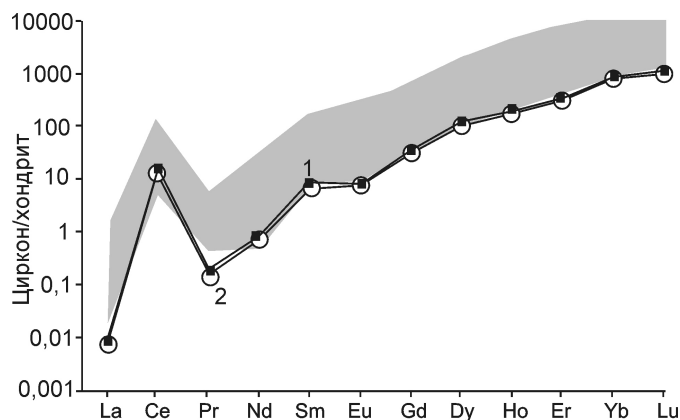


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в цирконе, нормированных по хондриту [12]:

серое поле — спектр распределения редкоземельных элементов в плагиогранитах по работе [11]

близкие значения (рис. 3), характерные для пород гранитоидного состава [11]. Расчеты температуры кристаллизации циркона по Ti-термометру [16] дают значения 700 С для центральной части зерна и 640 С для краевой и свидетельствуют о высокотемпературной природе материнских пород. Принадлежность ксеногенного циркона к гранитоидам также подтверждается соотношениями $Y—Yb/Sm$ 108,05—129,28, $Y—Nb/Ta$ 3,58—3,69, $Hf—Y$ 547,39—503,66 и $Nb—Ta$ 0,75—0,67 [11]. На рис. 4 точки изотопного состава изученного циркона (см. табл. 2) образуют дискордию (оба анализа дискордантны примерно на 5%). Верхнее пересечение с конкордией соответствует возрасту 2540 34 млн.лет, а средневзвешенный возраст по двум точкам соответствует 2540 46 млн.лет.

В заключение следует отметить, что, несомненно, результатов изучения одного ксеногенного зерна из кимберлитов трубки Манчары не достаточно для того, чтобы однозначно судить о вещественном составе и возрасте кристаллического фундамента Алданской антеклизы под новым кимберлитовым полем [7]. Однако, несмотря на отсутствие статистики, геохимические и изотопные данные по циркону позволяют предполагать, что в составе фундамента существенная роль принадлежит породам гранитоид-

2. Результаты LAM-ICPMS U-Pb изотопных исследований циркона из кимберлитовой трубки Манчары

Номера анализов	Скорректированный возраст, млн.лет*				Скорректированные изотопные отношения**				
	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	U ²³⁸ /Th ²³²
1	2549 32	2497 17	2433 25	2553 75	0,16914	10,69516	0,45861	0,13462	2,1
2	2529 34	2485 18	2431 25	2469 79	0,16713	10,55634	0,45813	0,1299	2,18

Примечание. * — U-Pb метод датирования по работе [13] на приборе LAM-ICPMS в Университете Макквэр, Австралия Е.А.Белоусовой; ** — коррекция на общий Pb по методу, приведенному в работе [9].

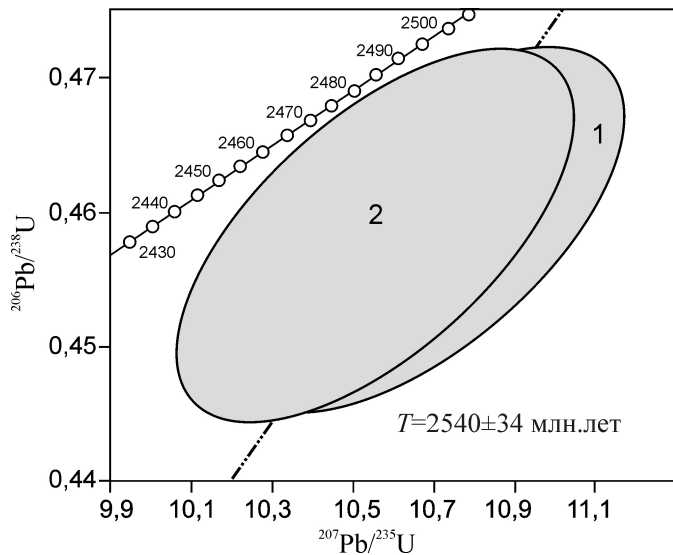


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из кимберлитовой трубки Манчары:

номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 2 и на рис. 2

ного состава возрастом 2540 ± 34 млн.лет, подвергшимся процессам метаморфизма и (или) метасоматоза. Данное значение изотопного возраста циркона не выходит за пределы возрастного интервала (2,6—2,1 млрд.лет), полученного ранее для Учурского гранулит-парагнейсового террейна [5], и подтверждает результаты интерпретации геофизических данных по геологическому строению погребенной части фундамента юго-восточной части Сибирской платформы [15].

Работа выполнена в рамках соглашения между Институтом геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (Россия) и Школой наук о жизни и окружающей среде при Университете Ньюкасл (Австралия) (учетный номер НТИМИ 0401/01/11) и по проекту НИР СО РАН № VII.58.1.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69—81.
2. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
3. Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 51—60.
4. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394—408.
5. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алданостановой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81—104.
6. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А. и др. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. № 1. С. 153—159.
7. Смелов А.П., Прокопьев А.В., Олейников О.Б. и др. Перспективы алмазности Алданской антеклизы: результаты анализа геолого-геофизических данных // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 3—11.
8. Смелов А.П., Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Толстов А.В. Алмазная «ласточка» Манчары // Наука из первых рук. № 3 (45). 2012. С. 20—25.
9. Andersen T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. Vol. 192. Pp. 59—79.
10. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons // Mineralogical Magazine. 1998. Vol. 62. Pp. 355—366.
11. Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Miner. and Petrol. 2002. Vol. 143. Pp. 602—622.
12. Boyton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Henderson P. Ed. — Amsterdam: Elsevier, 1984. Pp. 63—114.
13. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. Vol. 211. Pp. 47—69.
14. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment / Condie, K.C., ed., Archean crustal evolution: Amsterdam, Elsevier, 1994. Pp. 411—459.
15. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. Pp. 279—288.
16. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. and Petrol. 2006. Vol. 151. Pp. 413—433.

Алмазоносные юрские отложения северо-востока Сибирской платформы

С.А.ГРАХАНОВ, А.П.СМЕЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д.39), Б.С.ПОМАЗАНСКИЙ (Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ОАО) (НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО); 678170, г. Мирный, ул. Чернышевского, д.7), К.Н.ЕГОРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Установлены алмазы на северо-востоке Сибирской платформы в юрских отложениях. Уровень алмазоносности юрских отложений невысокий, но они слагают значительные площади. Алмазы встречены в базальных горизонтах ранней и поздней юры, из которых впервые была собрана и изучена представительная коллекция алмазов и минералов-спутников. Показано, что алмазы из юрских отложений по своим типоморфным особенностям идентичны кристаллам из карнийских туффитов северной части платформы.

Ключевые слова: Сибирская платформа, россыпи, алмазы, юра.

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Помазанский Богдан Степанович, pomazanskiyBS@alrosa.ru

Егоров Константин Николаевич, egorov@crust.irk.ru

Jurassic diamondiferous deposits of the north-eastern Siberian platform

S.A.GRAKHANOV, A.P.SMELOV, B.S.POMAZANSKY, K.N.EGOROV

Diamonds are identified in Jurassic deposits in the north-eastern Siberian platform. Degree of diamond content of Jurassic deposits is low, but they occur in large areas. Diamonds are found in Early and Late Jurassic basal formations. Representative collection of diamonds and accessory minerals was formed from these deposits and studied for the first time. It is shown that, diamonds from Jurassic deposits regarding their typomorphic features are identical to crystals from Carnian tuffites in the eastern part of the platform.

Key words: Siberian platform, placers, diamonds, Jurassic.

На северо-востоке Сибирской платформы алмазы установлены в базальных горизонтах карбона, перми, триаса, юры, мела, неогена и в полигенных четвертичных отложениях (рис. 1). Наиболее детально алмазоносность и типоморфизм минералов-спутников изучены в породах карбона, триаса и кайнозойских отложениях [1, 2, 3, 6]. Уровень алмазоносности юрских отложений невысокий, и информация по ним была крайне скудная, несмотря на то, что эти отложения имеют широкое площадное распространение. В 2011 г. геологи ОАО «Нижне-Ленское» В.И.Павлов и С.И.Этигасов опробовали базальные отложения чымарской свиты в бассейнах рек Булгунняхтах (левый приток р.Чымара), Уджа и Куойка. В результате впервые были собраны представительные коллекции алмазов и минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) (С.А.Граханов и др., 2013). Сравнительное изучение химического состава минералов-индикаторов кимберлитов и кристалломорфологии алмазов из них с известными алмазоносными породами (кимберлиты, туффиты и др.) этой части платформы должно способствовать определению природы коренных источников алмазов для юрских терригенных отложений. Решению данной проблемы посвящена настоящая работа.

Алмазоносные породы ранней юры выделены в базальном горизонте чымарской свиты, развитой в западной части Лено-Анабарской субпровинции (см. рис. 1, ПП9, ПП10, ПЭ39 и ПЭ40), и ее аналоге мотрочунской свите, закартированной на востоке.

Чымарская свита (J_{1st}) распространена в бассейне рек Булгунняхтах, Чымара, Уджа, а также в верховье рек Куойка, Беенчима и Бур. Стратотипические разрезы свиты описаны на р.Чымара (левый приток р.Уджа) [5, 12], где она трансгрессивно с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на вендских, палеозойских, триасовых образованиях и трансгрессивно перекрывается отложениями буолкалахской свиты (поздняя юра). Разрез чамарской свиты характеризуется фациальной изменчивостью: ее нижняя часть сложена алевролитами, а верхняя — песчаниками. По всему разрезу в подчиненном количестве присутствуют прослои аргиллитов, глин, известняков, песков, гравелитов и конгломератов, отмечаются конкреционные горизонты известковистых песчаников, алевролитов, конкреции известняков и сидерита, стяжения пирита и обломки древесины. В основании свиты почти повсеместно прослеживаются базальные конгломераты, мощность от 0,5 до 2 м. Общая мощность свиты 40—70 м. Нижнеюрский воз-

раст свиты, определен по двустворчатым моллюскам и аммонитам [5, 12].

В верховье р. Куойка базальные отложения чымарской свиты (см. рис. 1, ПЭ39, ПЭ40) залегают на пермских среднезернистых светло-серых полимиктовых песчаниках, в кровле которых установлена доюрская кора выветривания мощностью 1,2 м, которая представлена рыхлыми песками темно-зеленого, на контакте с базальными образованиями юры краснова-

то-коричневого цвета, содержащая мелкую гальку и прослой углей (до 0,5 см). Базальные конгломераты среднегалечные коричневатого цвета, слабцементированные, участками рыхлые. Доминирует галька размером от 1—2 до 5—6 см, в среднем 3—5 см. Крупная галька и валуны встречаются редко. Их окатанность средняя, значительная часть обломочного материала угловато-округлой формы. Повсеместно встречаются раковины двустворок. Мощность слоя конгломератов 0,5 м.

На левом берегу р. Уджа базальные конгломераты чымарской свиты со стратиграфическим несогласием залегают на коре выветривания или темно-бурых песчаниках томторской свиты (венд) (см. рис. 1, ПП10) и имеют мощность 0,8 м. Кора выветривания представлена желтовато-светло-серыми глинисто-песчаными отложениями. Конгломераты средне-крупногалечные (60—70%) с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами. Размер обломочного материала от 1—2 до 20—30 см, в среднем 5—7 см, нередко встречаются глыбы размером до 0,5 м. Галька размером до 3—5 см округлой формы, крупная галька и валуны уплощенные, но среди них встречаются валуны округлой формы. Цемент представлен мелкозернистым песчаником светло-серого или светло-бурого цветов. В верхней части базального горизонта встречаются гастроподы размером от 1 до 3 см, в нижней части — раковины хорошей сохранности и фрагменты двустворчатых моллюсков рода *Harpax* — *H. laevigatus* и *H. spinosus* и остатки окаменелой древесины.

В бассейне р. Булгунняхтах (левый приток р. Чымара) базальные отложения чымарской свиты (см. рис. 1, ПП9) залегают на туфогенно-осадочных породах правобоярской свиты (ранний триас) и сложены среднегалечными конгломератами. Грубообло-

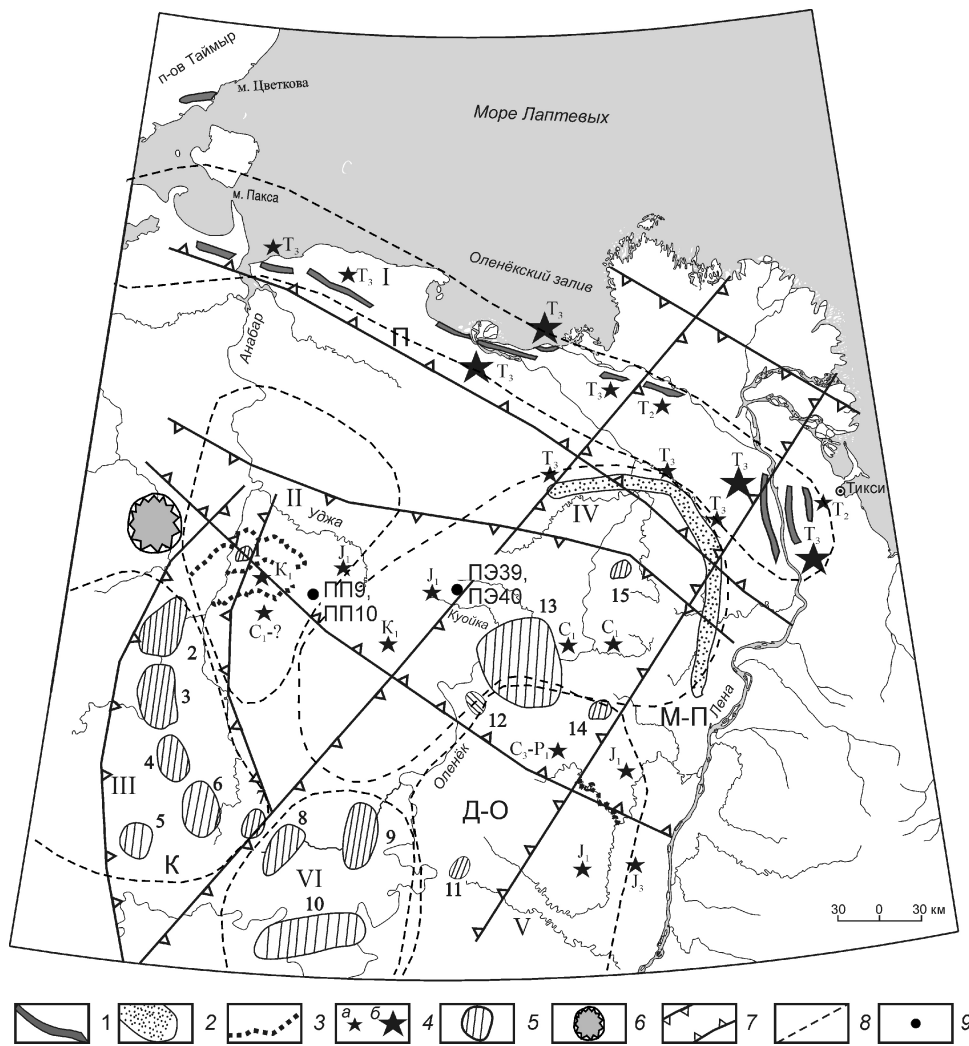


Рис. 1. Районирование Лено-Анабарской алмазносной субпровинции:

1 — выходы алмазносных пород карнийского яруса; 2 — потенциально-промышленные рэпские россыпи; 3 — промышленные четвертичные россыпи; 4 — находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах: а — низкие содержания, б — высокие и ураганные; 5 — кимберлитовые поля (1 — Анабарское, 2 — Староречинское, 3 — Ары-Мастахское, 4 — Дюкенское, 5 — Биригиндинское, 6 — Куранахское, 7 — Лучаканское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Чомурдахское, 11 — Огонер-Юряхское, 12 — Мерчимденское, 13 — Куойкско-Молодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское); 6 — Попигайская астроблема; 7 — минерагенические зоны: (Д-О — Далдыно-Оленёкская, К — Куонамская, М-П — Молодо-Попигайская, П — Приморская); 8 — алмазносные районы: I — Приморский, II — Анабарский, III — Куонамский, IV — Нижне-Оленёкский, V — Приленский, VI — Средне-Оленёкский; ПП9, ПП10, ПЭ39 и ПЭ40 — точки наблюдения

мочный материал (до 70%) представлен хорошо окатанной галькой и мелкими валунами. Средняя и мелкая галька имеет округлую форму, крупная галька и валуны — уплощенную. Верхняя часть горизонта (1—1,2 м) находится в рыхлом состоянии, нижняя (30—40 см) в литифицированном. Цемент представлен мелкозернистыми песчаниками светло-серого цвета. По всему базальному горизонту встречаются раковины или фрагменты двусторчатых моллюсков рода *Narpa* и остатки окаменелой древесины. Мощность базального горизонта 1,3 м.

Мощность рассматриваемых конгломератов чымарской свиты увеличивается с востока на запад: 0,5—0,8 м в бассейне рек Куойка и Уджа, 1,3—1,5 м в бассейне р.Булгунняхтах. В верховье р.Куойка значительная часть конгломератов находится в рыхлом или слаболитифицированном состоянии, а в бассейне рек Уджа и Булгунняхтах преобладают литифицированные разности.

Петрографическое изучение галечного материала конгломератов (400 образцов) из четырех разрезов юрских пород (табл. 1) показало, что состав обломочного материала везде практически идентичен, однако наблюдаются различия в процентном соотношении магматических разностей. В верховье р.Куойка (руч.Кусаган-Хаялах) доминируют средние породы, на р.Уджа — кислые, а в бассейне р.Булгунняхтах — основные (см. табл. 1). Среди магматических разностей пород выделяются андезитовые и базальтовые порфириты, трахиандезиты, гиалобазальты, долериты, гранодиориты, диоритовые порфириты, гранит-порфиры. В юрских конгломератах бассейна р.Уджа встречаются щелочные сиениты. В туффитах и туфах пирокластический материал представлен преимущественно литокластами базальтовых порфиритов с афанитовой, витрофировой и гиалопилитовой структурами.

Базальные отложения чымарской свиты характеризуются пироксен-магнетит-лимонитовой минералогической ассоциацией, с ильменитом, алмандином, хлоритом и лейкоксеном. Состав легкой фракции классический для прибрежно-морских образований: доминируют кварц, плагиоклаз и карбонат. В базальных отложениях чымарской свиты установлены пиропы (от 3 до

13 зн/20 л), пикроильмениты (от 0 до 61 зн/20 л) и хромшпинелиды (от 0 до 64 зн/20 л). Преобладают мелкие пиропы (0,5 мм — 64 и 1 0,5 мм — 26%). Крупные пиропы (2 1 мм — 9 и 4 2 мм — 1%) встречаются редко. Сохранность зерен низкая (III—IV класса), они идеально окатаны. Значительная часть зерен колотые (75%), целые зерна составляют не более 15%, осколки около 10%. По цветовой гамме преобладают (в %) лиловые (37—84) и красные (15—54) разности, оранжевых 12. Зерна трещиноватые и с включениями встречаются редко. Также редко встречаются зерна с кубоидным (5%) и пирамидально-черепитчатым типом (до 5%) коррозии. По соотношению Cr_2O_3 —CaO среди пиропов преобладают гранаты лерцолитового парагенезиса, реже встречаются пиропы дунит-гарцбургитового и эклогитового парагенезисов. Содержание пиропов алмазной ассоциации крайне низкое. В целом, по химическому составу пиропы чымарской свиты очень близки к таковым карнийских, рэтских и четвертичных россыпей, но отличаются меньшим количеством неустойчивых в гипергенных условиях гранатов эклогитового парагенезиса (рис. 2). Среди лерцолитовых пиропов присутствуют гранаты аномального состава, характерные для кимберлитов мезозойского возраста Куойкско-Молодинского поля [8]. Пикроильмениты преимущественно мелкого класса размерностью: 1 мм — 5—6, 1 0,5 мм — 55 и 0,5 мм — 39%. В бассейнах рек Уджа и Чымара доминируют окатанные зерна (III—IV класс — 75—99%), напротив, в бассейне р.Куойка преобладают зерна хорошей сохранности, составляя 54—88%. Таким образом, отмечается четкий тренд увеличения неокатанного пикроильменита в сторону Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны, где в Куойкско-Молодинском поле установлены кимберлитовые тела средне-позднетриасового возраста (см. рис. 1), в т.ч. и алмазоносные, из которых часть минералов-индикаторов кимберлитов могла поступать в юрские осадки.

Хромшпинелиды имеют мелкие размеры (0,5 мм — 82, 1 0,5 мм — 18%). Основная масса зерен октаэдрического габитуса (октаэдры — 81 и вицинального строения — 6%), зерна неопределенной формы составляют 13%. Химический состав хромшпинелидов из чымаринской свиты в бассейне р.Уджа довольно

1. Петрографический состав грубообломочного материала базального горизонта плинсбахского яруса северо-востока Сибирской платформы, %

Место отбора, точка наблюдения	Магматические породы			Туфы, туффиты	Кварцево-кремнистые породы	Осадочные породы
	кислые	средние	основные			
р.Булгунняхтах, ПП9	0	14	44	8	7	27
р.Уджа, ПП10	23	14	6	9	5	43
р.Куойка, ПЭ39	13	0	0	0	9	78
р.Куойка, ПЭ40	4	41	2	13	17	23

пестрый [1], там помимо кимберлитовых разностей фиксируются таковые из щелочно-ультраосновных пород массива Томтор.

Алмазы. До недавнего времени все представления об алмазоносности свиты базировались на единичных находках алмазов. При опробовании базальных отложений чымарской свиты в бассейне рек Булгунняхтах (ПП9), Уджа (ПП10) и Куойка (ПЭ39, ПЭ40), проведенном ОАО «Нижне-Ленское» (см. рис. 1), извлечены 46 кристаллов общим весом 266,2 мг: участ-ки Куойка — 35, Булгунняхтах — 9 и Уджа — 2 шт. (С.А. Граханов и др., 2013). Общий объем опробования составил 43 м³ в рыхлой массе или 30,6 м³ в плотном теле. Установлено, что уровень алмазоносности базального горизонта юрских отложений низкий: от 0,17 на р.Куойка до 0,004 кар/м³ на р.Уджа. Среднее содержание на весь объем опробования — 0,04 кар/м³. Очевидно, что в бассейне р.Куойка содержание алмазов выше. Средний вес алмазов 5,8 мг. В количественном отно-

шении преобладают алмазы класса 2 1 мм (37%), а по массе — класса 4 2 мм (44%). Мелкие кристаллы класса 1 0,2 мм по количеству составляют 54%. Средний вес алмазов (в мг): класса 4 2 мм — 32,2, класса 2 1 мм — 7 и класса 1 0,2 мм — 0,7. Среди алмазов доминируют индивиды I разновидности [9] — 86,9, в т.ч. 21,1 ламинарных и 57,9% типично округлых разновидностей, а так же 10,5% кристаллов «эбеляхского» типа (V–VII разновидности) (табл. 2). Среди алмазов I разновидности ламинарные индивиды присутствуют в классах 2 1 и 0,5 0,2 мм. Они представлены единичными бесцветными исключительно октаэдрическими кристаллами с притупленными гранями, с тригональными слоями роста, с занозистой штриховкой и полицентрически растущими гранями, различной сохранности, имеющими сине-голубую и розово-сиреневую фотолуминесценцию. Округлые алмазы чаще представлены скрытослоистыми додекаэдроидами и кристаллами со сноповидно-занозистой штриховкой, ха-

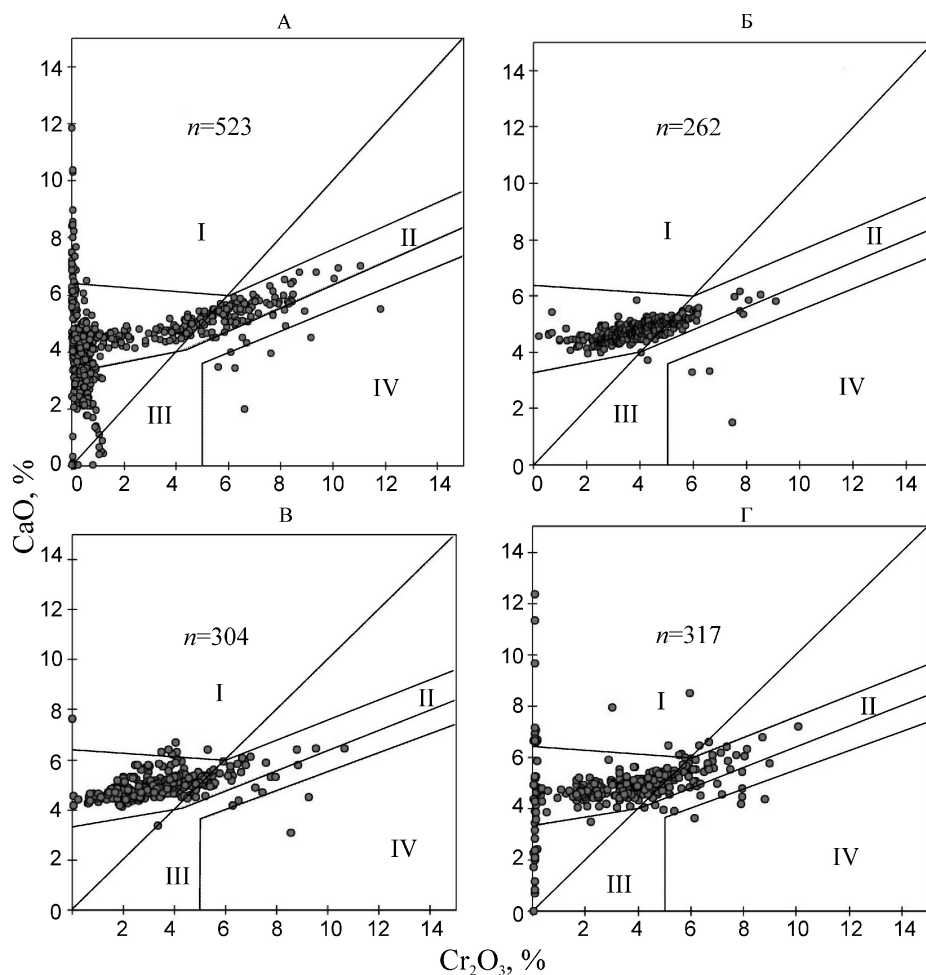


Рис. 2. Парагенетическая дискриминационная диаграмма Cr_2O_3 — CaO [10] для пиропов из базальных отложений мезозойских отложений:

А — туфогенные породы карнийского яруса, дельта р.Лена [3]; Б — конгломераты рэтского яруса, бассейн р.Келимяр [2]; В — конгломераты нижней юры, бассейн р.Куойка [8]; Г — современный аллювий р.Эбелях [11]; поля гранатов: I — верлитового, II — лерцолитового, III — дунит-гарцбургитового, IV — алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезисов

2. Типоморфные особенности целых кристаллов алмазов из кимберлитовых тел, древних и современных россыпей Лено-Анабарской субпровинции

Кимберлитовые поля, трубки, россыпи, возраст	Разновидности алмазов [8], %									
	I				II	III	IV	V VII		VIII
	Ламинарные	Округлые						Эбеляхского типа		
Уральского типа		Жильного типа	Сумма							
<i>Кимберлитовые поля, трубки [6]</i>										
Западно-Укукитское, Русловая, D ₃ —C ₁	68,3	7,3	9,3	16,6	0	0	0,5	0	5,2	
Куранахское, Малокуонапская, T ₂₋₃	64	4,8	9,6	14,4	2	0	0	0	0,4	
Куойкское, Дьянга, T ₂₋₃	20,6	0,3	53,8	54,1	3,3	0	2,5	0	0	
<i>Верхнепалеозойские россыпи [6]</i>										
Конгломераты карбона, C ₁	75,9	6,9	4,3	11,2	0,5	0	9,7	0	0	
<i>Средние значения для мезозойских и неогеновых алмазоносных пород [1, 2, 3, 6]</i>										
Туффиты карния, T _{3k}	18,7	47,1	6,6	53,6	2,3	0	1,4	21,9	0	
Конгломераты рэта, T _{3r}	22,4	24,7	8,2	32,9	6,3	0	2,3	19,1	0	
Конгломераты ранней юры, J _{1st}	21,1	50,0	7,9	57,9	2,6	0	0	10,5	0	
Конгломераты поздней юры, J _{3sp}	27,2	20,4	11,4	31,8	2,3	0	2,3	13,6	0	
Меловые карстовые воронки, K ₁	19,1	15,6	12	27,6	2,8	0,7	0,7	35,5	2,1	
Неогеновые карстовые воронки, N ₂	21,2	10	15,7	25,7	2,2	0,2	0	41,6	0,5	
<i>Четвертичные россыпи [1]</i>										
Современный аллювий р.Эбелях, Q _H	14,1	16,2	20,3	36,5	3,6	0,2	0,5	30,9	0,2	

Примечание. Процентные соотношения целых кристаллов определены по отношению ко всей совокупности кристаллов в породе, включая обломки неясной формы.

рактирующимися различной степенью сохранности и фотолюминесценции. Алмазы с шагренью и полосами пластической деформации являются дымчато-коричневыми обломками с желто-зеленой и сине-голубой фотолюминесценцией. Среди камней I разновидности наиболее часто встречаются «целые незначительно обломанные» индивиды, менее «обломанные расколотые». Обломки составляют 32% от общего количества. На поврежденных кристаллах резко преобладает механический скол 40%. Только в классе 1 0,5 мм количество механических и протоматматических сколов равно. Около половины изученных алмазов трещиноваты: преобладают единичные поверхностные и глубокие трещины. Общее содержание кристаллов с признаками природного травления 48%. Наиболее часто на алмазах встречаются шрамы, реже полосы пластической деформации. На единичных кристаллах наблюдается коррозия, матировка и каверны. Количество двойников и сростков невелико. Все они представлены шпинелевыми двойниками. Подавляющая масса кристаллов прозрачна. Кристаллы кате-

гории «весьма прозрачные» составляют 16%. Большая их часть скрытослоистые додекаэдриды класса 0,5 0,2 мм. Доля полупрозрачных камней 12, окрашенных 28%. Среди окрашенных кристаллов цвета морской волны 12%. Это целые кристаллы, два из которых скрытослоистые додекаэдриды и один додекаэдрид с блоковой скульптурой. Также встречаются дымчато-коричневые (додекаэдриды с шагренью и полосами пластической деформации) и единичные кристаллы с серой и желто-зеленой (тетрагексаэдрид) окрасками. На одном целом скрытослоистом додекаэдриде наблюдается зеленое пятно пигментации. Алмазов с включениями — 40%. Распределение алмазов по цвету фотолюминесценции в УФ-излучении (азотный лазер АИЛ-3, 337нм.) показывает незначительное преобладание (в %): кристаллы с сине-голубым свечением 44, меньше кристаллов с розово-сиреневой 36 и желто-зеленой 16 люминесценцией.

Алмазы V разновидности представлены серыми, трещиноватыми, забитыми графитом полупрозрачными ромбододекаэдрами различной сохранности,

несветящимися или имеющими слабо-розовую фотолюминесценцию. Алмаз VII разновидности — целый прозрачный незакономерный сросток с групповым графитом и розово-сиреневой фотолюминесценцией. Механический износ на изученных кристаллах не зафиксирован.

Из базальных отложений чымарской свиты р.Булгунняхтах изучено 9 алмазов: 8 кристаллов I разновидности и кристалл — II разновидности (С.А.Граханов и др., 2013). Последний — целый желтый полупрозрачный додекаэдроид класса 1 0,5 мм с желто-зеленой фотолюминесценцией.

Таким образом, повышенное количество мелких ламинарных кристаллов и пониженное «эбеляхского» типа, скорее всего, свидетельствует о том, что в юрский бассейн, по крайней мере, в бассейне р.Куойка, часть алмазов и минералов-индикаторов кимберлитов поступала из расположенных рядом слабопродуктивных тел (типа Дьянга) Куойкско-Молодинского поля (см. табл. 2). По типам первоисточников в базальных отложениях чымарской свиты доминируют округлые алмазы уральского типа, преобладание которых также характерно для убогоалмазоносных кимберлитовых тел [6]. Кроме того, алмазы I разновидности рек Куойка и Уджа классов 4 I и 1 0,2 мм существенно различаются по концентрации азота, среди мелких кристаллов заметно больше мало- и среднеазотистых кристаллов, а более крупные — обычно высокоазотистые. Это, возможно, связано с тем, что в данной коллекции из класса 4 2 мм извлечено 4 кристалла, 2 из которых оказались высокоазотистыми индивидами V разновидности. Алмазы II разновидности имеют малые концентрации азота, преимущественно в A-форме. Все изученные кристаллы V и алмаз VII разновидностей р.Куойка — это обогащенные азотом (1210—1950 ppm) алмазы с пластинчатыми B2-образованиями малых размеров (усредненное положение максимума 1375 см⁻¹).

Сравнение характеристик алмазов из верхнетриасовых и нижнеюрских отложений (см. табл. 2) свидетельствует о том, что они близки по низкой доле ламинарных и доминированию округлых камней I разновидности. Тем не менее, среди алмазов из верхнетриасовых отложений устойчиво выше содержание темных алмазов «эбеляхского» типа, наблюдается преобладание алмазов с розово-сиреневой фотолюминесценцией. Для алмазов из более молодых отложений Эбеляхской площади (см. табл. 2), в целом, характерно повышенное содержание индивидов «эбеляхского» типа и постоянное присутствие (8% и выше) алмазов с износом истирания. Однако чаще всего это объясняется крупностью кристаллов, так как кристаллы V и VII разновидностей имеют повышенный средний вес по сравнению с камнями I разновидности [6], а как было установлено выше, в изученной коллекции доминируют мелкие классы. Рас-

пределения выборок из разновозрастных отложений по суммарному содержанию примеси азота обнаруживают значительные вариации, но в целом они близки как по содержанию групп низко и высокоазотных алмазов, так и по преобладанию кристаллов с невысокой (в среднем 30%) степенью агрегации этой примеси.

Моторчунская свита (J₁mt) развита в восточной части Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции в бассейнах рек Молодо, Сянгюде, Моторчуна и Муна. Отложения свиты со стратиграфическим разрывом залегают на различных горизонтах кембрийских пород и представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями и линзами темно-серых известняков, аргиллитов, песчаников, конгломератов, гравелитов и галечников. По преобладанию литологических разностей отложения свиты разделены на две толщи: нижнюю — песчано-алевролитовую и верхнюю — алевролитовую. Общая мощность свиты до 130—140 м.

Базальный горизонт свиты сложен песками, песчаниками, галечниками и конгломератами. В песчаниках и песках отмечаются рассеянные гравий и галька кремней, песчаников, известняков и окремненных известняков. В галечниках и конгломератах гравий и галька как правило хорошо окатаны. Представлены они известняками, окремненными известняками, кремнями, реже кварцем и кварцитами. Кроме того, в базальном горизонте свиты в большом количестве встречаются обломки обуглившейся и минерализованной древесины, нередко зернистые скопления и кристаллы пирита и марказита, местами линзы бурого угля 1—5 см.

Тяжелая фракция по результатам количественного минералогического анализа состоит (в %): из сульфидов 74, ильменита 15, магнетита 5, альмандина 2, хромита 1, рутила 1, эпидота 1 и циркона 1. В единичных знаках присутствуют турмалин, ставролит, дисфен, моноклинный пироксен, гроссуляр, сфен.

Минералы-индикаторы кимберлитов в базальных отложениях моторчунской свиты установлены в малых концентрациях (В.Ф.Кривонос и др., 1965; А.П.Куракулов и др., 1980; Б.И.Прокопчук и др., 1962; И.П.Попов и др., 2002). Наиболее часто встречаются пикроильмениты, пиропы и реже хромшпинелиды. Основная часть минералов-индикаторов кимберлита сильно окатана.

Алмазоносность базальных конгломератов и галечников установлена в бассейнах рек Сянгюде и Молодо (Б.И.Прокопчук, 1962; В.Ф.Кривонос и др., 1963, 1965). Повышенная алмазоносность характерна для устьевой части р.Барка (левый приток р.Молодо) 0,16—0,30 кар/м³, долины р.Тит-Юряге 0,18 кар/м³. В долине р.Сянгюде повышенной алмазоносностью выделяется отрезок долины между устьями рек Кисилике и Кюскюрджан, где продуктивность базального горизонта моторчунской свиты достигает 0,20

кар/м³ (Б.И.Прокопчук и др., 1963). Кристалломорфологические особенности алмазов из моторчунской свиты не изучены.

Алмазоносные породы поздней юры (волжский-титонский ярус) установлены в основании буолкалахской (Анабарский, Нижне-Оленёкский алмазоносные районы) и чонокской свит (Приленский район).

Буолкалахская свита (J_{3bl}) в Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции образует обширные поля в бассейне рек Бур, Буолкалах и Уджа. Стратотип свиты расположен на р.Буолкалах, опорные разрезы свиты изучены по обнажениям в междуречье Маят—Булгунняхтах—Хадыга (В.И.Охлопков и др., 1987). На Лено-Оленёкском междуречье отложения свиты со стратиграфическим несогласием залегают на станюряхской и чекуровской свитах. В бассейне р.Келимяр свита состоит из нижней и верхней пачек. Нижняя пачка сложена аргиллитами с базальными конгломератами в основании, верхняя — алевролитами с сидеритовыми и известково-глинистыми стяжениями. На Анабаро-Оленёкском междуречье свита трансгрессивно с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложения чымарской свиты, реже на кембрийских, пермских и нижнетриасовых породах. Свита сложена прибрежно-морскими отложениями: ритмично переслаивающимися алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами аргиллитов, гравелитов, конгломератов, глин и известняков. В основании свиты фиксируются конгломератами. Нижняя часть разреза свиты разреза охарактеризована волжскими (титонскими) формами [7, 12].

Базальные конгломераты мелкосреднегалечные. Размер галек от 1 до 6 см, крупные гальки 6—10 см и валуны 0,1—0,4 м встречаются редко до 5—10%. Галечный материал хорошо окатан, крупный галечный материал имеет уплощенную форму, мелкие — округлую. Состав галек довольно пестрый (в %): преобладают кремнистые породы до 50, известняки до 10, кварциты до 10, халцедон до 10 и песчаники до 10, реже присутствуют базальты, трахидолериты, граниты, туфы, сиениты и порфириды. Крупные гальки и валуны в основном представлены базальтами и кварцитовидными песчаниками. Цемент конгломератов песчаный. Мощность конгломератов от 0,2 до 1,2 м, иногда до 5 м.

В пределах Лено-Оленёкского междуречья достоверных сведений о находках алмазов и минералов-спутников алмазов в базальных отложениях буолкалахской свиты нет. На Анабаро-Оленёкском междуречье базальные отложения свиты характеризуются низкой алмазоносностью, установленной геологами НИИГА (г.Ленинград). Первый алмаз весом 4,4 мг был найден в конгломератах буолкалахской свиты на правом притоке р.Уджа р.Билир (Ф.Ф.Ильин и др., 1962). Объем опробования составил 104 м³. Позже, при отборе пробы объемом 5,8 м³ из конгломератов буолкалахской свиты в бассейне

р.Чымара, был найден алмаз весом 6,9 мг (И.А.Бухмиллер и др., 1969).

Чонокская свита (J_{3cn}) развита на левобережье р.Лена, стратотип свиты расположен на мысе Чонок. Свита с размывом и значительным перерывом залегают на отложениях беликанской свиты, отвечающей келловею, оксфорду и кимериджу. Сложена морскими песчано-глинистыми отложениями. Нижняя часть свиты представлена равномерно чередующимися алевролитами и песками, содержащими прослой и одиночные стяжения песчаников размером до 1,5 м. В основании свиты повсеместно наблюдаются конгломераты. Позднеюрский возраст свиты обоснован присутствием аммоноидей, отвечающим волжскому ярусу [7, 12].

Алмазоносный горизонт сложен конгломератами, местами переходящими в галечники. Иногда горизонт расщепляется на два прослоя (от 0,2 до 1,1 м), разделенных слоем песчаника мощностью до 2,5 м. Конгломераты серого и зеленовато-серого цвета с разнозернистой песчаной цементирующей породой. Обломочный материал в конгломератах несортирован. Галька большей частью уплощенная, реже изометричная, средне и хорошо окатанная. Галька и небольшие валуны, представлены разноцветными кремнями, известняками, окремненными известняками, песчаниками, алевролитами, конгломератами, кварцем, халцедоном, розовыми кварцитовидными песчаниками. В достаточно большом количестве присутствуют обломки окремневшей древесины.

В тяжелой фракции преобладают (в %): ильменит от 4,2 до 52, магнетит от 1,9 до 51, пирит до 95,3, циркон от 0,3 до 42,8, альмандин от 0 до 38, эпидот до 18,2, сфен от 0 до 12,5. В единичных знаках присутствуют лимонит, лейкоксен, моноклинный пироксен, ставролит, рутил, апатит (И.П.Попов и др., 2002).

В базальном горизонте установлены высокие концентрации минералов-индикаторов кимберлитов (Б.И.Прокопчук и др., 1963; А.В.Баландин и др., 1985; И.П.Попов и др., 2002). Содержание пиропы составляет от десяти до нескольких тысяч зерен на пробу. Пироп представлен колотыми, преимущественно мелким зернами. Зерна размером 1 мм встречаются редко и составляют 1,5% от общего количества зерен. Значительная часть пиропов (в %): красно-фиолетовая окраска 92,3, в малом количестве присутствуют оранжевые 2,1 и красные 5,5. Сохранность зерен низкая, преобладают зерна III—IV классов сохранности (III класс 6,5 и IV класс 48%), зерна хорошей сохранности (I—II классов) составляют 1,5—2% на междуречье рек Лена—Моторчуна—Сюнгиюде—Молодо (А.В.Баландин и др., 1985; И.П.Попов и др., 2002). Изучен химический состав 562 зерен пиропы (И.П.Попов и др., 2002). Их основное количество по химическому составу соответствует гранатам лерцолитового парагенезиса, единичные пиропы — гранатам верлитового парагенезиса. Пиропов алмазной ас-

социации не выявлено. В целом, пиропы из базальных отложений чонокской свиты характеризуются низкой-средней хромистостью — 3—4%.

Пикроильмениты встречаются в достаточно большом количестве, от десяти до нескольких тысяч зерен на пробу. Они представлены преимущественно колотыми зернами (97,6%). Преобладают мелкие зерна размером 1 мм (0,5 мм — 89,7 и 1 0,5 мм — 10%). Крупные зерна размером 1 мм встречаются крайне редко и составляют всего 0,3%. Сохранность плохая, значительная часть зерен имеет III—IV класс, 12,2 и 85,3% соответственно; к зернам I—II класса относятся 1,5% зерен: 0,01 и 1,5% соответственно, междуречье рек Лена—Моторчуна—Сюнгюде—Молодо (И.П.Попов и др., 2002).

Содержание хромшпинелидов колеблется от 1 до 2—3 тысяч зерен на пробу. Они почти полностью представлены колотыми зернами (99,5%), мелкими, не более 1 мм (0,5 мм — 70,5 и 1 0,5 мм — 29,5%). Значительно преобладают зерна неопределенной формы (89%), октаэдры и зерна вицинальной формы соответственно составляют 5,7 и 5,3%.

В междуречье рек Лена—Моторчуна—Сюнгюде—Молодо в базальных отложениях установлены находки нетранспортабельных минералов-индикаторов кимберлитов: оливина, хромдиоксида, флогопита (Б.И.Прокопчук и др., 1963; А.И.Баландин и др., 1985; И.П.Попов и др., 2002).

Повышенная алмазоносность чонокских (волжских) конгломератов установлена в пределах Лено-Сюнгюдинского водораздела еще в начале 1960-х годов. Для небольшой пробы, отобранной в долине руч.Бычкы, получено максимальное значение позднеюрской алмазоносности — 0,86 кар/м³ (Г.Ф.Дорганов и др., 1961). Позднее на этих участках было проведено крупнообъемное опробование (пробы 20—46 м³), но средние значения алмазоносности не превысили сотые доли карата на один кубический метр (А.В.Баландин и др., 1985). Алмазы характеризуются пониженной крупностью, среди них по количеству и весу доминируют кристаллы < 1 мм. Средний вес алмазов составляет 9,6 мг. По кристалломофологическим особенностям алмазы из чонокских конгломератов имеют типичный «северный» спектр: ламинарные камни ряда октаэдр—додекаэдр составляют 27,2, сумма округлых алмазов — 31,8, желтые кубы II разновидности составляют 2,3 и алмазы V—VII разновидностей составляют 13,6%. По своим типоморфным особенностям они близки к алмазам из основания карнийского яруса дельты р.Лена [6].

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Алмазы и минералы-индикаторы кимберлитов из базальных горизонтов юрских отложений близки к таковым из туфогенно-осадочных пород карнийского яруса дельты р.Лена.

2. Предполагается, что формирование россыпей с едиными типоморфными особенностями алмазов на большой территории северо-востока Сибирской платформы обусловлено тем, что выброс алмазоносных туфов охватывал значительные площади в карнии и затем перерабатывался и перемещался в рэтскую [2] и плинсбахскую трансгрессии [4]. Кроме того, в пределах Куойкско-Молодинского поля в плинсбахский бассейн кимберлитовый материал, вероятно, попадал и из слабоалмазоносных тел данного поля. Свойства алмазов в более молодых осадочных отложениях конкретных россыпей обусловлены локальными факторами россыпеобразования, которые включают исходный состав алмазов перемываемых отложений, гидродинамические условия и др.

Авторы статьи благодарят О.В.Королеву, О.Б.Олейникову, В.И.Павлова, С.И.Этигясова за помощь в полевых работах, обработке и интерпретации материалов.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 12-05-98551.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: «Гео», 2007.
2. Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 160—170.
3. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3—12.
4. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56—64.
5. Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16—17. С. 87—101.
6. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. —М.: «Недра-Бизнесцентр», 2003.
7. Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. —Якутск, 1991.
8. Олейников О.Б., Полуфунтикова Л.И., Павлов В.И., Этигясов С.И. Особенности составов гранатов из мезозойских алмазоносных отложений северо-востока Сибирской платформы // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 58—62.
9. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука, 1984.
10. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—80.
11. Шамина Э.А. Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. —Якутск, 1986.
12. Шурыгин Б.Н., Никитинко Б.Л., Девятов В.П. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. —Новосибирск: «Гео», 2000.

Rb-Sr систематика кимберлитов Чомурдахского и Верхне-Мунского полей (Якутия) и прогнозная оценка их алмазоносности

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.П.СМЕЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые рассмотрена Rb-Sr изотопная систематика кимберлитов Чомурдахского и Верхне-Мунского полей (Якутская алмазоносная провинция). Выявлена значительная вариация содержаний Rb и Sr и величин первичного изотопного состава стронция кимберлитов обоих полей. Показано, что изотопная гетерогенность, по-видимому, в первую очередь обусловлена изначальной неоднородностью Rb-Sr систем кимберлитотформирующих субстратов, а также смешением стронция из разнообразных источников. Установлена связь между параметрами Rb-Sr систем кимберлитовых трубок с известной алмазоносностью для пяти полей Якутии, что позволило сделать предварительный прогноз степени алмазоносности Чомурдахского и Верхне-Мунского полей.

Ключевые слова: кимберлиты, изотопы стронция, Чомурдахское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля, Якутская алмазоносная провинция.

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zairsev@diamond.ysn.ru

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Rb-Sr systematics of kimberlites from Chomurdakh and Upper Muna fields (Yakutia) and forecast evaluation based on diamond content

A.I.ZAITSEV, A.P.SMELOV

Rb-Sr isotope systematics of kimberlites from Chomurdakh and Upper Muna fields (Yakutia) are firstly considered. Considerable variation in Rb and Sr contents and values of initial strontium isotopic composition of kimberlites from the both fields is determined. It is shown that, isotope heterogeneity, apparently, is primarily due to initial heterogeneity of Rb-Sr systems of kimberlite-forming substrata, and also due to strontium mixing from various sources when the field kimberlites are formed. The relation between parameters of Rb-Sr system of kimberlite pipes and the known diamond content of 5 Yakutian fields is determined. It allowed making preliminary forecast of the degree of diamond content of Chomurdakh and Upper Muna fields.

Key words: kimberlites, strontium isotopes, Chomurdakh and Upper Muna kimberlite fields, Yakutian diamondiferous province.

Исследования радиогенных изотопных систем (K-Ar, Rb-Sr) кимберлитов и родственных им пород в пределах Якутской алмазоносной провинции, начатые в 1970—1980-х гг., позволили уточнить возраст многих кимберлитовых тел, установить основные этапы проявления кимберлитового магматизма [5]. Большинство кимберлитовых тел и полей были охвачены Rb-Sr изотопными исследованиями, результаты которых в основном не были опубликованы. Авторами было установлено, что для кимберлитов Далдынского и Алакит-Мархинского полей отмечается связь между алмазоносностью кимберлитов и некоторыми параметрами их Rb-Sr систем [4, 6]. В данной статье рассмотрены результаты изучения Rb-Sr систем кимберлитов Чомурдахского и Верхне-Мунского полей Якутской алмазоносной провинции с анализом степени их потенциальной алмазоносности, используя полученные данные по кимберлитам алмазоносных полей среднепалеозойского возраста.

Чомурдахское кимберлитовое поле расположено в южной части Среднеолёнского района и охватывает бассейн среднего течения р.Оленёк в междуречье рек Сопка—Чомурдах—Тирехтях—Ченка—Юряге. Общая площадь поля около 7800 км². Оно входит в состав Далдынского гранулит-ортогнейсового террейна архейского возраста. В его пределах в настоящее время известно 42 кимберлитовых тела: 25 трубок и 17 даек, приуроченных к Далдино-Оленёнской кимберлитоконтролирующей зоне [5]. Тела кимберлитов прорывают карбонатные отложения среднего и верхнего кембрия, что определяет их нижнюю возрастную границу. Совокупность изотопных датировок кимберлитов поля в интервалах значений 353—390 и 405—440 млн.лет, определенных в различных лабораториях мира (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb методы и метод треков), характеризуют два палеозойских этапа кимберлитообразования [5].

Верхне-Мунское кимберлитовое поле площадью около 27,5 км² расположено в бассейне верхнего течения р. Муна. В его пределах выявлено 21 кимберлитовое тело. Поле входит в состав Тюнгского гранулит-ортогнейсового террейна с архейско-палеопротерозойским возрастом коры и приурочено к северо-восточному флангу Далдыно-Оленёвской кимберлитоконтролирующей зоны. В пределах этой зоны к юго-западу расположены Далдынское и Алакит-Мархинское кимберлитовые поля, а к северо-востоку — Чомурдахское поле. Здесь развиты карбонатные и терригенно-карбонатные породы среднего-позднего кембрия и раннего ордовика. По данным Ф.Ф.Брахфогеля [2] кимберлиты прорывают отложения чукукской свиты верхнего кембрия. По результатам изотопного датирования (К-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar, U-Pb и метод треков) все кимберлиты формировались в среднем палеозое в два возрастных этапа: 334—382 и 426—449 млн.лет [5].

Rb-Sr изотопные данные для кимберлитовых пород были получены по основной связующей массе (ОСМ), по методике работы [3]. Rb-Sr системы основной связующей массы кимберлитов изучались дифференцированно: по валовому составу ОСМ, по ее силикатной (СФ) и карбонатной (КФ) фракциям. Для выделения фракций применялась методика кислотного выщелачивания [7]. Изотопный состав стронция анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора. Измерение содержаний Rb и Sr проводилось методом двойного изотопного разбавления [7]. Дифференцированное изучение Rb-Sr систем ОСМ кимберлитов позволило определить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций и оценить возраст индивидуальных образцов (табл. 1).

Rb-Sr датировки кимберлитов Чомурдахского поля были рассчитаны по внутренней трехточечной изохроне (валовый состав ОСМ, СФ и КФ). Они изменяются от 353 до 446 млн.лет (см. табл. 1) и согласуются с Rb-Sr датами по флогопиту (391—448 млн.лет), а также с полученными другими методами (К-Ar, Ar-Ar, U-Pb и метод треков) в разных лабораториях мира [5]. Значения Rb-Sr изохронных возрастов лежат в интервалах 353—390 и 412—446 млн.лет, предполагая два этапа формирования магматитов этого поля. Rb-Sr возраст кимберлитов Верхне-Мунского поля (трубка Новинка, жила 2) оценивают их возраст в 374—375 млн.лет (см. табл. 1).

Изучение содержаний Rb и Sr в основной связующей массе кимберлитов, в ее силикатной и карбонатной фракциях свидетельствует о неравномерном распределении этих элементов. Rb в основном концентрируется в силикатной фракции (до 68,02, среднее значение 32,13 16,51 мкг/г), а Sr — в карбонатной (до 652,98, среднее значение 295,93 103,30 мкг/г). Содержание стронция в СФ ниже, не более 55,48, в среднем — 11,99 12,95 мкг/г. Концентрация этих

элементов в валовом составе основной связующей массы определяется соотношением в ней силикатной и карбонатной фракций. В ОСМ кимберлитов КФ составляет от 15,85 до 74,89% и содержит в себе 71,24—99,22% всего стронция ОСМ кимберлитов. Исключением является обр. ЧМ-21/1 (Аномалия-21), в котором карбонатная фракция 15,85% имеет очень низкое содержание стронция 4,4061 мкг/г, представляя лишь 3,75% элемента в общем балансе (см. табл. 1).

Распределение Rb 8,29—43,05 и Sr 18,62—190,83 мкг/г в вале основной связующей массы кимберлитов поля изменяется в относительно широких пределах и зависит соответственно от содержания флогопита в СФ ОСМ и КФ. Это характеризуется в свою очередь высокой положительной корреляцией между содержаниями Rb в вале ОСМ и в СФ ОСМ (r 0,94) и Sr в вале ОСМ и в КФ (r 0,66).

Силикатная фракция, относительно валового состава основной связующей массы, характеризуется более высоким и неравномерным содержанием Rb 10,67—68,02 мкг/г. В валовом составе ОСМ среднее содержание Rb 24,54 10,83 мкг/г, а в силикатной фракции ОСМ — 32,13 16,51 мкг/г. Содержание Sr в силикатной фракции низкое 1,38—55,48, в среднем 11,99 12,95 мкг/г, в то время как в основной связующей массе его средняя концентрация — 102,17 40,92 мкг/г. Соответственно, величины Rb/Sr для силикатной фракции ОСМ кимберлитов высокие 6,720 8,183 и превышают таковые для валового состава 0,309 0,175.

Карбонатная фракция основной связующей массы является основным концентратором Sr в породе 295,93 103,30 мкг/г. Его содержание в карбонатной фракции изменяется в широких пределах 4,04—652,98 мкг/г и распределено неравномерно (см. табл. 1). В этой же фракции обнаружены относительно повышенные содержания Rb до 33,04 мкг/г, который не входит в структуру карбонатных минералов и его появление в карбонатной фракции, вероятно, связано с процедурой выщелачивания основной связующей массы и выносом в выщелат Rb, находящегося в силикатной фракции в слабосвязанной форме в межзерновом пространстве породы. Таким образом, распределение Sr в валовом составе основной связующей массы в основном контролируется долей карбонатной фракции и содержанием в ней Sr.

Величины первичного изотопного отношения Sr (I_0) в ОСМ кимберлитов изменяются в широких пределах 0,70389—0,70765 и в основном группируются в интервале значений 0,7040—0,7062. Учитывая также сильную дисперсию величин ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в валовом составе ОСМ 0,047—1,032 и СФ ОСМ 0,456—47,032, можно свидетельствовать о значительной Rb-Sr изотопной гетерогенности кимберлитов поля, наблюдаемой даже в пределах кимберлитовых тел (см. табл. 1). Изотопная гетерогенность, по-видимому, в первую

1. Результаты Rb-Sr анализа кимберлитовых пород Верхне-Мунского и Чомурдахского полей

Образцы	Материал	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн.лет	I ₀
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Верхне-Мунское поле</i>							
<i>Трубка Новинка</i>							
ВМ-Нв-1	КБМ	17,3349	138,83	0,1234	0,7048	374 4	0,70414 2
	СФ	24,4952	38,431	0,6301	0,7075		
	КФ (55,15)	11,5119	220,4781	0,0516	0,70442		
<i>Жила 2</i>							
ВМ-ж-2	КБМ	13,0401	139,9216	0,0921	0,709	375 1	0,70850 2
	СФ	33,8713	6,7019	4,9959	0,7352		
	КФ (62,05)	0,2997	221,3992	0,0013	0,70851		
<i>Чомурдахское поле</i>							
<i>Трубка Снежинка</i>							
Сн-22-6	Флогопит, мегакристалл	206,8373	19,1182	10,6944	0,765	372 4	0,70965 823
Сн-16б		210,3842	12,988	16,0121	0,7939		
Сн-16а		209,184	16,7439	12,3495	0,777		
Чм-Сн/1	КБМ	52,0162	115,495	0,4452	0,7076	424 1	0,70490 2
	СФ	65,6737	1,3803	47,0321	0,9887		
	КФ (35,05)	26,7079	326,9572	0,0807	0,7054		
Чм-Сн/2	КБМ	43,0584	104,349	0,4079	0,7083	412 1	0,70590 4
	СФ	56,1694	2,3388	23,7401	0,8453		
	КФ (35,11)	18,8268	292,8834	0,0635	0,70628		
<i>Дайка Надежная</i>							
Н-1а	Флогопит из глиммерита	160,6048	4,3723	36,3099	0,882	391 22	0,70156 282
Н-1а/1	Флогопит	122,8882	4,1868	29,0141	0,8835		
Н-1а/2	Флогопит из гранат-слюдистой породы	235,7564	1,5583	149,5509	1,5355		
<i>Трубка Перевальная-2</i>							
Чм-Пе-2	Кимберлит	12,2619	108,5312	0,1117	0,7061	380 3	0,70549 4
	СФ	17,9143	17,3874	1,0184	0,711		
	КФ (32,94)	0,7546	294,0838	0,0025	0,7055		
	Флогопит, макрокристалл	182,9168	3,8943	49,42	0,98907	405	0,7040
<i>Трубка Перевальная-3</i>							
	Кимберлит	27,2166	45,8063	0,5873	0,7084	448 40	0,70460 241
	СФ	57,4052	7,1053	7,9863	0,754		
	КФ (21,34)	0	187,4748	0	0,70211		
	Флогопит	105,3661	33,2993	3,1278	0,7286		
	Кимберлит	21,0108	106,5336	0,195	0,7064	373 1	0,70536 10
	СФ	12,2726	1,6388	7,4026	0,7447		
	КФ (74,89)	23,9406	141,704	0,167	0,70625		
Rb-Sr изохрона для тела, n 6, T 404 28, I ₀ 0,70606 0,00186							
<i>Аномалия 21</i>							
Чм-21/1	КБМ	19,4381	18,6203	1,0319	0,7106	390	0,70488
	СФ	21,2976	16,8638	1,2484	0,7118		
	КФ (15,85)	33,1054	4,4061	7,4271	—		
Чм-21/2	Кимберлит	24,6212	62,8076	0,3875	0,7078	356 3	0,70584 4
	СФ	31,4454	9,1752	3,3878	0,7230		
	КФ (27,52)	6,6482	204,0604	0,0322	0,7060		

1	2	3	4	5	6	7	8
Rb-Sr изохрона для тела, $n=5$, $T=357$ 17, $I_0=0,70566$ 0,00040							
<i>Аномалия X1/79</i>							
Чм-Х/1	Кимберлит	24,6046	69,0062	0,3524	0,7064	383 2	0,70448 3
	СФ	28,7852	3,7891	7,5095	0,7454		
	КФ (30,22)	14,9513	219,5969	0,0673	0,70485		
<i>Аномалия 1</i>							
Чм-1/1	Кимберлит	35,3720	190,8263	0,1832	0,7064	440 3	0,70525 2
	СФ	60,7430	18,2322	3,2936	0,7259		
	КФ (50,75)	10,7509	358,3191	0,0297	0,70544		
<i>Аномалия 3</i>							
Чм-3/1	Кимберлит	43,047	112,3859	0,3786	0,7080	363 5	0,70604 4
	СФ	68,0233	55,4806	1,212	0,7123		
	КФ (41,74)	8,1855	191,8134	0,0422	0,70626		
<i>Аномалия 43/79</i>							
Чм-43/1	КБМ	13,4916	103,5212	0,1289	0,7056	367 50	0,70480 80
	СФ	25,1932	12,1256	2,0492	0,7155		
	КФ (48,57)	1,1010	200,2985	0,0543	0,70496		
Чм-43/2	КБМ	15,1300	168,4900	0,0888	0,7051	371 5	0,70460 10
	СФ	22,0573	18,1375	1,2021	0,7110		
	КФ (40,67)	5,0244	387,8265	0,0128	0,7047		
Чм-43/3	Кимберлит	17,7541	74,769	0,2347	0,7062	373 3	0,70495 5
	СФ	28,3811	10,9735	2,5566	0,7185		
	КФ (38,71)	0,9282	175,7771	0,0052	0,70498		
Rb-Sr изохрона для кимберлитов тела, n 9, T 372 8, I_0 0,70477 0,00014							
Чм-43/4	Альнеит	42,8021	56,2365	0,7524	0,7091	446 1	0,70432 6
	СФ	49,5179	2,1450	22,8200	0,8492		
	КФ (18,99)	14,153	286,987	0,0549	0,70435		
Чм-43/5	Альнеит	25,2945	57,5803	0,4342	0,7067	435 4	0,70401 8
	СФ	27,7596	4,2296	6,4876	0,7442		
	КФ (19,72)	15,2591	274,7707	0,0549	0,70435		
Rb-Sr изохрона для альнеитов тела, n 6, T 446 4, I_0 0,70399 0,00058							
Rb-Sr изохрона для пород тела, n 15: T 445±5, I_0 0,70406 0,00043							
<i>Аномалия 23/79</i>							
Чм-23/1	Кимберлит	16,0220	178,4049	0,0888	0,7055	382 25	0,70484 200
	СФ	22,7009	23,151	0,9693	0,7101		
	КФ (35,11)	3,6791	465,3438	0,0781	0,70508		
<i>Аномалия 26/79</i>							
Чм-26/1	Кимберлит	8,2937	105,9906	0,0773	0,7064	378 5	0,70765 2
	СФ	10,6717	6,1638	1,7114	0,7152		
	КФ (30,07)	2,7635	338,1452	0,0081	0,70603		
<i>Аномалия 34/79</i>							
Чм-34/1	Кимберлит	22,6708	49,542	0,4523	0,7067	504 1	0,70345 2
	СФ	23,7129	4,6768	5,0201	0,7395		
	КФ (20,81)	18,7052	220,2712	0,0839	0,70405		
<i>Трубка Чомур</i>							
Чм-Чм/3	КБМ	12,6487	264,783	0,0472	0,7079	378 5	0,70765 1
	СФ	14,1135	30,5682	0,4564	0,7101		
	КФ (37,63)	10,2209	652,9833	0,0155	0,70773		

1	2	3	4	5	6	7	8
ЧМ-ЧМ/4	КБМ	33,0232	48,3975	0,6541	0,7088	353 2	0,70551 3
	СФ	34,6598	13,7955	2,4835	0,718		
	КФ (20,93)	22,0626	179,118	0,1218	0,70612		
<i>Дайка Сопка</i>							
ЧМ-Со/1	Кимберлит	27,9737	83,6058	0,3307	0,706	439 1	0,70393 5
	СФ	29,1215	3,8286	7,5198	0,751		
	КФ (31,00)	25,4189	261,1744	0,0962	0,70453		
<i>Трубка Светлая</i>							
ЧМ-Св/1	КБМ	28,9692	72,2424	0,3964	0,7082	381 1	0,70604 3
	СФ	35,1100	2,4204	14,3402	0,7839		
	КФ (33,12)	16,5689	213,2356	0,0768	0,70646		
ЧМ-Св/2	КБМ	9,1820	160,602	0,0565	0,7086	378 37	0,70721 31
	СФ	10,3491	16,6223	0,6154	0,7105		
	КФ (25,30)	5,7361	585,7121	0,0097	0,70844		
Rb-Sr изохрона для тела, $n = 9$, $T = 375 \pm 13$, $I_0 = 0,70721 \pm 0,0011$							
<i>Дайка Горняцкая</i>							
ЧМ-Го/1	Кимберлит	22,3849	82,9367	0,2668	0,7053	378 1	0,70389 2
	СФ	30,0439	2,4439	12,152	0,7692		
	КФ (28,53)	3,1985	284,5778	0,0111	0,70392		
<i>Трубка Дружба</i>							
ЧМ-Др/1	КБМ	10,3131	86,1156	0,1184	0,7062	380 3	0,70556 1
	СФ	12,0138	4,3289	2,7438	0,7204		
	КФ (31,36)	6,5906	265,1283	0,0246	0,70569		
<i>Трубка Уральская</i>							
ЧМ-Ур/2	Автолит	33,7312	96,2559	0,3464	0,7084	440 7	0,70616 43
	СФ	43,7464	6,2587	6,9093	0,7495		
	КФ (18,28)	0	498,5847	0	0,70609		

Примечание. I_0 — первичные изотопные отношения стронция; КБМ — кимберлитовая брекчия массивной текстуры; в скобках — доля карбонатной (КФ) фракции; — данные работы [8].

очередь обусловлена изначальной неоднородностью Rb-Sr систем кимберлитоформирующих субстратов, а также смещением Sr из разных источников при формировании кимберлитов поля. Это подчеркивается отсутствием связи между значениями I_0 и величинами Rb-Sr отношений (вал ОСМ и СФ ОСМ) кимберлитов с незначительной тенденцией к негативной зависимости. Этому выводу в целом не противоречат рассчитанные значения модельных Rb-Sr датировок кимберлитов поля (табл. 2), которые рассматриваются как геохимические индикаторы событий модификации мантии, и в ряде случаев как время отделения протолитов пород от примитивного (T_{UR}) или деплетированного (T_{DM}) мантийных резервуаров.

Модельные даты T_{UR} валового состава основной связующей массы (см. табл. 2) формируют существенный интервал значений от аномально высоких (10 690 млн.лет), превышающие возраст Земли, до отрицательных величин (–15 901 млн.лет). Модельные T_{DM} характеризуются также высокой дисперсией зна-

чений (120 543—612 млн.лет). Весь спектр модельных датировок подразумевает сложную и полихронную историю эволюции мантии под Чомурдахским кимберлитовым полем. С другой стороны датировки, рассчитанные по двустадийной модели T_{DM} (2st) [9] образуют узкий интервал значений (842—1198 млн.лет), исключая отдельные образцы из трубок Чомур, Светлая и Уральская, которые имеют несколько повышенные величины модельных дат (1210—1502 млн.лет). Значительный разброс величин T_{UR} и T_{DM} наблюдается и для кимберлитов Верхне-Мунского поля (см. табл. 2), при близких, но разных значениях T_{DM} (2st) для кимберлитов трубки Новинка (832 млн.лет) и жилы 2 (1661 млн.лет). Характерно, что величины T_{DM} (2st), рассчитанные для валового состава ОСМ и СФ ОСМ, практически совпадают, что позволяет предполагать, что эти модельные датировки характеризуют время формирования кимберлитоформирующего протолита. С другой стороны, модельные датировки T_{UR} и T_{DM} , полученные по СФ

2. Rb-Sr модельные параметры кимберлитов Верхне-Мунского и Чомурдахского полей

Образцы	$s_r(T)$	Валовый состав ОСМ				СФ ОСМ		
		$f_{Rb/Sr}$	T_{UR}	T_{DM}	$T_{DM} (2st)$	T_{UR}	T_{DM}	$T_{DM} (2st)$
<i>Верхне-Мунское поле</i>								
<i>Трубка Новинка</i>								
ВМ-НВ-1	0,56	0,49	517	2499	832	385	660	834
<i>Жила № 2</i>								
ВМ-Ж-2	63,05	0,114	27 547	9935	1665	439	471	1691
<i>Чомурдахское поле</i>								
<i>Трубка Снежинка</i>								
ЧМ-СН/1	12,72	4,38	600	981	1046	425	438	1315
ЧМ-СН/2	26,74	3,93	818	1215	1198	418	425	1300
<i>Трубка Перевальная-2</i>								
ЧМ-Пе-2	20,52	0,35	3752	4257	1096	488	649	1099
<i>Трубка Перевальная-3</i>								
ЧМ-Пе3	17,60	6,10	542	828	1015	444	460	761
ЧМ-Пе3-1б	19,00	1,36	1181	2048	1066	385	408	1104
<i>Аномалия 21</i>								
ЧМ-21/1	10,75	11,48	451	612	992	440	572	993
ЧМ-21/2	24,40	3,69	758	1186	1134	383	441	1148
<i>Аномалия Х1/79</i>								
ЧМ-Х/1	6,37	3,26	494	1004	904	387	408	940
<i>Аномалия 1</i>								
ЧМ-1/1	17,28	1,22	1319	2221	1117	468	516	1140
<i>Аномалия 3</i>								
ЧМ-3/1	27,34	3,58	828	1259	1183	485	619	1207
<i>Аномалия 43/79</i>								
ЧМ-43/1	11,72	0,56	1657	2990	970	393	473	957
ЧМ-43/2	7,62	0,07	6607	4913	923	408	546	930
ЧМ-43/3	13,31	1,84	783	1549	985	397	461	991
ЧМ-43/4	4,59	8,10	482	704	932	447	454	1098
ЧМ-43/5	0,15	4,25	439	847	872	435	460	918
<i>Аномалия 23/79</i>								
ЧМ-23/1	13,21	0,07	10 690	5523	995	443	615	975
<i>Аномалия 26/79</i>								
ЧМ-26/1	27,61	0,11	15 901	10 487	1192	461	556	1196
<i>Аномалия 34/79</i>								
ЧМ-34/1	7,23	4,47	418	810	842	497	529	889
<i>Трубка Чомур</i>								
ЧМ-ЧМ/3	50,32	0,43	7090	120 543	1502	1047	1376	1504
ЧМ-ЧМ/4	20,09	6,91	528	783	1070	395	461	1081
<i>Дайка Сопка</i>								
ЧМ-Со/1	0,94	3,00	425	982	866	439	460	926
<i>Трубка Светлая</i>								
ЧМ-СВ/1	27,66	3,79	826	1235	1210	391	402	1292
ЧМ-СВ/2	44,67	0,32	11 984	34 088	1493	709	1043	1418
<i>Дайка Горняцкая</i>								
ЧМ-Го/1	2,25	2,23	305	1044	776	376	390	
<i>Трубка Дружба</i>								
ЧМ-Др/1	21,96	0,43	3276	3966	1109	420	479	1121
<i>Трубка Уральская</i>								
ЧМ-Ур/2	31,48	3,19	1034	1484	1306	463	486	1345

Примечание. Параметры $s_r(T)$, $f_{Rb/Sr}$ — отклонение величин $^{87}Rb/^{86}Sr$ и первичных изотопных отношений Sr относительно таковых в примитивной мантии на период формирования пород; Rb-Sr модельные датировки (млн.лет) для одностадийной T_{UR} (примитивная мантия), T_{DM} (деплетированная мантия) и двухстадийной моделям $T_{DM} (2st)$ рассчитаны по методике [9].

ОСМ (см. табл. 2) более однородные, близки между собой и моложе, чем значения T_{DM} (2st) и, возможно, указывают на более молодой этап модификации кимберлитовых протолитов, предшествующий или синхронный времени формирования кимберлитов, а разброс этих значений, вероятно, обусловлен характером и степенью интенсивности процессов модификации кимберлитовых протолитов под этими полями.

Модельные параметры $s_r(T)$ и $f_{Rb/Sr}$ (см. табл. 2), показывающие характер и степень отклонения параметров Rb-Sr системы от таковых в примитивной мантии на момент образования кимберлитовых магм, для кимберлитов обоих полей в основном имеют положительные значения ($s_r(T)$ 0,15–63,05 и $f_{Rb/Sr}$ 0,07–11,48), исключая отдельные образцы из Ан-34/79, даек Сопка и Горняцкая, для которых отмечены отрицательные величины $s_r(T)$ 0,94... 2,25, и трубки Чомур и Ан-26/79 с отрицательными величинами $f_{Rb/Sr}$ (0,11... 0,43). Это указывает на то, что источником вещества кимберлитов обоих полей могла быть изотопно-геохимически неоднородная мантия, обогащенная литофильными элементами.

В кимберлитовых трубках Чомурдахского и Верхне-Мунского полей отмечаются определенные признаки алмазности. В частности, кимберлитовая трубка Новинка (Верхне-Мунское поле) характеризуется повышенной алмазностью [1]. Некоторую прогнозную оценку алмазности кимберлитовых трубок Чомурдахского поля, вероятно, можно дать, используя полученные авторами данные о связи параметров Rb-Sr изотопных систем кимберлитов ряда полей Якутской кимберлитовой провинции со степенью их алмазности [4, 6]. Для этой цели в табл. 3 приведены средние значения параметров Rb-Sr систем кимберлитовых тел пяти полей среднепалеозойского возраста Далдино-Оленёвской минерагенической зоны (Алакит-Мархинское, Далдынское, Чомурдахское, Верхне-Мунское, Толоупское) с известными данными по их алмазности [1]. На основании этих данных построены диаграммы зависимости параметров Rb-Sr систем кимберлитов от степени их алмазности, представленной как логарифм условных единиц.

Анализ этих данных показывает, что в ряде случаев отмечаются достаточно отчетливые зависимости между отдельными параметрами Rb-Sr систем пород и степенью их алмазности. Это характерно для содержаний ^{87}Rb в валовом составе ОСМ ($r = -0,724$) (рис. 1, А), ^{87}Rb в СФ ОСМ ($r = -0,822$) (см. рис. 1, В), а также для $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношений в этих аликвотах ($r = 0,690$ и $0,61$, соответственно) (см. рис. 1, Б, Г). Все эти зависимости имеют негативный характер при уровне значимости $P=0,99$ (см. рис. 1). Рассчитанные уравнения регрессии для этих зависимостей выглядят следующим образом:

$$^{87}Rb \text{ (вал ОСМ)} \quad 18,2248 \quad 1,3202 \quad 4,4508 \quad 0,7730 \quad A;$$

$$^{87}Rb \text{ (СФ ОСМ)} \quad 18,2248 \quad 1,3202 \quad 4,4508 \quad 0,7730 \quad A;$$

$$^{87}Rb/^{86}Sr \text{ (вал ОСМ)} \quad 0,2636 \quad 0,0202 \quad 0,0624 \quad 0,7730 \quad A;$$

$$^{87}Rb/^{86}Sr \text{ (СФ ОСМ)} \quad 5,6044 \quad 0,9670 \quad 5,4186 \quad 0,5717 \quad A,$$

где А — алмазность пород в условных единицах.

Отрицательная зависимость содержаний Rb от алмазности кимберлитов с разной степенью достоверности характерна для всех изученных полей Якутской кимберлитовой провинции и полученные уравнения регрессии можно использовать для оценки перспективности алмазности кимберлитов.

Значимую положительную корреляцию со степенью алмазности пород имеют величины I_0 ($r = 0,47$) (см. рис. 1, Д) и положительную связь содержания Sr в СФ ОСМ (рис. 2, Б). Наиболее сложный характер связей с алмазностью отмечается для содержаний Sr в валовом составе ОСМ и КФ ОСМ, которые в целом идентичны и имеют форму выпуклой параболы (см. рис. 2, А, В), в отличие от зависимости алмазности пород от содержания КФ (%), имеющей вид вогнутой параболы (см. рис. 2, В). Эти зависимости, вероятно, обусловлены различной природой карбонатного вещества в кимберлитах (первичной, осадочной и гидротермальной) и не могут быть использованы для оценки их алмазности. В этом плане величины I_0 пород вероятно нельзя использовать для оценки алмазности кимберлитов, так как она может отражать смесь стронция из различных источников с разным содержанием и изотопным составом элемента.

Предварительная оценка степени алмазности изученных кимберлитовых тел Чомурдахского поля, используя данные табл. 1 и уравнение регрессии зависимости содержания Rb в СФ ОСМ от степени алмазности пород ($r = 0,822$) дает следующие результаты. Наиболее алмазными (в у.е.): кимберлиты трубок Дружба 66, Перевальная-3 до 62, Чомур до 31, даек Светлая до 101 и Ан-26/79 93, трубки Перевальная-2 15—20. Ряд кимберлитовых тел поля имеет значительно более низкую оценку степени алмазности (тело Ан-21 — не более 5, Ан-23-79 и Ан-34/79 — 3—4 и тело Ан-43/79 — от 1 до 5 у.е.). Остальные кимберлитовые тела в пределах поля практически не алмазные или степень их алмазности не выше 1 у.е. Таким образом, Rb-Sr систематика кимберлитов Чомурдахского поля позволяет оценивать их как перспективные на наличие в них алмазов.

Итак, проведенные исследования позволили определить, что основным параметром Rb-Sr системы кимберлитов, характеризующим их связь со степенью алмазности пород, является содержание Rb в породе, и особенно в СФ ОСМ кимберлитов. Это в какой-то мере согласуется с данными по различию в содержаниях элемента в кимберлитах алмазных южных и неалмазных северных районов

3. Средние параметры Rb-Sr изотопных систем кимберлитовых пород из различных полей Якутской кимберлитовой провинции и их агмазонность

Параметры	I ₀	Валовый состав ОСМ				СФ ОСМ			КФ ОСМ		Возраст, млн.лет								
		⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	% КФ	⁸⁶ Sr									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11									
<i>Алакитское поле</i>																			
<i>Трубка Комсомольская (25)</i>																			
X	0,70499	14,98	6,94	38,64	16,10	0,386	0,128	19,94	11,71	5,43	6,28	6,132	3,725	37,17	22,48	103,80	41,99	400	28
Интервал	0,7042—0,7065	6,54—22,36		21,03—59,97		0,306—0,574		6,43	27,01	0,94—12,60		2,119—9,480		18,89—62,28		67,16—149,62		358—420	
V, %	0,15	46,34		41,66		33,17		58,69		115,60		60,75		60,49		40,46		7,05	
<i>Трубка Айхал (160)</i>																			
X	0,70500	7,76	2,16	55,76	31,74	0,177	0,139	25,14	22,69	5,83	1,94	3,834	2,572	59,68	33,34	123,80	120,12	372	8
Интервал	0,7044—0,7056	6,23—9,29		33,32—78,20		0,079—0,276		9,09—41,19		4,46—7,20		2,015—5,653		36,1—83,25		38,87—208,73		367—378	
V, %	0,12	27,89		56,92		78,59		90,27		33,25		67,09		55,87		97,02		2,09	
<i>Трубка Юбилейная-Западная (160)</i>																			
X	0,70900	6,78	2,39	44,50	23,94	0,181	0,098	8,59		6,83		1,247		38,05		120,44		350	
Интервал	0,7089—0,7091	5,39—9,53		18,28—65,17		0,106—0,292													
V, %	0,01	35,20		53,79		54,20													
<i>Трубка Юбилейная-Восточная (160)</i>																			
X	0,70734	6,49	3,97	46,34	26,64	0,165	0,108	10,28	5,45	14,93	17,24	1,357	1,092	33,92	4,97	126,92	55,66	357	10
Интервал	0,7042—0,7095	2,94—13,31		20,82—38,50		0,060—0,333		4,09—15,77		3,88—40,53		0,181—2,804		28,32—39,70		50,94—181,76		342—366	
V, %	0,29	61,21		57,49		65,49		53,03		115,51		80,45		14,66		43,85		2,95	
<i>Трубка Юбилейная (в целом) (160)</i>																			
X	0,70796	6,60	3,26	45,65	23,88	0,171	0,097	9,94	4,78	13,31	15,37	1,335	0,647	34,75	4,69	125,62	48,29	356	10
Интервал	0,7042—0,7095	2,94—13,31		18,28—88,50		0,060—0,333		4,09—15,77		3,88—40,53		0,181—2,804		28,32—39,70		50,94—181,76		342—366	
V, %	0,25	49,50		52,31		56,97		48,09		115,47		70,91		13,49		38,44		2,77	
<i>Трубка Молодость (12,4)</i>																			
X	0,70666	5,13		74,60		0,068		5,03		4,65		1,070		32,3		221,21		357	
<i>Трубка Восток (16,7)</i>																			
X	0,70764	6,58	4,10	34,29	4,86	0,167	0,115	6,17	3,75	1,00	0,11	5,903	3,054	28,82	8,90	141,06	32,02	362	5
Интервал	0,7060—0,7079	3,68—9,47		30,85—37,72		0,086—0,248		3,52—8,82		0,93—1,082		3,744—8,062		22,53—35,40		118,42—163,70		349—366	
V, %	0,253	62,28		14,16		68,76		60,75		10,70		51,73		30,86		22,70		1,36	
<i>Трубка Дружба (7,5)</i>																			
X	0,70573	6,92		43,16		0,158		8,02		12,55		0,63		15,18		214,17		431	
<i>Трубка Магистральная (9,3)</i>																			
X	0,7048	19,51		75,18		0,178		16,43		7,48		2,171		15,55		442,81		375	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	<i>Трубка Снежинка (18,7)</i>									
X	0,70614 18	9,40 2,42	59,51 3,04	0,155 0,032	10,30 2,80	8,11 1,56	1,314 0,595	22,60 0,29	235,64 21,74	361 1
Интервал	0,7060—0,7063	7,69—11,12	57,36—61,66	0,133—0,178	8,32—12,29	7,00—9,21	0,893—1,734	22,4—22,81	220,28—251,01	
V, %	0,025	25,76	5,12	20,75	27,21	19,27	45,30	1,28	9,22	
	<i>Трубка Начальная (31,5)</i>									
X	0,70465	12,76	144,27	0,087	18,14	5,63	3,183	36,83	382,05	361
	<i>Трубка Юность (34,4)</i>									
X	0,70409	14,75	116,38	0,125	19,52	64,83	0,298	43,39	183,64	333
	<i>Трубка Щукина (1,0)</i>									
X	0,70514 62	13,59 6,30	89,02 32,09	0,145 0,027	19,39 9,47	11,69 16,62	4,720 3,267	24,62 9,29	343,60 170,45	369 10
Интервал	0,7045—0,7057	7,92—20,38	53,10—114,87	0,124—0,175	12,06—30,08	1,89—30,89	0,963—6,890	18,45—35,31	146,93—448,50	360—379
V, %	0,09	46,39	36,05	18,45	48,83	142,18	69,21	37,74	49,61	2,61
	<i>Трубка Бобкова (10,)</i>									
X	0,7071	1,86	33,55	0,055	1,82	1,38	1,306	23,12	140,53	359
	<i>Дальнее поле</i>									
	<i>Трубка Удачная-Западная (600)</i>									
X	0,7069 15	11,43 7366	74,09 68,86	0,187 0,073	17,00 9,93	15,21 21,24	2,457 2,406	42,59 6,65	157,17 140,00	
Интервал	0,7048—0,7093	4,63—27,25	27,13—232,10	0,105—0,286	7,62—36,24	2,05—70,05	0,509—7,605	37,29—49,71	52,28—463,36	
V, %	0,21	67,02	92,94	38,80	58,44	139,67	87,23	15,61	89,08	
	<i>Трубка Удачная-Восточная (600)</i>									
X	0,7064 20	12,21 5,26	94,24 66,59	0,162 0,094	17,35 6,00	58,21 93,87	0,953 0,838	36,81 5,07	202,07 79,11	
Интервал	0,7040—0,7103	4,3—23,42	46,64—286,12	0,029—0,352	11,40—29,61	5,68—287,90	0,040—2,536	30,27—45,36	101,32—316,78	
V, %	0,28	43,06	70,65	57,86	34,56	161,27	88,00	13,76	39,15	
	<i>Трубка Зарница (140)</i>									
X	0,70750 90	4,82 1,42	115,39 75,89	0,045 0,032	3,40	5,75	0,586	36,43	98,41	
Интервал	0,7066—0,7084	3,09—6,55	39,51—191,28	0,013—0,077						
V, %	0,18	50,76	93,00	100,57						
	<i>Трубка Дальняя (46,6)</i>									
X	0,70630 240	15,70 8,50	70,65 38,22	0,241 0,142	18,09 9,81	44,57 37,11	1,414 2,17	24,17 4,70	159,96 88,61	
Интервал	0,7044—0,7096	4,03—24,43	42,41—127,09	0,069—0,393	4,50—27,90	4,34—92,63	0,089—4,653	17,87—29,00	82,86—285,48	
V, %	0,34	54,16	54,10	58,89	54,21	83,27	153,52	19,46	56,46	
	<i>Трубка Ирельская (15)</i>									
X	0,7042	20,48	58,10	0,348	25,47	24,03	1,042	39,27	127,32	
	<i>Трубка Молодежная (10,5)</i>									
X	0,7041	8,12	67,35	0,119	10,72	3,88	2,729	38,06	170,63	
	<i>Трубка Геофизическая (19,5)</i>									
X	0,70550 70	8,21 3,18	59,14 10,16	0,138 0,055	14,99 1,63	16,83 18,38	1,813 1,371	34,86 7,72	140,60 30,19	
Интервал	0,7048—0,7059	4,55—10,32	50,74—70,43	0,080—0,190	13,33—16,58	5,35—38,04	0,346—3,064	29,18—43,65	107,06—165,61	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11										
V, %	0,09	38,75	17,18	40,04	140,85	109,23	75,64	22,14	21,47											
X	0,7031	23,74	34,77	0,675	73,59	10,21	6,797	50,86	58,02											
<i>Жила Полуночная-2 (0,0)</i>																				
<i>Трубка Полуночная-1 (5,6)</i>																				
X	0,70590	20	21,40	3,23	55,68	14,89	0,402	0,165	36,66	13,78	12,71	1,93	2,801	0,646	43,51	10,06	118,78	61,27		
Интервал	0,7058—0,7061		19,11—23,68		45,15—66,21		0,285—0,518		26,91—46,40		11,35—14,08		2,345—3,258		36,39—50,62		75,47—162,11			
V, %	0,04	15,12	26,74	41,05	34,59	15,20	23,04	23,13	51,58											
X	0,70585	28,06	113,38	0,245	38,57	8,75	4,359	45,64	238,00											
X	0,7049	23,31	48,79	0,4772	59,83	9,56	6,189	59,52	73,03											
<i>Чомурдахское поле</i>																				
<i>Трубка Снежинка (0,0)</i>																				
X	0,70540	71	47,54	6,33	109,99	7,88	0,427	0,026	60,92	6,72	1,86	0,68	35,386	16,470	35,08	16,47	309,92	24,09	418	8
Интервал	0,7049—0,7059		52,02—43,06		115,50—104,35		0,408—0,445		56,17—65,67		1,38—2,34		23,740—47,032		35,05—35,11		292,88—326,95		412—424	
V, %	0,10	13,32	7,17	6,18	11,03	36,45	46,54	0,12	7,77	2,03										
X	0,70658	151	22,84	14,41	156,59	153,01	0,351	0,429	24,39	14,53	22,18	11,86	1,470	1,433	29,28	11,81	416,05	335,07	366	18
Интервал	0,7055—0,7076		12,65—33,02		48,40—264,78		0,1047—0,654		14,11—34,66		13,80—30,57		0,450—2,484		20,93—37,63		179,12—652,98			
V, %	0,22	63,09	97,71	122,38	59,58	53,47	97,51	40,33	80,36											
X	0,70662	83	19,08	13,99	116,42	62,48	0,226	0,240	22,73	17,51	9,52	10,04	7,475	9,705	29,21	5,53	399,47	203,38	380	2
Интервал	0,7060—0,7072		9,18—28,97		72,42—160,60		0,056—0,396		10,35—35,11		2,42—16,62		0,615—14,340		25,3—33,12		213,24—585,71			
V, %	0,12	73,35	53,67	106,14	77,03	105,47	124,78	18,93	65,93											
X	0,70556	10,31	86,12	0,118	12,01	4,33	2,744	31,36	265,13	380										
X	0,70616	33,73	96,26	0,346	43,75	6,26	6,909	18,28	498,58	440										
<i>Верхне-Мунское поле</i>																				
<i>Трубка Новинка (50)</i>																				
X	0,70414	17,33	138,83	0,123	24,50	38,43	0,630	55,15	220,48	374										
<i>Толуонское поле</i>																				
<i>Трубка Ивушка (10)</i>																				
X	0,70814	119	15,73	0,364	138,88	76,56	0,138	0,057	19,92	6,68	6,44	2,00	3,044	0,069	37,69	12,51	396,79	277,50	357	24
Интервал	0,7068—0,7090		16,13—15,43		94,07—227,28		0,067—0,167		15,81—27,62		2,53—8,75		2,988—3,120		29,39—52,08		174,93—707,91			
V, %	0,17	2,31	55,13	41,30	33,53	31,06	2,27	33,19	69,94											

Примечание. В скобках — среднее значение алмазности в условных единицах по работе [1]; V — коэффициент вариации; X — среднее значение и стандартное отклонение параметра.

Якутской кимберлитовой провинции. Предполагается, что связь параметров Rb-Sr системы кимберлитов со степенью их алмазности определяется составом, степенью и характером процессов модификации протолитов, вовлеченных в процессы образования кимберлитов.

вом, степенью и характером процессов модификации протолитов, вовлеченных в процессы образования кимберлитов.

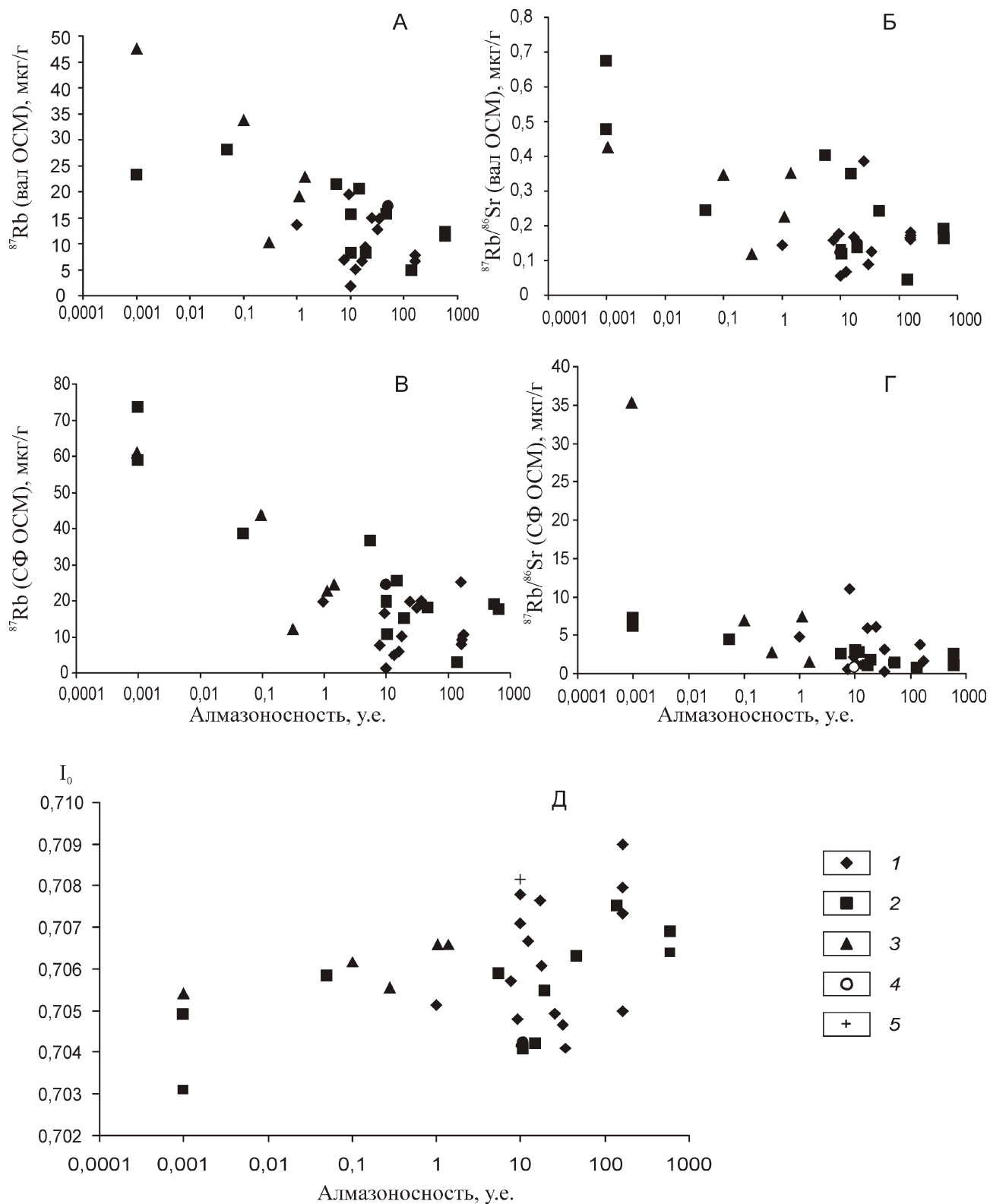


Рис. 1. Характер зависимости содержания ^{87}Rb (А), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Б) в валовом составе ОСМ, ^{87}Rb (В), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Г) в ее СФ и значений первичного изотопного содержания Sr (I_0) (Д) от степени алмазности кимберлитов из разных полей Якутии:

кимберлитовые поля: 1 — Алакитское, 2 — Далдынское, 3 — Чомурдахское, 4 — Верхне-Мунское, 5 — Толоупское

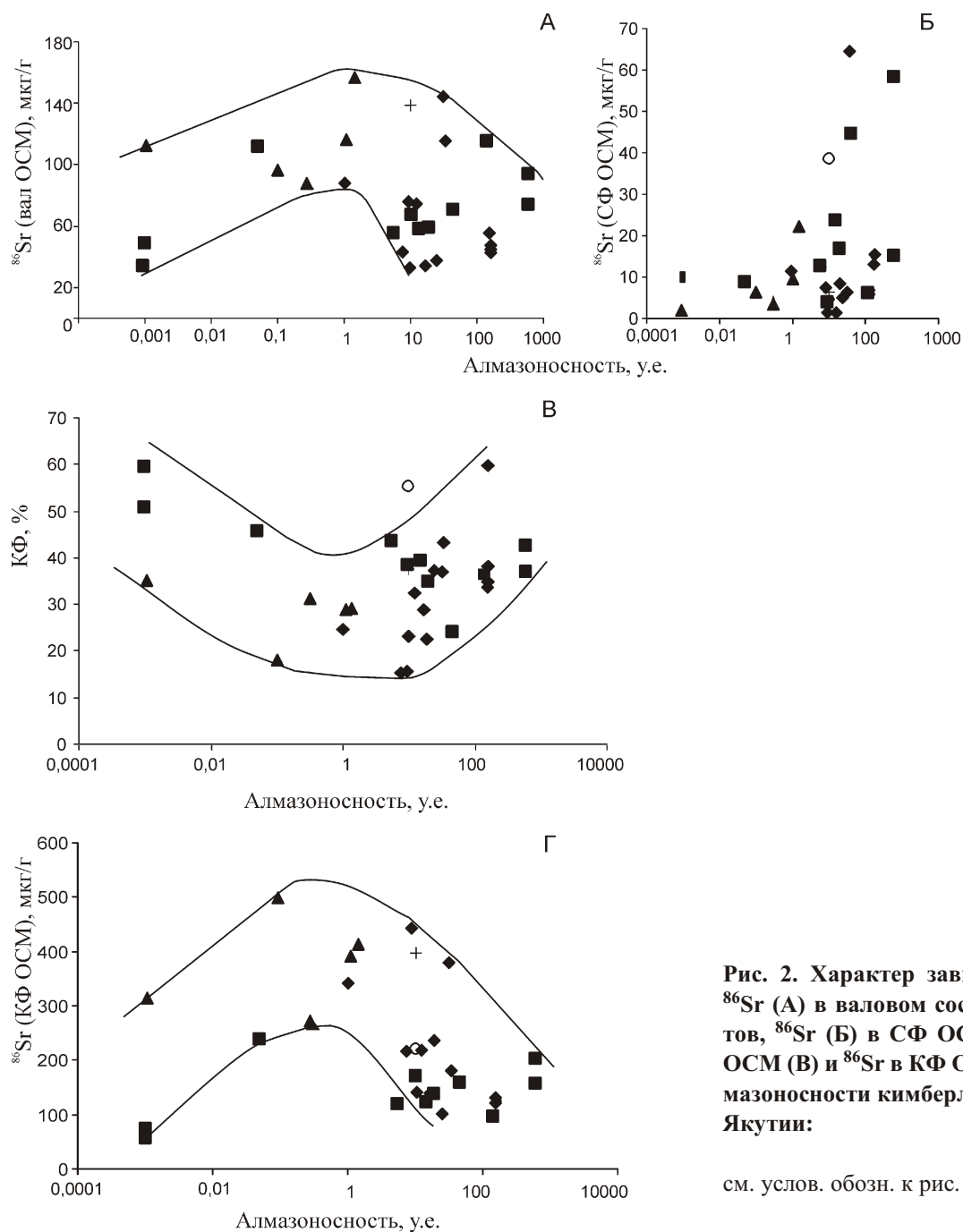


Рис. 2. Характер зависимости содержания ^{86}Sr (А) в валовом составе ОСМ кимберлитов, ^{86}Sr (Б) в СФ ОСМ, количества КФ в ОСМ (В) и ^{86}Sr в КФ ОСМ (Г) от степени алмазности кимберлитов из разных полей Якутии:

см. услов. обозн. к рис. 1

Исследование выполнено при финансовой поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 115.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П. Результаты изучения алмазности территории главных алмазодобывающих стран мира. — Якутск, 2006.
2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
3. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
4. Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr изотопная систематика кимберлитов алмазносных и неалмазносных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 31—39.
5. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. — Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010.
6. Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr изотопная систематика различной степени алмазности кимберлитовых трубок Далдынского кимберлитового поля (Якутия) // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 81—89.
7. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск, 1992.
8. Bristow J.W., Brachfogel F.F., Smith C.D. et al. A review of the geochronology of Siberian kimberlites and related rocks // Unpublished abstracts. 5th International Kimberlite Conference. Araxa, Brazil, 1991.
9. Muller A., Mezger K., Schenk V. Crystal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 12. Pp. 279—288.

Состав и условия формирования гранитов Куларского поднятия Верхояно-Колымской орогенной области

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ, Ю.С.ОРЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Рассматриваются геологическое положение, типоморфизм минералов, особенности петро- и геохимического состава гранитов Куларского поднятия, наименее изученных среди гранитоидных образований Верхояно-Колымских мезозоид. Показано, что куларские граниты принадлежат к гранит-лейкогранитной ассоциации и по своим особенностям относятся к гранитам S-типа. От стандартных гранитов S-типа и производных гранит-лейкогранитной ассоциации Верхояно-Колымских мезозоид они отличаются повышенной ролью натрия в составе щелочей, геохимической специализацией на Be, мезоабиссальными условиями становления. Материнский расплав генерировался при парциальном плавлении палеопротерозойских кислых изверженных пород и метаграувакк.

Ключевые слова: граниты, P-T условия формирования, субстраты магмогенерации, Верхояно-Колымские мезозоиды.

Трунилина Вера Аркадьевна, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

Роев Сергей Прокопьевич, s.p.roev@diamond.ysn.ru

Орлов Юрий Сергеевич

Composition and formation environment of granites of the Kular uplift in the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV, Yu.S.ORLOV

The paper describes geologic setting, typomorphism of minerals and peculiarities of petro- and geochemical composition of granites of the Kular uplift, which are the least studied of all granitoids in the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides. It is shown that the Kular granites belong to the granite-leucogranite association and to S-type granites. They differ from standard S-type granites and derivatives of the granite-leucogranite association of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in greater amounts of Na, geochemical specialization for Be, and mesoabyssal conditions of their emplacement. The parent melt was generated upon partial melting of Paleoproterozoic acid igneous rocks and metagreywacks.

Key words: granite, P-T conditions of formation, substrata of magma generation, Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides.

Куларский пояс гранитов остается одним из наименее изученных в пределах Верхояно-Колымских мезозоид. Выходы гранитов вскрываются среди глинистых сланцев верхней перми в сводовой части одноименного геоантиклинального поднятия. В 1960-е годы на большей части территории проводились работы по составлению геологических карт масштаба 1:200 000, в которых принимали участие и авторы данной статьи В.А.Трунилина и Ю.С.Орлов. В 1966—1970 гг. В.А.Трунилина занималась специализированными исследованиями гранитов в пределах Куларского поднятия. По результатам этих работ граниты были отнесены к мезоабиссальным позднекладчатым образованиям [15, 16] в отличие от гипабиссальных посткладчатых для подавляющего большинства гранитоидных плутонов Верхояно-Колымских мезозоид. Было установлено, что терригенно-осадочные породы в экзоконтактовых ореолах гранитных выходов преобразованы в биотит-кварц-

полевошпатовые с андалузитом кристаллические сланцы, а во внутренней зоне экзоконтактового ореола гранитизированы вплоть до формирования метасоматических гранитов [16], что также не характерно для других гранитоидных массивов региона. Противоречивы и изотопные датировки гранитов: 156—97 млн.лет по K-Ar [10], 102 млн.лет — по ^{40}Ar - ^{39}Ar [25] и 102—110 млн.лет — по U-Pb методам [22]. Неясна и их геодинамическая природа. На основании близости ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопных датировок куларских гранитов к таковым гранитоидам A-типа Индигирского пояса растяжения, было высказано предположение, что их формирование, возможно, также связано с растяжением земной коры [13]. Однако они характеризуются кардинально иными особенностями минерального и химического составов [17].

Таким образом, куларские граниты по многим параметрам принципиально отличаются как от гранитоидов Индигирского пояса растяжения, так и от гра-

нитоидов (продольных и поперечных) интрузивных поясов Верхояно-Колымских мезозойд. Поэтому их изучение современными методами является актуальным для региональной геологии. Задача настоящей работы — установление петротипа и условий формирования куларских гранитов. Для получения дополнительных данных по типоморфным особенностям этих пород и слагающих их минералов в 2000 г. Ю.С.Орлов провел полевые исследования в пределах Кэрэхского и Солурского массивов. В статье обобщены и обработаны на современном уровне имеющиеся у авторов данные по минеральному и химическому составу куларских гранитов, что может частично восполнить существующий пробел. Использовано 258 силикатных анализов пород, 10 химических анализов биотитов, около 300 микронзондовых анализов породообразующих и аксессуарных минералов, 20 анализов состава и структуры полевых шпатов на рентгеновском дифрактометре. Силикатные анализы пород выполнены в ПГО «Якутгеология» и ИГАБМ СО РАН, микронзондовые — в лаборатории физико-химических методов исследований ИГАБМ СО РАН С.П.Роевым и в спектральной лаборатории Института геохимии СО РАН (г.Иркутск) Л.А.Павловой, изучение Rb-Sr изотопных систем — в ИГАБМ СО РАН А.И.Зайцевым, рентгенографические — Ю.А.Новоселовым, содержания редкоземельных элементов в гранитах определены плазменно-флюоресцентным методом А.С.Черевко в спектральной лаборатории СНИИГГИМС и Институте почвоведения и агрохимии СО РАН (г.Новосибирск). Авторы признательны всем коллегам, принимавшим участие в выполнении аналитических работ, а также ведущему геологу ООО «Янгеология» А.Г.Баркалову за предоставленные для изучения Rb-Sr изотопии образцы.

Выходы гранитов фиксируются в осевой части хр.Кулар в междуречье Омолой—Яна. Граниты прорывают пермские и триасовые отложения в центральной части Куларского геоантиклинального поднятия, локализованного в северной части Кулар-Нерского сланцевого пояса (террейна) и представляющего собой крупный тектонический блок, отделенный от смежных структур долгоживущими региональными разломами и поднятый относительно них на высоту около 2 км [6, 13]. Вдоль оси поднятия протягивается крупный разлом, относящийся к допалеозойским разломам фундамента. В гравитационном поле он фиксируется по линейной зоне повышенных градиентов силы тяжести (А.М.Андрусенко, 1967). Отражением его на поверхности являются нарушения взбросового характера, представляющие собой серии сближенных субпараллельных зон дробления мощностью до нескольких десятков метров. По данным Л.М. Парфенова [11], структуры Кулар-Нерского сланцевого пояса сформированы в процессе не менее 4 этапов деформаций. Со складками всех генераций

сопряжены разрывные нарушения. В пределах Куларского поднятия по характеру пликативных дислокаций выделяются зоны пологой, интенсивной и опрокинутой складчатости (Л.П.Персиков, 1965). Пологие дислокации охватывают своды антиклинальных структур. К ним, отделяясь продольными разломами, примыкают зоны интенсивной складчатости с удалением от выходов гранитов постепенно переходящие в зоны нормальной складчатости. Многочисленные разновозрастные тектонические нарушения обусловили блоковое строение территории (рис. 1).

Выходы гранитов суммарной площадью 560 км² вытянуты цепочкой с юго-запада на северо-восток на расстояние около 100 км согласно с простираем основных складчатых структур и регионального Куларского разлома (Оюн-Юряхский, Нагдаанинский, Тарбаганнахский, Кэрэхский, Кючюсский, Тирехтяхский, Хос-Юряхский массивы, см. рис. 1). К северу от Оюн-Юряхского вскрывается Солурский массив, приуроченный к ядру одноименной антиклинали. По геофизическим данным все они объединяются на глубине в единый горизонтальный или слабонаклонный на северо-запад плутон вертикальной мощностью не менее 6—8 км с общим плоско-вогнутым основанием и представляют собой его куполовидные выступы (О.Г.Эпов, 1985). Это подтверждается общим ореолом контактово-метаморфизованных пород, площадь распространения которых около 2000 км², и выходами гранитов среди пермских пород в тальвегах глубоко врезанных водотоков между Тарбаганнахским и Кэрэхским и Кэрэхским и Кючюсским массивами. В участках пологих контактов с субгоризонтально залегающими породами кровли отмечается «облекание» ими гранитных выходов: северо-восточное простираем пластов с приближением к контактам плавно изменяется и следует параллельно им. Но с увеличением крутизны контактовой поверхности она сечет вмещающие породы под все большими углами вплоть до вертикальных. Залегание в контактах гранитных выходов отложений различных стратиграфических горизонтов и присутствие в гранитах плейчатых ксенолитов вмещающих пород говорят в пользу существования складчатых структур ко времени внедрения гранитного расплава. В то же время, резкая смена характера метаморфизма и интенсивности складчатости по разломам, ограничивающим зону пологих дислокаций, где развиты только граниты и контактово-метаморфизованные породы, параллельность систем первичных трещин отдельности в гранитах основным системам трещин в породах экзоконтакта, площадной катаклаз и наложенные гнейсовидные текстуры гранитов указывают на продолжение тектонических движений и после внедрения. По данным О.Г.Эпова (1985), практически все осадочные породы Куларского антиклинория в той или иной степени испытали региональный ме-

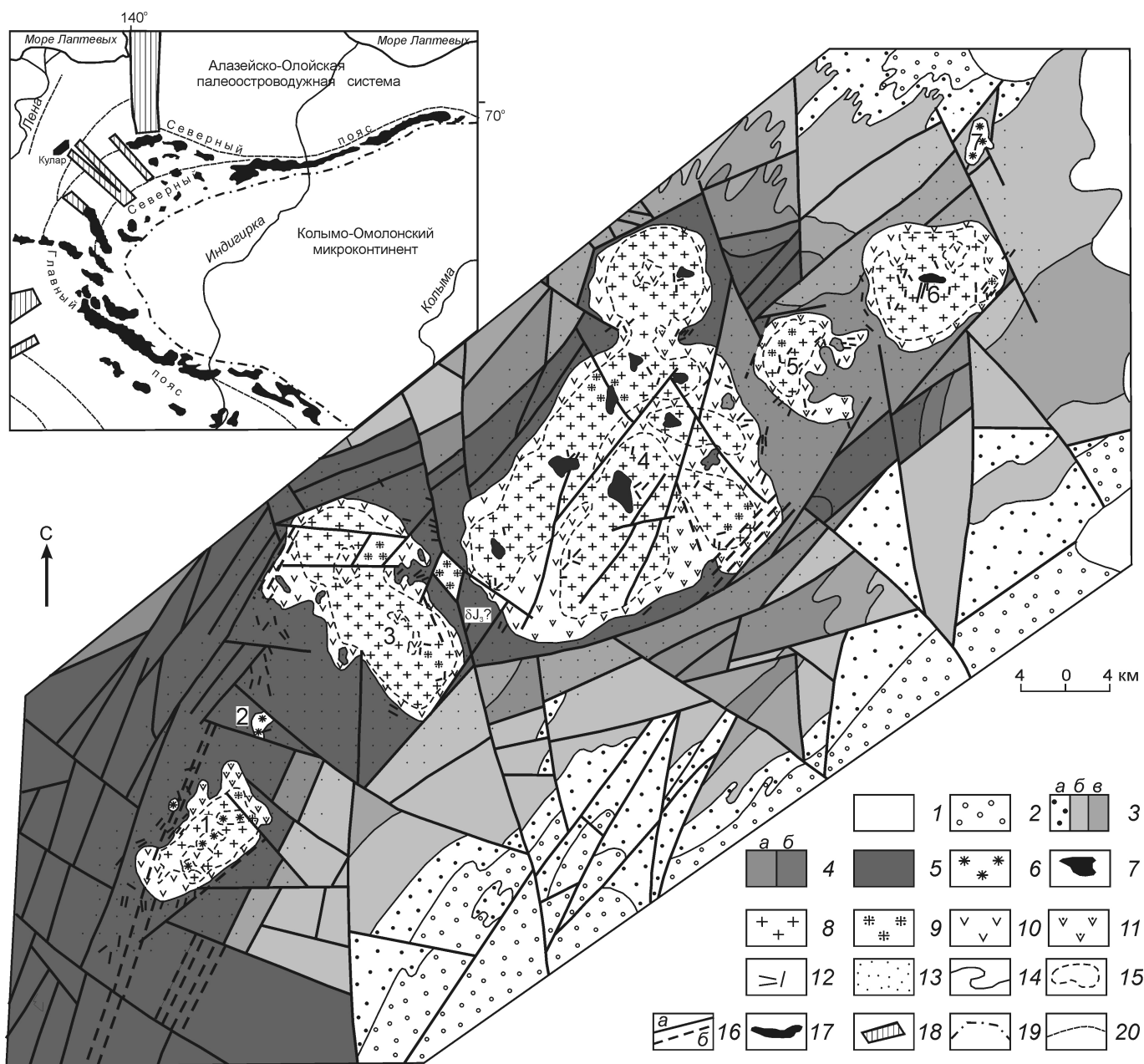


Рис. 1. Геологическая карта центральной части хр.Кулар. По данным геолого-съёмочных работ с добавлениями авторов:

1 — четвертичные отложения; средний триас: 2 — ладинский ярус (аргиллиты, алевролиты), 3 — анизийский ярус (аргиллиты, алевролиты, песчаники), отделы: а — верхний, б — средний, в — нижний; 4 — нижний триас: а — оленёкский ярус (аргиллиты, алевролиты, песчаники), б — индский ярус (песчаники с линзами конгломератов); 5 — верхняя пермь (аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников и мергелей); граниты: 6 — дополнительной и 7 — главной фаз; зоны: 8 — развития площадного метасоматоза в гранитах и 9 — приразломной грейзенизации; породы: 10 — гранитизированные, 11 — грейзенизированные; 12 — дайки гранитного состава, пегматиты; 13 — ореолы контактового метаморфизма; границы: 14 — геологические, 15 — фациальные; 16 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; массивы гранитов: 1 — Оюн-Юряхский, 2 — Нагдаанинский, 3 — Тарбаганнахский, 4 — Кэрэхский, 5 — Кючюнский, 6 — Тирехтяхский, 7 — Хос-Юряхский; на врезке — схема расположения массивов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид: 17 — массивы продольных батолитовых поясов, 18 — поперечные пояса гранитоидов, 19 — граница Колымо-Омолонского микроконтинента, 20 — направление основных складчатых структур; J₃ — дайки микродиоритов

таморфизм, на который уже наложен контактовый метаморфизм, приведший к формированию по регионально метаморфизованным породам узловатых и (во внутренней зоне экзоконтактового ореола) андалузит-кордиеритовых сланцев. Контактный метаморфизм начинает развиваться в породах с уже имевшейся сланцеватостью, но продолжается в условиях пластического течения, приводящего к развороту порфиобластов андалузита и кордиерита, обладающих гелицитовыми структурами. Эти факты подтверждают сделанный авторами ранее вывод [15] о внедрении магмы, сформировавшей куларские граниты, позже начальных фаз складчатости, но до ее завершения.

По данным работ [6, 15] pluton сформирован в две сближенные по времени интрузивные фазы: главную (первая), обусловившую образование батолитоподобного тела гранитного состава, и дополнительную (вторая), в результате которой возникли небольшие штоки и дайки адамеллитов. Граниты главной фазы сопровождаются дайками мелкозернистых лейкогранитов, аплитов, аляскитовых гранитов и пегматитов, граниты второй фазы — дайками плагиигранитов. От гранитных выходов во вмещающие породы отходит большое количество апофиз, преимущественно согласных по простиранию, но секущих по падению.

Граниты первой фазы массивные, в апикальных участках иногда с неотчетливой план-параллельной текстурой. Ярко выраженная гнейсовидная текстура, иногда целые поля разгнейсования (юго-восточная оконечность Кэрэхского и северо-западная — Тарбаганнахского массивов) приурочены к зонам тектонических нарушений. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитная. Средний минеральный состав (по 40 подсчетам на ИС, в %): кварц — 31,9, плагиоклаз — 28,6, калинастровый полевой шпат — 34,6, биотит — 4,9. Плагиоклаз гранитов эндоконтактовой фации в редких фенокристаллах неотчетливо зонален (30—36% *an* в центре до 24—26% *an* во внешней зоне). В гранитах главной фации представлен незональным олигоклазом с 18—28% *an*. Калинастровый полевой шпат более ксеноморфен, по данным оптического и рентгенографического изучения представлен моноклинным и слабо триклинным промежуточным до низкого ортоклазом с содержанием *ab* 28—37%. Включает зерна кварца, реже — биотита и олигоклаза с 18—20% *an*. Биотит — истонит-сидерофиллит, насыщен включениями ильменита, апатита, циркона, монацита. Изредка присутствуют гранат и ксенотим. С увеличением глубины эрозионного вреза содержание плагиоклаза в сумме полевых шпатов увеличивается от 38 до 50% при одновременном незначительном увеличении его основности и содержания в нем K_2O от 0,66 до 0,72%.

Биотит характеризуется умеренной железистостью и повышенной глиноземистостью (таблицы 1 и 2; рис. 2, а). По соотношениям основных компонентов

отвечает железистым биотитам гранитов S-типа (см. рис. 2, б), а по соотношению $TiO_2—Al_2O_3$ — биотитам абиссальных и мезоабиссальных гранитов [19]. Расчеты параметров кристаллизации биотита по работе [29] дают значения: давления при его образовании преимущественно 0,3—0,4 ГПа. Кристаллизация биотита проходила в восстановительных условиях при температурах 700—800 С (см. рис. 2, в), что близко значениям для биотитов стандартных S-гранитов Верхояно-Колымских мезозоид. Более низкие температуры дают расчеты по работе [23], в основном 630—700 С.

В акцессорных фракциях гранитов в порядке частоты встречаемости установлены: апатит, циркон, ильменит, монацит, рутил, гранат, ксенотим, хризоберилл, пирит. Апатит фтористый, с высоким содержанием (в %): F 3—4,13 и Y_2O_3 0,6—1, низким Cl 0—0,2. Акцессорный гранат представлен спессартин-альмандином с содержанием пиропового минала 2,3—12,4 и спессартинового 8,2—10,7%. Ильменит также марганцовистый (MnO 3,8—8% при MgO 0—0,4%). Отношения ZrO_2/HfO_2 в акцессорных цирконах изменяются в пределах значений, характерных для цирконов производных гранитных расплавов, от 30 до 50, но в ядрах присутствует реститовый или унаследованный циркон с величиной этого отношения до 73—75. Широко представлены метамиктные разности. В процессе метамиктного преобразования минерала ZrO_2/HfO_2 снижается до 15—20.

В целом, минеральный состав гранитов и типоморфизм их породообразующих и акцессорных минералов близки таковым пород гранит-лейкогранитной ассоциации (гранитам S-типа) Верхояно-Колымских мезозоид [18], отличаясь от них высокими содержаниями Al_2O_3 в биотите и его несколько меньшей железистостью, преобладанием ортоклаза среди калинастровых полевых шпатов и устойчивым присутствием хризоберилла в акцессорных фракциях.

Породы дополнительной фазы мелкозернистые, реже среднезернистые, порфириовидные, с массивной или план-параллельной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой с более резким идиоморфизмом плагиоклаза, чем в гранитах главной фазы. Минеральные составы разных тел этой фазы близки и в среднем составляют (по 50 замерам на ИС, в %): кварц — 31,7, плагиоклаз — 36,6, ортоклаз — 21,9, биотит — 9,8, амфибол — ед. зерна. Порфириовидные выделения сложены идиоморфным плагиоклазом с прямой, изредка с повторяющейся зональностью (38—29% *an*, K_2O 1,24—1,46 и Li_2O 0,04%) и коррозионными ядрами более основного состава (54—41% *an* и K_2O 1,52%). В основной массе присутствуют идиоморфные зерна олигоклаза. Ортоклаз промежуточный до низкого, криптопертитовый, триклинный, с 21—27% *ab*, включает реликты плагиоклаза и единичные чешуйки биотита. Биотит менее железистый и глиноземистый, чем в гранитах. P 0,29—0,32 ГПа, T 653—667 С по работе

1. Химический состав биотитов куларских гранитов

Образцы	Массив	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	P ₂ O ₅	H ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Сумма	f, %	a/	T, °C	log fO ₂	P, ГПа
T116/1	Тарбаганнахский	Гранит	36,06	1,54	19,47	2,37	21,56	0,33	5,18	0,40	0,28	8,25	0,38	0,92	2,70	0,120	0,037	99,60	72,0	26,5	690	16,7	0,4
T137/2		Гранит альбитизированный	35,8	2,40	18,97	1,80	21,17	0,42	7,46	0,28	0,28	8,96	He определен	0,07	2,42	He определен		100,03	63,2	25,3	730	16,0	0,35
T124/2	Кэрэксский	Адамеллит	34,82	3,81	17,56	2,16	22,26	0,22	7,25	0,40	0,23	8,28	0,34	0,92	1,96	0,048	0,026	100,28	65,2	23,9	710	16,1	0,29
T-80/1		Гранит	34,64	2,66	20,39	1,28	20,74	0,30	6,48	0,42	0,29	8,72	0,38	0,09	3,00	0,078	0,040	99,51	65,5	27,8	730	16,2	0,35
T97/1		Гранит микроклинизированный	35,41	3,30	16,06	2,59	21,56	0,32	6,64	0,85	0,22	8,61	0,23	0,09	3,16	0,072	0,028	99,14	66,9	22,4	700	16,3	0,2
T97	Кючюсский	Адамеллит	35,42	2,88	18,54	1,75	20,76	0,20	6,90	0,71	0,18	8,65	0,34	0,03	2,73	0,120	0,037	99,25	64,5	25,4	720	16,0	0,32
T46/1		Гранит эндоконтактовый	35,82	2,55	20,00	1,34	20,34	0,30	6,11	0,34	0,27	8,53	He определен	0,89	2,76	0,078	0,040	99,37	66,4	27,2	720	16,2	0,43
T34/3	Тирехтяхский	Мелкозернистый гранит	35,28	2,51	19,93	1,61	21,86	0,58	4,84	0,34	0,29	8,43		0,96	2,54	0,071	0,062	99,31	72,9	27,5	700	16,8	0,43
T-15/1		Адамеллит	35,3	3,16	18,70	1,90	21,57	0,46	6,87	0,28	0,21	8,05		0,35	2,23	0,075	0,057	99,21	65,5	25,3	710	16,1	0,34

Примечание. Химические анализы выполнены Г.Т.Матросовой в ИГАМБ СО РАН; P — расчеты по работе 29, Fe₂O₃ и Y₂O — по работе 31.

2. Микронзондовый состав биотитов куларских гранитов

Образцы	Массив	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O*	Сумма	f, %	al/	T, C	log fO ₂	P, ГПа	
041-3	Кэрэхский	Гранит	36,39	2,58	19,08	0,82	20,38	0,31	7,13	He опр.	0,04	9,60	0,02	0,24	3,22	99,80	62,40	25,8	780	16,0	0,37	
			36,31	2,65	19,36	0,86	21,29	0,31	6,64	0,10	0,04	0,04	9,54	0,01	0,20	2,87	100,17	65,10	26,1	770	16,2	0,38
			36,76	2,52	19,07	1,13	19,60	0,28	7,27	He опр.	0,13	8,97	8,97	0,01	0,31	3,51	99,55	61,40	25,7	760	15,9	0,36
041-2	Кэрэхский	Гранит	36,37	2,57	18,40	1,14	20,77	0,24	6,78	0,01	0,02	9,57	0,02	0,21	3,24	99,34	64,30	25,1	740	16,1	0,34	
			36,55	2,76	19,04	1,02	21,02	0,31	6,39	He опр.	0,11	9,31	9,31	0,01	0,22	3,04	99,78	65,80	25,8	760	16,2	0,36
			36,69	2,60	19,27	0,90	20,22	0,28	6,76		0,10	9,29	9,29	0,01	0,36	3,24	99,72	63,60	26,1	750	16,1	0,37
037	Кэрэхский	Гранит	36,28	2,62	19,00	1,30	20,19	0,31	6,31	0,01	0,17	8,82	He опр.	0,31	3,83	99,14	65,50	26,1	720	16,3	0,37	
			36,26	2,74	18,75	1,12	21,47	0,29	6,30	0,01	0,04	9,39	9,39	0,02	0,21	3,11	99,70	66,70	25,5	720	16,4	0,34
			35,79	3,39	18,70	0,52	19,87	0,30	6,59	0,01	0,14	9,69	9,69	0,02	0,33	3,49	98,83	63,40	26,0	790	16,0	0,36
051-2	Кэрэхский	Гранит	36,60	3,74	18,99	0,41	20,36	0,30	6,37	He опр.	0,15	9,37	0,02	0,20	2,83	99,33	64,60	26,1	790	16,1	0,36	
			36,15	3,67	18,74	0,67	19,45	0,28	6,62		0,20	9,02	9,02	0,02	0,19	3,56	98,57	63,00	26,0	780	16,0	0,35
			37,02	3,02	19,04	0,39	19,66	0,30	6,00	0,14	0,02	9,41	9,41	0,61	0,02	3,66	99,28	65,20	26,4	790	16,2	0,37
051-2	Кэрэхский	Гранит	36,31	2,89	18,80	0,77	20,51	0,33	6,71	He опр.	0,03	9,52	0,01	0,34	3,40	99,62	63,90	25,7	760	16,1	0,35	
			36,42	2,49	18,92	1,32	19,57	0,29	6,74		0,13	8,98	8,98	0,02	0,38	4,04	99,29	63,40	25,5	750	16,0	0,36
			36,88	3,12	18,29	0,95	20,53	0,33	6,48		0,11	9,37	9,37	0,02	0,26	3,12	99,47	64,90	25,1	730	16,2	0,32

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены Л.А.Павловой в Институте геохимии СО РАН (г.Иркутск); * — расчетные значения. T, log fO₂ по диаграмме Ю.Н.Трошина и др. [14].

[24] и 690—800 С при $\log f_{O_2}$ 16—16,1 по работе [13]. Ксеноморфные зерна кварца содержат неправильные включения плагиоклаза, единичные чешуйки биотита и мелкие включения циркона. Остаточный расплав кристаллизуется в виде интерстиционного микроаллотриоморфнозернистого агрегата плагиоаплитового состава: олигоклаз (20—26% an), низкий ортоклаз и кварц. Аксессуары: апатит, ильменит, циркон, монацит, касситерит, пирит. Присутствуют также галенит и сфалерит.

Характерная особенность куларских гранитов — интенсивное неравномерное проявление метасоматических процессов, фиксирующееся в той или иной

степени практически во всех изученных шлифах. Метасоматически измененные граниты представлены микроклинизированными, альбитизированными и грейзенизированными разновидностями. Наиболее ранний процесс выражен в образовании крупных порфиробластов микроклина и микроклин-пертита, нередко имеющих прожилковое распределение. Процесс усиливается вблизи зон интенсивной трещиноватости в гранитах вплоть до образования мономинеральных микроклиновых жил. Метасоматический микроклин содержит многочисленные корродированные реликты полевых шпатов магматического генезиса. Замещение магматического ортоклаза всегда происходит

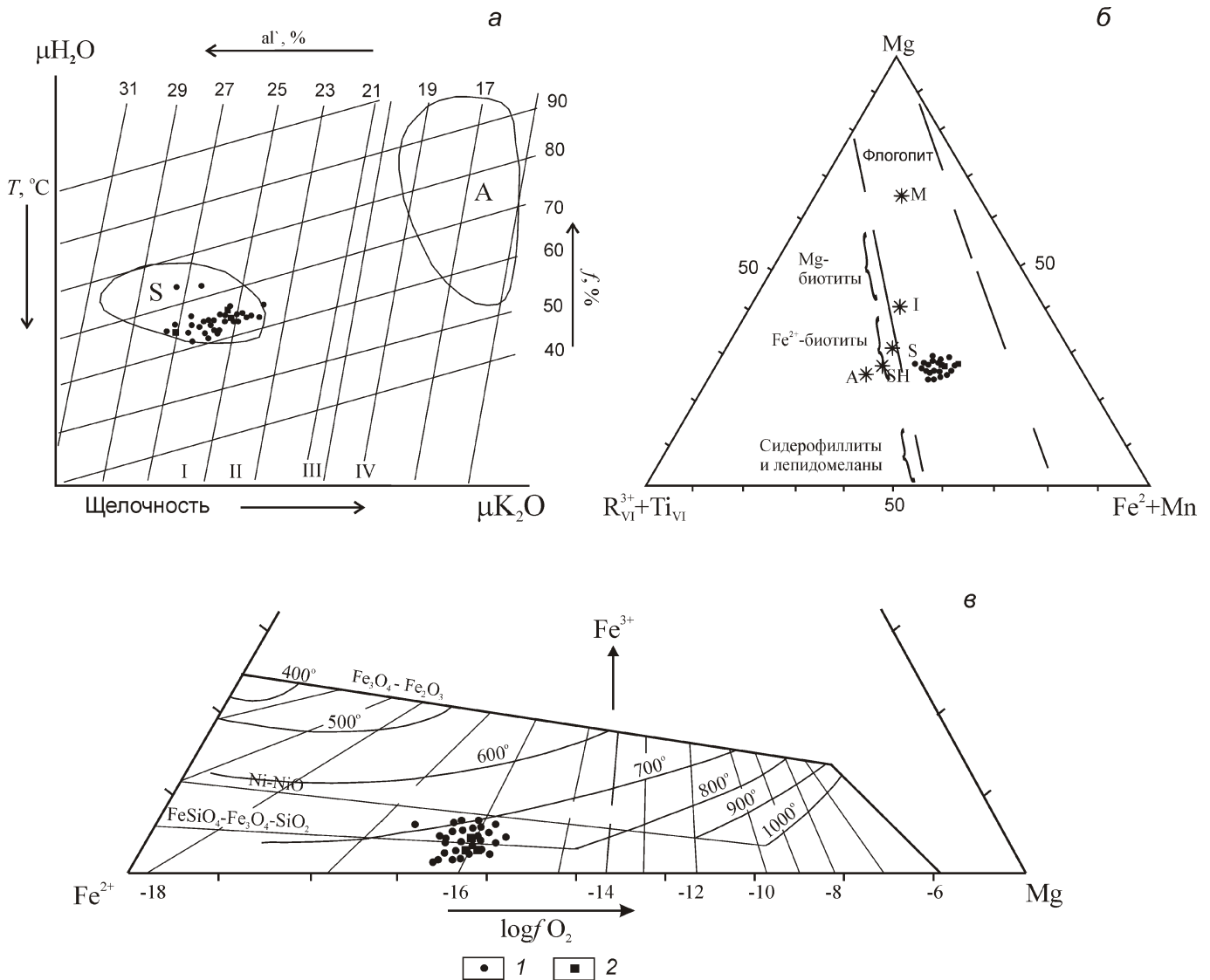


Рис. 2. Параметры составов биотитов гранитов Куларского поднятия:

граниты: 1 — главной и 2 — дополнительной фаз; а — соотношение железистости и глиноземистости в биотитах; железистость биотитов $f_{Fe\ Mn/Fe\ Mn\ Mg}$, глиноземистость биотитов $al' = Al/(Si\ Al\ Fe\ Mg)$; I—IV — группы щелочности биотитов [5]; б — соотношения между основными компонентами триоктаэдрической координации в биотитах; поля и точки составов [4]: M, I, S, A, Sh — петротипы гранитов; в — режим кристаллизации биотитов; основные обозначения [14]: $Fe_3O_4 - Fe_2O_3$, $Ni - NiO$, $FeSiO_4 - Fe_3O_4 - SiO_2$ — линии буферных равновесий, 1000—500 С — температуры кристаллизации, $\log f_{O_2}$ — активность кислорода; поля составов биотитов гранитов S- и A-типов по работам [17, 18]

с изменением оптической ориентировки первого, что характерно для гранитоидных массивов больших и средних глубин. Валовый состав микроклина ort 79 ab 21, в %: Na_2O 1,72—1,92, K_2O 12,1—12,2, Li_2O 0,05 и Rb_2O 0,05; $2V_{Np}$ 50—62. Состав пертитов: ort 88 ab 2, ort 5 ab 95. Процесс альбитизации начинается неравномерной деанортитизацией плагиоклаза и развитием пятнистых и жилковатых пертитов замещения по ортоклазу и метасоматическому микроклину. Усиление интенсивности процесса у пологих контактов приводит к образованию шахматного альбита, а затем к появлению в граните мелкозернистых участков, сложенных призматическими зернами альбита или альбит-олигоклаза (4—12% an) и образованию биминеральных кварц-альбитовых пород. Характерный акцессорный минерал альбитизированных гранитов — хризоберилл, содержание которого в акцессорных фракциях достигает 78%. Площадная грейзенизация неравномерно охватывает апикальные части гранитных куполов и достигает максимальной интенсивности непосредственно в контакте, местами до образования биминеральных слюдисто-кварцевых зон и мономинеральных кварцевых грейзенов с акцессорным хризобериллом. В экзогрейзенах по сланцеватости развиваются крупные кристаллы розового андалузита и игольчатого шерла. Более характерны грейзены трещинного типа, приуроченные к зонам тектонических нарушений, и развитые как по неизменным, так и по микроклинизированным и альбитизированным гранитам на всех доступных наблюдениям горизонтах гранитных выходов. Аналогичные метасоматические изменения характерны и для пород дополнительной фазы, но проявлены в них слабее, что, вероятно, связано с меньшей интенсивностью потока постмагматических растворов на поздних стадиях становления плутона.

Изотопные данные для куларских гранитов многочисленны и весьма противоречивы. По данным К-Аг метода их возраст изменяется от 156 до 97 млн.лет по валовым пробам (34 определения) и 154—98 млн.лет по биотиту (3 определения) [10, 15]. Выполненное А.И.Зайцевым изучение Rb-Sr систем гранитов в целом подтвердило эти данные и коровое происхождение гранитов: 152—94 млн.лет (23 определения) при I_0 0,70758—0,7245. ^{39}Ar - ^{40}Ar методом изотопный возраст гранитов по биотиту определен в 102 млн.лет [26], U-Pb методом по цирконам в 102—110 млн.лет [22]. По мнению авторов, такие вариации датировок обусловлены наложением на граниты различных метасоматических процессов, степень проявления и количественные соотношения которых в каждом конкретном случае вычислить затруднительно. Авторы данной публикации склонны рассматривать как наиболее близкий к истинному возраст наименее измененных гранитов (в млн.лет): 156 (Тирехтяхский массив, К-Аг метод) и 154 (Кэрэхский, К-Аг метод), 152—150 (Нагдаанинский массив, Rb-Sr метод), что

близко по времени началу мезозойского гранитообразования в Верхояно-Колымских мезозоидах. Наиболее вероятный возраст протолита по двустадийной модели 1957—2073 млн.лет (палеопротерозой), что вместе с геологическими данными снимает дискутировавшийся в 1960—1970-е годы [6, 16] вопрос о возможности образования куларских гранитов на месте, за счет гранитизации и переплавления осадочных толщ.

Интенсивное метасоматическое изменение пород осложняет и изучение их петрогеохимических особенностей. Из имеющихся 258 силикатных анализов для подсчетов средних использовано только 111 по наименее измененным образцам (табл. 3). По составу подавляющее большинство из них по классификации М.Вильсона [30] относятся к нормальным гранитам. В поле гранодиоритов попадают лишь единичные точки составов пород дополнительной фазы (рис. 3, а). По классификации де Ла Роше [20] породы соответствуют в основном монцогранитам (как и граниты S-типа Верхояно-Колымских мезозоид) (см. рис. 3, б). По этой классификации, щелочные граниты, типичные для гранитоидов А-типа региона [17] в составе изученных интрузивных выходов отсутствуют. На диаграмме Л.С.Бородина (см. рис. 3, в) точки составов куларских гранитов образуют вытянутое поле между главным известково-щелочным и высококалиевым трендами, как и граниты S-типа региона. Соответствуют они S-гранитам и по классификации Дж.Маеды [26] (см. рис. 3, г). Как от эталонных гранитов S-типа, так и от S-гранитов Верхояно-Колымских мезозоид куларские граниты отличаются более высокой ролью Na_2O в составе щелочей: $K/(Na+K)$ 0,32—0,45 при 0,52—0,58 в типовых гранитах S-типа (см. табл. 2). В нормативном составе всех пород (в %): альбит 30—34 заметно преобладает над ортоклазом 21—26, нормативный состав плагиоклаза отвечает олигоклазу 14—21 an. Индекс дифференциации DI для гранитов всех выходов составляет 86—90%; индексы темноцветности 6—9, агапайности 0,49—0,54 и железистость 76—79%. Породы преимущественно гиперглиноземистые, соответствуют гранитоидам континентальных дуг (рис. 4). Вариации значений K/Rb (157—166)— Rb (187—234) и $(La/Yb)_N$ (12,1—12,2)— Yb_N (7—7,7) указывают [4, 10] на генерацию материнского расплава в коровых субстратах. Температура исходного расплава по работе [22] оценена в 930—860 С, а температурный интервал кристаллизации [7] 850—650 С, что близко данным по биотитовому геотермометру Ю.Н.Трошина с соавторами (1981) и данным для гранитов S-типа региона [18]. В то же время, расчетное давление [1] при магмогенерации достигает 0,92 ГПа, а расчетное давление при кристаллизации по соотношениям Al_2O_3/TiO_2 — MgO [7] 0,5—0,2 ГПа, в т.ч. при кристаллизации биотитов 0,43—0,2 ГПа (см. таблицы 1, 2). По всем методам условия формирования гранитов соответствуют мезоабиссальным, в отличие от гипабиссальных для грани-

3. Средний состав куларских гранитов(в %)

Компоненты	Оюн-Юрхский		Нагдаанин-ский		Тарбаганаз-ский		Кэрэхский		Тирехтяхский		Хос-Юрхский		Солурский		Дайки и што-ки II фазы			Петроиты гранитов [9]		
	n	9	n	11	n	38	n	31	n	4	n	3	n	7	n	8	S	S ₁	A	
1	2		3		4		5		6		7		8		9	10	11	12		
SiO ₂	72,71		71,71		72,67		72,11		72,13		72,79		71,01		69,05	70,3	72,6	73,8		
TiO ₂	0,27		0,38		0,24		0,31		0,28		0,2		0,38		0,47	0,48	0,29	0,26		
Al ₂ O ₃	14,71		14,79		14,95		14,84		14,58		14,39		15,25		15,66	14,1	14,1	12,4		
Fe ₂ O ₃	0,32		0,56		0,25		0,5		0,47		0,93		0,52		0,73	0,56	0,3	1,24		
FeO	1,44		1,85		1,41		1,37		1,66		1,82		2,1		2,24	2,87	1,38	1,58		
MnO	0,05		0,06		0,07		0,04		0,04		0,03		0,05		0,06					
MgO	0,41		0,62		0,47		0,5		0,63		0,37		0,57		1,14	1,42	0,73	0,2		
CaO	1,36		1,46		1,54		1,7		1,83		1,42		1,88		2,31	2,03	1,18	0,75		
Na ₂ O	3,7		3,48		3,96		3,96		3,54		3,92		4,01		3,61	2,41	2,71	4,07		
K ₂ O	4,27		4,3		3,79		4,09		3,56		3,83		3,78		4,04	3,96	5,54	4,65		
P ₂ O ₅	0,25		0,22		0,17		0,15		0,2		0,14		0,18		0,29					
CO ₂	0,13		He опр.		0,11		0,06		He опр.		0,06		He опр.		He опр.					
H ₂ O ⁻	0,164		0,13		0,15		0,15		0,2		0,13		0,15		He опр.					
H ₂ O ⁺	0,53		0,6		0,53		0,58		0,78		0,38		0,55		1,17					
F	0,08		0,08		0,06		0,08		0,08		He опр.		He опр.		0,1					
S _{общ}	0,03		0,04		0,07		0,03		He опр.		0,06		He опр.		0,07					
Сумма	100,26		100,19		100,32		100,32		99,78		100,34		100,28		100,89					
K/Na K	0,43		0,45		0,39		0,4		0,39		0,39		0,38		0,42	0,52	0,58	0,43		
Na K/Al	0,73		0,7		0,71		0,74		0,66		0,74		0,7		0,65	0,58	0,74	0,95	1	
Ca/Na K	0,12		0,13		0,13		0,14		0,17		0,12		0,15		0,2	0,22	0,1	0,12		
Al/2Ca Na K	1,11		1,13		1,11		1,06		1,12		1,09		1,08		1,07	1,18	1,06	0,95		
Fe/(Fe Mg)	0,7		0,68		0,66		0,69		0,64		0,8		0,72		0,58	0,55	0,56	0,88		
Fe ³ /(Fe ³ Fe ²)	0,16		0,68		0,14		0,25		0,2		0,32		0,18		0,22	0,15	0,16	0,41		
Li	98		65		56		84		61		He опр.		He опр.		90					
Rb	234		191		137		213		217		He опр.		He опр.		145	217	275	169		
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0,7129		0,7076		0,7112		0,7092									0,708	0,703—0,715			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe-Mg—минералы	Биотит, мусковит								Биотит, мусковит		Лепидомелан, щелочные амфиболы, фаялит
Аксессуары	Ильменит, гранат, турмалин, монацит, ксенотим, рутил, кордиерит, хризоберилл								Ильменит, гранат, турмалин, монацит, кордиерит		Магнетит, ильменит, сфен, ортит, флюорит
color	6,8	8,3	6,5	5,8	7,6	6,8	7,8	10,2			
Pl	14	16	16	18	21	16	19	24			
agr	0,54	0,53	0,52	0,54	0,49	0,54	0,51	0,49			
f	0,81	0,79	0,78	0,78	0,77	0,88	0,82	0,72			
ort	25	26	23	24	21	23	22	24			
ab	31	30	34	34	30	33	34	31			
q	31,3	31	31	29	33	31	28	26			
DI	90,3	88,2	89	88	86,6	88,6	85,6	82,1	81,1	90,2	93,1

Примечание. n — число анализов относительно слабо измененных гранитов.

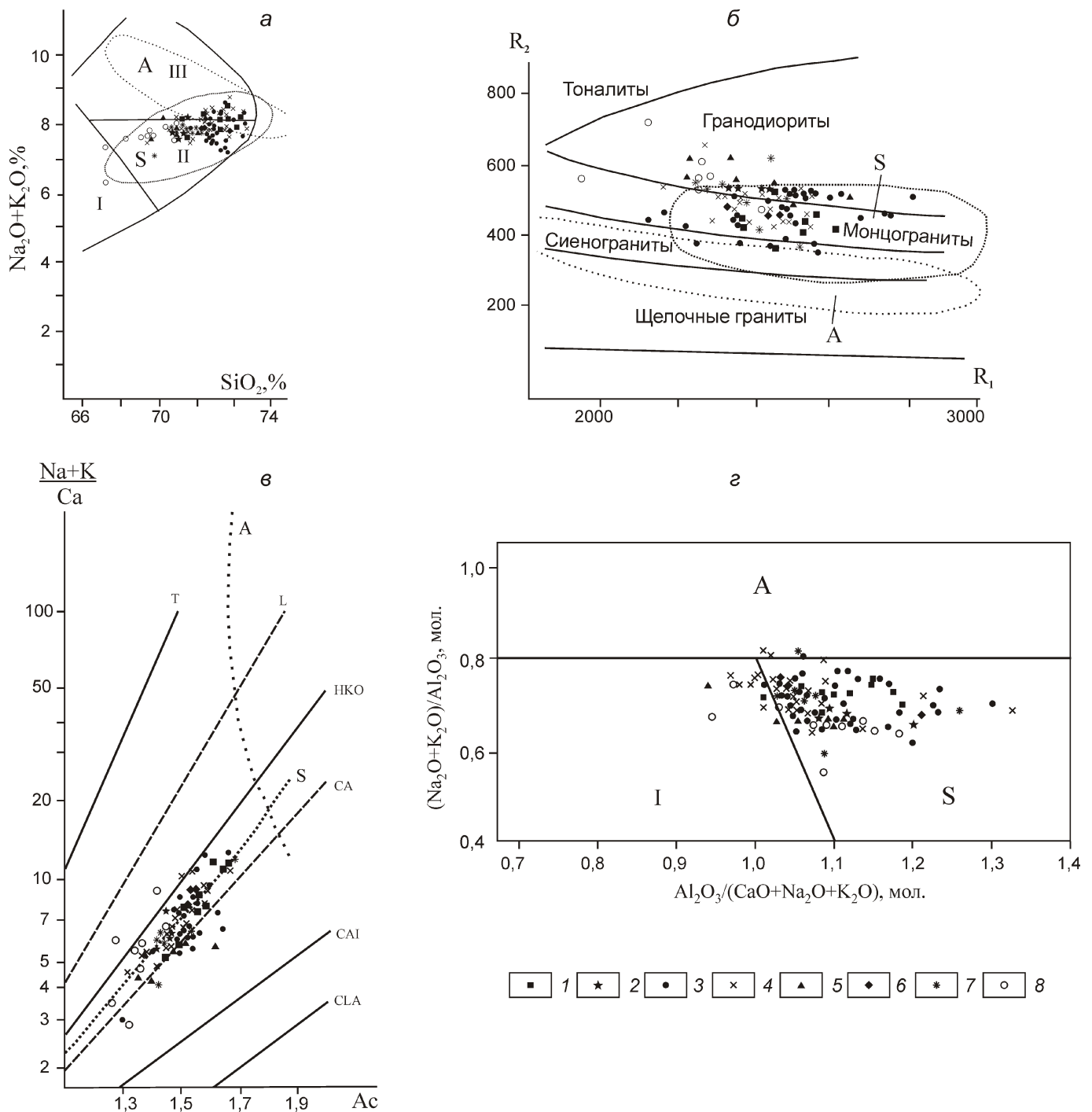


Рис. 3. Классификационные диаграммы для куларских гранитов:

массивы: 1 — Оюн-Юряхский, 2 — Нагдаанинский, 3 — Тарбаганнахский, 4 — Кэрэхский, 5 — Тирехтяхский, 6 — Хос-Юряхский, 7 — Солурский, 8 — штоки и дайки дополнительной фазы; *a* — по работе [29], поля диаграммы: I — гранодиориты, II — граниты, III — щелочные граниты; *б* — по работе [20], R_1 $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$, R_2 $6Ca-2Mg-Al$; *в* — соотношение $(Na+K)/Ca$ — Ac (активность катионов) [2]; главные тренды эволюции [2]: CLA — толеитовый океанический, CAI — известковый низкощелочной (островодужный), CA — известково-щелочной (коровый), HKO — высококалиевый (орогенный), L — латитовый, T — трахитовый; *з* — соотношения $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ — $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ в куларских гранитах; петротипы гранитов по работе [25]; поля и тренды эволюции составов гранитов S- и A-типов — по работам [17, 18]

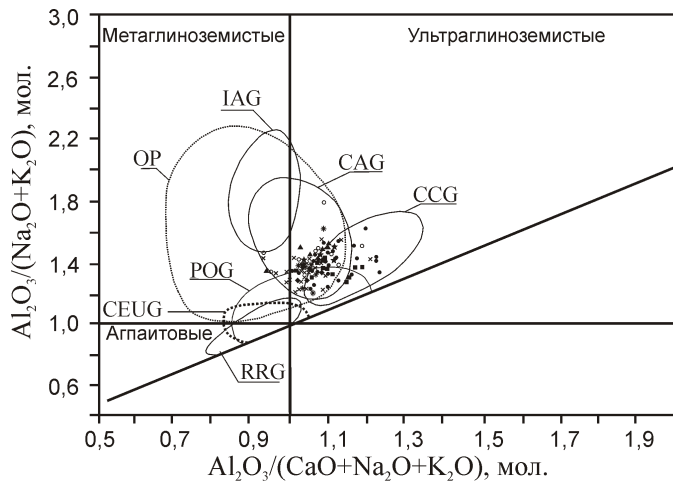


Рис. 4. Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования куларских гранитов:

поля диаграммы [28]: OP — океанические плагиограниты, IAG — островодужные гранитоиды, CAG — гранитоиды континентальных дуг, CCG — континентальные коллизионные гранитоиды, POG — посторогенные гранитоиды, CEUG — гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG — рифтогенные гранитоиды; см. услов. обозн. к рис. 3

тов S-типа региона. Согласно диаграмме А.Гердеса [21], исходные субстраты представлены метаграувакками и изверженными породами кислого состава (рис. 5). Данные по содержаниям REE имеются только для гранитов Кэрэхского массива и тренды распределения REE также близки таковым гранитов S-типа и характеризуются отчетливо выраженным минимумом Eu и повышенными концентрациями LREE (рис. 6).

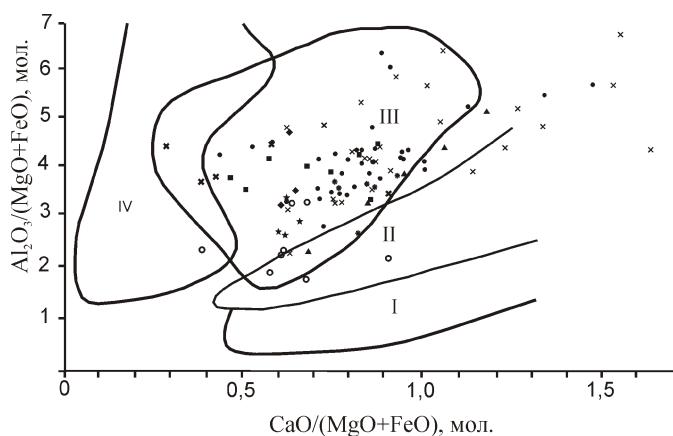


Рис. 5. Соотношения Al/(Fe+Mg)—Ca/(Fe+Mg) в куларских гранитах:

поля диаграммы 21, парциальное плавление: I — амфиболитов, II — дацитов-тоналитов, III — метаграувакк, IV — метапелитов; см. услов. обозн. к рис. 3

Породы дополнительной фазы (см. табл. 2, рисунки 3—5) отличаются от гранитов главной фазы лишь несколько меньшим содержанием SiO₂ и большими CaO, FeO, MgO и меньшим индексом дифференциации (DI 82%). Параметры состава также не выходят за пределы таковых для гранитов S-типа. С учетом установленной вертикальной зональности гранитных выходов, авторы вправе рассматривать эти породы как производные более глубоких горизонтов того же магматического очага. Расчетные параметры их образования: температура исходного расплава при парциальном плавлении древних изверженных пород кислого состава (см. рис. 5) 950—900 С [21], температурный интервал кристаллизации [7] 900—700 С при давлении от 0,7 до 0,2 ГПа.

Самые молодые осадочные породы в контактах гранитных выходов представлены нижними горизонтами анизийского яруса. Мощность вышележащей триасовой толщи не менее 5 км, а суммарная мощность ниже-среднеюрских отложений в сопредельных районах 4—5 км (О.Г.Эпов, 1985). Учитывая, что с поздне-, а, возможно, и со среднеюрского времени Куларский район, вероятно, являлся областью сноса [6], глубина становления гранитных выходов оценивается в 5—6 км. Этот вывод подтверждается и характером метаморфизма в контактах куларских гранитов. Терригенно-осадочные породы здесь преобразованы в биотит-кварц-полевошпатовые с андалузитом кристаллические сланцы, а во внутренней зоне экзоконтактового ореола гранитизированы, вплоть до формирования метасоматических гранитов. Биотит-кварц-полевошпатовые сланцы с андалузитом могут быть отнесены к пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, для которых характерна ассоциация: андалузит калиевый полевошпат, однако, наличие отчетливых сланцевых текстур сближает их с регионально-метаморфизованными породами [16]. По А.А.Маракушеву [8], андалу-

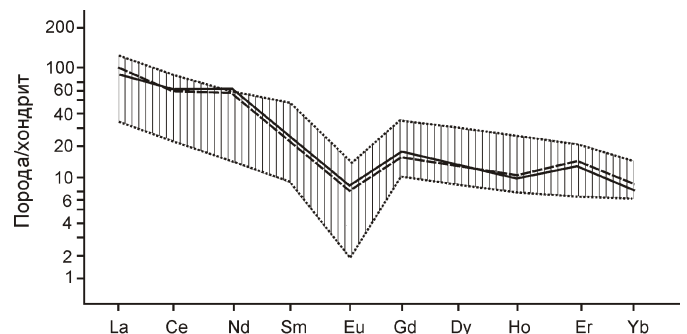


Рис. 6. Нормированное по хондриту [24] распределение редкоземельных элементов в куларских гранитах:

заштрихованное поле — вариации распределения REE для гранитов S-типа ВКМ, по работе [18]

зит-кордиерит-биотитовые метаморфические породы образуются при P 0,15—0,25 ГПа и T 670—700 С, что близко к упомянутым выше расчетным данным.

Таким образом, по типоморфизму минералов и всем петро- и геохимическим параметрам и характеру метаморфизма вмещающих терригенно-осадочных пород куларские граниты соответствуют мезоабиссальным коровым гранитам S-типа с повышенной ролью натрия в составе щелочей. Они сформированы из гранитного расплава, возникшего в позднескладчатый период при парциальном плавлении палеопротерозойских кислых изверженных пород и метаграввакк при давлениях до 0,92 ГПа и температуре 950—900 С, что снимает вопрос о возможности образования магмы на месте за счет гранитизации и переплавления вмещающих толщ с очень ограниченным проявлением интрузивного процесса. Кристаллизация материнского расплава имела место в интервале давлений 0,7—0,2 ГПа и интервале температур 900—650 С.

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. *Гусев А.И.* Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 4. С. 54—57.
4. *Джан Б.М., Чжан З.К.* Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250—284.
5. *Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки // Известия АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 5—20.
6. *Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. —Новосибирск: Наука, 1975.
7. *Куликова В.В., Куликов В.С.* Петрохимическая классификация магматических пород. —Петрозаводск, 2001.
8. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. —М.: Недра, 1978.
9. *Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н.* Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. —М.: Роскомнедра, 1992.
10. *Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. —Новосибирск: Наука, 1980.
11. *Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокотьев А.В.* и др. Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартингом. —М.: Наука, 1989. С.109—127.
12. *Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А.* и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 1463—1466.
13. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
14. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю.* Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. —Л.: Наука, 1981. С. 73—83.
15. *Трунилина В.А.* Гранитоиды Куларского поднятия. Афтореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Якутск, 1970.
16. *Трунилина В.А.* О проявлении гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 50—59.
17. *Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И.* Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99—109.
18. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Гранитоиды батолитовых поясов северо-востока Верхояно-Колымской складчатой области. —Якутск: ОАО Медиа Холдинг, 2013.
19. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). —М.: Наука, 1975.
20. *De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses — its relationships and current nomenclature // Chem. Geol. 1980. Vol. 29. Pp. 183—210.
21. *Gerdes A., Worner G., Henk A.* Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. Pp. 577—587.
22. *Harris D.B., Toro J., Prokopyev A., Miller E.L.* Cretaceous tectonic and magmatic evolution of the Kular Dome, northeast Russia // Abstracts T31A-2143 presented at 2010 Fall Meeting AGU, San Francisco, Calif. 13—17 Dec.
23. *Henry D.A., Guidotti Ch.V., Thompson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism // Amer. Miner. 2005. Vol. 90. Pp. 316—328.
24. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. Pp. 219—228.
25. *Jung S., Pfander J.A.* Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids — constrains from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // European J. Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5—40.
26. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K.* et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167—170.
27. *Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. Pp. 235—255.
28. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635—643.
29. *Uchida E., Endo S., Makino M.* Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. Pp. 47—56.
30. *Wilson M.* Igneous petrogenesis. — Unwin Hayman, London, 1989.
31. *Yavuz F.* A program to classify microprobe and wet chemical amphibole analyses according to the IMA (1997) nomenclature scheme. —Istanbul, 1990.

Особенности химического состава нижнемеловых отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба

Д.А.ВАСИЛЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), В.Б.ЕРШОВА (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования Санкт-Петербургский государственный университет; 199034, г.Санкт-Петербург, Университетская наб., д.7/9), А.В.ПРОКОПЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Описаны особенности химического состава морских и континентальных нижнемеловых терригенных отложений северной части Приверхоянского прогиба, позволяющие предполагать их вулканогенно-осадочное происхождение.

Ключевые слова: Приверхоянский прогиб, псаммиты, алевролиты, петрохимические модули, петрография, литогеохимия.

Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru
Ивенсен Галина Владимировна, g.v.ivensen@diamond.ysn.ru
Ершова Виктория Бэртовна, ershovavictoria@gmail.com
Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

Peculiarities of chemical composition of Lower Cretaceous rocks in the northern Priverkhoyansk foreland basin

D.A.VASILIEV, G.V.IVENSEN, V.B.ERSHOVA, A.V.PROKOPIEV

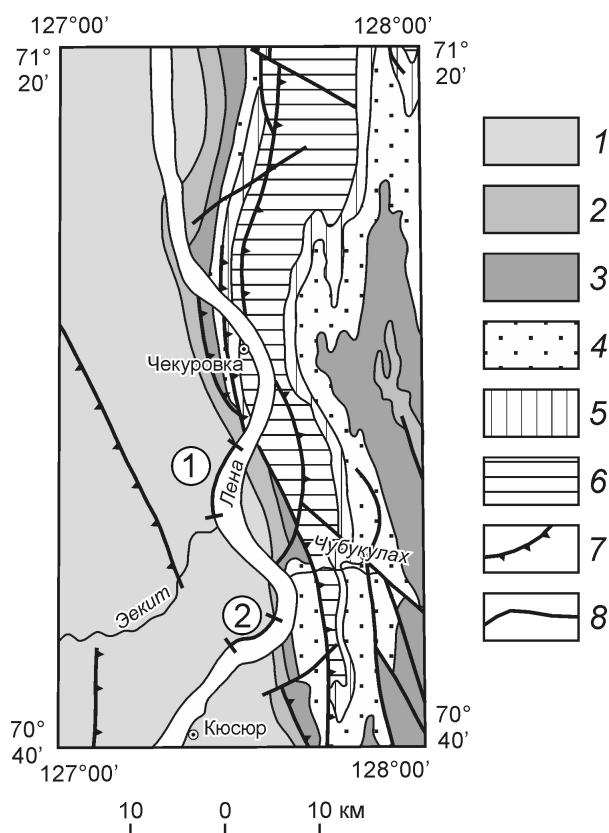
Described are peculiarities of chemical composition of Lower Cretaceous marine and continental terrigenous rocks in the northern Priverkhoyansk foreland basin, which assume their volcanogenic-sedimentary origin.

Key words: Priverkhoyansk foreland basin, psammite, siltstone, petrochemical modulus, petrography, lithochemisrty.

Исследуемый район располагается на левобережье р.Лена в ее нижнем течении, вблизи устья р.Экит между мысами Чекуровский и Чуча (рис. 1). Здесь обнажаются верхнемезозойские отложения северной части Приверхоянского краевого прогиба, примыкающего к фронту Верхоянского складчато-надвигового пояса [4]. Образцы были отобраны из разреза нижнемеловых терригенных пород восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали (рис. 2, А и Б). Район исследований является перспективным на обнаружение горючих полезных ископаемых и располагается в пределах Ленского угольного бассейна [6]. Основная задача проведенного исследования — определение литогеохимических особенностей нижнемеловых

Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Приверхоянского краевого прогиба и западной части Хараулахского антиклинория:

отложения: 1 — меловые, 2 — юрские, 3 — триасовые, 4 — пермские, 5 — кембрийские, 6 — рифейские; 7 — надвиги и взбросы; 8 — разломы неизвестной кинематики; исследуемые разрезы: 1 — мыс Чекуровский, 2 — мыс Чуча



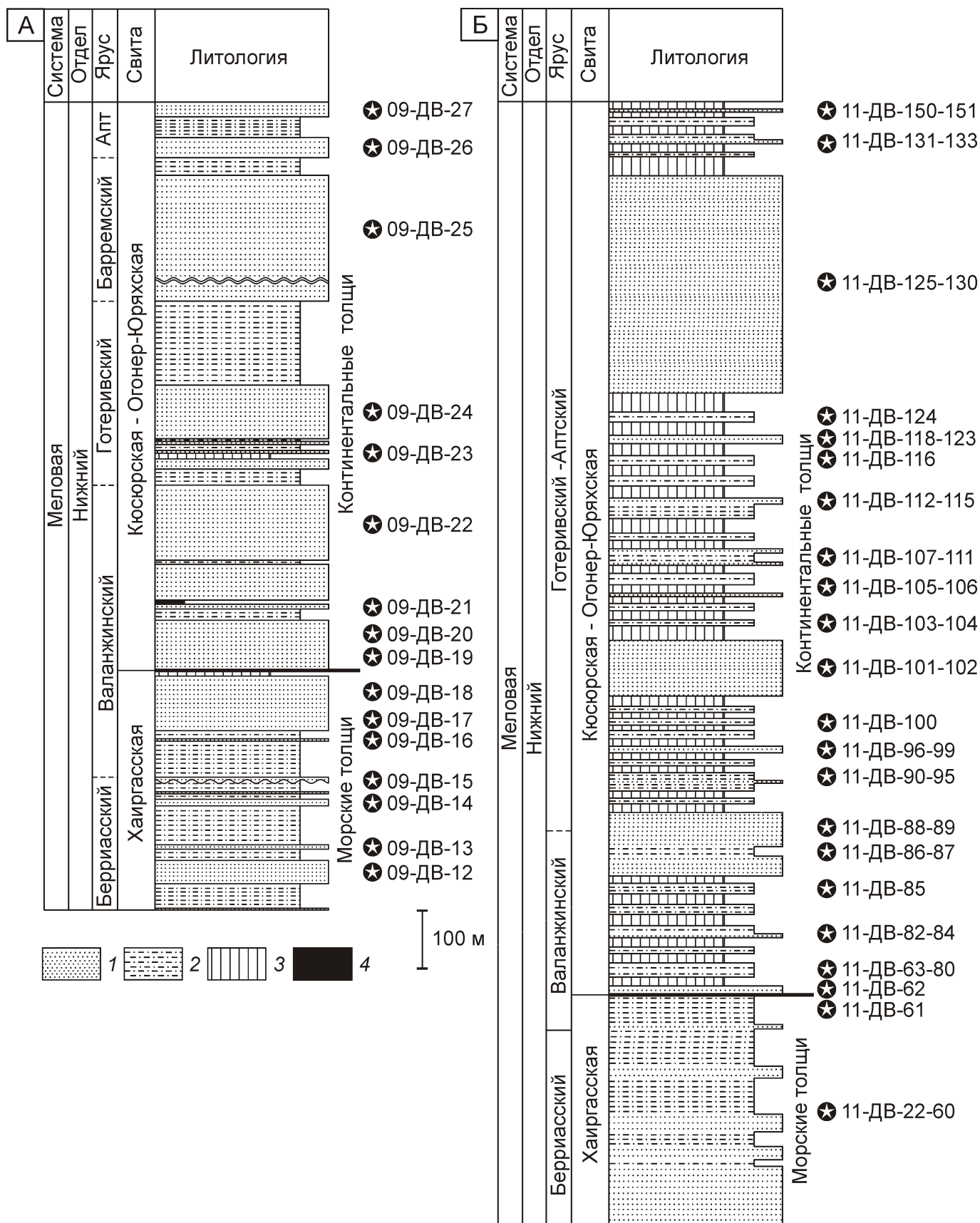


Рис. 2. Стратиграфические колонки нижнемеловых терригенных отложений:

А — мыс Чекуровский, Б — мыс Чуча; отложения: 1 — псаммиты, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — угли

терригенных пород этой части прогиба с целью установления их происхождения.

Изученные разрезы сложены морскими и континентальными терригенными отложениями. Морская часть разрезов представлена чередованием псаммитов и алевролитов, тогда как континентальная — чередованием мощных горизонтов псаммитов и пачек переслаивания аргиллитов и алевролитов с подчиненным количеством псаммитов. Для петрохимического изучения были отобраны 80 образцов псаммитов и 41 алевролитов. Результаты химических анализов приведены в таблицах 1 и 2. Были рассчитаны основные петрохимические модули (гидролизатный ГМ $(Al_2O_3 TiO_2 Fe_2O_3 FeO MnO)/SiO_2$, алюмокремниевый 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 ЩМ Na_2O/K_2O , нормированной щелочности НКМ $(Na_2O K_2O)/Al_2O_3$ и железный ЖМ $(Fe_2O_3 FeO MnO)/(Al_2O_3 TiO_2)$ [7]), и построены модульные диаграммы (рис. 3). На них также нанесены точки средних химических составов песчаника по Ф.Кларку [2] и дацита [5].

Псаммиты исследуемой территории очень однородны по химическому составу (см. табл. 1). Среднее содержание SiO_2 68,34% (при колебаниях от 42,58 до 74,84%), а по значениям ГМ 0,30 практически все они являются силлитами, что хорошо видно на модульной диаграмме ГМ—НКМ (см. рис. 3, А). Высокие значения алюмокремниевое петрохимического модуля (среднее 0,21) указывают на свежесть обломочного материала (см. рис. 3, Б, Д, Е). Кларковское значение этого модуля для нормальных песчаников составляет всего 0,06. Содержание титана низкое (среднее значение TiO_2 0,46%), но на модульной диаграмме АМ—ТМ (см. рис. 3, Д) наблюдается широкий разброс значений ТМ от 0,003 до 0,060 (среднее 0,032), что свидетельствует о разной степени зрелости обломочного материала. В основном преобладают псаммиты с низкими значениями титанового модуля и только у пяти образцов оно попадает в интервал кларковских значений, характеризующих нормальные осадочные псаммиты 0,051—0,060 (см. рис. 3, Г). Железа также содержится мало (см. рис. 3, В); среднее значение ФМ 0,06. Закисное железо преобладает над окисным, средние значения соответственно равны 2,35 и 0,62%, тогда как для нормальных песчаников характерно преобладание окисного железа. На модульных диаграммах наблюдается прямая корреляция между ТМ и ФМ (см. рис. 3, Ж) и ЖМ (см. рис. 3, Г), что не типично для нормальных осадочных пород. Щелочей содержится много, среднее значение $Na_2O K_2O$ 6,25%, причем Na_2O преобладает над K_2O (ЩМ 1), что хорошо видно на модульной диаграмме ЩМ—НМ (см. рис. 3, З). Среднее значение НМ 0,27, а КМ 0,17. Кларковское содержание щелочей в осадочных песчаниках составляет всего 1,76% при

явном преобладании K_2O (ЩМ 0,34). Высокие значения НКМ (среднее 0,44) свидетельствуют о наличии среди обломочной части изученных псаммитов большого количества полевых шпатов, что также указывает на свежесть обломочного материала. На всех модульных диаграммах точки химических составов псаммитов тяготеют к точке среднего химического состава дацитов [5]. Однородный химический состав изученных псаммитов является следствием существования единого источника обломочного материала. Некоторый разброс точек на модульных диаграммах ЖМ—ТМ, ФМ—ТМ, АМ—ТМ связан с разной степенью зрелости обломочного материала.

Алевролиты несколько отличаются по своему химическому составу от псаммитов. Они содержат меньше SiO_2 и Na_2O и больше всех остальных оксидов (см. табл. 2). По значениям ГМ 0,30—0,50 они относятся к силлитам. Среднее значение ТМ 0,045 гораздо выше, чем в псаммитах, хотя в нормальных осадочных породах значения титанового петрохимического модуля выше в песчаниках, чем в алевролитах и аргиллитах (закономерность Мигдисова) [7]. Так же как и в псаммитах, в алевролитах закисное железо преобладает над окисным. Содержание щелочей высокое ($Na_2O K_2O$ 6,06%), и в сумме щелочей незначительно преобладает Na_2O (среднее значение ЩМ 1,08). Средние значения НМ 0,19, а КМ 0,18. На модульной диаграмме АМ—КМ (см. рис. 3, Е) положение точек указывает на то, что содержание K_2O и в псаммитах, и в алевролитах примерно одинаково.

Таким образом, изученные образцы псаммитов и алевролитов обладают рядом особенностей, отличающих их от нормальных осадочных пород: 1) не соблюдается закономерность Мигдисова [7]; 2) исследуемая территория в раннем мелу характеризовалась гумидным климатом и мелководно-прибрежными и континентальными типами осадконакопления, для которых свойственны высокие значения ТМ [6], что не наблюдается в данных разрезах; 3) однородный химический состав, близкий к химическому составу кислых магматических пород (дацитов); 4) высокое содержание щелочей при преобладании Na_2O ; 5) низкое содержание MgO и FeO^* ; 6) закисное железо преобладает над окисным; 7) положительная корреляция между значениями ТМ—ФМ и ТМ—ЖМ и обратная — между значениями НКМ—ФМ.

Микроскопическое изучение шлифов показало слабую сортировку и окатанность обломочного материала. В шлифах зерна, как правило, от угловатых до средне-окатанных. Содержание обломков пород 10% и полевых шпатов 25%, что позволяет называть их аркозовыми аренидами [3]. Однако по химической классификации [3], основываясь на низких значениях SiO_2/Al_2O_3 , высоких содержаниях щелочей при преобладании Na_2O над K_2O , их можно отнести к полевошпатовым грауваккам. Данное несоответствие также позволяет усомниться в исключительно осадочном

1. Химический состав псаммитов северной части Приверхоянского красного прогиба, %

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	F	Сумма
11-ДВ-4	72,08	0,31	14,16	0,00	2,51	0,04	0,47	3,03	3,84	2,00	0,09	0,27	1,38	0,02	0,00	100,20
11-ДВ-5	67,46	0,65	14,57	1,27	2,82	0,03	0,76	3,31	4,02	2,66	0,13	0,00	2,14	0,19	0,00	100,01
11-ДВ-6	70,65	0,25	14,22	0,00	1,51	0,05	0,22	4,00	3,92	2,37	0,17	1,08	1,61	0,05	0,00	100,10
11-ДВ-7	72,00	0,43	14,64	0,14	1,90	0,03	0,88	1,66	3,86	2,45	0,12	0,54	1,24	0,00	0,00	99,89
11-ДВ-22	68,01	0,54	14,99	1,20	2,55	0,04	1,16	2,74	3,77	2,62	0,14	0,54	1,51	0,11	0,00	99,92
11-ДВ-23	68,79	0,54	15,00	0,76	2,55	0,03	0,72	3,43	4,00	2,79	0,19	0,00	1,25	0,27	0,00	100,32
11-ДВ-25	67,12	0,54	14,97	1,30	2,58	0,04	0,96	2,97	4,02	2,88	0,12	0,54	1,49	0,69	0,00	100,22
11-ДВ-26	68,81	0,41	15,35	0,26	2,85	0,03	0,60	3,02	4,08	2,94	0,14	0,00	1,25	0,11	0,00	99,85
11-ДВ-27	64,98	0,44	14,41	0,73	2,43	0,06	1,28	4,79	3,62	2,70	0,16	2,12	2,43	0,16	0,00	100,31
11-ДВ-28	68,31	0,51	15,24	0,12	3,58	0,03	1,13	3,08	3,45	2,69	0,11	0,00	1,87	0,04	0,00	100,16
11-ДВ-30	71,25	0,47	14,59	0,02	2,79	0,03	0,77	2,73	3,49	2,70	0,08	0,00	1,40	0,02	0,00	100,34
11-ДВ-32	67,57	0,50	14,72	0,75	2,99	0,03	1,75	1,78	3,97	2,88	0,19	0,77	1,49	0,02	0,00	99,41
11-ДВ-34	67,97	0,48	14,21	0,98	2,65	0,05	0,93	2,71	4,06	2,55	0,21	1,08	1,74	0,12	0,00	99,74
11-ДВ-38	67,45	0,63	14,17	1,24	3,09	0,03	1,58	1,91	3,69	2,60	0,18	0,00	2,50	0,32	0,00	99,39
11-ДВ-41	66,82	0,54	13,79	1,18	2,85	0,07	1,41	3,11	3,59	2,63	0,22	2,86	0,43	0,03	0,00	99,53
11-ДВ-42	52,07	0,35	12,11	0,68	2,03	0,33	0,90	13,78	3,25	2,45	0,15	9,95	1,32	0,05	0,00	99,42
11-ДВ-45	64,78	0,45	13,46	1,55	2,98	0,09	1,89	4,08	3,37	2,27	0,19	2,11	2,15	0,07	0,00	99,44
11-ДВ-46	67,45	0,41	14,01	1,06	2,07	0,05	1,18	3,20	4,10	2,69	0,17	1,63	1,47	0,07	0,00	99,56
11-ДВ-48	65,54	0,62	15,26	0,73	3,55	0,04	1,91	1,54	4,23	3,12	0,21	0,00	2,65	0,03	0,00	99,43
11-ДВ-50	66,18	0,88	14,84	1,42	3,01	0,04	1,51	2,05	4,06	2,59	0,27	0,54	1,86	0,20	0,00	99,45
11-ДВ-56	65,35	0,67	15,13	0,83	3,86	0,03	1,99	1,88	3,66	2,80	0,20	0,00	2,97	0,05	0,00	99,42
11-ДВ-57	73,03	0,22	13,03	0,35	2,47	0,02	0,85	0,83	4,09	3,02	0,11	0,00	1,48	0,02	0,00	99,52
11-ДВ-59	74,93	0,25	11,23	0,62	2,30	0,04	0,06	2,57	2,42	1,97	0,09	0,00	3,18	0,64	0,00	100,30
11-ДВ-62	72,88	0,20	14,63	0,00	1,15	0,00	0,20	1,54	4,58	3,65	0,10	0,00	1,11	0,05	0,40	100,49
11-ДВ-64	66,52	0,66	14,54	0,06	1,88	0,04	0,84	4,85	4,12	2,03	0,28	0,54	3,77	0,04	0,00	100,17
11-ДВ-65	70,67	0,32	14,91	0,50	2,16	0,03	0,35	3,08	4,17	1,90	0,15	0,00	2,01	0,04	0,00	100,29
11-ДВ-69	66,75	0,63	15,32	1,01	3,35	0,04	1,57	2,34	4,09	2,40	0,17	0,00	2,28	0,09	0,00	100,04
11-ДВ-76	70,48	0,54	14,48	0,44	2,11	0,04	1,08	2,33	4,36	2,57	0,14	0,00	1,56	0,00	0,00	100,13
11-ДВ-82	68,33	0,27	14,52	0,49	1,64	0,06	0,58	4,23	4,36	2,35	0,10	0,81	2,49	0,03	0,00	100,26

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	F	Сумма
11-ДВ-83	67,21	0,55	14,82	1,05	2,97	0,04	1,87	2,86	2,91	2,40	0,18	0,00	2,48	0,00	0,00	99,34
11-ДВ-84	70,67	0,33	14,33	0,31	1,71	0,03	0,72	2,91	4,62	1,97	0,13	0,00	2,52	0,01	0,00	100,26
11-ДВ-86	69,35	0,47	14,12	1,09	1,96	0,04	0,59	3,65	3,95	2,24	0,11	0,00	2,72	0,04	0,00	100,33
11-ДВ-88	68,73	0,41	14,85	0,65	2,58	0,04	0,96	2,86	3,80	2,38	0,16	0,54	1,90	0,03	0,00	99,89
11-ДВ-89	67,43	0,81	14,51	1,44	2,71	0,05	1,57	3,20	3,90	2,12	0,25	0,00	2,36	0,00	0,00	100,35
11-ДВ-91	67,25	0,67	15,82	0,18	3,44	0,04	1,58	2,71	4,03	1,94	0,20	0,54	1,48	0,02	0,00	99,90
11-ДВ-92	68,36	0,88	15,17	0,49	2,69	0,05	1,12	3,43	4,06	1,77	0,23	0,54	1,18	0,05	0,00	100,02
11-ДВ-93	74,36	0,28	13,98	0,11	1,61	0,01	0,40	1,62	4,23	1,81	0,10	0,53	0,82	0,03	0,00	99,89
11-ДВ-96	67,22	0,44	14,95	0,30	2,67	0,05	1,22	2,89	3,94	2,15	0,16	0,00	3,55	0,00	0,00	99,54
11-ДВ-97	67,38	0,61	15,16	1,13	3,18	0,05	1,73	2,19	3,45	2,58	0,20	0,00	2,26	0,00	0,00	99,92
11-ДВ-98	69,82	0,60	15,10	0,24	1,99	0,04	1,19	2,63	4,39	1,94	0,13	0,00	1,98	0,00	0,00	100,05
11-ДВ-99	68,84	0,61	14,40	0,87	2,15	0,06	1,53	3,20	4,04	1,86	0,15	0,00	2,38	0,01	0,00	100,10
11-ДВ-101	64,65	0,33	14,38	0,03	2,14	0,11	0,80	5,65	2,46	2,03	0,11	3,82	3,34	0,06	0,00	99,91
11-ДВ-102	69,93	0,34	15,60	0,12	2,55	0,02	1,17	1,46	4,00	2,01	0,12	0,00	2,68	0,03	0,00	100,03
11-ДВ-105	69,55	0,42	15,79	0,49	1,86	0,03	1,15	2,43	4,40	1,99	0,13	0,00	1,70	0,06	0,00	100,00
11-ДВ-107	68,07	0,71	15,61	0,63	2,41	0,05	1,48	2,66	4,26	1,69	0,15	0,00	2,01	0,01	0,00	99,74
11-ДВ-109	69,55	0,31	15,20	0,47	2,14	0,04	1,02	2,37	4,29	2,03	0,11	0,00	2,25	0,00	0,00	99,78
11-ДВ-110	56,08	0,41	12,99	0,11	1,54	0,30	0,69	12,44	2,66	1,85	0,09	8,14	2,61	0,05	0,00	99,96
11-ДВ-111	69,13	0,41	14,59	0,10	2,75	0,05	1,28	2,52	3,49	2,13	0,14	1,09	2,10	0,00	0,00	99,78
11-ДВ-113	68,02	0,62	15,79	0,52	2,73	0,04	1,91	1,80	3,91	2,22	0,21	0,00	1,70	0,00	0,00	99,47
11-ДВ-114	71,09	0,33	15,79	0,02	1,85	0,02	0,83	1,17	4,14	2,06	0,11	0,00	2,15	0,00	0,00	99,56
11-ДВ-115	68,36	0,59	14,79	0,51	2,69	0,03	1,73	1,60	4,11	2,46	0,15	0,00	2,53	0,00	0,00	99,55
11-ДВ-118	71,82	0,23	14,89	0,07	2,14	0,02	0,25	2,00	3,84	3,30	0,08	0,00	1,04	0,46	0,00	100,14
11-ДВ-119	73,14	0,46	13,76	0,12	1,87	0,06	0,25	2,23	4,01	2,45	0,10	0,00	1,30	0,32	0,00	100,07
11-ДВ-120	71,99	0,34	13,64	0,55	2,23	0,02	0,50	2,06	4,09	2,85	0,10	0,00	1,39	0,38	0,00	100,14
11-ДВ-121	61,98	0,53	13,42	0,28	2,07	0,19	0,54	8,59	3,11	2,18	0,14	4,66	1,66	0,41	0,00	99,76
11-ДВ-122	70,69	0,56	14,29	0,58	2,27	0,04	1,36	2,40	3,74	2,01	0,12	0,55	1,26	0,25	0,00	100,12
11-ДВ-123	67,81	0,40	13,61	0,48	1,98	0,09	1,27	3,46	3,86	2,44	0,11	2,17	1,31	0,31	0,00	99,30
11-ДВ-125	74,84	0,27	13,51	0,21	1,38	0,02	0,46	1,45	3,23	2,10	0,07	0,53	1,31	0,06	0,00	99,44

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	F	Сумма
11-ДВ-127	66,74	0,67	15,50	1,67	2,70	0,05	1,35	2,06	3,09	2,60	0,18	0,54	2,28	0,25	0,00	99,68
11-ДВ-129	68,76	0,38	13,19	0,17	2,07	0,04	0,92	3,40	3,19	2,10	0,19	2,98	1,97	0,19	0,00	99,55
11-ДВ-130	68,77	0,38	14,49	1,12	1,44	0,06	0,52	3,17	3,52	1,69	0,12	2,17	2,28	0,17	0,00	99,90
11-ДВ-133	73,12	0,58	14,28	0,61	1,14	0,02	0,62	1,02	3,08	2,29	0,19	1,07	1,87	0,10	0,00	99,99
11-ДВ-150	71,00	0,68	12,98	0,69	2,49	0,04	0,88	2,17	3,95	2,57	0,19	1,07	1,21	0,25	0,00	100,17
11-ДВ-151	68,17	0,44	14,69	0,78	2,27	0,03	1,09	2,14	4,06	2,98	0,13	1,07	1,39	0,16	0,00	99,40
09-ДВ-12	66,50	0,54	15,05	1,82	2,72	0,04	1,40	2,18	4,24	2,39	0,18	0,54	1,84	0,61	0,00	100,06
09-ДВ-13	70,07	0,41	14,24	0,85	2,55	0,04	1,35	1,78	4,31	2,60	0,15	0,00	1,37	0,00	0,00	99,73
09-ДВ-14	42,58	0,20	10,11	0,22	2,27	0,46	0,67	20,27	2,48	1,99	0,11	15,38	2,76	0,02	0,00	99,52
09-ДВ-15	68,68	0,16	12,86	0,45	1,29	0,06	0,29	4,55	4,42	2,71	0,06	2,74	0,99	0,10	0,00	99,37
09-ДВ-16	72,06	0,16	13,95	0,27	1,96	0,02	0,49	1,42	4,53	3,36	0,07	0,00	0,98	0,19	0,00	99,47
09-ДВ-17	70,24	0,34	14,27	0,58	2,87	0,04	0,69	1,61	4,37	3,13	0,09	0,00	1,08	0,09	0,00	99,42
09-ДВ-18	70,08	0,30	13,88	0,65	2,23	0,03	1,12	1,67	4,52	3,36	0,08	0,00	1,61	0,02	0,00	99,56
09-ДВ-19	64,36	0,04	11,71	0,14	0,98	0,09	0,44	8,64	2,93	2,72	0,01	6,05	1,73	0,03	0,00	99,89
09-ДВ-20	72,94	0,22	13,59	0,66	1,73	0,03	0,69	1,75	4,85	2,02	0,09	0,00	1,19	0,01	0,00	99,78
09-ДВ-21	73,38	0,46	13,08	0,38	1,68	0,03	0,08	2,43	4,10	1,84	0,01	0,54	1,79	0,03	0,00	99,85
09-ДВ-22	67,25	0,41	14,63	1,10	2,44	0,02	1,56	2,61	4,43	2,43	0,15	0,00	2,29	0,02	0,00	99,34
09-ДВ-23	67,38	0,37	14,61	1,41	2,52	0,05	1,54	3,08	4,25	1,54	0,16	0,54	2,02	0,04	0,00	99,52
09-ДВ-24	67,07	0,74	14,84	1,73	2,41	0,05	1,85	3,26	3,95	1,46	0,22	0,00	2,20	0,00	0,00	99,78
09-ДВ-25	70,01	0,82	13,77	0,64	2,30	0,13	1,03	3,00	2,86	1,94	0,08	1,10	2,19	0,00	0,00	99,87
09-ДВ-26	72,32	0,29	13,01	0,43	2,00	0,02	0,72	2,12	3,76	2,48	0,08	0,00	2,18	0,00	0,00	99,42
09-ДВ-27	67,90	0,46	13,07	0,68	3,13	0,06	1,49	2,23	4,39	2,76	0,09	1,65	1,86	0,00	0,00	99,77
Среднее	68,34	0,46	14,29	0,62	2,35	0,06	1,02	3,24	3,86	2,39	0,14	1,07	1,89	0,11	0,01	99,83

2. Химический состав алевролитов северной части Приверхоянского краевого прогиба, %

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	F	Сумма
11-ДВ-24	61,69	0,80	16,83	2,00	3,71	0,06	2,76	2,06	2,94	2,99	0,11	0,54	3,01	0,54	0,00	100,04
11-ДВ-29	61,94	0,72	16,27	1,15	4,29	0,06	2,64	3,03	2,79	3,16	0,16	1,65	2,34	0,11	0,00	100,31
11-ДВ-31	60,19	0,82	16,52	1,96	4,26	0,04	2,85	1,97	3,40	3,16	0,21	0,26	3,70	0,05	0,00	99,39
11-ДВ-33	63,56	0,71	15,77	1,59	4,03	0,03	1,77	1,69	3,46	3,34	0,22	0,00	3,12	0,23	0,00	99,52
11-ДВ-35	62,56	0,61	15,06	1,17	5,06	0,03	1,88	1,78	3,57	2,90	0,20	0,26	3,98	0,42	0,00	99,48
11-ДВ-39	58,56	0,84	17,68	2,02	4,11	0,05	2,98	1,63	3,31	4,18	0,19	0,00	3,93	0,03	0,00	99,51
11-ДВ-40	60,28	0,80	17,24	1,69	4,12	0,04	2,69	1,63	3,30	3,81	0,21	0,00	3,81	0,00	0,00	99,62
11-ДВ-44	61,97	0,72	15,66	1,65	4,23	0,04	2,67	1,75	3,39	3,10	0,21	0,00	4,00	0,04	0,00	99,43
11-ДВ-47	62,42	0,70	16,62	1,35	3,98	0,03	2,43	1,54	3,81	3,32	0,22	0,00	3,06	0,01	0,00	99,49
11-ДВ-49	62,62	0,73	15,98	1,97	2,82	0,05	2,23	2,23	4,11	3,66	0,23	0,00	2,81	0,06	0,00	99,50
11-ДВ-51	58,41	0,73	17,67	2,19	3,76	0,04	2,55	2,09	3,51	3,56	0,25	0,54	3,47	0,63	0,00	99,40
11-ДВ-52	63,87	0,67	15,56	1,43	3,57	0,04	2,12	2,26	3,51	2,70	0,20	0,52	3,01	0,06	0,00	99,52
11-ДВ-53	62,60	0,70	16,28	0,80	4,33	0,04	2,34	1,57	3,93	3,10	0,21	0,00	3,48	0,05	0,00	99,43
11-ДВ-54	60,87	0,73	16,33	1,83	4,27	0,04	2,71	1,60	3,47	3,11	0,19	0,00	4,22	0,11	0,00	99,48
11-ДВ-55	62,09	0,76	16,10	1,52	3,85	0,03	2,37	1,69	3,68	3,11	0,20	0,00	3,96	0,06	0,00	99,42
11-ДВ-58	62,16	0,70	15,14	1,51	3,79	0,06	2,43	2,83	3,50	2,95	0,21	1,54	2,64	0,03	0,00	99,49
11-ДВ-60	54,51	0,85	17,43	2,58	6,29	0,09	3,29	2,57	2,28	3,67	0,21	0,54	5,37	0,10	0,00	99,78
11-ДВ-61	60,86	0,64	15,48	2,21	4,88	0,07	1,89	2,80	2,29	3,08	0,16	0,54	5,12	0,09	0,00	100,11
11-ДВ-63	64,82	0,70	16,67	1,26	3,45	0,15	1,69	2,23	3,82	2,83	0,17	0,00	2,23	0,10	0,00	100,12
11-ДВ-66	62,89	0,60	16,17	0,24	3,71	0,04	1,21	2,63	3,74	2,40	0,15	0,00	6,37	0,12	0,00	100,27
11-ДВ-68	59,95	0,84	16,61	1,95	4,75	0,07	2,55	2,52	3,04	2,67	0,20	0,00	4,96	0,04	0,00	100,15
11-ДВ-71	59,47	0,77	17,09	2,13	3,93	0,06	3,21	2,57	3,64	2,73	0,16	0,00	3,66	0,02	0,00	99,44
11-ДВ-73	60,71	0,73	17,42	2,21	4,00	0,06	2,56	2,46	3,66	3,01	0,12	0,00	3,29	0,06	0,00	100,29
11-ДВ-75	58,26	0,73	16,97	2,23	5,48	0,06	2,60	2,34	2,92	2,61	0,21	0,00	4,85	0,04	0,00	99,30
11-ДВ-79	62,81	0,57	15,90	1,67	4,33	0,06	2,88	2,00	2,89	2,62	0,16	0,00	3,37	0,05	0,00	99,31
11-ДВ-80	61,63	0,77	17,59	1,41	3,26	0,05	2,36	1,89	3,18	3,98	0,15	0,00	3,33	0,02	0,00	99,62
11-ДВ-85	59,45	0,90	17,85	1,94	3,51	0,06	2,10	2,87	3,53	3,22	0,19	0,00	4,24	0,05	0,00	99,91
11-ДВ-87	60,81	0,86	16,82	1,87	4,30	0,07	2,18	2,81	2,82	2,58	0,21	0,00	4,06	0,02	0,00	99,41

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	F	Сумма
11-ДВ-90	58,36	0,80	17,02	0,65	4,70	0,06	2,35	2,34	2,89	2,90	0,15	0,00	7,12	0,06	0,00	99,40
11-ДВ-94	60,50	0,67	18,02	0,85	4,72	0,06	2,49	2,29	3,64	2,73	0,19	0,00	3,61	0,03	0,00	99,80
11-ДВ-95	62,88	0,76	17,30	0,12	4,71	0,06	2,13	1,69	3,13	2,71	0,14	0,00	4,21	0,06	0,00	99,90
11-ДВ-100	63,03	0,76	16,84	1,04	4,73	0,06	2,11	1,72	2,63	2,71	0,22	0,00	3,79	0,01	0,00	99,65
11-ДВ-103	45,55	0,52	12,40	0,23	3,31	0,32	1,65	16,87	2,36	1,81	0,15	11,71	3,00	0,08	0,00	99,96
11-ДВ-104	59,25	0,81	16,92	1,14	3,55	0,16	1,78	4,41	2,24	2,27	0,19	2,15	4,72	0,05	0,00	99,64
11-ДВ-106	60,06	0,90	17,86	1,19	4,79	0,08	2,62	1,78	2,57	2,94	0,19	0,00	4,76	0,09	0,00	99,83
11-ДВ-108	63,39	0,69	16,42	1,43	4,00	0,06	2,19	2,90	3,26	2,11	0,31	0,00	2,92	0,02	0,00	99,70
11-ДВ-112	57,86	0,82	17,72	1,30	4,65	0,08	2,33	2,72	2,26	2,34	0,35	0,54	6,50	0,03	0,00	99,50
11-ДВ-116	61,38	0,83	16,59	0,68	5,54	0,08	1,05	3,67	2,25	2,53	0,18	1,36	3,29	0,11	0,00	99,54
11-ДВ-124	65,81	0,63	16,25	0,83	2,75	0,05	1,09	2,69	2,63	2,54	0,16	0,83	2,98	0,27	0,00	99,51
11-ДВ-131	61,55	0,67	15,60	3,38	3,25	0,09	1,47	2,17	2,89	2,13	0,18	2,70	3,33	0,07	0,00	99,48
11-ДВ-132	64,06	0,85	17,16	4,33	1,65	0,07	0,75	2,18	2,55	2,44	0,21	0,54	3,07	0,23	0,00	100,09
Среднее	60,87	0,74	16,56	1,58	4,11	0,07	2,24	2,65	3,14	2,92	0,19	0,64	3,87	0,10	0,00	99,68

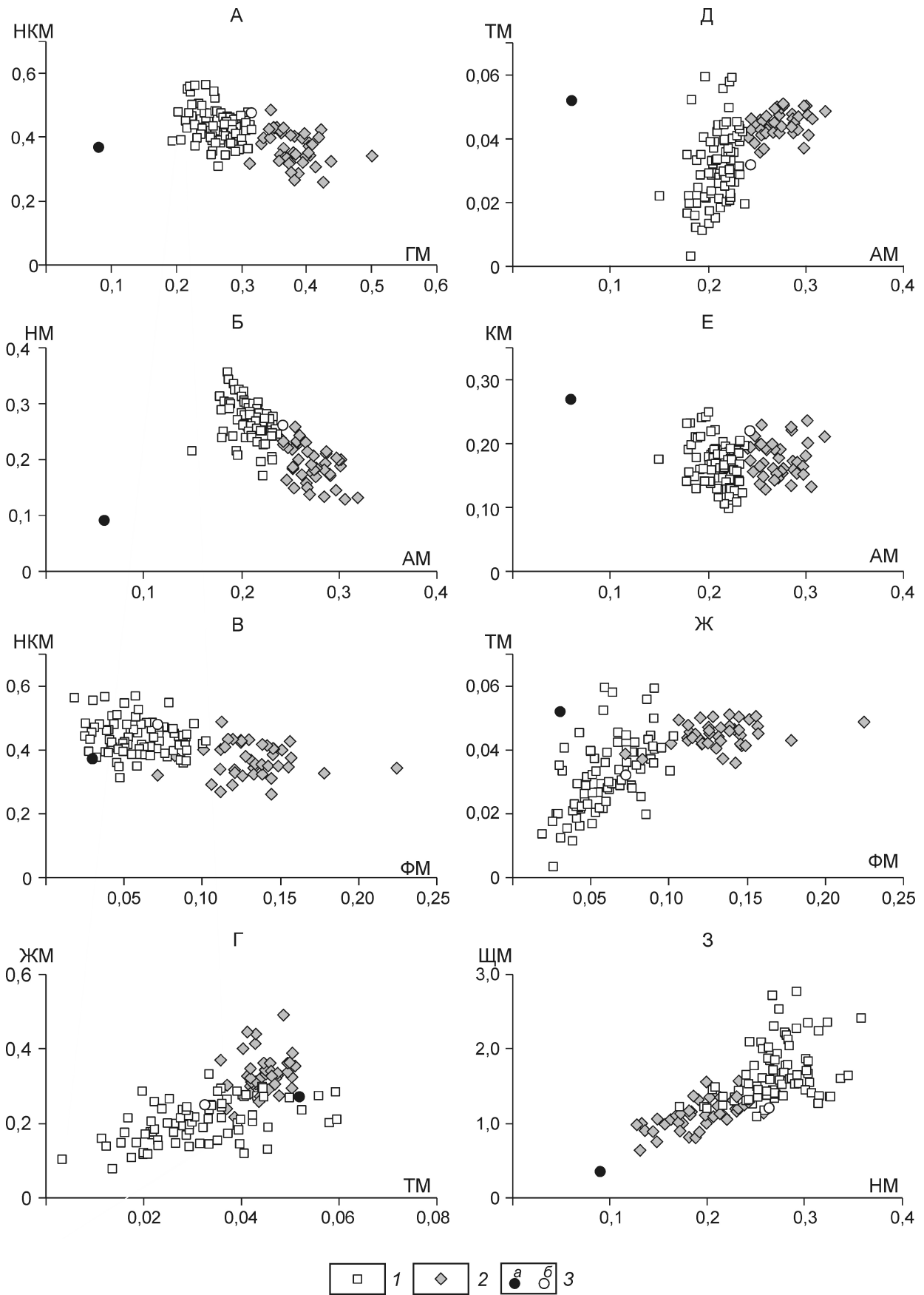


Рис. 3. Модульные диаграммы для нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхойанского краевого прогиба:

1 — псаммиты; 2 — алевролиты; 3 — средние (кларковые) значения: а — песчаников (ПКл) [1] и б — дацитов [4]

происхождении материала. Исследуемые образцы микроскопически ничем не отличаются от осадочных пород, но по геохимии они имеют выраженное вулканогенно-осадочное происхождение.

Таким образом, исследуемые породы, несмотря на кажущуюся макро- и микроскопическую схожесть с нормальными осадочными породами, значительно отличаются от них по ряду особенностей химического состава. Все это позволяет ставить под сомнение исключительно осадочное происхождение псаммитов, постулируемое ранее [1]. Для более точного установления их происхождения необходимо проведение более детальных микроскопических наблюдений, а также изучение геохимии редкоземельных элементов исследуемых пород.

Авторы выражают благодарность руководству ФГУНПП «Аэрогеология» за помощь в проведении экспедиционных исследований.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН и СПбГУ, при частичной поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 68, проекта CALE и гранта

президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых МК-2902.2013.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биджиев Р.А., Грошин С.И., Горшкова Е.Р., Гоги-на Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. —М., 1976.
2. Мейсон Б. Основы геохимии. —М.: Недра, 1971.
3. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. —М.: Мир, 1976.
4. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин 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.
5. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. —Новосибирск: Наука, 1986.
6. Сундюков Ш.А., Митронов Д.В. Бассейны и месторождения углей и горючих сланцев Якутии: Ленский угольный бассейн // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 450—455.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. —С-Пб: Наука, 2000.

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: geo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr); Encapsulated Post Script (*.eps); TIFF — только для фото (*.tif); Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

9. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова.

—С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.