

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ



Contents

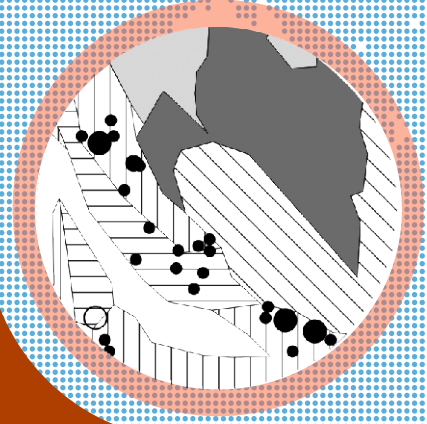
ORGANIZATION, CONTROL, ECONOMICS, SUBSOIL USE	
<i>Alekseev Ya. V.</i> The sustainable development assessment of the mineral resource base on the example of the BRICS and the world	3
FUEL MINERAL RESOURCES	
<i>Podgaetsky A. V., Vorob`eva I. M., Petrenko D. B., Sa- moilova E. K.</i> Composition and technological properties of steam coal Pavlovsky deposit (Primorye)	13
METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS	
<i>Konstantinovsky A. A., Lipchanskaya L. N., Churilova T. A.</i> Features of Southern Verkhoyansk area structure and gold potential prospects for Middle Riphean black schist strata	21
<i>Stepanets V. G., Savel`eva N. A., Makat D. K.</i> Paleotectonic position of the Nurkazgan Porphyry Cop- per Deposit, Central Kazakhstan	35
LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY	
<i>Lavrov O. B., Kuleshevich L. V.</i> Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo dif- ferentiated complex (Northern Priladozhye, Karelia)	46
Dvoichenkova G. P., Stegnitsky Yu. B., Kovalchuk O. E., Timofeev A. S., Podkamenniy Yu. A. Research results phyllosilicates in intensity transfor- mation of kimberlites and fine fractions of their pro- cessing	57
<i>Yapaskurt O. V., Tsekhovsky Yu. G.</i> Lithoogenesis in mesozoic continental rift zones of Siberia, Transbaikalia and Mongolia	67
GEOECOLOGY	
<i>Rulov V. G., Gamov M. I., Chikina N. L.</i> Oil sorbent from coal burning waste at thermal power plants	76
DISCUSSIONS	
<i>Vorob`ev V. Ya., Kononov Yu. S.</i> Development hypothesis of the Astrakhan gas condensate field	82
MEMORABLE DATES	
80 th anniversary of Aleksey Yuryevich Rozanov	88

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2016. № 3.



ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ
И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ
СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ

21



ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПЛАТИНОИДОВ
В МАССИВАХ КААЛАМСКОГО
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА
(СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)

46

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№3 / 2016

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А.И.Иванов

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

Бюро

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев,
А.И.Варламов, Ю.К.Голубев,
А.И.Жамойда, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, Е.Г.Фаррахов

Редсовет

Содержание

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Алексеев Я.В.

Оценка сбалансированности развития минерально-сырьевой базы на примере стран БРИКС и мира . . . 3

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕ- СУРСЫ

*Подгаецкий А.В., Воробьева И.М., Петренко Д.Б.,
Самойлова Е.К.*

Состав и технологические свойства энергетических углей Павловского месторождения (Приморье) 13

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Константиновский А.А., Липчанская Л.Н., Чури-
лова Т.А.*

Особенности строения Южного Верхоянья и пер-
спективы золотоносности среднерифейских черно-
сланцевых толщ 21

Степанец В.Г., Савельева Н.А., Макат Д.К.

Палеотектоническая позиция медно-порфирового
месторождения Нурказган (Центальный Казахстан) 35

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В.

Перспективы поисков платиноидов в массивах
Кааламского дифференцированного комплекса (Се-
верное Приладожье, Карелия) 46

*Двойченкова Г.П., Стегницкий Ю.Б., Ковальчук О.Е.,
Тимофеев А.С., Подкаменный Ю.А.*

Результаты исследований слоистых силикатов ин-
тенсивно измененных кимберлитов и тонкодис-
персных фракций их преобразований 57

Япаскурт О.В., Цеховский Ю.Г.

Литогенез в мезозойских внутриконтинентальных
рифтовых зонах Сибири, Забайкалья и Монголии 67

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Рылов В.Г., Гамов М.И., Чикина Н.Л.

Сорбент углеводородов из отходов сжигания углей на
тепловых электростанциях 76

ДИСКУССИИ

Воробьев В.Я., Кононов Ю.С.

О развитии гипотезы образования Астраханского
газоконденсатного месторождения 82

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

80-летие Алексея Юрьевича Розанова 88

Редакция: *Т.М.Папеско, Г.В.Ручкин*
Компьютерная верстка *К.С.Щербакова*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать
Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 корп. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru
Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Оценка сбалансированности развития минерально-сырьевой базы на примере стран БРИКС и мира

Я.В.АЛЕКСЕЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); г. Москва Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрен долгосрочный прогноз сбалансированности использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы на примере стран БРИКС и мира. Сопоставлены валовые, приведенные и нормированные показатели запасов, добычи, обеспеченности, потребления. *Ключевые слова:* минерально-сырьевая база, полезные ископаемые, сбалансированное развитие.

Алексеев Ярослав Владимирович



ikksu@mail.ru

The sustainable development assessment of the mineral resource base on the example of the BRICS and the world

YA.V.ALEKSEEV

The long-range forecast of sustainable usage and renewal of the mineral resource base on the example of the BRICS and the world is considered. The gross, reduced and normalized indicators of mining, demonstrated reserves, supply, consumption are compared.

Key words: mineral resource base, minerals, sustainable development.

Устойчивое долгосрочное минерально-сырьевое обеспечение экономики страны предполагает соблюдение баланса между использованием и воспроизводством минерально-сырьевой базы (МСБ). Технологическая сопряженность промышленной инфраструктуры и ее потребность в минеральном сырье требует наличия сбалансированности не только у МСБ выбранного полезного ископаемого, но и между различными видами полезных ископаемых. Определение баланса возможно через расчет нормированных геолого-экономических показателей, при котором каждый отдельный вид полезных ископаемых в принятых единицах измерения соотносится с условной единицей заданного полезного ископаемого. Наиболее существенным критерием в такого рода сопоставлениях в силу своей значимости является интегрированный макропоказатель ТЭС-фактор, характеризующий соотношение между топливно-энергетическим (ТЭС) и остальными видами минерального сырья [3].

Пример такого анализа показан при моделировании по группе БРИКС (Бразилия, Россия, Индия, Китай, ЮАР) и миру в целом, где по показателям подтвержденных запасов (R), добычи (M), обеспеченности (b) в валовом, приведенном и нормированном (на ТЭС) выражениях определена сбалансированность МСБ для заданного года [1].

При оценке долгосрочных тенденций развития МСБ целесообразно учитывать динамику расчетных показателей сбалансированности в заданном временном интервале. На примере пяти металлических полезных ископаемых (медь, никель, свинец, цинк, золото) и совокупной характеристики ТЭС (нефть, природный газ, уголь) рассмотрено изменение показателей запасов, добычи, обеспеченности в БРИКС и мире за период 1995–2013 гг. Для исключения случайных годовых флуктуаций анализируемые показатели представлены по укрупненным интервалам (1995, 2000, 2005, 2010, 2013 годы). Дополнительно в анализ введен показатель потребления металлов (C), характеризующий использование в 1995 и 2013 гг. рафинированных меди, никеля, свинца и цинка. Расчет показателей осуществлен по материалам работы [2] и данным официальной статистики (Минприроды России, Росстат), отечественных и зарубежных статистических сводок (ОАО ВНИИ ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ; ИАЦ «Минерал», BP, USGS, US EIA).

На начало 2013 г. Россия и Китай – страны держатели в БРИКС основных запасов ТЭС, меди, свинца, цинка, Бразилия и ЮАР соответственно никеля и золота (табл. 1). Россия относительно 1995 г. утратила первое место по меди, никелю и свинцу. ЮАР снизила долю в группе в запасах золота, при ее росте в России. БРИКС уменьшила вклад в мировые запасы ТЭС, меди, свинца

и золота, у никеля и цинка он, напротив, вырос.

Сравнительный анализ изменения запасов полезных ископаемых в 1995–2013 гг. показал (табл. 2), что по ТЭС (Россия, Индия, ЮАР), свинцу и цинку (все страны, кроме Китая) отмечен спад индексов, меди (Россия, Индия, Китай), золоту (Бразилия, Россия, Китай), никелю (все страны, кроме России), напротив, рост. В БРИКС положительной динамикой индексов обладали только запасы меди и никеля, в остальном мире все полезные ископаемые, кроме цинка.

Ведущей добывающей страной группы в 2013 г. был Китай (ТЭС, Cu, Pb, Zn, Au), уступив по никелю Бразилии и

России (см. табл. 1). По сравнению с 1995 г. Китай сместил с первого места по ТЭС и меди Россию, золоту ЮАР. БРИКС в 2013 г. увеличила долю в мировой добыче ТЭС, меди, свинца и цинка, сократив ее по никелю и золоту.

Сравнение динамики добычи полезных ископаемых в странах группы в 1995–2013 гг. показало в целом ее наращивание, кроме ЮАР (см. табл. 2). Убыль индексов отмечена по цинку в Бразилии, меди и золоту в Индии. В ЮАР, исключая ТЭС и никель, наблюдался спад. Сопоставление БРИКС и остального мира показало более высокую интенсивность увеличения добычи в группе по ТЭС, меди, свинцу и цинку.

1. Доли стран БРИКС в мировых запасах (R), добыче (M), потреблении (C) в 1995 (числитель) и 2013 гг. (знаменатель)

Полезные ископаемые	Показатель	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР	БРИКС	Мир без БРИКС	Мир
ТЭС	R	$\frac{0,003}{0,006}$	$\frac{0,185}{0,169}$	$\frac{0,048}{0,040}$	$\frac{0,081}{0,078}$	$\frac{0,037}{0,019}$	$\frac{0,355}{0,311}$	$\frac{0,645}{0,689}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,006}{0,011}$	$\frac{0,125}{0,110}$	$\frac{0,028}{0,036}$	$\frac{0,116}{0,219}$	$\frac{0,015}{0,012}$	$\frac{0,291}{0,388}$	$\frac{0,709}{0,612}$	$\frac{1}{1}$
	C	$\frac{0,012}{0,016}$	$\frac{0,078}{0,053}$	$\frac{0,034}{0,058}$	$\frac{0,115}{0,250}$	$\frac{0,014}{0,011}$	$\frac{0,253}{0,440}$	$\frac{0,747}{0,560}$	$\frac{1}{1}$
Медь	R	$\frac{0,047}{0,016}$	$\frac{0,065}{0,043}$	$\frac{0,012}{0,007}$	$\frac{0,010}{0,043}$	$\frac{0,024}{0,011}$	$\frac{0,158}{0,120}$	$\frac{0,842}{0,880}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,005}{0,015}$	$\frac{0,059}{0,044}$	$\frac{0,005}{0,002}$	$\frac{0,037}{0,087}$	$\frac{0,017}{0,004}$	$\frac{0,122}{0,152}$	$\frac{0,878}{0,848}$	$\frac{1}{1}$
	C	$\frac{0,016}{0,020}$	$\frac{0,015}{0,031}$	$\frac{0,010}{0,020}$	$\frac{0,094}{0,465}$	$\frac{0,007}{0,004}$	$\frac{0,142}{0,540}$	$\frac{0,858}{0,460}$	$\frac{1}{1}$
Никель	R	$\frac{0,014}{0,114}$	$\frac{0,140}{0,082}$	—	$\frac{0,016}{0,041}$	$\frac{0,053}{0,050}$	$\frac{0,223}{0,286}$	$\frac{0,777}{0,714}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,028}{0,052}$	$\frac{0,239}{0,105}$	—	$\frac{0,040}{0,036}$	$\frac{0,028}{0,019}$	$\frac{0,335}{0,213}$	$\frac{0,665}{0,787}$	$\frac{1}{1}$
	C	$\frac{0,016}{0,013}$	$\frac{0,027}{0,013}$	$\frac{0,020}{0,021}$	$\frac{0,041}{0,505}$	$\frac{0,020}{0,020}$	$\frac{0,124}{0,572}$	$\frac{0,876}{0,428}$	$\frac{1}{1}$
Свинец	R	$\frac{0,015}{0,001}$	$\frac{0,104}{0,094}$	$\frac{0,042}{0,017}$	$\frac{0,057}{0,096}$	$\frac{0,039}{0,002}$	$\frac{0,257}{0,210}$	$\frac{0,743}{0,790}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,004}{0,003}$	$\frac{0,008}{0,035}$	$\frac{0,012}{0,019}$	$\frac{0,184}{0,527}$	$\frac{0,031}{0,010}$	$\frac{0,240}{0,595}$	$\frac{0,760}{0,405}$	$\frac{1}{1}$
	C	$\frac{0,017}{0,024}$	$\frac{0,017}{0,002}$	$\frac{0,014}{0,041}$	$\frac{0,054}{0,430}$	$\frac{0,011}{0,007}$	$\frac{0,113}{0,504}$	$\frac{0,887}{0,496}$	$\frac{1}{1}$
Цинк	R	$\frac{0,008}{0,007}$	$\frac{0,144}{0,132}$	$\frac{0,055}{0,035}$	$\frac{0,050}{0,099}$	$\frac{0,037}{0,025}$	$\frac{0,294}{0,298}$	$\frac{0,706}{0,702}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,026}{0,011}$	$\frac{0,018}{0,014}$	$\frac{0,022}{0,059}$	$\frac{0,142}{0,373}$	$\frac{0,010}{0,002}$	$\frac{0,218}{0,460}$	$\frac{0,782}{0,540}$	$\frac{1}{1}$
	C	$\frac{0,023}{0,019}$	$\frac{0,017}{0,020}$	$\frac{0,027}{0,049}$	$\frac{0,100}{0,456}$	$\frac{0,013}{0,003}$	$\frac{0,181}{0,547}$	$\frac{0,819}{0,453}$	$\frac{1}{1}$
Золото	R	$\frac{0,016}{0,044}$	$\frac{0,069}{0,093}$	$\frac{0,002}{0,001}$	$\frac{0,016}{0,035}$	$\frac{0,401}{0,111}$	$\frac{0,503}{0,285}$	$\frac{0,497}{0,715}$	$\frac{1}{1}$
	M	$\frac{0,029}{0,025}$	$\frac{0,059}{0,082}$	$\frac{0,001}{0,001}$	$\frac{0,062}{0,154}$	$\frac{0,233}{0,057}$	$\frac{0,383}{0,319}$	$\frac{0,617}{0,681}$	$\frac{1}{1}$

Примечание. Исходные данные по запасам нефти (компонент ТЭС) в России – BP, Ni – USGS.

Китай – лидер потребления рассматриваемых металлов и ТЭС в 2013 г. (см. табл. 1). Его позиция в группе по ним относительно 1995 г. неизменна. БРИКС нарастила долю в мире, которая в 2013 г. соответственно составила 44% (ТЭС) и более 50% (металлы).

Потребление металлов в странах группы в 1995–2013 гг. выросло, исключая никель и свинец в России, цинк в ЮАР (см. табл. 2). Наибольшая интенсивность отмечена в Китае (3,28 ТЭС и 7,99–22,62 раз металлы), что отразилось и на индексах БРИКС (2,62 ТЭС, 5,31–8,46 раз металлы). Остальной мир, кроме ТЭС и свинца (слабый рост 1,13 и 1,05 раз), характеризовался незначительным спадом потребления (0,90–0,97).

Для определения сбалансированности оценок нормированных на ТЭС (его металлоемкости) показателей запасов, добычи, потребления (A_R , A_M , A_C) полезных ископаемых и металлов для стран БРИКС использованы соответствующие значения мира, которые отражают достигнутый уровень (2013 г.) развития глобальной промышленной инфраструктуры в сырьевом выражении и динамике его изменения (1995–2013 гг.).

Из числового массива следует (табл. 3), что в Бразилии расчетные значения полезных ископаемых и металлов в 2013 г. в целом превысили мировые, в России и Индии, напротив, им уступили. ЮАР и Китай – страны с различным отклонением значений от мира, при этом Китай по показателю A_C по всем металлам его превысил.

Показатели A_R (все) и A_M (большинство) полезных ископаемых БРИКС уступили мировым, A_C (все) их превысили. Числовое распределение нормированных

значений стран вне группы соответственно было противоположным.

Полученные оценки отражают энергообеспечение МСБ полезных ископаемых, как определяющего критерия их текущего использования (добыча и потребление) и воспроизводства (запасы). Страны с отклонениями значений A_M в большую сторону от мира формально обладают МСБ с лучшими характеристиками для освоения, так как на единицу добытого ТЭС приходится большее количество добытых полезных ископаемых. Минерально-сырьевая база также может являться востребованной и при отклонении значений в меньшую сторону, если страна вносит весомый вклад в мировую добычу ТЭС. Так, Китай и Россия, у которых в 2013 г. показатель A_M по меди уступил миру, обеспечили ее 8,7 и 4,4% мировой добычи, вклад по ТЭС соответственно составил 21,9 и 11% (см. табл. 1).

Вместе с тем, показатель A_M не позволяет в полной мере оценить сбалансированность минерально-сырьевого обеспечения экономики выбранной страны, поскольку отражает только использование ее собственной МСБ без учета влияния экспортно-импортных операций. Показатель A_C дополняет такую оценку. Превышение значений A_M над A_C указывает на экспорт, а его отсутствие, напротив, импорт. При сильном отклонении между этими показателями, включая случаи их различного распределения у страны относительно мира, большая часть добытого сырья направляется на экспорт или наоборот импортируется. Например, в Бразилии при отличии значений никеля от мира по A_M

2. Изменение уровней запасов (R), добычи (M) и потребления (C) за 1995–2013 гг. относительно 1995 г. (в индексах)

Полезные ископаемые	Показатель	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР	БРИКС	Мир без БРИКС	Мир
ТЭС	R	1,97	0,98	0,89	1,03	0,54	0,94	1,14	1,07
	M	2,89	1,34	1,92	2,86	1,23	2,03	1,31	1,52
	C	1,94	1,03	2,61	3,28	1,22	2,62	1,13	1,51
Медь	R	0,75	1,50	1,27	10,00	0,97	1,70	2,32	2,23
	M	5,62	1,36	0,77	4,32	0,45	2,28	1,77	1,83
	C	2,19	3,50	3,64	8,60	1,04	6,62	0,93	1,74
Никель	R	12,54	0,92	–	4,11	1,48	2,02	1,45	1,57
	M	4,74	1,10	–	2,27	1,72	1,59	2,97	2,50
	C	1,58	0,92	1,85	22,62	1,76	8,46	0,90	1,84
Свинец	R	0,04	0,90	0,39	1,70	0,06	0,81	1,06	1,00
	M	1,46	8,48	3,12	5,58	0,60	4,83	1,04	1,95
	C	2,69	0,24	5,34	14,89	1,24	8,38	1,05	1,87
Цинк	R	0,81	0,89	0,62	1,94	0,66	0,99	0,97	0,98
	M	0,81	1,46	5,13	4,95	0,43	3,97	1,30	1,88
	C	1,44	2,04	3,20	7,99	0,37	5,31	0,97	1,76
Золото	R	3,43	1,61	0,76	2,71	0,33	0,68	1,73	1,20
	M	1,10	1,74	0,82	3,07	0,31	1,04	1,37	1,24

3. Сравнение показателей металлоемкости запасов (A_R), добычи (A_M), потребления ТЭС (A_C) полезных ископаемых стран БРИКС с миром в 2013 г. (числитель) и изменение этих показателей к 1995 г. (знаменатель), в индексах

Полезные ископаемые	Показатель	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР	БРИКС	Мир без БРИКС	Мир
Медь	A_R	$\frac{2,83}{0,38}$	$\frac{0,26}{1,54}$	$\frac{0,17}{1,43}$	$\frac{0,56}{9,75}$	$\frac{0,56}{1,79}$	$\frac{0,39}{1,81}$	$\frac{1,28}{2,04}$	$\frac{1}{2,08}$
	A_M	$\frac{1,35}{1,94}$	$\frac{0,40}{1,01}$	$\frac{0,06}{0,40}$	$\frac{0,40}{1,51}$	$\frac{0,32}{0,36}$	$\frac{0,39}{1,12}$	$\frac{1,39}{1,35}$	$\frac{1}{1,21}$
	A_C	$\frac{1,30}{1,13}$	$\frac{0,58}{3,40}$	$\frac{0,34}{1,39}$	$\frac{1,86}{2,62}$	$\frac{0,36}{0,86}$	$\frac{1,23}{2,52}$	$\frac{0,82}{0,83}$	$\frac{1}{1,16}$
Никель	A_R	$\frac{20,03}{1,64}$	$\frac{0,49}{0,79}$	–	$\frac{0,52}{0,80}$	$\frac{2,64}{1,39}$	$\frac{0,92}{0,77}$	$\frac{1,04}{2,28}$	$\frac{1}{1,65}$
	A_M	$\frac{4,71}{1,64}$	$\frac{0,95}{0,82}$	–	$\frac{0,17}{0,80}$	$\frac{1,56}{1,39}$	$\frac{0,55}{0,78}$	$\frac{1,29}{2,27}$	$\frac{1}{1,65}$
	A_C	$\frac{0,85}{0,81}$	$\frac{0,25}{0,89}$	$\frac{0,35}{0,71}$	$\frac{2,02}{6,90}$	$\frac{1,76}{1,45}$	$\frac{1,30}{3,22}$	$\frac{0,76}{0,80}$	$\frac{1}{1,22}$
Свинец	A_R	$\frac{0,11}{0,02}$	$\frac{0,56}{0,92}$	$\frac{0,42}{0,44}$	$\frac{1,24}{1,65}$	$\frac{0,12}{0,11}$	$\frac{0,67}{0,87}$	$\frac{1,15}{0,93}$	$\frac{1}{0,93}$
	A_M	$\frac{0,28}{0,51}$	$\frac{0,32}{6,32}$	$\frac{0,54}{1,62}$	$\frac{2,41}{1,95}$	$\frac{0,77}{0,49}$	$\frac{1,53}{2,38}$	$\frac{0,66}{0,79}$	$\frac{1}{1,28}$
	A_C	$\frac{1,52}{1,39}$	$\frac{0,04}{0,23}$	$\frac{0,70}{2,05}$	$\frac{1,72}{4,54}$	$\frac{0,64}{1,02}$	$\frac{1,14}{3,19}$	$\frac{0,89}{0,93}$	$\frac{1}{1,24}$
Цинк	A_R	$\frac{1,23}{0,41}$	$\frac{0,78}{0,92}$	$\frac{0,87}{0,70}$	$\frac{1,27}{1,89}$	$\frac{1,30}{1,20}$	$\frac{0,96}{1,05}$	$\frac{1,02}{0,85}$	$\frac{1}{0,91}$
	A_M	$\frac{1,02}{0,28}$	$\frac{0,13}{1,09}$	$\frac{1,66}{2,67}$	$\frac{1,71}{1,73}$	$\frac{0,18}{0,35}$	$\frac{1,18}{1,96}$	$\frac{0,88}{0,99}$	$\frac{1}{1,24}$
	A_C	$\frac{1,21}{0,74}$	$\frac{0,38}{1,98}$	$\frac{0,83}{1,23}$	$\frac{1,82}{2,44}$	$\frac{0,25}{0,30}$	$\frac{1,24}{2,02}$	$\frac{0,81}{0,86}$	$\frac{1}{1,16}$
Золото	A_R	$\frac{7,84}{1,74}$	$\frac{0,55}{1,65}$	$\frac{0,03}{0,86}$	$\frac{0,45}{2,65}$	$\frac{5,87}{0,61}$	$\frac{0,91}{0,73}$	$\frac{1,04}{1,52}$	$\frac{1}{1,13}$
	A_M	$\frac{2,27}{0,38}$	$\frac{0,74}{1,30}$	$\frac{0,02}{0,42}$	$\frac{0,70}{1,07}$	$\frac{4,59}{0,25}$	$\frac{0,82}{0,51}$	$\frac{1,11}{1,05}$	$\frac{1}{0,82}$

в 4,71 и A_C в 0,85 раз добыча составила 138, потребление 24,1 тыс. т.

Сравнение показателей A_M и A_C выявило отклонение от указанной закономерности для отдельных полезных ископаемых (Бразилия – медь, Россия – медь, Китай – свинец, ЮАР – никель и свинец). С одной стороны, его может обуславливать тип энергетического обеспечения страны. В БРИКС только в России и ЮАР общий объем добычи ТЭС превысил его потребление. С другой, смещение оценок возможно, когда у страны объем потребления, помимо полученного непосредственно из руд металла, сформирован за счет вторичных источников. Так, в Китае при производстве рафинированного свинца (4780 тыс. т. в 2013 г.) их вклад составил 1500 тыс. т.

Нормированный показатель потребления металлов также может рассматриваться в качестве критерия энергетической эффективности экономики страны. Отклонение страны от мира в большую сторону свидетельствует о высокой эффективности, поскольку на единицу использованной энергии приходится большее количество

во потребленного металла. Отметим, что для всех металлов такими значениями обладал только Китай.

Распределение значений A_R полезных ископаемых стран относительно мира в целом подобно показателю A_M , что является следствием инерционности развития минерально-сырьевого комплекса. Числовые пропорции полезных ископаемых этих показателей имеют отличия. Это указывает на определенный дисбаланс будущего развития МСБ. Его анализ дан через нормированный на ТЭС показатель обеспеченности (Ab).

Относительно 1995 г. только Китай демонстрировал в целом рост показателей металлоемкости ТЭС запасов, добычи, потребления. У остальных стран установлено сходство по одному из них. Снижение показателя A_R у большинства полезных ископаемых отмечено в Бразилии, России и Индии. Преобладание значений с убылью по A_M определено в Бразилии и ЮАР, увеличением – в России и Китае. Равное количество металлов как со снижением, так и ростом показателя A_C выявлено в Бразилии, России и ЮАР. БРИКС, кроме показателя

A_R , характеризовался в целом ростом показателей A_M и A_C . У стран вне группы он наблюдался для показателей A_R и A_M .

Снижение значений металлоемкости запасов, добычи, потребления ТЭС является признаком ухудшения качества минерально-сырьевой базы полезных ископаемых, связанное с уменьшением содержания полезных компонентов в рудах разрабатываемых месторождений, вовлечения в отработку объектов с труднообогатимыми упорными рудами, увеличивающих затраты на их извлечение из недр и последующую переработку. Противоположная направленность означает повышение эффективности освоения и последующего использования минерального сырья вследствие внедрения технологических инноваций, примером которых являются технологии выщелачивания, применяемые при переработке руд меди (SX-EW), никеля (HPAL), золота (чановое бактериальное выщелачивание).

Обеспеченность добычи запасами в странах БРИКС различна (табл. 4). Наименьшими значениями b в 2013 г. обладали Китай (золото, свинец, цинк) 4–6, Бразилия и ЮАР (свинец) 5, наибольшими – Россия и ЮАР (цинк) 217 и 258 лет. При этом Россия, Индия и ЮАР характеризуются преобладанием значений b выше мировых, Китай соответственно ниже, в Бразилии их равное количество. БРИКС, кроме никеля, по распределению значений b уступила миру.

Обеспеченность ТЭС и свинца в странах БРИКС относительно 1995 г. уменьшилась. У остальных полезных ископаемых изменения разнонаправлены: по меди отмечен рост значений (кроме Бразилии); цинку и золоту – убыль (кроме Бразилии и ЮАР, при этом показатель b цинка в Бразилии остался неизменным); никелю – снижение в России и ЮАР, повышение в Бразилии и Китае. БРИКС, за исключением никеля, характеризуется снижением обеспеченности, у остального мира оно определено для ТЭС, никеля, цинка.

Из нормированного на ТЭС показателя обеспеченности (A_b) следует, что странами БРИКС у которых в 2013 г. отмечены близкие к единице значения (табл. 5) являются Бразилия (медь 1,03, золото 0,86), Китай (никель 1,15), ЮАР (медь 0,84). В России и Индии отмечено отсутствие таких значений, наибольшее соответствие с ТЭС в них имели свинец (0,55), цинк (1,85) и медь (1,52). Аналогичное положение занимают БРИКС и остальной мир: никель (0,61) и свинец (0,55).

При сравнении динамики показателя A_b (см. табл. 5 и рис. 1) установлено, что между ТЭС и рассматриваемыми

полезными ископаемыми, кроме свинца и цинка, произошло в целом повышение сходимости расчетных значений, как за счет их снижения, так и роста. Например, изменение показателя A_b меди в 1995–2013 гг. в Бразилии составило 5,23–1,03, в ЮАР 0,17–0,84.

В долгосрочной перспективе полезные ископаемые, показатель A_b которых меньше единицы, обладают достаточностью энергетического обеспечения для их добычи и последующего использования. Однако, в зависимости от технологической сопряженности, чем сильнее такое отклонение, тем выше вероятность возникновения дисбаланса метального обеспечения (материалы, оборудование, машины и механизмы, транспортные системы и др.) собственно топливноэнергетических полезных ископаемых. Соответственно, полезные ископаемые со значениями A_b больше единицы в долгосрочной перспективе не обеспечены необходимым количеством ТЭС и являются по отношению к ним «избыточными». Приведенные критерии на основе показателя A_b могут использоваться при определении приоритетности вос-

производства МСБ тех или иных видов полезных ископаемых.

Оценка развития МСБ меди, никеля, свинца, цинка, золота базируется на прогнозе добычи ТЭС-компонентов и использовании показателя A_M . Значения указанных компонентов приняты согласно положениям «Энергетической стратегии России на период до 2035 г. (проект)» и базовому сценарию US EIA [4]. Динамика показателя A_M , как факторной переменной модели, задает темпы добы-

чи других полезных ископаемых. Прогнозные оценки представлены тремя вариантами его расчета: первый, сохранение в перспективе достигнутого уровня 2013 г.; второй и третий характеризуют изменение в 1995–2010 и 1995–2013 гг.

Модели каждого полезного ископаемого являются совокупностью расчетных значений стран БРИКС и остального мира (табл. 6). Как и при анализе ретроспективы, прогноз дан по укрупненным интервалам (2020, 2025, 2035 годы). Характеристики добычи выражены индексами (см. рис. 2), являющимися отношениями показателя M прогнозируемого года к показателю M базового (2013) года.

Для исследования вариативного развития МСБ 5 полезных ископаемых в анализ введен показатель вовлеченности запасов в отработку через накопленную добычу (I), представляющий собой отношение накопленной добычи (TM), включающей базовый (2013) год и прогнозируемый период (2014–2035 гг.), к зап-

“Сравнение выбранных стран, их группы с миром на основе нормированных на заданное полезное ископаемое показателей запасов, добычи и потребления позволяет оценить сбалансированность использования и воспроизводства их МСБ

4. Обеспеченность добычи запасами (лет) в 2013 г. (числитель) и изменение к 1995 г. (знаменатель), в индексах

Полезные ископаемые	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР	БРИКС	Мир без БРИКС	Мир
ТЭС	$\frac{39,1}{0,68}$	$\frac{117,5}{0,73}$	$\frac{86,6}{0,46}$	$\frac{27,4}{0,36}$	$\frac{116,9}{0,44}$	$\frac{61,7}{0,46}$	$\frac{86,6}{0,87}$	$\frac{76,9}{0,70}$
Медь	$\frac{40,2}{0,13}$	$\frac{37,4}{1,11}$	$\frac{132,1}{1,65}$	$\frac{18,8}{2,31}$	$\frac{98,6}{2,18}$	$\frac{29,8}{0,74}$	$\frac{39,1}{1,32}$	$\frac{37,7}{1,22}$
Никель	$\frac{60,9}{2,65}$	$\frac{22,2}{0,84}$	–	$\frac{31,6}{1,81}$	$\frac{72,3}{0,86}$	$\frac{37,9}{1,27}$	$\frac{25,5}{0,49}$	$\frac{28,1}{0,63}$
Свинец	$\frac{5,1}{0,03}$	$\frac{64,6}{0,11}$	$\frac{21,2}{0,13}$	$\frac{4,5}{0,30}$	$\frac{5,7}{0,10}$	$\frac{8,6}{0,17}$	$\frac{47,5}{1,02}$	$\frac{24,4}{0,51}$
Цинк	$\frac{14,4}{1,0}$	$\frac{217,8}{0,61}$	$\frac{13,9}{0,12}$	$\frac{6,2}{0,39}$	$\frac{258,1}{1,53}$	$\frac{15,2}{0,25}$	$\frac{30,6}{0,75}$	$\frac{23,5}{0,52}$
Золото	$\frac{33,8}{3,11}$	$\frac{21,7}{0,93}$	$\frac{37,2}{0,93}$	$\frac{4,4}{0,88}$	$\frac{37,5}{1,09}$	$\frac{17,2}{0,66}$	$\frac{20,3}{1,26}$	$\frac{19,3}{0,97}$

Примечание. При сравнении значений обеспеченности оценка дана по полному году.

5. Распределение значений показателя металлоемкости обеспеченности добычи ТЭС полезных ископаемых в странах БРИКС и мире в 1995 (числитель) и 2013 гг. (знаменатель)

Полезные ископаемые	Бразилия	Россия	Индия	Китай	ЮАР	БРИКС	Мир без БРИКС	Мир
Медь	$\frac{5,23}{1,03}$	$\frac{0,21}{0,32}$	$\frac{0,43}{1,52}$	$\frac{0,11}{0,68}$	$\frac{0,17}{0,84}$	$\frac{0,30}{0,48}$	$\frac{0,30}{0,45}$	$\frac{0,28}{0,49}$
Никель	$\frac{0,40}{1,56}$	$\frac{0,16}{0,19}$	–	$\frac{0,23}{1,15}$	$\frac{0,32}{0,62}$	$\frac{0,22}{0,61}$	$\frac{0,53}{0,29}$	$\frac{0,41}{0,37}$
Свинец	$\frac{2,98}{0,13}$	$\frac{3,78}{0,55}$	$\frac{0,89}{0,24}$	$\frac{0,19}{0,16}$	$\frac{0,22}{0,05}$	$\frac{0,38}{0,14}$	$\frac{0,47}{0,55}$	$\frac{0,44}{0,32}$
Цинк	$\frac{0,25}{0,37}$	$\frac{2,20}{1,85}$	$\frac{0,61}{0,16}$	$\frac{0,21}{0,23}$	$\frac{0,64}{2,21}$	$\frac{0,46}{0,25}$	$\frac{0,41}{0,35}$	$\frac{0,41}{0,31}$
Золото	$\frac{0,19}{0,86}$	$\frac{0,15}{0,19}$	$\frac{0,21}{0,43}$	$\frac{0,07}{0,16}$	$\frac{0,13}{0,32}$	$\frac{0,20}{0,28}$	$\frac{0,16}{0,23}$	$\frac{0,18}{0,25}$

сам (R) на начало базового года. При значении I меньше или равным единице, накопленная добыча обеспечена выявленными запасами, при I больше единицы – нет.

Страны БРИКС, кроме ЮАР, в целом характеризуются наращиванием добычи. Ее убыль, соответствующая вариантам прогноза на основе ретроспективной динамики показателя $A_{M(1995-2010 \text{ и } 1995-2013)}$, определена для цинка, свинца и золота в Бразилии, меди и золота в Индии, никеля в России и Китае (у последнего только в варианте $A_{M(1995-2010)}$). В ЮАР рост добычи у полезных ископаемых произойдет только при сохранении достигнутого уровня A_M (исключая никель – все варианты). В остальном мире, аналогично странам БРИКС, отмечен спад по свинцу.

Минерально-сырьевая база Китая (кроме никеля) согласно показателю I не достаточна для достижения прогнозируемых уровней добычи. Положение ЮАР (исключая свинец) противоположное. Индия обеспе-

чена запасами меди и золота, но характеризуется их дефицитом по свинцу и цинку. Бразилия и Россия, страны с различным состоянием МСБ, при этом отдельные полезные ископаемые в зависимости от прогнозируемой динамики добычи обладают как отсутствием, так и полной запасов для ее обеспечения. Совокупные значения БРИКС в целом (исключая никель и вариант $A_{M(2013)}$ меди) выражают дефицит МСБ, в остальном мире (кроме золота и вариантов $A_{M(1995-2010)}$ и $A_{M(1995-2010)}$ никеля) она достаточна.

Полученные оценки позволяют прогнозировать усиление геологоразведочных работ по воспроизводству полезных ископаемых. Вместе с тем, глобализация рынка минерального сырья означает возможность обеспечения не геологическими методами, например, через импорт недостающего количества, что, однако, не всегда осуществимо при наличии общемирового дефицита и негативных геополитических процессов.

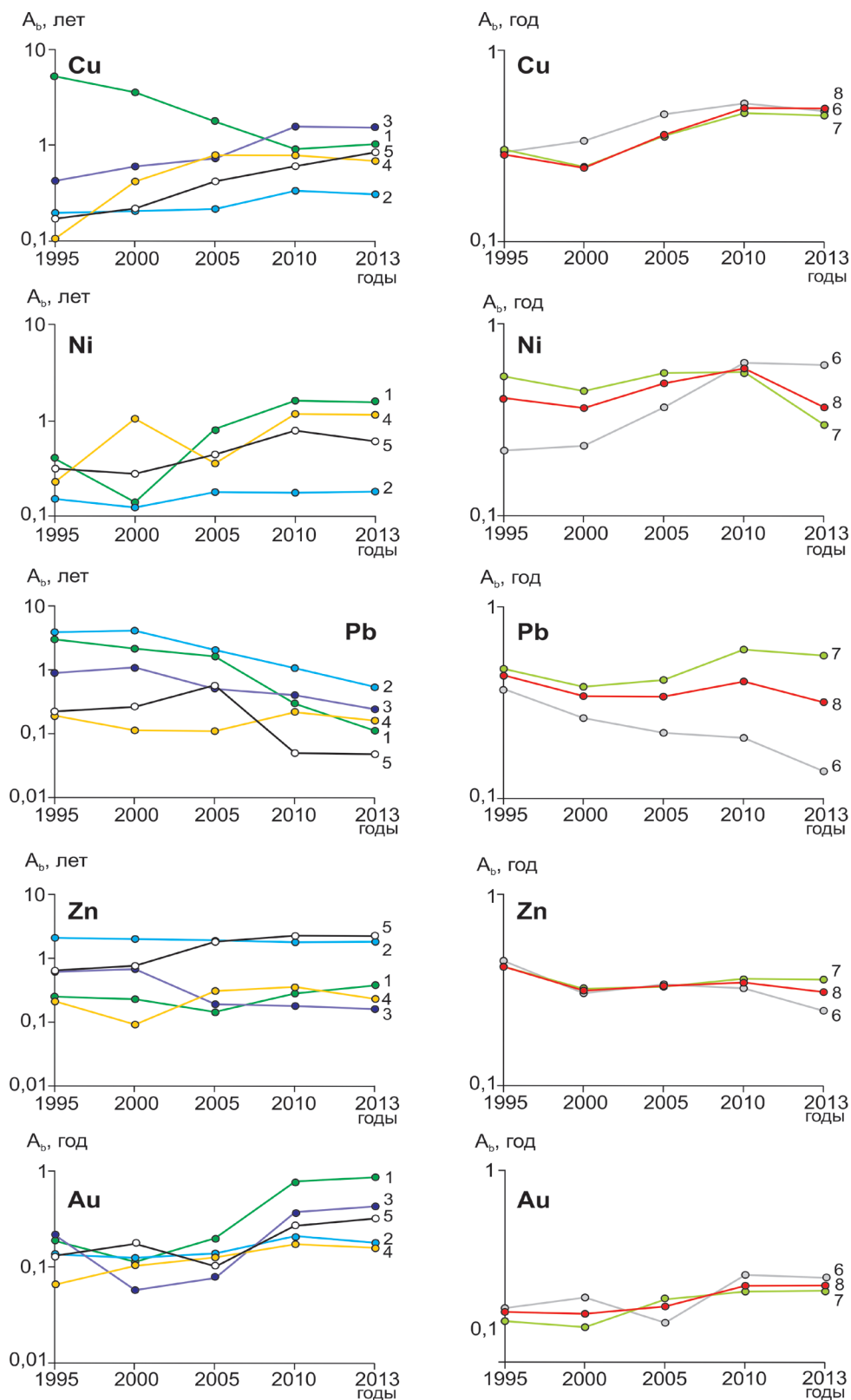


Рис. 1. Металлоемкость обеспеченности добычи ТЭС полезных ископаемых (A_b) и ее изменение в 1995–2013 гг.:

1 – Бразилия, 2 – Россия, 3 – Индия, 4 – Китай, 5 – ЮАР, 6 – БРИКС, 7 – Остальной мир, 8 – Мир

6. Прогнозируемые показатели использования МСБ полезных ископаемых на 2035 г.

Страна, вариант прогноза	Медь			Никель			Свинец			Цинк			Золото		
	M ₂₀₃₅	TM ₂₀₁₃₋₂₀₃₅	I ₂₀₃₅	M ₂₀₃₅	TM ₂₀₁₃₋₂₀₃₅	I ₂₀₃₅	M ₂₀₃₅	TM ₂₀₁₃₋₂₀₃₅	I ₂₀₃₅	M ₂₀₃₅	TM ₂₀₁₃₋₂₀₃₅	I ₂₀₃₅	M ₂₀₃₅	TM ₂₀₁₃₋₂₀₃₅	I ₂₀₃₅
Бразилия	1 0,57	9,34	0,84	0,29	4,7	0,56	0,04	0,58	6,72	0,32	5,18	2,35	0,15	2,41	1,01
	2 1,11	13,9	1,25	0,43	5,95	0,71	0,02	0,39	4,50	0,08	2,61	1,19	0,03	1,10	0,46
	3 1,29	15,2	1,38	0,52	6,7	0,80	0,02	0,37	4,33	0,07	2,39	1,09	0,05	1,32	0,55
Россия	1 0,97	20,3	0,68	0,33	7,0	1,14	0,24	4,94	0,39	0,23	4,84	0,12	0,28	5,83	1,17
	2 0,88	19,3	0,64	0,25	6,1	1,00	1,34	13,8	1,10	0,27	5,23	0,13	0,32	6,30	1,26
	3 0,99	20,5	0,68	0,26	6,2	1,01	2,25	19,7	1,57	0,26	5,21	0,13	0,38	6,91	1,38
Индия	1 0,05	0,98	0,21	—	—	—	0,15	2,88	1,28	1,09	21,5	1,96	0,002	0,05	0,73
	2 0,01	0,52	0,11	—	—	—	0,27	4,05	1,80	4,14	47,1	4,28	0,001	0,03	0,45
	3 0,02	0,57	0,12	—	—	—	0,26	3,99	1,78	3,63	43,2	3,93	0,001	0,03	0,44
Китай	1 2,13	42,6	1,42	0,13	2,5	0,84	3,86	77,3	5,98	6,66	133,3	4,26	0,57	11,5	6,03
	2 3,25	53,7	1,79	0,09	2,1	0,71	6,75	105,1	8,14	12,2	185,8	5,95	0,58	11,6	6,09
	3 3,54	56,3	1,88	0,10	2,2	0,73	8,75	122,4	9,48	13,0	193,6	6,20	0,63	12,0	6,32
ЮАР	1 0,12	2,2	0,30	0,08	1,5	0,41	0,09	1,58	5,25	0,05	0,90	0,12	0,26	4,76	0,79
	2 0,04	1,3	0,18	0,09	1,6	0,44	0,03	0,90	3,01	0,01	0,48	0,06	0,04	2,06	0,34
	3 0,03	1,2	0,16	0,13	1,9	0,52	0,04	1,01	3,36	0,01	0,48	0,06	0,05	2,14	0,36
БРИКС	1 3,85	75,5	0,91	0,83	15,7	0,74	4,37	87,3	3,10	8,4	165,7	1,77	1,26	24,5	1,6
	2 5,30	88,7	1,07	0,87	15,8	0,74	8,41	124,3	4,42	16,7	241,2	2,57	0,98	21,1	1,37
	3 5,86	93,8	1,13	1,01	17,0	0,80	11,3	147,5	5,24	17,0	244,9	2,61	1,10	22,4	1,46
Мир без БРИКС	1 18,8	393,8	0,65	2,5	52,6	1,0	2,71	56,6	0,53	8,8	183,6	0,83	2,32	48,4	1,25
	2 26,4	471,9	0,78	3,8	65,4	1,24	1,81	46,3	0,44	9,7	193,4	0,87	2,45	49,9	1,29
	3 27,2	479,2	0,79	6,8	92,2	1,75	2,04	49,1	0,46	8,7	182,8	0,83	2,46	50,0	1,29

Примечание. Размерность показателей M₂₀₃₅ и TM₂₀₁₃₋₂₀₃₅ млн. т., кроме золота — тыс. т.; вариант 1 — на основе показателя A_{M(2013)}, 2 — A_{M(1995-2010)}, 3 — A_{M(1995-2013)}.

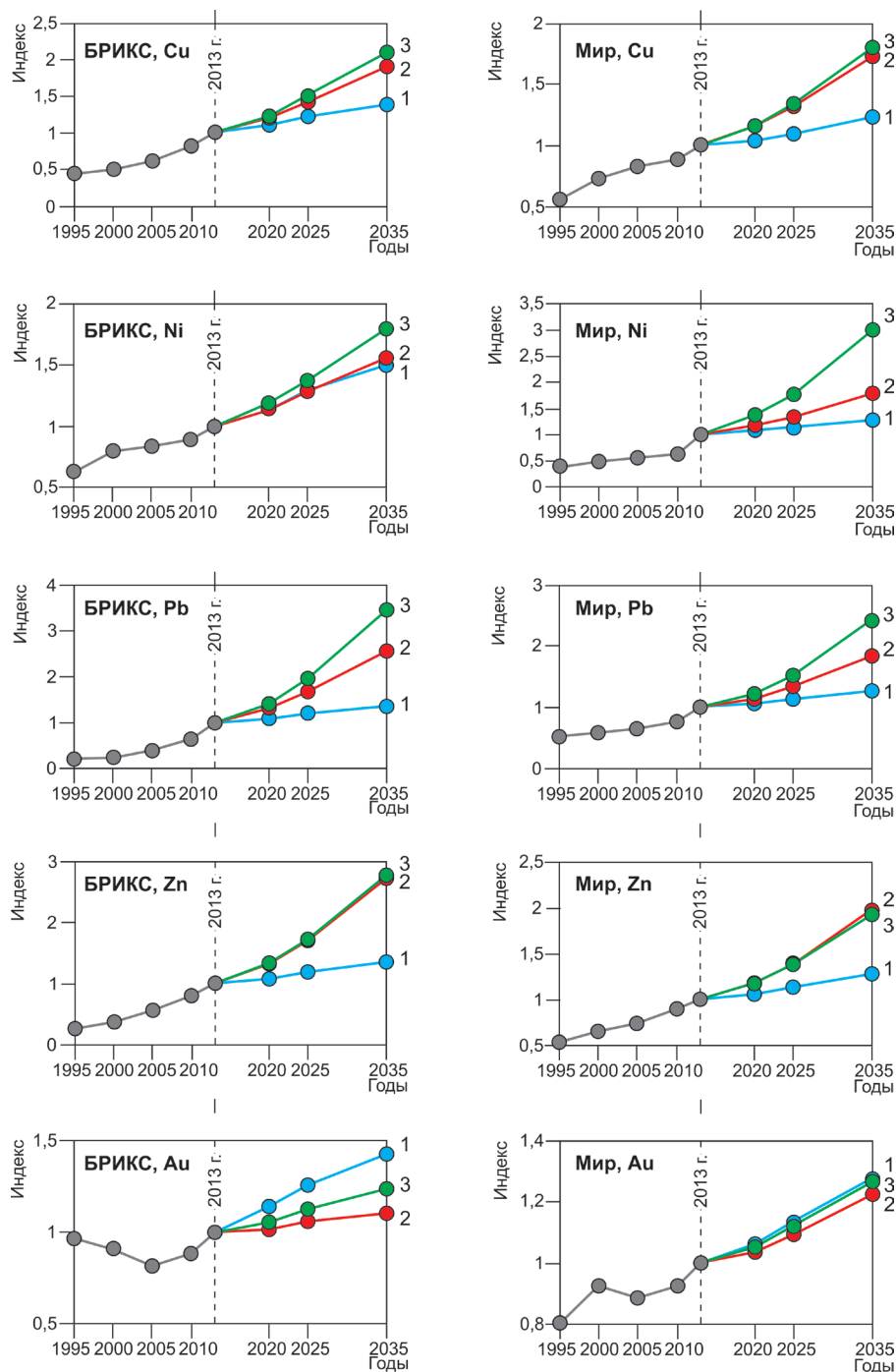


Рис. 2. Достигнутая (1995–2013 гг.) и прогнозируемая (2035 г.) по вариантам добыча полезных ископаемых в группе БРИКС и мире (в индексах к 2013 г.):

прогноз добычи на основе показателя: 1 – $A_{M(2013)}$, 2 – $A_{M(1995-2010)}$, 3 – $A_{M(1995-2013)}$

Необходимо также учитывать занимаемое положение страны в мире, количественные и качественные характеристики ее МСБ. Так, Индия и ЮАР, обладая в перспективе формальной достаточностью запасов меди для обеспечения добычи, вследствие малой мировой доли по этим показателям при осуществлении экспорта не способны удовлетворить потребности других стран. Кроме того, Индия из-за преобладания в МСБ меди небольших объектов с рудой низкого качества, производство рафинированного металла из которой характеризуется высокими издержками, вынуждена использовать в основном импортное сырье.

Разработанные методы анализа сбалансированности стран и мира позволяют применить системный подход к долгосрочному прогнозу тенденций развития отечественной МСБ полезных ископаемых в части ее воспроизводства, учитывая глобальные минерально-сырьевые процессы и место в них России.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

При обеспечении необходимого количественного воспроизводства запасов анализируемых полезных ископаемых распределение их мировой добычи в перспективе в целом сохранится. Основной объем добываемой меди, никеля, золота останется вне БРИКС, свинца, напротив, в группе. Для цинка возможно смещение большей части добычи в БРИКС. Китай, кроме никеля, удержит позицию ведущей добывающей страны группы. Россия, разделяя лидерство в БРИКС с Бразилией по никелю, также обеспечит весомый вклад в добычу меди, свинца, золота.

Исходя из достигнутого уровня потребления рафи-

нированных металлов и их ретроспективной динамики, БРИКС, и прежде всего Китай, останутся фактором наращивания добычи соответствующих полезных ископаемых, как в странах группы, так вне ее пределов. Прогнозируемый рост добычи в России означает возможность увеличения поставок минерального сырья и продуктов его переработки на внешний рынок.

Вместе с тем, в России основным направлением развития является рост внутреннего потребления минерального сырья соответствующими отраслями экономики, связанный с необходимостью ускорения модернизации ее структуры, повышением энергоэффективности, развитием перерабатывающей промышленности, в особенности высокотехнологичного инновационного производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Я.В.* Оценка сбалансированности основных показателей минерально-сырьевого обеспечения для обоснования воспроизводства сырьевой базы полезных ископаемых // *Руды и металлы*. 2011. № 5. С. 52–57.
2. *Беневольский Б.И., Августинчик И.А.* Минерально-сырьевая база свинца и цинка – ретроспектива и прогноз // *Руды и металлы*. 2008. № 3. С. 4–43.
3. *Кривцов А.И.* Минерально-сырьевая база на рубеже веков – ретроспектива и прогнозы. Изд. 2-е, дополненное. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 144 с.
4. *International Energy Outlook 2013–2014* U.S. Energy Information Administration. 2013–2014. [Электронный ресурс]. Режим доступа: URL: <http://www.eia.gov/ieo/> (дата обращения: 05.09.15).

Состав и технологические свойства энергетических углей Павловского месторождения (Приморье)

А.В.ПОДГАЕЦКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр Российской академии наук (ИПКОН РАН); 111020, г. Москва, Крюковский тупик, д. 4), И.М.ВОРОБЬЕВА (ОАО «Приморскуголь»; 690091, г. Владивосток, ул. Тигровая д. 29), Д.Б.ПЕТРЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр Российской академии наук (ИПКОН РАН); 111020, г. Москва, Крюковский тупик, д. 4), Е.К.САМОЙЛОВА (Институт обогащения твердого топлива (ОАО ИОТТ); 140004, г. Люберцы Московская обл., Октябрьский проспект, д. 411)

Изучены фазовый и элементный составы бурых углей Павловского бурогоугольного месторождения и их золообразующих соединений методами рентгеновской дифрактометрии, рентгенофлуоресцентной и ICP-MS спектрометрии. Результаты спектральных методов анализа дополнены данными термической гравиметрии, элементного анализа органического вещества (ОВ) и растровой электронной микроскопии. Комплекс из спектральных методов анализа предлагается для экспрессного изучения вещественного состава твердых горючих ископаемых с целью определения оптимальных направлений переработки.

Ключевые слова: бурые угли, спектральные методы, микроэлементы, золообразующие элементы, комплексное освоение месторождений.

Подгаецкий Андрей Викторович
Воробьева Ирина Михайловна
Петренко Дмитрий Борисович
Самойлова Елизавета Константиновна



podgan@mail.ru
VorobyevaIM@suek.ru
DBPetrenko@yandex.ru
elizabet_s49@mail.ru

Composition and technological properties of steam coal Pavlovsky deposit (Primorye)

A.V.PODGAETSKY, I.M.VOROB'EVA, D.B.PETRENKO, E.K.SAMOILOVA

By X-ray diffraction, X-ray fluorescence and ICP-MS spectrometry studied phase and elemental composition of the Pavlovsky lignite brown coal deposit and ash-forming compounds. The results of spectral analysis methods complemented by thermal gravimetry, OV elemental analysis and scanning electron microscopy. The complex of spectral analysis methods proposed for the rapid study of the material composition of the solid fossil fuels in order to determine the optimal processing areas.

Key words: brown coal, spectral methods, minerals, slag-forming elements, integrated development of deposits.

Разработка методов массового анализа вещественного состава твердых горючих ископаемых для определения их технологического потенциала является необходимым условием перехода от исключительно топливно-энергетического использования ископаемых углей к их глубокой переработке с получением товарных продуктов и попутным извлечением ценных минеральных компонентов. Исследования последних лет показывают, что концентрации микроэлементов в углях некоторых месторождений соизмеримы с содержанием металлов в рудном сырье, а золошлаковые отходы могут с успехом использоваться в качестве сырья для производства материалов строительной отрасли [1, 6, 10–16, 20]. Оперативные и надежные аналитические

определения состава основных компонентов и концентраций элементов-примесей в каустобиолитах позволят своевременно проводить опробование потенциально металлоносных участков месторождений и выбирать оптимальные технологии утилизации золошлаковых отходов. В настоящее время основная масса золообразующих элементов и потенциально ценных микроэлементов (МЭ) из состава твердых горючих ископаемых (ТГИ), добываемых вместе с топливом, при сжигании или обогащении углей выводится в отвалы и в дальнейшем не используется. Кроме того, при топливном использовании ряд химических элементов, находящихся в составе горючих ископаемых в виде органических соединений, попадает в окружающую среду.

Часть таких элементов является сильными токсикантами и, с учетом объемов добываемых ТГИ, представляют серьезную экологическую опасность. Поэтому представляется актуальным разработка современного аналитического комплекса оптимального для экспресс-анализа вещественного состава углей и других каустобиолитов с целью определения их технологической ценности, а также экологической безопасности при переработке и хранении.

Исследования проведены на бурых углях Павловского месторождения, расположенного на территории Приморья в 30 км к северу от г. Уссурийск. Угли месторождения типичные бурые низкой степени метаморфизма, марка Б (1Б), с высоким выходом летучих веществ (59%), малосернистые (0,4%) [9, 18].

В процессе проведения геохимических работ (1989–1994) на площади месторождения обнаружены проявления металлоносных углей (участок «Спецугли»), содержащих широкий спектр минеральных форм Au-ЭПП оруденения, а также высокие концентрации Ge и РЗЭ. Приводимые данные о содержании германия и платиноидов в угольных пробах оказались вполне сопоставимы с их концентрациями в традиционных типах рудных месторождений [1, 6, 10–16, 20].

Вследствие этого основное внимание исследователей Павловского месторождения ранее было сконцентрировано на изучении углей и вмещающих пород таких аномально металлоносных зон. Появилось предположение о широком распространении металлоносных углей по площади месторождения.

В работе представлены результаты комплексных исследований, включающих технический анализ, определение химического состава и содержания микроэлементов в угольном веществе рядовых углей, отобранных на участках «Центральный» и «Северная Депрессия» разреза Павловский-2.

Спектральные методы активно используют для определения состава различных видов минерального сырья, в том числе твердых горючих ископаемых. Элементный состав углей их зольных остатков изучался методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии (РФЛС) на спектрометре ARL Advant'X. Содержание микроэлементов в пробах методом ICP-MS изучалось на приборе XII ICP-MS Thermo Scientific. Сочетание нескольких спектраль-

ных методов анализа связано с необходимостью количественного определения как золообразующих, так и микроэлементов, в том числе благородных и редкоземельных металлов. Элементный анализ органической части угольных проб выполнен на CHNS/O анализаторе Thermo Flash 2000 (Thermo Scientific Inc.). Изучение состава минеральных компонентов (МК) углей выполнялось методом рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре XRD 7000 («SHIMADZU»). Определение влажности, зольности, выхода летучих угольных проб выполнено на термогравиметре TGA 701 (LECO). Электронно-микроскопические исследования проводились на микроскопе LEO 1420VP с микроанализатором OXFORD INCA ENERGY 350.

Дифракционные спектры ископаемых углей представляют собой суперпозицию диффузных максимумов отражения органических соединений и узких рефлексов от кристаллических фаз минеральных включений (МВ). При малом количестве МВ на рентгенограмме исходных проб преобладают диффузные отражения (рис. 1, а), что затрудняет диагностику минерального состава включений. Концентрация неорганических фаз для анализа проводилась гравиметрической сепарацией в смеси бромформа с четыреххлористым углеродом плотностью 1,8 г/см³. Количественное распределение угольных проб по фракциям приведено в табл. 1. Там же приведены результаты определения влажности, зольности и количества летучих. Рентгенофазовый анализ тяжелой фракции >1,8 г/см³ показал, что основными минералами неорганической части исходных углей являются кварц и каолинит с примесью полевых шпатов (см. рис. 1, б). В то же время после сжигания в золе обнаружены ангидрит, гипс и оксиды Fe (гематит и магнетит), отсутствующие в составе исходных углей (см. рис. 1, в). Следовательно, преобладающая часть перешедших в золу Ca и Fe изначально присутствовала в углях в виде соответствующих гуматов, а не минеральных фаз [3, 13–16, 20]. Сделанный вывод согласуется с химическим составом углей (табл. 2): отрицательная корреляция зольности с содержанием Ca (рис. 2, а) и Fe подтверждает локализацию последних в органическом веществе бурых углей, а прямая зависимость между зольностью и содержанием Si (см. рис 2, б) и Al свидетельствует о том, что их накопление связано с привно-

1. Выход гравитационных фракций и результаты термогравиметрического анализа углей разреза Павловский-2

Участок	Пласт	Выход фракций, %		Характеристика исходных углей		
		Легкая (<1,8 г/см ³)	Тяжелая (>1,8 г/см ³)	W ^a , %	V ^{daf} , %	A ^d , %
Центральный	I	87,1	12,9	34,8	55,10	11,34
Центральный	II	85,2	14,8	33,33	54,33	15,77
Северная Депрессия	III	84,0	16,0	23,38	53,52	28,42
Северная Депрессия	III верх	89,4	10,6	32,03	52,80	37,89

сом терригенных минеральных примесей, состоящих преимущественно из кварца и алюмосиликатных глинистых минералов.

Результаты определения элементного состава ОВ приведены в табл. 3. Полученные авторами данной публикации значения сравнивались с соответствующими характеристиками пластовых проб (данные ОАО «Приморскуголь»). Установлено, что состав анализируемых проб полностью соответствует углям изучаемых пла-

стов месторождения.

Для изучения поведения углей при пиролизе проведены термогравиметрические исследования, предусматривающие нагревание навески массой 1 г до 1000°C со скоростью 10°/мин в двух режимах: свободного аналитического объема в окислительной (воздушной) среде и изолированного объема без доступа кислорода (тигель с крышкой). Термограммы имеют три четких температурных интервала с соответствующими пиками

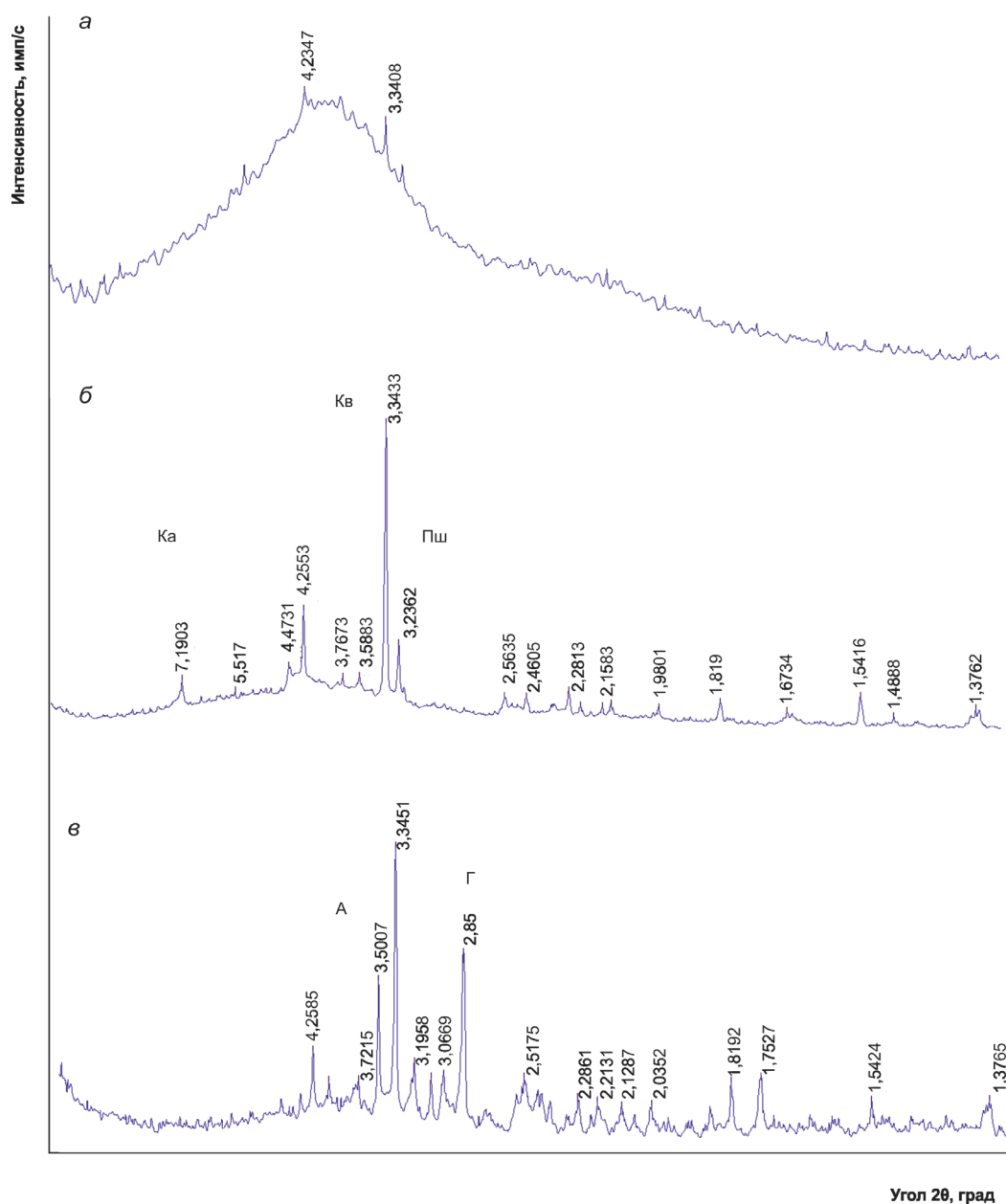


Рис. 1. Рентгенограммы бурого угля:

фракция: а – плотностью $<1,8 \text{ г/см}^3$ и б – плотностью $>1,8 \text{ г/см}^3$, в – зола; Кв – кварц, Ка – каолинит, Пш – полевошпат, Г – гипс, А – ангидрит

потери массы (табл. 4): первый (P_1) – в интервале 80–105°C, соответствует началу термического разложения и дегидратации, второй (P_2) – в интервале 170–300°C, связан с первичной деструкцией группы алифатических соединений в составе органического вещества угля, появление третьего (P_3) – в интервале 350–550°C обусловлено последующим разрушением ароматических форм в составе образовавшегося коксового остатка. Для каждого интервала определялась потеря массы Δm в % от начального значения и температура $T_{\max}$ в максимуме. Появление пика P_3 зависит от условий пиролиза и зольности пробы. Так, в менее зольных углях разреза Центральный ($A^d=11,34$ и 15,77%), при сжигании в условиях свободного аналитического объема и окислительной атмосфере, максимум P_3 отсутствует, а при тех же условиях в пробах разреза Северная Депрессия ($A^d=28,42$ и 37,89%) он наблюдается. В условиях изолированного аналитического объема наличие пика P_3 фиксируется во всех пробах. Очевидно, что свободный доступ кислорода ускоряет деструкцию ОВ малозольных углей, что приводит к окислению органической массы без стадии коксообразования и при более низких температурах. Минеральные включения, частично сорбируя продукты термического разложения, способствуют образованию более термоустойчивых органо-минеральных соединений и кокса, что замедляет скорость пиролиза. В результате наблюдается снижение интенсивности потери массы Δm с ростом общей зольности пробы и содержания Si и Al в составе угля, в то время как при увеличении количества Ca и Fe, то есть доли органической компоненты, скорость потери массы закономерно возрастает. Кроме того, повышение зольности сопровождается снижением величины сорбционной емкости углей (табл. 5). По-видимому, увеличение количества минеральных включений приводит к уменьшению объема порового пространства и, как следствие, сорбционной способности угля. Таким образом, полученные результаты не только дают сведения о фазовом и элементном составе, но и связывают их с технологическими свойствами углей в процессах термической переработки.

Развитие угледобывающей отрасли и комплексное освоение угольных месторождений невозможно без решения проблемы переработки золошлаковых отходов. При этом направления утилизации золы углей каждого месторождения желательно прорабатывать уже на этапе добычи в зависимости от ее химического состава.

Использование отходов сжигания в качестве добавки

2. Химический состав зольного остатка

Элементы, в пересчете на оксиды	Состав золы на сухую массу, %			
	Участок			
	Центральный, пласт I	Центральный, пласт IV	Северная Депрессия, пласт III	Северная Депрессия, пласт III верх
SiO ₂	37,23	45,86	50,24	50,76
Al ₂ O ₃	25,88	29,34	34,59	34,22
CaO	18,89	9,10	4,22	3,82
Fe ₂ O ₃	8,86	9,69	6,60	6,81
SO ₃	3,87	1,64	0,71	0,65
MgO	2,62	1,51	0,85	0,78
TiO ₂	0,83	0,75	0,78	1,10
K ₂ O	0,65	1,25	1,32	1,32
Na ₂ O	0,56	0,37	0,32	0,21

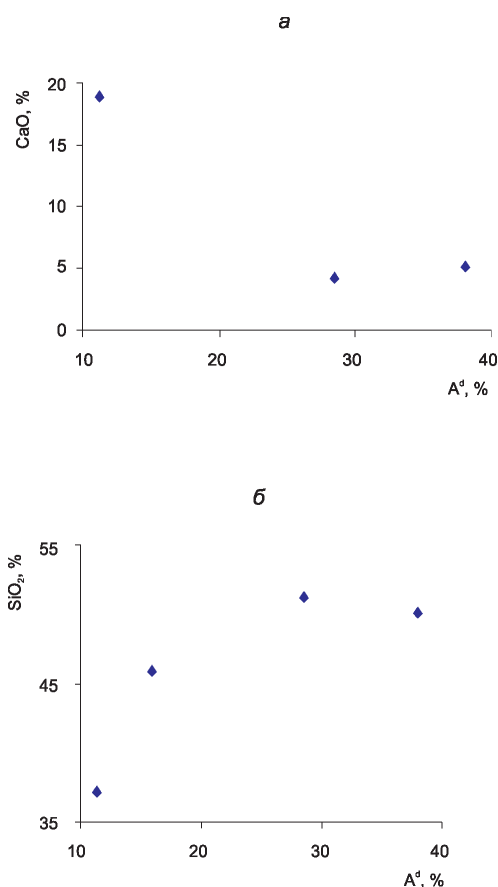


Рис. 2. Связь зольности с микроэлементным составом угля:

с содержанием: а – CaO, б – SiO₂

в цементах является перспективным направлением и определяется вяжущими свойствами получаемого зольного остатка, то есть его способностью к гидратации. Гидравлическая активность зол углей разреза Павловский-2 определялась по двум параметрам: измеряемому и расчетному. Гидравлический модуль M_4 (см. табл. 5) рассчитывается на основании элементного состава золы как соотношение $\text{CaO}/\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ [6]. Величина коэффициента гидратации определялась экспериментально по следующей методике. Пробы угля озолялись в муфеле при 850°C . Навеска зольного остатка массой m_0 заливалась водой в отношении 1:5 и выдерживалась 7 суток. Затем излишек воды сливался, а остаток высушивался при 105°C до постоянного веса m_{105} с целью удаления сорбированной влаги. Высушенная проба прокаливалась при 950°C до постоянного веса m_{950} с целью полного разрушения гидратных комплексов. Коэффициент гидратации (см. табл. 5) определялся по формуле:

$$K_{\text{гидр}} = \frac{m_{105} - m_{950}}{m_0} \cdot 100\%$$

Очевидно, что величина $K_{\text{гидр}}$ тесно связана с химическим составом золы и определяется содержанием

оксидов щелочноземельных металлов, в первую очередь суммы $(\text{CaO} + \text{MgO})$. По данным работы [19], четко выраженными вяжущими свойствами обладают золы с $(\text{CaO} + \text{MgO}) > 20\%$ по массе. Такими свойствами среди изученных обладает зола угля пласта I участка Центральный (см. табл. 2), что и подтвердили полученные авторами расчетные и экспериментальные результаты – M_4 и $K_{\text{гидр}}$ этой пробы вдвое превосходят показатели для зол углей остальных пластов (см. табл. 5). В целом, вяжущие вещества, получаемые из бурого угольной золы почти идеально подходят для производства всего спектра легких и особо легких бетонов: пенобетоны, газобетоны и др. [19].

Изучение зол, полученных при сжигании углей Павловского месторождения, показало наличие в них таких специфических продуктов горения ТГИ как микросферы. Микросферы – это одна из составляющих частей зол уноса от ТЭЦ, работающих на каменных и бурых углях. Они представляют собой сферические полые частицы с различной толщиной стенок. Микросферы различаются по химическому составу: в них преобладают или алюмосиликаты, или оксиды железа.

3. Элементный состав органического вещества углей

Участок, номер пласта	S^d	S^d по пласту*	C^{daf}	C^{daf} по пласту*	H^{daf}	H^{daf} по пласту*	N^{daf}
Центральный, I	0,76	$\frac{0,06-1,93}{0,390}$	68,6	$\frac{64,2-73,0}{68,5}$	6,5	$\frac{4,8-7,0}{5,9}$	1,11
Центральный, IV	0,44	$\frac{0,14-0,68}{0,410}$	67,9	$\frac{63,9-71,6}{68,2}$	6,7	$\frac{4,8-6,8}{5,9}$	0,90
Северная Депрессия, III	0,84	$\frac{0,19-1,20}{0,510}$	64,7	$\frac{62,7-69,2}{67,1}$	6,4	$\frac{5,4-6,6}{5,9}$	0,81
Северная Депрессия, III верх	0,44	$\frac{0,18-0,58}{0,510}$	67,5	$\frac{66,0-68,4}{66,8}$	6,3	$\frac{5,8-6,2}{6,2}$	0,85

Примечание. * – изменение параметров по пласту (данные ОАО «Приморскуголь»): числитель – от-до, знаменатель – среднее значение.

4. Параметры процесса пиролиза бурых углей

Участок, номер пласта	Температурный интервал, $^\circ\text{C}$					
	80–105		170–300		350–550	
	T_{max}°	$\Delta m, \%$	T_{max}°	$\Delta m, \%$	T_{max}°	$\Delta m, \%$
Центральный, I	104	20,4	249	26,4	–	–
Центральный, IV	84	15,6	231	29,4	–	–
Северная Депрессия, III	100	12,0	254	26,2	505	22,2
Северная Депрессия, III верх	83	17,1	271	27,4	519	20,5

5. Сорбционные свойства углей, коэффициент гидратации и гидравлический модуль золы

Участок, номер пласта	$S, \text{м}^2/\text{г}$	$K_{\text{гидр}} \times 100\%$	M_4
Центральный, I	6,11	1,594	0,26
Центральный, IV	5,62	0,789	0,11
Северная Депрессия, III	3,4	0,859	0,05
Северная Депрессия, III верх	4,11	0,863	0,04

На рис. 3 приведена фотография и соответствующий энергодисперсионный спектр ценосферы, полученный с использованием растрового электронного микроскопа. Исходя из ее алюмосиликатного состава, можно предположить, что наибольшим потенциалом для получения подобных микросфер среди исследованных обладают угли пластов III и III_{верх} участка Северная Депрессия, зольный остаток которых отличается высоким содержанием Si и Al. Зола и особенно микросферы, получаемые из бурых углей, имеют очень большую перспективу использования в строительной отрасли и области их применения постоянно растут [2, 19].

Специфической особенностью пробоподготовки органических объектов к определению благородных и редких элементов спектральными методами является необходимость учитывать летучесть их комплексных соединений (гуматы, карбонилы и хелаты) даже при относительно низких температурах (300–400°C). Поскольку органическая матрица исследуемых углей составляла в среднем 90%, то при подготовке к анализу методом ААС применена закрытая система микроволнового разложения Mars-Xpress, в которой используются специальные сосуды из фторполимерных материалов: EasyPrep (100 мл, 240°C, 50 атм), предназначенные для кислотного разложения геологических объектов с органической и неорганической матрицей без потерь аналитов [4, 5, 7, 8]. В табл. 6 даны результаты определения микроэлементов по пластиам разреза Павловский-2. Для сравнения в той же таблице приведены кларковые концентрации и содержания элементов в металлоносных углях участка «Спецугли» Павловского месторождения [21, 22]. Анализ полученных результатов однозначно указывает на отсутствие высоких содержаний микроэлементов, в том числе наиболее ценных для попутного извлечения германия и РЗЭ, в составе энергетических углей разреза Павловский-2. Так, суммарное содержание РЗЭ+У в пробах пласта I и III_{верх} находится на уровне кларкового, то есть около 57 г/т [22]. Содержания в пробах пластов IV и III оказались несколько выше и составили 127 и 111 г/т соответственно, но и эти значения существенно уступают металлоносным углям, в которых обнаружено РЗЭ 912–4714 г/т [13–16, 20]. Содержание Ge в исследованных углях по всем пластиам не превысило кларковых значений.

Причину существенных различий в содержании микроэлементов в энергетических углях и углях металлоносных участков объясняют результаты изучения характера РЗЭ-оруденения. Для анализа распределения РЗЭ в пробах использовали кривые концентраций лантаноидов, нормированные на средние содержания их в верхней континентальной коре [17]. Кривые нормированных содержаний РЗЭ исходных проб характеризуются отсутствием накопления легких или тяжелых лантаноидов, то есть относятся к N-типу (рис. 4, а), что отличает их от углей участка «Спецугли» с

повышенными содержаниями редкоземельных элементов, для которых характерен H-тип распределения РЗЭ (см. рис. 4, б). Индикаторное отношение La/Yb для энергетических углей составляет порядка 10–20, что вполне характерно для рядовых углей в отличие от пород гранитного фундамента и металлоносных углей (см. табл. 6), значительно обогащенных тяжелыми лантаноидами, для которых оно составляет порядка 1 и менее [13–15].

В настоящее время достоверно установлено [13–15, 20], что образование высоких концентраций РЗЭ, Ge и ЭПГ происходило при взаимодействии минерализованных вод с органическим веществом на стадиях торфо-накопления и углефикации. Таким образом, существенные различия в составе редкоземельных элементов и количестве микроэлементов в совокупности указывают на различия в условиях эпигенетической флюидизации углепородных массивов основной площади месторождения и его металлоносных участков, а также близости последних к источнику накопления РЗЭ – подстилающим или вмещающим кислые магматические породы. Следовательно, поиск участков металлоносных углей целесообразно проводить, ориентируясь на геологические поисковые признаки, а именно – выходы гранитных пород фундамента.

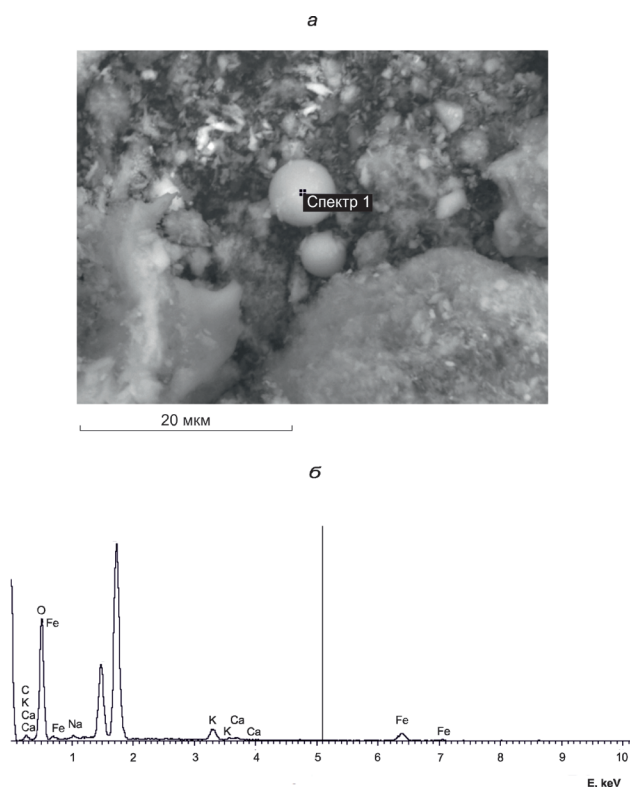


Рис. 3. Ценосфера (а) в золе угля (разрез Центральный, пласт IV) и ее энергодисперсионный спектр (б)

Проведенные исследования позволили разработать методику экспрессного определения содержаний золотообразующих и микроэлементов в составе твёрдых горючих ископаемых, включающую последовательное изучение спектральными методами РФА, РФЛС, ICP-MS с использованием микроволновой подготовки объектов с органической матрицей к анализу. Предложенный аналитический комплекс предназначен для ревизионного изучения ресурсов благородных, редких и других ценных металлов в угольных месторождениях.

Установлено, что рудогенез пластов энергетических углей основной части Павловского месторождения и его металлоносных участков протекал в разных условиях, результатом чего являются существенные различия их микроэлементного потенциала. Предваритель-

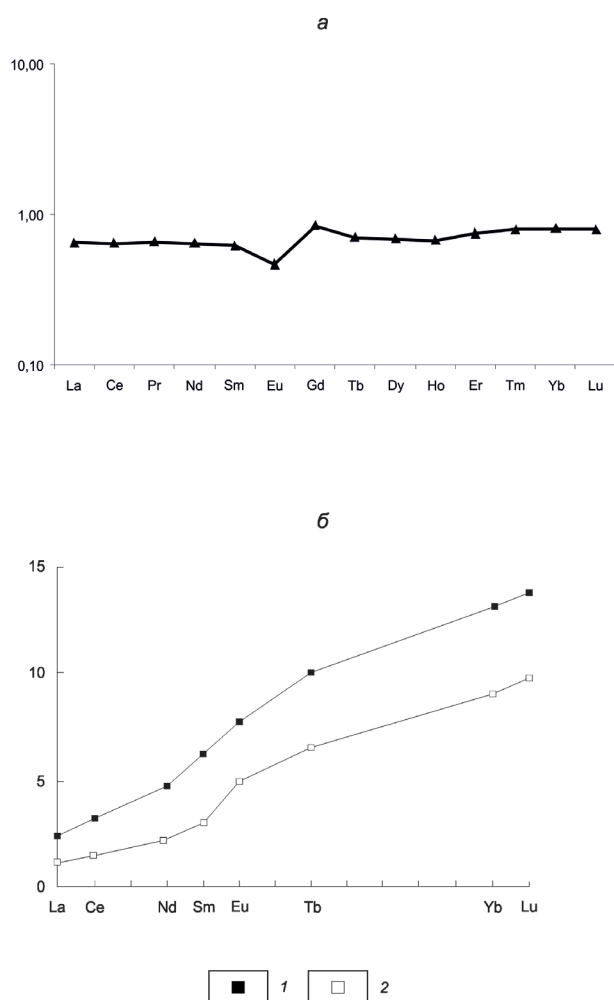


Рис. 4. Накопление тяжелых РЗЭ в металлоносных углях Павловского месторождения:

а – энергетические угли пласта III верх (кривая N-типа); б – металлоносные угли пласта III низ, (кривая N-типа) [14]; 1 – центральная и 2 – периферийная зоны участка «Спецугли»

б. Содержание микроэлементов (в г/г) в углях разреза Павловский-2

Участок, номер пласта	Be	Ce	Sr	Y	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Yb	U	Th	Pb
Центральный, I	1,0	0,23	118	6,6	211	9,6	18,7	2,2	8,1	1,6	0,27	1,70	0,24	1,22	0,23	0,71	0,09	0,61	0,086	16	1,9	3,4	5,3
Центральный, IV	4,4	0,59	73	22	191	21,4	45,4	4,7	17,7	3,3	0,57	3,8	0,6	3,2	0,67	2,06	0,26	1,65	0,246	13	0,9	4,4	6,3
Северная Депрессия, III	1,8	0,80	64	11	162	22	43	5	16	2,9	0,46	3,36	0,44	2,1	0,39	1,2	0,14	1,0	0,13	21	4,0	8,9	15,5
Северная Депрессия, III, верх	2,4	0,54	60	13	183	21,7	40,0	4,7	16,6	3,2	0,5	3,3	0,5	2,5	0,48	1,39	0,17	1,08	0,15	20	3,6	8,8	20
Спецугли, III [14]	до 80–100	до 2000	336	98,9	до 500	14,2	32,2	26	23,4	7,0	1,8	70	2,4	85	18	34	7,7	12,5	2,1	1,1	до 4,0	7,6	200
КЛАРК [21,22]	1,2	2,0	120	8,6	150	10	22	3,5	11	1,9	0,5	2,6	0,32	2,0	0,5	0,85	0,31	1,0	0,19	–	2,9	3,3	6,6

тельные исследования показывают, что концентрации германия и редкоземельных элементов в энергетических углях указанного месторождения не достигают уровня рентабельного попутного извлечения. Превышения предельно допустимых концентраций по опасным и токсичным элементам не выявлено. Отмечено влияние химического состава на технологические свойства углей и их зольных остатков.

Полученные результаты показывают актуальность изучения металлоносности углей крупных месторождений с целью оценки перспектив их комплексного освоения, разработки эффективных технологий попутного извлечения ценных микроэлементов, а также утилизации золошлаковых отходов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Закономерности* выявления перспективных участков благородного и редкометалльного оруденения бурогольных бассейнов Дальнего Востока / А.П.Сорокин, В.А.Чантурия, В.И.Рождествина, В.М.Кузьминых // Мат-лы междунар. совещ. «Плаксинские чтения 2013». – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. С. 58.
2. *Зырянов В.В., Зырянов Д.В.* Зола уноса – техногенное сырье. – М.: ООО ИПЦ «Маска», 2009.
3. *Кизильштейн Л.Я.* Геохимия и термохимия углей. – Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 2006.
4. *Кингстон Г.М., Джесси Л.Б.* Пробоподготовка в микроволновых печах. – М.: Мир, 1991.
5. *Кубракова И.В., Торопченова Е.С.* Микроволновая подготовка проб в геохимических и экологических исследованиях // Журнал аналитической химии. 2013. Т. 68. № 6. С. 524–534.
6. *Металлогения* и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Закономерности концентрации элементов и методы их изучения / В.Р.Клер, В.Ф.Ненахова, Ф.Я.Сапрыкин и др. – М., 1988.
7. *Микроволновая* подготовка природных объектов к атомно-абсорбционному определению ртути и других токсичных элементов / О.А.Тютюнник, М.Л.Гецина, Е.С.Торопченова, И.В.Кубракова // Журнал аналитической химии. 2013. Т. 68. № 5. С. 420–429.
8. *Микроволновая* подготовка углеродсодержащих сульфидных руд и продуктов их обогащения к определению сурьмы и мышьяка / Е.С.Нехода, Л.Н.Банных, Т.Т.Кудина и др. // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. № 6. С. 3–5.
9. *Рашевский В.В., Артемьев В.Б., Силютин С.А.* Качество углей ОАО «СУЭК». – М.: Кучково поле. 2011.
10. *Перспективы* развития технологического использования углей России / М.В.Голицын, В.И.Вялов, А.Х.Богомолов и др. // Георесурсы. 2 (61). 2015. С. 41–52.
11. *Редкие металлы* в бурогольных месторождениях Приморья и их ресурсный потенциал / В.И.Вялов, А.И.Ларищев, Е.В.Кузеванова и др. // Региональная геология и металлогения. № 51. 2012. С. 96–105.
12. *Редкометалльно-угольные* месторождения Приморья / В.И.Вялов, Е.В.Кузеванова, П.А.Нелюбов и др. // Разведка и охрана недр. № 12. 2010. С. 53–57.
13. *Середин В.В.* Распределение и условия формирования благороднометалльного оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений. Т. 49. № 1. 2007. С. 3–36.
14. *Середин В.В.* Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. – М: ООО «Геоинформмарк», 2004.
15. *Середин В.В.* Au-PGE-минерализация на территории Павловского бурогольного месторождения // Геология рудных месторождений. Т. 46. 2004. № 1. С. 43–73.
16. *Середин В.В., Добровольская М.Г., Мохов А.В.* Уникальное поликомпонентное оруденение в брекчиевых телах на территории Павловского бурогольного месторождения // Докл. РАН. Т. 412. № 3. 2007. С. 113–116.
17. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. – М.: Мир, 1988.
18. *Угольная база России.* Т. V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. – М.: ООО «Геоинформмарк», 1997. С. 175–194.
19. *Шпирт М.Я., Артемьев В.Б., Силютин С.А.* Использование твердых отходов добычи и переработки углей. – М.: Изд-во «Горное дело», 2013.
20. *Шпирт М.Я., Рашевский В.В.* Микроэлементы горючих ископаемых. – М.: Кучково поле, 2010.
21. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Экологическая геохимия углей. – Сыктывкар: Геопринт, 2008.
22. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Козырева И.В.* Кларки лантаноидов в углях // Вестник ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 10. С. 13–16.

Светлой памяти геологов экспедиции № 2 объединения «Аэрогеология» посвящается

УДК 551.242.31(571.56)

© А.А.Константиновский, Л.Н.Липчанская, Т.А.Чурилова, 2016

Особенности строения Южного Верхоянья и перспективы золотоносности среднерифейских черносланцевых толщ

А.А.КОНСТАНТИНОВСКИЙ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1), Л.Н.ЛИПЧАНСКАЯ (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ); 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23), Т.А.ЧУРИЛОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрены особенности тектонической позиции и строения Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы на основании обобщения публикаций предшествующих исследователей и материалов многолетних полевых работ авторов. Аномально высокая тектоническая мобильность ее восточной зоны, наличие в ее мощных разрезах благоприятных для локализации золотого оруденения черносланцевых и флишеидных формаций связываются с существованием погребенного под этой зоной древнего рифта. Присущие лишь восточной зоне гранитоидный магматизм и золотоносность могут быть поставлены в связь с интенсивным сдвиго- и надвигообразованием в пределах Южно-Верхоянской системы и обрамляющих ее с востока структур.

Ключевые слова: тектоническая мобильность, вергентность, надвиги, рифт, черносланцевые формации, золотое оруденение.

Константиновский Александр Александрович
Липчанская Лариса Ниловна
Чурилова Татьяна Александровна



metallogeny@tsnigri.ru

Features of Southern Verkhoyansk area structure and gold potential prospects for Middle Riphean black schist strata

A.A.KONSTANTINOVSKY, L.N.LIPCHANSKAYA, T.A.CHURILOVA

Based on the summarized papers by previous researchers and fieldwork materials by the authors, features of the South Verkhoyansk overthrust system's tectonic position and structure were reviewed. Extremely high tectonic mobility of its eastern zone, presence of black schist and flyschoid formations as favourable for gold mineralization in its thick sections are related to the fossil rift buried under this zone. Granitoid magmatism and gold potential only inherent in the eastern zone can be linked with intense shear and thrust formation within the South Verkhoyansk system and its eastward framing structures.

Key words: tectonic mobility, vergence, thrusts, rift, black schist formations, gold mineralization.

Особенности региональной позиции. Южно-Верхоянская складчато-надвиговая система — крайняя юго-западная ветвь мезозойд Верхояно-Колымской складчатой области обрамляет с юго-востока Сибирскую платформу. В палеотектоническом плане она, как и складчатая область в целом, расположена в пределах пассивной континентальной окраины. Заложению данной системы предшествовало еще на дорифейском этапе (в позднем карелии) образование крупного Биллякчанского рифта, структуру и простираение которого (с проявлениями древней золотой минерализации) она своей восточной, глубоко погруженной частью унаследовала [10].

Начиная со среднего рифея её развитие было весьма сходным с формированием южной (Патомское нагорье), юго-западной (Енисейский кряж) и, отчасти, северо-западной (Таймыр) пассивных континентальных окраин Сибирской платформы. Общим для всех было длительное (почти миллиард лет) медленное погружение с накоплением мощных (7–10 км и более) терригенно-карбонатных толщ. Наряду с относительно мелководными карбонатными и алевропесчаными отложениями в среднем, в меньшей мере в позднем рифее в пределах перечисленных континентальных окраин, включая Южное Верхоянье, накапливались подчинен-

ные им турбидитные углеродистые черносланцевые и сопутствующие им сероцветные флишоидные формации. Важно отметить, что толщи именно такого состава и возраста на южной и юго-западной континентальных окраинах вмещают, как известно, промышленное золотое оруденение – Бодайбинский (ранее Ленский) и Енисейский рудно-россыпные районы.

Режим преобладающих длительных погружений завершился на рубеже рифея и венда в пределах перечисленных континентальных окраин по-разному. На **юго-западной окраине** (Енисейский кряж и соседние с ним Присяянье и Прибайкалье) произошла байкальская складчатость, сопровождавшаяся гранитоидным магматизмом [11, 21], а также формированием (на Енисейском кряже) крупных золоторудных месторождений в среднерифейских черносланцевых и флишоидных формациях. На **южной окраине** (Патомское нагорье) чёткие проявления байкальской складчатости в виде предвендского углового несогласия не наблюдаются. В связи с этим вопрос о возрасте складчатости этой региональной структуры остается в определенной мере

дискуссионным. Согласно традиционной точке зрения, высказанной еще Н.С.Шатским, структуры Патомского нагорья представляют собой байкалиды. Такое представление, в частности, поддерживают С.Д.Шер, Ю.П.Казакевич и Т.П.Жаднова, многие годы работавшие в этом регионе. Ими установлен и относительно древний возраст золотого оруденения: протяженные зоны лиственитизации с золотоносными кварцевыми жилами прорваны и метаморфизованы син- и раннеорогенными гранитоидами мамско-оронского (байкальского по их мнению) комплекса [14]. Позднее такое представление о возрасте складчатости было отвергнуто рядом исследователей, в том числе А.И.Ивановым [7], и структуру нагорья стали считать среднепалеозойской. Однако при любой трактовке возраста непреложным фактом является прекращение развития Патомского нагорья в режиме пассивной континентальной окраины еще на рубеже венда и кембрия. Длительное погружение сменилось на том рубеже общим поднятием. Радикальная смена тектонического режима сопровождалась по данным А.И.Иванова [7] урановой минерализацией на Тонодском поднятии и локально проявленными наложенными гидротермально-метасоматическими процессами возрастом 540 ± 62 млн. лет. К этому необходимо добавить, что гранитоиды мамско-оронского комплекса (ныне просто мамского), *прорывающие и метаморфизующие* по данным работы [14] золотоносные зоны, считаются в настоящее время хотя и не байкальскими, но всё же до-

статочно древними – 405 ± 195 и 328 ± 125 млн.лет [7]. На **юго-восточной окраине** – в Южном Верхоянье главная складчатость произошла значительно позднее – лишь во второй половине мезозоя. Причем в два этапа – в поздней юре (151 млн. лет) и в раннем мелу (119 млн. лет) и сопровождалась дислокационным метаморфизмом [23]. Такой относительно молодой возраст складчатости объясняется своеобразием тектонической позиции данного региона – он расположен в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.

Южно-Верхоянскую складчато-надвиговую систему отличают от Енисейского кряжа и Патомского нагорья и другие особенности. Во-первых, это существование под её глубоко погруженной восточной частью (с мощностью рифейско-палеозойских толщ не менее 7–10 км) позднекарельско-раннерифейского рифта, вытянутого в север-северо-восточном направлении, характерном для структур северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Сделаем оговорку: к западу от Патомского нагорья – в Прибайкалье также известен сходный с Билякчанским и примерно одновозрастный

“Заложению Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы предшествовало формирование позднекарельско-раннерифейского Билякчанского рифта с древней золотой минерализацией

с ним позднекарельский грабен с красноцветными вулканогенно-обломочными породами акитканской серии и субщелочными гранитоидами. Но он занимает другую позицию – вытянут вдоль края платформы и, в отличие от Южного Верхоянья, перекрыт рифейским и вендским чехлом несравнимо меньшей (не более 3 км) мощности. Во-вторых, Южно-Верхоянскую систему отли-

чает еще и резко различный магматизм в западной и восточной её частях. Для западной, как и для смежной окраины Сибирской платформы, характерны интрузии центрального типа – щелочно-ультраосновные (нередко с карбонатами), для восточной части – исключительно гранитоидные. В-третьих, существование в Южно-Верхоянской системе (в восточной, наиболее погруженной её части) черносланцевых формаций, с сопровождающими флишоидными, на двух резко разновозрастных стратоеуровнях – верхнепалеозойском и среднерифейском. Последний особенно интересен тем, что его формации одновозрастны с рудовмещающими толщами Бодайбинского и Енисейского золотоносных районов.

Собственно исследуемый район охватывает южную часть Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы – так называемый Юдомо-Майский прогиб (точнее палеопрогиб), располагавшийся на обширных площадях Юдомо-Майского и Майско-Североуйского междуречий, а также правобережья р. Челасин (левый приток р. Северный Уй). Приведенные данные позво-

ляют считать исследуемый район геологическим объектом со своеобразной тектонической позицией и строением, а также с перспективной золотой минерализацией в черносланцевых формациях среднего рифея.

Основные черты строения и осадочные комплексы. Южно-Верхоянская складчато-надвиговая система разделяет Сибирскую платформу и Охотский кристаллический массив (микроконтинент) с обрамляющими его с запада сближенными региональными надвигами – Билякчанским и Майско-Охотским. Между ними зажато Билякчанское поднятие – узкая и протяженная цепь выступов вулканогенно-обломочных пород позднекарельско-раннерифейского Билякчанского рифта. Амплитуда надвигания Охотского массива (главным образом по фронтальному Билякчанскому надвигу) на Южно-Верхоянскую систему колеблется от 10 км на юге, в бассейне р. Улкан-Охотский, до 50–60 км на севере – в бассейне верхнего течения р. Юдома [10].

В строении Южно-Верхоянской системы выделяются 3 продольные структурно-формационные зоны, ограниченные долгоживущими разломами [5]. В рифее, венде и палеозое эти разломы представляли собой конседиментационные сбросы с погруженными восточными крыльями, которые в ходе мезозойской коллизии были превращены во взбросы, осложненные сдвигами (рис. 1).

На западе складчатой системы расположена **Нелькано-Кыллахская** структурно-формационная зона, объединяющая два поднятия – на юге Нельканское шириной 60 км, на севере Кыллахское шириной до 90 км, разделенные протяженным и узким (30 км) пережимом и рассеченные продольным Гувиндинским взбросом. С запада рассматриваемая зона отделена от окраины Сибирской платформы Нельканским и продолжающим его на север Кыллахским надвигами, в совокупности образующими практически единый Нелькано-Кыллахский надвиг. Оба надвига образуют в плане выпуклые к западу дуги. Изучение этих явно пологих надвигов позволило А.В.Прокопьеву [19] сделать вывод о том, что горизонтальная амплитуда перемещений по ним, судя по Кыллахскому, не меньше 40 км, так что широкие западные части обоих поднятий несомненно представляют собой надвиговые пластины на платформенном основании. Кыллахский надвиг на своем северо-восточном отрезке представлен Эбейке-Хаятинской зоной чешуйчатых надвигов, надвинутой на платформу в северо-западном направлении и ограничивающей северное окончание Нелькано-Кыллахской зоны [19].

Нелькано-Кыллахский надвиг пересечен двумя протягивающимися с платформы долгоживущими разломами восток–северо-восточного простирания – Дыг-

динским на юге и менее изученным Барылайским на севере (см. рис. 1). Оба они параллельны разрывам среднепалеозойского Вилуйского рифта, явно оперяют его и входят в состав данной региональной структуры [9]. **Дыгдинский разлом** наискось, со значительным (25–30 км) правосторонним смещением, пересекает Нелькано-Кыллахский надвиг и в современной структуре платформы представляет собой взбросо-сдвиг с поднятым юго-восточным крылом. На платформе таким крылом является ограниченный Дыгдинским разломом с севера высоко поднятый Суннагинский горст Алданского щита, а северо-восточнее – поднятое крыло крутого Дыгдинского вала, осложняющего строение плитного чехла платформы. **Барылайский разлом** наискось протягивается до фронтального выступа северной (Кыллахской) дуги Нелькано-Кыллахского надвига. На его северо-восточном продолжении находится уже упомянутая наложенная Эбейке-Хаятинская система чешуйчатых надвигов, испытывавшая наиболее поздние надвиговые смещения [19]. Она под острым в плане углом «упирается» в региональный меридионально

вытянутый Западно-Сеттедабанский взброс, отделяющий от Нелькано-Кыллахской зоны соседнюю с востока Сеттедабанскую (см. рис. 1). Горизонтальное смещение на запад по этому сравнительно прямолинейному в плане (особенно на севере) взбросу несопоставимо мало по сравнению с таковым по дугам Нелька-

но-Кыллахского надвига. Это вызывает недоумение, поскольку Западно-Сеттедабанский взброс расположен неподалёку и в тылу названного краевого надвига.

Рассматриваемая Нелькано-Кыллахская структурно-формационная зона сложена средне- и верхнерифейскими терригенно-карбонатными толщами общей мощностью не более 3 км, с размывом и региональным перерывом перекрытыми маломощным и прерывистым чехлом отложений венда (юдомская свита) и кембрия, на которых несогласно залегают фрагментарно сохранившиеся также маломощные отложения турнейского яруса нижнего карбона, перми и нижней юры. Все эти осадочные толщи разделены поверхностями размыва и деформированы сравнительно слабо. Лишь вдоль продольного Гувиндинского взброса и краевого надвига они изогнуты в узкие (1–2 км) и крутые асимметричные, опрокинутые на запад антиклинали, тогда как разделяющие их широкие (10–20 км) корытообразные синклинали имеют практически горизонтальные «днища» (рис. 2).

Сеттедабанская структурно-формационная зона занимает центральную (близкую к осевой) часть Южно-Верхоянской складчатой системы. Только северный её отрезок в низовье р. Тыры имеет тектонический кон-

“
Восточной зоне Южного Верхоянья
присущи аномально глубокие погру-
жения над погребенным палеориф-
том с накоплением среднерифей-
ской черносланцевой формации

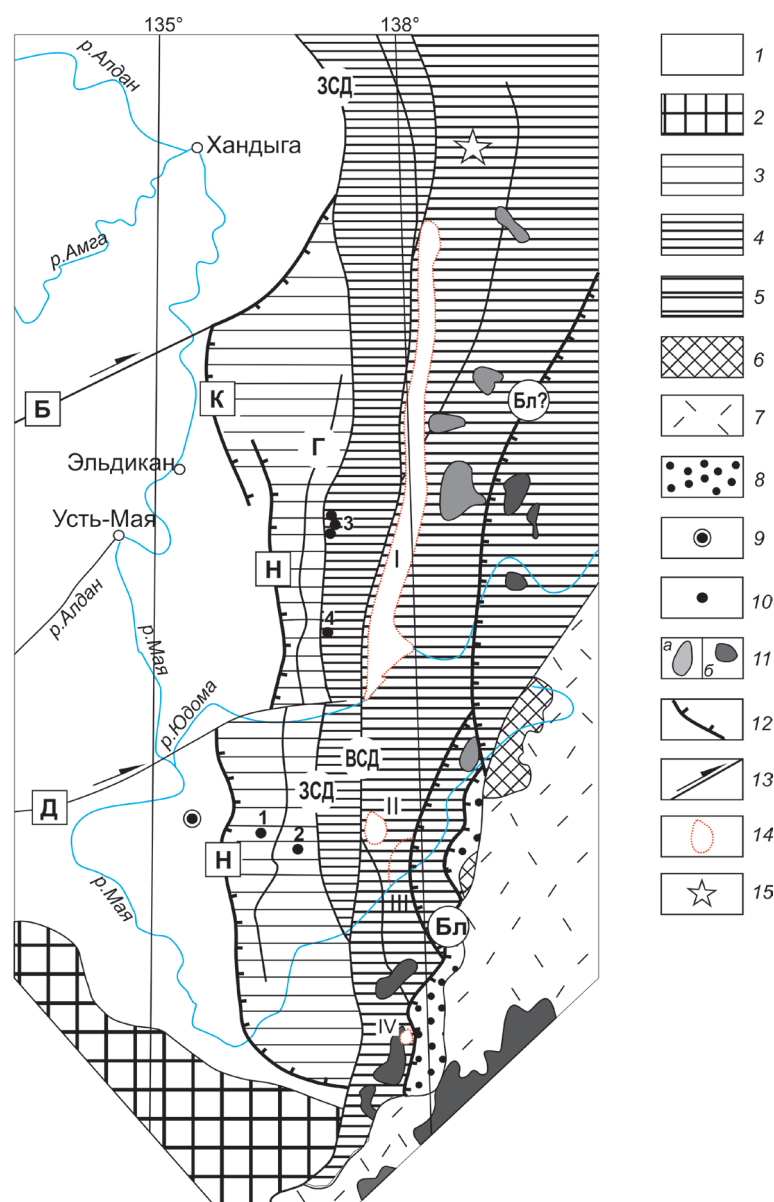


Рис. 1. Схема тектоники и размещения золотоносных площадей Южного Верхоянья:

1 – Сибирская платформа; 2 – выступ фундамента Алданского щита; 3–5 – Южно-Верхоянская складчато-надвиговая система, структурно-формационные зоны: 3 – Нелькано-Кыллахская, 4 – Сетте-Дабанская, 5 – Восточная (собственно Южно-Верхоянская); 6–7 – Охотский массив (микроконтинент): 6 – выступы кристаллического фундамента, 7 – чехол меловых вулканитов наложенного ОЧВП; 8 – выступы дорифейского рифтогенного комплекса; 9–10 – щелочно-ультраосновные интрузии с карбонатитами: 9 – предвендские (Ингилийская), 10 – раннепалеозойские (?) (1 – Урахая, 2 – Онё, 3 – Лединская группа, 4 – Горное Озеро); 11 – позднемезозойские гранитоиды: а – позднеюрско-раннемеловые, б – ранне-позднемеловые; 12 – краевые надвиги (буквы в кружках): Н – Нельканский, К – Кыллахский, Бл – Билякчанский; 13 – рифтогенные сдвиги (буквы в квадратиках): Д – Дыгдинский, Б – Барылайский; 14 – региональные взбросы: Г – Гувиндинский, ЗСД – Западно-Сетте-Дабанский, ВСД – Восточно-Сетте-Дабанский (главный рудоконтролирующий золото); 15 – рудно-россыпные площади: I – Аллах-Юньский район, II – Курун-Уряхский узел, III – Иниканчанский узел, IV – Одуховское потенциально золоторудное поле; 16 – Неждановское месторождение

такт непосредственно с платформой. В современной структуре зоне отвечает одноименное поднятие – Сетте-Дабанский горст-антиклинорий («моноклинорий»). С запада его ограничивает вышеупомянутый региональный Западно-Сеттедабанский (на юге Челатский) взброс, с востока – система нескольких кулисообразно расположенных долгоживущих разломов, часть из которых полого отгибается к северо-востоку. С юга на север это Аллах-Юньский разлом, переходящий к северо-востоку в Минорский (Кидерикинский), наискось пересекающий западное крыло Южно-Верхоянского синклиниория. Следующий к северу – Кеннинский разлом, сменяющийся севернее Восточно-Хандыгским. Протяженные прямолинейные отрезки всех этих разломов, вытянутые вдоль восточной окраины Сеттедабанского поднятия, объединяются в зону единого, меридионально вытянутого Восточно-Сеттедабанского тектонического шва – долгоживущего разлома с отчетливой левосторонней сдвиговой составляющей. На юге, в Юдомо-Майском междуречье (в пределах исследуемого района), его непосредственным продолжением служит Иотканский разлом. Ширина Сеттедабанской структурно-формационной зоны на севере достигает 60 км. К югу зона постепенно сужается, и на правобережье р. Мая она в плане выклинивается (см. рис. 1). От Нелькано-Кыллахской данная зона резко отличается, *во-первых*, развитием мощных (до 4–6 км) существенно карбонатных толщ ордовика, силура, в мень-

шей мере девона, полностью выпадающих из разреза в Нелькано-Кыллахской зоне. Однообразный разрез этих толщ осложнен региональными размывами (местами с конгломератами) в основании ордовика и силура, а также появлением на севере зоны в верхнем девоне базальтов (в том числе субщелочных), одновозрастных с базальтоидами Вилуйского платформенного рифта [12, 13, 20]. *Во-вторых*, эта зона отличается от Нелькано-Кыллахской напряженными дислокациями – пласты круто (40–60°) падают преимущественно на восток и разбиты продольными взбросами и взбросо-сдвигами на крупные пластины. Крутое, в основном моноклинальное падение пластов и тектонических пластин свидетельствует о том, что Западно-Сеттедабанский разлом на этапе коллизии представлял собой близкий к вертикальному тектонический уступ – жёсткий упор на пути надвигавшихся с востока масс (см. рис. 2). *В-третьих*, почти полное отсутствие отложений верхнего палеозоя (лишь на севере зоны встречаются фрагменты маломощных (до 150 м) субконтинентальных отложений перми, несогласно залегающих на кембрийских и ордовикских известняках). В этом отношении рассматриваемая зона сходна с Нелькано-Кыллахской.

Восточная структурно-формационная зона (северная и средняя её части обычно выделяются как Южно-Верхоянский синклиниорий) отделена от Сеттедабанской охарактеризованным выше Восточно-Сеттедабанским (Иотканским) структурным швом – в палеотектоничес-

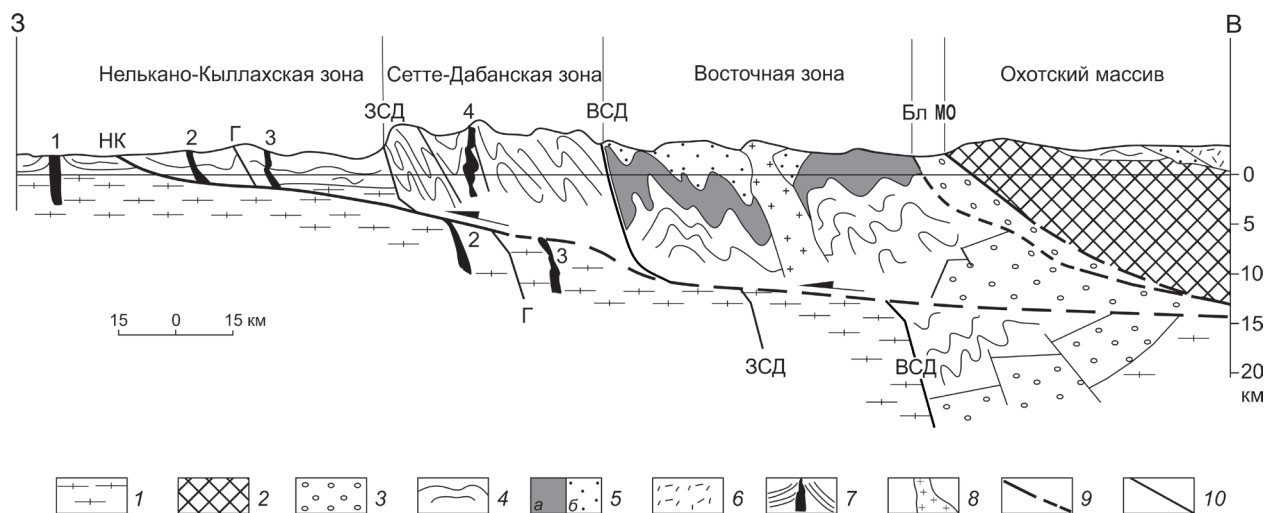


Рис. 2. Схематический геологический разрез Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы:

1–2 – кристаллический фундамент: 1 – Сибирской платформы, 2 – Охотского массива; 3 – рифтогенный комплекс позднекарьельско-раннерифейского возраста; 4 – карбонатно-терригенные толщ рифейского и ниже-среднепалеозойского возраста; 5 – верхнепалеозойский верхоянский комплекс, формации: а – черносланцевая, б – флишиодная и песчаная; 6 – меловые вулканы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 7 – предвендские и раннепалеозойские щелочно-ультраосновные интрузии с карбонатами: 1 – Ингилийская, 2 – Урахая, 3 – Оннё, 4 – Горное Озеро; 8 – позднемезозойские гранитоиды; 9 – региональные надвиги: НК – Нелькано-Кыллахский, Бл – Билякчанский, МО – Майско-Охотский; 10 – региональные взбросы: Г – Гувиндинский, ЗСД – Западно-Сетте-Дабанский, ВСД – Восточно-Сетте-Дабанский – главный рудоконтролирующий (золото) разлом

ком плане конседиментационным сбросом с глубоко погруженным восточным крылом. Даже после мезозойской коллизии и сопряженной с ней инверсии – в современной взбросовой структуре – восточное крыло остается погруженным относительно западного на 5–7 км (!). Зона отличается от Сеттедабанской еще большей амплитудой погружений (рис. 3). На преобладающих по протяженности северной и центральной её частях развит мощнейший (от 5 км в Юдомо-Майском междуречье до 12 км на севере в верховьях рек Дыба и Восточная Хандыга) верхнепалеозойский (C_1v-P_2) верхоянский комплекс, выделенный в свое время Н.П.Херасковым в качестве геосинклинального комплекса мезозойского Северо-Востока России. Этот комплекс резко отличается от подстилающих, также дислоцированных нижнепалеозойских, вендских и рифейских литологически зрелых «кварцево-карбонатных» толщ своим песчано-сланцевым составом с незрелыми – от субграувакковых до вулканомиктовых – обломочными породами. Разрез его имеет регрессивное строение – с турбидитными черносланцевыми толщами карбона внизу, сероцветными флишоподобными нижней перми в середине и менее глубоководными, вплоть до шельфовых, алевро-песчаными верхней перми вверху (см. рис. 3). В южной части синклинали верхоянский комплекс практически отсутствует, и там на дневную поверхность из-под него выходят дислоцированные толщи нижнего палеозоя, венда и, главным образом, рифея, прорванные мезозойскими гранитоидами. На южном замыкании синклинали их частично перекрывают меловые вулканиты Преджугджурского прогиба Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

Как видно из изложенного, структурно-формационные зоны Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы в палеотектоническом плане представляли собой региональные структурные ступени, последовательно погружавшиеся в период седиментации с запада на восток и фиксирующие асимметричное строение рассматриваемой системы. Возрастание тектонической мобильности в восточном направлении выразилось, во-первых, в скачкообразном (по палеосбросам) увеличении мощностей. Во-вторых, в полноте разрезов и составе осадочных толщ – с появлением в Восточной зоне в рифее и особенно в позднем палеозое черносланцевых и сопровождающих их флишоподобных формаций. В-третьих, в усложнении дислокаций – с развитием линейной складчатости, взбросо-надвигов и сдвигов. В-четвертых, в развитии гранитоидного магматизма, резко (по Восточно-Сеттедабанскому тектоническому шву) сменившего щелочно-ультраосновной.

Как уже упоминалось, Южно-Верхоянская складчатая система ограничена по краям мощными региональными надвигами западной вергентности. На западе это образовавшийся в позднем мезозое Нелькано-Кыллахский надвиг. На востоке – мощно активизированный в позднем мезозое Билякчанский надвиг, который вместе со сближенным с ним Майско-Охотским разломом рассекает архейский фундамент Охотского массива и полого погружается к юго-востоку [10], отражая надвигание кристаллической глыбы Охотского массива на Южно-Верхоянский палеопрогиб. Однако передаче однонаправленного давления массива от Билякчанского надвига к Нелькано-Кыллахскому несомненно должны были препятствовать два вышеупомянутых продольных палеосброса, преобразованные на этапе коллизии во взбросы в центральной части Южно-Верхоянской системы – Западно- и Восточно-Сеттедабанский, горизонтальные смещения по которым к западу были несоизмеримо малы по сравнению с масштабами краевых надвигов. Тем не менее, передача давления от восточной надвиговой окраины к западной в позднем мезозое была отчетливо реализована. Для объяснения этого можно

предположить, что Нелькано-Кыллахский надвиг, выполаживаясь к востоку, протягивается под Южно-Верхоянской складчатой системой и Билякчанским рифтом на всю их ширину вдоль контакта с кристаллическим фундаментом, частично затрагивая его, и на востоке сливается с Билякчанским, а также со спаренным с ним Майско-

Охотским надвигами (см. рис. 2). Блокирующая роль продольных взбросов в осевой части складчатой системы при её надвигании на 40–50 км как единого тела в сторону платформы не могла быть реализована.

Одной из важных особенностей Восточной зоны с её длительным погружением огромной амплитуды и гранитоидным магматизмом в конце эпохи мезозойской складчатости, определившими присущую данной зоне золоторудную минерализацию, можно считать своеобразие её строения. По крайней мере южная часть зоны протяженностью 270–300 км до мезозойской коллизии располагалась над древним Билякчанским рифтом [10], поскольку вдоль восточной тектонической границы этой зоны на указанное расстояние протягивается цепь выступов вулканогенно-обломочных толщ и субщелочных интрузивных пород названного рифта (см. рис. 1). Далее к северу положение восточной тектонической границы погребенного палеорифта намечается лишь приближенно. Над ней в современной структуре (несомненно смещенный к западу) протягивается продольный Юдомский взбросо-надвиг, рассекающий Южно-Верхоянский синклинали почти посередине. Он ответвляется от Би-

“Интенсивное сдвиго- и надвигообразование и гранитный магматизм на мезозойском коллизионном этапе обусловили золотую минерализацию в углеродистых сланцах

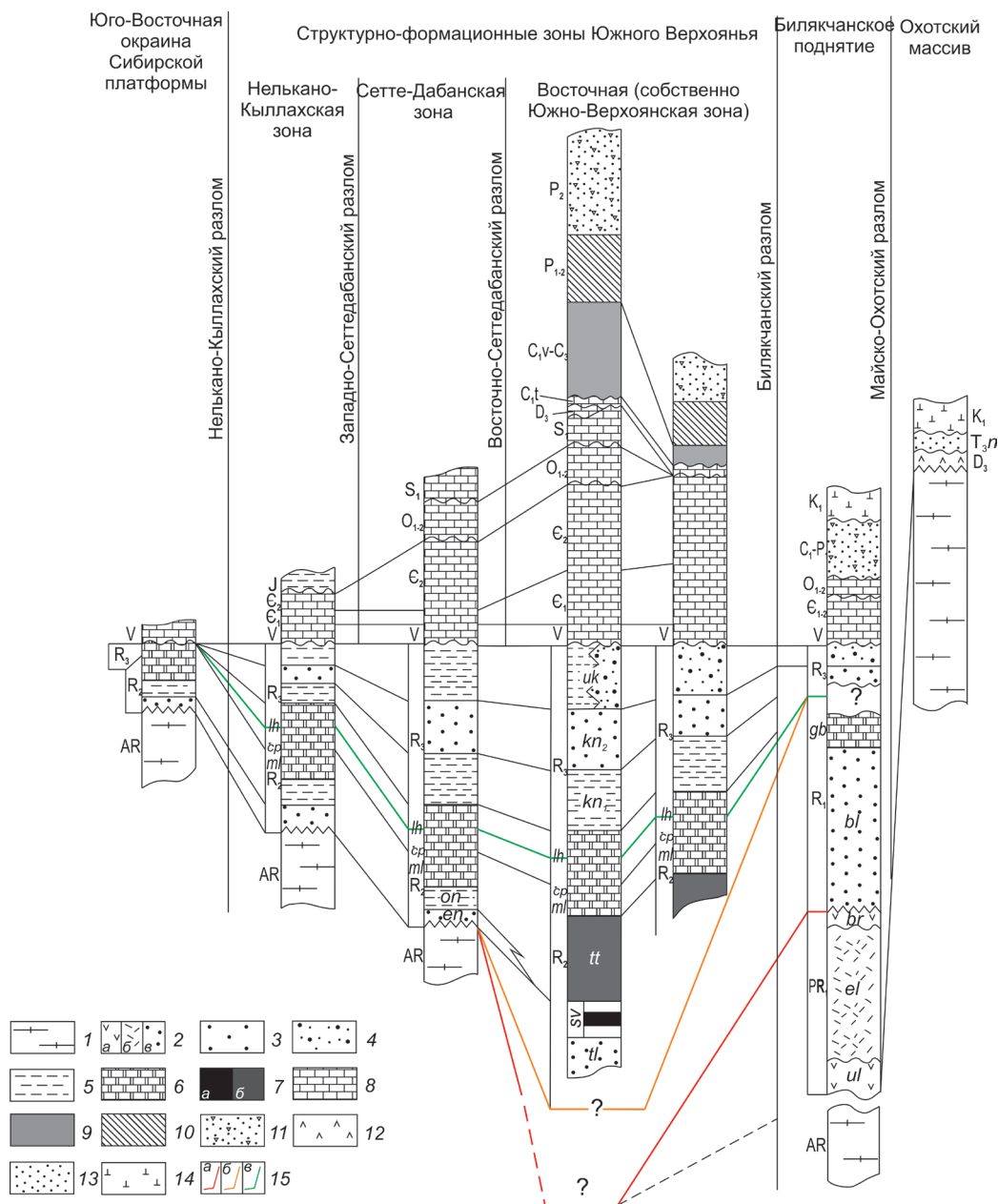


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов рифейско-палеозойских толщ Южного Верхоянья и его обрамления:

1–2 – Билякчанское поднятие: 1 – архейский кристаллический фундамент, 2 – верхнекарельско-нижнерифейский рифготенный комплекс: а – порфироиды услачанской и биридинской свит, б – порфироиды, игнимбриты и обломочные породы элгэтейской свиты, в – кварцитовидные песчаники, конгломераты, филлиты и доломиты нижнерифейской (?) билякчанской серии; 3–7 – Южное Верхоянье, рифейский комплекс: 3 – кварцитовидные песчаники и гравелиты, 4 – субграувакковые песчаники и гравелиты, 5 – сероцветные глинистые сланцы и метаалевролиты, б – терригенно-карбонатные и карбонатные (доломиты) толщи, 7 – среднерифейские черносланцевые формации: а – средняя подсвита светлинской свиты, б – тоттинская свита; 8–11 – Вендско-палеозойский комплекс: 8 – терригенно-карбонатные и карбонатные толщи нижнего и среднего палеозоя, 9 – черносланцевая формация карбона, 10 – сероцветная флишиодная формация нижней-низов верхней перми, 11 – полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты верхней перми; 12–14 – Чехол Охотского массива (его западной окраины): 12 – риодациты и туфолавы верхнего девона, 13 – кварцевые пески и песчаники верхнего триаса (норийский ярус), 14 – меловые андезитовые порфиры, риодациты, их туфы и игнимбриты ОЧВПП; 15 – границы отделов рифейского комплекса: а – подошвы нижнего рифея, б – подошвы среднего рифея, в – подошвы верхнего рифея; индексы стратиграфических подразделений нижнего протерозоя и рифея: ul – улканская, el – элгэтейская, br – биридинская, bl – билякчанская серия, tl – талынская, sv – светлинская, tt – тоттинская, ml – малгинская, cp – ципандинская, lh – лахандинская серия, kn₁ – кандыкская свита (нижняя подсвита), kn₂ – кандыкская свита (верхняя подсвита), uk – устькирбинская свита; венд, палеозойские и мезозойские возрастные индексы общепринятые

лякчанского в верхнем течении р. Мая ниже устья р. Чара, протягивается на север через крутой изгиб долины р. Юдома, затем вверх по р. Кютеп между Уэмляхским и Кютепским гранитоидными массивами и далее в север-северо-восточном направлении к истокам р. Юдома. К востоку от этого разлома – на широком восточном крыле синклинали – складчатость становится менее напряженной, и (что важно отметить!) золотая минерализация резко «сходит на нет». Можно предположить, что верхоянский комплекс покоем там на погруженном западном склоне Охотского кристаллического массива с резко сокращенным разрезом рифейских и ниже-среднепалеозойских отложений.

После краткой характеристики описанных структурно-формационных зон следует напомнить про уже упомянутые Дыгдинский и Барылайский рифтогенные платформенные сдвиги. На их северо-восточном продолжении в Южно-Верхоянской складчатой системе находятся поперечные структуры, часть из которых золотоносна. В Нелькано-Кыллахской зоне *Дыгдинский сдвиг* и *Эбейке-Хаятинская система чешуйчатых надвигов* на продолжении *Барылайского сдвига* искрив-

ляют и разрывают со смещением западную и северо-западную тектонические границы зоны. В Сеттедабанской структурно-формационной зоне следы этих косо-секущих сдвигов по неясной причине теряются, но в Восточной зоне (в Южно-Верхоянском синклинали) они вновь проявлены достаточно четко. В северной части синклинали это прежде всего Тиринская раннетриасовая конседиментационная флексура восток-северо-восточного простирания с погруженным север-северо-западным крылом. Мелководные пестроцветные метаалевролиты и песчаники её юг-юго-восточного крыла сменяются на север-северо-западном значительно более мощными относительно глубоководными темно-серыми филлитовидными сланцами. Влияние платформенного правого сдвига кроме данной флексуры выражено серией параллельных разломов того же восток-северо-восточного простирания на её широких флангах [5, 8]. Особенно интересны Сунтарский и Дюптагинский правые сдвиги Нежданинского рудного поля с одноименным крупным золоторудным месторождением [1, 24]. Расположение всех этих параллельных сдвигов и приуроченных к ним даек по отношению к *платформенному Барылайскому сдвигу* аналогично размещению значительно более крупной поперечной Дербек-Нельгесинской зоны разломов Восточного Верхоянья с её трещинными интрузиями мезозойских гранитоидов (крупный Тирехтахский массив и др.) по отношению к осевой части Вилюйского платформенного риф-

та. Названная зона находится на прямом продолжении структур рифта [9]. Сходные представления развивает О.П.Полянский с соавторами, говоря, что *основное тело Вилюйского рифта погребено на востоке под Верхоянским складчато-надвиговым поясом* [20]. Поперечные же структуры в Южно-Верхоянском синклинали на продолжении *Дыгдинского правого сдвига* не столь масштабны. Это прерывистая цепочка кулисообразно расположенных валов и разрывов, в совокупности образующих *Юдомскую поперечную флексуру* восток-северо-восточного простирания, «упираясь» в которую, заканчивается протяженный Аллах-Юньский рудно-россыпной район (кратко охарактеризованный ниже). К флекуре структурно приурочены рудно-россыпные золотоносные узлы (Югарёнок и Огонёк).

Магматизм. Резкие различия в тектонической мобильности рассмотренных структурно-формационных зон обусловили существенные различия в проявлениях магматизма.

Для *Нелькано-Кыллахской* и *Сеттедабанской зон*, как и для смежной обширной окраины Сибирской платформы, характерны щелочно-ультраосновные интрузии

центрального типа, нередко с карбонатитами (см. рис. 1), сложенные пироксенитами, ийолитами, уртитам и нефелиновыми сиенитами. Эти интрузии, по-видимому, связаны с формированием Вилюйского платформенного рифта, прерывисто развивавшегося длительное время – предположительно в позднем докем-

брии и, как установлено, в девоне, главным образом в позднем [20]. Кроме интрузий такого состава в пределах юго-восточной окраины Алданского щита (на южном склоне Омнинского поднятия) расположена еще одна интрузия центрального типа – Чадский массив с проявлениями платиновой минерализации. Он, как и расположенный неподалеку к западу известный платиновый Кондёрский массив, имеет условно мезозойский возраст и отличается от упомянутых *щелочно-ультраосновных* интрузий своим *ультраосновным – дунит-клинопироксенитовым* составом.

Несмотря на то, что возраст большинства из находящихся на платформе щелочно-ультраосновных и ультраосновных интрузий центрального типа считается мезозойским, массивы, расположенные на платформе вблизи Южно-Верхоянской системы и в её западной части отличаются значительно более древним возрастом. Таков Ингилийский щелочно-ультраосновной массив с карбонатитами, расположенный в 25 км западнее Нельканского надвига и имеющий бесспорно **предвендский** возраст. Интрузия прорывает толщи верхнего рифея, круто (до 60°) «задирая» их на экзоконтактах, и частично перекры-

Особенностью Южного Верхоянья является наличие благоприятных для золотого оруденения черносланцевых формаций на двух стратосуровнях

та горизонтально залегающей юдомской свитой венда. В базальных конгломератах последней содержатся гальки и тяжелые минералы ультраосновных пород, карбонатитов и рудных метасоматитов [16]. Расположенные уже в пределах Нелькано-Кыллахской зоны небольшие интрузии Урахая и Оннё (первая прорвана меловыми гранитами) моложе Ингилийской, поскольку прорывают кембрийские толщи. Верхний возрастной их предел не установлен. Они, возможно, разновозрастны со щелочно-ультраосновными интрузиями Лединской группы (также с карбонатитами), располагающимися в соседней – Сеттедабанской зоне, где приурочены к зоне продольного долгоживущего взброса. Там они прорывают не только толщи кембрия, но и нижнего ордовика, на основании чего их условно считают раннепалеозойскими [22]. Южнее лединских интрузий в зоне меридионального разлома находится аналогичная (и также с карбонатитами) интрузия Горное Озеро (см. рис. 1). Она прорывает средне-верхнерифейскую лахандинскую свиту, но верхний её возрастной предел неизвестен. По аналогии с Лединскими её считают также раннепалеозойской [15]. Однако можно предположить, что все щелочно-ультраосновные интрузии Сетте-Дабанской зоны, прорывающие отложения нижнего палеозоя, более молодые – среднепалеозойские, поскольку их внедрение логично связать с проявлениями позднедевонского рифтогенного вулканизма северной части Сетте-Дабана.

В Восточной (собственно Южно-Верхоянской) зоне щелочно-ультраосновной (и ультраосновной) магматизм резко сменяется гранитоидным (см. рис. 1). Господствующими являются гранитоиды позднемезозойского возраста и только в верховье р. Мая – единичные массивы позднепалеозойских (предпермских) гранитоидов. Те и другие рассмотрены в обстоятельной монографии Г.А.Гринберга и соавторами [3]. Среди **позднемезозойских** гранитоидов в осевой части Южно-Верхоянского синклинория и на его западном крыле прерывистой цепью расположены массивы гранитоидов, пространственно связанные с широкой продольной зоной позднеюрского (151 млн. лет) дислокационного метаморфизма [23]. Они сложены главным образом гранодиоритами и гранитами с подчиненными им плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Крупные массивы имеют зональное строение – с диоритами в эндоконтактных зонах и гранитами в центральных частях массивов [3]. Таковы крупные мезоабиссальные Уэмляхский и Тарбаганахский плутоны, в меньшей мере это относится к небольшому гипабиссальному Дыбинскому массиву и более мелким штокам. Датировки Уэмляхского (128–121 млн. лет) и Дыбинского (122 млн. лет) массивов свидетель-

ствуют об их **раннемеловом** возрасте [2], хотя полученные цифры не вполне согласуются с возможными корреляциями этих гранитоидов с гранитоидами Главного батолитового пояса Яно-Колымской зоны (точка зрения авторов настоящей статьи) и с вулканитами Удско-Мургайского пояса – те и другие имеют позднеюрско-раннемеловой возраст [1, 25]. Рассмотренные «колымские» гранитоиды Южного Верхоянья, судя по их тесной связи со складчатыми структурами, а также с черносланцевыми и флишиоидными формациями, можно отнести к категории **орогенных**.

От них отличаются «охотские» гранитоиды раннепозднемелового возраста (включая собственно позднемеловые), к которым относится одиночный крупный Кютепский массив и ряд небольших штоков на восточном крыле Южно-Верхоянского синклинория в бассейне верхнего течения р. Юдома [17, 22], а также сходные с Кютепским не менее крупные Меньгунский и Комуйский массивы близ южного замыкания синклинория (бассейны рек Большой и Малый Комуй) – тоже в сопровождении мелких штоков [18]. Эти гранитоиды отличаются от описанных выше орогенных более молодыми датировками, особенностями состава (среди них нередки лейкократовые и субщелочные разности), а также своей пространственной близостью к массивам гранитоидов Охотского комплекса в наложенных структурах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. В любом случае это уже **посторогенные** гранитоиды,

которые можно рассматривать совместно с нижне- и верхнемеловыми вулканитами как составные части единого магматического комплекса.

Особенности металлогении Южного Верхоянья в значительной мере отражают характер магматизма.

Для двух рядом расположенных Нелькано-Кыллахской и Сеттедабанской структурно-формационных зон с присущими им разновозрастными – предвендскими и раннепалеозойскими (?) щелочно-ультраосновными интрузиями центрального типа (нередко с карбонатитами) характерны, во-первых, соответствующая рудная минерализация, связанная с рудоносными метасоматитами и карбонатитами – редкие металлы и редкоземельные элементы. Во-вторых, постоянное присутствие этих полезных компонентов в шлихах и соответствующих элементов в литохимических ореолах рыхлых отложений. Это позволяет выделить обе названные структурно-формационные зоны в единую **редкометалльно-редкоземельную металлогеническую зону**.

Для Восточной структурно-формационной зоны характерна золотая минерализация (нередко сопровождаемая полиметаллами и молибденитом) как рудная, так и

Перспективность Одуховского поля подтверждается его структурной позицией, совмещением разных золоторудных формаций и наличием богатых проб

россыпная, с дополняющими её литохимическими ореолами. Это позволяет выделить её как *золоторудную металлогеническую зону*. При этом следует отметить, что подавляющее большинство золоторудных объектов и россыпей приурочено к площадям развития пород черносланцевой и флишоидной формаций верхнего палеозоя (формационный контроль) и к интенсивно дислоцированному западному крылу Южно-Верхоянского синклиория вдоль долгоживущего Восточно-Сеттедабанского разлома (структурный контроль). Обе эти особенности в размещении золотого оруденения и связанных с ним россыпей присущи Аллах-Юньскому рудно-россыпному району (см. рис. 1), протягивающемуся с юга на север на 300 км от широтного отрезка р. Юдома до верховьев р. Бурхала при ширине не более 25 км. Структурно он приурочен к погруженному восточному крылу Восточно-Сеттедабанского разлома, которое до масштабного надвигового смещения в конце мезозоя в сторону платформы располагалось над западной прибортовой окраиной погребенного Билякчанского рифта [10]. В пределах данного района цепочкой протягиваются относительно небольшие золоторудные месторождения – Бриндакитское, Юрское, Дуэт, Задержинское, Булар, Оночалахское, Новинка, а также богатые россыпи. В 70 км к северу от Аллах-Юньского района, в верховьях р. Тыра, находится весьма крупное Нежданнинское месторождение. Оно расположено между Восточно-Сеттедабанским тектоническим швом и ответвляющимся от него Минорским разломом в зоне пересекающих их правых сдвигов – вышеупомянутых Сунтарского и Дюптагинского. Напомним, что золоторудная минерализация Аллах-Юньского района и Нежданнинского рудного поля приурочена к дислоцированным черносланцевым и флишоидным формациям карбона и перми. В отличие от них Курун-Уряхский рудно-россыпной узел и расположенное рядом с ним золоторудное месторождение Тас-Юрях, находящиеся в той же структурной позиции (на погруженном крыле Иотканского – Восточно-Сеттедабанского долгоживущего разлома, но в 100 км к югу от южного окончания Аллах-Юньского района, приурочены не к *черносланцевой*, а к *пестроцветной* формации – аномально мощной на данном участке одноимённой *нижнекембрийской* свите, подстилаемой доломитами юдомской свиты венда. Формационный контроль здесь, по-видимому, «не работает» и четко проявлен лишь структурный. Еще в 150 км южнее, уже неподалеку от южного замыкания Восточной зоны, структурно-формационная обстановка становится благоприятнее для локализации рудного золота: к структурному вновь подключается формационный контроль. На правобережье р. Челасин (левый приток р. Северный Уй) среди рифейских существенно карбонатных толщ обнажается смятая в крупные складки, рассеченная разломами и прорванная позднемезозойскими гранитоидами *черносланцевая формация среднего рифея* (тоттинская свита), в которой выявлен

ряд перспективных рудопроявлений с высокими содержаниями золота. Границами сильно суженной здесь рассматриваемой минерагенической зоны являются на западе – рудоконтролирующий долгоживущий Иотканский разлом (в современной структуре взбросо-сдвиг), на востоке – региональный Билякчанский надвиг. Такова общая картина размещения золотой минерализации в Восточной минерагенической зоне.

Среднерифейские черносланцевые формации. К формациям такого типа в разрезе среднего рифея следует отнести две толщи, развитые лишь в Восточной (собственно Южно-Верхоянской) зоне. Это относительно маломощная (до 400 м) средняя подсвита светлинской свиты, в разрезе которой наряду с черносланцевыми присутствуют флишоидные отложения, и вышележащая тоттинская свита. Мощность последней возрастает от 700 м на западе зоны до 1500 м на востоке (перед Билякчанским региональным надвигом в низовье р. Иникан). Светлинская свита завершает разрез трансгрессивной аимчанской серии, тоттинская – открывает разрез вышележащей регрессивно построенной керпыльской серии среднего рифея.

Средняя подсвита светлинской свиты сложена в основном темно-серыми (до черных) глинистыми и филлитовидными сланцами и алевролитами. В отличие от них средняя часть разреза флишоидная: алевросланцы переслаиваются с пластами (1–3 м) и пачками (до 15 м) темно-серых кварцитовидных песчаников. Сланцы и алевролиты часто имеют тонкую (1–3 мм) ритмичную слоистость, иногда со следами взмучивания. Характерна тонкая вкрапленность пирита, реже сидерита как послойная, так и по трещинам кливажа. В зонах интенсивного рассланцевания породы обохрены. Эту черносланцевую формацию подстилают и согласно перекрывают две сероцветные существенно доломитовые толщи: нижняя и верхняя подсвиты той же свиты мощностью каждая от 300 м на западе зоны до 600 м на востоке. На золото данная «флишоидно-черносланцевая» формация не изучена.

Тоттинская свита является главной потенциально рудовмещающей черносланцевой формацией среднего рифея. На западной окраине Восточной (Южно-Верхоянской) зоны – в пределах Нелькано-Кыллахской зоны (Сеттедабанская на юге выклинивается или срезана взбросо-сдвигами) в низах свиты появляются песчаники, мощность которых в сторону платформы постепенно возрастает до 150–200 м, и они выделяются в эннинскую свиту. В пропластках конгломератов и гравелитов эннинской свиты в разные годы геологи находили проявления древней россыпной золотоносности. Песчаники, гравелиты и конгломераты этой свиты несомненно представляют собой отложения древней дельты, открывавшейся со стороны платформы в черносланцевый «тоттинский» палеобассейн и, вероятно, питавшие его тонким россыпным, а также растворенным золотом.

Коренные источники россыпного металла предпола-

гаются в графитизированных гнейсах восточных выступов архейского фундамента Алданского щита [4, 6]. На эннинских песчаниках согласно залегают сероцветные алевросланцы (200–300 м) омнинской свиты, без тонкой ритмичности и с более редкими следами взмучивания (менее глубоководные по сравнению с тоттинскими) (см. рис. 3).

Именно к тоттинской свите приурочено большинство выявленных в ходе геологосъемочных работ рудопроявлений и точек минерализации золота. О том же свидетельствует и приуроченность шлиховых и литохимических ореолов к выходам на дневную поверхность пород тоттинской свиты. Эта свита, как и нижележащая светлинская, совместно с ней смята в характерные для Восточной зоны крупные линейные складки субмеридионального простирания и рассечена продольными надвигами (Ариавканским, Комуй-Мурамнинским и другими) с оперяющими их косо расположенными правыми и левыми сдвигами перед региональным Билякчанским надвигом. Свита обнажается в ядрах антиклиналей и в тектонических блоках в междуречье Мая и Северный Уй, а к югу от последнего – на правом берегу р. Челасин. Состав отложений однообразен. Как и в средней подсвите светлинской свиты господствуют темно-серые (до черных углеродистых!) глинистые и филлитовидные сланцы и алевролиты, обычно тонко- (от 1–3 мм до 10 см) и ритмично чередующиеся со слоями серых кварцитовидных песчаников. В породах часто присутствует послойная вкрапленность мелкого (вероятно сингенетичного) пирита. Среди тонкослоистых отложений нередки линзовидные пласты алевросланцев мощностью до 2–3 м с подводно-оползневыми текстурами взмучивания, подтверждающими турбидитный характер осадконакопления. Зоны рассланцевания и обохривания часто пронизаны сетью тонких ветвящихся кварцевых прожилков, по которым нередко развиваются крупные кристаллы пирита, пиротина, реже арсенопирита.

Золотая минерализация и её перспективы. В выступах пород тоттинской свиты на левобережье р. Мая и южнее, в бассейне р. Северный Уй установлена золотая минерализация, что позволяет предварительно выделить здесь потенциально золотоносный Майско-Челасинский район. Золотая минерализация относится к двум типам. **Первый** – это точки минерализации и рудопроявления малосульфидной золотокварцевой рудной формации с высокопробным золотом, присущей Восточной зоне в целом и Аллах-Юньскому рудно-россыпному району в особенности. С частью рудопроявлений этого типа связаны шлиховые ореолы и даже небольшие россыпи золота (руч. Амунг – правый приток р. Иниканчан). Для части же россыпей коренные источники не установлены (долина р. Нёт после пересечения рекой Билякчанского надвига), но можно предполагать, что они также принадлежат к кварцево-жильному типу. **Второй** – это рудопроявления в южной части Майско-

Челасинского района, относящиеся к близповерхностной золотосеребряной рудной формации с низкопробным «серебристым» золотом. Минерализация этого типа наложена на малосульфидную золотокварцевую. Золото в рудопроявлениях такого смешанного типа приурочено не к кварцевым жилам и прожилкам, а исключительно к метасоматитам, что характерно для рудопроявлений в меловых вулканитах смежного с востока Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Важно подчеркнуть, что сами рудоносные метасоматиты образовались не по присутствующим здесь субвулканическим дацитам мелового возраста, а, как это ни странно, по песчаникам и алевросланцам *черносланцевой формации* (породам срднерифейской тоттинской свиты) и по прорывающим её позднемеловым субщелочным гранитам – своеобразная особенность описываемого оруденения. Здесь, в пределах южной части Майско-Челасинского района, выделяются 2 локальные перспективные площади (рис. 4).

Первая (**потенциально золоторудное Одуховское поле**) расположена на правом берегу р. Малый Комуй в её верховье (см. рис. 4) перед фронтом Билякчанского регионального надвига. На этом участке в ядрах двух сближенных между собой антиклиналей расположен широкий выступ пород черносланцевой тоттинской свиты. С юго-запада его прорывают гранитоиды Комуйского массива ранне-позднемелового возраста. Сильно перемятые и нередко катаклазированные алевросланцы, слагающие этот выступ, рассечены мелкими надвигами и сдвигами и прорваны в центральной части выступа небольшим штоком диоритов и монцодиоритов. Вокруг него обнаружено большое число перспективных рудопроявлений золота, что и позволило выделить здесь вышеупомянутое Одуховское поле площадью 40 км² [18]. В мощных (до 20–40 м) зонах дробления к северу от штока по серии надвигов, субпараллельных Билякчанскому, в алевросланцах тоттинской свиты выявлены содержащие «серебристое» золото тела сульфидизированных серицит-кварцевых метасоматитов с многочисленными халцедоновыми, кварц-адюляровыми, карбонат-кварцевыми и эпидот-кварцевыми жилами и прожилками, среди которых встречаются реликты малосульфидных кварцевых прожилков с высокопробным золотом. По данным спектрозолотометрического и пробирного анализов штучных и бороздовых проб выявлено 11 локальных участков с содержанием золота 2 г/т и более. Наиболее высокие содержания золота и серебра установлены в одной бороздовой пробе на южном экзоконтакте диорит-монцодиоритового штока: золота 367,6 и серебра 2801,2 г/т. На северо-западе Одуховского поля в окварцованных и милонитизированных алевросланцах и песчаниках содержания благородных металлов также высоки и достигают соответственно 75 и 649 г/т. Реликтовые кварцевые жилы и прожилки в зонах дробления алевросланцев на северном фланге поля нередко золотоносны – с содержанием высокопробного(!)

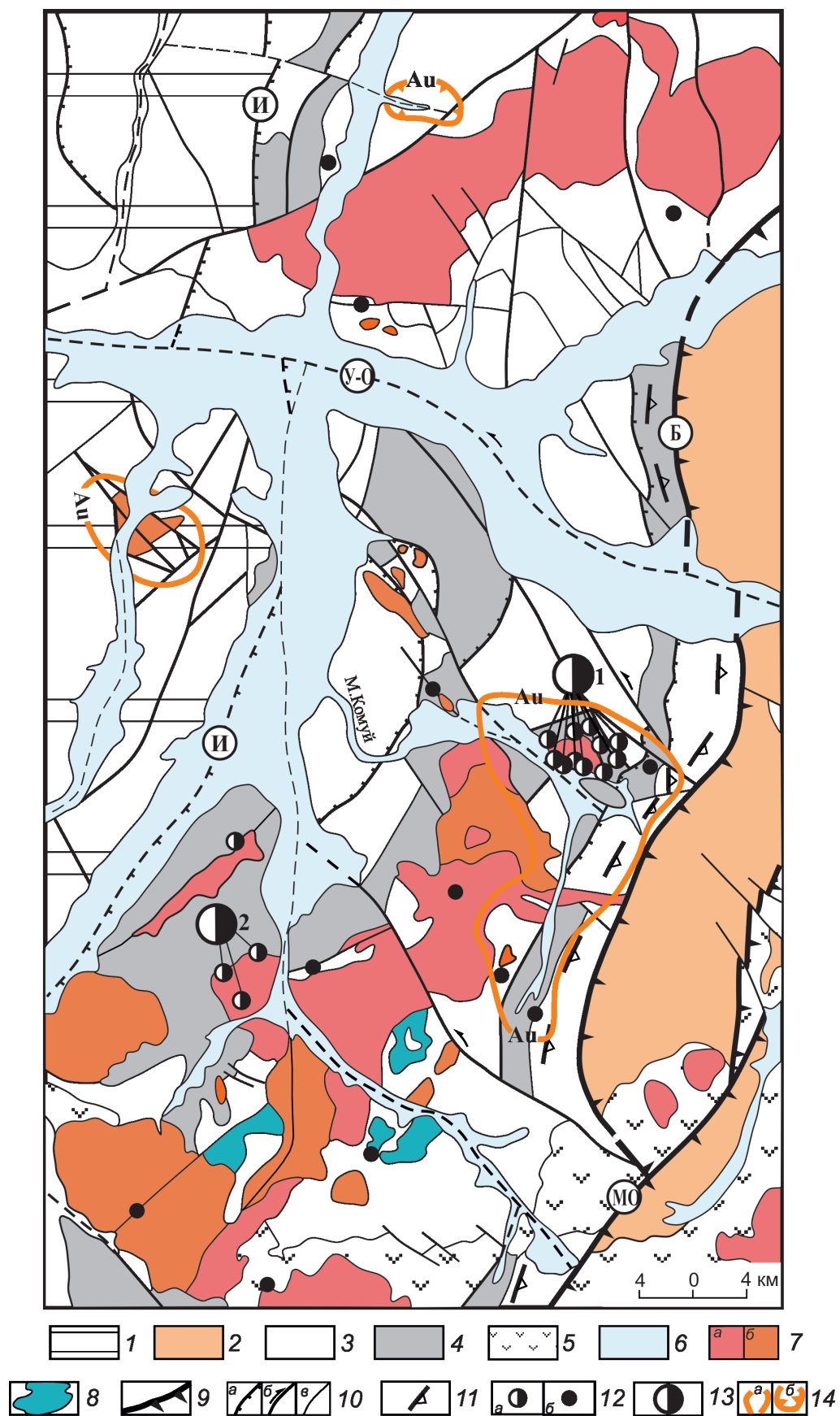


Рис. 4. Схема строения южной части потенциально золотоносного Майско-Челасинского района:

1 – Нелькано-Кыллхская и Сетте-Дабанская структурно-формационная зона; 2 – рифтогенный позднекаледонско-раннерифейский комплекс, нерасчлененный; 3 – среднерифейские толщи нерасчлененные; 4 – среднерифейская черносланцевая формация (тоттинская свита); 5 – меловые вулканы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 6 – четвертичные аллювиальные отложения; 7 – ранне-позднемиловые гранитоиды: а – диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты, б – граниты (в том числе субщелочные), адемиты; 8 – раннемиловые субвулканические дациты; 9 – региональные надвиги (Б – Билякчанский, МО – Майско-Охотский); 10 – разрывные нарушения: а – взбросы и надвиги 2-го и 3-го порядков (И – Иотканский), б – сдвиги (У-О – Уйско-Охотский), в – прочие; 11 – региональная преднадвиговая моноклираль; 12 – золоторудная минерализация в черносланцевой формации: а – точки минерализации, б – рудопроявления; 13 – потенциально-рудноносные поля (1 – Одуховское, 2 – Турмалино-Изначальное); 14 – ореолы рассеяния золота в четвертичном аллювии: а – шлиховые, б – геохимические

металла, которому сопутствует молибден, от 3–5 до 30 г/т [18].

На Одуховском поле совмещено, таким образом, золото двух вышеупомянутых рудных формаций: относительно более ранней малосульфидной золото кварцевой с высокопробным металлом в кварцевых жилах и прожилках в углеродистых алевросланцах и более поздней приповерхностной золотосеребряной с низкопробным «серебристым» золотом в метасоматитах. Совмещение на Одуховском поле золота двух рудных, несколько разновозрастных формаций может оказаться весьма благоприятным для формирования крупного золоторудного месторождения (с нарастающим с глубиной значением оруденения малосульфидного золото кварцевого типа). Прямым подтверждением перспективности Одуховского поля являются многочисленные и представительные пробы с весьма высокими содержаниями металла.

Вторая локальная площадь (поле) с двумя сближенными (в 4 км один от другого) однотипными участками (Турмалиновый и Изначальный) расположена в 30 км к юго-западу от Одуховского поля вблизи к погребенному южному продолжению Иотканского разлома. Она находится в междуречье Большой Комуй и Челасин в пределах массива позднемиловых субщелочных гранитов и гранит-порфиров, прорывающих тоттинскую свиту [18] (см. рис. 4). Граниты на обоих участках рассечены разрывами северо-западного простирания, вдоль которых протягиваются мощные (по 30–40 м) зоны дробления, прослеженные по простиранию на 1,5 км. В этих зонах граниты турмалинизированы и альбитизированы, местами превращены серицит-турмалин-кварцевые и близкие по составу к березитам серицит-кварцевые метасоматиты с устойчивыми содержаниями золота (1–1,5 г/т), сла-

гающие тела мощностью от 0,4 до 4,6 м.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Заложению Южно-Верхоянской складчато-надвиговой системы предшествовало формирование позднекарельско-раннерифейского Билякчанского рифта, имеющего как и большинство структур северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса, север-северо-восточное простирание. Южно-Верхоянская система наследует его структуру своей главной, наиболее погруженной Восточной зоной.

2. Важнейшая особенность структур Южного Верхоянья – их общая запад-северо-западная вергентность, свидетельствующая о направленном давлении на пассивную континентальную окраину со стороны Охотского массива и внутренних структур Тихоокеанского пояса на акватории Охотского моря.

3. Для Южно-Верхоянской системы характерны также значительные масштабы (до 40–60 км) горизонтальных смещений в сторону платформы по Нелькано-Кыллахскому и Билякчанскому краевым региональным надвигам. Первый предположительно выполаживается с глубиной и протягивается в восток-юго-восточном направлении под Южно-Верхоянской системой на всю её ширину, рассекая погребенный Билякчанский рифт. Под западной окраиной Охотского массива он, вероятно, сливается с Билякчанским и Майско-Охотским.

4. Перспективы обнаружения месторождений в пределах Одуховского потенциально золоторудного поля основываются на сходстве структурной позиции этого поля (перед фронтом регионального надвига) с позицией известных месторождений Сухого Лога. Об этом же свидетельствуют отчетливый формационный контроль золотой минерализации (рудопроявления в обоих регионах приурочены к породам черносланцевой формации рифейского возраста), а также совмещение двух разнотипных золоторудных формаций при наличии проб с высоким содержанием золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахарев А.Г. Магматизм Нежданского рудно-магматического узла // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 5–8.
2. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные / И.В.Чернышев, А.Г.Бахарев, Н.С.Бортников и др. // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
3. Гранитоиды Южного Верхоянья / Г.А.Гринберг, А.Г.Бахарев, Г.Н.Гамянин и др. – М.: Наука, 1970.
4. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). – Владивосток: Дальнаука, 2007.
5. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхоянско-Колымской системы мезозой. – М.: Наука, 1979.
6. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы) /

- В.А.Гурьянов, Л.П.Карсаков, М.В.Горошко и др. // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 98–105.
7. *Иванов А.И.* Докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра, 1995.
8. *Кирусенко Т.С.* О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклинория // Тектоника Сибири. – М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 69–74.
9. *Константиновский А.А.* Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–22.
10. *Константиновский А.А., Липчанская Л.Н.* Билякчанский и Улканский раннедокембрийские рифты: строение и особенности структурной позиции // Отечественная геология. 2015. № 2. С. 57–70.
11. *Короновский Н.В.* Краткий курс региональной геологии СССР. – М.: Изд-во Московского ун-та. 1984.
12. *Левашов К.К.* Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1977. № 10. С. 59–75.
13. *Левашов К.К.* Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1973. С. 199–206.
14. *Ленский золотonosный район* / Ю.П.Казакевич, С.Д.Шер, Т.П.Жаднова и др. – М.: Недра, 1971. Т. 1. 163 с.
15. *Лосев А.Г., Лосева С.Е., Стельмахова Н.В.* Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист 0-53-VI. Масштаб 1:200 000. – М.: ВСЕГЕИ, 1984.
16. *Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист 0-53-XVI. Масштаб 1:200000* / В.Р.Алексеев, М.Я.Попов, Н.С.Ильина, Г.М.Кашина. – М.: ВСЕГЕИ, 1977.
17. *Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ (нов. серия). Лист Р-54 (Оймякон). Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)* / Г.Г.Казакова, А.Ф.Васькин, А.П.Кропачёв, О.И.Щербаков и др. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2013.
18. *Потапов С.В., Лобанова А.Ф.* Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист. 0-53-XXIV. Масштаб 1: 200 000. – М.: ВСЕГЕИ, 1989.
19. *Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. – Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1989.
20. *Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций оадконакопления и механико-математических моделей* / О.П.Полянский, А.В.Прокопьев, А.В.Бабичев и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 163–183.
21. *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. – М.: Наука, 1974.
22. *Старников А.А.* Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист 0-53-XXX. Масштаб 1:200 000. – М.: ВСЕГЕИ, 1985.
23. *Тектоника, геодинамика и металлогения зоны сочленения и взаимодействия (интерференции) Верхоянского складчато-надвигового пояса, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента* / А.В.Прокопьев, Г.Н.Гамянин, А.Г.Бахарев и др. // Рудогенез и металлогения Востока Азии. – Якутск, 2006. С. 141–145.
24. *Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В.* Геодинамические критерии формирования тектонических структур района Нежданинского золоторудного месторождения (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 39–42.
25. *U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии)* / В.В.Акинин, А.В.Прокопьев, Х.Торо и др. // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

Палеотектоническая позиция медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан)

В.Г.СТЕПАНЕЦ (RCMIR.COM; Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Germany), Н.А.САВЕЛЬЕВА, Д.К.МАКА́Т (Карагандинский государственный технический университет (КарГТУ); 100027, Республика Казахстан, г. Караганда, бульвар Мира, д. 56)

Доказывается, что формирование руд нурказганского типа, вероятнее всего, происходило вследствие коллизии базальтовой островной дуги с континентом, что могло привести к утолщению литосферы, постколлизийному плавлению глубокозалегающего изверженного материала островной дуги и формированию рудных гранитоидов. Борнит золото-молибден-медных руд месторождения Нурказган является источником платиновой минерализации.

Ключевые слова: платина, медь, борнит, месторождение.

Степанец Владимир Григорьевич
Савельева Надежда Александровна
Мака́т Дастан Кайратович



wladimir@stepanez.de
n.a.savelyeva@gmail.com
dastankgtu90@mail.ru

Paleotectonic position of the Nurkazgan Porphyry Copper Deposit (Central Kazakhstan)

V.G.STEPANETS, N.A.SAVEL`EVA, D.K.MAKAT

The Nurkazgan copper-gold-molybdenum porphyry deposit was formed in collisional tectonic setting characterized by arc-continent collision, after subduction under volcanic arc was ceased. Associated granitoid magma originated due to remelting of previously subduction-modified volcanic arc lithosphere, which was, probably, triggered by postsubduction lithospheric thickening. Bornite from the Nurkazgan copper-gold-molybdenum porphyry deposit is a source of platinum mineralization.

Key words: platinum, copper, bornite, deposit.

Введение в проблему. Месторождение Нурказган находится в центральной части Казахстана на севере Карагандинской области в 10 км северо-восточнее г. Темиртау. Вмещающий его Тюлькула́мский терре́йн вскрывается за пределами (рис. 1) широтной ветви Девонского вулканоплутонического пояса. С момента открытия золото-молибден-медно-порфирового месторождения Нурказган, вмещающую его зеленоцветную натриевую вулканогенно-пирокластическую толщу рассматривали как составную часть Девонского вулканоплутонического пояса [4, 6, 10, 13 и др.] или относили к рифтогенным структурам Оленты-Шидертинского задугового бассейна [8].

Первые изотопные данные додевонского возраста плутонических пород, вмещающих месторождение Нурказган, полученные П.В.Ермоловым [5], поставили вопрос о правомерности отнесения зеленоцветных вулканогенно-пирокластических отложений к девонским континентальным образованиям.

Большинство геологов сопоставляло зеленоцветные вулканогенно-пирокластические отложения с шешенькаринской или с жарсорской свитой нижнего девона,

тогда как Г.Д.Гидаспов (1989), проводивший геологическое доизучение данной территории, относил их к сулысорской свите нижнего силура, стратотипический разрез которой не содержит вулканогенных образований.

Медно-порфировое месторождение Нурказган Р.М.Антонюк [1] парагенетически связывает с близповерхностными интрузиями гранитоидов, испытавших интенсивный последовательно развивающийся щелочной и кислый метасоматоз рудовмещающих пород.

При работе над статьей были использованы опубликованные данные [1, 4–6, 10, 13], а также фондовые данные Г.Д.Гидаспова (1989), В.Ф.Довганя (1989), Х.К.Исмаилова и А.В.Ковалева (1992), И.В.Евдокимова (1995), С.А.Журутина (1998), Н.Г.Чертилина (2004).

Результаты формационного анализа свидетельствуют о том, что вмещающий месторождение Нурказган Тюлькула́мский терре́йн обнажается за пределами (см. рис. 1) широтной ветви Девонского вулканоплутонического пояса и парагенетически связан с базитовым и гранитоидным магматизмом Нурказган-Байдаулетовской сиа́лической палеоостровной дуги или Ерейментау-Ниязского кристаллического массива [11].

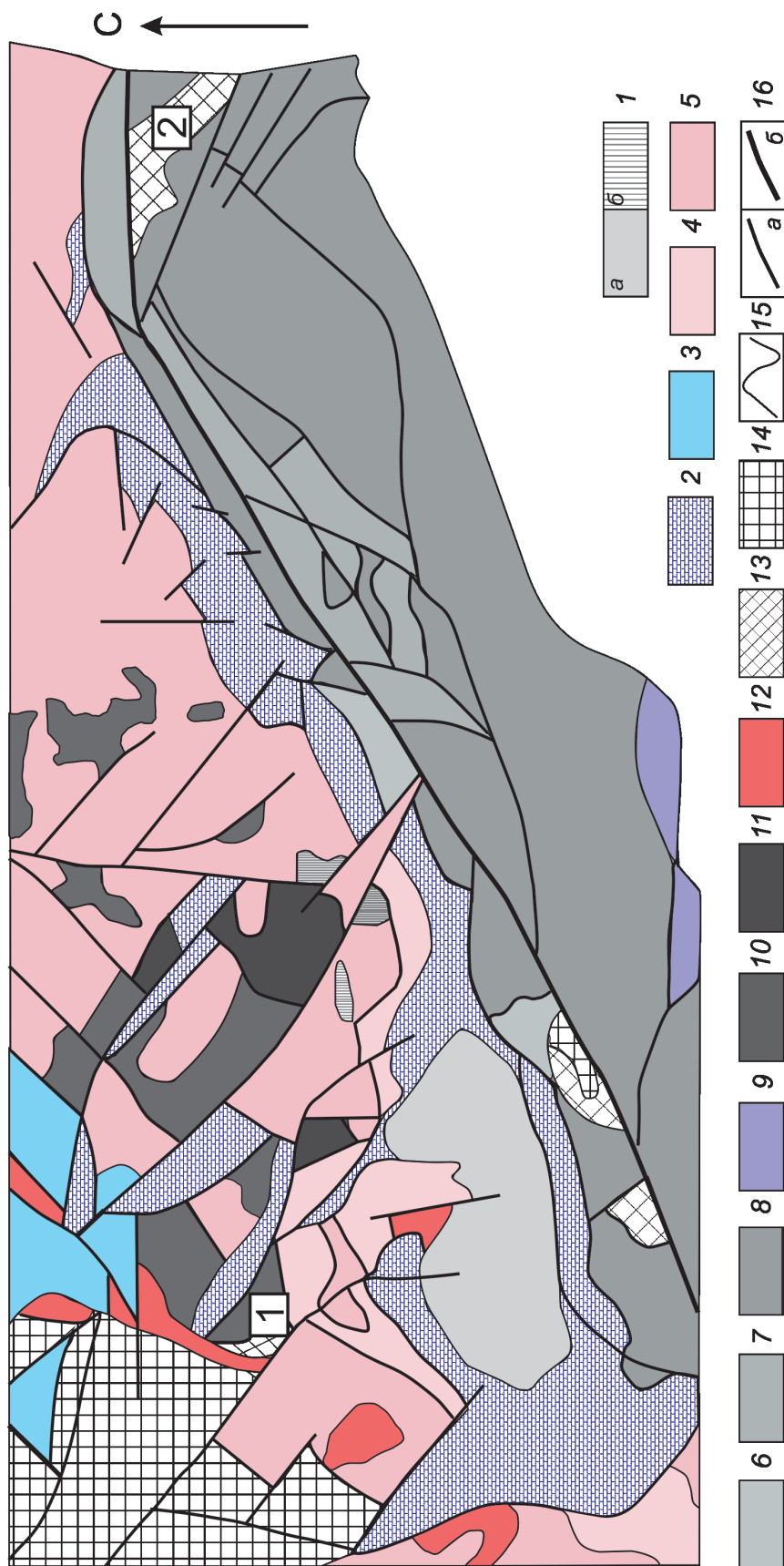


Рис. 1. Геодинамическая схема района Карагандинского угольного бассейна [4]:

1–2 – отложения внутренних морей: 1 – юрские образования: а – морские и б – вулканогенные, 2 – фамен-каменноугольные карбонатно-терригенные; 3–8 – образования девонской активной окраины: 3 – нижне- и среднедевонские вулканогенно-терригенные образования Оленты-Шидертинского задугового бассейна, 4–5 – образования вулканоплутонического пояса: 4 – средне-верхнедевонские рифтогенные комплексы, 5 – нижнедевонские вулканогенные образования шешенькаринской свиты и гранитоидов среднего и верхнего девона, 6–8 – образования преддугового Нурынско-Карасорского бассейна: 6 – фамен-каменноугольные глубоководные отложения карагандинского бассейна, 7 – средне-верхнедевонские рифтогенные образования, 8 – силурийско-нижнедевонские вулканогенные образования; 9 – верхнеордовикская-нижнесилурийская Тектурмасская аккреционная призма; 10–11 – образования Баянаул-Актауского преддугового бассейна: 10 – силурийские терригенные отложения, 11 – ордовикские вулканогенно-терригенные образования; 12 – верхнеордовикские олигостромы; 13 – верхнеордовикские вулканопирокластические образования Ерейментау-Ниязского бассейна; 14 – протерозойско-кембро-ордовикские образования Ерейментау-Ниязского кристаллического массива; 15 – геологические границы; 16 – тектонические нарушения: а – разломы, б – Спасская зона смятия; цифры в квадратах – террейны (1 – Тюлькуламский, 2 – Коктаскалский)

Геологическое строение. Выходы рудовмещающих образований месторождения Нурказган с востока и запада ограничены одноименными надвигами (рис. 2). Важно отметить, что в пределах северной части лежачего блока Западного надвига вскрывается узкая, но протяженная зона полимиктового серпентинитового меланжа, которая, по-видимому, является частью олистостромовой толщи, где также присутствуют разновеликие глыбы и блоки песчаников, яшм, базальтов. Вероятно, данные отложения могут быть сопоставлены с олистостромой катского яруса верхнего ордовика, широко развитой в обрамлении Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, к которому с востока примыкает Тюлькуламский террейн (см. рис. 1).

Вулканогенно-осадочные отложения района месторождения Нурказган довольно хорошо различаются по цвету, литологическому и петрографическому составу.

Вулканогенно-пирокластические отложения верхнеордовикской нурказганской толщи центральной части месторождения (см. рис. 2) сложены зеленоцветными вулканогенно-пирокластическими отложениями, где

встречаются агломеративные туфы, реже лавы и автомагматические брекчии андезибазальтовых и базальтовых порфиритов, прослоенные редкими горизонтами крупнообломочных туфов и тонкими линзами туффитов и алевротуффитов. Выше залегает горизонт пелитовых, пелито-псаммитовых туффитов, туфоконгломератобрекчий, который сменяется литокристаллокластическими туфами и лавами андезидацитового состава. На зеленоцветную нурказганскую толщу надвинуты красноцветные вулканогенно-терригенные отложения жарсорской свиты нижнего девона. Возраст нурказганской толщи определяется на основании структурного положения и литолого-петрографического сходства с вулканогенно-пирокластическими отложениями байдаулетовской свиты района месторождения Коктасжал, верхнеордовикский возраст которой определен по криноидеям [3] и трилобитам [2].

Жарсорская свита нижнего девона сложена красноцветными разнотерригенными туфогенными песчаниками, гравелитами, реже алевролитами и грубообломочными туфами среднего состава. В основании разреза

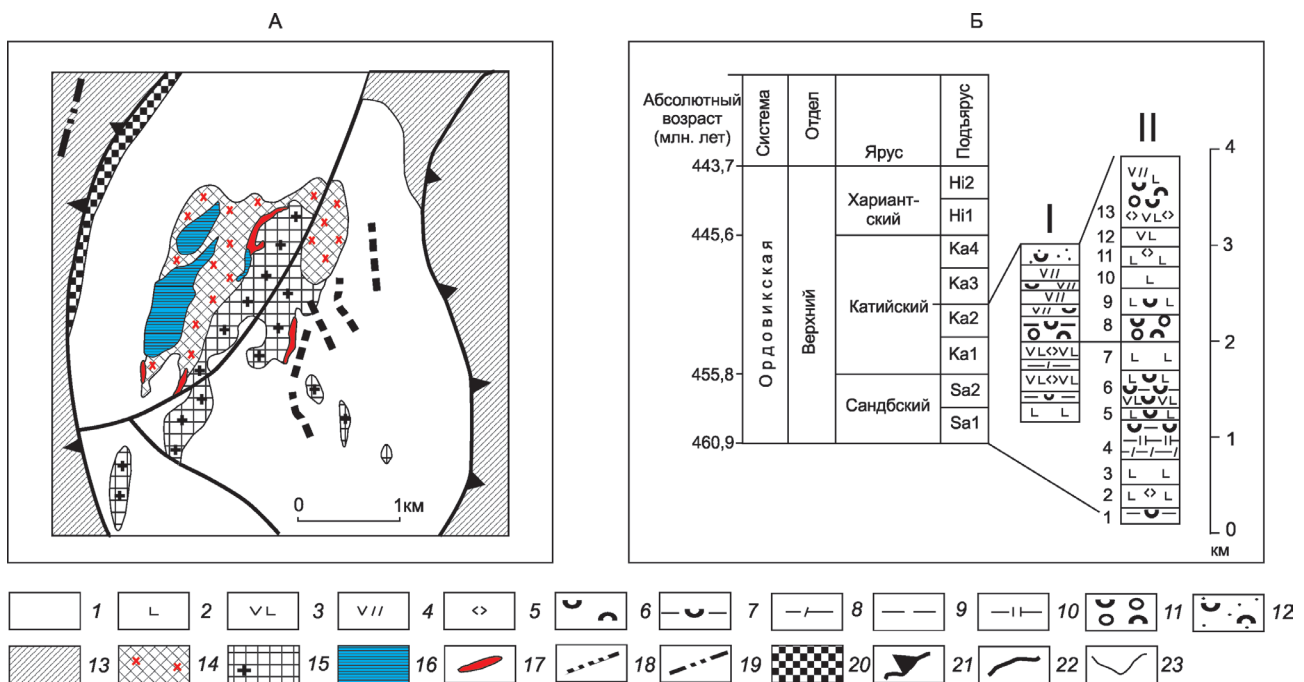


Рис. 2. Геологическая схема Тюлькуламского террейна (А) и схема сопоставления разрезов нурказганской толщи и байдаулетовской свиты. Составлены по материалам работ [3, 5, 10]:

1 – нурказганская толща; 2–4 – лавы порфиритов: 2 – базальтовых, 3 – андезибазальтовых, 4 – андезидацитовых; 5 – агломеративные и автомагматические брекчии; 6 – туфы, различной размерности; 7–12 – линзы, реже горизонты: 7 – туффитов, 8 – алевротуффитов, 9 – пелитовых туффитов, 10 – кремнистых пород, 11 – туфоконгломератов, 12 – литокристаллокластических туфов; 13 – жарсорская свита; 14 – кварцевые диориты; 15 – кварцево-плаггиоклазовые резкопорфировые диориты; 16 – калишпатизированные кварцевые диориты; 17 – рудные и безрудные эксплозивно-магматические брекчии; дайки: 18 – диабазов и 19 – трахиандезитов; 20 – серпентинитовый меланж (песчаники, яшмы, базальты, серпентиниты); 21 – надвиги; 22 – разломы; 23 – геологические границы; цифры – номера пластов схематического разреза байдаулетовской свиты описанного в работе [3, с. 205–206].

обнажаются валунно-галечные конгломераты, которые содержат обломки метаморфических и кремнистых пород, а также известняки верхнего ордовика.

В центральной части террейна вскрывается раннесилурийский Тюлькуламский массив (см. рис. 2, А). П.В.Ермолов и С.А.Журутин [5] в составе массива выделяют следующие интрузивные фазы (породы): 1 – биотито-амфиболовые ($\pm$ пироксен) кварцевые диориты и тоналиты, 2 – кварц-диоритовые порфириды, кварцевые микродиориты, реже тоналит-порфиры и микродиоритовые порфиры, 3 – кварц-плагиоклазовые гранодиорит-порфиры, 4 – биотито-амфиболовые ($\pm$ пироксен) кварцевые монцодиориты, а также постгранитоидные дайки: 1 – амфиболо-биотитовых кварц-монцититовых порфиритов и 2 – диабазовых и андезитовых порфиритов.

Эксплозивные брекчии, в составе тюлькуламского габбро-монцитит-диорит-тоналитового полифазного комплекса, которые, как правило, располагаются вдоль контакта пород первой и второй фазы, являются главными рудоконтролирующими и рудоносными породами (см. рис. 2, А).

Породы, слагающие рудное поле месторождения Нурказган, подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям. По рудовмещающим брекчиям, как правило, развиваются хлорит-серицит-карбонат-кварц-калишпатовые, по кварцевым диоритам и кварц-монцититовым порфиритам – хлорит-кварц-серицитовые, также встречаются серицит-кварц-калишпатовые и хлорит-кварц-серицит-карбонатные метасоматиты. Вулканиды нурказганской толщи, вмещающие гранитоиды рудоносного тюлькуламского комплекса, в приконтактной зоне подвергнуты полевошпат-хлорит-пропилитовому метасоматозу.

Обсуждение петрохимических данных. Результаты обработки петрохимических данных вулканогенных (рис. 3) и плутонических (рис. 4) пород месторождения Нурказган и сопредельных территорий вынесены на диаграммы. Порфириды нурказганской толщи по характеру распределения $\text{FeO}t\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O-MgO}$ (см. рис. 3, А) не находят аналогов с известково-щелочными вулканами высокотитанистой ($\text{TiO}_2 > 1,15\%$) последовательно дифференцированной базальт-дацитовая жарсурской и умереннотитанистой ($\text{TiO}_2 < 1,47\%$) дифференцированной андезитобазальтовой шешенькаринской свит.

Вулканиды нурказганской толщи по петрохимическому составу отвечают высокоглиноземистым толеитовым базальтоидам с нормативным гиперстеном, а также корундом и с явно выраженным преобладанием Na_2O над K_2O . Высокие концентрации Na_2O порфиритов, учитывая положительную корреляцию их отношений $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ к $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, имеют магматиче-

скую природу. Низкие содержания (в %): $\text{MgO} < 3,82$, $\text{TiO}_2 < 0,79$, $\text{K}_2\text{O} < 0,95$ и высокие концентрации $\text{Na}_2\text{O} < 4,96\%$ указывают на высокую степень дифференциации исходной высокоглиноземистой магмы, вероятно, выплавленной из квазибинарной смеси кластеров F («focal») и деплетированной мантии [12]. Образование таких комплексов нередко связывают с кристаллизационной дифференциацией высоконатровых водонасыщенных базальтовых магм.

В отсутствии элементов-примесей для определения геодинамической природы вулканитов нурказганской толщи была использована диаграмма Дж.А.Пирса [18]. Учитывая слабую подвижность таких окислов как MgO , FeO и Al_2O_3 , можно предположить, что вулканогенные породы формировались в пределах рифтогенных систем островных дуг (см. рис. 3, Б). Диориты и гранодиориты рудоносного раннесилурийского тюлькуламского габбро-тоналитового полифазного комплекса характеризуются нормальной щелочностью с промежуточным типом дифференциации (см. рис. 4, А), отвечают высокожелезистым гранитоидам I-типа (см. рис. 4, Б) и находят аналогию с породами островодужных комплексов (см. рис. 4, Г). Пострудные железистые

монцодиориты и кварцевые монцодиориты тюлькуламского комплекса связаны с постколлизийным магматизмом (см. рис. 4, Г). Очевидно, что нет никаких оснований для сопоставления тюлькуламских диоритов и гранодиорит-порфиритов с таковыми карамендинского (D_1),

как и его монцодиоритов с таковыми коккудуктубинского (D_{2-3}) комплексов Девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 4, В).

Это ясно прослеживается и при сопоставлении химических составов биотитов этих комплексов. Гидротермально-измененный биотит кварцевых монцодиоритов тюлькуламского полифазного комплекса (см. рис. 4, Г) – это гранитоиды постколлизийных поднятий более MgO ($< 17,19\%$), но менее FeO ($< 11,74\%$), чем биотит островодужного карамендинского и синколлизийного коккудуктубинского комплексов известково-щелочной серии, где $\text{MgO} < 14,71\%$ и $\text{FeO} < 18,62\%$ [9]. Концентрации U и Th и их отношения цирконов рудоносных плутонических пород месторождения Нурказган и таковых Девонского вулканоплутонического пояса также не находят аналогии [5]. Циркон тоналитов сатпаевского комплекса обогащен U и Th при постепенном повышении U (< 695 г/т) и относительно постоянном Th (> 321 г/т). Тогда как уровень концентраций U и Th цирконов кварцевых диоритов (99–252 и 38–96 г/т соответственно) и кварцевых монцодиоритов (220–689 и 153–630 г/т соответственно) тюлькуламского комплекса связан прямо пропорциональной зависимостью,

“Детальные петрогеохимические исследования – путь к пониманию генетической природы месторождений

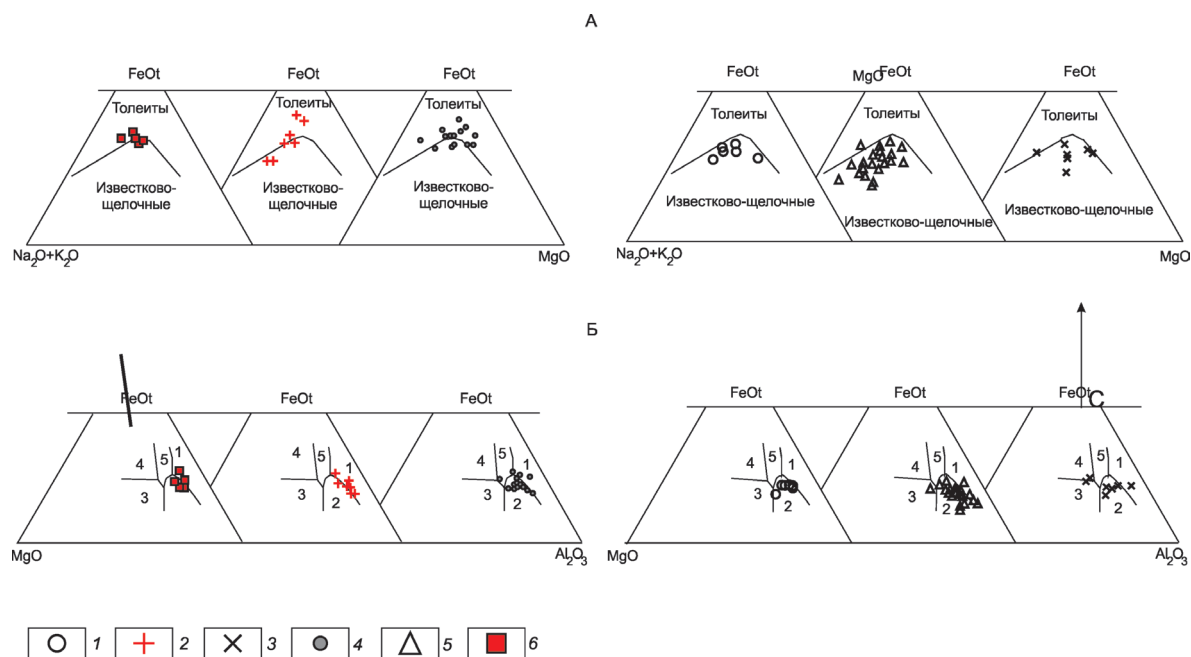


Рис. 3. А – $\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ и Б – $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, по работам [15 и 18 соответственно] для гранитоидов месторождения Нурказган и Девонского вулканоплутонического пояса:

вулканиты: 1 – шешенькаринской свиты Девонского вулканоплутонического пояса, 2 – порфириды нурказганской толщи, 3 – жарсорской свиты Елемесского сектора Оленты-Шидертинского задугового бассейна, 4 – магматической дуги Коста-Рики, 5 – жарсорской свиты Оленты-Шидертинского задугового бассейна, 6 – байдаулетовской свиты Спасской зоны смятия; базальты: 1 – срединных зон, 2 – островных дуг, 3 – срединно-океанических хребтов и океанического дна, 4 – океанических островов, 5 – континентальных рифтов

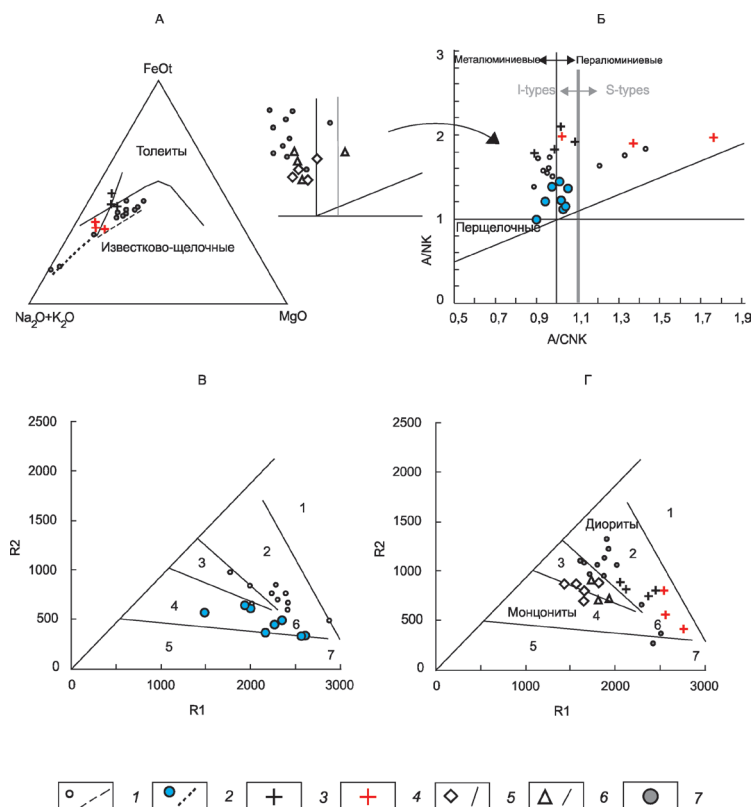


Рис. 4. А – $\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$, по работе [15], Б – $\text{A(Al)}/\text{NK}(\text{Na}+\text{K})-\text{A(Al)}/\text{CNK}(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, по работе [17], В–Г – $\text{R2}=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ к $\text{R1}=4\text{Si}-11(\text{K}+\text{Na})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$, по работе [14] для гранитоидов месторождения Нурказган и Девонского вулканоплутонического пояса:

1–2 – гранитоиды ДВП: 1 – карамендинского и 2 – коккудуктубинского комплексов; 3–5 – гранитоиды месторождения Нурказган: 3 – рудоносные диориты, 4 – гранодиориты, 5 – пострудные железистые моноцитиориты и 6 – кварцевые моноцитиориты; 7 – гранитоиды Коста-Рики; цифры – гранитоиды (1 – мантийные граниты; 2–7 – гранитоиды: 2 – островодужные (надсубдукционные), 3 – постколлизийных поднятий, 4 – позднеорогенные, 5 – анорогенные, 6 – синколлизийные, 7 – посторогенные; оксиды – в массовых долях %, элементы – в атомной массе; остальные условные обозначения см. на рис. 3

что характерно для цирконов плутонических пород Анд (Патагония) [20]. Вулканыты нурказганской толщи и гранитоиды тюлькуламского полифазного комплекса, учитывая их различия в содержании основных петрогенных оксидов (в %): K_2O <0,95 и <3,85, Al_2O_3 <18,42 и <16,75, MgO >2,06 и <1,98 соответственно), вряд ли эти магматические комплексы можно объединить в единую ассоциацию, что характерно для магматических пород Девонского вулканоплутонического пояса [2].

Методика исследования минерального состава.

Минералы основных парагенетических ассоциаций были изучены авторами данной публикации с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega II с микрозондом INCA ENERGY Penta Feth3 (КапГТУ, г. Караганда) и энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY, фирмы OXFORD INSTRUMENTS, Англия, установленного на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe 733, фирма JEOL, Япония (ТОО «Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева», г. Алматы), что дополнило данные, полученные ранее С.А.Журутиным (1998) на электронно-зондовом микроанализаторе «CAMECA SX-100» (Институт минералогии и минеральных ресурсов Технического университета г. Клаусталь, Германия).

Минералогия руд нурказганского типа. Медь является основным рудным компонентом и представлена на 85% халькопиритом, реже встречается борнит, ковеллин и халькозин. Попутные компоненты в составе Западного рудного тела представлены Au, Mo, Ag, Pt, а также Te, Se, Pd, которые минералогическими исследованиями не установлены. Платина встречается в дисперсной форме исключительно в борнитах главного рудного парагенезиса [11].

Руды месторождения Нурказган подразделяются на два типа: сульфидный медно-порфировый (рассматривается как главный рудный парагенезис – халькопирит, пирит, борнит, ковеллин, халькозин, теннантит) и полиметаллический (галенит, сфалерит, в меньшей степени пирит, марказит, теннантит). Текстура руд – гнездовая и рассеяно-вкрапленная, редко микропрожилковая, структура – гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая, редко коррозионная.

Выделяются два этапа оруденения: к мезотермальному отнесены минеральные ассоциации, образующиеся из горячих минеральных источников на глубине до 5 км при температурах 200–300°C, к эпitherмальному – минеральные ассоциации, образующиеся при относительно низкой температуре (менее 200°C), умеренном давлении и глубине.

Минералы мезотермального этапа оруденения. Халькопирит образует гнездообразные скопления сплошных масс неправильной, часто угловатой формы, размером от 0,05×2 мм до 5×8 см. Сплошные массы халькопирита часто замещаются агрегатами пирита и теннантита, что наглядно демонстрируют фотографии

(рис. 5), также встречаются включения сфалерита, редко галенита. Реже халькопирит образует рассеяно-вкрапленную массу в межзерновом пространстве эксплозивных брекчий. На изображении (см. рис. 5, А) отчетливо видно как пирит замещает халькопирит, что подтверждает и обогащение медью пирита (табл. 1). На последней стадии блёклая руда замещена пиритом. При внимательном анализе изображения (см. рис. 5, Б) становится понятным соотношение между халькопиритом и теннантитом в процессе минералообразования. В первую стадию отлагался халькопирит, который иногда содержал в себе небольшие полости с гладкими стенками. В конце этой стадии на стенках полостей вырастали кристаллы халькопирита и, лишь затем, полость заполнялась материалом, имеющим состав теннантита. Анализируя изображения поверхности образцов (см. рис. 5, В–Г) можно заключить, что халькопирит находился сравнительно близко к поверхности и испытывал на себе воздействие воды, которая проникала по ослабленным зонам. Происходил вынос железа и тем самым обычный ковеллин замещал халькопирит, формируя сеть мелких трещинок.

Химический состав халькопирита (см. табл. 1) достаточно постоянен и приближается к стандартной формуле с содержанием (в %): Cu 34,13; Fe 30,18; S 34,57; также отмечаются постоянные примеси (в %): Pb 0,07; Sb 0,03; Ag 0,02; Mn 0,14; Cd 0,03.

Борнит ассоциирует с халькопиритом, образуя в нем включения неправильной формы, прожилки (до 0,022 мм) и пленки на поверхности, а также выполняет трещины и пустоты на контакте нерудных минералов и пирита. Борнит (S 26,3, Cu 61,1 и Fe 11,96%) в парагенезисе с халькопиритом содержит примеси Ag (0,02–0,432%) и дисперсные включения Pt (0,06–0,159%), а также имеет незначительные концентрации As, Mn, Cd (см. табл. 1). Особо следует отметить, что сульфид висмута, парагенетически ассоциирующий с борнитом (S 27,80, Cu 60,90 и Fe 10,95%) и галенитом, содержит Pt 0,2 и Ag 0,5%.

Пирит, ассоциирующий с халькопиритом, образует совместные гнездовые и вкрапленные текстуры. Халькопирит в такой ассоциации имеет более раннюю генерацию образования, чем пирит (S 54,40 и Fe 46,49%), что подтверждается примесью Cu (см. табл. 1).

По границам сплошных масс пирита встречаются сростания с теннантитом (см. рис. 5), сфалеритом и галенитом. Отдельные зерна пирита имеют неправильные, реже изометричные и редко округлые формы. Пирит (S 53,52 и Fe 46,48%) в парагенезисе с халькопиритом и борнитом содержит элементы примеси (в %): Ag до 0,12, Ni 0,01, V до 0,03 и крайне редко Au 0,02. Такой пирит образуется раньше, чем халькопирит.

Выделения самородного золота встречаются в сплошных массах халькопирита, в сростках с пиритом, реже отмечаются в теннантите. Форма его выделений удлинённо-неправильная, прожилковая и неправильная

для тонких выделений. Состав включений золота в рудах нурказганского типа крайне изменчив. Размер мелких выделений составляет от 0,15 мм до 0,2×1,0 мм, тонких от 0,05 до 0,002 мм. Золото в парагенезисе с халькопиритом и борнитом содержит (в %): Au 88,5; Ag 10,89; Cu 0,15; Fe 0,8, тогда как золото наложенной полиметаллической ассоциации имеет более низкие концентрации Au 73,34%, но повышенные содержания Ag 25,96 и Zn 1,11%.

Минералы эпитермального этапа оруденения. Сфалерит ассоциирует с халькопиритом, образуя в сплошных его массах микровключения в виде неправильных и коротких прожилков. Реже сфалерит образует обособленные выделения (от 0,2×0,3 мм до 0,3×1,1 мм) в нерудном материале. Сфалерит (Zn 71,76 и S 28,24%) в парагенезисе с халькопиритом не содержит элементов-примесей (табл. 2). Сфалерит периферического и наложенного полиметаллического оруденения по содержанию S не отличается 32,88–32,61%; однако концентра-

ции Zn (64,22–61,34% соответственно), несколько различны при незначительном колебании элементов-примесей (в %): Cu 0,138–0,27; Fe 0,52–0,37; Cd 0,51–0,39; Pb 0,53–0,42 соответственно.

Галенит образует микровключения в массах халькопирита и пирита, чаще в сростках со сфалеритом и теннантитом. Галенит (Pb 79,16 и S 6,74%) в парагенезисе с халькопиритом обогащен Cu (7,40%) и Zn (6,71%), тогда, как галенит периферического и наложенного полиметаллического оруденения имеет совершенно иной химический состав (в %): Pb 85,25; S 13,43; Cu <0,1; Sb <0,01. Редко встречается Ag до 0,08 и Cd <0,04%, крайне редко – карбонат свинца.

Ковеллин (S 34,75 и Cu 63,83%) в парагенезисе с халькопиритом содержит примесь Fe (1,42%), которое остается после замещения халькопирита (S 36,54, Fe 29,46 и Cu 34,01) по трещинам (см. рис. 5. Г).

Блёклые руды часто ассоциируют с халькопиритом в виде включений в пустотах (см. рис. 5, Б) и тонких

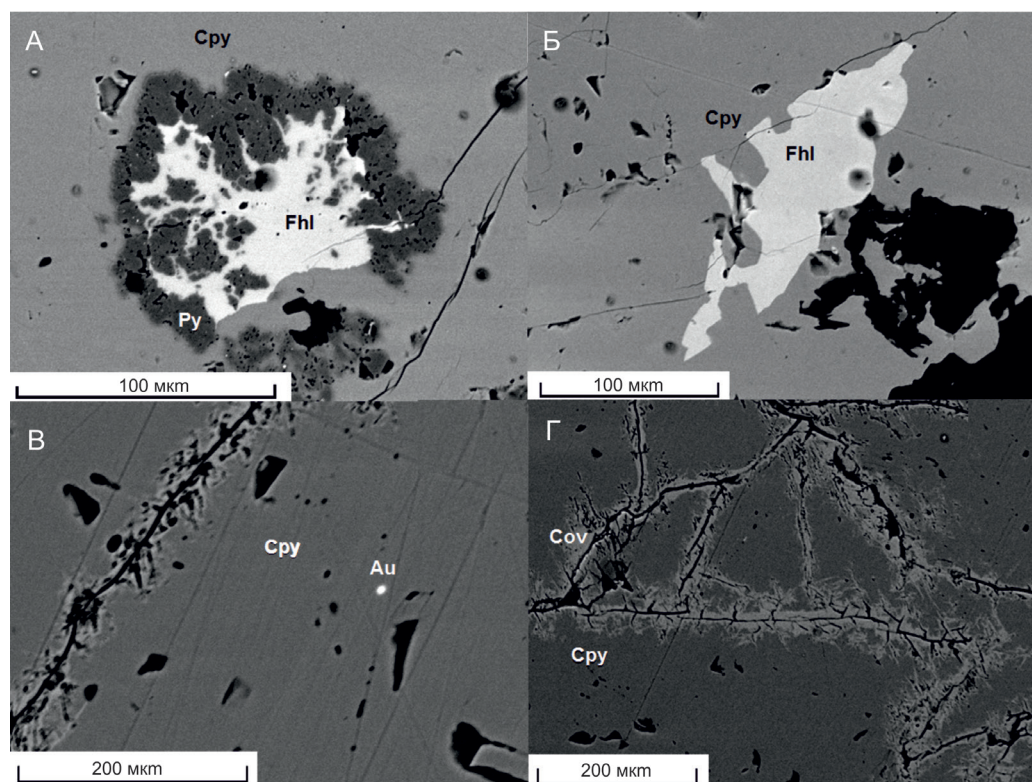


Рис. 5. Фотоизображения в обратно-рассеянных электронах (состав) участков шлифов, изготовленных из рудного материала, содержащего халькопирит, пирит, обычный ковеллин и теннантит:

А – сплошное серое поле – халькопирит (Cpy), белое яркое поле – теннантит (Fhl), темно-серая рельефная кайма – пирит (Py); Б – сплошное серое поле – халькопирит (Cpy), белое поле – теннантит; В – сплошное темно-серое поле со штриховкой – халькопирит (Cpy), разбитый сетью трещинок, стенки которых представлены обычным ковеллином (светло-серое), замещающим халькопирит, яркое белое пятно – золото; Г – сплошное ровное темно-серое поле – халькопирит (Cpy) по трещинам ковеллин (Cov)

1. Средний химический состав минералов мезотермального этапа оруденения месторождения Нурказган (в массовых долях %)

Номера анализов	Минерал	S	Cu	Fe	Pb	Zn	As	Sb	Au	Ag	Mn	Cd	Ni	Co	V	Pt	Сумма	Формула
1	Халькопирит (5)	34,59	34,21	30,15	0,09	0,24	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	–	–	–	0,00	99,39	CuFeS ₂
2	Халькопирит (8)	34,63	34,18	30,33	0,04	0,0	0,03	0,02	0,00	0,01	0,07	0,02	–	–	–	0,00	99,33	CuFeS ₂
3	Халькопирит (6)	34,37	33,98	30,03	0,22	0,0	0,03	0,0	0,00	0,03	0,04	0,02	–	–	–	0,00	98,72	CuFeS ₂
4	Халькопирит (3)	34,90	34,35	29,90	0,08	0,10	0,01	0,01	0,00	0,01	0,10	0,02	–	–	–	0,00	99,48	CuFeS ₂
5	Пирит (2)	52,92	0,0	43,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	–	0,0	0,9	2,18	0,00	–	99,93	FeS ₂
6	Пирит (6)	53,62	0,0	46,86	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,04	–	0,0	0,01	0,00	0,00	–	100,53	FeS ₂
7	Пирит (2)	53,67	0,0	47,00	0,01	0,1	0,1	0,00	0,00	0,01	–	0,01	0,0	0,00	0,01	–	100,92	FeS ₂
8	Пирит (2)	53,64	0,0	46,88	0,0	0,1	0,1	0,00	0,00	0,02	–	0,02	0,02	0,00	0,00	–	100,78	FeS ₂
9	Пирит (3)	54,40	0,3	46,49	0,2	0,0	0,0	0,00	0,01	0,03	–	0,01	0,00	0,00	0,00	–	101,44	FeS ₂
10	Пирит (1)	54,20	0,0	47,1	0,3	0,0	0,0	0,00	0,00	0,01	–	0,03	0,00	0,00	0,01	–	101,65	FeS ₂
11	Борнит (3)	26,30	61,20	11,96	0,3	0,0	0,2	0,00	0,00	0,16	0,53	0,01	–	–	–	0,12	100,78	Cu _{4,91} Fe _{1,09} S ₄
12	Борнит (1)	25,82	61,80	10,98	0,0	0,0	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	–	–	–	0,00	98,71	Cu _{4,99} Fe _{1,01} S ₄
13	Халькопирит (5)	33,68	35,12	31,19	–	–	–	–	–	0,0	–	–	–	–	–	0,00	99,99	CuFeS ₂
14	Золото	–	0,15	0,8	–	0,0	–	–	88,05	10,89	–	–	–	–	–	–	99,89	Au _{0,79} Ag _{0,18} Fe _{0,03} Cu _{0,01}
15	Золото	–	0,0	0,61	–	0,0	–	–	74,05	25,87	–	–	–	–	–	–	100,53	Au _{0,60} Ag _{0,38} Fe _{0,02}
16	Золото	–	0,0	0,0	–	1,11	–	–	72,62	26,04	–	–	–	–	–	–	99,77	Au _{0,59} Ag _{0,38} Zn _{0,03}
17	Халькопирит (3)	36,54	34,01	29,46	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100,01	CuFeS ₂
18	Пирит (1)	55,21	1,72	43,06	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100,00	(Fe _{0,97} Cu _{0,03})S ₂
19	Борнит (3)	27,90	60,90	10,95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99,75	Cu _{0,98} Fe _{1,02} S ₄

Примечание. 1–2 – халькопирит главного парагенезиса рудного штокверка; 1 – в центральной и нижней частях, 2 – в верхней части, 3 – наложенного полиметаллического парагенезиса, 4 – периферического полиметаллического оруденения; 5–6 – пирит главного рудного парагенезиса; 5 – предшествовавший халькопириту, 6 – в парагенезисе с халькопиритом и борнитом; 7–9 – наложенная полиметаллическая ассоциация: 7 – пирит, предшествовавший сфалериту, 8 – пирит в парагенезисе со сфалеритом, 9 – марказит; 10 – пирит периферического оруденения; 11 – борнит главного парагенезиса; 12 – борнит в апофизе кварцевых монодиоритов; 13 – халькопирит главного рудного парагенезиса с включениями серебросодержащих минералов или самородного серебра; 14 – состав золота главного рудного парагенезиса; 15–16 – состав золота наложенного полиметаллического парагенезиса; 17 – халькопирит в ассоциации с ковеллитом; 18 – пирит замещающий халькопирит; 19 – борнит в ассоциации с галенитом и сульфидом висмута, содержащим Pt (0,2%) и Ag (0,5%); 1–12, 14–16 – анализы, выполненные на электронно-зондовом микроанализаторе «CAMECA SX-100»; 13 – анализ, выполненный при помощи РЭМ Tescan Vega II с микронзондом INCA ENERGY Penta Fxetx3, аналитик Н.А.Савельева; 17–19 – анализы, выполненные на энергодисперсионном спектрометре INCA ENERGY, аналитик В.Л.Левин; в скобках указано число анализов.

2. Средний химический состав минералов эпитермального этапа оруденения месторождения Нурказган (в массовых долях %)

Номера анализов	Минерал	S	Cu	Fe	Pb	Zn	As	Sb	Au	Ag	Mn	Cd	Сумма	Формула
1	Галенит (2)	13,49	0,01	0,30	84,79	0,04	0,0	0,0	0,0	0,04	0,03	0,01	98,71	$Pb_{0,99}S_{1,01}$
2	Галенит (6)	13,41	0,02	0,0	85,40	0,07	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02	98,92	$Pb_{0,99}S_{1,01}$
3	Галенит* (1)	6,74	7,40	0,0	79,16	6,71	–	–	–	–	–	–	100,01	$Pb_{0,94}(Zn_{0,25}Cu_{0,29}S_{0,52})_{1,06}$
4	Сфалерит (1)	28,24	–	–	–	71,76	–	–	–	–	–	–	100,00	ZnS
5	Теннантит (1)	27,54	42,10	1,54	0,0	6,56	21,44	0,11	0,00	0,00	0,0	–	99,29	$Cu_{0,92}(Fe_{0,41}Zn_{1,30})_{0,91}(As_{4,29}Sb_{0,01})_{4,30}S_{12,86}$
6	Теннантит (1)	27,97	41,31	1,34	0,31	6,70	20,62	0,82	0,00	0,00	0,01	–	99,08	$Cu_{0,76}(Fe_{0,36}Zn_{1,54}Pb_{0,02})_{1,92}(As_{4,13}Sb_{0,10})_{4,23}S_{13,09}$
7	Теннантит (3)	27,94	41,99	2,43	0,0	5,91	20,76	0,53	0,00	0,51	0,01	–	100,08	$(Cu_{0,76}Ag_{0,07})_{0,83}(Fe_{0,65}Zn_{1,34})_{1,99}(As_{4,12}Sb_{0,06})_{4,18}S_{12,94}$
8	Блѣкые руды* (1)	26,52	39,79	1,85	0,0	6,30	11,82	14,16	0,00	0,60	0,01	–	101,05	$(Cu_{0,75}Ag_{0,09})_{0,84}(Fe_{0,52}Zn_{1,50})_{2,02}(As_{2,46}Sb_{0,18})_{4,27}S_{12,88}$
9	Теннантит (1)	27,72	41,85	3,00	0,12	5,51	20,64	1,00	0,00	0,55	0,02	–	100,41	$Cu_{0,87}(Fe_{0,80}Zn_{1,23}Pb_{0,01})_{2,06}(As_{4,10}Sb_{0,12})_{4,22}S_{12,85}$
10	Малиновскит* (1)	21,98	36,54	1,52	13,23	5,61	7,39	13,72	–	–	–	–	99,99	$Cu_{10,11}(Fe_{0,48}Zn_{1,51}Pb_{1,12})_{2,63}(As_{1,74}Sb_{1,98})_{3,72}S_{12,06}$
11	Теннантит (1)	30,12	41,59	2,97	–	5,63	19,50	1,03	–	–	–	–	100,83	$Cu_{0,48}(Fe_{0,77}Zn_{1,25})_{2,02}(As_{3,77}Sb_{0,12})_{3,89}S_{13,61}$
12	Теннантит (1)	29,68	40,73	3,73	–	4,87	18,28	2,08	–	0,59	–	–	100,00	$(Cu_{0,41}Ag_{0,08})_{0,49}(Fe_{0,98}Zn_{1,09})_{2,07}(As_{3,56}Sb_{0,25})_{3,83}S_{13,59}$
13	Ковеллин (3)	34,75	63,83	1,42	–	–	–	–	–	–	–	–	100,00	$(Cu_{0,96}Fe_{0,04})_{1,02}S_{1,02}$

Примечание. 1–2 – галенит; 1 – периферического полиметаллического оруденения, 2 – наложенного полиметаллического оруденения; 3 – галенит с примесью цинка и меди; 4 – сфалерит; теннантит; 5 – парагенезиса халькопирит+борнит+халькозин, 6 – наложенного полиметаллического оруденения, 7 – с серебром; 8 – смешанная блѣлая руда; 9 – теннантит, замещающий халькопирит с выделением пирита; 10 – малиновскит; 11 – теннантит, замещающий халькопирит; 12 – теннантит в ассоциации с пиритом (см. табл. 1); 13 – ковеллин по халькопириту (см. табл. 1); 1–2 – анализы, выполненные на «CAMECA SX-100»; 3–10 – анализы, выполненные при помощи РЭМ Tescan Vega II с микрозондом INCA ENERGY Penta Fxтх3, аналитик Н.А. Савельева; 11–13 – анализы, выполненные на энергодисперсионном спектрометре INCA ENERGY, аналитик В.Л. Левин; * – минералы, найденные впервые в рудах месторождения Нурказган; в скобках указано число анализов; блѣлые руды рассчитаны на 29 атомов с помощью программы Microsoft Excel 2010, представленной О.Ю. Плотинской (ИГРМП РАН, г. Москва).

Cu 41,85; As 20,90; Zn 6,27 и соответствует медистому теннантиту. Однако идет четкое различие по содержанию элементов-примесей. Железистый (Fe 2,62%) теннантит содержит Ag до 0,56%, что характерно для наложенной полиметаллической ассоциации, редко блёкляя руда замещает халькопирит с выделением пирита, где резко увеличивается содержание Fe (3,0 %) и Sb (1,0%). Повышенное содержание Ag (0,6%) отмечено также в смешанных блёклых рудах (в %): Sb 14,16; As 11,82; Zn 6,30; Cu 39,79; S 26,52; Fe 1,85. Блёклые руды (состав, %: S 27,75; Cu 41,70; Fe 1,44; Zn 6,63; As 21,03) калиевых метасоматитов по составу также отвечают медистому теннантиту, но не содержат соединений Ag.

Отдельную группу составляют малиновскит с высоким содержанием Pb 13,23%, а также (в %): S 21,98; Cu 36,54; As 7,39; Sb 13,72. Одна из особенностей блёклых руд — отсутствие в их составе теллура и голдфилдита.

Установлены фазы Ba—O—Mo+(Cu) со следующими содержаниями (в %): Ba 42,80; O 33,68; Mo 22,65; Cu 0,87. Сульфид титана (IV) (в %): S 13,14; O 69,21; Ti 17,65. Встречаются кристаллы доломита с примесью (в %): C 22,95; O 4,10; Ca 12,09; Mg 5,76; Fe 5,11.

По материалам статьи можно сделать следующие **основные выводы**. Верхне-ордовикский возраст вулканогенно-пирокластических отложений, вмещающих месторождение Нурказган, обосновывается тем, что их прорывает раннесилурийский габбро-диорит-монцонит-тоналитовый полифазный надсубдукционный комплекс [5]. При этом учитывается, что в пределах полей развития Девонского вулканоплутонического пояса нижнесилурийская жумакская свита, преимущественно базальтовая, отвечает плюмовой ассоциации. По литолого-петрохимическому составу нурказганская толща находит аналогию с породами верхней подсвиты байдаулетовской свиты (O₃), вмещающей медно-порфировое месторождение Коктасжал (см. рисунки 2, Б и 3, А—Б).

Петрохимическая специализация вулканогенно-пирокластической толщи (см. рис. 3. А—Б), габбро-монцонит-диорит-тоналитового полифазного плутонического комплекса (см. рис. 4, А—Б) и их цирконов указывает на то, что формирование месторождения Нурказган происходило в пределах вулканической дуги на активной континентальной окраине, вероятнее всего, восточно-тихоокеанского (андского) типа.

Специфику руд нурказганского типа определяет присутствие саффорита, кобальтина и глаукодота и их ассоциация с магнетитом, титаномagnetитом, а также ассоциация шеелита с молибденитом дает основание рассматривать руды нурказганского типа как комплексные, связанные с магматическо-гидротермальной систе-

мой Нурказган-Байдаулетовской вулканической дуги.

Результаты микрозондового анализа позволяют констатировать, что борнит содержит высокие концентрации платины (до 1580 г/т), а не халькопирит и пирит, как отмечалось ранее в работе Р.М.Антонюка [1]. Особо следует отметить, что микровключения сульфида висмута в борните наложенной полиметаллической ассоциации, также содержат высокие концентрации платины (до 2000 г/т).

Эти данные позволили более точно локализовать присутствие платинометалльной минерализации в рудах месторождения Нурказган, о наличии которой было известно ранее в пределах Западного рудного тела по результатам химического анализа, выполненного Н.Г.Чертилиным (2006).

Отсутствие в составе блёклых руд теллура и голдфилдита по данным авторов работы [21], свидетельствует о том, что верхняя часть эпитеpмальных рудных тел полностью эродирована, что не согласуется с выводом М.С.Рафаиловича и С.М.Колосковой [9] о малом уровне эрозии месторождения Нурказган.

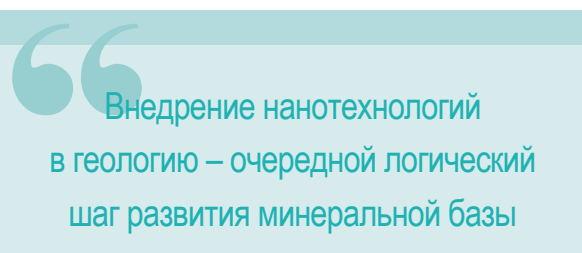
Образование руд нурказганского типа, по-видимому, происходило в процессе коллизии базальтовой остров-

ной дуги с континентом, что могло привести к утолщению литосферы, плавлению глубокозалегающего материала островной дуги и формированию рудоносных раннесилурийских гранитоидов. Присутствие в составе раннесилурийских кварцевых мон-

цодиоритов ордовикских реликтовых цирконов [5] указывает на контаминацию их магмы более древним мантийным материалом островной дуги. Наличие нормативного корунда и гиперстена в порфиритах нурказганской толщи также подтверждает контаминацию их магм коровым материалом. Петрохимическая специализация гранитоидов (явно выраженное фракционирование по железу) (см. рис. 4, А) свидетельствует о том, что образование габбро-диорит-монцонит-тоналитового полифазного комплекса протекало в замкнутом резервуаре в пределах сиалической островной дуги.

Присутствие серпентинитового меланжа в плоскости Западного надвига [10] подтверждает террейновую природу вмещающих отложений месторождения Нурказган. С присутствием серпентинитового меланжа в структуре месторождения [6] вряд ли можно увязать повышение уровня концентрации золота в рудах нурказганского типа. Однако присутствие магнетитов с арсенидами, сульфо-арсенидами кобальта и шеелита в рудах нурказганского типа дает основание предполагать их генетическую связь с базитовым и гранитоидным магматизмом рифтогенных комплексов Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.

В позднем силуре Нурказган-Байдаулетовская вул-



каническая дуга была расщеплена и на протяжении всего девона вовлекалась в магматические процессы, протекающие у континентальной окраины андского или западно-тихоокеанского типа, что подтверждается металлогенической нагрузкой Девонского вулканоплутонического пояса и отсутствием пород сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы (см. рис. 1).

Рекомендации. Геохимические исследования последних лет показали [7], что месторождения медно-порфирового типа вулканоплутонических комплексов базальтового магматизма натриевой толеитовой серии содержат платинометалльную минерализацию. Этот вывод и исследования авторов данной публикации дают основание для проведения ревизии руд Восточного и Западного участков месторождения Нурказган на предмет содержания в них платины и палладия. Учитывая, что руды месторождений Нурказган и Коктасжал аналогичны, то и последние должны быть дополнительно изучены на наличие платинометалльной минерализации. Наиболее продуктивными являются борниты (главного рудного парагенезиса), которые, как правило, содержат включения дисперсных минералов платины, палладия, а также теллур, селен. Молибденит таких месторождений также содержит платину, палладий, родий и золото, но в значительно меньших количествах.

Авторы благодарят П.В.Ермолова (ТОО «ИПКОН», г. Караганда) за возможность ознакомиться с результатами микрозондового анализа руд месторождения Нурказган из архива ТОО «ИПКОН», а также благодарны Р.М.Антонюку (ТОО «Центргеолсъемка», г. Караганда) за предоставление каменного материала для минералогических исследований и выражают признательность В.Л.Левину (ТОО «ИГН им. К.И.Сатпаева», г. Алматы) за комментарии и замечания при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамическая позиция месторождений металлических полезных ископаемых Центрального Казахстана. Особенности геологического строения и металлогении Казахстана / Р.М.Антонюк, Б.С.Хамзин, Х.К.Исмаилов, М.И.Ключков // Науки о Земле в Казахстане. – Алматы. 2012. С. 93–103.
2. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. – Алма-Ата. 1981.
3. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1. – М.: Изд-во Недра, 1972.
4. Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Козлов А.Д. Медно-порфировое оруденение девонского вулканоплутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 1. С. 18–24.
5. Ермолов П.В., Журутин С.А. Изотопный возраст магматических пород, вмещающих нурказганский тип медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 37–45.
6. Жуков Н.М., Антоненко А.А., Гойколова Т.В. Строение и металлогения краевых вулканоплутонических поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2013. № 5. С. 3–12.
7. Коробейников А.Ф., Грабежев А.И. Золото и платиновые металлы в медно-молибден-порфировых месторождениях // Известия ТПУ. 2003. Т. 306. № 5. С. 24–32.
8. О моделях образования и промышленных типах месторождений меди Казахстана / А.Б.Байбатша, Н.Т.Кулкашев, А.А.Бекботаева, Ж.М.Байгожина. – Алматы: КазНТУ, 2012. С. 1–7.
9. Рафаилович М.С., Колоскова С.М. Эксплозивные брекчии на золоторудных и золотомедно-порфировых месторождениях Центральной Азии // Известия НАН РК. Серия геология и технических наук. 2014. № 4. С. 11–30.
10. Серых В.И., Евдокимов И.В. О геологической позиции медно-порфирового оруденения девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 2001. № 1. С. 41–58.
11. Степанец В.Г., Макат Д.К., Савельева Н.А. Геодинамическая позиция медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов–2015. – Миасс, 2015. С. 120–24.
12. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? / Д.В.Рундквист, В.М.Ряховский, Ю.В.Миронов и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
13. Торчинюк Р.Н., Колесников В.В. Основные черты геологического строения золотомолибденово-медного месторождения Самарское (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1994. № 6. С. 53–61.
14. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenesis interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. 48. Pp. 43–55.
15. Irvine T.N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. 8. Pp. 523–548.
16. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks; Misc. Pap. Ontario, Div. Mines. №. 66. 1976.
17. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101. 1989. Pp. 635–643.
18. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1977. 36. Pp. 121–132.
19. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 25. 1984. Pp. 956–983.
20. Rolando A.P., Hartmann L.A., Santos J.O. et al. SHRIMP U-Pb zircon dates from igneous rocks from the Fontana Lake region, Patagonia: Implications for the age of magmatism, Mesozoic geological evolution and age of basement. Asociación Geológica Argentina. 2004. 59 (4). Pp. 671–684.
21. Willgallis A., Ozgur N., Sencintw E. Selenium and tellurium-bearing sulfides in the copper ore deposits of Murgul, NE Turkey // Eur. J. Mineral. 2. 1990. Pp. 143–148.

Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия)

О.Б.ЛАВРОВ, Л.В.КУЛЕШЕВИЧ (Институт геологии Карельского научного центра РАН; 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11)

Дифференцированные массивы Кааламского комплекса в Северном Приладожье (Карелия) представлены пироксенитами, габбро-норитами и диоритами. Обсуждаются петрографо-петрохимические особенности пород, геохимия руд и перспективы поисков в массивах комплекса благородных металлов. К пироксенитам приурочена гнездовая и вкрапленно-прожилковая халькопиритовая и пентландит-халькопирит-пирротиновая минерализация с платиноидами и золотом.

Ключевые слова: Кааламский пироксенит-габбро-диоритовый комплекс, геохимия пород и руд, платиноиды, Карелия.

Лавров Олег Борисович
Кулешевич Людмила Владимировна



petrlavrov@mail.ru
kuleshev@krc.karelia.ru

Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex (Northern Priladozhye, Karelia)

O.B.LAVROV, L.V.KULESHEVICH

The differentiated massifs of the Kaalamo complex in northern Priladozhye, Karelia, consist of pyroxenite, gabbro-norite and diorite. The petrographic and petrochemical characteristics of the rocks, ore geochemistry and the perspectives of noble-metal prospecting in the massifs of the complex are discussed. Nest and disseminated-streaky chalcopirite and pentlandite-chalcopirite-pyrrhotite mineralization with platinoids and gold is confined to pyroxenites.

Key words: Kaalamo pyroxenite-gabbro-diorite complex, rock and ore geochemistry, platinoids, Karelia.

С дифференцированными интрузиями Кааламского типа в Северном Приладожье (юго-западная Карелия) еще с 1960–1970-х годов связывались прогнозы на никель. Однако все ранее проведенные поисковые работы на медь и никель не выявили высоких концентраций этих металлов. Первая находка платиноидов была сделана О.Б.Лавровым в массиве Сури-суо [2]. Она послужила основной причиной продолжения исследований рудной минерализации в регионе [3, 4].

По геологической позиции, времени формирования, морфологии, размерам и составу массивы Кааламского комплекса подобны многим небольшим силлам, дайкам и штокообразным никеленосным интрузиям провинции Коталахти (рис. 1). Узкой полосой 10–20 км они прослеживаются от Ботнического залива до Северного Приладожья на расстояние до 430 км и сопровождаются месторождениями [6]. Территория Северного Приладожья является составной частью Раахе-Ладожской зоны (см. рис. 1), развитие которой происходило в протерозое над зоной свекофеннской субдукции вблизи Карельского кратона. На карте масштаба 1:1 000 000 Раахе-Ладожской зоны [17] основные геологические

структуры и металлогенические зоны отчетливо прослеживаются с территории Финляндии (провинция Коталахти) на Российскую территорию в юго-западной Карелии [10–16, 18]. Ультрабазитовые интрузии сопровождаются Cu-Ni-месторождениями.

В задачи настоящей работы входило установление закономерностей локализации интрузивных тел кааламского комплекса, петрохимических и геохимических особенностей пород, руд, состава сульфидной и благороднометалльной минерализации. Состав пород и руд изучался с использованием химического, рентгенофлуоресцентного и ICP-MS анализов в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН. Содержание благородных металлов определялось ICP-MS методом и подтверждено пробирным анализом в Аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ и его филиале (г. Тула). Изучение рудных парагенезисов осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в ИГ КарНЦ РАН.

Геологическое строение территории и локализация массивов Кааламского типа. В геологическом строении Северного Приладожья (рис. 2) принимают участие

породы сортавальской и ладожской серий раннепротерозойского возраста (PR₁ 1,92–1,87 млрд. лет). Они прорываются разнообразными по составу и времени внедрения интрузиями свекофеннского и рифейского возраста (раннеорогенными мафитовыми, син- и позднеорогенными гранитоидными).

Кааламский комплекс объединяет одноименный крупный массив, расположенный в 25 км к северу от г. Сор-

тавала вблизи поселка Кааламо, и небольшие массивы Кеккоселька, Рантамяки, Сури-суо, Винаоя, Ихаланваара, Корхоланмяки, Сизсманъярви, Араминлампи, Нинимяки, а также множество еще более мелких тел этого района (см. рис. 2). Мелкие интрузивные тела мафитов в геофизических полях выделяются локальными положительными магнитными аномалиями, которые на глубине не связываются в единое тело. Большинство из

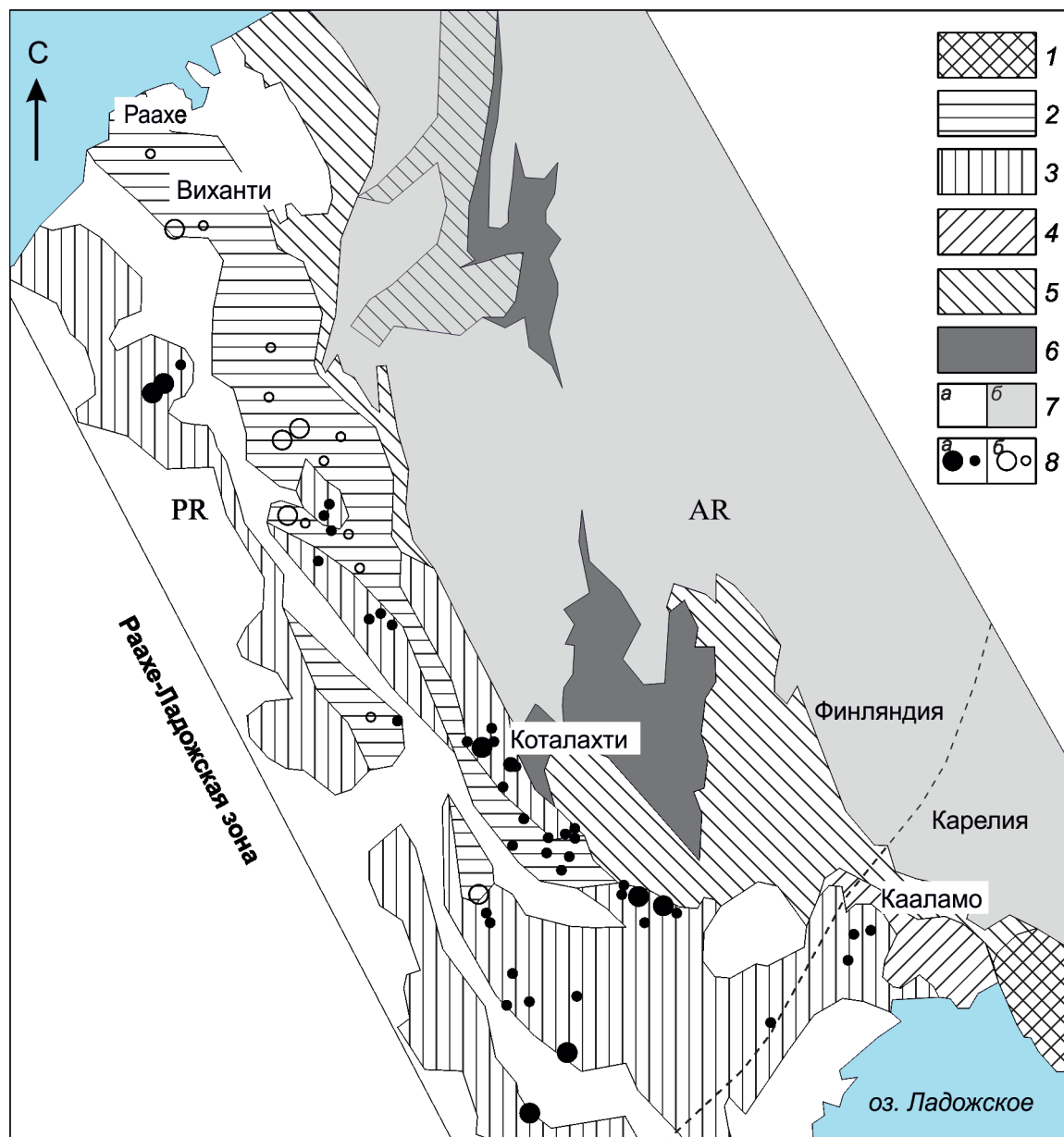


Рис. 1. Схема размещения месторождений и проявлений в Раахе-Ладожской зоне. Построена упрощенно с использованием карты *Reahe-Ladoga zone*, 1999 [17]:

1 – граниты-рапакиви; 2–6 – свекофенниты: 2 – островодужные комплексы, 3 – комплексы окраинного рифтинга, 4 – турбидиты сортавальской серии Северного Приладожья, 5 – калевий, 6 – отложения, сформировавшиеся в океанической обстановке (провинция Йормуа-Оутокумпу); 7 – нерасчлененные гранито-гнейсовые области: PR (а) и AR (б); 8 – месторождения и проявления: а – никелевые (никелевый пояс Коталахти), б – полиметаллические (пояс Виханти-Пюхасалми)

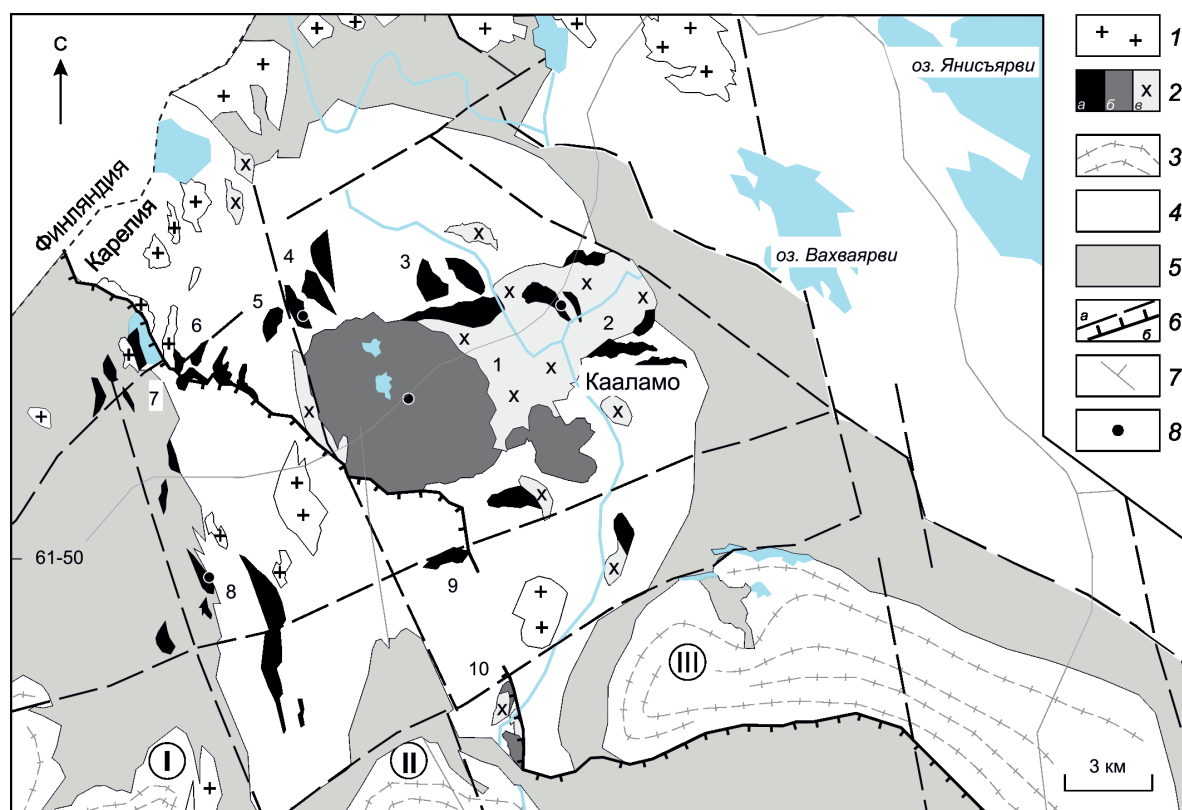


Рис. 2. Схема геологического строения Северного Приладожья. Составлена по данным геологических работ Г.В.Макаровой (1971, 1977) и Г.И.Степанова и др.(2006):

1 – орогенные граниты (нерасчлененные, PR_1); 2 – Кааламский комплекс (PR_1): а – пироксениты, б – габбро-нориты, в – диориты, кварцевые диориты; 3 – гранито-гнейсы, мигматит-граниты (цифры в кружках – купола, AR_2 : I – Латвасюрский, II – Йокирантский, III – Кирьявалахтинский); 4 – ладожская серия (калевий): кварц-биотитовые сланцы; 5 – сортавальская серия (амфиболиты по базальтам, андезибазальтам, черные сланцы, карбонатные породы); 6 – тектонические зоны Ладожской сутурной зоны: а – разломы, б – надвиги; 7 – элементы залегания; 8 – точки наблюдений и отбора проб; массивы: 1 – Кааламский, 2 – Рантамяки, 3 – Кеккоселька, 4 – Сури-суо, 5 – Винаоя, 6 – Ихаланваара, 7 – Корхоланмяки, 8 – Араминлампи, 9 – Нинимяки, 10 – Хейноя-Тохмайюки

этих массивов имеют линзовидную форму (1,5–2××0,2–1 км). Встречаются и более мелкие тела протяженностью от нескольких десятков до сотен метров при мощности до 20 м. Большинство из них обычно имеют интрузивные или субсогласные контакты, несмотря на линзовидный или чешуеобразный облик. Расчетные глубины залегания подошвы этих интрузий не превышают первых сотен метров – одного километра, редко до 2 км для более крупных тел.

Кааламский массив овальной формы вытянут в северо-восточном направлении на 12,5 км, при ширине от 4 до 6,5 км. Массив дифференцирован от пироксенитов и габбро-норитов до диоритов и имеет возраст 1,89 млрд. лет (U-Pb-метод по циркону) [7]. Его изучение проводилось с 1920-х по 1980-е годы Г.М.Саранчиной, Г.В.Макаровой, Л.П.Свириденко, А.И.Богачевым с соавторами

[1, 8, 9], В.А.Богачевым и другими исследователями. Было установлено, что интрузия Кааламо внедрилась по наклоненной на юго-запад под углом 45–50° плоскости, совпадающей с межформационной границей между сланцами ладожской и амфиболитами сортавальской серий. Южный контакт массива тектонизирован, имеет пологое падение на юг под углами 20–30°, но по геофизическим данным предполагается, что через 1–1,5 км падение меняется на субвертикальное. Интрузия погружается в юго-западном направлении, ее подошва расположена на глубинах до 5 км в западной части и 2,5–3 км – в восточной части массива. Западный и восточный контакты Кааламского массива интрузивные: секущие, иногда субсогласные, встречаются эруптивные брекчии. Во вмещающих толщах часто наблюдаются субпараллельные тонкие пластовые тела-апофизы, чешуи

отслоения, согласные со сланцеватостью вмещающих пород.

Массив Араминлампи (размер 3,5×0,3 км), расположенный юго-западнее Кааламо (см. рис. 2), сложен наиболее высокомагнезиальными породами – верлитами, пироксенитами и габбро. По данным геолого-поисковых работ в пироксенитах и верлитах было обнаружено вкрапленно-прожилковое пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение.

Массивы Кааламского комплекса прорывают биотитовые сланцы калевийского надгоризонта (турбидиты ладожской серии). Эти терригенные породы перекрывают породы сортавальской серии, которые обычно слагают межкупольные пространства в Северном Приладожье, то есть, отлагались на раздробленной континентальной окраине (гранито-гнейсах AR_2 -возраста). В нижней части терригенные отложения содержат черносланцевые толщи, обогащенные сульфидами. Эти толщи могли быть источником серы и контаминировать ею магматические расплавы.

Исследователи Кааламского комплекса отмечают отчетливый контроль в локализации интрузивных тел зонами глубинных разломов Ладожской сутурной области: Кааламский массив – разломами северо-восточного и северо-западного направлений, тогда как более мелкие массивы ультрамафитов тяготеют к разрывным нарушениям только северо-западного направления. Поздние деформации и региональный метаморфизм выразились в метаморфических преобразованиях и рассланцевании пород. Дифференцированные интрузии кааламского типа внедрились после формирования основных изоклинальных складок раннего этапа деформации (D_1^1) и близки по времени к образованию складок второй генерации, которые были деформированы на более позднем этапе (D_1^3). В интрузивных телах встречаются многочисленные ксенолиты мета-

морфизованных вмещающих пород ладожской серии, смятых в мелкие складки. Сами интрузивные тела на коллизионном этапе оказались растянутыми в отдельные тела и небольшие чешуи. Условия метаморфизма в западном и восточном обрамлении Кааламского массива относятся к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям.

В провинции Коталахти (Финляндия) внедрение мафит-ультрамафитовых интрузий происходило на орогенном этапе над зоной свекофеннской субдукции, формирование которой сопровождалось рифтингом окраинных зон, смешением магматического материала, завершилось последующей коллизией породных комплексов и появлением ультрамафитов в пределах разноуровневых шир-зон [14]. Модель формирования этих структур, отражающая морфологию различных интрузивных тел, представлена на схеме (рис. 3).

Интрузии провинции Коталахти дифференцированы от ультрамафитов до габбро [6, 10–16, 18], доминируют ультраосновные породы. К ультрамафитам приурочены медно-никелевые сульфидные руды и небольшие, в основном выработанные к настоящему времени месторождения и рудопроявления (см. рис. 1). Пентландит-халькопирит-пирротинные руды на месторождениях Коталахти, Макала, Хитура, Лаукункангас и других имеют вкрапленные и брекчиевидные текстуры. Среди них встречаются и более богатые халькопиритовые руды. На руднике Коталахти добывались медные руды со средним содержанием Ni 0,7 и Cu 28%. Медносulfидные руды сопровождаются платиноидами. На месторождении Хитура, расположенном северо-западнее от Коталахти, в богатых брекчиевидных халькопиритовых рудах содержания ЭПГ (Pt, Pd, Rh) достигали 2,5 г/т [12], среди которых установлены сульфоарсениды Rh, Ir.

Так как по времени формирования, морфологии, размерам и геологической позиции массивы Кааламского



Рис. 3. Модель формирования структур с ультрамафитами (1,88–1,89 млрд. лет). Схематический вертикальный разрез, показывающий взаимоотношения интрузивных и вулканических пород в поясе Коталахти, по работе [14]:

ВТШЗ – высокотемпературная нижнекоревая шир-зона, маркируется прерывистой линией; 1 – типичные Свекофенские интрузии пояса Коталахти внутри зоны ВТШЗ; 2 – интрузии внутри зоны метаморфизма низкой степени; 3 – «поднятые», перемещенные интрузивные тела; стрелки – направления перемещений

1. Химический состав некоторых типов пород Кааламского комплекса (в массовых долях %)

Компонент	Пироксениты				Амфиболи- зированное габбро	Рудные пироксениты		Кварцевый диорит	Диорит (среднее)
SiO ₂	50,23	50,95	48,97	50,59	51,18	47,11	36,82	63,37	54,00
TiO ₂	0,67	0,46	1,02	0,63	0,64	0,56	0,39	0,33	0,56
Al ₂ O ₃	6,82	9,10	9,11	10,25	14,02	9,95	6,84	16,85	18,16
Fe ₂ O ₃ t	12,97	9,89	11,21	11,05	10,02	12,11	20,75	4,93	8,47
MnO	0,22	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,15	0,08	0,16
MgO	14,31	12,67	12,08	11,99	8,87	11,52	9,55	2,52	4,60
CaO	11,98	12,68	13,26	11,24	11,08	11,01	8,79	6,22	8,45
Na ₂ O	0,73	1,43	1,51	1,59	2,24	1,42	0,95	3,62	3,14
K ₂ O	0,47	0,51	0,47	0,51	0,55	1,02	0,60	1,00	1,00
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,09	0,05	0,12	0,09	0,08	0,09	
П.П.П.	0,79	1,39	1,22	1,27	0,50	2,45	3,78	0,54	
Сумма	99,48	99,56	99,33	99,60	99,57	99,13	97,03	99,67	98,54
S	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03	0,18	0,66	0,05	
K _ф	47,5	43,8	48,1	48,0	53,0	51,2	68,5	66,2	64,8
al'	0,25	0,40	0,39	0,44	0,74	0,42	0,23	2,26	1,39
alk	1,2	1,94	1,98	2,1	2,79	2,44	1,55	4,62	4,14
Na ₂ O/K ₂ O	1,55	2,80	3,21	3,12	4,07	1,39	1,58	3,62	3,14
K ₂ O/TiO ₂	0,70	1,11	0,46	0,81	0,86	1,82	1,54	3,03	1,79
№ образца	Каа- 207-4	Каа- 207-7	Каа- 207-3	Каа- 207-2	Каа-207-1	Каа- 207-5	Каа- 207-6	Каа-207	СК

Примечание. RFA – рентгено-флуоресцентный анализ; $K_f = Fe_2O_3 \times 100 / (Fe_2O_3t + MgO)$; $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO)$.

комплекса очень похожи на многие небольшие силлы, дайки и штокообразные никеленосные интрузии Финляндии, то установление истории развития Ладожской сутурной области и эволюции магматизма, представляется принципиально важным аспектом для оценки ее металлогенического потенциала в целом.

Петрографическая характеристика пород Кааламского комплекса. Кааламский массив и другие интрузии комплекса представлены тремя основными группами пород, которые обычно объединяют в две [8], а авторы данной публикации и работы [7] в три фазы. К ним отнесены: 1 – пироксениты (клинопироксениты плагиоклазовые, оливиновые, роговообманковые), верлиты; 2 – габбронориты; 3 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты.

Породы первой фазы представлены крупнозернистыми клинопироксенитами. Они встречаются в краевых частях массива, а также образуют крупные и гигантские ксенолиты среди габброноритов и диоритов. Слабо измененные пироксениты серовато-зеленого цвета, амфиболизированные породы – от темно-зеленого до черного. Структура пород средне- и крупнозернистая до пегматоидной, микроструктура панидиоморфнозернистая, с призматическим клинопироксеном, реже пойкилитовая, текстура массивная или полосчатая. Ортопироксен встречается редко в реликтах. Плагиопирок-

сениты представлены клинопироксеном и основным плагиоклазом (до 10%). Плагиоклаз заполняет интерстиции между призматическими кристаллами пироксена. Второстепенные и акцессорные минералы обычно представлены магнетитом, апатитом, титанитом, сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит), вторичные минералы – биотит, актинолит, эпидот, хлорит, карбонат, иногда тальк. Пироксениты содержат (в %): SiO₂ 45,4–51; Al₂O₃ 6,8–10,2; MgO 12–18 (табл. 1), оливиновые пироксениты и верлиты массива Араминлампи содержат MgO до 20–21,5%.

Породы второй фазы – габбронориты наиболее широко представлены в массиве Кааламо. Они слагают штокообразное тело диаметром около 4 км в западной части массива и в меньшей степени встречаются в других массивах комплекса. Это темно-серые среднезернистые породы с массивными, полосчатыми и гнейсовидными текстурами, содержащие зональный плагиоклаз (An₆₀–An₄₂₋₄₅), клино- и ортопироксены. Количество темноцветных минералов в них составляет 30–40 %. Пироксены замещаются роговой обманкой, иногда биотитом. Второстепенные и акцессорные минералы – магнетит, кварц, сульфиды. Породы содержат (в %): SiO₂ 48,2–53; Al₂O₃ 14,6–18,1; MgO 5–7 (см. табл. 1).

Диориты и кварцевые диориты третьей фазы – серые среднезернистые породы с массивными, полосчатыми

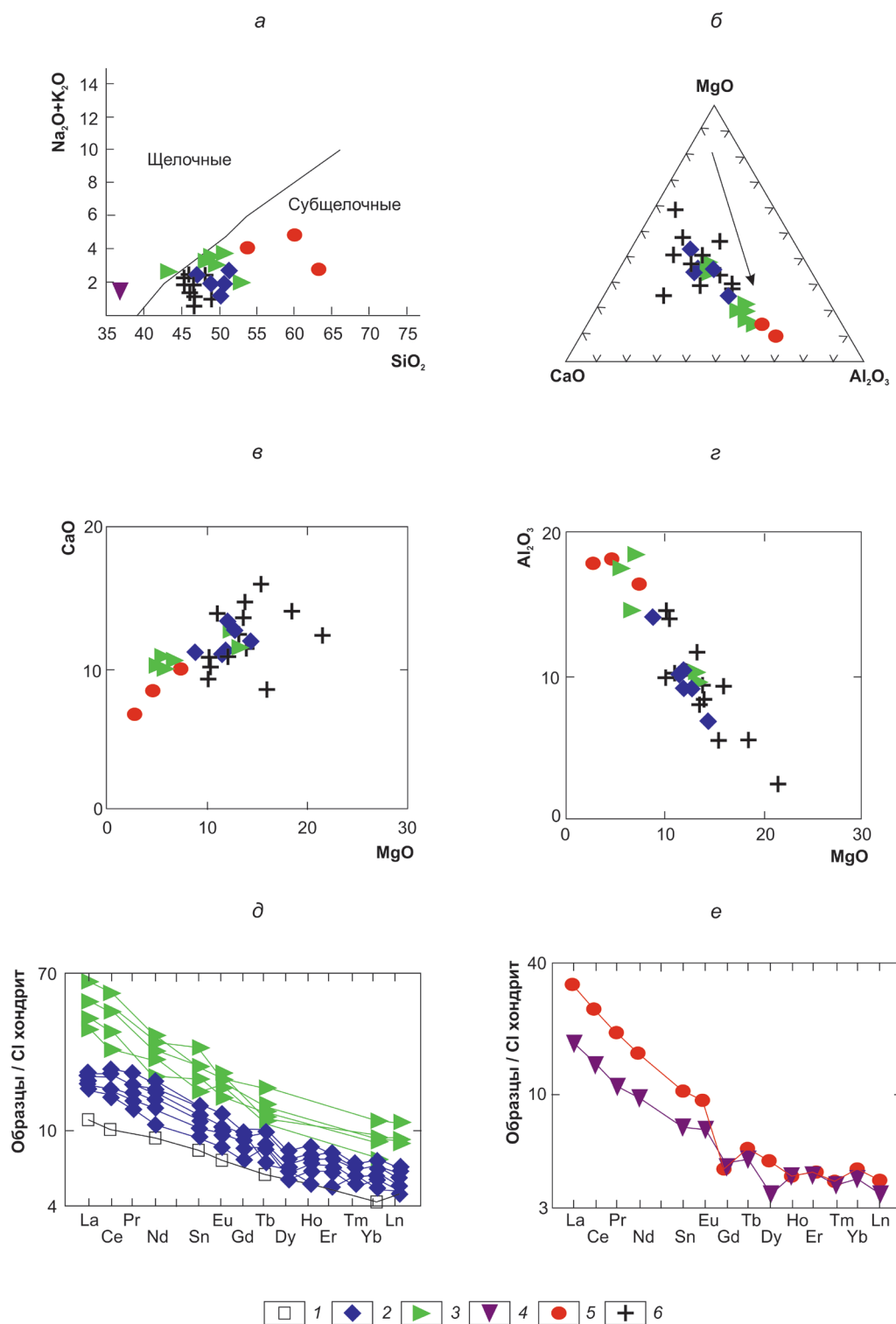


Рис. 4. Петрохимические и дискриминационные диаграммы пород Кааламского комплекса:

а – диаграмма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (массовые доли %) составов пород Кааламского комплекса; б – CaO – MgO – Al_2O_3 (стрелка – тренд эволюции состава ультрамафитов пояса Коталахти); в – MgO – CaO ; г – MgO – Al_2O_3 (массовые доли %); д, е – нормированное (по хондриту CI) распределение REE в дифференциатах комплекса (д – верлиты, пироксениты, габбро, е – диориты, рудные пироксениты); 1 – верлиты; 2 – пироксениты; 3 – габбро, габбро-нориты; 4 – рудные пироксениты; 5 – диориты (данные авторов и табл. 1); 6 – данные, опубликованные в литературе

или гнейсовидными текстурами. Они включают множество ксенолитов – пород ранних фаз и биотитовых сланцев. Диориты содержат средний плагиоклаз ($An_{40-45}-An_{30}$ до 70%), роговую обманку (10–20%), биотит (до 10%). Кварцевые диориты и тоналиты отличаются более светлой окраской из-за низкого содержания амфибола и биотита и большего кварца (до 20%). Породы содержат (в %): SiO_2 от 54 до 63,37; Al_2O_3 16,85–18,16; MgO 2,52–4,6 (см. табл. 1). Породы 2-й и 3-й фаз сопровождаются дайками.

Петрохимические особенности пород. Эволюцию химического состава пород Кааламского комплекса и генетические связи разных фаз можно проследить на рис. 3 (см. табл. 1). На классификационной диаграмме $SiO_2-\Sigma alk$ (рис. 4, а) и диаграммах составов основных компонентов (см. рис. 4, б–е), породы 1-й и 2-й фаз комплекса (пироксениты и габбро) образуют единый тренд в полях толеитовой серии, несколько отдельно от них расположены породы 3-ей фазы (диориты) и отделены более поздние дайки тоналитов. Пироксениты, габбро и диориты – породы Na-K-серии, низкоглиноземистые, $K_\phi=44-53$ увеличивается от пироксенитов к рудным пироксенитам (за счет сульфидной фазы) и в диоритах. Породы комплекса обычно более высококальциевые и менее магнезиальные (см. рис. 4, табл. 1), чем породы массивов пояса Коталахти (стрелкой показан тренд их дифференциации от ультрамафитов).

В составе Кааламского комплекса практически отсутствуют перидотиты (возможно, это результат редкой сети скважин и отсутствие более глубокого бурения). С увеличением MgO наблюдается уменьшение Al_2O_3 , увеличение CaO и FeO (см. рис. 4, табл. 1). Основные породы в целом обеднены Ti, V, так как содержат низкие количества магнетита, ильменита или титанита, однако в распределении Fe, Ti и V существует прямо-пропорциональная зависимость. Отношение K_2O/TiO_2 в них не превышает 0,7–1,1, колебания наблюдаются в связи с незначительным увеличением биотита в рудных пироксенитах.

Распределение малых и редкоземельных элементов (REE). Для всех типов пород Кааламского комплекса характерны низкие содержания редких и редкоземельных элементов (табл. 2). Тип кривой нормированного распределения ΣREE в безрудных породах подобен рудным пироксенитам и диоритам (см. рис. 4, д–е). Пироксениты имеют низкие концентрации Ta, Nb, Zr, Hf, Y, Th и REE. Среди особенностей распределения редкоземельных элементов в габбро-норитах можно отметить лишь незначительную обогащенность их легкими (LREE) и обедненность тяжелыми (HREE), Ti, Ta, Nb.

Предполагается, что магматический очаг при формировании подобных интрузий мог быть расположен в литосферном клине над зоной свекофеннской субдукции [11, 16]. Наличие процессов контаминации останцами фундамента могло подготовить свои специфические геохимические особенности пород комплекса, что отражается в не всегда одинаковых минимумах по отдельным элементам (см. рис. 4, д).

Распределение Cr, Ni, Co, Cu и других рудогенных элементов. Для безрудных пироксенитов и габбро-норитов характерны сравнительно низкая магнезиальность и невысокие концентрации Cr до 0,1%, Ni 93–170 ppm, Co 44–61 ppm, гораздо ниже, чем в ультрамафитах (см. таблицы 1 и 2). Пироксениты Кааламо значительно уступают по содержанию Ni (0,01–0,03%) ультрамафитам пояса Коталахти [12–15, 18]. В халькопиритовых и пентландит-халькопирит-пирротиновых рудах Кааламского массива содержание Ni составляет 0,16–0,2%, что гораздо

ниже средних значений в рудах никеленосных массивов Финляндии (Ni 0,65–1,06%) [6, 18]. Наблюдается прямая корреляция Ni с Co, Cu с Ni, а также этих элементов и их отношений Ni/Co, Ni/Cu с железистостью пород (K_ϕ), что связано с накоплением сульфидных фаз. Содержание Co в рудных пироксенитах составляет 0,016–0,022, а Cu 0,2–6% (см. таблицы 1 и 2, рис. 5).

В рудных пироксенитах наблюдается сопряженное увеличение концентраций Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Te, Bi относительно безрудных (см. табл. 2). Содержание As, Se, Sn в породах очень низкое, однако в гнездовых медных сульфидных рудах происходит незначительное накопление и этих элементов относительно безрудных пород (см. табл. 2), что связано с появлением соответствующих минеральных фаз. Повышение содержания Mo сопровождается появлением в рудах наложенного молибденита. Эта стадия связывается с внедрением более поздних гранитных тел.

Благороднометалльная минерализация и перспективы поисков ЭПГ в массивах Кааламского комплекса. В результате производственных геолого-поисковых работ, проводимых в 1970-х годах с пироксенитами и габбро кааламского типа были установлены мелкие непромышленные проявления вкрапленной, гнездово-прожилково-вкрапленной медной (халькопиритовой) и Cu-Ni (пентландит-халькопирит-пирротиновой и пирротиновой) минерализации. Медные проявления были внесены в кадастр Республики Карелия по Северному Приладожью [5], но промышленного значения они не имеют. Благодаря минералого-геохимическим исследованиям, проводимым авторами, в этих гнездовокрап-

“Перспективными на промышленно-значимые концентрации благородных металлов ($\Sigma ЭПГ$ 6,4 г/т) являются пироксениты с преобладанием халькопирита в рудных ассоциациях

2. Содержание микрокомпонентов в различных типах пород (в ppm)

Элемент	Пироксениты				Амфиболитизированные пироксениты	Рудные пироксениты						Кварцевый диорит
V	251,2	87,5	404,0	220,5	240,6	195,5	153,3	143,2	176,4	162,7	85,1	
Cr	1122,3	686,1	662,7	923,5	443,5	839,5	712,3	672,3	656,8	604,8	70,5	
Co	61,0	55,2	53,9	55,5	44,4	96,2	196,4	143,6	234,3	220,5	17,0	
Ni	169,9	111,8	100,7	139,0	92,6	657,7	2028,5	1236,5	1935,9	1962,4	22,4	
Cu	52,4	37,0	60,5	261,4	220,7	8739,2	54021,2	19711,5	28858,7	26414,7	12,3	
Zn	91,6	46,1	68,4	66,2	66,7	128,2	230,1	99,1	194,4	180,2	46,2	
Mo	0,08	0,44	0,25	—	0,12	0,27	1,91	0,14	—	—	0,31	
Ag	—	—	—	0,03	0,05	2,07	11,94	—	16,03	15,29	—	
Te	—	0,36	—	0,19	0,14	0,98	4,47	1,57	—	—	—	
Pb	0,87	1,94	1,63	1,91	2,54	1,97	1,98	3,14	—	—	5,62	
Bi	—	0,01	0,04	—	0,04	5,12	3,68	1,74	—	—	0,06	
As	5,3	—	—	—	—	—	11,24	—	—	—	—	
Sb	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	
Se	—	2,07	—	—	—	5,0	24,56	11,02	—	—	—	
Sn	—	—	—	—	—	0,71	0,82	0,336	—	—	—	
W	—	0,04	0,08	0,08	—	0,1	—	0,07	—	—	0,31	
Y	10,94	7,7	10,39	10,1	9,58	8,64	6,14	8,46	8,31	7,87	6,94	
Zr	24,55	13,85	21,84	26,59	21,09	24,73	19,38	13,49	18,51	19,47	35,83	
Nb	3,35	2,09	3,53	3,13	2,44	2,4	1,87	2,72	2,22	2,0	5,41	
La	4,41	3,97	4,57	4,74	4,16	4,2	4,1	4,48	—	—	7,61	
Ce	13,13	9,39	11,88	12,38	10,34	10,24	8,47	10,76	—	—	15,2	
Pr	1,92	1,26	1,66	1,68	1,5	1,38	1,05	1,39	—	—	1,84	
Nd	8,46	5,04	7,75	7,5	6,89	6,19	4,56	5,44	—	—	7,27	
Sm	2,1	1,48	2,08	1,88	1,76	1,63	1,1	1,55	—	—	1,57	
Eu	0,6	0,47	0,72	0,59	0,61	0,55	0,41	0,54	—	—	0,54	
Gd	1,87	1,98	2,09	1,67	1,66	1,44	0,97	2,15	—	—	0,94	
Tb	0,37	0,25	0,38	0,32	0,31	0,3	0,19	0,28	—	—	0,21	
Dy	1,82	1,56	1,99	1,67	1,5	1,41	0,89	1,66	—	—	1,26	
Ho	0,43	0,3	0,47	0,41	0,38	0,35	0,24	0,33	—	—	0,24	
Er	1,26	0,83	1,25	1,16	1,06	1,01	0,73	0,94	—	—	0,73	
Tm	0,17	0,15	0,16	0,16	0,14	0,13	0,1	0,21	—	—	0,1	
Yb	1,2	0,84	1,09	1,09	1,0	0,93	0,7	0,92	—	—	0,77	
Lu	0,16	0,12	0,14	0,15	0,13	0,12	0,09	0,13	—	—	0,1	
ΣREE	163,4	122,2	160,9	152,4	138,7	130,8	99,8	136,8	kaal	kaal	147,6	
№ обр.	207-4	207-7	207-3	207-2	207-1	207-5	207-6	207-L	—	—	207	

Примечание. ICP-MS-анализ (ppm=г/г); пустая клетка — не определялись, прочерк — ниже предела обнаружения.

ленных рудах были обнаружены ЭПГ, что позволило отнести их в ряд перспективных на благородные металлы и рассматривать как комплексные Au-Pt-Pd-Ni-Cu-руды.

Рудная минерализация была обнаружена в массивах Кааламо, Кеккоселька Сури-Суо, Араминлампи, Нинимяки. Она тяготеет к пироксенитовой фазе и обычно бывает приурочена к контакту пироксенитов с диоритами, ксенолитам пироксенитов в габброноритах. Сульфидную минерализацию, встречающуюся в разных массивах комплекса можно объединить в два минеральных типа руд: 1 – существенно халькопиритовый и 2 – пентландит-халькопирит-пирротинный (или пирротинный).

Кааламский массив. Безсульфидные и малосульфидные пироксениты Кааламского массива содержат (в %): Σ ЭПГ 0,09–0,083 (табл. 3), плагиопироксениты 0,038–0,018, габбро-нориты 0,06–0,013. В рудных пироксенитах суммарные концентрации ЭПГ достигают 6,6 г/т, что выше, чем в мафит-ультрамафитовых комплексах пород пояса Коталахти и Ваммала [10]. В слюдястых и углеродсодержащих вмещающих сланцах с рассеянной пирротинной минерализацией содержание Pd обычно не превышает 0,001 г/т, Pt и Au – ниже предела обнаружения, но в сульфидсодержащих горизонтах содержание Au иногда достигает 0,016–0,035 г/т.

Рудная минерализация в пироксенитах представлена халькопиритовым и пентландит-халькопирит-пирротинным минеральными типами руд. Оба типа руд

обычно мелко- и среднезернистые с вкрапленно-прожилковой, гнездово-вкрапленной, реже сидеронитовой минерализацией.

Сульфиды распределены неравномерно, Fe-Ti-оксиды (магнетит, ильменит) и титанит встречаются лишь в небольшом количестве (в сумме 1–2%). Продукты изменения силикатов первичных магматических пород представлены ассоциацией роговой обманки и раскисленного плагиоклаза, а также вторичными актинолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом. При наложении поздних кварцевых прожилков или окварцевания, в пироксенитах совместно с кварцем появляются биотит, мусковит, иногда – калишпат. Акцессорные минералы в пироксенитах представлены апатитом, цирконом, иногда встречаются поздние вторичные минералы – шеелит, барит и гораздо реже TR-карбонаты.

В сульфидных медных рудах содержание халькопирита составляет 10–60 % (Cu 1–6%), количество сульфидов Fe и Ni (пирротин, пентландит) не превышает 2–6%. По данным ICP-MS и пробирного анализов (см. табл. 3) в медных рудах установлены максимальные концентрации (в г/т): Au до 2,11; Pt до 0,16–0,22; Pd до 5,76–5,91; Ru до 0,25–0,26; Rh до 0,21–0,24; Σ ЭПГ составляет 5,1–6,6 г/т. Минералы Pd входят преимущественно в висмута-теллуриды, Pt – в сульфоарсениды, реже станниды. Rh, Ir, Os, Ru образуют сульфоарсениды (холлингвортит, ирарсит) и выделяются в сростании со сперилитом и котульскитом. Многие из них обнару-

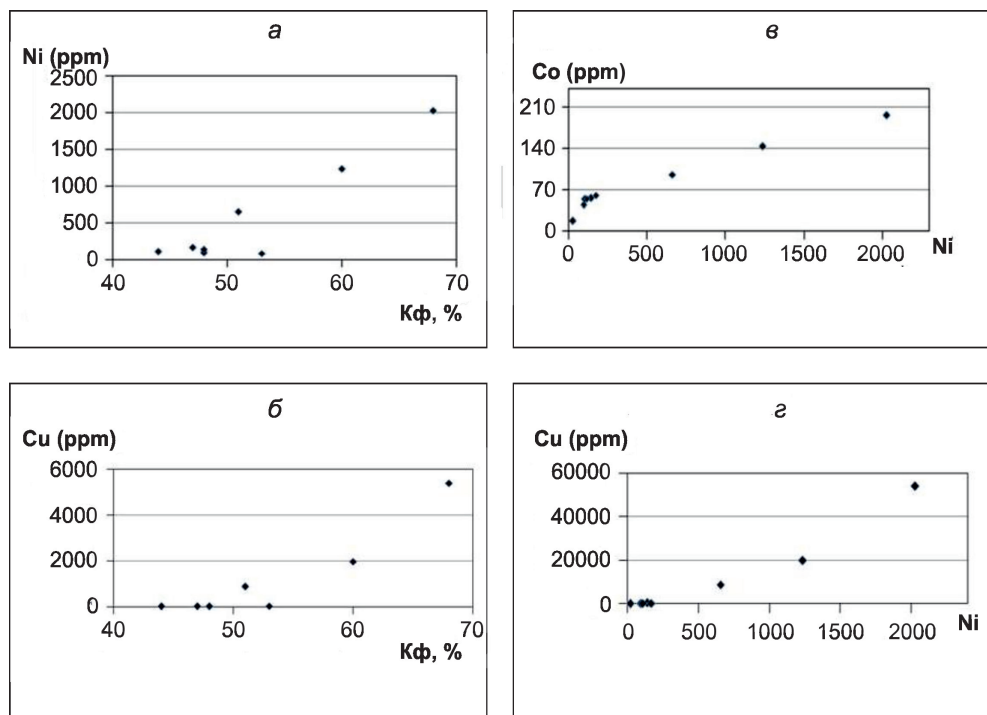


Рис. 5. Соотношение Ni, Cu (в ppm) и K_ф (в %) в Кааламском массиве

жены в Кааламском массиве впервые [4].

В *медно-никелевых рудах* (пентландит-халькопирит-пирротиновых или пирротиновых, содержащих пентландит) платиноиды встречаются также в ассоциациях с халькопиритом. В этих рудах в сростаниях с пентландитом и халькопиритом установлены висмутотеллуриды Pd, паоловит и Ag-золото, сульфиды. Встречены зональные сростания золота с платиноидами (котульскитом, мончеитом, паоловитом) и тонкие прорастания с атоцитом [4].

В *Кеккосельском массиве* рудная халькопирит-пирротиновая минерализация установлена в амфиболизированных пироксенитах вблизи контакта с диоритами и вблизи контакта с вмещающими толщами, в зонах мощностью до 30 м. В минерализованных зонах содержание (в %): Cu 0,1–0,7; Ni 0,002–0,015; Co 0,002–0,007. В богатых сульфидами пробах: Cu до 1, Ni 0,046–0,4 и Co 0,019–0,026%, Рудопоявление Кеккоселька было занесено в кадастр Республики Карелия, как медное [5]. В ассоциации с халькопиритом при детальном минералогическом изучении установлены меренскиит (Pd 24–29%), теллуриды серебра и висмута. Зоны с халькопиритовой минерализацией, соответственно, как и в Калаамо, могут быть наиболее перспективны на обнаружение ЭПГ. В пирротиновых рудах с повышенным содержанием пентландита в ассоциации с халькопиритом также присутствуют платиноиды.

В пироксенитах *массива Араминлампи* было обнаружено пентландит-халькопирит-пирротиновое вкрапленное и вкрапленно-прожилковое оруденение с содержанием сульфидов от 3 до 50% в зоне мощностью 11 м. Мощность отдельных наиболее богатых гнезд и участков колеблется от 0,1 до 3 м. Рудная минерализация представлена (в %): главным образом пирротинотом 50–70, встречаются халькопирит 2–3 и пентландит до 0,5. Содержание пирротина в рудах более высокое, чем в других массивах. Пентландит выделяется в сростаниях

с пирротинотом, халькопирит – в зальбандах прожилков пирротина. В рудах встречаются единичные зерна валлериита, молибденита и сфалерита. Содержание Cu в рудах составляет 0,1–0,22, Ni 0,03–0,08 и Co 0,01–0,032%. Руды с наиболее высокими концентрациями меди (скважина С-9, интервал 50–60 м) представляются наиболее перспективными для обнаружения платиноидов.

В *массиве Сури-суо* площадью 0,5×3,5 км в пироксенитах (скв. С-4-5, интервал 80–107,5 м) была подсечена зона с гнездово-вкрапленной сульфидной вкрапленностью. Сульфиды представлены халькопиритом (10–12%), пирротинотом (5–9%), в небольшом количестве встречаются пирит, пентландит, сфалерит, ильменит, магнетит, борнит, халькозин. В зонах мощностью 3,5 м (скв. С-4, интервал 91,45–95 м) с вкрапленной и более богатой гнездовой минерализацией установлены содержания (в %): Cu от 0,16 до 0,57–0,9; Ni 0,015–0,09; Co 0,003–0,03. Среднее содержание Cu на рудопоявлении Сури-суо равно 0,57% [5]. Впоследствии в рудах О.Б.Лавровым [2] были обнаружены платиноиды и установлены содержания (в г/т): Pt 0,17–0,32; Pd 0,27–0,36; Au до 0,18 (см. табл. 3). Благороднометалльная минерализация представлена самородным золотом, электрумом, изоферроплатиной, сперрилитом, майченеритом, меренскиитом, котульскитом, соболевскитом, янцхонгитом.

Массив Нинимяки расположен южнее Калаамо, представлен габбро, пироксенитами, диоритами. В пироксенитах встречается вкрапленность сульфидов, представленных халькопиритом, борнитом, пирротинотом с включениями платиноидов (сперрилита).

В **заключение** следует отметить, что Кааламский комплекс Северного Приладожья объединяет около десятка дифференцированных массивов. Габброиды и диориты Кааламского массива и отдельных массивов несколько меньшего размера в настоящее время разрабатываются исключительно для производства высокопроч-

3. Содержание ЭПГ и Au в интрузивных породах и рудах Кааламского комплекса (в г/т)

№ п/п	Pt	Pd	Rh	ΣEPG	Au	Ag	Номер образца	Вид анализа
1	0,987	3,11	1,03	5,127	0,132	10,9	Lkaa	ПА
2	0,22	5,91	0,21	6,34	2,11	16,03	LKaa	ICP-MS
3	0,16	5,76	0,24	6,16	2,02	15,29	LKa	ICP-MS
4	–	0,069–0,035	–	0,069	–	–	65	ПА
5	0,084–0,075	0,15–0,11	–	0,234	0,026–0,022	–	П-55-2	ПА
6	0,012–0,011	0,071–0,2	–	0,212	0,014	–	П-58-2	ПА
7	–	0,013–0,018	–	0,018	0,022–0,034	–	П-62-7	ПА
8	–	0,016–0,038	–	0,038	0,017–0,018	–	П-55-3	ПА
9	–	0,011–0,014	–	0,014	–	–	П-62-11	ПА
10	–	0,054–0,06	–	0,06	–	–	C889/9	ПА
11	–	0,013–0,011	–	0,013	–	–	C8816/10	ПА
12	0,17–0,19	0,3–0,27	–	0,47–0,46	0,094–0,066	–	19L	ПА
13	0,32	0,36	–	0,68	0,18	–	LavS	ПА

Примечание. 1–3 – рудные пироксениты, 4–6 – пироксениты, 7–9 – плагиопироксениты, 10–11 – габбро-нориты, 1–11 – Кааламо, 12–13 – массив Сури-суо; анализы выполнены в аналитическом центре ФГУП ЦНИГРИ (г. Москва) и его филиала в г. Тула (1, 4–13) и ИГ КарНЦ РАН (2–3); методы ICP-MS и ПА – пробирный анализ; прочерк – ниже предела обнаружения, пустая графа – не определялся; анализы 2–3 содержат Ru 0,26–0,25 г/т.

ного щебня и облицовочного камня. К верлитам, развитым ограниченно (массив Араминлампи), и пироксенитам, более крупных дифференцированных массивов, приурочены два типа гнездовой и прожилково-вкрапленной сульфидной Cu-Ni- или Cu-минерализации. Среди них проявления Кеккоселька и Сурио-Суо внесены в кадастр Республики Карелия как медные с содержаниями Cu 0,57–1%. Проведенное авторами минералого-геохимическое изучение руд позволило установить, что к медной и Cu-Ni-сульфидной минерализации приурочены повышенные концентрации благородных металлов (в сумме до 5–6,4 г/т).

В наиболее крупном массиве Кааламо комплексное Au-Pt-Pd-Ni-Cu-S оруденение приурочено к пироксенитовой части и крупным ксенолитам пироксенитов, вынесенных с больших глубин и встречающихся в породах более поздних фаз. Этот факт, соответственно, требует необходимости исследования более глубоких горизонтов интрузивных тел и пироксенитовых составляющих крупных массивов. К наиболее перспективным относятся пироксениты участков Кеккоселька, западная часть и обрамление массива Кааламо, участки Сури-Суо и Араминлампи, в которых ранее уже была выявлена соответствующая сульфидная минерализация.

Установлено, что благороднометалльное оруденение приурочено к медно-никелевым и медно-сульфидным ассоциациям – особенно участкам, обогащенным халькопиритом. Соответственно, при поисках платиноидов халькопирит и повышенные содержания Cu являются минералого-геохимическими индикаторами благороднометалльных руд. Халькопирит – достаточно простой поисковый минералогический индикатор. Установленная связь платиноидов с медной минерализацией представляет несомненный металлогенический интерес и, соответственно, требует переоценки рудных зон в пределах всех дифференцированных массивов. В составе платиноидов преобладают Pd-Bi-Te-минералы и сульфоарсениды Pt, Rh, Ir, Os, Ru [4]. Золото встречается в самородном виде в халькопирите, эпидоте, в сростании с палладиевыми минералами – котульските и в микросростаниях с атоцитом [4].

В связи с этим при проведении производственных поисковых геологических работ в Северном Приладожье рекомендуется: 1) установление геологической позиции и выделение мафит-ультрамафитовых фаз всех известных массивов Кааламского комплекса; 2) постановка геофизических работ (пересечений), с целью выявления более магнитных разновидностей пород и рудных скоплений в них; 3) переопробование рудных зон с сульфидной медной и медно-никелевой минерализацией на платиноиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базитовые комплексы Приладожья / А.И.Богачев, М.Г.Попов, Г.В.Макарова и др. // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. – Л.: Наука, 1976. С. 117–127.
2. Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа СЗ Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. 1998. Вып. 1. С. 51–57.
3. Лавров О.Б. Благороднометалльная минерализация Cu-S руд Кааламского массива // Золото Фенноскандинавского щита // Мат-лы междунар. конф. – Петрозаводск, 2013. С. 112–116.
4. Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Платиноиды в Кааламском дифференцированном массиве, Северное Приладожье (Карелия, Россия) // Записки РМО. 2016. № 2. С. 58–74.
5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. – Петрозаводск: «Карелия», 2005.
6. Минеральные месторождения Европы (Северо-западная Европа). – М.: «Мир», 1982.
7. Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1,89–1,87 Ga) Северного Приладожья / В.А.Богачев, В.В.Иванников, И.В.Козырева и др. // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1999. Вып 3. № 21. С. 23–33.
8. Саранчина Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. № 2. – Петрозаводск, 1949. С. 57–80.
9. Свириденко Л.П., Семенов А.С., Никольская Л.Д. Кааламский массив габброидов и плагиогранитов // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии / Под ред. К.О.Кратца. – Л.: «Наука», 1976. С. 127–140.
10. Barnes Stephen J., Hannu V. Makkonen, Sarah E. et al. The 1,88 Ga Kotalahti and Vammala nickel belts, Finland: geochemistry of the mafic and ultramafic metavolcanic rocks // Bulletin of the 9. Geological Society of Finland. Vol. 81. 2009. Pp. 103–141.
11. Gaal G. Geological setting and intrusion tectonics of the Kotalahti nickel-copper deposit, Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1980. Vol. 52. Pp. 101–128.
12. Hakli T.A., Hanninen E, Vuorelainen Y., Pappunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland // Economic Geology. 1976. Vol 71. Pp. 1206–1213.
13. Lamberg P. From genetic concepts to practice – litho-geochemical identification of Ni-Cu mineralized intrusions and localisation of the ore // Bulletin Geological Survey of Finland. Vol. 402. 2005. Pp. 1–264.
14. Makkonen H.V., Mäkinen J. & Kontoniemi O. Geochemical discrimination between barren and mineralized intrusions in the Svecofennian (1,9 Ga) Kotalahti Nickel Belt, Finland // Ore Geology Reviews 33. 2008. Pp. 101–114.
15. Mäkinen J. Geochemical characteristics of Svecofennian mafic-ultramafic intrusions associated with Ni-Cu occurrences in Finland // Geological Survey of Finland. Bulletin 342. 1987. Pp. 1–109.
16. Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Res. 1997. Pp. 21–44.
17. Raahe-Ladoga zone (structure, lithology, metamorphism and metallogeny) // A Finnish-Russian cooperation project 1996–1999.
18. <http://gtk.fi/>

1. Базитовые комплексы Приладожья / А.И.Богачев, М.Г.Попов

Результаты исследований слоистых силикатов интенсивно измененных кимберлитов и тонкодисперсных фракций их преобразований

Г.П.ДВОЙЧЕНКОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр Российской академии наук (ИПКОН РАН); 111020, г. Москва, Крюковский тупик, д. 4); Ю.Б.СТЕГНИЦКИЙ, О.Е.КОВАЛЬЧУК (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА»; 678174, Республика Саха (Якутия), г. Мирный, Чернышевское шоссе, д. 7), А.С.ТИМОФЕЕВ, Ю.А.ПОДКАМЕННЫЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр Российской академии наук (ИПКОН РАН) 111020, г. Москва, Крюковский тупик, д. 4)

На основании кристаллохимических и структурно-морфологических особенностей строения силикатов – серпентина и флогопита установлена закономерная последовательность их изменения и различная устойчивость в процессах метасоматически-гипергенного преобразования и переработки измененных кимберлитовых руд. В тонкодисперсных фракциях слоистых силикатов диагностированы элементы, снижающие эффективность технологических процессов извлечения алмазных кристаллов.

Ключевые слова: измененные кимберлиты, слоистые силикаты, серпентин, флогопит, преобразования, алмаз, шламы.

Двойченкова Галина Петровна
Стегницкий Юрий Богданович
Ковальчук Олег Евгеньевич
Тимофеев Александр Сергеевич
Подкаменный Юрий Александрович



dvoigp@mail.ru

oleg.kovalchuk@mail.ru
timofeev_ac@mail.ru
mirniy.yuriy@mail.ru

Research results phyllosilicates in intensity transformation of kimberlites and fine fractions of their processing

G.P.DVOICHENKOVA, Yu.B.STEGNITSKY, O.E.KOVALCHUK, A.S.TIMOFEEV, Yu.A.PODKAMENNIY

Based on the crystal-chemical, structural and morphological features of the structure of silicates – serpentine and phlogopite established the logical sequence of changes and different resistance in the processes metasomatically-hypergenic transformation and processing changeable kimberlite ores. The fine fractions processing phyllosilicates diagnosed elements of their transformations, reducing the efficiency of extraction of diamond crystals.

Key words: changed kimberlites, phyllosilicates, serpentine, phlogopite, transformation, diamond slurries.

Существующая на отечественных фабриках технология переработки кимберлитов включает рудоподготовку с последующим последовательным извлечением алмазов методами рентгенолюминесцентной сепарации, гравитационного обогащения, липкостной и пенной сепарации, после которых основная рудная масса кимберлитов вместе с недоизвлеченными алмазными кристаллами поступает в хвостохранилище, где образует хвостовые отвалы, подлежащие повторной переработке [9, 11, 14].

Исследованиями институтов ИПКОН РАН, НИГП и «Якутнипроалмаз» АК «АЛРОСА» установлено, что потери алмазных кристаллов, извлекаемых физико-химическими методами, обусловлены, в основном, степенью измененности перерабатываемых кимберлитовых

руд, характеризующейся содержанием вторичных минералов и их ассоциаций [11, 14–15].

Среди последних важнейшее место занимают слоистые силикаты и продукты их преобразования, представленные наиболее распространенными минералами группы триоктаэдрических слоистых силикатов – флогопитом и серпентином [12].

Как правило, в объеме кимберлитовых трубок перечисленные минералы распределены неравномерно. Метасоматические [8] и гипергенные [2, 4] изменения в кимберлитовых породах происходят на различных горизонтах залегания рудного массива. Метасоматические процессы в кимберлитах протекают на значительных глубинах в относительно закрытой системе. Сла-

бый вынос из нее подвижных химических элементов обуславливает в основном лишь ограниченное перераспределение катионов между исходными минералами и новыми образующимися фазами. При этом масштабы протекающего в этом случае катионного обмена определяются возникающими в результате таких процессов закономерно меняющимися параметрами среды. В условиях сохранения в целом восстановительной среды это способствует не только сохранению первичных триоктаэдрических слоистых силикатов – флогопита и серпентина, но и генерации новых минералов, в частности, хлорита и смектит-хлорита, близких как по химизму, так и мотиву заполнения октаэдрических сеток структуры к указанным выше слоистым силикатам [6, 7].

Гипергенные изменения протекают в верхних горизонтах кимберлитовых пород и связаны с промывным режимом циркулирующих сверху вниз атмосферных вод, интенсифицирующих вынос из исходных пород неустойчивых химических элементов, обуславливающих в процессах вторичных преобразований полное разложение всех Fe-Mg-минералов, в том числе триоктаэдрических слоистых силикатов. При этом происходит переход в условиях окислительной среды выносившего из них Fe^{2+} в Fe^{3+} .

Описанные процессы формируют в зоне гипергенеза кор выветривания исключительно диоктаэдрические слоистые силикаты. При этом профиль выветривания может развиваться на значительную глубину.

В интенсивно измененных кимберлитовых трубках мономинеральные серпентиновые разновидности приурочены к относительно глубоким частям разреза, что обуславливает для повышения эффективности процессов их переработки необходимость изучения не только степени изменности кимберлитов, но и условий вторичных изменений минералов, слагающих основную массу рудных пород по глубине залегания.

Исследованы образцы интенсивно измененных кимберлитов различных горизонтов, характеризующихся высоким содержанием слоистых силикатов, а также шламовые фракции их преобразования, слагающие твердую фазу хвостовых отложений алмазоизвлекающих фабрик.

Исследования выполнены в условиях лабораторий НИГП АК АЛРОСА с использованием комплекса специальных аналитических методов и приборов. На первой стадии экспериментальных работ в качестве объектов исследований изучены три типа измененных кимберлитов различных горизонтов, характеризующихся полным отсутствием, минимальным и максимальным содержанием силикатов в форме флогопитов.

На рис. 1 приведены дифрактограммы проб безслудовых кимберлитов различных горизонтов и ассоциирующих с ними пород, снятые в соответствующих методике эксперимента условиях.

По характеру представленных спектров воздушно-сухих образцов кимберлитов, содержащих интенсивные и относительно узкие рефлексы с d , кратными 7,30 Å (см.

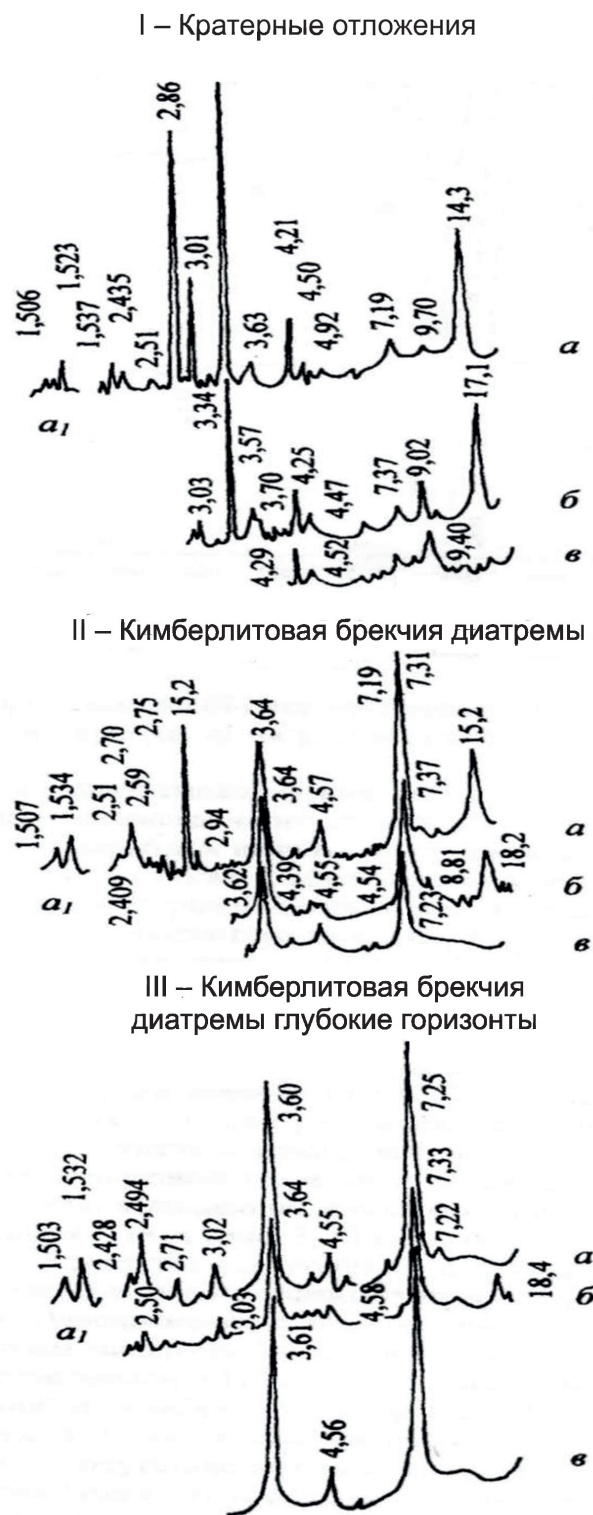


Рис. 1. Дифрактометрические кривые безслудовых кимберлитов (II, III) и ассоциирующих с ними пород (I) различных горизонтов, снятые с воздушно-сухих образцов (а), после насыщения их глицерином (б) и прокаливании в течение 2 часов при $T 500^{\circ}C$ (в):

здесь и на рисунках 3–5 оси: абсцисс – угол дифракции 2θ , ординат – относительная интенсивность, усл. ед

рис. 1, II а, III а) видно, что их значения остаются неизменными как при насыщении образцов глицерином (см. рис. 1, II б, III б), так и после прокаливания их при 500°C (см. рис. 1, II в, III в), что позволяет идентифицировать в них максимальное содержание серпентина.

Размытая асимметрия основания рефлекса с d 7,25 Å на дифрактограмме исходного образца кимберлита более глубоких горизонтов (см. рис. 1, III а), частично переходящая при сольватации его глицерином в рефлекс с d 18,4 Å (см. рис. 1, III б), а также спектр термической обработки (см. рис. 1, III в), указывают на присутствие в исследуемом кимберлите примеси разбухающего минерала, для идентификации которого выполнены дополнительные ИК спектроскопические исследования шламовой фракции <0,001 мм, результаты которых представлены на рис. 2. Наличие в спектрах сильной полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Mg (Fe) с частотой 445–470 cm^{-1} (см. рис. 2, а–г) однозначно диагностирует триоктаэдрическую природу слоистых силикатов исследуемых кимберлитов. В частности, это относится и к разбухающему минералу, который в исследуемых образцах может быть отнесен к ферросапониту [10].

В изученных пробах кимберлитов верхних горизонтов (см. рис. 1, II а–б) последовательно увеличивается

содержание сапонита. На дифрактограмме воздушно-сухого образца породы в этом случае в отличие от относительно глубоко залегающих горизонтов (см. рис. 1, III а–б) наряду с сильными рефлексами серпентина фиксируется четко выраженное отражение с d 15,1 Å (см. рис. 1, II а). При насыщении образца глицерином в дифрактограммах этих проб, так же, как и в дифрактограммах образцов нижележащих кимберлитов, возникает рефлекс с d 18,4 Å см. (см. рис. 1, II б). Однако в обоих случаях после прокаливания образцов не отмечаются отражения в области угла $2\theta \sim 9^\circ$, что указывает на низкую степень кристаллизации образующегося за счет преобразования серпентина разбухающего минерала на ранних стадиях его развития.

Кроме серпентина и сапонита согласно пикам на приведенных дифрактограммах в исследуемых кимберлитах диагностирован по рефлексам с d 2,88 и 3,01 Å доломит и кальцит (см. рис. 1, II а и III а) соответственно.

Результатами исследований ассоциирующих с кимберлитами пород верхних горизонтов, представленных вулканогенно-осадочными отложениями кратерной фракции (см. рис. 1, I а–в), диагностировано преобразование серпентина в сапонит вследствие присутствия в них значительного количества кварца (рефлексы с d 4,21 и 3,31 Å). Данный факт установлен появлением

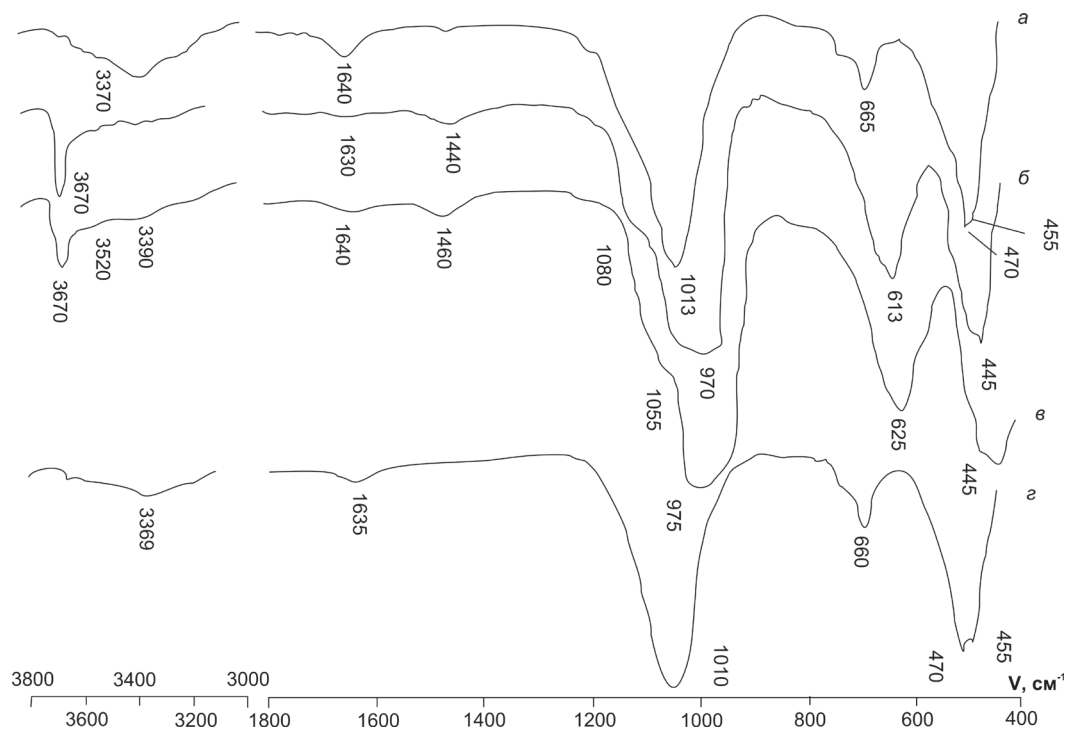


Рис. 2. ИК-спектры фракции <0,001 мм безслудовых кимберлитов (б, в) и ассоциирующих с ними пород (а, г) на разных глубинах

на дифрактограммах исходного и сольватированного образцов более узких, чем у рассмотренных выше кимберлитов (см. рис. 1, II *a–в*, III *a–в*), отражений разбухающего минерала (см. рис. 1, I *a–б*) и особенно рефлекса обезвоженной фазы со значением d 9,40 Å на дифрактограмме термически обработанного образца (см. рис. 1, I *в*). Приведенные результаты показывают, что сапонит на данной стадии изменения вулканогенно-осадочных отложений находится в относительном равновесии со свойственной ему магнезиальной средой. Об этом свидетельствуют как реликты серпентина (см. рис. 1, I *a–в*), так и присутствие, судя по интенсивному отражению с d 12,88 Å на дифрактограмме исходного образца (см. рис. 1, I *a–в*), значительных количеств доломита при сравнительно низкой концентрации кальцита (рефлекс с d 3,01 Å). В породах отмечаются также оксиды Fe, в частности, пирит и гематит, которым отвечают отражения с $d \sim 1,633$ и 2,69 Å.

В отличие от бесслюдистых образцов, обогащенные флогопитом кимберлиты и образованные из них шламы отличаются по своему строению. Кроме типичных для пород гипабиссальной и диатремовой фаций – серпентина и продуктов его изменения, флогопитизированные кимберлиты характеризуются широкой гаммой специфических ассоциаций и индивидуальных минералов, возникающих за счет преобразования флогопита (см. рисунки 3 и 4).

На рис. 3 представлены снятые в условиях, соответствующих методике эксперимента, дифрактограммы проб слабослюдистых кимберлитов, характеризующих-

ся присутствием силикатов в форме флогопита, а также образованных из них тонкодисперсных фракций $<0,001$ мм. В кимберлитовой брекчии диатремовой фации, согласно наличию на дифрактограмме воздушно-сухого образца слабо асимметричного со стороны малых углов отражения со значением $d \sim 10$ Å (см. рис. 3, *a*), содержится небольшая примесь флогопита. На дифрактограмме присутствует также слабый широкий рефлекс с d 14,7 Å, который аналогичен в основании отражения значению d 7,25 Å лизардита и связан с частичной деградацией слюдистого минерала. После насыщения образца глицерином возникают два рефлекса со значениями d 15,3 и 17,7 Å (см. рис. 3, *б*). Первый из них – следствие реакции продуктов частичного преобразования флогопита в вермикулит [1], второй связан с триоктаэдрической смектитовой фазой, генерируемой процессом последующего изменения вермикулита с прогрессирующей тенденцией развития диоктаэдризации. Обе эти фазы формируют парагенетическую ассоциацию, связанную с ранней стадией преобразования флогопита [4, 12]. Отражение $d \sim 18$ Å (см. рис. 3, *б*) включает также указанную сапонитовую фазу. Гетерогенность структуры разбухающей фазы подчеркивается тем, что после прокаливания материала на дифрактограмме не фиксируется рефлекс в области угла $20 \sim 90^\circ$ (см. рис. 3, *в*). Одновременно с этим, в связи с присутствием в исследуемом кимберлите доломита и, соответственно, высокой магнезиальной системой минералообразования, термическая обработка образца приводит к появлению отражения со значением d 114,2 Å, соответствующему хлоритоподобной фазе.

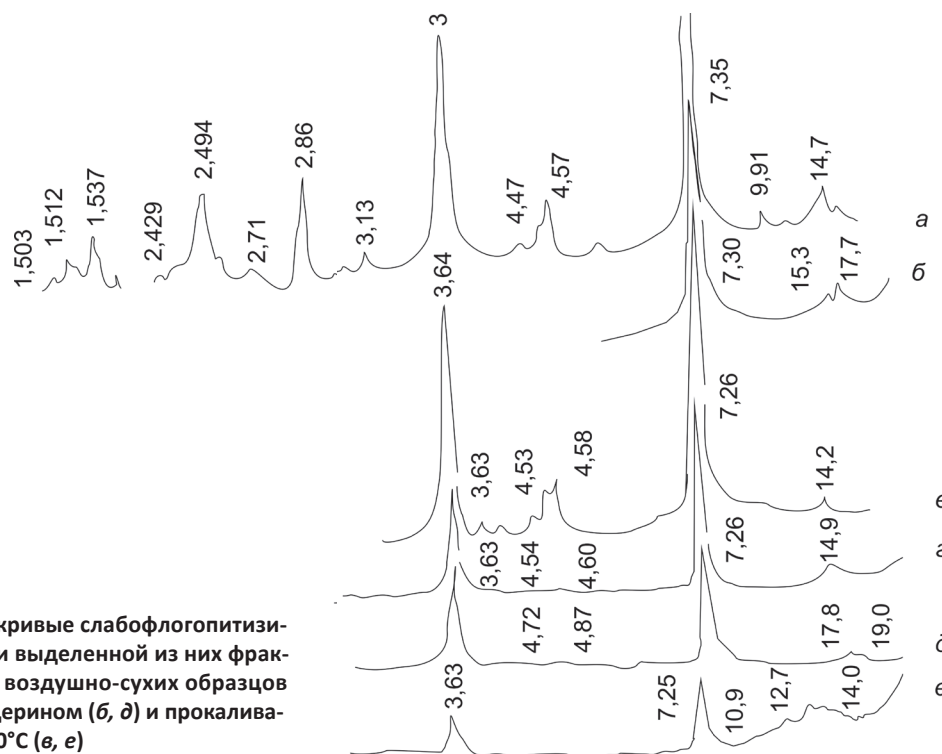


Рис. 3. Дифрактометрические кривые слабослюдитизированных кимберлитов (*a–в*) и выделенной из них фракции $<0,001$ мм (*г–е*), снятые с воздушно-сухих образцов (*a*, *г*) после насыщения их глицерином (*б*, *д*) и прокаливания в течение 2 часов при T 500°C (*в*, *е*)

Исследование выделенной из кимберлитовой брекчии фракции $<0,001$ мм показало идентичность ее дифрактограмм (см. рис. 3, *г–е*) и дифрактограмм ким-

берлитовых образцов (см. рис. 3, *а–в*). При этом необходимо отметить отсутствие в исследуемой шламовой фракции доломита и флогопита. Этот факт свидетельствует о том, что серпентин, а тем более развивающийся по нему сапонит, содержащий диагностируемую на дифрактограмме прокаленной фракции $<0,001$ мм рентгеноаморфную фазу в области углов 2θ $2-10^\circ$, как и рассматриваемые кимберлиты, обладают высокой дисперсностью. Выявленная особенность строения присуща составу слабослюдистых кимберлитов.

На рис. 4 представлены снятые в условиях, соответствующих методике эксперимента, дифрактограммы проб сильнофлогопитизированных кимберлитов глубоких горизонтов, а также образованных из них тонкодисперсных фракций $<0,001$ мм.

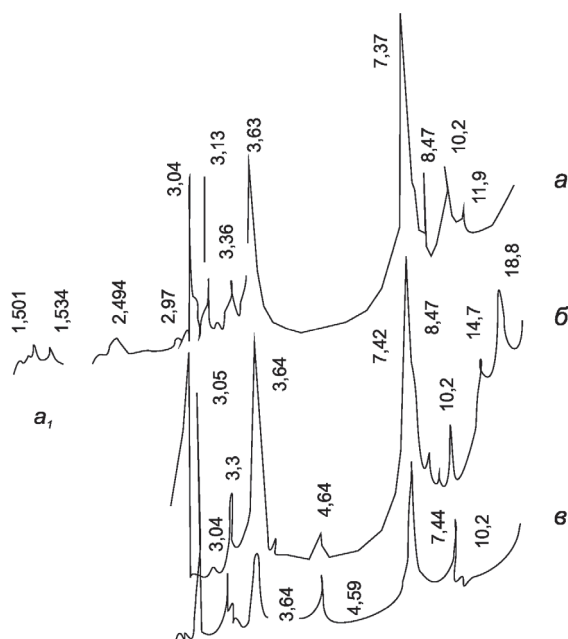
Дифрактограммы воздушно-сухого образца флогопитизированного кимберлита глубоких горизонтов демонстрируют раннюю стадию изменения флогопита, которая, как уже отмечалось выше (см. рис. 3, *а*), диагностируется на основании рефлекса с d 10 Å значительной асимметрии с отдельными слабыми максимумами (например, с d 11,9 Å). При насыщении образца глицерином за счет указанной асимметрии появляются два более четких, чем было показано выше отражения со значениями d 14,4 и 18,8 Å. Прокаливание образца при 500°C приводит к сжатию межслоевых промежутков этих фаз и появлению вместо последних рефлексов отражения с 10,2 Å (см. рис. 4, *в*).

Сопоставление дифрактограмм обогащенных флогопитом кимберлитов (см. рис. 4, *а–в*) и выделенной из них фракции $<0,001$ мм (см. рис. 4, *г–е*) показывает, что в отличие от их бесслюдистых разностей в указанной фракции фиксируются только наиболее дисперсные минералы, представленные разбухающими разновидностями. Отсюда следует, что флогопит и возникающий за счет его преобразования в слабо окислительной обстановке вермикулит имеют относительно крупные размеры частиц, в связи с чем в таких породах слоистые силикаты необходимо изучать комплексно как во фракции $<0,001$ мм, так и в породе в целом.

На рис. 5 представлены снятые в условиях, соответствующих методике эксперимента, дифрактограммы проб флогопитизированных кимберлитов верхних горизонтов, характеризующихся различной степенью измененности.

В исследуемых флогопитсодержащих кимберлитовых рудах слабоизмененных верхних горизонтов содержание серпентина резко снижается, что иллюстрируется на дифрактограмме воздушно-сухого образца появлением относительно узкого интенсивного рефлекса с d 11,6 Å (см. рис. 5, II *а*). При насыщении образца глицерином возникают два отражения с d 14,5 и 18,1 Å (см. рис. 5, II *б*), причем в отличие от ранней стадии изменения флогопита первое из них характеризуется большей интенсивностью, чем второе. Резкое снижение интенсивности рефлекса с d 10 Å указывает

Флогопитизированные кимберлиты глубоких горизонтов



Кимберлитовые фракции $<0,001$ мм

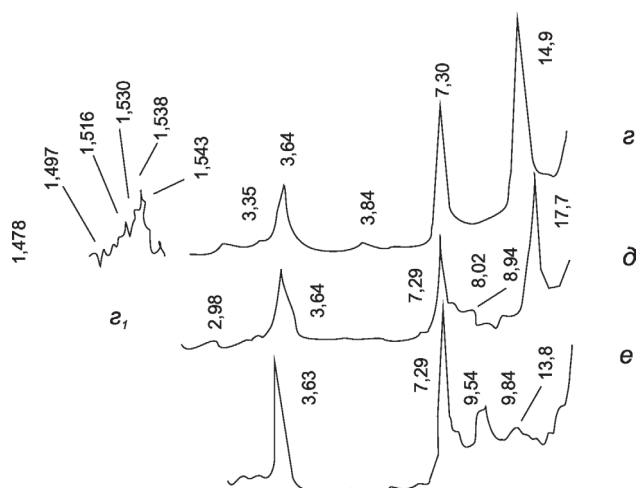


Рис. 4. Дифрактометрические кривые флогопитизированных кимберлитов глубоких горизонтов (*а–в*) и выделенной из них фракции $<0,001$ мм (*г–е*), снятые с воздушно-сухих образцов (*а, г*) после насыщения их глицерином (*б, д*) и прокаливании в течение 2 часов при T 500°C (*в, е*)

на более высокую степень преобразования флогопита в вермикулит. Расщепление отражения в области углов $24-25^\circ$ на рефлексы с d 3,64 и 3,57 Å исходной кривой (см. рис. 5, II а) и наличие слабого рефлекса со значением d 14,5 Å после прокаливания пробы (см. рис. 5, II в) свидетельствуют о присутствии в образце небольшой примеси хлорита.

В максимально измененных гипергенными процессами горизонтах при сохранении небольшой примеси серпентина интенсивность рефлексов триоктаэдрического смектита на дифрактограммах как исходного (см. рис. 5, I а), так и насыщенного глицерином образца по сравнению с рассмотренными выше породами (см. рис. 1, II а, б и III а, б) резко возрастает, при исчезновении отражения с d 14,5 Å на дифрактограмме сольватированного образца. Несмотря на присутствие на дифрактограмме исходного образца слабого рефлекса d 10 Å флогопита (см. рис. 5, I а) в насыщенном глицерином образце он не фиксируется, что указывает на сохранение флогопита лишь в виде псевдоструктурной формы, которая полностью разрушается при реакции с полярной жидкостью, переходя в триоктаэдрический смектит с последовательно прогрессирующей его диоктаэдризацией. Однако после термической обработки образца наблюдается четко выраженное расщепление рефлекса в области углов 2θ 9° на два отражения со значениями d 9,83 и 9,61 Å, относящихся соответственно к обезвоженным структурам дефектного флогопита и смектита. Рефлекс с d 13,8 Å на указанной дифрактограмме свидетельствует о небольшой примеси в породе хлорита.

Приведенные данные еще раз подчеркивают объективность установленной ранее закономерности [5] о различных механизмах метасоматически-гипергенного преобразования бесслюдистых и флогопитсодержащих пород. В изученных бесслюдистых разностях кимберлитов главнейшим реакционно-активным слоистым силикатом является серпентин, который развивается по оливину [3]. Структура серпентиновых минералов построена из двухэтажных 1:1 слоев, состоящих из сочлененных через общие атомы кислорода октаэдрической и тетраэдрической сеток. Слои соединяются посредством водородных связей, образуемых атомами водорода внешних гидроксильных групп октаэдрической сетки одного слоя и базальными атомами кислорода тетраэдрической сетки смежного слоя. В кимберлитах серпентиновые минералы представлены в основном их пластинчатой разновидностью – лизардитом, для которого характерны небольшие замещения Mg на Al, Fe^{2+} и Fe^+ в октаэдрах и Si на Al в тетраэдрах. В процессе эволюции гидрогеохимических условий среды от восстановительных к окислительным серпентин через стадии ферросапонита [3], а также Fe-Mg- и Mg-Fe-сапонита переходит в оксиферрисапонит [1]. Такие изменения вызваны последовательным выносом в относительно открытой системе минералообразования из структу-

ры первичного серпентина Mg и Fe^{2+} с закономерной интенсификацией окисления последнего. В условиях слабо восстановительной обстановки и низких термобарических параметров среды из продуктов деструкции серпентина на основе наиболее активного минералообразующего катиона, Mg, синтезируется более устойчивый в данном случае разбухающий минерал

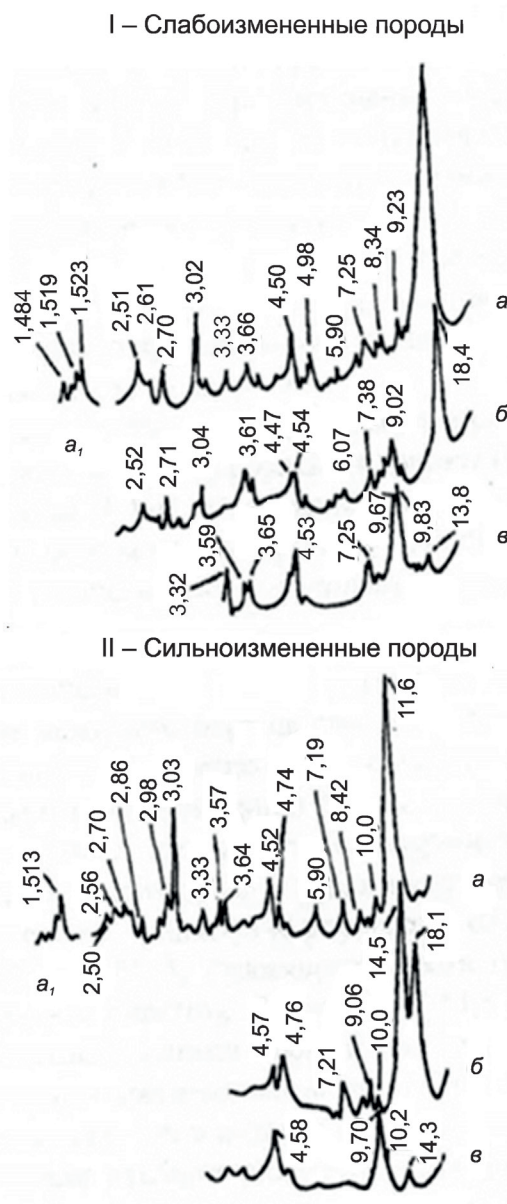


Рис. 5. Дифрактометрические кривые сильнофлогопитизированных кимберлитов верхних горизонтов сильноизмененных (I) и слабоизмененных (II) гипергенными процессами, снятые с воздушно-сухих образцов (а), после насыщения глицерином (б) и прокаливания в течение 2 часов при T 500°C (в)

– сапонит с Ca-Mg-межслоевыми промежутками, что соответствует межплоскостному расстоянию d 14,5 Å, отражая кальций-магний-характер среды, определяющей состав возникающего межслоевого промежутка разбухающего минерала [4, 9]. В дальнейшем при интенсивном выносе из структуры минерала Mg из продуктов изменения сапонита синтезируется нонтронитоподобная фаза.

Если серпентин в течение метасоматически-гипергенного преобразования имеет тенденцию сравнительно быстро переходить в различные по степени окисленности железа разновидности сапонита, то флогопит испытывает более длительный и сложный процесс структурной перестройки. Это связано с иными как химическим составом, так и кристаллическим строением флогопита. В структурном отношении он относится к семейству 2:1 и состоит из одной октаэдрической сетки, в которой отношение Mg к Fe $>2:1$. К такой сетке с двух сторон примыкают тетраэдрические сетки, в которых Si замещен на Al. Возникающий между трехэтажными слоями отрицательный заряд компенсируется межслоевым K, который частично может замещаться Na.

В отличие от ряда серпентин–сапонит, то есть содержащего преимущественно индивидуальные минералы, в результате последовательного изменения флогопита, как уже было показано, возникают в основном смешанослойные образования, значительно более устойчивые в широком диапазоне гидрогеохимических и термобарических параметров среды. При указанных выше преобразованиях кимберлитов вместо рефлекса с d 14,5 Å, свойственного бесслюдистым разностям кимберлитов на наиболее ранних стадиях изменения серпентина в сапонит, на дифрактограммах флогопитсодержащих пород появляется отражение со значением d 11–12 Å, соответствующее гидратации части слоев в структуре первоначально трансформирующегося в вермикулит флогопита [12]. Вследствие значительно больших размеров частиц флогопита по сравнению с серпентином, гидратации в слюдистых микроблоках подвергаются лишь их внешние и торцевые участки, тогда как внутренние остаются неизменными. В результате на дифрактограммах фиксируется как реликтовая фаза первично образующегося по флогопиту вермикулита, так и частично возникающий триоктаэдрический смектит с более высокой прогрессирующей степенью диоктаэдризации, чем у сапонита. На раннем этапе такого процесса отмеченная более высокая интенсивность отражений смектита на дифрактограмме сольватированного образца (см. рис. 4, б) связана не только с суммарным эффектом присутствия триоктаэдрического смектита и сапонита, но и ограни-

ченным преобразованием флогопита в вермикулит.

Дальнейшее развитие процесса связано с интенсификацией преобразования флогопита в вермикулит [16], что сопровождается окислением Fe^{+} и частичным замещением в октаэдрических позициях Mg и Fe^{2+} флогопита алюминием, а также повышением его содержания в тетраэдрах. Существенной перестройке подвергается в структуре флогопита также межслоевая промежутки, в котором K замещается бруситовыми слоями – $Mg(OH)_2$. Следовательно, более лейкократовый флогопит и особенно вермикулит [11] закономерно изменяются с меньшей интенсивностью, сохраняя в то же время близкую направленность изменения постмагматических минералов, то есть возникновение на рассматриваемой относительно ранней стадии преобразования кимберлитов триоктаэдрических смектитов с более интенсивной тенденцией развития начальных элементов их диоктаэдризации.

По мере преобразования флогопита в вермикулит, когда содержащийся в кимберлитах совместно со слюдой серпентин практически полностью подвергается деструкции, 14 Å рефлекс вермикулита (см. рис. 5, II а–в) на дифрактограмме насыщенного глицерином образца,

как показано выше, приобретает наибольшую интенсивность. Однако при сохранении в микроблоках вермикулита лишь подчиненного количества неразбухающих слоев, ассоциация вермикулита и три-смектита гомогенизируется (см. рис. 5, I б) с возникновением однородного неупорядоченного вер-

микулит-ди-три-смектитового смешанослойного образования с тенденцией последовательно увеличивающегося количества разбухающих слоев в его структуре. Благодаря присутствию в структуре флогопита в дальнейшем данное смешанослойное образование преобразуется в близкую к монтмориллониту фазу.

Таким образом, на данной стадии экспериментальных исследований выполнен минералогический анализ интенсивно измененных кимберлитов с различным качественно-количественным содержанием слоистых силикатов и выявлены условия преобразования флогопита и серпентина в условиях залегания кимберлитовых руд на различных по глубине горизонтах.

Как указывалось выше, добыча и переработка алмазонасных месторождений сопровождается, как правило, достаточно большими объемами горных пород, подлежащих выводу из технологических процессов и последующей утилизации. Основную часть этих отходов составляют вскрышные породы и конечные (отваль-вальные) хвостовые продукты обогащательных фабрик. Однако если вскрышные породы подлежат утилизации стандартными методами и приемами, то хвосты обо-

“Высокое содержание изменённых минералов в кимберлитах приводит к снижению извлечения алмазных кристаллов

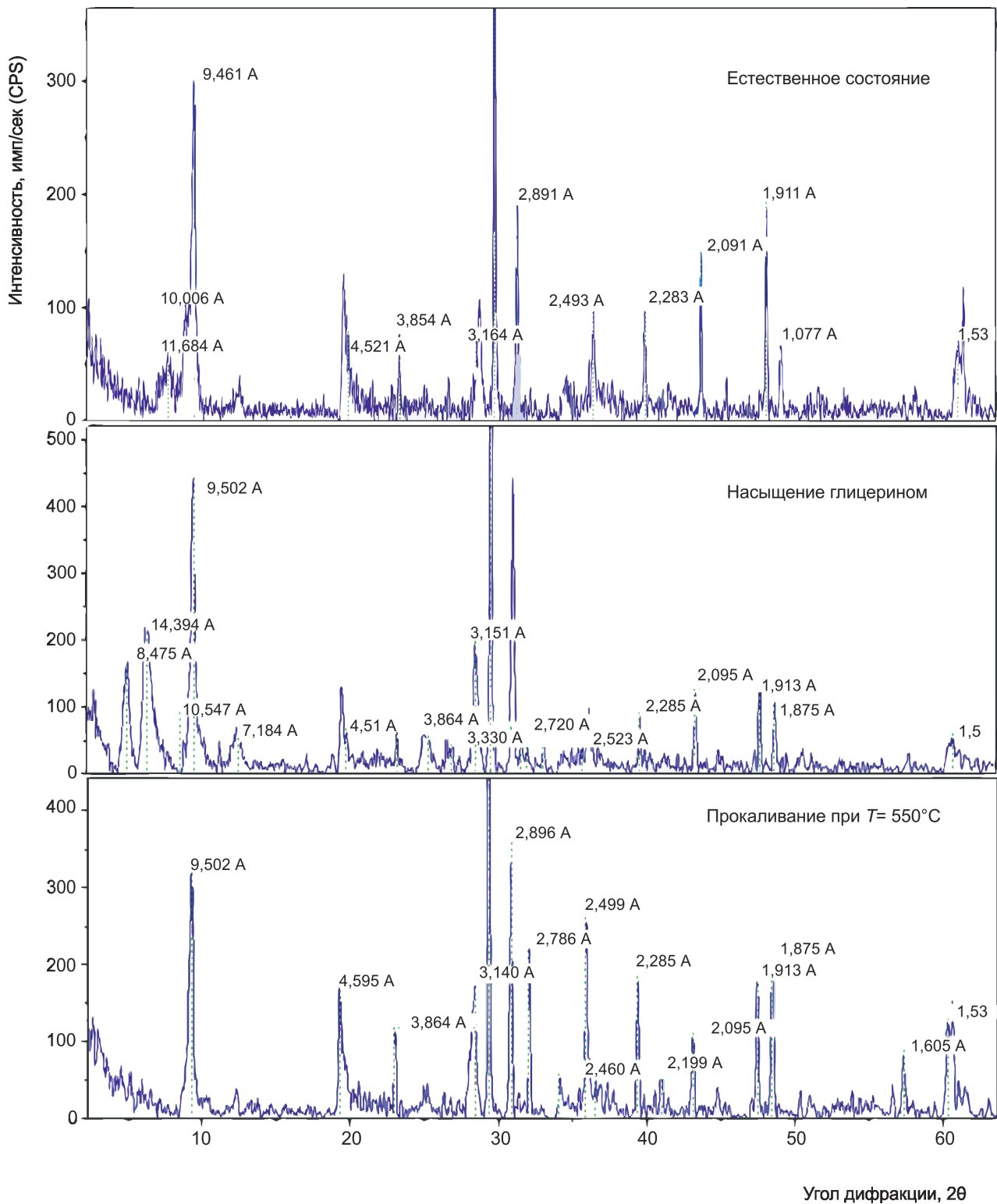


Рис. 6. Дифрактограммы исследования тонкодисперсных фракций слоистых силикатов крупностью менее $-0,001$ мм

гатительных фабрик представляют собой своего рода техногенные месторождения алмазов, содержащие достаточное количество не извлеченных по разным причинам кристаллов, что классифицирует их как техногенные сохранные отвалы, подлежащие повторной переработке [9, 11, 14].

Для обоснования технологической схемы переработки хвостовых шламов в институтах НИГП АК «АЛРОСА» и ИПКОН РАН с применением современных методов исследований изучены пробы хвостовых отложений алмазоизвлекающей фабрики, перерабатывающей измененные кимберлитовые руды, содержащие слоистые силикаты. В институте НИГП АК «АЛРОСА» с использованием дифрактометра ARLX'TRA (режим CuK α -излучения, при параметрах $V = 40$ кВ, $J = 40$ мА) установлено, что исследуемые пробы представлены песчаным, алевритовым и глинистым материалом, идентичны по своему составу и характеризуются присутствием песковых фракций, содержащих серпентины и карбонаты. Присутствуют глинистые составляющие серпентин хлорит-карбонатного состава [9, 11, 14, 15].

Полученные данные позволили характеризовать исследуемые пробы как содержащие в достаточно большом количестве такие минералы, как кальцит, доломит и в меньшей степени кварц и полевые шпаты. На уровне 20% присутствуют флогопит и серпентин. Сметиты и хлориты содержатся, по данным исследований, в количестве 10–15%.

С учетом вышеизложенного выполнен отдельный цикл исследований шламовых фракций <0,001 мм, образованных в процессах переработки исследуемых измененных кимберлитов, содержащих слоистые силикаты и образующих основную массу твердой фазы отвалных хвостов алмазоизвлекающих фабрик. Результатами выполненных исследований установлено, что глинистая фракция характеризуется высоким содержанием рентгеноаморфных фаз, то есть чрезвычайно мелких тонкодисперсных минералов, которые очень плохо определяются дифракционным методом по причине малых размеров частиц, представленных серпентинами – хлоритами и тальком. С учетом данного факта при изучении глинистой составляющей хвостовых отложений дополнительно использованы методы термографического анализа, по результатам которого в исследуемых пробах диагностировано присутствие серпентинов и карбонатов. Результаты исследований представлены на рис. 5.

Глинистые минералы кимберлита диагностированы по изменению дифрактограмм, полученных при после-

довательной съемке образцов в естественном состоянии, после насыщения их глицерином и после прокалывания проб при $T 550^{\circ}\text{C}$ (рис. 6).

По малым интенсивностям дифракционных линий можно предположить, что глинистые минералы в изученных образцах имеют размер кристаллитов порядка 0,001–0,01 мкм, а существенная часть глинистых минералов представлена преимущественно рентгеноаморфными мелкими частицами.

Из характера приведенных спектров видно, что основные эффекты наблюдаются для серпентина (T около 650°C) и для карбонатов (T около 800°C). Установлено наличие смешанослойных образований смектита, присутствие хлоритов и слюд. Необходимо отметить наличие тонкодисперсного кварца с примесью талька, присутствие которых приводит к нарушению извлечения алмазов методами, основанными на гидрофобных свойствах его поверхности. Из работ [11, 14] известно, что тонкодисперсные частицы данных минералов способны гидрофилизировать поверхность алмазных кри-

сталлов за счет образования на ней минеральных пленок, удаление которых необходимо учитывать в последующих разработках принципиальной схемы переработки и обогащения отвалных хвостов.

Таким образом, результатами исследований продуктов преобразования слоистых силикатов в интенсивно измененных кимберлитах и шламовых фракциях их переработки установлено:

1. В бесслюдовых кимберлитах цикл преобразования ряда серпентин–сапонит содержит индивидуальные минералы и реализуется на основе наиболее активного минералообразующего катиона (Mg), который синтезируется в более устойчивый разбухающий минерал – сапонит с Ca-Mg-межслоевыми промежутками, соответствующими межплоскостному расстоянию $d 14,5$ Å и отражающими кальций-магниевый характер среды.

2. Вторичные преобразования флогопитизированных кимберлитов сопровождаются последовательным изменением флогопита, что приводит к возникновению смешанослойных образований, значительно более устойчивых в широком диапазоне гидрогеохимических и термобарических параметров среды. При данных преобразованиях кимберлитов вместо рефлекса с $d 14,5$ Å, свойственного бесслюдистым разновидностям кимберлитов в наиболее ранних стадиях изменения серпентина в сапонит, на дифрактограммах флогопитсодержащих пород появляется отражение со значением $d 11–12$ Å, соответ-

“
Вовлечение в переработку отвалных хвостов алмазоизвлекающих фабрик позволит повысить количество извлеченных алмазов и снизить отрицательные экологические последствия накопления отходов горного производства на окружающую среду

ствующее гидратации части слоев в структуре первоначально трансформирующегося флогопита в вермикулит.

3. Выполненный анализ проб текущих и отвальных хвостов показал присутствие вышеперечисленных диагностированных элементов исходных кимберлитов, наличие которых необходимо учитывать в разработках способов подготовки хвостовых алмазосодержащих продуктов к повторному обогащению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщ. 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 6. С. 3–23.
2. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). – Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та, 1994.
3. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
4. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983.
5. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического состава // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
6. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Использование типоморфных признаков глинистых минералов при их геологической интерпретации // Известия вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 33–39.
7. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986.
8. *Метасоматизм и метасоматические породы* / Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. – М.: Научный мир, 1998.
9. Особенности минералогического состава и распределения минеральных компонентов в отвальных хвостах обогащения алмазосодержащего сырья / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, О.Е.Ковальчук, А.С.Тимофеев // Руды и металлы. 2014. № 4. С. 67–73.
10. Стадийность и направленность преобразования серпентина и флогопита в кимберлитах трубки Катока (Ангола) / Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук, Ю.Б.Стегницкий и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 2. С. 16–23.
11. Технологические свойства тяжелой фракции кимберлитовых руд и алмазов в отвальных хвостах обогащения / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, О.Е.Ковальчук, А.С.Тимофеев // Руды и металлы. 2015. № 2. С. 67–74.
12. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд / Н.Н.Зинчук, А.Д.Харьков, Д.Д.Котельников, С.В.Соболева. – Л.: Наука, 1979. С. 69–76.
13. Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Ст. 2. Коры выветривания. Метаморфические и осадочные породы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 1. С. 65–76.
14. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е. Особенности фазового минерального состава поверхности алмазных кристаллов, извлекаемых из хвостов обогащения алмазосодержащего сырья // Инновации и инвестиции. 2013. № 7. С. 264–267.
15. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е. Поверхностные свойства алмазов метасоматически измененных кимберлитов и их модификация в условиях переработки минерального сырья // ФТПРПИ. 2015. № 2. С. 137–148.
16. Rimsait F. Genesis of chlorite, vermiculite, serpentine, talk and secondary oxides in ultra-basic rocks // International Clay Conference, Madrid, 1972, June 25-30. Preprint. – Madrid, 1972. Vol. 1. Pp. 353–364.

УДК 553,96; 551.762(571.54)
© О.В.Япаскерт, Ю.Г.Цеховский, 2016

Литогенез в мезозойских внутриконтинентальных рифтовых зонах Сибири, Забайкалья и Монголии

О.В.ЯПАСКУРТ (Московский Государственный университет имени М.В.Ломоносова (МГУ); 119991, г. Москва, ГСП-1, МГУ, Геологический факультет), Ю.Г.ЦЕХОВСКИЙ (Геологический институт РАН (ГИН РАН); 109017, г. Москва, Пыжевский пер. д. 7.)

Рассматриваются особенности строения ландшафтов и процессы литогенеза в мезозойских предрифтовых, рифтовых и пострифтовых структурах на территории Сибири, Забайкалья и Монголии. Анализируются причины взаимосвязи между процессами литогенеза и тектоногенеза.

Ключевые слова: рифтовые зоны, этапы рифтогенеза, литогенез, экзогенные и эндогенные процессы.

Япаскерт Олег Васильевич
Цеховский Юрий Григорьевич



yapaskurt@geol.msu.ru
tsekhovsky@mail.ru

Lithogenesis in mesozoic continental rift zones of Siberia, Transbaikalia and Mongolia

O.V.YAPASKURT, Yu.G.TSEKHOVSKY

Distinguishing features of the inner structure of landscapes and lithogenetic processes in Mesozoic pre-rifting, syn-rifting, and post-rifting structures in Siberia, Transbaikalia, and Mongolia are considered, and the cause and effect relations between lithogenesis and tectonics are discussed.

Key words: rift zones, rifting episodes, supergene and endogene processes.

Известно, что континентальные рифты закладываются и развиваются в ослабленных зонах земной коры, где обычно связаны с глубинными разломами. Местоположение зон обычно не меняется на протяжении многих геологических эпох. В этих зонах, в отличие от вне-рифтовых областей, отмечается повышенный тепловой поток, а в эпохи тектоногенеза даже в стабильных платформенных областях иногда активизируется гидротермальная деятельность, и местами проявляется вулканизм. Повышенная эндогенная активность отражается также на процессах литогенеза в рифтовых зонах, что особенно масштабно выражено в эпохи рифтогенеза. В целом для рифтовых зон выделяют дорифтовый, предрифтовый, рифтовый и пострифтовый этапы развития, отличающиеся своеобразием обстановок осадконакопления и процессов литогенеза.

Авторы выявили особенности эволюции мезозойских рифтовых зон на территории Сибири [11–13], а также Забайкалья и Монголии [8–10], где в литификации осадков принимали участие экзогенные и эндогенные процессы. Кратко рассмотрим это на примере мезозойских рифтовых зон Сибири, Забайкалья и Монголии.

Фрагменты Вилуйской окраинной впадины Сибирского кратона (СК) и соседнего Верхоянского оро-

гена. В Сибири неоднократное проявление в геологическом прошлом рифтогенеза показано в публикациях К.К.Левашова (1975), а также в работах [1, 4, 6 и др.]. «Вилуйский бассейн представляет собой ветвь трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста, основное тело которой... погребено на востоке под Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Среднепалеозойские рифтогенные структуры плащеобразно перекрыты отложениями среднего карбона – мела Вилуйской синеклизы, мощность которых превышает 6 км в её осевой части» [6, с. 164]. Особенности дискретных процессов геодинамики уточнены здесь цитируемыми исследователями посредством механико-математического моделирования. Построенные ими графики прерывистых скачкообразных темпов проседания этой территории и уровней глубинных палеотемператур привели к нижеследующим заключениям: импульсы проседания приходились на интервалы 550–500 млн. лет (кембрий), 400–375 млн. лет (средний–верхний девон) и около 250 млн. лет (границы перми и триаса – время извержения сибирских траппов). «В этот момент наблюдается катастрофически быстрое, короткое погружение с мгновенной скоростью 800–1200 млн. лет, а также происходит резкое повышение

температуры в осадках. Этапы рифтогенеза характеризуются быстрыми погружениями в течение 10–20 млн. лет, за которыми следуют этапы медленного погружения, вызванного термической релаксацией литосферы. Затем следует стадия форланда в средней–поздней юре и в мелу с характерным «ускоренным» типом осадконакопления» [6, с. 168].

Литология заполнивших этот палеобассейн глинисто-алеврито-песчаных толщ исследована А.Г.Коссовской (1962), а затем одним из авторов данной публикации [2, 12]. Пересмотр материалов, пополненный стадияльным анализом этапности минералогенеза в петрографических шлифах керна Средне-Вилуйской скважины (любезно предоставленных автору В.И.Горбачевым в 2010 г.), приводит к следующим заключениям.

Особенности седиментогенных процессов на рубеже палеозоя и мезозоя, а затем в юре и раннем мелу определялись унаследованностью палеорельефа рифтогенных структур, где их простирали следовали крупные речные артерии. В перми и триасе это был широтный Палеовилуй [11], выносы которого питали котловинный окраинно-морской бассейн Западного Верхоянья. Аллювиально-дельтовые осадки во времена раннетриасовых «провалов» дна сменялись эстуарно-лагунными (таганджинская и монская свиты). Орогенная стадия позднеюрского времени перестроила рельеф так, что исследуемая территория стала заполняться осадками аллювия долготной Палеолены [11].

Тектонические режимы на водосборах и в бассейнах осадконакопления обусловили полимиктовость терригенных отложений. А раннетриасовый вулканизм пополнил их пирокластикой, которая на диагенетической стадии трансформировалась в смектитовые компоненты. Кратковременность диагенеза препятствовала процессам химико-минералогического уравнивания веществ. Они, будучи многокомпонентными и насыщенными органическими примесями, представляли весьма реакционноспособную систему, которая погружалась в термобарические ($T-P$) условия катагенетической стадии, начиная от глубин порядка 0,5 км, достигая впоследствии 3–6 км, где в присутствии водно-флюидной фазы рождала многостадийные парагенезы аутигенных минеральных компонентов.

Особенности постседиментационной литификации ярко проявляются в шлифах (рис. 1) и сводятся к следующему:

1. Итог скоростного погружения полимиктовых, насыщенных органическими веществами (ОВ) осадков

обеспечил в глубинных условиях катагенеза весьма разнородную, реакционноспособную среду – внутриформационный резерв и источник разнообразного спектра аутигенных минеральных новообразований в цементе песчаных пород (см рис.1, а–в).

2. Импульсы погружения – причина усиленного «прессования» подстилающих пород палеозоя под нагрузкой литостатического давления (P_s) мезозойских осадков, которыми компенсированы рифтовые «провалы». Свидетели – микроструктуры конформно-инкорпорационной цементации плотно упакованных песчаных зерен граувакково-аркозового состава в изначально промытых от пелитового матрикса песчаниках-аренитах кондейской и харытасской свит верхней перми, вскрытых Средневилуйской скважиной на глубине 3–3,5 км (в пределах градации катагенеза МКз). Тут же развиты текстуры швов флюидоразрыва, свидетельствующие о выносе растворенных порций кремнезема, гидрокарбонатных и других веществ от корродированного терригенного каркаса в вышележащие толщи.

3. На глубинах 5,8–6,5 км в песчаниках перми и карбона на стадии метабенеза тоже господствуют бесцементные, конформно-инкорпорационные сочленения терригенных частиц, причем на контактах кварцевых зерен здесь обнаружены и микроструктуры рекристаллизационного бластеза (см. рис. 1, з), которые свидетельствуют о сочетании P_s с ΔT (палеотермальным импульсом), и принимались И.М.Симановичем (1978) в качестве одного из индикаторов стадии метабенеза в условиях $\Delta T > 200^\circ\text{C}$. Еще

одним примером служит вращение метаморфогенного мусковита в края регенерированных обломков (см. рис.1, е).

4. Известно, что при достижении глубинных значений температуры в пределах $100\pm 20^\circ\text{C}$ активизируются массовые трансформации смектитов глинистых пород и межзернового заполнителя песчаников в иллиты или хлориты, через промежуточные смешаннослойные образования, с попутным высвобождением кристаллизационной воды вместе с растворенным в ней кремнеземом, катионами Ca , Mg , Fe и др. (Burst, 1959; В.Н.Холодов, 1983, 2006; В.А.Дриц, А.Г.Коссовская, 1990). При ещё более напряженных ΔT иллиты 1 M_d трансформируются в слюду политипа 2 M_l , тоже с высвобождением водного флюида. Его выжиманием в вышележащие (надрифтовые) толщи пород объяснимо массовое развитие регенерационного кварцевого цемента (см. рис. 1, в) вперемежку с кальцитовым цементом в песчаниках верхнего триаса, юры и, отчасти, нижнего

“
Внутриконтинентальные
платформенные рифтовые зоны –
это тектонически активные
длительно развивающиеся структуры
земной коры, где необычно и
своеобразно проявляются процессы
литогенеза

мела. Ещё выше по разрезу регенерационный кварц сменяется поровым кварцевым цементом в сочетании с аутигенными хлоритом, иллитом, эпидотом, местами, цеолитами и карбонатами [4, 12]. Вещество для всех этих минеральных новообразований, несомненно, заимствовалось из собственного седиментофонда – в результате гравитационной коррозии терригенных частиц силикатов и кварца. Однако во многих шлифах замечено, что площади, занимаемые в одних слоях аутигенным кварцем, а в других – кальцитом, существенно превысили суммарную площадь коррозионных изъянов терригенного каркаса породы. Следовательно, вполне допустима вышеизложенная версия о миграции в надрифтовый чехол SiO_2 , карбонатов и дру-

гих веществ из глубоко погруженных слоев раннетриасового и позднемезозойского возраста.

5. В тектонически надвинутых на нижнемеловые отложения Вилуйской впадины верхнепалеозойско–раннемезозойских терригенных породах *верхоянского комплекса* выявлены признаки многоэтапной литификации [11], в том числе и заметные последствия тектонических событий на рубеже между пермской и триасовой системами. Последние были практически одновременно зафиксированы в 1970-х годах якутским геологом М.Д.Булгаковой (1975) и московскими – В.С.Андреевым (1985) и О.В.Япаскуртом (1979). М.Д.Булгакова выявила это методом количественных подсчетов числа вторичных межзерновых контактов (конформных,

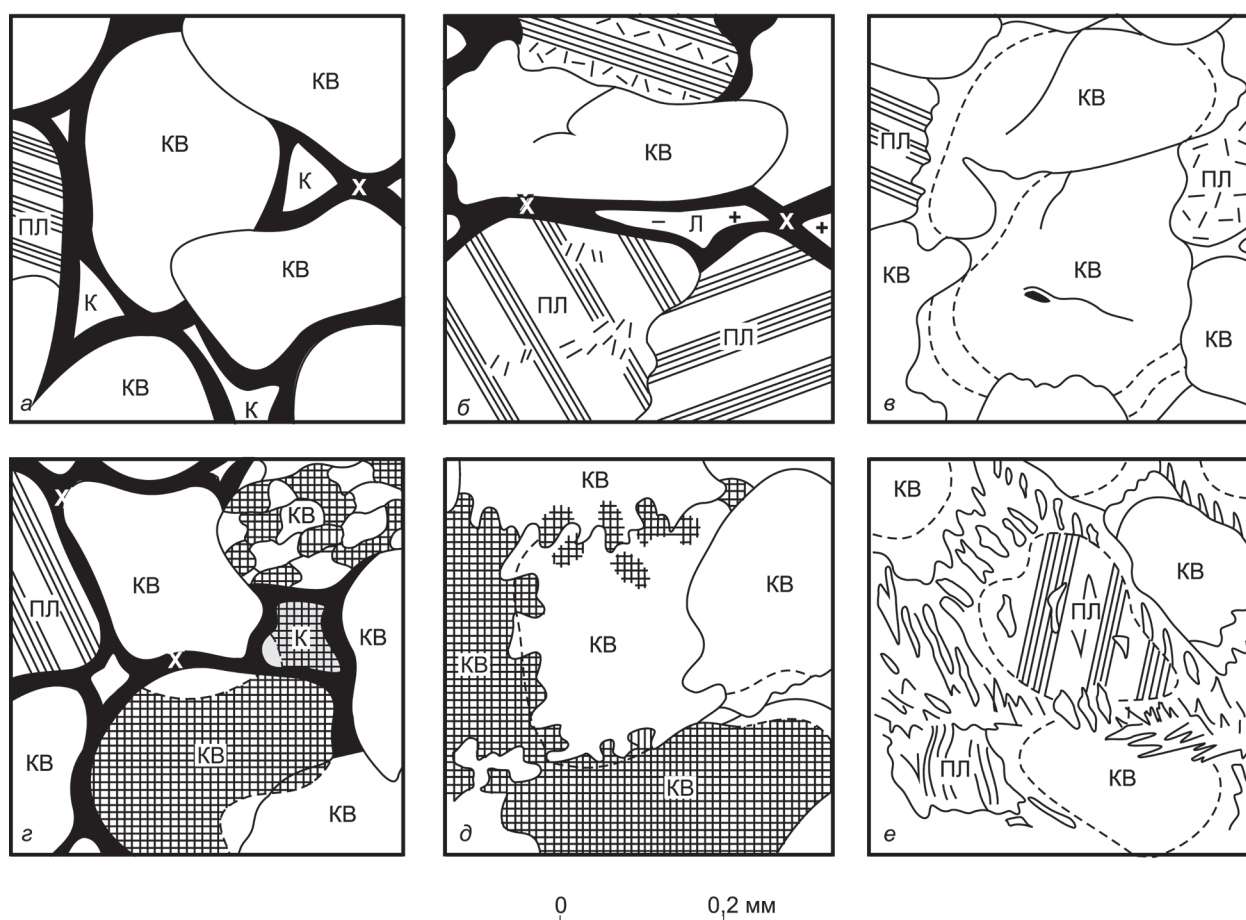


Рис. 1. Аутигенные минеральные новообразования в цементе верхнепалеозойских и мезозойских песчаных пород из рифтовых зон Приверхоянского прогиба. Зарисовка шлифов:

а–в – стадии катагенеза: а, б – конформные контакты зерен кварца (кв) и плагиоклазов (пл) в сочетании с пленочным хлоритовым (х) и поровым кварцевым (к) и ломонтитовым (л) цементом в нижнемеловых отложениях на восточном крыле Приверхоянского прогиба; в – инкорпорационные и микростилолитовые сочетания обломочных зерен в сочетании с их регенерацией в юрских отложениях, там же; г–е – стадии метакатагенеза: г – рекристаллизационно-грануляционный бластез (миграция границы через конформные контакты зерен кварца, видимая при скрещенных николях в отложениях триаса Караданского синклинария; д – рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах обломков кварца, в отложениях перми, там же; е – вращение метаморфогенного мусковита в края регенерированных обломков в отложениях перми и карбона Орулганского антиклинария

инкорпорационных, сутурных), приходящихся в среднем на обломочное зерно в аренитах верхней перми и нижнего триаса. Она показала, что породы верхней перми испытывали динамическую нагрузку на целый порядок большую, чем породы триаса.

О.В.Япаскурт и В.С.Андреев обратили внимание на качественную сторону скачкообразного усиления измененности верхнепермских пород: на появление в их терригенном и аутигенном кварце рекристаллизационно-грануляционного бластеза (рис. 1, д), относящихся к индикаторным признакам динамотермальной активизации недр. В песчаниках триаса редко наблюдался только рекристаллизационный бластез (см. рис. 1, з), стимулируемый фактором Т. Было также установлено, что бластез в верхоянском комплексе многоэтапен. Есть участки, на которых уровень его появления поднимается до юры и нижнего мела (вблизи покровно-надвиговых структур Западно-Верхоянского шва). Но в отдельных структурно-тектонических зонах с относительно «спокойной» дислоцированностью пород (бассейн р. Дулгалах в Западном Верхоянье и отдельные места в Северном Верхоянье) уровень первого появления признаков бластеза фиксируется низко – под стратиграфической границей между пермью и триасом. С этими данными согласуются сведения, которые были опубликованы В.И.Горбачевым (1979) относительно палеотермальной аномалии на рубеже перми и триаса в северо-западной части Лено-Вилуйского нефтегазоносного бассейна. Этот исследователь анализировал массовые данные замеров отражательных способностей витринита (ОСВ) и констатировал степень катагенеза органического вещества (ОВ) над упомянутым рубежом в пределах $МК_2$, а под ними – $МК_3$ – $МК_4$. В мезозойских толщах фиксировались относительно низкие параметры ОСВ – порядка 2–4 условных единиц на км, а в породах перми эти параметры скачкообразно увеличивались до 9 усл.ед./км. В.И.Горбачев в своей кандидатской диссертации с осторожностью интерпретировал эти данные, объясняя факт палеогеографического несогласия наличием в Вилуйской синеклизе над пермскими породами мощных глинистых покровов (мономская и таганджинская свиты нижнего триаса), экранирующее влияние которых могло обеспечить локальную задержку под ними теплового потока из глубин. Однако, если сопоставить этот же факт с данными о раннетриасовом этапе рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца пермских пород в иных структурно-тектонических областях [11], то интерпретация склонится в пользу излагаемой здесь версии.

Вероятно, что этот общерегиональный процесс ΔT

был обусловлен глубинной активизацией мантийного суперплюма – по модели Н.Л.Добрецова [2]. Принятие этой версии обеспечивает корреляцию вышеописанных литогенетических процессов с процессами рифтогенеза и последующих событий в мезозое и кайнозое на Западно-Сибирской эпипалеозойской плите (ЗСП).

Колтогорско-Уренгойская система рифтов и пострифтовая синеклиза на севере ЗСП описана в работах В.С.Бочкарева и др. (2003), А.Э.Конторовича и др. (1964), В.С.Суркова, Л.В.Смирнова, Ф.Г.Гурари (1995) и др. Стадийность литогенеза по итогам петрографических и прецизионных исследований керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 описана лично автором данной публикации и совместно с В.Г.Горбачевым, С.Ю.Шихановым и др. [13]. Кратко охарактеризуем полученные данные.

Предрифтовый этап. В конце перми в обстановках растяжения земной коры происходило выравнивание рельефа (нередко с формированием пенеппенов и кор выветривания), и одновременно проявлялся базальтовый вулканизм и сопровождающая его гидротермальная деятельность.

Рифтовый этап зарождения бассейна приходится в

основном на раннетриасовую эпоху раскола позднепалеозойского сводового поднятия. На рассматриваемой территории в это время закладываются рифтовые грабены и усиливается наземный базальтовый вулканизм. Напомним, что скв. СГ-6 вскрыла толщу базальтов и туфов с редкими прослоями ожелез-

ненных алевропелитовых пород и латеритов в интервалах глубин от 6,5 до 7,4 км, не достигнув ее подошвы. По заключению исследовавшего эти образования Ю.П.Казанского базальтовый вулканизм сформировал на бортах Колтогорской депрессии (состоящей из системы грабенов) слегка возвышенное плато, которое активно денудировалось, пополняя седиментофонд переотложенным вулканокластическим веществом. В самой депрессии на протяжении раннего триаса существовали континентально-прибрежные обстановки аллювиально-озерно-болотной низины. Господствовали алевропелитовые осадки с подчиненными песками, плохо отсортированными, со значительными примесями глинистого и тонкого вулканического межзернового заполнителя.

Пострифтовый этап в начальную раннеплитную стадию развития имел продолжительность около 57 млн. лет: от среднего триаса до средней юры включительно. В это время Колтогорско-Уренгойский бассейн прогибался интенсивнее смежной территории, которая в конце триаса–начале юры представляла собой сушу с расчлененным рельефом, амплитуда которого по рас-

“Выделяются дорифтовый, предрифтовый, рифтовый и пострифтовый этапы развития рифтовых зон

четам Э.А.Конторовича (1999) к началу юры могла составить от 500 до 1000 м. Такие палеотектонические условия способствовали формированию крупной речной артерии на месте прогиба. Её истоки последовательно, по мере денудации водосборных окраин, продвигались на юг, а с севера ингрессировало море. Оно в средне- и поздне триасовом времени проникало в рассматриваемый седиментационный бассейн (СБ), образуя эстуарий наподобие нынешней Обской губы (рис. 2). Затем речная сеть отодвинулась к юго-западу современной Томской области, где по данным А.Э.Конторовича протяженность палеоруслу, раскрывающегося в Колтогорскую котловину, достигала в ранней юре длины в 100 км. Тогда же сам характеризуемый бассейн представлял собой депрессионную зону с бортами, изрезанными каньонообразными промоинами, по которым в геттанг-синемюрское и плинсбахское время водотоками поставлялся терригенный материал. В это время в центральной части бассейна формируется фронт дельты, где со скоростями лавинного порядка накапливались хорошо отсортированные галечно-гравийные, песчаные и алеврито-глинистые осадки. Темпы компенсации ими впадины периодически то слегка отставали, то опережали скорость тектонического погружения, что

отразилось на характере цикличности строения разреза при господствующей мелководности большинства осадков. В конечном итоге здесь был накоплен очень мощный (с толщиной около 2,5 км после катагенетического уплотнения осадков) комплекс терригенных отложений довольно однообразного, полимиктового состава – грауваккового и кварцево-грауваккового. Спектр обломочных компонентов, как правило, сохраняет свое постоянство при меняющихся пропорциях между отдельными разностями. Главными являются литокласты и кварц с подчиненной примесью кислых и средних плагиоклазов (от 2–20%), иногда калиевых полевых шпатов (0–5%) и постоянной примесью терригенных слюд, в особенности биотита. Литокласты объединяют осадочные, метаосадочные и магматогенные образования (последние резко преобладают в отложениях самой нижней свиты).

Ассоциации глинистых минералов как в песчаниках, так и в алевропелитовых породах явно полимиктовы. Они представлены хлоритами и, иллитами, смешано-слоистыми образованиями типа слюда-сметит, а в отложениях нижнего триаса – минералом типа ректорита (рис. 3). Значительно реже и только на некоторых уровнях разреза встречается примесь каолинита и в единичных случаях смектита. Различия между первично-кластогенными и постседиментационными образованиями более или менее уверенно фиксируют лишь электронномикроскопические наблюдения. Они убеждают в том, что исходным веществом глин и межзерновым заполнителем некоторых песков были в низах разреза смектиты (впоследствии трансформированные в ректорит и другие смешанослойные минералы), а выше – смектиты вместе с высокожелезистыми хлоритами и гидрослюдами (ди- и триоктаэдрическими), кое-где с примесью терригенных частиц каолинита.

Анализируя все вышеперечисленное, можно заключить, что общность главных породообразующих компонентов свидетельствует о длительном существовании единой водосборной площади, которая со временем рас-

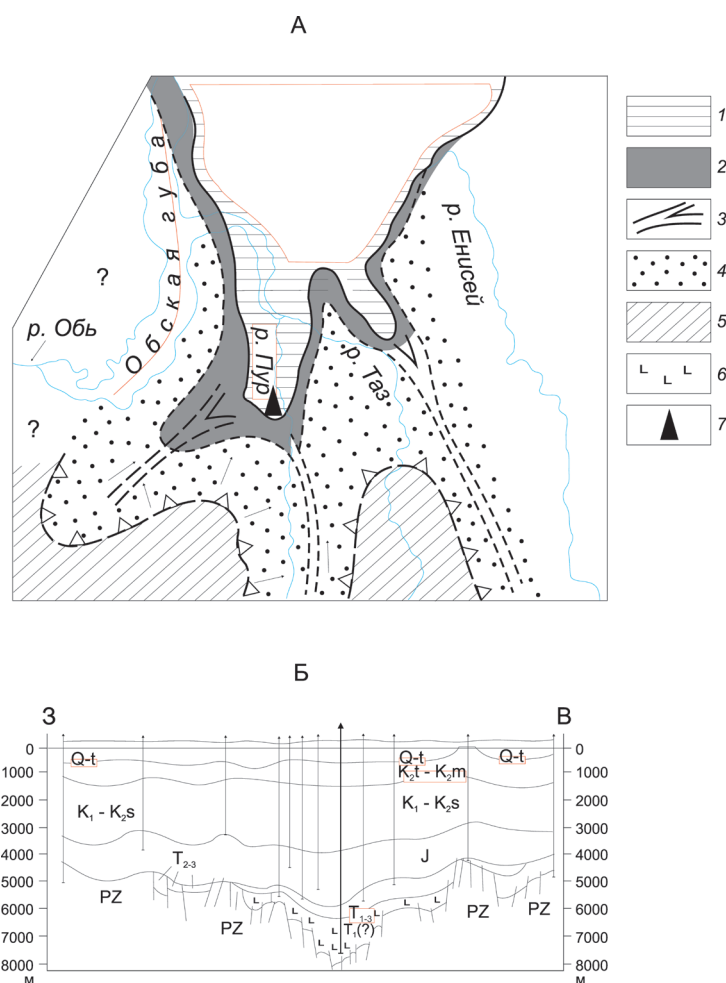


Рис. 2. Эпизод палеогеографии Колтогорско-Уренгойского осадочного бассейна на рубеже T_3-J_1 (А) и поперечный профиль (Б):

1–5 – палеоландшафты: 1 – морское мелководье, 2 – прибрежная область, 3 – речные выносы, 4 – низменная суша, 5 – возвышенная суша; 6 – базальты; 7 – скважина СГ-6

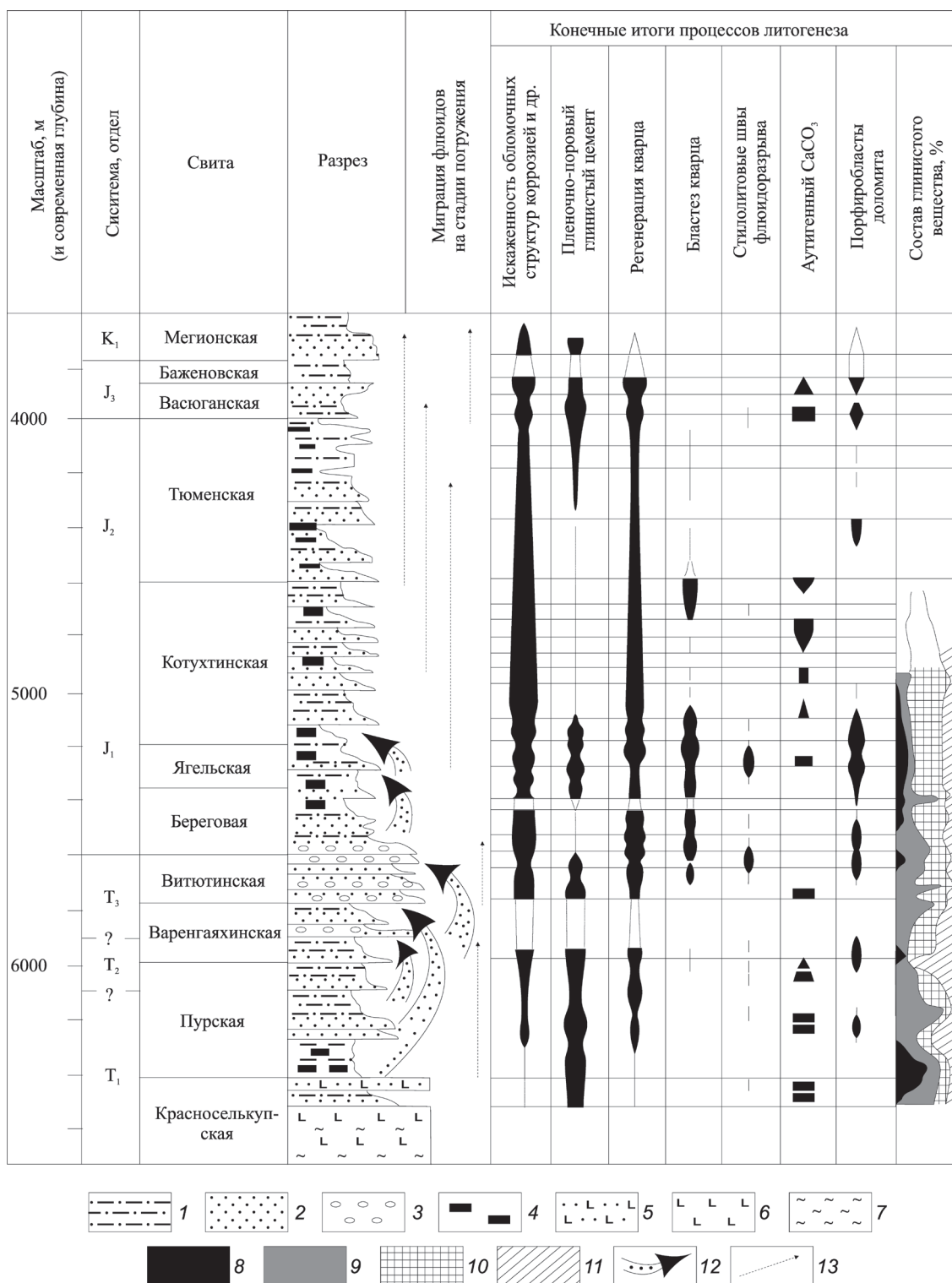


Рис. 3. Схема интенсивности постседиментационных преобразований песчаников и состава глинистого вещества аргиллитов в разрезе скв. СГ-6:

1–7 – породы: 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – конгломераты и гравелиты, 4 – угли, 5 – туфы, 6 – базальты, 7 – продукты латеритизации; 8–11 – состав глинистого вещества: 8 – каолинит, 9 – иллит, 10 – хлорит, 11 – смешанослойный слюда-сметитовый минерал; 12 – миграция элизонных термальных вод; 13 – миграция CO_2 и других флюидов

ширялась и активно денудировалась. Главными источниками седиментофона в раннем мезозое были развитые на водосборах палеозойские и, возможно, докембрийские интрузивно-метаморфические комплексы.

Собственно плитная стадия развития пострифтового этапа длительностью около 80 млн. лет приходится на позднеюрскую, ранне-, поздне меловую и раннепалеогеновую эпохи господства морского режима седиментации на территории всего Западно-Сибирского мегабассейна. В течение этого времени фиксируются отдельные эпизоды стремительных «обрушений» дна, обусловивших некомпенсированную седиментацию, в частности, при накоплении осадков баженовской, ачимовской свит и некоторых других образований. Существенное расширение площадей водосборов к югу и юго-востоку повлияло на изменение спектра терригенных компонентов: в меловых осадках обломочный материал стал субаркозовым.

Такая поликомпонентная смесь, пропитанная иловыми растворами, несомненно, была благоприятной для возникновения в ней биохимических и физико-химических реакций взаимного уравнивания компонентов. Однако в данных породах не замечено никаких остаточных признаков гальмиролитических или раннедиагенетических новообразований. Это можно объяснить особенностью геодинамического режима формирования Колтогорско-Уренгойской структуры на рифтогенной и раннеплитной стадиях: импульсами стремительных «провалов» дна бассейна.

Ими обусловлена *краткосрочность и редуцированность диагенетической стадии*. При таких стремительных темпах погружения под порции очередных (компенсирующих впадину) терригенных наносов на глубины ниже 500 м под уровнем дна седиментационного бассейна, отложения вскоре оказывались в P - T условиях катагенеза. Низкотемпературные, вялотекущие биохимические процессы диагенеза в них в это время просто не успевали реализовываться. А потому не доведенная до состояния физико-химического равновесия система реакционноспособных ОВ, минеральных и флюидных компонентов вскоре оказывалась на уровне с T $100 \pm 20^\circ\text{C}$ (зона глубинного катагенеза), где как известно, условия чрезвычайно благоприятны для генерации внутрiformационных горячих элизионных гидротерм. Эти процессы сопровождалась массовой коррозией рассеянных включений карбонатов, высвобождением CO_2 вследствие их гидролиза и ростом флюидного давления, обусловившим возникновение текстур флюидоразрыва. Выжимание флюидных растворов в песчаные и гравийные коллекторы благоприятствовало заполнению поровых пространств отчасти регенерационным квар-

цем, отчасти другими упомянутыми аутигенными минералами.

Анализ вертикальной последовательности развития аутигенного минералогенеза в разрезе скв. СТ-6 выявил изначально малопонятный феномен нелинейного характера катагенетической зональности (см. рис. 3): возрастание постседиментационной измененности пород сверху вниз, до интервала современных глубин 4,6–5,8 км, а потом – явные признаки снижения породной измененности вплоть до уровня раннетриасовых базальтов. Выявлены две главные причины такого «феномена»: 1 – фациально-седиментогенная и 2 – обусловленная локальными импульсами магматизма и гидротерм в фундаменте бассейна [5].

Сущность первой – господство в низах разреза тонкообломочных пород, насыщенных глинистым веществом. Литотипы песчаников здесь были также изначально глинистыми. Поэтому процессы катагенеза сводились, в основном, к трансформациям кристаллических решеток слоистых силикатов с побочным выделением из них H_2O и SiO_2 . Заблокированные глинистым заполнителем песчаные зерна при этом не были подвержены регенерации, и в них не возникали конформно-

инкорпорационные структуры, а потому их внешний облик оставался похожим на слабоизмененные породы. Но в действительности пелитовый материал стал существенно трансформированным. А новообразованные газоводные флюиды и растворенный кремнезем выжимались в вышележащие пласты-

коллекторы. Это были, в данном случае, хорошо промытые от глины конгломераты, гравелиты и песчаники палеодельтовых фаций варенгайхинской, витютинской и береговой свит T_3 и J_1 , которые оказались наиболее литифицированными, по сравнению с ниже- и вышележащими.

Вероятность этой версии подкрепляется расчетом. Известно, что отжимаемые литогенные воды перемещаются очень медленно. По свидетельству А.Б.Лебедева (1992) наибольшая скорость их миграции не превышает 150–200 м/млн. лет. А результаты американских исследователей (Deming, 1994) в этой области таковы: максимальная характерная скорость движения флюидов внутреннего происхождения для бассейнов синеклиз древних платформ и для передовых прогибов различается на два порядка, составляя соответственно 2–5 и 500 м/млн. лет. Колтогорский бассейн по своей тектонической активности гомологичен образованиям передовых прогибов. Если отбросить крайние значения скорости, а взять что-то среднее, в пределах 50–100 м/млн. лет, то мы получим вполне приемлемый интервал времени, потребного на то, чтобы воды были

“Доказан важный вклад процессов вулканизма и гидротермальной деятельности на литогенез в рифтовых зонах

выжаты на 500–600 м над глинистыми пачками в гравийно-песчаные коллекторы T_3-J_1 – этап порядка 5–10 млн. лет. И даже при меньших скоростях фильтрации вероятность рассматриваемой модели не утрачивается (см. рис. 3).

По-видимому, данная особенность литогенеза свойственна не только Колтогорско-Уренгойской депрессии, но и вообще многим рифтовым структурам, так как предопределяется особенностями их геодинамических режимов на стадии седиментогенеза: на самом начальном этапе (при наличии пенеплена) осадконакопление в рифтогенных впадинах осуществляется при дефиците кластогенного материала. Впоследствии формируется контрастный рельеф водосборов, обеспечивая резкое погребение осадков. И это отразилось в своеобразии фоновой литогенетической зональности, имеющей облик «веретена», если изображать рост степени измененности пород сверху вниз по разрезу (см. рис. 3).

Однако в Колтогорско-Уренгойской структуре существовала ещё другая причина, усилившая контраст изменения базальных и вышележащих слоев. На определенном этапе развития прогиба фоновые преобразования глубинного катагенеза были локально усилены при импульсах термальной активизации недр. Их главные свидетели – структуры рекристаллизационного блас-теза аутигенного и терригенного кварца, выявленные авторами не в самых низах разреза, но на стратиграфических уровнях верхнего триаса и нижней юры, отвечающих этапам внедрения базальтоидных силлов в фундамент бассейна [13] (см. рис. 1, 2, и рис. 3).

Итак, имеются веские основания предполагать воздействие локальных источников тепла, усложнивших зональность литогенеза. Не исключено, что в данном случае теплопередача была реализована не кондуктивным способом, а миграцией гидротерм вдоль ослабленных зон – швов флюидоразрыва возле обновляемых сместителей древних разломов по бортам рифта.

Ещё одна разновидность наложенных изменений, отнесенных к низкотемпературной категории, распространена по всему разрезу триаса и юры СГ-6 одинаково. Это наиболее слабо проявленная афациальная доломитизация (анкеритизация) многих пород. Она связывается с регрессивно-эпигенетическими процессами, которые могли быть вызваны импульсами тектонического воздымания территории в кайнозое. Инверсионно-тектонические перестройки, как известно, способствуют усилению открытости флюидно-породной системы, снижению P_{CO_2} и, как следствие, кристаллизации карбонатов из бикарбонатного раствора. Наличие больших количеств Mg и Fe в составе минералов седиментогенных песчаных компонентов обусловило в данном конкретном случае формирование магнезиальных или железисто-магнезиальных разновидностей карбоната в форме идиоморфных порфиробластических включений, наложенных на все прочие минеральные новообразования, заместив их метасоматически. Аналогич-

ные этим ромбики анкерита наблюдались в шлифах пород верхоянского комплекса, где анкеритизация увязывалась с этапом кайнозойского орогенеза [11].

Рифтогенные комплексы юры и мела Забайкалья и Монголии. Юрско-раннемеловые рифтогенные грабены этих регионов входили в состав Забайкальской и Северо-Гобийской рифтовых зон [8–10]. В упомянутых публикациях доказано, что обогащенные грубыми обломками отложения, выполняющие эти грабены, выделяются здесь не только в составе орогенных моласс, но и относятся к равнинным фэновым формациям, доминирующим в строении разрезов. Грубый материал поступал в них из разрушающихся крутых бортов рифтогенных грабенов, сформировавшихся в равнинном рельефе.

В отличие от рассмотренных образований на территории Сибири, эти отложения преимущественно слабо литифицированы – на уровне начала катагенеза. Песчаники и алевролиты здесь часто почти рыхлые и слагаются неизменными минералами [5]. Но встречаются также терригенные породы с сильно корродированными зёрнами, регенерированными обломками кварца, пелитизированными или серицитизированными полевыми шпатами, иногда замещенными кальцитом. Кроме того, местами появляются выделения вторичного кварца и полевых шпатов в гидрослюдисто-сметитовом глинистом цементе и хлоритизированные разности глин. Важно отметить и разную степень изменения органического вещества в характеризуемых отложениях, где встречаются угли: бурые (доминирующие в разрезах), а также иногда переходные от бурых к каменным и каменные (длиннопламенные и газовые).

В целом слабая литификация рифтовых отложений обусловлена небольшими мощностями перекрывающего их осадочного чехла (обычно порядка сотен метров, реже до 2,5 км), слабой (сравнительно с Сибирью) интенсивностью эндогенных процессов, связанных с тепловым потоком, а также с вулканизмом и гидротермальной деятельностью. И лишь на тех участках, где роль этих факторов возрастала, усиливалась степень отмеченных выше постседиментационных преобразований осадков.

На охарактеризованной территории Сибири, находившейся в зоне влияния Сибирского суперплюма [2], увеличивался вклад эндогенных процессов в постседиментационное преобразование отложений. Это было связано с накоплением в пределах синеклиз многокилометровых пострифтовых меловых и кайнозойских отложений, которые экранировали глубинные тепловые потоки и активизировали процессы литификации. Важно также отметить циклично проявляющееся усиление влияния эндогенных процессов на постседиментационные преобразования пород в пострифтовые эпохи тектогенеза. Все это объясняет большую сложность, многообразие и многостадийность процессов лито-

генеза в рифтовых зонах, а также различную степень преобразований осадков, достигающих наиболее высокой стадии метакатагенеза на участках с повышенной эндогенной активностью.

В заключение следует отметить, что в результате проведенных исследований выявлено различие и своеобразие процессов литогенеза в изученных рифтовых зонах, где отмечаются дорифтовый, предрифтовый, рифтовый и пострифтовый этапы их развития. Напомним, что в предрифтовый этап, в обстановках растяжения земной коры происходило выравнивание рельефа (нередко с формированием пенепленов и кор выветривания) и одновременно активизировался базальтовый вулканизм и сопровождающая его гидротермальная деятельность. В рифтовый этап (при усилении процессов растяжения земной коры) в условиях равнинного или мало контрастного низкорельефного рельефа продолжалось излияние базальтов. Но при этом закладывались рифтовые грабены, где накапливались толщи вулканогенно-осадочных пород. Пострифтовая стадия неоднозначно проявляется в различных структурах континентов. На территории Прибайкалья и Монголии (в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса) с маломощным (не превышающим первых километров) чехлом пострифтовых мезозойско-кайнозойских отложений и при слабом проявлении отмеченных выше эндогенных процессов литификация пород в большинстве случаев ограничивалась ранним катагенезом. Более интенсивные – катагенетические и метакатагенетические преобразования отложений фиксируются в раннемезозойских рифтовых грабенах Сибири и перекрывающем его осадочном чехле (достигающем в синеклизах мощностей в 3–5 км). Здесь фоновая литификация рифтовых осадков при их погружении на большие глубины усиливалась под воздействием отмеченных эндогенных факторов, активизировавшихся не только на рубеже перми и триаса в предрифтовый и рифтовый этапы развития бассейна, но и периодически проявлявшаяся и в более молодом его плитном осадочном чехле в эпохи повышенной тектонической активности.

В настоящей статье, а также других работах авторов приведены примеры постседиментационных преобразований осадков и пород в дорифтовый, предрифтовый, рифтовый и пострифтовый этапы развития бассейнов. Показано своеобразие всех стадий процессов литогенеза в рифтовых зонах (мобилизация вещества, его транспортировка, осаждение, диагенез и постседиментационные преобразования), отличных от внерифтовых областей.

Работа выполнена в лаборатории Сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН по госбюджетной теме исследований 2015–2014 гг.: «Динамика литогенетических процессов формирования и эволюции

внутриконтинентальных рифтов и пострифтовых структур фанерозоя Евразии».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.
2. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
3. Добрецов Н.Л., Полянский О.П. О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизаций? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1687–1696.
4. Катагенез органического вещества и вмещающих пород Лено-Вилуйского нефтегазоносного бассейна // Седиментология на разных этапах литогенеза / В.И. Горбачев, Б.А. Соколов, Е.И. Стефанова, О.В. Япаскурт. – М.: Наука, 1982. С. 116–123.
5. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Шелепов Д.А. Континентальный рифтогенез и проблема коллекторов в вулканогенных породах переходного комплекса // Новые методы поисков нетрадиционных коллекторов в породах фундамента: Учеб. пособие. – Саратов: ООО Издат. центр «Наука», 2010. С. 15–36.
6. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей / О.П. Полянский, А.В. Прокопьев, А.В. Бабичев и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 163–183.
7. Саркисян С.Г. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. – М.: Изд-во АН СССР, 1958.
8. Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и вулканогенно-осадочные формации в мезозойских и кайнозойских континентальных рифтовых впадинах Прибайкалья и Южной Монголии // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 2. С. 145–186.
9. Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е. Нижнемеловые озерные горючие сланцы в рифтовых впадинах Забайкалья и Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 89. 2014. № 4. С. 40–51.
10. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Стукалова И.Е. Седиментогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах Центральной Азии // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 78–86.
11. Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миеосинклиналей. – М.: Недра, 1992.
12. Япаскурт О.В. Постседиментационные изменения песчаных пород Приверхоянья // Советская геология. 1979. № 12. С. 68–79.
13. Япаскурт О.В., Шиханов С.Е. Стадийность процессов минералогенеза терригенных отложений от начала триаса до квартала в связи с эволюцией геодинамических режимов формирования Колтогорско-Уренгойской системы прогибов Западно-Сибирской плиты // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2013. № 6. С. 3–12.

Сорбент углеводородов из отходов сжигания углей на тепловых электростанциях

В.Г.РЫЛОВ, М.И.ГАМОВ (Южный Федеральный университет (ЮФУ); 344006 г. Ростов-на-Дону, ул. Б. Садовая, 105/42), Н.Л.ЧИКИНА (Ростовский государственный университет путей сообщения (РГУПС); 344038, г. Ростов-на-Дону, пл. Ростовского Стрелкового Полка Народного Ополчения, д. 2)

По результатам проведенных экспериментальных исследований обоснована возможность использования силикатных полых микросфер, образованных при сжигании на Новочеркасской ГРЭС антрацита Гуково-Зверевского района (Восточный Донбасс), в качестве высокоэффективного минерального сорбента для очистки сточных вод и поверхности водоемов от нефтяных загрязнений, что является новым перспективным направлением утилизации золы-уноса тепловых электростанций.

Ключевые слова: Восточный Донбасс, тепловые электростанции, уголь, зола-унос, силикатные полые микросферы, нефтяной сорбент, нефтяной шлам.

Рылов Виктор Григорьевич
Гамов Михаил Иванович
Чикина Наталья Львовна



rylov@sfedu.ru
gamov@sfedu.ru

Oil sorbent from coal burning waste at thermal power plants

V.G.RULOV, M.I.GAMOV, N.L.CHIKINA

By results of the conducted pilot researches possibility of use of the silicate hollow microspheres formed at burning on Novocherkassk state district power station of anthracite of the Gukovo-Zverevsky area (East Donbass), as a highly effective mineral sorbent for sewage treatment and a surface of reservoirs from oil pollution that is the new perspective direction of utilization of ashes ablation of thermal power plants is proved.

Key words: The East Donbass, thermal power plants, coal, fly-ash, silicate hollow microspheres, oil sorbent, oil slime.

При сжигании угля на тепловых электростанциях (ТЭС) некоторая часть шлака, расплавленного в ядре факела форсунок до жидкого состояния, преобразуется в тонкостенные силикатные микрошарики идеальной сферической формы. На выходе из топочной камеры они улавливаются электрофильтрами и совместно с пылевидными частицами золы-уноса по пульпопроводу отправляются в гидроотвал. Этот материал, обладающий широкими потребительскими свойствами, вошел в литературный обиход под названием силикатные полые микросферы – СПМ [6]. Согласно принятой классификации техногенных месторождений угольного ряда [14] их следует относить к возобновляемым попутным компонентам золошлаковых отходов ТЭС.

Общие сведения о строении и свойствах СПМ. Товарная микросфера является пенообразным продуктом прямой безреагентной флотации твердотопливных отходов ТЭС, получаемым путем самопроизвольной сепарации компонентов золы-уноса в водной среде золошлакоотвала.

В концентрированном виде она представляет собой неслеживающийся порошок серого цвета с широкой вариацией размеров отдельных микрошариков как по диаметру (20–500 мкм), так и по толщине стенок (2–30 мкм). Флуктуация важнейших физико-механических параметров СПМ (насыпная плотность (300–445 кг/м³), плотность минерального скелета материала оболочки (2400–2530 кг/м³), коэффициент воздушного заполнения (50–69%) и др.), зафиксированная для ряда ТЭС России и ближнего зарубежья [8], обусловлена видом твердого топлива и способом его сжигания, генетическими особенностями углей, вещественно-петрографическим и химическим составом зольных компонентов.

Вследствие очень низкой насыпной плотности (порошок из микросферы в 2–3 раза легче воды) процесс извлечения силикатных полых микрошариков из летучей золы ТЭС довольно прост и может быть реализован путем сбора плавающего на поверхности гидрозолеотвалов (и других водоотстойников) материала без ка-

ких-либо специальных приспособлений. Этот способ особенно рентабелен для отечественных ТЭС, оснащенных технологическими линиями «мокрого золошлакоудаления», когда уловленная электрофильтрами летучая зола отправляется в отвал в виде водной суспензии совместно с гранулированным шлаком.

Исходя из ранее выполненных общих оценок [8], на крупнейших угольных ТЭС России и стран СНГ ежегодно образуется не менее нескольких десятков тысяч тонн СПМ, что вполне достаточно для удовлетворения потребностей различных отраслей промышленности, даже при неполном их извлечении в концентрат. При необходимости производительность ТЭС по выходу товарной микроферы может быть увеличена путем включения в технологическую линию золошлакоудаления малогабаритных флотационных машин [10–12].

Существующие направления использования СПМ. Уникальные свойства вещественного состава и строения силикатных полых микрофер, получаемых из отходов сжигания углей на тепловых электростанциях, определили широкий круг их использования в производстве керамических легковесных теплоизоляционных материалов, радиопрозрачных керамик, облегченных тампонажных смесей и буровых растворов. Из микрофер можно спекать прочные агломераты, которые являются прекрасными теплоизоляторами, не уступающими по своим свойствам пенопласту. Более того, теплоизоляция из микрофер выдерживает температуры до 1000–1200°C, в то время как пенопласт начинает плавиться при 300°C. Испытания показали также высокую эффективность применения микрофер в химической промышленности в качестве наполнителя для различных полимерных материалов – сферопластиков и термопластиков [6].

За рубежом область применения полых микрофер также достаточно широка [15, 16]. Они входят в состав стеклопластиков в комбинации со стекловолокном, заливочных паст для заделки швов (пазов, пустот), синтетических пен, высококачественных легких бетонов с улучшенными тепло- и звукоизоляционными характеристиками. На основе тугоплавких микрофер в США изготавливались теплозащитные керамические плитки для обшивки космических аппаратов многоразового использования.

Вовлечение микрофер в сферу промышленного производства приведет к снижению стоимости продукции, увеличению её прочностных, электрических, тепловых и звукоизоляционных и других высокотехнологичных свойств, способствующих дальнейшему росту перспективных направлений утилизации СПМ и развитию минерально-сырьевой базы данного вида техногенного сырья.

По результатам проведенных в 2012–2013 гг. иссле-

дований силикатных полых микрофер, образованных при сжигании на Новочеркасской ГРЭС антрацита Гукково-Зверевского района (Восточный Донбасс), авторами обоснована возможность их использования в качестве минерального сорбента для очистки сточных вод и поверхности водоемов от нефтяных загрязнений, что является новым перспективным направлением утилизации золы-уноса тепловых электростанций.

Актуальность исследований. Разливы нефти приводят, зачастую, к серьезной экологической катастрофе, последствия которой могут оказаться губительными как для вод поверхностного стока, так и прибрежно-морских экосистем. Причина в том, что природные углеводороды с находящимися в них токсичными компонентами в виде тяжелых металлов (ванадий, ртуть и др.) и сернистых соединений относятся к поллютантам, наносящим значительный ущерб окружающей среде [1–3, 15].

Оперативное устранение последствий разлива нефти в прибрежно-морских акваториях производится при помощи специальных приспособлений – нефтесборников [5]. Для более глубокой очистки поверхности водоемов, дождевых и ливневых стоков от нефтепродуктов, используются промышленные сорбенты, отвечающие требованиям доступности, экологической безопасности и экономической целесообразности применения.

Немаловажным фактором при выборе препаратов служит их способность сохранять в течение длительного времени плавучесть (особенно после взаимодействия с нефтью), а также возможность повторного использования после проведения соответствующих регенерационных мероприятий. К сожалению, большинство доступных сорбентов, изготавливаемых в России и за рубежом, не обладают необходимой плавучестью (из-за высокой склонности к водопоглощению) и не могут повторно использоваться, так как их утилизация производится в основном путем сжигания или захоронения (табл. 1).

Большинству из вышеперечисленных требований отвечают, как показали наши результаты исследований, силикатные полые микроферы, содержащиеся в золе-уноса Новочеркасской ГРЭС.

Структура, размеры и химический состав оболочки и газовой фазы СПМ. Методами оптической и электронной микроскопии установлено, что микроферы имеют форму, близкую к идеальной сфере, закрытую поровость и гладкую внешнюю поверхность силикатной оболочки (см. рисунок). Их диаметр колеблется от 15 до 200 мкм, при толщине стенок от 2 до 15 мкм.

Преобладающие компоненты химического состава исследованных СПМ – кремний, алюминий, железо, калий и кальций (табл. 2). Из приведенных в табл. 2 данных следует, что зола-уноса и выделенные из неё

“ Силикатные полые микроферы – материал, обладающий широкими потребительскими свойствами

силикатные полые микросферы по содержанию ведущих петрогенных окислов отличаются между собой незначительно. В то же время, при сравнении химических составов микросфер ТЭС, сжигающих угли раз-

ных бассейнов, обнаруживаются существенные расхождения. Так, микросферы из золы-уноса Новочеркасской и Шахтинской ТЭС, сжигающие антрацит Восточного Донбасса, характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 и K_2O .

На Владимирской ТЭЦ, использующей каменный уголь Кузбасса, образуются микросферы, содержащие в большем количестве SiO_2 , P_2O_5 , CaO .

Состав газовой фазы исследованных микросфер, по данным хроматографического анализа, определяется в основном содержанием воздушных компонентов (в %): (N_2+O_2) 92, CO_2 5,9 и H_2O 2,1.

Фазовый состав и технологические свойства исследованных СПМ. Для понимания процессов, приводящих к образованию микросфер с определенными физико-химическими и механическими свойствами, наибольший интерес представляют результаты экспериментов в области высокотемпературных фазово-минералогических превращений, происходящих с зольными компонентами углей в топках ТЭС. Поэтому расшифровке минерально-фазового состава СПМ было уделено особое внимание.

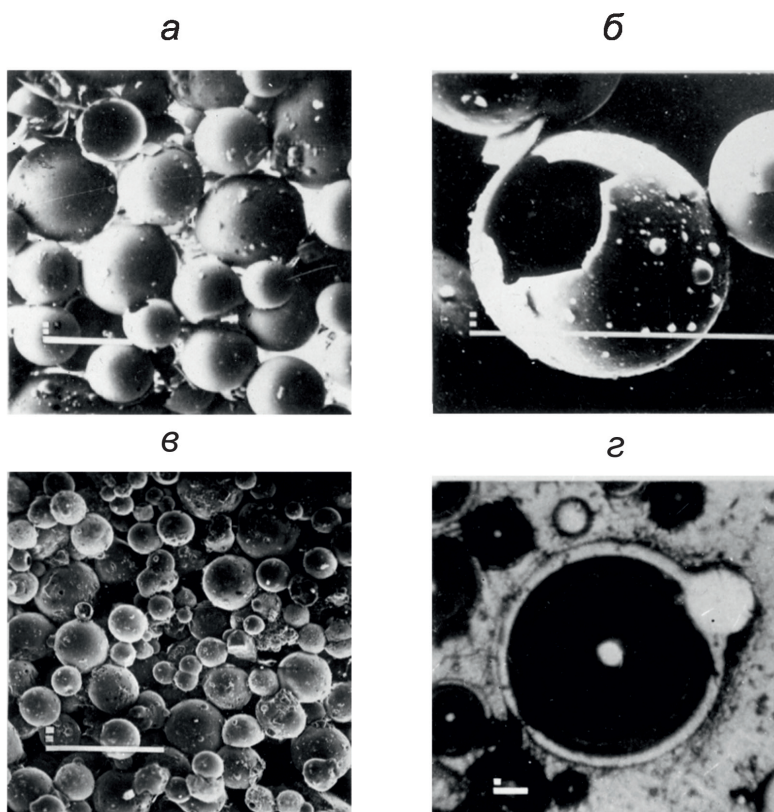
Основными методами рентгеноструктурной и рентгенофазовой диагностики были исследованы три рядовые пробы силикатных полых микросфер Новочеркасской ГРЭС и их дубликаты, отожженные при температуре 900–1000°C в течение одного часа.

Измерения выполнены на рентгеновском аппарате ДРОН-3.0 (условия съемки: Su_{ka} и Co_{ka} – излучение, счетчик сцинтилляционный, напряжение – 35 кВ, ток – 40 мА). Образцы готовились путем сухого измельчения микросфер в агатовой ступке и последующим просеиванием порошка через сито 0,01 мм. Отквартованную пробу, тщательно смешанную с рентгеноаморфным связующим, запрессовывали в стандартную кювету диаметром 20 мм.

Получение дифракционной картины производилось в двух рабочих режимах съемки – общем и оптимальном. В первом случае съемка велась в широком интервале углов отражения (d) от 200 до 80 нм, с использованием Su_{ka} – излучения без эталона на шкале 200 имп/с. Скорость вращения образца один обо-

1. Характеристика сорбентов для сбора нефти на основе торфяной крошки

Параметр	Марка сорбента, [5]		
	«Пит-Сорб»	«Турбо-Джет»	БТК-1
Плотность, г/см ³	0,16	0,11	0,06–0,1
Нефтеемкость, г/г	4,0	3,6	11,0
То же, при 4°C, г/г	1,6	3,6	10,0
Водопоглощение, мл/г	1,64	2,03	5,21
Токсичность	Безвреден		
Стоимость долл./кг	7,0	5,8	7,0
Способ утилизации	Сжигание, захоронение		
Упаковка	Мешок		
Страна-производитель	Канада	Франция	Россия
Фирма-производитель	Clon Inc.	TSN	АО МН «Дружба» (Брянск)



Силикатные полые микросферы из золы-уноса Новочеркасской ГРЭС:

электронные снимки проб СПМ, отобранных в 80-е годы XX в. [1]: а – общий вид (линейка 100 мкм), б – структура поверхности и строение оболочки отдельной микросферы (линейка 100 мкм); снимки новых проб, сделанные под микроскопом «Полам 312» в отраженном свете: в – общий вид (линейка 200 мкм), г – внутреннее строение микросферы с воздушным заполнением (полированный шлиф на основе эпоксидной смолы, линейка 20 мкм)

2. Результаты химического анализа проб золы-уноса (1) и силикатных полых микросфер (2) Новочеркасской ГРЭС и некоторых ТЭС России

ТЭС (марка угля, бассейны)	Проба	Содержание оксидов, массовые доли %									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
Новочеркасская (антрацит Восточного Донбасса)	1	53,82	0,91	22,12	10,33	0,14	2,27	3,71	4,59	1,26	100,17
	2	54,54	0,78	28,89	4,98	0,04	1,96	0,66	7,05	1,00	100,04
Шахтинская (антрацит Восточного Донбасса)	1	52,27	1,01	20,98	12,24	0,15	2,62	3,22	4,80	1,03	100,03
	2	54,83	0,88	27,49	5,41	0,05	2,21	0,90	6,84	1,09	100,00
Владимирская ТЭЦ-1 (каменный уголь Кузбасса)	1	61,14	0,77	17,95	8,42	0,09	3,51	3,09	3,40	1,27	100,10
	2	64,70	0,75	19,99	4,79	0,04	2,64	1,60	4,04	1,10	99,98

рот в секунду; скорость движения ленты-самописца 2400 мм/ч, отметки – через 1°.

Во втором случае запись производилась на Co_{ka} – излучении в интервале углов 60–30 нм до получения наиболее разрешенных дифракционных рефлексов. В результате многократной съемки эталонной пробы выявлен оптимальный режим записи дифракционной картины, удовлетворяющий требованиям диагностики силикатных и оксидных микрофаз, слагающих оболочки СПМ. Скорость вращения образца 0,5 оборота в секунду, скорость движения ленты – 1200 мм/ч, отметки через 0,5°, скорости счета импульсов 300–500 имп/с. Во всех случаях интегральная интенсивность базального отражения оценивалась по площади полученного пика.

Основным элементом дифракционной картины, полученной для СПМ в разных режимах записи, является широкий диффузный максимум (гало) в интервале углов 2θ 18–25° нм (при Co_{ka} -излучении) с медианой 3,4–3,6°А. Гало осложняется единичными рефлексами кристаллофаз кварца (33,4 и 42,5 нм) и муллита с ярко выраженным дуплексом пиков 33,9–34,2 нм примерно равной интенсивности.

На дифрактограммах отожженного при 900–1000°С материала дубликатов проб появляются дополнительные рефлексы, принадлежащие гематиту ($d=36,7-26,9-25,1$ нм) и магнетиту ($d=25,4-21,0-16,1$ нм).

По данным рентгеноструктурного, оптического и силикатного анализов (см. табл. 2, пробы I-2, II-2, III-2), был рассчитан полный минерально-фазовый состав полых микросфер (табл. 3), содержащихся в золе-уноса трех ТЭС – Новочеркасской, Шахтинской (сжигающих местный антрацит) и Владимирской, работающей на каменном угле Кузбасса.

Установлено, что силикатная оболочка СПМ в основном состоит из стеклообразной массы в виде кислого вулканического стекла ($n=1,512-1,503$), муллита ($3Al_2O_3, SiO_2$), кварца и опал-кристобалита.

Данные, приведенные в табл. 3 свидетельствуют о том, что наибольшее количество стеклофазы (60–57%) и муллита (28–25%), при относительно низком содержании свободной кремнекислоты (SiO_2) в виде кварца и опал-кристобалита обнаружено в СПМ Новочеркасской и Шахтинской ТЭС, сжигающих антрацитовый уголь. Минимальное количество муллита (15%) и вулканического стекла (49%) обнаружено в микросферах Владимирской ТЭЦ, сжигающей каменные угли.

Отметим, что с уменьшением муллита в составе этих СПМ, закономерно возрастает содержание кварца и опал-кристобалита, являющихся по сравнению с муллитом менее огнеупорной фазой.

Санитарно-гигиеническая оценка СПМ проводилась по факту наличия на золоотвалах некоторых угольных ТЭС России материала с повышенными содержаниями радионуклидов.

В соответствии с «Основными санитарными правилами работы с радиоактивными веществами и другими

3. Минерально-фазовый состав силикатных полых микросфер ТЭС, сжигающих угли разных бассейнов

Название ТЭС (ТЭЦ)	Минеральный состав СПМ, 100%		
	Вулканическое стекло	Муллит	Кварц+опал-кристобалит
Новочеркасская (антрацит Восточного Донбасса)	60	28	12
Шахтинская (антрацит Восточного Донбасса)	57	25	18
Владимирская (каменный уголь Кузбасса)	49	15	36

источниками ионизирующих излучений (ОСП-72/87)», удельная активность радионуклеидов – ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K не должна превышать 370, 259 и 4810 Бк/кг, соответственно. Согласно произведенным расчетам [8], суммарная удельная активность СПМ Новочеркасской ГРЭС оказалась значительно ниже предельно допустимой ($C_{\text{Ra}}/370 + C_{\text{Th}}/259 + C_{\text{K}}/4810 < 1$).

Оценка возможности использования СПМ в качестве сорбента для очистки водной поверхности от нефтяного загрязнения. Поиск новых сорбентов (абсорбентов) для очистки поверхности водных объектов от нефтяных загрязнений является актуальной задачей. В проведенных экспериментах в качестве сорбента использованы силикатные полые микросферы Новочеркасской ГРЭС, образованные при сжигании антрацита шахт Ростовская, Обуховская и Алмазная, расположенных в Гуково-Зверевском угленосном районе Ростовской области на северном крыле Доложано-Сулино-Садкинской синклиналии.

Исходная проба СПМ представлена легким (насыпная плотность 380–420 кг/м³) тонко-микрозернистым порошком серого цвета с преобладающими размерами сферических частиц 60–250 мкм при толщине силикатной оболочки 7–12 мкм. Коэффициент заполнения объема микросферы воздухом 65–67%, плотность материала оболочки в среднем 2490 кг/м³. Испытуемое вещество относится к попутным компонентам золы-уноса ТЭС, состоящим на 60% из стеклофазы кислого состава ($n=1,512$), муллита ($3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$) 28%, а также свободного кремнезема (SiO_2) 12% в виде кварца и опал-кристобалита примерно в равных количествах. Силикатные микросферы являются огнеупорным материалом с температурой жидкоплавкого состояния $1450 \pm 20^\circ\text{C}$ (при T 1250–1300°C отмечается их размягчение и незначительная деформация). Они не растворяются в кислотах (кроме плавиковой), в концентрированных щелочах и органических соединениях, не содержат вредных компонентов и опасных концентраций радионуклеидов.

Обладая идеальной сферической формой и газонепроницаемой оболочкой, силикатные микросферы по аналогии со стеклянными поплавками обладают абсолютной плавучестью. При попадании в воду они быстро «растекаются», образуя на её поверхности равномер-

ный пенообразный слой серого цвета.

Для проведения опытов использована нефть из месторождений Ставропольского края и Калмыкии, отличающаяся по составу, вязкости и плотности. Образцы нефти активно взаимодействовали с поверхностью силикатных микросфер, образуя за счет адгезии слой нефтяного шлама в виде агломерированной массы темно-бурого цвета. По-

лученный нефтешлам удерживался на водной поверхности в течение всего времени эксперимента (72–96 ч). В обоих случаях адсорбционная способность порошка из СПМ оказалась на уровне нефтеёмкости активированного угля ($E=5,87\text{--}6,52$ г/г при толщине нефтяной пленки 2,23–2,46 мм) и некоторых модифицированных минеральных сорбентов, искусственно вспененных при высокотемпературном воздействии перлитов и вермикулитов.

В серии проведенных опытов по очистке воды методом физической адсорбции в стеклянные колбы со 100 мл воды добавлялись 0,8–1,2 г сырой нефти и порошок испытуемого СПМ-сорбента в соотношении 1:1. Смесь тщательно встряхивалась до полного слипания нефти с частицами микросфер. После отстаивания с помощью делительной воронки отделялся водный слой, который анализировался на содержание нефти гравиметрическим методом. В качестве экстрагента нефти из водного слоя был использован гексан [7].

Степень извлечения нефти зависела от характера её распределения в водной среде. Нефть, диспергированная в воде путем интенсивного взбалтывания смеси, извлекалась в сорок раз хуже, чем такая же масса нефти в виде пленки на поверхности. Другое важное обстоятельство, оказывающее влияние на степень извлечения нефти, – способ нанесения сорбента на поверхность воды и равномерность распределения порошка по участкам загрязнения.

Как показали результаты экспериментов, после однократного извлечения нефти из модельной сточной воды с помощью силикатных микросфер при соотношении нефть:сорбент=1:1 остаточное содержание нефти в водном слое оказалось не более 3–4% от её исходной массы. Таким образом, по результатам эксперимента вода была очищена до состояния, пригодного для использования в технических целях.

Дальнейшее снижение концентрации нефти в сточной воде до норм отвода в открытые водоёмы без вреда для экосистемы [4] достигалось путем повторной обработки загрязненной воды препаратом из микросфер. Для получения воды питьевого назначения сточные воды должны дополнительно подвергаться биологической очистке и бактериологической обработке [9].

Несомненным достоинством силикатных микросфер в качестве нефтяного сорбента является простота регенерации и утилизации. Для этого достаточно собранную с поверхности воды густую пенообразную массу – смесь нефти и сорбента обработать одним из органических растворителей (бензол, ацетон, этанол, бензин). Нефть легко растворяется и отделяется от микросфер. Раствор нефти в органическом растворителе можно использовать как топливо, а микросферы после удаления легкокипящего растворителя будут готовы к повторному циклу.

Проведенное исследование приводит к следующим выводам.

1. Одним из эффективных способов утилизации силикатных полых микросфер, состоящих из кварца, муллита и стеклофазы, является экспериментально установленная возможность их использования в качестве сорбента для очистки сточных вод и поверхности водоемов от нефти и нефтепродуктов.

2. Сорбентом служат силикатные полые микросферы – побочный продукт сжигания угля на ТЭС в виде легкой порошкообразной массы, получаемый путем самопроизвольной сепарации золо-шлаковых отходов в водной среде гидроотвала или прямой безреагентной флотации компонентов золы-уноса потоком жидкости на малогабаритных флотационных машинах.

3. К очевидным достоинствам силикатных полых микросфер, рекомендуемых в качестве нефтяного сорбента, относятся их высокая нефтеёмкость, плавучесть, жаропрочность, а также относительная простота регенерации и утилизации.

Авторы благодарны руководству Новочеркасской ГРЭС за помощь в отборе представительных проб ЗШО и силикатных полых микросфер, явившихся основой проведенного исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобрнауки № 5.1848.2014/К.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов А.И., Макаренко П.П., Шеметов В.Ю. Охрана окружающей среды в нефтегазовой промышленности. – М.: Недра, 1997.
2. Гальперин М.В. Общая экология. – М.: Изд-во «Форум», 2007.
3. Гарин В.М., Кленова И.А., Колесников В.И. Промышленная экология. – Ростов-на-Дону: РГУПС, 2002.
4. Гарин В.М., Шатикина Т.А. Расчет платы за загрязнение окружающей среды. – Ростов-на-Дону: РГУПС, 2006.
5. Десярев, Г.В., Гетман В.Н., Десярева О.Г. Совершенствование методов и средств по сбору нефтепродуктов с поверхности воды // Разработка эффективных технологий повышения качества строительства и надежности зданий и сооружений. – Краснодар: КубГАУ, 2000. Вып. 384 (412). С. 21–25.
6. Кизильштейн Л.Я., Рылов В.Г., Шпицглюз А.Л. Полимеры из золы // Энергия: экономика, техника, экология. 1988. № 5. С. 46–47.
7. Количественный химический анализ. Методика выполнения измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах почв гравиметрическим методом. ПНД Ф 10.1.41-04. – М., 2004.
8. Компоненты зол и шлаков ТЭС / Л.Я.Кизильштейн, И.В.Дубов, А.Л.Шпицглюз, С.Г.Парада. – М.: Энергоатомиздат, 1995.
9. Морозов Н.В., Жукова О.В., Иванов А.В. Биотехнология ликвидации нефтезагрязнений аборигенными штаммами углеводородокисляющих микроорганизмов, иммобилизованными на сорбентах разной природы // Междунар. конгр. «Биотехнология и перспективы развития». – М., 2011. Ч. 2. С. 302–304.
10. Патент 4121945 (США) МКИ С 04 В 31/40. Процесс обогащения золы-уноса.
11. Патент 4652433 (США) МКИ С 01 7/00; С 01 49/00. Способ извлечения минералов и производство сопутствующих продуктов из золы-уноса.
12. Патент 3706384 (США) МКИ С 04 В 7/00. Устройство для сепарации частиц потоком жидкости.
13. Техногенное загрязнение природных вод углеводородами и его экологические последствия / В.М.Гольдберг, В.П.Зверев, А.И. Арбузов и др. – М.: Недра, 2001.
14. Шпирт М.Я. Безотходная технология. Утилизация отходов добычи и переработки твердых горючих ископаемых. – М.: Недра, 1986.
15. Chaves A.J.F., Morales D.R., Lastia quintera R. Recovery of genospheres and magnetite from coal burning power plant fly ash // Trans. of Iron and Steel Inst. of Japan, 1987. Vol. 7. № 7. Pp. 531–538.
16. Fischer G.L., Chang D.P.G., Brummer M. Fly-ash collected from electrostatic precipitators: microcrystalline structures and the mystery of the spheres // Science. 1976. Vol. 192. Pp. 553–555.

О развитии гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения

В.Я.ВОРОБЬЕВ, Ю.С.КОНОНОВ (ФГУП «Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики»; 410600, г. Саратов, ул. Московская, 70).

Вместо уточнения гипотезы об образовании Астраханского газоконденсатного месторождения в результате внедрения мантийного плюма предлагается полная поддержка версии, которая была сформулирована четверть века назад. Кроме того, ряд суждений, в частности о соляных куполах и соляных отложениях, не выдерживает критики.

Ключевые слова: гипотеза, образование Астраханского газоконденсатного месторождения, плюм.

Воробьев Виктор Яковлевич
Кононов Юрий Сергеевич



director@nvniigg.san.ru
rector@nvniigg.san.ru

Development hypothesis of the Astrakhan gas condensate field

V.Ya.VOROB'EV, Yu.S.KONONOV

The development hypothesis of the Astrakhan gas condensate field as a result of mantle plume introduction is absent. Instead of the hypothesis clarification, the total support of the version formulated 25 years earlier is proposed. In addition, numerous opinions about salt domes and salt deposits do not stand up to scrutiny.

Key words: The hypothesis, AGKM formation, plume.

Ряд высказываний авторов статьи*, считающих, что они обосновывают развитие гипотезы, требует существенных уточнений.

Отмечается, что на Астраханском газоконденсатном месторождении (АГКМ) концентрация дейтерия (δD) в попутных водах разных его скважин изменяется в «невиданных ранее» пределах от +8 до +220%, причем с глубиной (от 50 до 4050 м) она постепенно возрастает. Указывается также, что в некоторых скважинах месторождения концентрация дейтерия достигала даже +2000%. По установленной зависимости это должно соответствовать глубине около 25,8 км, то есть астеносфере Земли. Однако такой вывод применительно к АГКМ совершенно непонятен. В районе месторождения подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) находится значительно глубже.

Соответственно и источник поступления «сверханомальных» концентраций дейтерия должен быть при этом все-таки не внутриастеносферный, а внутрикоревой.

Далее речь идет об установлении существенного нарушения альфа-активности материнского и дочернего изотопов урана в седиментационных пластовых водах

АГКМ в результате смешения с глубинными водами. Однако из последующих рассуждений остается неясным, в чем оно заключается. Сначала говорится о том, что в глубинных водах содержание урана может достигать 250, но в районе АГКМ оно не превышает 0,007 мгк/л. Затем указывается, что полученные данные практически совпадают с известными уран-изотопными показателями пластовых вод нефтяных провинций. Авторы статьи считают, что это также объясняется поступлением глубинных вод в пределы нефтяных месторождений. В связи с этим возникают, по крайней мере, следующие недоуменные вопросы.

Во-первых, если само АГКМ, приуроченное к Прикаспийской нефтегазоносной провинции (НГП), по уран-изотопным показателям пластовых вод «практически совпадает» с другими (нефтяными) провинциями, в чем же тогда заключается его аномальность?

Во-вторых, если диапазон содержания урана в глубинных водах столь широк, как показывают авторы статьи, что же именно, по их мнению, может считаться характерным для более или менее интенсивного глубинного подтока в пластовые воды АГКМ и других месторождений?

*Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Яковлев Е.Ю., Осипова С.В. Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 26–32.

В-третьих, если для АГКМ развивается гипотеза его образования в результате поступления мантийного плюма, распространяется ли это (наличие плюмов) как бы «автоматически» из-за «практического совпадения» на упоминаемые авторами статьи нефтяные провинции (а также на другие месторождения непосредственно Прикаспийской НГП)?

В-четвертых, существует ли, по мнению авторов, и в чем именно заключается специфика АГКМ по сравнению с другими месторождениями (в том числе гигантами), открытыми в пределах Прикаспийской НГП?

Указанные вопросы к вводной части статьи при ознакомлении с ее содержанием так и остаются ни в коей мере не проясненными. Что касается ее основного содержания, то оно требует ряда замечаний.

Необходимы соответствующие комментарии в отношении двух взаимосвязанных высказываний, следующих с некоторым интервалом друг за другом.

Первое, как бы «заявочное», выглядит следующим образом: «Своеобразие Прикаспийской впадины в районе Астраханского газоконденсатного месторождения подчеркивается широким развитием соленосных отложений и соляных куполов в стратиграфическом разрезе. Аналогию ему может составить только район Мертвого моря. Это два единственных в мире засоленных водных бассейна, поверхность которых опущена ниже уровня океана. В проблеме генезиса прогибов типа Прикаспийского тесно переплетаются проблемы механизма мантийных плюмов, генезиса соляных куполов, нефтегазоносности и рудной минерализации осадочных провинций».

Такое высказывание требует уточнений.

Вначале о Прикаспийской впадине авторы говорят вскользь (в районе АГКМ), а затем заявляют о том, что в проблеме генезиса прогибов типа Прикаспийского тесно переплетается ряд проблем. При этом, в сущности на частном примере, делаются общие выводы. Впадина же и прогиб, как известно, не одно и то же.

Далее о «своеобразии» Прикаспийского прогиба, которое подчеркивается широким развитием соленосных отложений и соляных куполов. Почему-то авторы считают, что аналогию ему может составить только район Мертвого моря, поскольку это «два единственных в мире засоленных водных бассейна, поверхность которых опущена ниже уровня океана». На самом деле в мире немало соленосных (и солянокупольных) провинций разного возраста, среди которых преобладает пермское соленакопление. Кстати, это нашло отражение в многочисленных работах ряда исследователей, в том числе отечественных.

Что же касается современного гипсометрического положения Прикаспийской низменности, то, во-первых, она далеко не полностью совпадает в плане с палеозойской Прикаспийской впадиной и пермским (главным) солеродным бассейном в ее пределах. Во-вторых, она (современная низменность) не имеет никакого отно-

шения к соленакоплению, происходившему четверть миллиарда лет тому назад, главным образом в кунгурском веке (частично в казанском). Таким образом, указанный критерий сравнения, мягко говоря, несостоятелен.

Второе высказывание, созвучное первому и также связанное с соленакоплением и соляной тектоникой, относится к «известным фактическим данным, наблюдаемым в районе месторождения». Звучит оно так: «чрезвычайно большое количество каменной соли (NaCl), представленной в виде соляных куполов, происхождение которых до сих пор вызывает споры и практически не объяснимо образованием в результате испарения океанской соли из необходимого для этого большого количества океанской воды (около 10% объема современных океанов, то есть 135 млн. км³, что в 7,5 раз больше Северного Ледовитого океана). Это невероятно, если принять во внимание высказывание К.А.Клещева [9] о том, что Прикаспийская впадина была изолирована от проникновения океанских вод с юго-запада Эмбинскими поднятиями, а с юго-востока — Уральским орогеном».

К сожалению, в этом высказывании недостаточно ясно, что именно относится к соляной тектонике, а что к соленакоплению, поскольку о них говорится заодно. Поэтому само высказывание придется рассматривать по отдельным предложениям и даже их частям.

Итак, по поводу чрезвычайно большого количества каменной соли, представленной в виде соляных куполов, заметим, прежде всего, что на самом деле соляные купола чередуются с межкупольными мульдами, в том числе бессолевыми. Из них соль полностью выжата в смежные соляные купола. В плане же чередование соляных куполов и межкупольных мульд, как известно, имеет ячеистую форму. Это, в частности, нашло отражение в серии существующих карт масштабов 1: 1 000 000 и 1: 500 000, составленных для территории Прикаспийской впадины в основном в 1980-е годы.

В предлагаемой формулировке неясно что, по мнению авторов, до сих пор вызывает споры: относится ли это к большому количеству масс соли или к соляным куполам. Поскольку купола в дальнейшем упоминаются неоднократно с несколько «своеобразным» толкованием условий их формирования и игнорированием трудов исследователей, вложивших большой вклад в их изучение, вкратце на этом остановимся.

В настоящее время в пределах Прикаспийской НГП открыто около сотни месторождений (преимущественно нефтяных) в надсолевых отложениях. Расположены они в основном в казахстанской части НГП, как и ряд крупнейших месторождений в подсолевых отложениях. Но среди надсолевых месторождений преобладают мелкие. Тем не менее, поиски нефти начались именно на соляных куполах. Их развитию во многом способствовали исследования формирования соляных куполов в Прикаспии, выполненные В.Я. и П.Я.Авровыми, Г.Е.-А.Айзенштадтом, В.С.Журавлевым, Ю.А.Косыгиным, Н.В.Не-

волиным и рядом других геологов, работавших в регионе. Если же при этом возникает вопрос о каких-то спорных положениях, то они, как это обычно делается, должны быть четко сформулированными. Иначе подобные высказывания выглядят, по крайней мере, голословными.

Авторами статьи предпринята попытка оценки количества океанской воды, необходимой для образования накопившейся в Прикаспии соли. Однако, говоря о 135 млн. км³ и считая такой объем невероятным, авторы статьи «забывают» о факторе геосторичности. Если же учесть продолжительность кунгурского века, оцениваемую примерно в 5 млн. лет, то ежегодное количество соленащенного раствора (разделенное на 5 млн.) здесь окажется совсем небольшим.

Напомним, что десятью годами раньше вышла книга В.Т.Фролова «Наука геология: философский анализ» [24]. Она завершила публикацию серии статей, посвященных науке геологии [23] и почти сразу же получила высокую оценку на страницах «Отечественной геологии» [31]. В рассматриваемом аспекте важны два момента. Во-первых, по В.Т.Фролову историчность геологии — одна из важнейших характерных ее особенностей. Во-вторых, отмечая наличие в геологии различных гипотез, теория соленакопления отнесена им к хорошо разработанным. Это позволяет успешно использовать ее в геологоразведочной практике, в том числе и добыче ряда полезных ископаемых, приуроченных к галогенным толщам. В разработке теории соленакопления немалая заслуга и отечественных исследователей. Среди них (в частности, за последние полвека) нельзя не назвать, прежде всего, В.Ю.Баталова, М.Г.Валяшко, М.А.Жаркова, А.А.Иванова, В.М.Седлецкого, И.Н.Тихвинского, М.П.Фывега, А.Л.Яншина. К сожалению, создается впечатление, что и существующая теория соленакопления и труды названных исследователей (как и по формированию соляных куполов) не только не используются, но даже не упоминаются, что недопустимо при обсуждении серьезных вопросов.

Как известно, для солёной толщи в Прикаспийской впадине характерны, по крайней мере, две особенности. Одна из них заключается в том, что в окраинных частях солеродного бассейна соль замещается ангидрит-карбонатными (в основном доломитовыми) породами. Другая выражается в постепенном нарастании мощности солёной толщи от обрамления впадины с пластовым залеганием солей к внутренним районам с развитием соляной тектоники. Есть основания считать, что соляная тектоника начинает проявляться при нарастании мощности соли, превышающей 1000 м.

Что же касается приводимой в статье ссылки на К.А.Клещева (точнее на К.А.Клещева и В.С.Шейна), то она вызывает недоумение вот почему. Как известно, Южно-Эмбинское поднятие (в статье — Эмбинские поднятия) расположено на юго-востоке, а не на юго-

западе. Очевидно, где-то при использовании материалов допущена оплошность.

К числу «фактических данных, наблюдаемых в районе месторождения», авторами статьи относится «сложная структура кровли продуктивного горизонта, определенная пикообразными куполами». Авторы считают, что это явно свидетельствует о его образовании под высоким давлением поступающих глубинных флюидов. Однако так называемые пикообразные купола фактически «создали» сами авторы статьи, резко исказив вертикальный масштаб по отношению к горизонтальному. Давление к ним не имеет никакого отношения.

Далее говорится о присутствии окремнелых известняков в кровле башкирского яруса. Авторы статьи связывают его с повышенным содержанием SiO₂ в поступающих глубинных флюидах. Однако, если это так, совершенно непонятно, почему окремнение известняков происходит только в кровле башкирского яруса. Гораздо проще такое явление объясняется наблюдаемым переходом от карбонатной седиментации в башкирском веке к глинисто-кремнистой в последующий период так называемого некомпенсированного (осадконакоплением) прогибания. В районе Астраханского свода оно, как известно, сочеталось с накоплением терригенных (в основном песчано-глинистых) клиноформ моласоидного характера. Их распространение приурочено к окраинной части кряжа Карпинского. Наличие здесь серии разломов дало основание ряду исследователей со времени открытия АГКМ связывать его формирование в той или иной мере с подтоком по ним углеводородов (УВ) со стороны кряжа Карпинского. В том числе имелось в виду, что здесь мощный разрез каменноугольных отложений интенсивно насыщен рассеянной органикой и содержит угленосные серии. При этом и породы, и содержащаяся в них органика достигли достаточно высокой степени катагенетических преобразований для генерации УВ.

Что касается активности Астраханского свода в новейшей этап тектогенеза, отметим, что на карте новейшей тектоники масштаба 1:500 000 [14] разломы не фиксируются, а мощная (до 600 м) толща неоген-четвертичных отложений залегает в пределах Астраханского свода и Эдженской новейшей впадины без нарушения их сплошности.

Отмечаемое аномально высокое содержание сероводорода, действительно, всеми считается характерной особенностью АГКМ. В частности, одно время само месторождение даже именовалось серогазоконденсатным. Тем не менее, известно, что повышенное в той или иной мере содержание серы в нефти или H₂S в газах вообще характерно для залежей УВ, приуроченных к карбонатным толщам. Это в полной мере относится и к месторождениям Прикаспийской НГП, а не только к АГКМ. Поэтому, говоря о его аномалии, обязательно надо оценивать величину ее превышения над «фоном», чего, к сожалению, авторы статьи не делают.

Такая попытка сделана в отношении превышения пластового давления на АГКМ над гидростатическим. Только последнее в пределах Прикаспийской НГП в целом, а также и в районе АГКМ, никогда не бывает таким, как указано. Оно обычно выше, в частности, из-за высокой минерализации пластовых вод. Сравнивать же пластовое давление АГКМ следовало бы с аналогичными показателями также крупнейших месторождений Карачаганак и Тенгиз. Они были открыты в Прикаспийской НГП примерно в одно время с АГКМ и глубины залегания кровли продуктивных горизонтов на них могут считаться довольно близкими. Однако таких сопоставлений не делается.

Если так же оценивать аномально повышенные температуры в районе Астраханского свода и других месторождений, то величина аномалии не будет слишком высокой. Вместе с тем, вполне вероятно, что Астраханский свод в известной мере испытал влияние интенсивной Мынтобинской геотермической аномалии. Она, как известно, выявлена на прилегающей территории Казахстана на расстоянии в несколько десятков километров к северо-востоку от Астраханского свода на рубеже 70–80-х годов XX в. При этом ее характеристику удалось получить лишь по надсолевому разрезу.

В рассматриваемом плане может представлять интерес то обстоятельство, что более полувека тому назад В.С.Журавлев при изучении надсолевых отложений наметил региональный субширотный разлом, названный им Азгирским. Главным основанием для его выделения служило почти линейное расположение в направлении с северо-запада на юго-восток серии «аномальных» межкупольных мульд. В том числе на крайнем юго-востоке к таким мульдам были отнесены Абжель-Ракушинская и Новобогатинская. Обе характеризуются резким разрастанием мощности молодых (неоген-палеогеновых) отложений. На крайнем северо-западе это характерно для Царынской мульды. Как оказалось, Мынтобинская геотермическая аномалия вполне может считаться относящейся к Азгирскому региональному разлому. Только, к сожалению, он пока не зафиксирован, как достаточно крупноамплитудный, ни в подсолевом комплексе, ни по кровле фундамента. По этим опорным горизонтам региональная структура Прикаспийской НГП вполне может считаться охарактеризованной уже в 1980-е годы. Правда, в настоящее время основная часть НГП оказалась в «ближнем зарубежье».

Далее в статье речь идет главным образом о плюм-тектонике и ее влиянии на формирование АГКМ (не считая некоторых частных особенностей иного характера). Все перечисленные фактические данные объясняются авторами только поступлением в район Прикаспийской впадины мантийного плюма. То же повторяется затем со ссылкой на помещенный в статье рис. 3, на котором плюм считается приуроченным к центральной части Прикаспийской впадины или к Централь-

Прикаспийскому рифту. В том числе на рис. 3 показаны АГКМ и Карачаганакское месторождение, находящиеся на примерно одинаковом расстоянии от предполагаемого плюма. Однако о Карачаганакском месторождении в статье ни слова не говорится. Вместе с тем упоминается о том, что в настоящее время некоторые исследователи непосредственно для района АГКМ высказывались о возможности образования этого месторождения в результате действия плюм-тектоники.

Авторы полностью поддерживают версию О.М.Севастьянова [20] о том, что «в кунгурское время в район Астраханского газоконденсатного месторождения поступает из ядра Земли глубинный плюм, что приводит к вздутию поверхности Мохоровичича и базальтового слоя земной коры и возникновению глубинных разломов глубокого (80–90 км) заложения. В это же время образуется серия коровых разломов». По этому поводу имеются весьма существенные замечания. В заголовке статьи ее авторы претендуют на развитие гипотезы образования АГКМ в результате поступления мантийного плюма. На деле же ограничиваются просто поддержкой версии О.М.Севастьянова, высказанной четверть века тому назад. Кроме того, прогнозируемый плюм должен находиться где-то в одном месте. Или это центральная часть Прикаспийской впадины (и тогда его влияние должно ощущать не только АГКМ, но и другие месторождения Прикаспийской НГП), или район самого АГКМ. В последнем случае положение его (или просто глубинное воздействие на АГКМ) наиболее вероятно было бы связывать с Мынтобинской геотермической аномалией. Ее, в частности, можно в таком случае считать существующей в настоящее время «горячей точкой».

Наконец, напрашивается еще одно замечание по поводу поддержки версии О.М.Севастьянова. Если глубинный плюм действительно поступил в район АГКМ в кунгурское время, то это ни в коей мере не может «однозначно свидетельствовать о современном поступлении глубинных вод». С кунгурского времени до современных процессов, как уже упоминалось, прошло около четверти миллиарда лет (сопровождавшихся множеством процессов). Поэтому надо выбирать что-то одно, наиболее вероятное в геологическом отношении.

Большее половины объема статьи посвящено рассуждениям о самой плюм-тектонике и геодинамике. При этом одно из высказываний по этому поводу, как бы предваряющее последующие, уже вызывает замечание. В нем указывается, что впервые гипотезу о тектонике плюмов выдвинули японские геофизики У.Фукао и Ш.Моруяма в 1994 г., через абзац приводится мнение о мантийных плюмах Л.П.Зоненшайна и М.И.Кузьмина, датированное 1993 г., то есть на год раньше. О том, какая именно работа указанных исследователей имелась в виду, в статье не указано, но, очевидно, это «Глубинная геодинамика Земли», опубликованная в журнале «Геология и геофизика» [7].

По поводу данной публикации необходимо упомянуть, что плюм-текtonика рассматривается в ней, исходя из двух основных предпосылок. Во-первых, она тесно увязывается с выявлением горячих полей (и горячих точек), во-вторых, непосредственно сочетается с плейт-текtonической концепцией, именуемой также парадигмой. Как известно, среди отечественных исследователей Л.П.Зоненшайн по праву считается одним из наиболее ярких приверженцев этой концепции.

Кроме того, в статье есть высказывание о том, что «Плюм-текtonика – относительно новая теория в геофизике, которая изучает движение внутримантийных плюмов под тектоническими плитами...». Здесь заметим, что речь надо вести не о геофизике (геофизика – средство изучения), а о геодинамике.

Рассуждая о тектонике плит, авторы упоминают такие термины, как оси спрединга, дивергентные границы плит и тут же пишут «Некоторые исследователи даже предполагают, что тектоника горячих точек (плюм-текtonика) была более важным источником изменения лика Земли, чем тектоника плит в ранние эпохи». Правда, ссылки на «некоторых исследователей» не приводятся.

Далее авторы статьи говорят о расширении планеты Земля и увеличении ее объема при сохранении общей массы. При этом ссылаются на работу С.Г.Неручева [13], хотя сам он ни в этой, ни в последующей подобной работе [12], никакого расширения Земли не предполагает. Отмечаемое им периодическое повышение содержания урана связывается с геокосмическим воздействием, в основном так называемого галактического года на ритмичность истории геологического развития Земли.

Что касается расширения Земли, то известна его изначальная несовместимость с плейт-текtonической концепцией. В последнее время показано, что с учетом геокосмических связей, но уже внутри Солнечной системы, величина радиуса Земли не может меняться более чем на 1% [15]. С другой стороны, в последнее время появляются публикации с критическим отношением к тектонике плит [2, 4, 11, 21, 22, 24, 29–30 и др.]. В рассматриваемой статье, помимо Л.П.Зоненшайна и М.И.Кузьмина, из других серьезных работ по данной проблеме упоминается лишь публикация В.Е.Хаина в журнале «Природа» [25]. Однако, хотя эта статья называется «Современная геодинамика, достижения и проблемы», из нее использованы лишь сведения о мощности земной коры под островом Исландия. Для самого же В.Е.Хаина, несомненно, более важна публикация в тот год не в «Природе», а в «Геотектонике» [26].

Кстати, М.И.Кузьмин в журнале «Природа» в статье об истории возникновения плюм-текtonики [10] отмечает следующее. Горячие точки и горячие поля стали выделять в 1960–1970-х годах. Понять их природу и структуру позволило развитие сейсмотомографии в конце 1970-х–начале 1980-х годов. Тогда при анализе скоростей прохождения сейсмических волн через тело

Земли удалось выделить в мантии крупные области, как с пониженными, так и с повышенными значениями скоростей. При этом проекция низкоскоростных участков мантии на поверхность Земли совпала с выделенными ранее горячими полями. Это и стало основанием для развития плюм-текtonики. М.И.Кузьмин также ссылается на работу В.Е.Хаина, в которой сказано, что открытие горячих полей мантии Земли принадлежит советским геологам [28].

Рассматривая вопросы геодинамики, авторам статьи было бы полезно познакомиться с серьезными публикациями по затронутой проблеме, в частности с монографией Н.А.Добрецова с соавторами [6] и других исследователей [1, 3, 5, 8, 16, 17, 19].

Поверхностный подход к плюм-текtonике, как и к другим вопросам, по которым сделаны замечания, подрывает доверие к содержанию статьи. Оно выглядит тенденциозным, особенно по вопросам соленакопления и соляной тектоники с использованием плюма при формировании соляных куполов. По указанным причинам заявленная претензия на развитие гипотезы формирования АГКМ (в связи с плюм-текtonикой) не может считаться состоятельной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков В.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
2. Блюман Б.А. Основные концептуальные следствия неоднородности Земли // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 87–93.
3. Винник Л.П. Сейсмические свойства мантийных плюмов // Проблемы глобальной геодинамики. 2000. № 6. С. 104–110.
4. Горянов П.М., Иванюк Г.Ю. Поможет ли синергетика «теории» тектоники плит? // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 98–102.
5. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики. – М.: ГЕОС, 2000. С. 67–103.
6. Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкина А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: СОРАН, филиал ГЕО, 2001.
7. Зоненшайн А.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 3–12.
8. Иогансон Л.И. Мантийные диапиры плюмы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 3–12.
9. Клещев К.А., Шеин В.С. Геологическое строение и геодинамическая эволюция Прикаспийской впадины / Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского моря. – М.: МАКС Пресс, 2008.
10. Кузьмин М.И. К новой парадигме геологии // Природа. 2014. № 7. С. 49–58.
11. Михалев Ю.М. Кризис новой глобальной тектоники // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–87.
12. Неручев С.Г. Периодичность геологических и биотических

- событий фанерозоя // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 493–511.
13. *Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982.
 14. *Новейшая тектоника* / В.Я.Воробьев, Ю.В.Горошков, Р.Г.Киркина, А.Д.Наумов // Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья. – Саратов: Саратовский ун-т, 1978.
 15. *О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом* / Н.В.Короновский, А.В.Копеев, И.А.Герасимов, Г.М.Киквадзе // Геотектоника. 2003. № 5. С. 69–84.
 16. *Пуцаровский Ю.М.* Глобальная тектоника в перспективе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 3–17.
 17. *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* О тектонической модели Земли нового поколения – обзор проблемы // Геотектоника. 2006. № 3. С. 3–8.
 18. *Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плюма* / А.И.Тихонов, Н.Е.Миронова, Е.Ю.Яковлев, С.В.Осипова // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 26–32.
 19. *Рифтогенез, рифтогеновый магматизм особенности проявления в спрединговых зонах и в областях над «горячими» и «холодными» полями мантии* // М.И.Кузьмин, А.И.Альмухамедов, В.В.Ярмолук, В.А.Кравчинский // Проблемы глобальной тектоники. – М.: ОГТГН РАН, 2003. С. 7–31.
 20. *Севастьянов О.М.* Гидрохимические коррелятивы пластовых подошвенных вод Астраханского ГКМП / Гидрогеологические особенности газовых и газоконденсатных месторождений в связи с условиями их активного обводнения. – М.: ВНИИ ГАЗ, 1989. С. 54–58.
 21. *Томсон И.Н.* Океанизация Земли – альтернатива неомобилизму // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 79–81.
 22. *Тяпкин К.Ф.* О кризисе в современной геотектонике и возможности выхода из него // Геофизика. 2003. № 5. С. 70–72.
 23. *Фролов В.Т.* О науке геологии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. Ст. 1. Законы в геологии. 2000. № 4. С. 32–40. Ст. 2. Геологические теории. 2001. № 1. С. 3–11. Ст. 3. Теория познания геологии. 2002. № 1. С. 6–14.
 24. *Фролов В.Т.* Наука геология: философский анализ. – М.: МГУ, 2004.
 25. *Хаин В.Е.* Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51–59.
 26. *Хаин В.Е.* Глобальная динамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3–13.
 27. *Хаин В.Е.* Основные проблемы геологии. – М.: Научный мир. 2003.
 28. *Хаин В.Е.* Об основных принципах построения подлинно глобальной модели геодинамики Земли // Геология и геофизика. 2010. № 6. С. 753–766.
 29. *Шолто В.Н.* Эмпирические обобщения и парадигмы в геологии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 3–14.
 30. *Шолто В.Н.* Анализ палеотектонических реконструкций // Геодинамика. 2005. № 3. С. 14–22.
 31. *Щербаков А.С.* Предисловие к книге В.Т.Фролова «Наука геология философский анализ» // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 70–71.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

**По всем вопросам, связанным со статьями обращаться в редакцию по телефону (495)315-28-47,
E-mail: ogeo@tsnigri.ru**

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

80-летие Алексея Юрьевича Розанова

18 июня 2016 г. исполнилось 80 лет Алексею Юрьевичу Розанову — академику РАН, доктору геолого-минералогических наук, академику-секретарю Отделения биологических наук РАН, члену Президиума РАН, профессору кафедры палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова.

Алексей Юрьевич Розанов закончил в 1958 г. Московский геологоразведочный институт и начал свою трудовую деятельность в Геологическом институте АН СССР, где вместе с коллегами разработал схемы биостратиграфического расчленения нижнего кембрия Сибирской платформы, Алтае-Саянской складчатой области и Восточно-Европейской платформы, ставшие базой для подразделений кембрийской системы общей шкалы.

В 1977 г. А.Ю.Розанов занял пост заместителя директора по научной работе Палеонтологического института РАН. Здесь он создал лабораторию древнейших организмов и приложил много усилий для того, чтобы сделать ее крупнейшим научным центром по изучению появления и эволюции ранних скелетных организмов Земли, а Палеонтологический институт — центром наиболее передовых методов палеонтологических исследований.

С 1992 по 2011 гг. Алексей Юрьевич Розанов был директором Палеонтологического института РАН. В 1990-е годы академики А.Ю.Розанов и Г.А.Заварзин создали новое научное направление по всестороннему изучению ископаемых бактерий — бактериальную палеонтологию. На базе академических институтов — Палеонтологического и Института микробиологии (ИНМИ) была основана Межинститутская лаборатория бактериальной палеонтологии земных и внеземных объектов, руководителем которой стал А.Ю.Розанов.

Алексей Юрьевич Розанов — один из энтузиастов развития астробиологии в России. По его инициативе в 2010 г. был создан Научный совет по астробиологии РАН, председателем которого стал Алексей Юрьевич. А.Ю.Розанов также является руководителем сектора астробиологии, основанного им на базе Лаборатории радиационной биологии Объединенного института ядерных исследований (г. Дубна).

С 2004 г. А.Ю.Розанов — бессменный руководитель Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, которая тематически развивает цикл работ о происхождении и эволюции биосферы.

В течение 12 лет Алексей Юрьевич был председателем Международной подкомиссии по кембрийской системе, членом рабочей группы по границе докембрия и кембрия Международной комиссии по стратиграфии, являлся членом Научного комитета IGCP-UNESCO, избирался вице-президентом Международной палеонтологической ассоциации IPA (1992–2002). Он также



член научных обществ Франции, США, Австралии, Международного общества инженеров-оптиков. В настоящее время Алексей Юрьевич Розанов является Президентом Всероссийского палеонтологического общества (с 2013 г.), заместителем председателя Межведомственного стратиграфического комитета, председателем Научного совета по палеобиологии и эволюции органического мира РАН, членом Национального комитета Международной геосферно-биосферной программы (IGBP). А.Ю.Розанов — главный редактор «Палеонтологического журнала», член редколлегии журналов «Успехи современной биологии», «Отечественная геология», «Стратиграфия. Геологическая корреляция» и «Astrobiology».

За научные заслуги А.Ю.Розанов удостоен государственных наград и наград профессиональных сообществ. Алексей Юрьевич Розанов — Лауреат премии МОИП (1974), Заслуженный деятель науки Российской Федерации (1996), имеет Орден Дружбы народов (2007), Орден Почета (2013), Золотую медаль Хубилай-хана (высшая награда Монгольской академии наук, 2013).

Алексей Юрьевич много сделал и для развития музеев Академии наук, в том числе Палеонтологического музея имени Ю.А.Орлова. В 2007–2010 гг. он возглавлял Музейный совет РАН и за это время добился существенного улучшения положения многих академических музеев как в правовом, так и в финансовом аспектах.

Поздравляем Алексея Юрьевича Розанова с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья, долголетия и творческих успехов на благо науки.

*Ученый совет ПИН РАН
Редколлегия журнала*