## СОДЕРЖАНИЕ

## Том 507, номер 2, 2022

### **ГЕОЛОГИЯ**

О возрасте формирования пегматитов Мамской слюдоносной провинции:	
новые $U - Pb$ (ID-IIMS) данные по циркону A = B = C - C - C - C - C - C - C - C - C - C	
А. Б. Гкачев, Е. Б. Сальникова, Е. Ю. Гыцк, А. Б. Котов, А. А. Иванова, Е. В. Толмачева, Ю. В. Плоткина	163
ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
Роль органических соединений в образовании эпитермальных	
золото-серебряных месторождений Камчатки, Россия	171
Н. Д. Толстых, Н. С. Бортников, М. О. Шаповалова, Е. О. Шапаренко	171
Альоитовые метасоматиты и ториевая минерализация в урановых месторождениях вулканогенного типа (на примере Стрельцовского рудного поля, Восточное Забайкалье)	
О. В. Андреева, В. А. Петров, В. В. Полуэктов	179
Возраст и проблема генезиса золоторудного месторождения Кутын, Хабаровский край	107
А. М. Азарян, Е. В. Баданина, В. М. Саватенков, А. Б. Кузнецов	187
ГЕОХИМИЯ	
Изотопный состав серы Ru—Os-сульфидов Гулинского массива	
(Маймеча-Котуйская провинция, Россия): первые данные	10.4
К. Н. Малич, Л. Н. Когарко, И. Ю. Баоанина, І. А. Веливецкая, А. В. Игнатьев	194
интрузии ультрабазитов (Приморье)	
А. И. Ханчук, В. П. Молчанов, Д. В. Андросов	202
Экспериментальные исследования транспорта компонентов сульфидных руд	
в присутствии флюиднои фазы при повышенных <i>P1</i> -параметрах	
З. А. Котельникова, Г. М. Ахмеджанова, Ю. Б. Шаповалов	209
Локализация редкоземельных элементов в углях Сергеевского месторождения (Приамурье)	
В. И. Радомская, Л. П. Шумилова, Л. П. Носкова, А. П. Сорокин, Л. М. Павлова, В. В. Иванов	217
МИНЕРАЛОГИЯ	
Метастабильная кристаллизация и структурная сложность минералов	
С. В. Кривовичев	224
Арагонит в интерстициях мантийного ксенолита	
из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон): прямое свидетельство присутствия карбонатитовых расплавов в глубинной литосферной мантии	
А. В. Головин, К. А. Соловьев, И. С. Шарыгин, Ф. А. Летников	229
Fe-Ti-Au-U-минерализация Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье, Россия)	
С. М. Жмодик, Д. К. Белянин, Е. В. Айриянц, Н. С. Карманов, А. А. Миронов, Б. Б. Дамдинов	236
Особенности химического состава минералов золота	
С Ю Степанов Р С Паламариук В Н Пучков С В Петров	245
с. 10. Стенинов, 1. С. Пилимирчук, В. П. Пучков, С. В. Петров	245
ПЕТРОЛОГИЯ	
Частичное плавление бесплагиоклазового гранат-двуслюдяного метапелита	
как модель образования ультракалиевых кислых магм в условиях континентальной коры <i>А С Митвее О Г Сафоное Л А Варламое Л Л еан Ринен А А Сердок Л Я Араноеци</i>	253
Петрогенезис. U–Pb-возраст и Lu–Hf-систематика порол Гаревского комплекса	255
Северо-Енисейского кряжа: свидетельства гренвильских событий	
на западной окраине Сибирского кратона	
И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, К. А. Савко, А. А. Крылов	262

Вулканология	
Возмущения нижней ионосферы после извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022, зарегистрированные методом СДВ-радиопросвечивания	
М. С. Соловьева, С. Л. Шалимов	272
ГЕОДИНАМИКА	
Роль глубинных флюидов в погружении коры древнего кратона.	
Осадочный бассейн Московской синеклизы в позднем девоне	
Е. В. Артюшков, П. А. Чехович	277
ЛИТОЛОГИЯ	
Палеотектоническая обстановка накопления среднеюрских отложений	
северо-восточного фланга Нагонджинского террейна (кряж Улахан-Сис)	200
В. В. Костылева, М. В. Герцева, О. А. Лутиков, Е. В. Ватрушкина, М. И. Тучкова, С. Д. Соколов	290
СТРАТИГРАФИЯ	
Корреляционный и палеогеографический потенциал граптолитовых шкал при сопоставлении	
ордовикских терригенных глубоководных последовательностей циркумполярных областей	• • • •
Н. В. Сенников	296
ГЕОФИЗИКА	
Результаты моделирования источников магнитных аномалий в земной коре Среднего Урала	
П. С. Мартышко, Н. В. Федорова, А. Л. Рублев	303
СЕЙСМОЛОГИЯ	
Исспелование особенностей сейсмогенной активизации	
Чилийской субдукционной зоны в начале XXI в.	
И. С. Владимирова	309
OVENHOTOFUG	
Хаос и ооращение волнового фронта при дальнем распространении звука в океане	316
$\mathcal{A}$ . D. Mukupos, A. A. Komuccupos Cucrematives periodesementative premetrop Sc. Cr. Zr w The propervision transmission of the second secon	510
Норвежско-Гренландского бассейна	
А. В. Маслов, Н. В. Политова, А. А. Клювиткин, Н. В. Козина, М. Д. Кравчишина,	
А. Н. Новигатский, Е. А. Новичкова, В. П. Шевченко	323
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОПЕССЫ	
Иентры лействия атмосферы в Северном полушарии: современные особенности	
и ожидаемые изменения в 21 веке по расчетам с ансамблями	
климатических моделей CMIP5 и CMIP6	
И. И. Мохов, А. М. Осипов, А. В. Чернокульский	332
ГЕОЭКОЛОГИЯ	
Биогеохимические механизмы реадаптации рыб к снижению токсичного загрязнения	
Н. А. Гашкина, Т. И. Моисеенко	341
Дифракция отраженных электронов при изучении матриц высокоактивных отходов	• • •
С. В. Юдинцев, М. С. Никольский, О. И. Стефановская, Б. С. Никонов, А. С. Уланова	349
Остров тепла в пограничном слое атмосферы и концентрация загрязняющих веществ нал горолом Vda в 2021 г	
Д. Ю. Васильев, П. В. Вельмовский. Г. Н. Семёнова. А. А. Чибилёв	356
Моделирование, расчет и управление тепловым режимом шахт и рудников	
при освоении месторождений полезных ископаемых на больших глубинах	

363

Л. Ю. Левин, А. В. Зайцев

## ΝΠΕΛΠΟΠΟΓΙΑ

## Vol. 507, no. 2, 2022

## GEOLOGY

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS         The Role of Hydrocarbons in the Formation of Epithermal Gold-Silver Deposits in Kamchatka, Russia       N. D. Tolstykh, N. S. Bortnikov, M. O. Shapovalova, and E. O. Shaparenko       171         Ablie Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type       171         Ablie Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type       171         Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region       179         A. M. Azarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov       187         GEOCHEMISTRY       Suffur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       203         Ga M. Ahmedyhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V I. Radomskay, L. P. Shumilova, L. B. Shapovalov         V. I. Radomskay, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Vanov       217         MINERALOGY       224         Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals <th>On the Formation Age of Pegmatites of the Mama Mica Belt: New U–Pb (ID-TIMS) Data on Zircon A. V. Tkachev, E. B. Sal'nikova, A. B. Kotov, E. Yu. Rytsk, A. A. Ivanova, E. V. Tolmacheva, and Yu. V. Plotkina</th> <th>163</th>	On the Formation Age of Pegmatites of the Mama Mica Belt: New U–Pb (ID-TIMS) Data on Zircon A. V. Tkachev, E. B. Sal'nikova, A. B. Kotov, E. Yu. Rytsk, A. A. Ivanova, E. V. Tolmacheva, and Yu. V. Plotkina	163
The Role of Hydrocarbons in the Formation of Epithermal Gold-Silver Deposits in Kamchatka, Russia       N. D. Tolstykh, N. S. Bortnikov, M. O. Shapovalova, and E. O. Shaparenko       171         Albite Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type (on the Example of Strellsovska Ore Field, East Transbaikalia)       179         O. V. Andreeva, V. A. Petrov, and V. V. Poluektov       179         Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region       187         A. M. Agarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov       187         GEOCHEMISTRY       Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       1. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       8. B. Damdinova, A. R. Kotelnikova, N. J. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224       Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Done Ji	GEOLOGY OF ORE DEPOSITS	
Albite Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type       (on the Example of Strettsovska Ore Field, East Transbaikalia)       179         A. A. Ardreeva, V. A. Petrov, and V. V. Poluektov       179         Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region       187         A. M. Azarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov       187         GEOCHEMISTRY       187         Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       1         A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       209         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Uccalization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle       226         A. V. Golovin, K. A. Sol	The Role of Hydrocarbons in the Formation of Epithermal Gold-Silver Deposits in Kamchatka, Russia N. D. Tolstykh, N. S. Bortnikov, M. O. Shapovalova, and E. O. Shaparenko	171
0. V. Andreeva, V. A. Petrov, and V. V. Poluektov       179         Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region       187         GEOCHEMISTRY       187         Sulfur Isotope Composition of Ru—Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       07 a Fluid Phase at Increased PT-Parameters         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224       Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       224         Mitheralization and Structural Complexity of Minerals       5. V. Krivovichev       225         S. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharrygin, and F. A. Letnikov       229       229 <td< td=""><td>Albite Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type (on the Example of Streltsovska Ore Field, East Transbaikalia)</td><td></td></td<>	Albite Metasomatites and Thorium Mineralization in Uranium Deposits of Volcanicd Type (on the Example of Streltsovska Ore Field, East Transbaikalia)	
Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region       187         A. A. Azarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov       187         GEOCHEMISTRY       Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       0         of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       8         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova,       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224       Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       229       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       226         Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Mel	O. V. Andreeva, V. A. Petrov, and V. V. Poluektov	179
A. M. Azarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov       187         GEOCHEMISTRY       Sulfur Isotope Composition of Ru—Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         Sulfur Isotope Composition of Ru—Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       206         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedyhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224         Maraonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle       229         A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       3         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karma	Age and Problem of the Genesis of the Kutyn Gold Deposit, Khabarovsk Region	
GEOCHEMISTRY         Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       209         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       217         MINERALOGY       217         Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Cratom): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle       229         A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. W. Zhenodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       237         S. Vu. Stepanov, R. S. Palamarc	A. M. Azarian, E. V. Badanina, V. M. Savatenkov, and A. B. Kuznetsov	187
Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province,         Russia: First Results       194         K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       202         of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       8. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova,       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I Radomskaya, L. P. Shapovalov       209         MINERALOGY       217         MINERALOGY       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       229         in the Deep Lithospheric Mantle       220         A. V. Golovin, K. A. Solovey, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       229         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       229         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         Features of Chemical	GEOCHEMISTRY	
K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev       194         The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       209         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224       Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle       229         A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Fee-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. V. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245         PETROLOGY       245         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Varanovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Wester	Sulfur Isotope Composition of Ru–Os Sulfides from the Guli Massif, Maimecha-kotui Province, Russia: First Results	
The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)       A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       209         V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217 <b>MINERALOGY</b> 224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Siberain Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       224         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         Features of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of	K. N. Malitch, L. N. Kogarko, I. Yu. Badanina, T. A. Velivetskaya, and A. V. Ignatiev	194
A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov       202         Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       of a Fluid Phase at Increased PT-Parameters         B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova,       G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V         V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217 <b>MINERALOGY</b> 224         Magonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       229         S. V. Krivovichev       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       229         Fe-Ti-Au–U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       229         Fe-Ti-Au–U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       01       245 <b>PETROLOGY</b> 245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapel	The First Data on Gold-Antimony Mineralization of the Ariadne Intrusion of Ultrabasites (Primorye)	
Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence       of a Fluid Phase at Increased <i>PT</i> -Parameters <i>B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova,</i> 209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       219 <i>V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov</i> 217 <b>MINERALOGY</b> 224         Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals       224 <i>S. V. Krivovichev</i> 224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts         in the Deep Lithospheric Mantle <i>A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov</i> 229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236 <i>S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov</i> 236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245 <b>PETROLOGY</b> 245 <b>PETROLOGY</b> 245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust <i>A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A.</i>	A. I. Khanchuk, V. P. Molchanov, and D. V. Androsov	202
B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova,       209         G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov       209         Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       217         VI. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       224         Magonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       229         Si V. Krivovichev       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       229         Fe -Ti-Au-U-Mineralization of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         PETROLOGY       245         Petrology       245         Petropenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Ro	Experimental Investigations of Transport of Components of the Sulfide Ores in the Presence of a Fluid Phase at Increased <i>PT</i> -Parameters	
Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)       V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         PETROLOGY       245         Petropeasis, C-Bisic Magmas under Conditions of the Continental Crust       A. S. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Siberian Craton       253         1. 1. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	B. B. Damdinov, A. R. Kotelnikov, N. I. Suk, L. B. Damdinova, Z. A. Kotelnikova, G. M. Akhmedzhanova, and Y. B. Shapovalov	209
V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov       217         MINERALOGY       Minerals       224         Mathematication and Structural Complexity of Minerals       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Giberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       229         re-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         PETROLOGY       245         Petrococy R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245         Petrococy Petrococy R. S. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         It the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       262	Localization of Rare Earth Elements in the Coals of the Sergeevskoye Deposit (Priamurie)	
MINERALOGY       224         Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       224         Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts       1         in the Deep Lithospheric Mantle       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       226         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245         S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245         PETROLOGY       245         Petropublic of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       253         A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       1.1. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov	V. I. Radomskaya, L. P. Shumilova, L. P. Noskova, A. P. Sorokin, L. M. Pavlova, and V. V. Ivanov	217
Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals       224         S. V. Krivovichev       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts         in the Deep Lithospheric Mantle       229 <i>A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov</i> 229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         PetroclocgY       245         PetrolocgY       245         Petrolocgy       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	MINERALOGY	
S. V. Krivovichev       224         Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe       (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts         in the Deep Lithospheric Mantle       A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         Of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245         S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245         PETROLOGY       245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       253         A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	Metastable Crystallization and Structural Complexity of Minerals	
Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov229Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia) S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov236Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov245PETROLOGYPartial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov262	S. V. Krivovichev	224
A. V. Golovin, K. A. Solovev, I. S. Sharygin, and F. A. Letnikov       229         Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)       236         S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         Of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245         PETROLOGY       245         Petrogenesis, Celsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	Aragonite in the Interstitial Space of a Mantle Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): Direct Evidence for the Presence of Carbonatite Melts in the Deep Lithospheric Mantle	
<ul> <li>Fe-Ti-Au-U-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transbaikalia, Russia)</li> <li>S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov</li> <li>Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives</li> <li>of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia</li> <li>S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov</li> <li>PETROLOGY</li> <li>Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation</li> <li>of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust</li> <li>A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich</li> <li>Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex</li> <li>of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events</li> <li>at the Western Margin of the Siberian Craton</li> <li>I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov</li> </ul>	A V Golovin K A Solovey I S Sharvain and F A Letnikov	229
S. M. Zhmodik, D. K. Belyanin, E. V. Airiyants, N. S. Karmanov, A. A. Mironov, and B. B. Damdinov       236         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       236         of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245 <b>PETROLOGY</b> 245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       253         A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	$Fe_{Ti}_{Au}$ II-Mineralization of the Ozerninsky Ore Cnot (Western Transhaikalia Russia)	22)
Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       250         Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives       245         Of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245 <b>PETROLOGY</b> 245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       253         A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       253         I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	S M Zhmodik D K Relvanin F V Airivants N S Karmanov 4 A Mironov and R R Damdinov	236
of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia       245         S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245 <b>PETROLOGY</b> 245         Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       253         A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       262	Features of Chemical Composition of Gold Minerals from Gabbro Massives	250
S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov       245 <b>PETROLOGY</b> Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust       A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich       253         Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton       I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov       262	of the Urals Platinum-Bearing Belt, Russia	
PETROLOGYPartial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust <i>A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich</i> 253Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton <i>I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov</i> 262	S. Yu. Stepanov, R. S. Palamarchuk, V. N. Puchkov, and S. V. Petrov	245
<ul> <li>Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust <ul> <li>A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich</li> <li>Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events</li> <li>at the Western Margin of the Siberian Craton <ul> <li>I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov</li> </ul> </li> </ul></li></ul>	PETROLOGY	
A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich253Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov262	Partial Melting of Plagioclase-Free Garnet-Two-Mica Metapelite as a Model for the Formation of Ultrapotassic Felsic Magmas under Conditions of the Continental Crust	
Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events at the Western Margin of the Siberian Craton <i>I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov</i> 262	A. S. Mityaev, O. G. Safonov, D. A. Varlamov, D. D. van Reenen, A. A. Serdyuk, and L. Y. Aranovich	253
at the Western Margin of the Siberian CratonI. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov262	Petrogenesis, U-Pb Age, and Lu-Hf Systematics of Rocks from the Garevka Complex of the Northern Yenisei Ridge: Evidence of Grenville Events	
	at the Western Margin of the Siberian Craton I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, K. A. Savko, and A. A. Krylov	262

## VOLCANOLOGY

Disturbances of the Lower Ionosphere after the Eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Haapai Volcano on 15.01.2022, Recorded by the Subionospheric VLF Radio Signals	70
M. S. Solovieva and S. L. Shalimov 21	12
GEODYNAMICS	
The Role of Deep Fluids in Crustal Subsidence of Cratonic Interior. Moscow Sedimentary Basin During the Late Devonian	
E. V. Artyushkov and P. A. Chekhovich 27	77
LITHOLOGY	
Paleotectonic Setting of the Middle Jurassic Deposits Accumulation in the North-Eastern Flange of the Nagondzha Terraine (Ulakhansis Ridge)	
V. V. Kostyleva, M. V. Gertseva, O. A. Lutikov, E. V. Vatrushkina, M. I. Tuchkova, and S. D. Sokolov 29	90
STRATIGRAPHY	
Graptolite Scales and Comparison of Ordovician Terrigenous Deep-Sea Sequences of Circumpolar Region: Correlation and Paleogeographic Potential	06
	<del>90</del>
GEOPHYSICS	
The Results of Modeling of Magnetic Anomalies Sources in the Earth's Crust in the Middle Urals         P. S. Martyshko, N. V. Fedorova, and A. L. Rublev       30	03
SEISMOLOGY	
Study of the Features of Seismogenic Activation of the Chilean Subduction Zone	
<i>I. S. Vladimirova</i> 30	09
OCEANOLOGY	
Chaos and Wavefront Reversal for Long-Range Sound Propagation	
D. V. Makarov and A. A. Komissarov 31	16
Systematics of Rare-Earth Elements, Sc, Cr, Zr, and Th in Surface Bottom Sediments of the Nordic Seas	
A. V. Maslov, N. V. Follova, A. A. Klyuvikin, N. V. Kozina, M. D. Kravenisnina, A. N. Novigatsky, E. A. Novichkova, and V. P. Shevchenko 32	23
CLIMATIC PROCESSES	
Atmospheric Centers of Action in the Northern Hemisphere: Current Features and Expected Changes	
in the 21st Century Based on Simulations with the Cmip5 and Cmip6 Ensembles of Climate Models	วา
1. 1. Moknov, A. M. Osipov, and A. V. Chernokuisky       53	32
GEOECOLOGY	
Biogeochemical Mechanisms of Fish Re-adaptation to Decrease Toxic Pollution	41
N. A. Gashkina and T. I. Moiseenko 34 Electron Backscatter Diffraction at the Study of Waste Forms	41
S. V. Yudintsev, M. S. Nickolsky, O. I. Stefanovsky, B. S. Nikonov, and A. S. Ulanova 34	49
Urban Heat Island in Bondary Layer of the Atmosphere	-
and Ambient Air Pollution over City of Ufa in 2021	- /
D. Yu. Vasu'ev, P. V. Velmovsky, G. N. Semenova, and A. A. Chibilev 35 Simulation Design and Control of the Thermal Pagime of Deep Mines	36
L.Yu. Levin and A. V. Zaitsev 36	63

УДК 550.93:552.3 (571.53)

## О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: НОВЫЕ U–PB (ID-TIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ

© 2022 г. А. В. Ткачев<sup>1,\*</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>2</sup>, Е. Ю. Рыцк<sup>2</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Котов<sup>2</sup>, А. А. Иванова<sup>2</sup>, Е. В. Толмачева<sup>2</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>2</sup>

Поступило 02.08.2022 г. После доработки 29.08.2022 г. Принято к публикации 01.09.2022 г.

Представлены результаты геохронологического исследования (U–Pb ID-TIMS) циркона из пегматитов Мамской слюдоносной провинции Байкальской горной области. Полученные оценки возраста плагиоклазовых пегматитов  $388 \pm 2$  и  $389 \pm 2$  млн лет (Мочикитское месторождение) и двуполевошпатовых пегматитов  $333 \pm 1$  и  $332 \pm 3$  млн лет (Слюдянское месторождение) свидетельствуют о существенном временном интервале (50–60 млн лет) между двумя этапами формирования слюдоносных пегматитов. На основании совокупности геологических и новых геохронологических данных предложено разделить мамский комплекс, в составе которого они были прежде объединены, на два отдельных гранитоидных комплекса.

*Ключевые слова:* U–Pb-геохронологические исследования, циркон, пегматиты, Мамская слюдоносная провинция

DOI: 10.31857/S2686739722601533

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Мамская слюдоносная провинция Байкальской горной области находится в пределах одноименной зоны Байкало-Патомского складчатого пояса в южном обрамлении Сибирского кратона (рис. 1). Провинция является одной из крупнейших в мире по объему извлеченного листового мусковита и его запасам. Все пегматоидные граниты и слюдоносные пегматиты региона сейчас рассматриваются в составе единого мамского комплекса [1]. При этом в ходе изучения месторождений Мамской провинции были установлены две возрастные группы биотит-мусковитовых гранитов и их пегматитов [2], различающиеся по составу породообразующих полевых шпатов: ранние плагиоклазовые и более поздние плагиоклаз-микроклиновые, обычно называемые в геологических описаниях двуполевошпатовыми. Для них также установлены значимые различия в типоморфизме породообразующих минералов, качестве листового мусковита в пегматитах и, на-

1Государственный геологический музей

им. В.И. Вернадского Российской академии наук,

Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: a.tkachev@sgm.ru

конец, структурном контроле жильных тел ([3, 4] и ссылки в них).

Имеющиеся оценки возраста пегматоидных гранитов и слюдоносных пегматитов получены во второй половине XX века и преимущественно ограничены К-Аг- и Rb-Sr-данными для слюд ([5–7] и ссылки в них). Эти датировки находятся в широком интервале значений 315-371 млн лет, и при сравнении разных работ могут вступать в противоречия друг с другом. Оценка U-Pb-возраста цирконов была получена только однажды для плагиоклаз-микроклиновых пегматитов Колотовского месторождения 322 ± 5 млн лет [8]. Общим недостатком всех этих геохронологических исследований является отсутствие в соответствующих публикациях как объективных описаний проанализированных образцов (кроме названий минералов, которые использовались в анализах), так и количественных данных изотопных измерений, по которым были проведены расчеты возрастов. Не вполне конкретны и географические привязки датированных образцов: в лучшем случае указаны месторождения, площади которых в Мамской провинции начинаются от 50 км<sup>2</sup>.

Приняв во внимание противоречивость имеющихся геохронологических данных для магматических пород региона и их явно не полное соответствие современным критериям объективности



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Северо-Байкальского нагорья и местоположения изученных слюдоносных пегматитов (на врезке район Мамской зоны). 1 - чехол Сибирской платформы; 2 - осадочные бассейны эдиакария; 3 - Сыннырский щелочной массив; Тектонические зоны Байкало-Патомского пояса (4–7): 4 - Миня-Кутимская; 5 - Мамская; 6 - Олокитская; 7 - Тамаракская; 8 - Чуйский (1) и Кутимский (2) выступы фундамента кратона; 9 - Байкало-Витимский вулкано-плутонический пояс; 10 - геологические границы (a) и главные тектонические швы (b); 11 - местоположение пегматитовых полей с изученными пегматитами (1 - Мочикитское, плагиопегматиты; 2 - Слюдянское, двуполевошпатовые пегматиты); 12 - Колотовское пегматитовое поле, для пегматитов которого ранее получена оценка возраста  $322 \pm 5$  млн лет [8].

и надежности, а также серьезное за последнее десятилетие пополнение объема знаний о геологии и возрасте гранитоидного магматизма во всем Байкало-Патомском поясе, включая фундамент Мамской зоны [1, 9], авторы решили провести U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования циркона ранней и поздней возрастных групп слюдоносных пегматитов Мамской провинции, соответственно плагиоклазового и двуполевошпатового состава.

Для геохронологических исследований плагиоклазовых пегматитов использованы две пробы, отобранные из мощной (до 50 м) пегматитовой жилы 441 гольца Сбросовый Мочикитского месторождения на юго-западе Мамской зоны (рис. 1). Эта жила локализована на контакте пегматоидных плагиогранитов с мраморами и силикатно-карбонатными метапородами и прослежена по простиранию на 150 м. Крутопадающее жильное тело имеет зональное строение, типичное для значительной части слюдоносных пегматитов данного типа и выражающееся в градиентном увеличении гипидиоморфных кристаллов плагиоклаза от 0.3-0.5 см в краевой зоне до 1 м в центре. Другие главные минералы (кварц, биотит, мусковит) ему соразмерны, но имеют морфологические особенности. Кроме того, в промежуточной зоне обычен, хотя и не образует непрерывную зону, кварц-плагиоклазовый пегматит графического строения. Промышленно слюдоносная зона находится в наиболее крупнокристаллической части жилы. Проба 441-5 отобрана во внешней части промежуточной зоны, а проба 441-6 — в центральной слюдоносной части пегматитового тела.

Двуполевошпатовые пегматиты представлены двумя пробами из пегматитового тела, вскрытого штольней на гольце Новая Деревня Слюдянского месторождения. Крутопадающее пегматитовое тело до 5 м мощности залегает в гранат-биотитовых гнейсах. В его строении приконтактовая зона кварц-олигоклазового состава с очень небольшим количеством микроклина (полевые шпаты от 2 до 4 см) сменяется блоково-графической зоной смешанного олигоклаз-микроклинового состава (полевые шпаты до 15 см) с редкими лейстами биотита, имеюшего мусковитовые оторочки. В центре тела на этом фоне появляются разобщенные кварцевые ядра до 0.5 м длиной, окруженные блоками микроклина. Промышленных концентраций мусковита в этой жиле не выявлено. Учитывая, что промышленно слюдоносные тела составляют не более 10% от общего количества пегматитовых тел в районе, эта жила может рассматриваться как наиболее типичная для двуполевошпатовых пегматитов Мамской зоны. Проба 1 взята в приосевой части этого пегматита, а проба 2 — ближе к эндоконтакту жилы.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Pb-исследования были выполнены для единичных зерен наиболее чистого "необработанного" циркона и циркона, подвергнутого аэроабразивной [10] и кислотной (в течение 3 ч при температуре 220°С) обработкам. В последнем случае использовался предварительный высокотемпературный отжиг [11] в муфельной печи "SNOL E5CC" в керамических или кварцевых тиглях при температуре 850°С в течение 48 ч. После предварительной обработки остаток циркона был проанализирован по стандартной методике [10]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON TI в статическом или динамическом режимах при помощи электронного умножителя. Для изотопных исследований использовали изотопный индикатор <sup>202</sup>Pb—<sup>235</sup>U. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рb и 1 пг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ "PbDAT", "ISOPLOT" [12, 13]. При расчете возрастов использованы обшепринятые значения констант распада урана [14]. Поправки на обычный Рь введены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Циркон из двух проб плагиоклазовых пегматитов имеет морфологическое сходство и представлен полупрозрачными, часто замутненными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длиннопризматического и игольчатого габитуса. Кристаллы желтоватого цвета огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {112}, {211} (рис. 2 I–IV). Размер зерен циркона изменяется от 85 до 400 мкм с коэффициентом удлинения К<sub>улл.</sub> = 4.0. При электронно-микроскопическом изучении в режиме катодолюминесценции четко проявляется тонкозональное внутреннее строение кристаллов (рис. 2 IX-XII). В центральных частях зерен обычны обширные метамиктизированные участки, к которым приурочено значительное скопление твердофазных, флюидных и расплавных включений (рис. 2 XVII–XVIII), а в отдельных случаях наблюдаются реликты унаследованных ядер. Прозрачные кристаллы единичны.

U-Рb-геохронологические исследования циркона из пробы 441-6 проводились для единичных "необработанных" прозрачных кристаллов циркона размером 85-100 мкм (№ 1 и 2 в табл. 1), так и зерен, подвергнутых предварительной аэроабразивной обработке (№ 3). "Необработанный" циркон (рис. 3) характеризуется значительной возрастной дискордантностью. В отличие от него, циркон после аэроабразивной обработки имеет конкордантный возраст, соответствующий  $388 \pm 2$  млн лет (СКВО = 0.61, вероятность конкордантности – 43%), который в пределах аналитической ошибки совпадает с величиной верхнего пересечения дискордии 390 ± 7 млн лет (нижнее пересечение  $-14 \pm 38$  млн лет, CKBO = 0.24), рассчитанной для всех проанализированных зерен циркона из этой пробы.

Циркон из пробы 441-5 до его U–Pb-геохронологических исследований был подвергнут предварительной кислотной обработке ("химическая абразия"), сопровождавшейся высокотемпературным отжигом (№ 4 и 5 в табл. 1). Следует отметить, что применение кислотной обработки (2 ч., 220°С) без предварительного отжига привело к полному растворению этого циркона, по-видимому, в связи с высокой степенью радиационных нарушений. Точки изотопного состава остатков циркона после "химической абразии" располагаются практически на конкордии (степень дискордантности составляет 1.5–1.7%) (рис. 3), а величина его возраста ( $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb) составляет 389 ± 2 млн лет (СКВО = 0.001).

Таким образом, оценки возраста цирконов из проб 441-6 и 441-5 составляют  $388 \pm 2$  млн лет и  $389 \pm 2$  млн лет, указывая на возраст как их кристаллизации, так и кристаллизации плагиоклазовых пегматитов, из которых они были извлечены.

Циркон в пробе 1 двуполевошпатового пегматита представлен крупными (>100 мкм) идиоморфными, реже — субидиоморфными, прозрачными, полупрозрачными бесцветными и рыжеватыми кристаллами, габитус которых меняется от короткопризматического до игольчатого ( $K_{yдл.} =$ = 2.0-9.0) и определяется сочетанием призмы {100} и дипирамид {111}, {101} и {211} (рис. 2 V–VI). Для внутреннего строения циркона характерны "тонкая" магматическая зональность и секториальность (структура "песочных часов") (рис. 2 XIII–XIV). На вершинах кристаллов развиты полуметамиктные зоны. Кроме того, в отдельных полупрозрачных зернах выделяются метамиктизированные трещиноватые центральные части.

Из пробы 2 двуполевошпатового пегматита выделен циркон, представленный крупными (>100 мкм) идиоморфными кристаллами длинно-призматического и игольчатого (К<sub>удл.</sub> = 5.0–8.0),



**Рис. 2.** Микрофотографии кристаллов циркона из пегматитов, выполненные в режиме вторичных электронов (I-II - проба 441-6; III-IV - проба 441-5; V-VI - проба 1; VII-VIII - проба 2), катодолюминесценции (IX-X - проба 441-6; XI-XII - проба 441-5; XIII-XIV - проба 1; XV-XVI - проба 2) с помощью SEM TESCAN VEGA3, а также с помощью оптического микроскопа Leica DNLP в проходящем свете (XVII-XVIII - проба 441-5; XIX-XX - проба 1).

реже призматического ( $K_{yдл.} = 2.0-4.0$ ) облика (рис. 2 VII–VIII). Габитус кристаллов циркона в этой пробе определяется призмами {100} и дипирамидами {111} и {211}. Зерна прозрачные, реже полупрозрачные, бесцветные или имеющие бледно-желтую, реже желтовато-рыжую окраску. Цир-

кон обладает высоким двупреломлением, тонкозональным строением (рис. 2 XV–XVI). В единичных кристаллах циркона призматического облика наблюдаются тонкая оболочка с пониженным двупреломлением и полуметамиктные ядра с фрагментами грубой зональности. В цир-

Š	Размер	Навеска	Содеру МКI	кание, г∕г		Изо	топные отн	ошения		Ē	Bo3	раст, млн.	лет
п/п	фракции (мкм) и ее характеристика	(MT)	Pb	U	94 <sup>204</sup> /94 <sup>204</sup>	<sub>ɐ</sub> ٩d <sub>907</sub> /٩d <sub>૮07</sub>	<sub>բ</sub> գд <sub>907</sub> /գд <sub>807</sub>	$\Omega_{SEZ}/9d_{LOZ}$	∩ <sub>8€7</sub> /9d <sub>907</sub>	Kho	$\Omega_{SEZ}/9d_{LOZ}$	∩ <sub>8€7</sub> /9d <sub>907</sub>	9d <sub>907</sub> /9d <sub>207</sub>
					Плагио	клазовые пе	егматиты (п	poбa 441-6)					
1	85-100, 11 3ep.	*	U/Pb =	= 20.6	1637	$0.0544 \pm 1$	$0.0203 \pm 1$	$0.3521\pm13$	$0.0470 \pm 1$	0.80	$206 \pm 1$	$296 \pm 1$	387 ± 5
2	85-100, 7 зер.	*	U/Pb =	= 19.3	2675	$0.0544 \pm 1$	$0.0224 \pm 1$	$0.4122 \pm 14$	$0.0550 \pm 2$	0.74	$350 \pm 1$	$345 \pm 1$	387 ± 6
3	85-100, 10 3ep., A 70%	*	U/Pb =	= 16.1	571	$0.0545 \pm 1$	$0.0153 \pm 1$	$0.4648 \pm 17$	$0.0619 \pm 2$	0.78	$388 \pm 1$	$387 \pm 1$	$391 \pm 5$
	-	_		_	Плагио	клазовые пе	- егматиты (п	po6a 441-5)	-	-	_	-	
4	150—200, 30 зер, ВО, кисл.обр. 3.0/220°С	*	U/Pb :	= 17.9	23657	$0.0544 \pm 1$	$0.0099 \pm 1$	$0.4579 \pm 5$	$0.0610 \pm 1$	0.95	$383 \pm 1$	$382 \pm 1$	$389 \pm 1$
5	150—200, 32 зер, ВО, кисл.обр. 3.0/220°С	*	U/Pb :	= 17.9	7257	$0.0544\pm1$	$0.0111 \pm 1$	$0.4598 \pm 5$	$0.0613 \pm 1$	0.97	$384 \pm 1$	$383 \pm 1$	$389 \pm 1$
	-	-	_	-	Двупол	евошпатовь	ые пегматит	ы (проба 1)		-	-	-	
9	100–300, 10 зер.	0.09	139	2881	3101	$0.0531 \pm 1$	$0.0094 \pm 1$	$0.3815\pm 8$	$0.0521 \pm 1$	0.87	$328 \pm 1$	$327 \pm 1$	$334 \pm 2$
٢	100–300, 10 sep. A 30%	*	U/Pb	=20.6	7000	$0.0531 \pm 1$	$0.0092 \pm 1$	$0.3882\pm 8$	$0.0530 \pm 1$	0.80	$333 \pm 1$	$333 \pm 1$	$332 \pm 2$
8	300-500, 10 3ep., A 60%	0.09	152	3120	3818	$0.0531 \pm 1$	$0.0077 \pm 1$	$0.3885\pm 8$	$0.0531 \pm 1$	0.74	$333 \pm 1$	$333 \pm 1$	$333 \pm 3$
	-	-	-	-	Двупол	евошпатовь	ые пегматит	ы (проба 2)	-	-	-	-	
6	>300, 5 3ep., A 20%	0.30	102	2195	3967	$0.0531 \pm 1$	$0.0087 \pm 1$	$0.3689\pm7$	$0.0504 \pm 1$	0.93	$319 \pm 1$	$317 \pm 1$	$334 \pm 1$
10	>100, 30 3ep.	0.41	107	2189	2681	$0.0531 \pm 1$	$0.0089 \pm 1$	$0.3848\pm 8$	$0.0526 \pm 1$	0.90	$331 \pm 1$	$330 \pm 1$	$333 \pm 1$
11	>100, 30 3ep. A 50%	0.10	96.6	1829	815	$0.0530 \pm 1$	$0.0100 \pm 1$	$0.3890 \pm 9$	$0.0532 \pm 1$	0.58	$334 \pm 1$	$334 \pm 1$	$330 \pm 4$
Приг ного экспо	мечания. <sup>а</sup> – изотопные от в процессе аэроабразивно эзицией (ч) и температуроі	ношения, й обработ й. Величи	скорректи ки цирко ны ошибс	ированны на; ВО – ж соответ	е на блан высокоте ствуют п	ік и обычный емпературны ослелним зна	і свинец; * — ій отжиг цирі ачащим цифі	навеска цирко кона; кисл. об рам после зап	она не определ р. = 3.0/220°С ятой.	илась; А 10 С – кислоті	)% — количе ная обработ	ство вещест ка циркона	ва, удален- с заданной

О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 Nº 2

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов

2022



**Рис. 3.** Диаграммы с конкордией для циркона из плагиоклазовых пегматитов. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

коне из двуполевошпатовых пегматитов обнаружены многочисленные твердофазные, флюидные и газовые включения (рис. 2 XIX–XX), расплавные включения не выявлены.

Из пробы 1 были отобраны три микронавески (10 зерен) наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона размером 100-300 и 300-500 мкм. Циркон двух из них (№ 7 и 8 в табл. 1) был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке. "Необработанный" циркон (№ 6) характеризуется незначительной дискордантностью (2%), а точки изотопного состава циркона после аэроабразивной обработки располагаются на конкордии (табл. 1 и рис. 4). Величина его конкордантного возраста составляет  $333\pm1$  млн лет (СКВО = 0.03, вероятность = 0.87). Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для всех фрак-



**Рис. 4.** Диаграммы с конкордией для циркона из двуполевошпатовых пегматитов. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

ций циркона, соответствует  $333 \pm 4$  млн лет (нижнее пересечение близко к нулю, СКВО = 0.01) и совпадает с конкордантным возрастом изученного циркона.

U–Pb-геохронологические исследования были также проведены для трех микронавесок (5– 30 зерен) циркона из пробы 2, отобранных из фракций >100 мкм и >300 мкм (№ 9–11 в табл. 1). Две из них (№ 9 и 11) были подвергнуты предварительной аэроабразивной обработке. Циркон из фракции >100 мкм характеризуется конкордантным значением возраста  $332 \pm 3$  млн лет (СКВО = = 0.05, вероятность = 0.94), а верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для циркона всех микронавесок, соответствует возрасту  $332 \pm 4$  млн. лет (нижнее пересечение практически равно 0, СКВО = 0.33) (табл. 1, рис. 4). Величины конкордантных возрастов цирконов  $333 \pm 1$  млн лет и  $332 \pm 3$  млн лет из двуполевошпатовых пегматитов могут рассматриваться в качестве наиболее точной оценки возраста их кристаллизации.

Полученные значения возраста  $388 \pm 2$  и  $389 \pm$  $\pm$  2 млн лет плагиоклазовых пегматитов и 333  $\pm$  1 и  $332 \pm 3$  млн лет двуполевошпатовых пегматитов свидетельствуют о существенном временном интервале (50-60 млн лет) между двумя этапами формирования слюдоносных пегматитов Мамской провинции. Такой большой разрыв во времени ставит под сомнение традиционные для региона представления об их формировании в рамках одного и того же тектоно-магматического цикла. Еще меньше имеется оснований для сохранения столь разновозрастных гранитов и пегматитов в рамках единого мамского комплекса. Полученные новые данные о возрасте вместе с минералогическими, петрографическими и структурно-тектоническими различиями между плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми пегматоидными гранитоидами и пегматитами указывают на необходимость выделения двух самостоятельных комплексов среднего девона и раннего карбона. Формирование пегматоидных гранитоидов и пегматитов различного состава вместе с двухэтапным становлением ореола зонального Ky-Sillметаморфизма и сопутствующими деформациями, включая образование крупных сдвиго-надвиговых и сдвиговых структур в пределах Мамской зоны краевой части кратона, могло быть обусловлено тектоно-метаморфическими и магматическими процессами на периферии крупного мантийного Вилюйского плюма. Этот плюм, начиная с образования Вилюйской рифтовой системы в девоне, определил среднепозднепалеозойскую внутриплитную геодинамику юга Восточной Сибири [16].

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке государственных НИР в ГГМ РАН по теме FMMR-2022-0013 и в ИГГД по теме FMUW-2022-0003.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (3-е поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2012. 607 с.
- 2. Никаноров А.С. О разном возрасте слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйского района / Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 26. Л.: 1959. С. 29–34.
- Кочнев А.П. Структурные типы мусковитоносных пегматитовых полей и месторождений. Иркутск: изд-во ИрГТУ, 2002. 168 с.

- Ткачев А.В., Сапожникова Л.Н. Разноранговые многофакторные модели месторождений листового мусковита для полистадийных геологоразведочных работ / Гранитные пегматиты: проблемы геологической теории и практики. М.: ВИМС, 2008. С. 77–103.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963. 225 с.
- 6. *Неелов А.Н.* Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью / Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975. С. 168–174.
- Другов Г.М., Сизых А.И., Черемных В.А. Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Иркутск: Изд-во ИГУ. 2011. 253 с.
- Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) / Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1990. С. 130–131.
- 9. Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., Толмачева Е.В. и др. Палеопротерозойский возраст гнейсо-гранитов Мамской зоны Байкало-Патомского пояса: геологические следствия // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 19–23.
- Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb Zircon dating by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion "CA-TIMS" method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chem. Geology. 2005. V. 220. P. 47– 66.
- Ludwig K.R. PbDAT for MS-DOS, Version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 88–542. 1991. 35 p.
- 13. *Ludwig K.R.* Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication. № 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo-and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- 15. *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 (2). С. 153–184.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

### ON THE FORMATION AGE OF PEGMATITES OF THE MAMA MICA BELT: NEW U-Pb (ID-TIMS) DATA ON ZIRCON

A. V. Tkachev<sup>*a*,#</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>*b*</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov<sup>*b*</sup>, E. Yu. Rytsk<sup>*b*</sup>, A. A. Ivanova<sup>*b*</sup>, E. V. Tolmacheva<sup>*b*</sup>, and Yu. V. Plotkina<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Vernadsky State Geological Museum of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

#E-mail: a.tkachev@sgm.ru

The authors present geochronological results (ID-TIMS) for zircons from pegmatites of the Mama Mica Belt in the Baikal Highlands. The ages obtained for the plagioclase-type pegmatites ( $388 \pm 2$  and  $389 \pm 2$  Ma, Mochikit deposit) and two-feldspar-type pegmatites ( $333 \pm 1$  and  $332 \pm 3$  Ma, Slyudyanka deposit) demonstrate a very essential age gap (50-60 Ma) between them. Based on the totality of geological and new geochronological data, it is proposed to divide the Mamsky complex, in which they were previously united, into two separate granitoid complexes.

Keywords: U-Pb geochronological studies, zircon, pegmatites, Mama Mica Belt

——— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 550.428

## РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ, РОССИЯ

© 2022 г. Н. Д. Толстых<sup>1,\*</sup>, академик РАН Н. С. Бортников<sup>2</sup>, М. О. Шаповалова<sup>1</sup>, Е. О. Шапаренко<sup>1</sup>

Поступило 06.09.2022 г. После доработки 07.09.2022 г. Принято к публикации 08.09.2022 г.

Представлены минералого-геохимические особенности трех золоторудных эпитермальных месторождений Камчатки, а также составы и физико-химические параметры рудообразующих флюидов на основе методов сканирующей электронной микроскопии, микротермометрии, рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрометрии. Показано, что все месторождения сопоставимы по температурам становления, солености и преобладанию CO<sub>2</sub> в рудообразующих флюидах. Малетойваямское месторождение высокосульфидированного типа отличается от других низкосульфидированных (Бараньевского и Родникового) значительным обогащением селеном и гораздо более высокими концентрациями органических соединений (OC) (20 отн. %) в составе флюидных включений, которые играли существенную роль в переносе Au и Se, а окислительная среда способствовала образованию многочисленных селенидов, в том числе AuSe. Состав углеводородов во включениях отражает как биогенное, так и абиогенное происхождение, тогда как относительное количество OC в растворах обусловливает степень сульфидирования месторождений.

*Ключевые слова:* эпитермальные месторождения, Камчатка, золото, серебро, селен, минеральные ассоциации, микротермометрия, рамановская спектроскопия, газовая хромато-масс-спектрометрия, органические соединения

DOI: 10.31857/S268673972260182X

#### введение

Установление условий образования эпитермальных месторождений является одной из главных проблем теории эндогенного рудообразования, которая давно и успешно решается на основе исследования параметров рудообразующих флюидов по газово-жидким включениям в кварце и других минералах из рудных зон эпитермальных месторождений с помощью термобарогеохимических методов – микротермометрии и рамановской спектроскопии. Одним из дополнительных методов комплексного решения задач рудообразования является метод газовой хромато-массспектрометрии (GC–MS), позволяющей выявлять широкий спектр органических соединений в

\*E-mail: tolst@igm.nsc.ru

рудообразующих флюидах [1]. Целью данной работы является выявление роли органического вещества в формировании генезиса эпитермальных месторождений Центрально-Камчатского вулканогенного пояса (рис. 1).

Среди трех исследуемых месторождений два (Бараньевское и Родниковое) относятся к низкосульфидизированным (LS) [3]. Бараньевское месторождение структурно приурочено к Агинской палеовулканической постройке и расположено в Балхачской вулкано-тектонической структуре в Центрально-Камчатском рудном районе. Это кварцевые жилы, внедренные в позднемиоценплиоценовые андезиты и андезитовые брекчии в зоне глубокого разлома, вдоль которого расположена основная рудная зона, сопровождающаяся апофизами [4]. Околорудные метасоматиты представлены пропилитами, аргиллизитами и кварц-адуляровыми образованиями. Выявлены две продуктивные золоторудные ассоциации: (1) ранняя золото-пирит-кварцевая с низкопробным золотом в ассоциации с Аs-пиритом; для этой ассоциации характерны акантит, гессит, ленаит, петцит, ютенбогардтит, Аи-галенит и

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия



Рис. 1. Расположение золоторудных месторождений в контурах вулканогенных поясов по [2] в пределах Камчатского полуострова.

Ag-Sb-As-сульфосоли; (2) поздняя золото-сульфосоль-кварцевая с высокопробным золотом в срастании с халькопиритом, Ві-тетраэдритом и Вітеннантитом в присутствии айкинита, эмплектита, виттихенита, станноидита и моусонита (табл. 1). Родниковое месторождение расположено в действующей гидротермальной зоне, севернее Мутновско-Асачинской геотермальной системы в районе Вилючинских горячих источников. Оно состоит из кварц-карбонатных жил, внедренных в габбро-диориты и диориты, имеет миоценплиоценовый возраст [5]. Околорудные метасоматиты сложены пропилитами, аргиллизитами и кварц-адуляровыми породами. Характерны две золоторудные ассоциации: (1) серебро-авгиларит-акантитовая с Ag-Au-сплавами и самородным серебром; для этой ассоциации характерны Se-содержащий акантит и авгиларит, замещающие Au-Ag-сплавы, а также ялпаит, в свою очередь замещающий акантит; (2) золото-ютенбогардтит-акантитовая ассоциаця; для нее характерны Ag–Au-сплавы с каймами высокопробного золота, науманит, Ag-Zn-тетраэдрит и твердые растворы пирсеит-полибазит; отмечается аргиродит Ag<sub>8</sub>GeS<sub>6</sub> (табл. 1). Месторождение Малетойваям относится к высокосульфидированному типу (HS). Оно приурочено к Ветроваямской вулкано-тектонической структуре И связано С кварцевыми жилами и вторичными кварцитами среди андезитов, туфов и туфопесчанников. Для рудного поля характерно развитие алунит-серицит-каолин-кварцевых, каолин-кварцевых метасоматитов, аргиллизитов и пропилитов. Рудная малетойваямит-кварцевая ассоциация характеризуется присутствием халькогенидов Au-Te-Se-системы (табл. 1), которые ранее не встречались в природе. Новые минералы Аи: малетойваямит, толстыхит, гачингит и ауроселенид из этого месторождения утверждены международной комиссией по новым минералам. Для этого месторождения характерны соединения Au-Se(S)-Теи Bi-Sb-(Se,S,Te)-систем: для первой - твердые растворы малетойваямит-толстыхит и вторичное высокопробное (горчичное) золото в ассоциации с самородным теллуром, голдфилдитом, фаматинитом, энаргитом и другими сульфосолями Sb, As, Te; для второй – малетойваямит в ассоциации с бисмутинитом, бисмитом, рузвельтитом, гуанахуатитом и Ві-сенармонтитом и оксидами Au, Sb, As, Te, Sb, Bi в разных пропорциях этих элементов. Минералы энаргит и фаматинит в рудной ассоциации свидетельствуют об окислительной об-

#### РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ

таолица г. мино	сральные ассоциации из золоторудных месторождении камчатки						
Мест-ние	Геохимическая специализация минеральных ассоциаций						
Бараньевское	Золото-пирит-кварцевая (S—Te—Sb—As)						
	$(Au,Ag), Ag_2S, Ag_3AuTe_2, Ag_3AuS_2, Ag_2Te, Ag_{10}(Sb,As)S_5, Ag_{17}(Sb,As)_2(S,Se)_{10},$						
	$(Ag,Au)2(S,Sb,As,Se), Ag(Fe,Cu)S_2, AgBiPb_6S_7, PbS$						
	Золото-сульфосоль-кварцевая Bi–S–Pb–Sn						
	(Au,Ag), PbCuBiS <sub>3</sub> , CuBiS <sub>2</sub> , Bi <sub>2</sub> Te <sub>2</sub> S, Cu <sub>12</sub> (Sb,Bi,As) <sub>4</sub> S <sub>13</sub> , Cu <sub>3</sub> Fe <sub>3</sub> PbS <sub>7</sub> , (Cu,Fe,Ag)PbBi(S,Se) <sub>3</sub> ,						
	$Cu_{3}Bi(S,Se)_{3}, Cu_{8}Fe_{3}Sn_{2}S_{12}, Cu_{6}Fe_{2}SnS_{8}), Cu, Cu_{8}S_{5}, PbS$						
Родниковое	Серебро-авгиларит-акантитовая (S—As—As—Sb—Se)						
	$(Ag,Au), Ag_2(S,Se), Ag_4SeS, Ag_3CuS_2, Ag_3AsS_3, (Cu,Ag)_{12}Sb_4S_{13}, Cu_8Ag_6(Zn,Fe)_2(Sb,As)_4S_{13}$						
	$Ag_9CuS_4(Ag,Au,Cu)_6(As,Sb,Se)_2S_7, Ag_6(Cu,Ag,Zn)_4(Sb,As)_4S_{13},$						
	Золото-ютенбогардтит-акантитовая (S—Se—Sb)						
	$(Au,Ag), (Ag,Au), Ag_3Au(S,Se)_2, Ag_2(S,Se), Ag_4SeS, Ag_2Se, Ag_9CuS_4(Ag,Au,Cu)_6(Sb,As,Se)_2S_7$						
Малетойваям	Малетойваямит-кварцевая I (S–Se–Te–Sb–As)						
	Au-Ag, Au, Au <sub>3</sub> Se <sub>4</sub> Te <sub>6</sub> , Au <sub>3</sub> S <sub>4</sub> Te <sub>6</sub> , Au(Te,Se), AuSe, AuTe <sub>2</sub> , Te-Se, Cu <sub>3</sub> AsS <sub>4</sub> , Cu <sub>3</sub> SbS <sub>4</sub> ,						
	$Cu_{12}(Sb,As)_4S_{13}, Cu_{12}(Te,Sb)_4S_{13}$						
	Малетойваямит-кварцевая II (S–Se–Te–Bi–Sb–As)						
	Au-Ag, Au, Au <sub>3</sub> Se <sub>4</sub> Te <sub>6</sub> , Au <sub>3</sub> S <sub>4</sub> Te <sub>6</sub> , Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub> , Te-Se, Sb <sub>2</sub> Se <sub>3</sub> (Bi,Sb) <sub>2</sub> Se <sub>3</sub> , Bi <sub>2</sub> (Se,Te) <sub>3</sub> , (Bi,Sb) <sub>2</sub> (S,Se) <sub>3</sub>						
	Малетойваямит-кварцевая III (Bi–Sb–As–O)						
	Au-Ag, Au, $Bi_2O_3$ , $BiAsO_4$ , $FeSbO_4$ , $(Sb,Bi,Te,As,Fe)_2O_5$ , $(Au,Ag,Sb,As,Te,S)-O$ , $Fe(Sb,Te)_2O_6$						

Таблица 1. Минеральные ассоциации из золоторудных месторождений Камчатки

становке при их образовании [2]. Рудные парагенезисы формировались при  $12.4-5.7 \log f \operatorname{Se}_2$  [6].

Селен высочайших концентраций достигает только на Малетойваямском месторождении (92 г/т), но в отдельных образцах золото-сульфосоль-кварцевой ассоциации Бараньевского месторождения и в некоторых образцах Родникового месторождения роль Se является также существенной (36 и 25 г/т соответственно).

#### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Состав золота и других рудных минералов всех месторождений анализировался на сканирующем электронном микроскопе Mira 3 ("Tescan", Чехия) с энергодисперсионным (EDS "Oxford" X-Мах 80) спектрометром в аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск), аналитики: Н. Карманов, М. Хлестов. Параметры работы: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.6 нА, время набора спектра на кобальте при количественной оптимизации – 40 с, время набора спектров на образцах – 20 с. На месторождениях LS типа составы Au–Ag-сплавов широко варьируют. На Бараньевском месторождении они относятся к низкопробному (45-70 ат. % Au) золоту в золото-пириткварцевой ассоциации и к высокопробному (85-97 ат. % Аи) - в более поздней золото-сульфосолькварцевой ассоциации (рис. 2 а). На Родниковом месторождении Au-Ag-сплавы соответствуют самородному серебру и электруму в серебро-авгиларит-акантитовой ассоциациии, и электруму и золоту – в золото-ютенбогардтит-акантитовой ассоциации (рис. 2 б). В ходе развития рудоформирующих систем LS-месторождений пробность золота увеличивается; пирит уступает место халькопириту, многочисленные соединения Au и Ag сменяются самородным золотом в ассоциации с Ві-Sn-Рb-сульфосолями (Бараньевское). Твердые растворы акантит-авгиларит и Sb-пирсеит ранней рудной ассоциации сменяются науманитом (возрастает роль Se) и Аз-полибазитом (Родниковое) (табл. 1).

Селен входит изоморфно в минералы всех ассоциаций обоих месторождений LS-типа. На Бараньевском месторождении: в тетраэдрите до 0.91, Ag-сульфосолях до 1.33, акантите до 2.56 и виттихените до 5.27 (мас. % Se). На Родниковом месторождении Se играет более существенную роль: присутствуют полная серия твердого раствора от акантита до авгиларита Ag<sub>2</sub>S-Ag<sub>4</sub>SeS (до 12.88 мас. % Se), а также науманит Ag<sub>2</sub>(Se,S). Ютенбогардтит содержит Se до 4.02 мас. %, а минералы серии полибазит-пирсеит до 4.95 мас. % Se. В целом рудную эволюцию LS-месторождений можно представить: Ag  $\rightarrow$  Au; Fe  $\rightarrow$  Cu; S  $\rightarrow$  Se;



Рис. 2. Составы Аи-Ад-сплавов в месторождениях Малетойваям, Бараньевское и Родниковое, ат. %.

 $As \rightarrow Sb \rightarrow Bi$ . На Малетойваямском месторождении присутствует исключительно высокопробное золото, как первичное, содержащее не более 10 ат. % Ад, так и вторичное (горчичное) золото без примесей (рис. 2 в), образованное по калавериту. Минералы серебра не обнаружены. Ад редко входит в количестве первых % в Au-Ag-сплавы, калаверит и некоторые сульфосоли. Основу всех парагенезисов составляют твердые растворы Au<sub>3</sub>(Se,S)<sub>4</sub>Te<sub>6</sub>, к которым в ходе развития рудоформирующей системы добавляются минералы Bi-(Sb,Se,S,Te)-системы (табл. 1). Увеличение фугитивности кислорода на заключительном этапе формирования руд приводило к окислению первичных минералов до сложных оксидов (Au,Sb,As,Te,S)-О и (Sb,Bi,As,Te,Se)-О переменного состава и обогашению ассоциации вторичным высокопробным золотом. В целом рудная ассоциация эволюционировала:  $AuTe_2 \rightarrow Au;$  $Se-S-Te \rightarrow Bi-Se$ ;  $Te-Sb-As \rightarrow Te-Sb-As-O$ .

## СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФЛЮИДОВ

Были проанализированы газово-жидкие и газовые флюидные включения в кварце из кварцевых жил всех трех месторождений. Микротермометрические измерения проводились в микротермокамере TH-MSG-600 фирмы "Linkam" с

лиапазоном измерений от −196 до +600°С. Валовый состав газовой составляющей флюидов определялся методом GC-MS на газовом хроматомасс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS ("Thermo Scientific", USA). Физико-химические параметры рудообразующих флюидов представлены в табл. 2. В целом они являются сопоставимыми по температурам гомогенизации газово-жилких включений, давлению, а также солености, с тем лишь различием, что флюиды HS-месторождения достигают несколько больших значений солености (до 5 мас. % NaCl-экв.). Методом рамановской спектроскопии установлено наличие СО<sub>2</sub> во флюидах всех месторождений. В составе флюидов Бараньевского месторождения присутствует CH<sub>4</sub>, а Малетойваямского – N<sub>2</sub>. Методом GC-MS обнаружен широкий ряд органических соединений (ОС) в рудообразующих флюидах: 167 наименований (1.6 отн. %) на Бараньевскм, 155 (0.9 отн. %) на Родниковом и 191 ОС (20.4 отн. %) - на Малетойваямском месторождениях (рис. 3).

Во всех трех месторождениях они представлены алифатическими и циклическими углеводородами (алканы, алкены, арены), кислородсодержащими углеводородами (спирты, эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), азот- и серосодержащими соединениями (рис. 4). На Малетойваямском и Бараньевском месторожде-

Таблица 2. Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце изученных месторождений

Месторождение	Т°С гомогенизации	Соленость, мас. % NaCl экв.	Давление, бар	Состав газовой фазы
Бараньевское	210-308	0.5-1.7	19–98	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , углеводороды и S-,
				N-содержащие соединения
Родниковое	160-265	0.8-2.5	6-50	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , углеводороды и S-, N-
				содержащие соединения
Малетойваям	173-290	1-5	8-72	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , углеводороды и S-, N-
				содержащие соединения



**Рис. 3.** Состав (отн. %) летучих компонентов, выделившихся при однократном ударном вскрытии флюидных включений в кварце месторождений Бараньевское, Родниковое и Малетойваям по результатам GC–MS.



**Рис. 4.** Состав и количество (в отн. %) углеводородов, выделившихся при однократном ударном вскрытии флюидных включений в минералах исследуемых месторождений (GC–MS).

ниях преобладают алифатические углеводороды (УВ) (парафины  $CH_4 - C_{17}H_{36}$  и олефины ( $C_2H_4 - C_{17}H_{34}$ ), тогда как Родниковое характеризуется преобладанием циклических УВ ( $C_6H_6 - C_{15}H_{24}$ ). Кислородсодержащие УВ также играют роль в растворах каждого из месторождений (рис. 4).

Два механизма: биогенный за счет водорослей или бактерий или абиогенный в результате протекания химических реакций при высоких температурах и давлениях (термогенный) – отвечают за образование УВ в растворах. Для выявления этих механизмов используются различные критерии. Например, алканы  $C_7-C_{21}$ , спирты, кетоны, карбоновые кислоты и альдегиды, которые в разном количестве присутствуют в ОС каждого из исследованных месторождений, образуются за счет живых организмов [7, 8]. Считается также, что алканы  $H-C_{13}-C_{18}$ , как например, в термальных водах Приамурья и в грязевом котле Мутновского вулкана образовались в результате ресинтеза органических растительных остатков [9]. Тогда как преобладание низкомолекулярных алканов н-С<sub>10</sub>-С<sub>14</sub>, как например, в термальных водах Мутновского района и Нижнепаратунских источниках, также присутствующие на всех исследуемых месторождениях, образованы в результате термогенных процессов (восстановления оксидов углерода водородом). В [9] приведены многочисленные работы, обосновывающие абиогенное происхождение ОВ, которое, в первую очередь, характерно для подводных океанических систем, поскольку биотический круговорот ОВ в этих условиях маловероятен. С другой стороны, в обитаемой части гидротермальных экосистем, в том числе, на п-ове Камчатка, ОВ скорее всего продуцируется живыми организмами за счет ресинтеза органических остатков и поступления его продуктов в термальные воды [10]. Биогенное происхождение ОС удовлетворяет изотопным критериям, ранее относимым к показателям абиогенеза, который по мнению [11] является завышенным. Состав органического вещества в гидротермальных системах Дальнего Востока имеет как биогенное, так и (реже) абиогенное происхождение [8]. Таким образом, результаты наших исследований показали, что алканы  $C_7-C_{17}$ , спирты, кетоны, карбоновые кислоты и альдегиды являются показателями биогенного происхождения ОС, тогда как алканы  $C_{10}-C_{14}$  могут быть образованы в результате термогенных процессов.

## ВОЗМОЖНЫЕ ФОРМЫ ПЕРЕНОСА РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СЕЛЕНА

Как показали результаты исследований, ОС присутствуют в рудообразующих растворах всех трех месторождений, а значит, оно активно участвовало в переносе Аи и других рудных компонентов в виде металлоорганических соединений. Углеводороды способны аккумулировать и переносить значительное количество самородных элементов, Ag и Au [12]. Азот участвует в комплексообразовании, образуя природные цианиды: Au(CN)<sup>2-</sup>, Au(SCN)<sup>-</sup>, Au(S<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sup>-3</sup>, Au(HS<sub>2</sub>)<sup>-</sup> и др. [13], которые являются продуктами распада водорослей и играют существенную роль в переносе золота [14]. Цианид-ионы в кислой среде при вскипании гидротерм окисляются до СО<sub>2</sub> и свободного азота с образованием пирита:  $Fe(CN)_6^{4-} + 3HS^- + 16H_2O = FeS_2 + SO_4^{2-} + 6CO_2 + 3N_2 + 35H^+ + 40^{e-}$  [15], что благоприятно сказывается на сульфидировании отложений. Этот механизм мог реализовываться на месторождении Малетойваям, поскольку молекулярный азот и СО2 присутствуют в составе его флюидов, а пирит является главным минералом самой ранней ассоциации.

В восстановительных условиях, предполагаемых для LS-месторождений Бараньевское и Родниковое, в условиях невысоких температур и нейтральных pH, золото могло транспортироваться в виде  $Au(HS)^{2-}$ ,  $AuHS^{\circ}$  или  $AuOH \cdot (H_2O)^{\circ}$  [16]. В этих условиях двуокись углерода взаимодействует с водородом с образованием CH<sub>4</sub> по простой реакции:  $CO_2 + 4H_2 = CH_4 + H_2O$  (на Бара-ньевском). Селен имеет тенденцию концентрироваться в органическом веществе, которое является его фиксатором, образуя различные соединения: Se-H, O-Se-C, O-Se-O, Se-C, а также Se-N [1]. При этом Se положительно коррелируются с As, Ba, Sb, Ag и Au. Первичным источником ОС и селена являются бактерии и/или водоросли, которые модифицируются в органическое вещество низкой зрелости и способствуют обогащению селеном промежуточных коллекторов [1], которые насыщают рудообразующие флюиды под зонами эпитермальных Au-Ag-месторождений.

#### УСЛОВИЯ И ФОРМЫ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ СЕЛЕНА

Se-содержащие Au-Ag LS-месторождения образуются в условиях с $f \operatorname{Se}_2/f \operatorname{S}_2 < 1$ , что предотвращает отложение селенидов за исключением авгиларита  $Ag_4SSe$  и науманита  $Ag_2Se$ , что и наблюдается на Родниковом месторождении. Для их образования достаточным условием является обогащение растворов селеном. Тогда как для появления других селенидов дополнительно необходима окислительная среда [17]. Присутствие селенидов регулируется соотношением H<sub>2</sub>Se/H<sub>2</sub>S в водных флюидах [18]: при низких значениях этого отношения селен входит в сульфилы в качестве изоморфной примеси, замещающей серу в минералах, что наблюдается на Бараньевском и Родниковом месторождениях (табл. 1). Повышение этого отношения допустимо только при высоких показателях pH и fO2, что приводит к образованию селенидов: Au-S-комплексы последовательно замещаются на Au-S-Se и Au-Se [19], образуя золото-селенидные парагенезисы и оставляя углеводородные метки во флюидных включениях. Сочетания всех этих условий были реализованы на Малетойваямском месторождении. Ауроселенид AuSe впервые в мире обнаружен в природной среде, хотя ранее экспериментально было показано, что он образуется при очень высоких отношениях f Se<sub>2</sub>/ fS<sub>2</sub> [20].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все три месторождения Бараньевское, Родниковое (LS-типа) и Малетойваям (HS-типа) Камчатского вулканогенного пояса сопоставимы по микротермометрическим показателям: составу и соотношению летучих компонентов, их относительным концентрациям, преобладанию  $CO_2$  в составе газов, а также присутствию органических соединений. Они кристаллизуются в сопоставимых условиях температур и давлений, несколько отличаясь соленостью. Значимым отличием является концентрация OC.

2. Концентрация Se в рудообразующих растворах коррелируется с содержанием углеводородов. В месторождениях LS-типа достаточным условием для образования Se-содержащих минералов, авгиларита и науманита является повышенная концентрация Se в растворах. Для образования других селенидов, в том числе AuSe, обязательным условием является высокая окисленность среды.

3. Формы переноса Au и Se различны на HS- и LS-типах месторождений: в первом случае это цианиды Au и Se, которые в кислой среде окисляются до CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>, что отражено в составе флюидных включений Малетойваямского месторождения. При этом формируются многочисленные се-

лениды. Во втором случае — в виде HSкомплексов, которые в результате реакции дегидротации в восстановительных и нейтрально-щелочных условиях диссоциируют с образованием СH<sub>4</sub> (Бараньевское) и парагенезисов, допустимых в этих условиях: Se-акантит, авгиларит и науманит.

4. Состав углеводородов (набор гомологических рядов УВ) всех трех месторождений является аналогичным и отражает, в первую очередь, биогенное происхождение, и в какой-то степени, абиогенное происхождение ОС в системах эптермальных месторождений. Тогда как относительное количество углеводородов в растворах обусловливает степень сульфидирования месторождений.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Д. Бухановой за помощь в проведении экспедиции на Камчатских месторождениях.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 13.1902.21.0018.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Wen H.-J., Qiu Yu-Z. Geology and Geochemistry of Se-Bearing Formations in Central China // International Geology Review. 2002. V. 44. P. 164–178.
- Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатские активные окраины: структура, состав и геодинамика // Материалы ежегодной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВС ДВО РАН. 2015. С. 97–103.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 245–277.
- Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М. Геологическое строение Бараньевского золоторудного месторождения (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. Т. 4. С. 15–22.
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. V. 52. № 4. P. 359–369.
- 6. *Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M.,* Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoivayam ore field), Kamchatka, Russia // Miner. Magazine. 2018. V. 82. № 3. P. 649–674.
- Галимов Э.М., Севастьянов В.С., Карпов Г.А., Камалеева А.И., Кузнецова О.В., Коноплева И.В., Власова Л.Н. Углеводороды из вулканического района нефтепроявления в кальдере вулкана Узон на Камчатке 2015 г. // Геохимия. 2015. № 12. С. 1059–1068.

- 8. Потурай В.А. Органическое вещество в полуостровных и континентальных гидротермальных системах Дальнего Востока. Диссертация на соиск. уч. степ. кандидата г.-мин. наук, Биробиджан, 2019, 160 с.
- 9. Потурай В.А., Компаниченко В.Н. Состав и распределение предельных углеводородов в термальных водах и пароводяной смеси Мутновского геотермального района и кальдеры Узон (Камчатка). Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 79–88.
- Потурай В.А. Органическое вещество в гидротермальных системах Дальнего Востока разных типов и обстановки. Известия Томского политехнического университета. 2018. Т. 329. № 11. 6–16.
- Fiebig J., Stefánsson A., Ricci A., Tassi F., Viveiros F., Silva C., Lopez T.M., Schreiber C., Hofmann S., Mountain B.W. Abiogenesis not required to explain the origin of volcanichydrothermal hydrocarbons // Geochem. Persp. Let. 2019. V. 11. P. 23–27.
- Migdisov A.A., Guo X., Xu H., Williams-Jones A.E., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R. Hydrocarbons as ore fluids // European association of Geochemistry, Geochemical perspectives. Letters. 2017. № 5. P. 47–52.
- 13. Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н. Некоторые геолого-геохимические особенности процессов золотоконцентрации в метаморфогенно-гидротермальных и магматогенно-гидротермальных минералообразующих системах // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. М.: ИГЕМ РАН. 2013. С. 144.
- 14. Williams-Jones A., Bowell R., Migdisov A. Gold in Solution // Elements. 2009. V. 5. № 5. P. 281–287.
- Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. М.: Наука, 1876.
- Stefánsson A., Seward T.M. Gold(I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. № 20. P. 4121–4143.
- Simon G., Kesler S.E., Essene E.J. Phase Relations among Selenides, Sulfides, Tellurides, and Oxides: II. Applications to Selenide-Bearing Ore Deposits // Economic Geology. 1997. V. 92. P. 468–484.
- Yuningsih E.T., Matsueda H., Rosana M.F. Diagnostic genesis features of Au-Ag selenide-telluride mineralization of Western Java Deposits // Indonesian Journal of Geosciences. 2016. № 3. P. 67–76.
- Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981.
- Hustor D.L., Sieb S.H., Suterb G.F. Selenium theoretical and its importance to the study of ore genesis: the basis and its application to volcanic-hosted massive sulfide deposits using pixeprobe analysis // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 1995. V. 104. P. 476–480.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

## THE ROLE OF HYDROCARBONS IN THE FORMATION OF EPITHERMAL GOLD-SILVER DEPOSITS IN KAMCHATKA, RUSSIA

N. D. Tolstykh<sup>a,#</sup>, Academician of the RAS N. S. Bortnikov<sup>b</sup>, M. O. Shapovalova<sup>a</sup>, and E. O. Shaparenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences,

Moscow, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: tolst@igm.nsc.ru* 

The mineralogical and geochemical features of three epithermal gold deposits in Kamchatka are presented, as well as the compositions and physicochemical parameters of ore-forming fluids based on scanning electron microscopy, microthermometry, Raman spectroscopy, and gas chromatography-mass spectrometry. It is shown that all deposits are comparable in terms of temperatures, salinity, and the predominance of  $CO_2$  in ore-forming fluids. The Maletoyvayam deposit of a highly sulfidation type differs from the other two low sulfidation ones (Baranyevskoe and Rodnikovoe) in significant enrichment in selenium and much higher concentrations of organic compounds (OC) (20 rel. %) in the composition of fluid inclusions. It was concluded that OC played a significant role in the concentration and transport of Au and Se, and the oxidizing environment promoted the formation of numerous selenides, including AuSe. The composition of hydrocarbons in inclusions reflects both biogenic and abiogenic origin, while the relative amount of OC in solutions determines the degree of deposit sulfidation.

*Keywords:* epithermal deposits, Kamchatka, gold, silver, selenium, mineral associations, microthermometry, Raman spectroscopy, gas chromatography-mass spectrometry, organic compounds

—— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 553.495:550.4:551.2:550.428

## АЛЬБИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И ТОРИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВУЛКАНОГЕННОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2022 г. О. В. Андреева<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН В. А. Петров<sup>1,\*\*</sup>, В. В. Полуэктов<sup>1,\*\*\*</sup>

Поступило 17.06.2022 г. После доработки 06.09.2022 г. Принято к публикации 07.09.2022 г.

Рассмотрены причины метасоматической альбитизации рудовмещающих пород и формирования сопутствующей ториевой минерализации на урановых месторождениях Стрельцовского рудного поля, локализованных в одноименной кальдере. Анализ полученных и литературных данных позволяет заключить, что процесс гидротермальной альбитизации не требует дополнительного привноса натрия с магматогенными флюидами. Его источником могут быть сами вмещающие породы, подвергшиеся предрудному кислотному выщелачиванию, а источником Th – акцессорные минералы в этих породах. Возрастание величины pH, необходимое для отложения альбита в низкотемпературных условиях, обеспечивается резким изменением физико-химической обстановки за счет сейсмотектонических импульсов, сопровождающихся приоткрыванием разломно-трещинных систем, сбросом давления (декомпрессией) и дегазацией. Щелочной характер флюидов, вызвавших альбитизацию, подчеркивается также поведением редких и редкоземельных элементов. Миграция Th в натровой щелочной среде, вероятно, происходила в виде легкоподвижных соединений тетра- и пентакарбонатов тория с натрием: Na<sub>4</sub>[Th(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>] или Na<sub>6</sub>[Th(CO<sub>3</sub>)<sub>5</sub>].

*Ключевые слова:* предрудный метасоматоз, рудосопровождающая альбитизация, кислотное выщелачивание, ураноторит, акцессорные минералы, сейсмотектонические импульсы, дегазация **DOI:** 10.31857/S2686739722601090

Одной из характерных особенностей молибден-урановых месторождений в областях континентального вулканизма является частое проявление в них рудосопровождающего альбитового или гематит-альбитового метасоматоза (в англоязычной литературе он обозначается как syn-ore metasomatism). Этот тип преобразований имеет метасоматически-прожилковый характер при отсутствии сколько-нибудь выраженной метасоматической зональности. Альбитовый метасоматоз описан на многих месторождениях и рудопроявлениях урана в Средней Азии, в Северном Казахстане, в Забайкалье и в Приамурье [1, 2, 5], а также в Юго-Восточном Китае [12, 17]. Реже синрудный альбитовый метасоматоз отмечается на полиметаллических и золоторудных месторождениях [10].

Рудосопровождающий прожилково-метасоматический альбит контрастно проявлен на многих месторождениях Стрельцовского рудного поля (СРП) в Восточном Забайкалье. В пределах одноименной кальдеры сосредоточены 20 гидротермальных молибден-урановых месторождений с общими запасами около 300 тыс. т U, что выводит рудное поле в разряд уникальных объектов. По классификации МАГАТЭ [14, 16] 18 месторождений в вулканогенно-осадочных породах чехла кальдеры относятся к вулканогенному типу, а 2 месторождения в фундаменте – к гранитному типу. При этом на Антей-Стрельцовском месторождении (запасы более 90 тыс. т) наличествует факт пространственно-временного совмешения руд в гранитном фундаменте (минеральная система, связанная с гранитоидами) и вулканогенноосадочном чехле (минеральная система, связанная с вулканизмом) кальдеры [9] Это приводит к многолетним дискуссиям о генезисе месторождений с высказыванием альтернативных точек зрения, в том числе по отношению к таким ураново-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>*E-mail: akimolan@igem.ru* 

<sup>\*\*</sup>E-mail: vlad243@igem.ru

<sup>\*\*\*</sup>E-mail: vapol@igem.ru



**Рис. 1.** а – развитие зоны интенсивной альбитизации и гематитизации с последующим дроблением и проявлением настурановой минерализации (в центре снимка) и окварцевания (месторождение Антей, 11 горизонт); б – единичная зона альбитизации (розовое) и поздний гребенчатый кварц. Видно пересечение альбитом скоплений более раннего метасоматического иллита (светло-зеленый).

рудным объектам вулканогенного типа, как Сианшань (Xiangshan) в Южном Китае и МакДермитт (McDermitt) на западе США.

В короткой статье мы предприняли попытку рассмотрения условий развития рудосопровождающего (синрудного) альбитового метасоматоза и ураноторитовой минерализации на месторождениях СРП с целью использовать эти данные в качестве дополнительных к предложенным ранее параметрам [20], которые необходимы для понимания процессов формирования минеральных систем урановых месторождений.

На месторождениях СРП альбитовые метасоматиты пространственно тесно связаны с рудными телами и наиболее распространены в гранитах фундамента, трахидацитах и менее в базальтах в нижней части чехла и практически исчезают в вышележащих осадочно-туфогенных породах. На уровнях ниже 2000 м от современной поверхности альбитовые метасоматиты уже не встречаются. Развитие зон альбитизации следует направлениям основных рудовмещающих разрывных структур, и это свойство сохраняется на всех известных месторождениях урана жильного типа. Наибольшие по мощности участки альбитизированных пород наблюдаются в гранитах фундамента кальдеры на месторождении Антей, где они могут достигать нескольких метров. Вслед за альбитизацией после импульса тектонических подвижек и интенсивного дробления развивается основная урановорудная стадия и далее многочисленные послерудные жильные образования (рис. 1 а и б).

Альбит проявлен позже стадии предрудного кислотного вышелачивания и во времени совпадает с началом отложения урансодержащих минералов, хотя основные урановорудные процессы происходят позже и отделены от процесса альбитизации отчетливо выраженными тектоническими подвижками и дроблением. В этой связи следует упомянуть, что процессы сопряженного (по Д.С. Коржинскому) отложения при развитии метасоматоза кислотного типа всегда приводят к отложению тех минералов, в состав которых входят выщелоченные компоненты (Ca, Na, Mg, Fe, K). Поэтому во внутренних частях ореолов гидротермальных изменений кроме альбита всегда проявлены прожилковые и метасоматические выделения карбонатов, бертьерина и других минералов. Альбит в виде тонкозернистых агрегатов, состоящих из слабо сдвойникованных зерен, развивается метасоматически, замещая К-шпат и, менее отчетливо, иллит, серицит, кварц. Кроме того, он образует прожилкообразные агрегаты, выполняющие зоны дробления. Содержания Na<sub>2</sub>O в измененных породах могут достигать 10 мас. %, что может сопровождаться уменьшением содержаний SiO<sub>2</sub> (табл. 1). Совместно с синрудным альбитом в месторождениях СРП развиты рассеянные выделения браннерита, реже уранинит и настуран, а также ураноторит, циркон, монацит, ксенотим, урансодержащий апатит, паризит.

Чаще всего размеры зерен альбита не превышают сотых долей миллиметра, состав его соответствует практически бескальциевому альбиту с небольшим содержанием калия (до 0.2 мас. %). Степень упорядоченности структуры близка низ-

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	71.98	61.41	70.79	70.60	62.15	71.58	67.50	66.52
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.28	0.45	0.16	0.19	0.21	0.52	0.50
$Al_2O_3$	15.68	19.63	12.44	16.29	17.17	13.06	16.37	16.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.61	0.22	1.28	0.44	2.41	2.11	0.38	0.47
FeO	1.28	1.93	0.79	1.09	н.0	н.0	2.29	2.52
MnO	0.05	0.14	0.08	0.06	0.44	0.26	_	0.01
MgO	0.15	0.55	0.87	0.25	0.60	0.46	0.34	0.19
CaO	0.30	1.71	1.32	1.10	2.66	1.81	1.00	1.15
Na <sub>2</sub> O	3.74	7.78	5.29	7.87	9.39	7.15	5.72	7.16
K <sub>2</sub> O	4.71	3.05	2.86	0.83	0.25	0.37	4.55	3.43
H <sub>2</sub> O	1.13	0.54	1.38	0.54	н.о	н.о	Н.О	н.0
CO <sub>2</sub>	0.25	2.30	1.89	Н.О	н.о	н.о	Н.О	0.26
$P_2O_5$	0.05	н.о.	0.14	н.о.	0.11	0.09	0.13	0.12
BaO	_	_	0.42	_	_	_	_	_
ппп	—	0.41	_	1.06	4.05	3.14	1.16	1.46
сумма	100.13	99.95	99.79	100.29	99.42	100.24	99.96	99.88

Таблица 1. Химические составы альбитизированных гранитов и трахидацитов месторождений Антей и Стрельцовское

Примечание: Химические анализы (1 – исходный слабо иллитизированный гранит, 2–6 в разной степени альбитизированные граниты) выполнены в ЦКП "ИГЕМ-Аналитика" методами "мокрой" химии и рентгено-флюоресцентного анализа, образцы 7 и 8 (альбитизированные трахидациты) – в лаборатории Сосновской экспедиции. Образцы 2 и 5 соответствуют интенсивно альбитизированным гранитам с явлениями выщелачивания кварца. Прочерк – элемент не обнаружен, н.о. – не определялся.

кому альбиту и составляет  $2\theta_{131-1\overline{3}1}$  около 1.30 (это значение может, видимо, отражать некоторую примесь исходного плагиоклаза гранитов).

При нарастании интенсивности альбитизации происходит растворение породного кварца и образование пустот, иногда заполненных поздними минералами (диккитом, смектитом, кальцитом и др.). В зарубежных литературных источниках этот процесс иногда обозначается как "эписиенитизация". Но, поскольку он отвечает условиям низких температур, мы полагаем использование этого термина неудачным. Температурные условия формирования альбитовых метасоматитов для месторождений Стрельцовского рудного поля по данным флюидометрии отвечают интервалу 200– 220°C [6].

Реакции: альбит +  $K^+ \leftrightarrow$ кпш +  $Na^+$  (1)

1.5 альбит + 
$$0.5$$
 K<sup>+</sup> + H<sup>+</sup> ↔  
↔ 0.5 серицит + 3 кварц +  $1.5$  Na<sup>+</sup> (2)

подробно изучены экспериментально, подтверждены расчетными и природными наблюдениями [1, 8, 10, 11, 13, 18]. Константы равновесия этих реакций в системе K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O с избытком кварца резко возрастают с падением температуры особенно в случае замещения иллита альбитом. Так, если для  $300^{\circ}$ С величина р*K* первой реакции близка 1, то для  $200^{\circ}$ С она уже достигает 1.8, а для  $150^{\circ}$ С уже 2.5 и образование альбита в низкотемпературной (< $300^{\circ}$ С) области весьма затруднено. Предполагается, что при более низких температурах альбит замещается анальцимом или другими натровыми цеолитами.

В свое время реакция "анальцим↔альбит" использовалась для маркировки граничных условий цеолитовой фации метаморфизма [15]. В дальнейшем было установлено, что альбит может оставаться стабильным даже и при более низких температурах, но только в условиях резкого пересыщения SiO<sub>2</sub> [11]. Для реакции (2) возрастание константы равновесия рK выражено еще резче, к тому же ее сдвиг влево в значительной степени зависит от рН среды. Следовательно, для замещения альбитом более ранних иллитовых метасоматитов требуются одновременно значительное, до двух порядков, превышение в воздействующем флюиде натрия над калием и повышение щелочности до рH не менее 8-9 (замещению породного кварца альбитом также способствует щелочная среда). Возможность резкого (до 2 единиц) скачка величин рН может быть обусловлена интенсивной дегазацией растворов и удалением СО<sub>2</sub> и других газов при резком сбросе давления [6, 13]. Последнее



**Рис. 2.** Распределение нормированных на хондрит РЗЭ в разной степени альбитизированных гранитах (*1*) и в слабоизмененных исходных гранитах (*2*).

вполне возможно в результате сейсмотектонических подвижек, приоткрывания трещин и общей дилатансии пород (разуплотнение и прироста объема горной породы при деформации). Действительно, зоны альбитизации в месторождениях Стрельцовской кальдеры отчетливо тяготеют к участкам повышенной нарушенности, катаклаза и брекчирования пород, что, в свою очередь, предполагает существование условий упругохрупкого разрушения [7]. В Стрельцовской кальдере на больших (более 2.5 км) глубинах, вскрытых скважинами, крупные зоны дробления и рудосопровождающая альбитизация, как и кондиционные урановые руды, не обнаружены.

Однако процесс альбитизации развит на месторождениях Стрельцовской кальдеры далеко не всегда и не является непременным спутником урановой минерализации. На некоторых месторождениях СРП альбитовые метасоматиты или отсутствуют (в Западном блоке), или развиты очень слабо (в Восточном блоке). В других регионах с урановым металлогеническим профилем, например, в Северном Казахстане, рудные тела на многих месторождениях залегают среди околорудных иллитовых (серицитовых) метасоматитов без каких-либо проявлений альбитового метасоматоза. Это обстоятельство указывает на то, что высоконатровый состав рудоносных флюидов не является единственной причиной переноса урана и критическим свойством уранового рудоотложения. Появление околорудных альбититов в значительной степени определяется сугубо местной обстановкой. Она в свою очередь может быть обусловлена, например, составом вмещающих пород, температурой, интенсивностью тектонических подвижек, скоростью раскрывания раствороподводящих трещин и другими факторами. Резкое возрастание содержаний натрия, скорее всего, связано с массовым высвобождением его при процессах предшествующей интенсивной иллитизации, которой в первую очередь подвержены плагиоклазы. Следовательно, процесс гидротермальной альбитизации может быть спровоцирован резким скачком значений рН и не требует дополнительного привноса натрия с магматогенными флюидами. Конечно, при этом необходимо отметить, что урановые проявления жильного типа никогда не бывают связаны с околорудным метасоматозом высококислотного типа, при котором формирование полевошпатовых метасоматитов маловероятно.

Свойства среды минералообразования в процессе формирования альбититов отчасти подчеркивается и распределением во вмещающих породах РЗЭ (рис. 2).

Конфигурация спектра этих элементов в альбититах указывает на существенный привнос легкой части РЗЭ в слабоизмененные исходные граниты, что подтверждается также развитием в этих метасоматитах минералов с преобладанием в их составе цериевой части ряда (монацита, паризита, браннерита).

В последнее время при изучении образцов альбититов с помощью электронной микроскопии (JSM-56101V "Jeol", детектор ЭДС, "Oxford Instruments") нами был обнаружен ураноторит, который ранее в числе рудных минералов не упоминался. Этот U–Th-силикат образует очень мелкие (1–3 мкм) зерна часто в срастании с браннеритом и монацитом. Микронные размеры и частые срастания с другими минералами затрудняют точное определение элементного состава этого силиката.

Ураноторит образует цепочки очень мелких включений (рис. 3) вдоль микротрещин или трещин спайности в измененных вкрапленниках полевых шпатов и всегда встречается совместно с монацитом, ксенотимом, апатитом и новообразованным цирконом. Во вмещающих породах более ранний магматический торит не отмечался, но присутствуют выделения торийсодержащего монацита.

Гораздо более ярко проявлена ториевая минерализация в альбитовых метасоматитах урановых месторождений Сианшаньского (Xiangshan) рудного поля (Южный Китай). По данным [12], урановые руды Сианшаня (особенно ранняя браннеритовая стадия) характеризуются ярким проявлением Th-U-P-REE-Y-Ti-Zr-минерализации, что привело к широкому распространению совместно с браннеритом торийсодержащих минералов – ураноторита, торианита, торийсодержащего браннерита, а также урансодержащего апатита, монацита, REE-Ca-фторокарбоната паризита, циркона, ксенотима. При этом содержание тория в





(B)

(г)

Спектр 75						Спектр 56					
Элемент	Bec. %	Сигма	Атом. %	Оксиды	Оксид %	Элемент	Bec. %	Сигма	Атом. %	Оксиды	Оксид %
		вес. %						вес. %			
0	27.82		65.82			0	30.17		63.88		
Mg	0.48	0.20	0.75	MgO	0.80	Na	1.77	0.29	2.61	Na <sub>2</sub> O	2.39
Al	2 79	0.21	3.91	AlaOa	5 27	Mg	0.59	0.22	0.82	MgO	0.97
Si	8.53	0.27	11.50	SiO	18 25	Al	4.29	0.25	5.39	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.11
D	0.33	0.14	0.52	P <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	0.08	Si	13.31	0.36	16.05	SiO <sub>2</sub>	28.47
1 Co	0.45	0.14	0.52	1205	1.02	Р	0.54	0.21	0.60	$P_2O_5$	1.25
Ca	0.74	0.13	0.70	CaU	1.03	Ca	1.04	0.15	0.88	CaO	1.45
11	9.14	0.30	1.23	T1O <sub>2</sub>	15.25	Fe	4.73	0.26	2.87	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.76
Fe	2.82	0.23	1.91	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.03	Zr	2.56	0.57	0.95	$ZrO_2$	3.45
Th	37.15	0.86	6.12	ThO <sub>2</sub>	42.68	Th	33.40	0.90	4.88	ThO <sub>2</sub>	38.00
U	9.75	0.77	1.55	UO <sub>3</sub>	11.72	U	7.63	0.78	1.08	UO <sub>3</sub>	9.15
Сумма	100		100		100	Сумма	100		100		100
			(л)					((	e)		
			$\langle \neg \rangle$					(.	-,		



**Рис. 3.** Ураноторит и монацит внутри псевдоморфоз по зернам измененного плагиоклаза в альбитизированных гранитах месторождения Антей: а, 6 – BSE-изображения, в, г – анализы состава, д, е – соответствующие ЭДС-спектры.

руде может достигать почти 1900 ppm, сравниваясь с промышленными содержаниями урана [12]. Авторы этой работы полагают, что уран-ториевая минерализация в альбититах представляет собой первую стадию рудообразующего процесса, взаимосвязанную с флюидами, отщепляющимися от гипотетического невскрытого глубинного интрузивного тела. Вторая основная рудная стадия представлена преимущественно настураном и сопровождается иллитовыми околорудными метасоматитами. Тем не менее убедительные доказательства более раннего, относительно иллитового метасоматоза, развития альбита не приводятся.

Несмотря на то что долгое время торий считался подвижным (в отличие от урана) только в высокотемпературной среде, исследования низкотемпературных рудных месторождений и поверхностных водных систем показали вероятность не только его переноса и перераспределения, но и накопления. Так, например, повышенные концентрации тория обнаружены во многих щелочных соленых озерах западных штатов США [19], где рН среды составляет 9.6–10 единиц, а общая кон-



Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения элементов в альбитизированных и слабоизмененных гранитоидах месторождения Антей (Стрельцовское рудное поле). Условные обозначения аналогичны рис. 2.

центрация карбонатов варьирует от 0.3 до 0.96 М. Повышенные содержания тория в рудах месторождений Сианшаньского рудного поля представляют один из примеров накопления этого элемента при низкотемпературном гидротермальном минералообразовании, в том числе за счет возможного смешения восходящих растворов и метеорных вод, проходящих сквозь толщу красноцветов [17].

В отношении способов переноса тория в низкотемпературных условиях известно, что его соединения (оксиды, силикаты и фосфаты тория) могут растворяться при обработке их солями щелочных металлов, например, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> [3, 4, 19]. При этом в натровой щелочной среде образуются легкоподвижные комплексные соединения тетра- и пентакарбонатов тория с натрием:  $Na_4[Th(CO_3)_4]$  или  $Na_6[Th(CO_3)_5]$ . Комплексные соединения тория с хлором, фтором, сульфатами гораздо менее устойчивы и образуются лишь в сильнокислых растворах. При полной диссоциации карбонатных комплексов тория, высвободившиеся карбонатные лиганды в дальнейшем могут взаимодействовать с двухвалентными катионами Ca, Fe, а также и с SiO<sub>4</sub>, образуя торит или ураноторит, а также карбонаты (анкерит, сидерит), которые часто присутствуют совместно с альбитом в месторождениях Стрельцовского рудного поля. Источником тория в гидротермальных месторождениях урана, по-видимому, являлись сами вмещающие породы, содержащие акцессорные торийсодержащие минералы, из которых он вышелачивается при метасоматозе. Ввиду того. что вмещающие рудные тела гранитоиды месторождения Антей и вулканические породы месторождения Стрельцовское не принадлежат к категории высокоториеносных, то существенного накопления тория, аналогичного Сианшаньскому рудному полю, не происходит. Согласно нашим и литературным данным содержания тория в поро-

дах Стрельцовского рудного поля весьма изменчивы, зависят от их состава и варьируют примерно от 6 до 27 ррт (исключение составляют только ультракислые стекла и стекловатые риолиты верхней части разреза вулканической толщи, в которых тория может быть больше). Кислые вулканические породы, образующие Сианшаньское вулкано-купольное сооружение, более обогащены торием и его содержания в основном укладываются в интервал 25-28 ppm [5]. Обогащенность торием вулканических и экструзивных пород Сианшаня относительно средних содержаний в земной коре подчеркивается данными, приведенными в [12]. Возможно именно это обстоятельство и явилось причиной отчетливого проявления ториевой минерализации, в результате чего содержания тория местами приближаются к содержаниям урана. В пределах Стрельцовской кальдеры отсутствуют породы с высокими содержаниями Th, что, возможно, и послужило причиной слабого развития ториевой минерализации. На спайдер-диаграмме (рис. 4) привнос тория в альбититы выражен слабо в то время, как отчетливо заметны увеличения содержаний легких редких земель (La, Ce, Nd, Sm) и циркония.

Натровые высокощелочные растворы, появление которых может быть обусловлено как интенсивными предшествующими процессами кислотного выщелачивания, так и тектоническими причинами, вероятно, могут быть активными переносчиками не только легких РЗ, но также циркония и тория. Происхождение этих элементов скорее всего (в отличие от урана) более тесно связано с наличием их в акцессорных минералах вмещающих пород, т.е. с участками ближней миграции по аналогии с источниками ближней мобилизации урана [9].

Развитие ториевой минерализации, связанной с щелочной альбититовой стадией в гидротермальных урановых месторождениях, является своеобразным индикатором эволюции всего рудообразующего процесса на этих геологических объектах. Не исключено, что ториевая минерализация может быть обнаружена и на других урановых месторождениях в областях континентального вулканизма.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаружение ураноторитовой минерализации в рудосопровождающих (синрудных) метасоматитах Стрельцовского рудного поля может указывать на определенную типоморфность этого процесса для урановых месторождений в областях континентального вулканизма. Наиболее контрастные проявления ториевой минерализации известны на урановых месторождениях Южного Китая (Сианшань) и, возможно, она может быть обнаружена и в других месторождениях урана жильного типа разных регионов и возрастов. Появлению альбитовых метасоматитов низкотемпературного (около 200°С) типа и миграции тория благоприятствуют условия повышенной щелочности и активности Na во флюиде. Этому способствуют явления сейсмотектоники, включая приоткрывание разломно-трещинных систем, резкий сброс давления (декомпрессия) и дегазация, которым предшествует и сопровождает интенсивное выщелачивание Na из вмещающих пород.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны О.А. Дойниковой за помощь в работе и полезную критику.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН "Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. № 3. С. 205–220.
- 2. Барсуков Викт.Л., Погудина М.А., Рыжов О.Б. Наложение поздних альбититов на ореолы околорудной аргиллизации одного из уран-молибденовых месторождений // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261. № 4. С. 953–956.
- 3. *Ермолаев Н.П., Гаранин А.В.* О низкотемпературной миграции тория в водных растворах // Геология рудных месторождений. 1978. № 3. С. 49–57.
- Каляцкая Г.В., Страшко А.Н. Химия и аналитическая химия урана и тория. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2011. 80 с.

- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 320 с.
- 6. *Наумов Г.Б.* Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.
- 7. Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 95–117.
- 8. Покровский В.А. Экспериментальное исследование равновесия 1.5Аб + 0.5КСl + HCl = 0.5Мс + 3Кв + + 1.5NaCl при 300-500°С и давлении 1 кбар // До-клады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 438-441.
- 9. *Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А.* Минеральная система урановых месторождений Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 36–54.
- 10. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кременецкий А.А. Природа натрового и борного метасоматоза в золоторудных месторождениях // ДАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 804–807.
- 11. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных силикатов. М.: Наука. 1990. 208 с.
- Bonnetti C., Xiaodong L., Cuney M., Mercadier J., Riegler T., Chida Y. Evolution of the uranium mineralisation in the Zoujiashan deposit, Xiangshan ore field: Implications for the genesis of volcanic-related hydrothermal U deposits in South China // Ore Geology Reviews. 2020. V. 122. 103514.
- Browne P.R.L., Ellis A.J. The Ohaki-Broadlands hydrothermal Area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry // Amer. J. Sci. 1970. V. 269. P. 97–131.
- 14. Descriptive Uranium Deposit and Mineral System Models, Vienna: IAEA, 2020. 328 p.
- Fyfe W.S. Low-grade metamorphism: some thoughts on the present situation // Canad. Miner. 1974. V. 12. Iss. 7. P. 439–444.
- Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples. IAEA TECDOC-1842. IAEA, Vienna. 2018. 417 p.
- 17. *Guo Z., Li T., Deng M., Qu W.* Key factors controlling volcanic-related uranium mineralization in the Xiangshan Basin, Jiangxi Province, South China: A review // Ore Geology Reviews. 2020. V. 122. 103517.
- Hemley J.J., Jones W.R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. V. 64. P. 538–569.
- Östhols E., Bruno J., Grenthe I. On the influence of carbonate on mineral dissolution: III. The solubility of microcristalline ThO<sub>2</sub> in CO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>O media // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 2. P. 613–623.
- Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework // Geoscience Australia Record. 2009/20, 2009. 44 p.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

## ALBITE METASOMATITES AND THORIUM MINERALIZATION IN URANIUM DEPOSITS OF VOLCANICD TYPE (ON THE EXAMPLE OF STRELTSOVSKA ORE FIELD, EAST TRANSBAIKALIA)

O. V. Andreeva<sup>*a*,#</sup>, Corresponding Member of the RAS V. A. Petrov<sup>*a*,##</sup>, and V. V. Poluektov<sup>*a*,###</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geology of Ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

#E-mail: akimolan@igem.ru
##E-mail: vlad243@igem.ru
###E-mail: vapol@igem.ru

The causes of metasomatic albitization of host rocks and the formation of accompanying Th mineralization in uranium deposits of the Streltsovska ore field are considered. Analysis of the obtained and literary data allows us to conclude that the process of hydrothermal albitization does not require additional Na gain with magmatogenic fluids. Its source may be the host rocks themselves, which are subjected to pre-ore acid leaching, and the source of Th was accessor minerals in the same rocks. The increase in the pH value required for the deposition of albite in low-temperature conditions is ensured by a sharp change in the physico-chemical situation due to seismic-tectonic impulses, accompanied opening the fracture-fault systems, the discharge of pressure (decompression) and degassing. The alkaline nature of the fluids that caused albitization is also emphasized by the behavior of rare and REE elements. The migration of Th in an alkaline environment probably occurred in the form of easily mobile tetra- or pentacarbonates of Th with Na:  $Na_4[Th(CO_3)_4]$  or  $Na_6[Th(CO_3)_5]$ .

*Keywords:* pre-ore metasomatism, sin-ore albitization, acid leaching, uranothorite, accessor minerals, seismic-tectonic impulses, degassing ——— ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ——

УДК 553.41/550.93

# ВОЗРАСТ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУТЫН, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

© 2022 г. А. М. Азарян<sup>1,2,\*</sup>, Е. В. Баданина<sup>1</sup>, В. М. Саватенков<sup>1,3</sup>, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>1,3</sup>

> Поступило 22.08.2022 г. После доработки 05.09.2022 г. Принято к публикации 07.09.2022 г.

Впервые определен U–Pb- и Rb–Sr-возраст гранодиоритов Биранджинского массива, с которым пространственно связано золотое оруденение месторождения Кутын в Хабаровском крае. Изотопно-геохронологические данные показывают хорошую сходимость: конкордантный U–Pb-возраст циркона равен 90.7  $\pm$  1.7 млн лет (SIMS), Rb–Sr-возраст по валовой пробе пород и минералам – 92.7  $\pm$  0.4 млн лет. Низкие значения  $\epsilon$ Nd(t) (около –0.8) и высокие первичные отношения  $^{87}$ Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7051–0.7053) относительно параметров деплетированной мантии предполагают, что гранодиориты образовались при участии континентальной коры. Становление Биранджинского массива совпадает со вторым этапом развития Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса. Rb–Sr-возраст золотоносных кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов месторождения Кутын равен 79.3  $\pm$  0.5 млн лет. Полученные изотопно-геохронологические данные указывают на временной разрыв (около 10–12 млн лет) между кристаллизацией гранодиоритов и формированием метасоматитов, что позволяет предполагать аллометасоматическую природу золотого оруденения.

*Ключевые слова:* циркон, U–Pb-возраст, Rb–Sr-система, Биранджинский массив, гранодиориты, метасоматиты, золоторудное месторождение Кутын

DOI: 10.31857/S2686739722601685

Месторождение Кутын расположено в Тугуро-Чумиканском районе Хабаровского края России, в южной части Тугурского полуострова между Тугурским и Ульбанским заливами Охотского моря. Это месторождение находится в 113 км к северовостоку от Албазинского рудного поля с промышленной добычей золота [1]. Месторождение Кутын было открыто геологами Дальневосточного территориального геологического управления в 1970-е годы как перспективное для разработки на золото. С 2011 г. на месторождении проводились масштабные геологоразведочные работы, которые подтвердили его перспективность [2]. Месторождения Албазинское и Кутын размещены в одной тектонической структуре – Ульбанском террейне Монголо-Охотского орогенного пояса, а золоторудные тела локализованы в серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах.

Формирование крупных промышленных месторождений золота, меди, вольфрама, олова в Сихотэ-Алине и сопредельных территориях связано с обстановкой трансформной континентальной окраины в альб-сеноманское время 110-95 млн лет назад [3]. Несмотря на то что месторождение Кутын является важным сырьевым объектом ресурсной базы Хабаровского края, публикации о нем крайне ограничены [4], а попытки оценить его возраст изотопно-геохронологическими методами ранее не предпринимались. В этой работе мы представляем результаты изотопно-геохронологического изучения гранодиоритов Биранджинского массива и карбонат-серициткварцевых метасоматитов, с которыми пространственно связана золоторудная минерализация месторождения Кутын.

Месторождение Кутын находится в северо-западной части Ульбанского террейна, образование которого произошло в юрско-раннемеловое время в результате аккреции юрских окраинно-континентальных шельфовых и турбидитовых комплексов к Северо-Азиатскому кратону и Монголо-Охотскому поясу в условиях сдвиговых перемещений в трансформной обстановке калифорнийского типа юрской континентальной окраины региона [3]. Терригенные отложения

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>АО "Полиметалл Инжиниринг", Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия

Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: adel-sagitova@yandex.ru

Ульбанского террейна перекрыты с угловым несогласием верхнемеловыми вулканическими породами Ульбанского, Талимо-Алгатинского и Эвурского полей, представляющих периферию Восточно-Сихотэ-Алинской вулканической провинции [5]. Вулканиты принадлежат андезибазальтовой и риодацитовой подформациям наземно-вулканогенной (субаэральной) порфировой формации и распространены в пределах восточной части Ульбанского террейна [2]. Возраст вулканитов определен К-Аг-методом и составляет 103 млн лет [6]. Юрские терригенные породы и меловые вулканиты в районе месторождения Кутын прорываются интрузивами ульбанского комплекса, который принадлежит к Хингано-Охотскому вулкано-плутоническому поясу [3].

Рудные зоны месторождения Кутын локализованы в эндо- и экзоконтактах трехфазного Биранджинского массива (рис. 1). Первая фаза представлена габбродиоритами, диоритами и диоритовыми порфирами. Вторая фаза – кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Третья фаза – гранитами, гранит-порфирами и дайками аплитов. Наибольшее распространение получили гранодиориты второй фазы, которыми на территории месторождения сложен штокообразный массив площадью около 12.5 км<sup>2</sup>. Дайковый комплекс представлен породами основного и кислого состава. Прожилкововкрапленное оруденение локализовано в кварцкарбонат-серицитовых метасоматитах, развивающихся по гранодиоритам и песчаникам и соответствующих березитовой формации. В центральных частях зон метасоматитов размещаются линейные штокверки прожилков кварц-серициткарбонатного состава и брекчии с кварцевым цементом, характеризующиеся высоким содержанием золота [2]. Содержание золота в руде достигает 76 г/т, в среднем составляя 3 г/т. На месторождении Кутын выделено 10 основных рудных зон, расположенных в эндо- и экзоконтактах Биранджинского массива. В серицит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по песчаникам, локализованы рудные зоны Седловинная, Итыльская, Юбилейная, Южная, Открытая, Родниковая и Дельинская, а по гранодиоритам – Геофизическая, Джуаты и Перевальная.

На основе изучения петрографии и минералогии рудных зон на месторождении Кутын нами были выделены четыре последовательные рудные парагенетические ассоциации: пирит-арсенопиритовая, золото-тетраэдрит-арсенопиритовая, золото-пиритовая и теллуридная, отвечающие двум стадиям минералообразования — метасоматической и жильной. В зоне окисления развита гетит-арсенатная ассоциация гипергенного этапа. Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, для которого характерны примеси Sb и Te. Самородное золото характеризуется пробностью 650–780‰, реже – 810–890‰. Значительное количество золота содержится в арсенопирите. Другие минеральные формы благородных металлов представлены Ад-содержащим тетраэдритом, акантитом, теллуридами: гесситом, петцитом и штютцитом. Помимо перечисленных выше теллуридов Au и Ag, в рудах присутствуют алтаит, теллурантимон и колорадоит [7].

Наиболее ранние метасоматические изменения гранодиоритов привели к хлоритизации роговой обманки и биотита с образованием шамозита и реже клинохлора. Температура кристаллизации хлорита, рассчитанная по минеральному геотермометру [8], варьирует в интервале 230-280°С. Рудоносный метасоматический процесс проявляется в карбонатизации роговой обманки и плагиоклаза (№ 40), серицитизации плагиоклаза, биотита, калиевого полевого шпата, хлорита и окварцевании. Слюды представлены тонкочешуйчатым серицитом, в котором отсутствует парагонитовая составляющая, реликтовые слюды отвечают магнезиальным аннитам [7]. Температура гомогенизации двухфазных флюидных включений в кварце березитов предполагает, что серицит образовался в интервале от 240 до 370°С.

Для определения возраста Биранджинского массива из биотит-роговообманковых гранодиоритов (обр. К-348) был выделен циркон, а также биотит и калиевый полевой шпат. Для определения возраста рудной минерализации из карбонатсерицит-кварцевого с сульфидной вкрапленностью метасоматизированного гранодиорита (обр. К-558/5, рудная зона Джуаты, содержание Au 4.8 г/т) были выделены альбитизированный калиевый полевой шпат с низким содержанием рубидия (125 г/т Rb) и серицит.

Циркон из гранодиоритов Биранджинского массива представляет собой бесцветные или слабоокрашенные призматические, реже игольчатые идиоморфные кристаллы размером 120–250 мкм, отвечающие морфотипу G1 [9]. Коэффициент удлинения меняется от 2 до 7. Примесь Hf варьирует от 0.7 до 1.5 мас. %, составляя в среднем 1.1 мас. %. На CL-изображениях зерен циркона наблюдается тонкая ритмичная, реже грубая магматическая зональность, иногда секториальность (рис. 2). В некоторых цирконах присутствуют унаследованные ядра. Минеральные включения в цирконе не обнаружены.

U–Pb-возраст циркона из гранодиоритов II фазы Биранджинского массива был определен на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II (ЦИС ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) по методике [10]. Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопные исследования проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Выделение Rb, Sr, Sm и Nd из пород и минералов для



**Рис. 1.** Схематическая карта месторождения Кутын (по [2], с дополнениями авторов). 1 - аллювиальные отложения Qal, <math>2 - пролювиальные отложения Qpr, 3 - андезиты  $K_2$ , 4 - терригенные образования  $J_1$ , 5 - терригенные образования  $D_2$ ; 6 - 9 - интрузивные образования  $K_2$ : 6 - диориты и габбродиориты, 7 - гранодиориты и гранодиорит-порфиры, 8 - граниты, 9 - дайки андезитов, 10 - разломы: крупные (а) и менее крупные (б); 11 - рудные зоны; 12 - ореолы околорудных березитовых изменений. Звездочками указаны места отбора проб.

изотопных исследований проводилось согласно методике [11]. Изотопный состав Nd и Sr определялся на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI. Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и отношений <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd проводились методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb. Sr. Sm и Nd. вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует  $\pm 0.5\%$ . Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. В период измерений среднее значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ, 10 измерений), а величина <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1 –  $0.512098 \pm 8$  (2 $\sigma$ , 12 измерений). Погрешность измерения отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr составляла  $\pm 0.007\%$  $(2\sigma), {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} - \pm 1\%$  (2 $\sigma$ ). При расчете возраста использовано значение  $\lambda^{87}$ Rb = 1.3972 × 10<sup>-11</sup> год<sup>-1</sup> [12]. Расчет проведен в программе Isoplot R.

U–Pb-конкордантный возраст циркона из гранодиоритов Биранджинского массива равен  $90.7 \pm 1.7$  млн лет (9 точек, CKBO = 0.26) (рис. 3).

Полученный U–Pb-возраст древнее опубликованных К–Ar-датировок пород ульбанского комплекса, к которому относится Биранджинский массив (70–84 млн лет [13]).

189

Одно зерно циркона с тонкой ритмичной зональностью имеет возраст 335.9 ± 4.6 млн лет (ранний карбон). Вероятно, это зерно является захваченным из вмещающих пород, что согласуется с возрастом детритового циркона из алевролитов раннеюрской соруканской свиты и из песчаников среднеюрской налдындинской свиты Ульбанского террейна [14].

Rb—Sr-изотопные данные для породы в целом и минералов (КПШ, K-Na полевой шпат и биотит) из образца K-348 образуют эрохронную зависимость, отвечающую возрасту  $93 \pm 1$  млн лет (рис. 4 а), который хорошо согласуется с возрастом, определенным по циркону из этих же пород —  $90.7 \pm 1.7$  млн лет.

Минералы (серицит и альбитизированный калиевый полевой шпат) и валовая проба образца K-558/5 из метасоматита, развитого по гранодиориту, образуют изохронную зависимость с возрастом 79.3  $\pm$  0.5 млн лет (рис. 4 б, табл. 2).



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранодиоритов Биранджинского массива. Окружностями обозначены области изотопного датирования, номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

Величина  $\varepsilon_{Nd}(t)$  и первичное отношение  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  в образцах гранодиорита и метасоматита показывают близкие значения, соответственно: -0.77 и 0.70514, -0.81 и 0.70532 (табл. 2). Эти зна-



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для зерен циркона из гранодиоритов Биранджинского массива в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Эллипсы – погрешность каждого анализа на уровне 1 $\sigma$ . Погрешности вычисленных значений возраста –  $2\sigma$ .

чения существенно отличаются от параметров деплетированной мантии. Такое различие предполагает, что расплав гранодиоритов формировался при участии вещества континентальной коры. Сходство первичных изотопных характеристик Sr и Nd в образцах гранодиоритов и метасоматитов может свидетельствовать об отсутствии сколь-либо значительного привноса стронция и неодима флюидом в зону рудоотложения и подтверждает материнскую природу гранодиорита.

N⁰		Содерх	кание		<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	Изм	теренны	е отношени	я	Rho	Возраст, м лет	1ЛН
	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, ppm	Th, ppm	<sup>206</sup> Pb*		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1 <b>σ</b> , %	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±1 <b>0</b> ,%		<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±
5	4.35	102	75	1.26	0.76	0.01375	3.6	0.077	55	0.066	88.0	3.2
6	4.33	102	111	1.27	1.12	0.01384	3.6	0.081	52	0.069	88.6	3.2
8	1.62	265	156	3.21	0.61	0.01391	2.0	0.078	20	0.097	89.0	1.8
2	1.66	255	151	3.13	0.61	0.01405	2.0	0.081	19	0.106	90.0	1.8
10	1.92	102	103	1.26	1.04	0.01411	3.0	0.089	24	0.125	90.3	2.7
3	2.21	80	70	1.00	0.90	0.01419	3.0	0.135	18	0.162	90.8	2.7
7	2.37	85	94	1.08	1.14	0.01441	3.3	0.102	26	0.125	92.2	3.0
1	5.41	63	44	0.845	0.72	0.01476	4.7	0.082	71	0.067	94.4	4.4
4	2.43	156	95	2.07	0.63	0.01507	2.5	0.091	28	0.088	96.4	2.4
9	0.27	250	121	11.5	0.50	0.05349	1.4	0.387	5.2	0.268	335.9	4.6

Таблица 1. Результаты локального U—Pb-анализа циркона из гранодиорита Биранджинского массива (проба К-348)

Примечание. Pb и Pb\* — нерадиогенный и радиогенный Pb соответственно. Rho — коэффициент корреляции  $^{207}$ Pb\*/ $^{235}$ U и  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U.



**Рис. 4.** Породно-минеральная эрохрона (а) по биотиту, КПШ и породе в целом для гранодиорита (К-348) и породно-минеральная изохрона (б) по мусковиту (серициту), КПШ и валу для карбонат-серицит-кварцевого метасоматита (К-558/5).

Таким образом, первые данные о возрасте гранодиоритов Биранджинского массива, полученные разными изотопными методами (U–Pb по циркону и Rb–Sr по минералам и породе), находятся в хорошем согласии – 90.7 и 92.7 млн лет. Время кристаллизации пород Биранджинского массива соответствуют второму этапу магматизма Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса 110–80 млн лет назад [15].

Возраст золотоносных кварц-серицит-карбонатных метасоматитов месторождения Кутын, определенный Rb–Sr-методом, соответствует 79.3 млн лет. Выявленный временной разрыв между формированием гранодиоритов и березитов противоречит представлению о связи метасоматизирующих флюидов с Биранджинским массивом. Золоторудные системы, связанные с интрузивными комплексами, являются одновозрастными с материнским интрузивом: разница в возрасте составляет не более 2 млн лет [16]. Так, на месторождении Дарасун в Восточном Забайкалье золоторудная минерализация в березитах почти синхронна формированию гранодиорит-порфиров, с которыми связана пространственно и парагенетически — 159.6  $\pm$  1.5 и 160.5  $\pm$  0.4 млн лет соответственно [17]. В то же время магматогенная приро-

Обр.		Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr измерен.	$\pm 2\sigma$	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup>	Sr (t*)
K-348	вал	100.2	287.9	1.007	0.70662	6	0.70	532
K-348	биотит	277.1	41.7	19.28	0.73046	9	-	-
K-348	КПШ І	340.1	213.6	4.607	0.71153	10	-	-
K-348	КПШ II	302.8	167.6	5.228	0.71171	8	-	-
K-558/5	вал	240.1	216.0	3.217	0.70930	7	0.70514	
K-558/5	КПШ	125.2	225.0	1.610	0.70756	15	-	-
K-558/5	серицит	238.8	32.38	21.38	0.72950	7	-	-
		Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$	T <sub>DM</sub>
K-348	вал	4.97	50.96	0.0590	0.512515	3	-0.77	628
K-558/5	вал	4.56	48.85	0.0565	0.512524	3	-0.81	609

Таблица 2. Rb-Sr- и Sm-Nd-изотопные характеристики минералов и вала пород

Примечание. К-348 — биотит-роговообманковый гранодиорит, К-558/5 — березит (Джуаты). КПШ — калиевый полевой шпат, для пробы К-348: КПШ I — калиевый полевой шпат и КПШ II — К—Na полевой шпат. \* — первичные отношения для вала пород рассчитаны на возраст 91 млн. лет, согласно U—Pb-возрасту циркона.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

да оруденения на месторождении Кутын не вызывает сомнения. Такое представление подтверждается целым рядом факторов, в том числе локализацией месторождения в эндо- и экзоконтакте массива, устойчивостью и многообразием минерального состава, распространением турмалина в рудах, ассоциацией золота с As, Sb, Te, Bi, сменой минеральных парагенезисов в процессе метасоматоза, углекислотно-водным составом гидротермального флюида.

Для интерпретации временного разрыва можно прелположить лва сценария. Прежле всего. учитывая сложный эволюционный ряд пород массива: от габбродиоритов до гранитов можно предположить сложный и многоэтапный характер проявления метасоматического процесса, допускающий многообразие минеральных парагенезисов в метасоматитах. С другой стороны, указанный временной разрыв может явиться следствием аллометасоматической природы золотого оруденения, согласно которой рудоносные флюиды продуцируются иным интрузивным источником. Такое представление находится в согласии с полисталийным проявлением метасоматического процесса в этом массиве – этапу золоторудного карбонат-кварц-серицитового метасоматоза предшествует интенсивный процесс ранней хлоритизации – 230–280°С, в то время как рудоносный этап отвечает более высокотемпературному процессу – до 370°С.

Возможно, на изучаемом объекте недооценена роль дайкового комплекса, представленного позднемеловыми андезитами, дацитами и риолитами. Так, генезис расположенного поблизости месторождения Албазино связывают с глубокоэродированной палеокальдерной вулканоструктурой [1].

Кроме того, следует принять во внимание, что в Сихотэ-Алинской провинции Тихоокеанского золотоносного пояса известны месторождения, в истории которых рудообразующий процесс оторван от магматического этапа. Например, возраст гранитоидов, вмещающих золоторудное месторождение Криничное (Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна), оценен в  $104 \pm 1$  млн лет (Rb–Sr-метод), тогда как возраст оруденения равен  $84.2 \pm 2.1$  млн лет (K-Ar-метод, [18]). На золоторудном месторождении Малиновское (Журавлевско-Амурский террейн) возраст рудовмещающих монцо-габбро-диоритов составляет 105.3 ± 1 млн лет (U–Pb-метод, циркон, [19], а возраст рудной минерализации отвечает интервалу 100-90 млн лет (Re-Os-метод, [20]).

Подводя итог сказанному, следует отметить, что выполненное исследование представляет собой определенный этап в решении сложной проблемы связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом. Характер этой связи многолик и требует дальнейших исследований, в том числе с применением Ar—Ar-датирования главного минерала березитов — серицита, изучением флюидных включений и изотопии S, C, O.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят АО "Полиметалл Инжиниринг" за предоставленные образцы горных пород. Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90102). Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра "Геомодель" Научного Парка СПбГУ и ЦКП "АИРИЗ" (ИГГД РАН).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Трушин С.И., Кириллов В.Е. Месторождение Албазино – новый для Дальнего Востока промышленный тип золотого оруденения // Регион. геология и металлогения. 2018. № 73. С. 60–67.
- 2. Трушин С.И., Кириллов В.Е., Иванов В.В., Полин В.Ф. Магматогенные рудоносные системы месторождений золота Ульбанского террейна (Хабаровский край, Россия) // Разведка и охрана недр. 2021. № 7. С. 21–35.
- 3. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
- 4. *Малых М.Ю*. Минеральный состав золотоносных кварц-серицитовых метасоматитов месторождений Озерное и Кутын (Хабаровский край) золото-кварцевого убогосульфидного типа // Известия вузов. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 30–34.
- 5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к минерагенической карте Хабаровского края М. 1:500000. Хабаровск, 2000. 206 с.
- Харитонычев Г.И., Вихлянцев В.В. Государственная геологическая карта СССР М. 1:200000. Серия Удская. Лист N-53-XXIX. Объяснительная записка. М., 1978. 70 с.
- 7. Азарян А.М., Баданина Е.В., Анисимов И.С. Минеральный состав руд золотоносных метасоматитов месторождения Кутын (Хабаровский край) // Записки РМО. 2022. Ч. CLI, № 3. С. 1–21.
- Cathelineau M., Nieva D. A Chlorite Solid Solution. Geothermometer the Los Azufres (Mexico) Geothermal System. Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.
- 9. *Pupin J. P.* Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

- Williams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
- Villa I.M., De Bi'evre P., Holden N.E., Renne P.R. IUPAC-IUGS recommendation on the halflife of <sup>87</sup>Rb // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 164. P. 382– 385.
- Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А., Зелепугин В.Н., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Фролов Ф.С., Шварев М.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации М. 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53. Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.
- 14. Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf-изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 12–17.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1, 572 с., Кн. 2, 409 с.
- 16. *Hart C.R.J.* Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. The Gangue, Geo-

logical Association of Canada, Mineral Deposits Division. 2005. V. 87. P. 4–9.

- Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Зорина Л.Д. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.
- Sayadyan G.R. Geology, magmatism, and gold mineralization of South Primorye (The Askold strike-slip fault zone, Sergeevka terrane / A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk, R. Seltman (Eds.). Metallogeny of the Pacific Northwest (Russian Far East): Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Excursion Guidebook. Vladivostok: Dalnauka Publ. House, 2004. P. 137–146.
- 19. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // ДАН. 2013. Т. 452. № 1. С. 1–8.
- 20. Доброшевский К.Н., Горячев Н.А. О возрасте и геодинамических факторах формирования золотого оруденения Малиновского месторождения (Сихотэ-Алиньская золотоносная провинция, Россия) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 3. С. 28–40.

## AGE AND PROBLEM OF THE GENESIS OF THE KUTYN GOLD DEPOSIT, KHABAROVSK REGION

A. M. Azarian<sup>*a,b,#*</sup>, E. V. Badanina<sup>*a*</sup>, V. M. Savatenkov<sup>*a,c*</sup>, and Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov<sup>*a,c*</sup>

<sup>a</sup>Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation

<sup>b</sup>JCS PolymetalEngineering, Saint-Petersburg, Russian Federation

<sup>c</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: adel-sagitova@yandex.ru* 

For the first time, the U–Pb and Rb–Sr age of the granodiorites of the Birandjinsky massif, with which the gold mineralization of the Kutyn deposit in the Khabarovsk Region is spatially connected, has been determined. Isotope-geochronological data show good convergence: the U–Pb concordant age of zircon is 90.7  $\pm$  1.7 million years (SIMS), the Rb–Sr age of the rock shaft and minerals is 92.7  $\pm$  0.4 million years. Low values of  $\epsilon$ Nd(t) (about –0.8) and the high primary ratios  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (0.7051–0.7053) relative to the parameters of the depleted mantle suggest that granodiorites were formed with the participation of the continental crust. The formation of the Biranjinsky massif coincides with the second stage of the development of the Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt. Rb–Sr age of gold-bearing quartz-carbonate-sericite metasomatites of the Kutyn deposit is 79.3  $\pm$  0.5 million years. The obtained isotope-geochronological data indicate a time gap (about 10–12 million years) between the crystallization of granodiorites and the formation of metasomatites, which suggests the allometasomatic nature of gold mineralization.

*Keywords:* zircon, U–Pb-age, Rb–Sr system, Birandjinsky massif, granodiorites, metasomatites, Kutyn gold deposit

УДК 550.42(571.51)

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ Ru–Os-СУЛЬФИДОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, РОССИЯ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

© 2022 г. К. Н. Малич<sup>1,\*</sup>, академик РАН Л. Н. Когарко<sup>2,\*\*</sup>, И. Ю. Баданина<sup>1</sup>, Т. А. Веливецкая<sup>3,\*\*\*</sup>, А. В. Игнатьев<sup>3</sup>

> Поступило 29.08.2022 г. После доработки 05.09.2022 г. Принято к публикации 07.09.2022 г.

С целью идентификации источника серы впервые охарактеризованы особенности химического и S-изотопного состава Ru-Os-сульфидов в составе полифазных минеральных ассоциаций платиноидов из четвертичных отложений Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами Маймеча-Котуйской провинции. Для исследования Ru-Os-сульфидов и сосуществующих с ними минералов платиновой группы был применен комплекс методов, включающий рентгеноспектральный микроанализ, лазерную абляцию с масс-спектрометрическим окончанием. Полифазные минеральные ассоциации представлены двумя типами: 1) минералами осмия и иридия, Ru-Os-сульфидами изоморфного ряда лаурит (RuS<sub>2</sub>)-эрликманит (OsS<sub>2</sub>), купроиридситом  $(CuIr_{2}S_{4})$  и неназванным Os–Ir-сульфидом (Os,Ir)S<sub>2</sub>, 2) железистой платиной с включениями лаурита, Os-Ru-Ir-сплавов и других минералов платиновой группы. Коренными источниками полиминеральной ассоциации платиноидов первого типа являются дуниты и хромититы, второй – клинопироксениты. Близкие к нулю значения величин  $\delta^{34}$ S Ru-Os-сульфидов первого типа (0.9 ± 0.4%, n = 8) не противоречат предположению о мантийном источнике серы. Незначительное облегчение изотопного состава серы в лаурите второго типа ( $\delta^{34}S = -1.7 \pm 0.2\%$ , n = 10), вероятно, обусловлено эволюцией состава рудообразующего флюида. Изотопный состав серы изученных Ru-Os-сульфидов обоих типов может указывать на ее субхондритовый источник.

*Ключевые слова:* Ru–Os-сульфиды, лаурит, эрликманит, изотопный состав серы, субхондритовый источник, Гулинский массив, Маймеча-Котуйская провинция **DOI:** 10.31857/S2686739722601752

#### введение

Изотопы серы являются важными индикаторами мантийных, магматических, метаморфических, осадочных, гидротермальных и биологических процессов на Земле и в Солнечной системе [1]. Начиная с исследования [2], изотопный состав серы мантии Земли считается однородным

им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

со средним значением  $\delta^{34}$ S, равным 0‰, неотличимым от хондритового ( $\delta^{34}S = 0.04 \pm 0.31\%$  [3]). Данные по изотопному составу серы сульфидов являются важным инструментом для выявления контаминации первичных магм при их взаимодействии с породами земной коры. Предполагается, что значения, выходящие за пределы  $0 \pm 2\%$ , являются следствием процессов корово-мантийного взаимодействия (при вкладе коровой серы) как в условиях мантии, так и при становлении мантийных магм в коровых условиях [4]. Возможность использования изотопного состава серы с целью идентификации источника рудного вещества Ru-Os-сульфидов была апробирована на примере дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации ([5, 6] и др.). Для Ru-Osсульфидов из других геологических обстановок подобные исследования не известны. Чтобы частично восполнить данный пробел в нашем сообщении, впервые обсуждаются результаты химического и S-изотопного состава Ru-Os-сульфидов в составе полифазных ассоциаций минералов

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и геохимии

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Дальневосточный геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: dunite@yandex.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: kogarko@geokhi.ru

<sup>\*\*\*</sup>*E-mail: velivetskaya@mail.ru*
платиновой группы (МПГ) Гулинского массива на севере Сибирской платформы в пределах Маймеча-Котуйской провинции [7, 8].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МПГ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Гулинский массив ультраосновных, щелочноультраосновных пород и карбонатитов обнаружен Ю.М. Шейнманном и П.С. Фоминым в 1943 г. Он контролируется Таймыро-Байкальской и Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами. По геолого-геофизическим данным площадь Гулинского массива вместе с погребенной частью составляет около 2000 км<sup>2</sup>. Форма ультрамафитового тела по данным математического моделирования материалов гравиразведки и данным бурения пластинообразная [8] с погружением на северо-запад, в плане близкая эллипсу, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении.

В обнаженной части массив сложен, главным образом, дунитами, хромититами, верлитами и клинопироксенитами в составе гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса (рис. 1). Преобладающие дуниты образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10–15 км, занимая площадь около 450 кв. км (рис. 1). В юго-западной части они перекрыты толщей меймечитов – ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной – прорваны штокообразными телами маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса площадью около 30 км<sup>2</sup> (рис. 1). По данным Л.Н. Когарко и Р.Е. Зартмана [9] <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb-возраст пород Гулинского массива составляет  $250.0 \pm 8.7$  млн лет, что свидетельствует об их синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7  $\pm$  0.6–250.3  $\pm$ ± 1.1 млн лет [10]).

Выявленный ([11] и др.) уровень и характер распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в ультраосновных породах позволил установить, что в дунитах и приуроченных к ним хромититах ведущими являются тугоплавкие платиноиды Ir-группы (Os, Ir и Ru), которые преобладают над легкоплавкими платиноидами Pt-группы (Rh, Pt и Pd). Клинопироксениты обладают платино-палладиевой специализацией. Уникальность связанных с Гулинским массивом золото-платиноидных россыпей определяется выявленными минеральными парагенезисами платиноидов, а также значительными прогнозными ресурсами (первые десятки тонн) благородных металлов и, в частности, осмия, соизмеримыми с имеющими промышленную значимость месторождениями

Витватерсрандского бассейна Южной Африки ([11] и др.).

Подавляющее большинство МПГ из россыпей Гулинского массива образованы преимущественно субидиоморфными и идиоморфными кристаллами, а также агрегатами кристаллов, представленных Os-(Ir-Ru)-твердыми растворами или минералами осмия. В резко подчиненном количестве выявлены два типа полиминеральных ассоциаций, состоящих из: 1) минералов осмия и иридия, Ru-Os-сульфидов изоморфного ряда лаурит (RuS<sub>2</sub>)-эрликманит (OsS<sub>2</sub>), купроиридсита (CuIr<sub>2</sub>S<sub>4</sub>) или неназванного Os-Ir-дисульфида [12] и 2) железистой платины с включениями лаурита (RuS<sub>2</sub>), Os-Ru-Ir-сплавов, мончеита (PtTe<sub>2</sub>), маланита (CuPt<sub>2</sub>S<sub>4</sub>) и некоторых других МПГ [13].

Выбранные для исследования образцы Ru–Osсульфидов в составе полиминеральных агрегатов МПГ были взяты из: 1) четвертичных отложений верхнего течения р. Ингарингда (поисковая линия 365) и 2) ручья Бурлаковский (поисковая линия 2), левого притока р. Ингарингда (рис. 1, врезка).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования морфологии и химического состава МПГ были использованы сканирующая микроскопия и рентгеноспектральный микроанализ (СЭМ JSM-6390L, "Jeol" с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80, "Oxford Instruments", CAMECA SX 100, ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680)). При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: OsMα, IrLa, RuLa, RhLa, PtLa, PdLb, NiKa (все чистые металлы), FeKα, CuKα, SKα (халькопирит), AsLα – сплав InAs; проведен учет спектральных наложений линий (RuLa на AsLa; RuLb на RhLa; IrLa на СиКα и др.). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 20 нА, диаметр точки анализа 1-2 мкм. Изотопный состав серы в 18 образцах Ru-Os-сульфидов был изучен с помощью системы лазерной фемтосекундной абляции (NWR Femtosecond UC with laser Pharos 2mJ-200-PPam and harmonics module HE-4Hi-A) и масс-спектрометра MAT-253 "Thermo Fisher Scientific" (Germany) в ЦКП "Приморский центр локального элементного и изотопного анализа" ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) по методике, приведенной в работах [14, 15]). При абляции Ru–Os-сульфидов с пространственным разрешением 80–100 мкм формировался аэрозоль, который потоком Не выносился из ка-



**Рис. 1.** Схемы расположения образцов (врезка) и геологического строения Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами по [8]. На врезке красным цветом отмечены поисковые линии (Л-365 р. Ингарингда и Л-2 руч. Бурлаковский), из которых взяты образцы МПГ.

меры в реактор и конвертировался в SF<sub>6</sub> в реакции с BrF<sub>5</sub>. После этого криогенно и хроматографически очищенный SF<sub>6</sub> в потоке Не поступал в интерфейс, который обеспечивал измерение ионных токов, соответствующих массам 127 ( $^{32}$ SF<sub>5</sub><sup>+</sup>) и 129 ( ${}^{34}SF_5^+$ ) в высоковакуумном режиме работы масс-спектрометра. Измерения проведены относительно рабочего стандарта, калиброванного в шкале VCDT по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3. Результаты измерений изотопного состава серы представлены

№ п/п	Мицерал			Mac. %				At.	%		<b>R</b> 11#	δ <sup>34</sup> S,
J¶≌ 11/11	минерал	Ru	Os	Ir	S	Сумма	Ru	Os	Ir	S	Ruπ	%0
		Ru-Os	-сульфи,	цы из по	лифазн	ых агрега	атов МГ	ІГ перво	го типа			
1	Лаурит	36.11	27.91	2.33	33.57	99.92	22.85	9.39	0.78	66.98	71	1.0
2	Лаурит	50.35	11.95	1.53	36.26	100.09	29.30	3.70	0.47	66.53	89	1.1
3	Лаурит	23.94	40.23	4.76	30.57	99.50	26.67	4.92	1.71	66.70	53	1.2
4	Лаурит	30.28	31.48	5.59	32.42	99.77	19.90	11.00	1.93	67.17	64	1.3
5	Эрликманит	5.37	62.92	5.38	26.39	100.06	4.30	26.78	2.27	66.65	14	1.2
6	Лаурит	23.99	40.62	4.55	30.65	99.81	16.59	14.93	1.65	66.83	53	0.3
7	Эрликманит	9.97	53.64	8.46	27.44	99.51	7.70	22.02	3.44	66.84	26	1.0
8	Лаурит	35.99	25.99	3.68	33.37	99.03	22.94	8.80	1.23	67.03	72	0.3
Среднее	e(n = 8)	1								1		0.9
		Ru–Os	-сульфи	ды из по	олифазн	ых агрег	атов МІ	ІГ вторс	го типа			
9	Лаурит	55.28	4.47	2.45	37.41	99.61	31.25	1.34	0.73	66.68	96	-1.6
10	Лаурит	55.87	3.69	2.36	37.53	99.45	31.50	1.10	0.70	66.70	97	-1.8
11	Лаурит	57.91	2.71	1.66	38.21	100.49	32.05	0.80	0.48	66.67	98	-1.6
12	Лаурит	58.68	1.24	1.08	38.14	99.14	32.57	0.37	0.32	66.74	99	-1.7
13	Лаурит	58.60	2.74	0.23	38.47	100.04	32.29	0.80	0.07	66.84	98	-1.7
14	Лаурит	59.79	1.09	0.25	38.80	99.93	32.70	0.32	0.07	66.91	99	-1.4
15	Лаурит	55.30	5.97	0.75	38.01	100.03	30.95	1.77	0.22	67.06	95	-1.6
16	Лаурит	57.86	2.94	0.76	38.31	99.87	32.04	0.87	0.22	66.87	98	-1.6
17	Лаурит	57.49	3.78	0.41	38.20	99.88	31.91	1.12	0.12	66.85	97	-2.2
18	Лаурит	55.46	6.07	0.68	38.01	100.22	31.01	1.80	0.20	66.99	95	-1.5
Среднее	e ( <i>n</i> = 10)	ı 	· ·					· · · · · ·		ı 	·	-1.7

Таблица 1. Химический и S-изотопный состав Ru–Os-сульфидов Гулинского массива

Примечание.  $Ru = 100 Ru_{at \%}/(Os + Ru)_{at \%}$ .

относительно международного стандарта VCDT по формуле  $\delta^{34}S(\%) = \{[({}^{34}S/{}^{32}S) \circ f a 34]({}^{34}S/{}^{32}S) \circ f a 34]/({}^{34}S/{}^{32}S) \circ f a 34] \times 1000.$  Точность определения  $\delta^{34}S$  составляла  $\pm 0.2\%$  ( $\sigma$ ).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Ru-Os-сульфиды из полиминеральных агрегатов первого типа характеризуются кристаллическими индивидами размером от 0.15 до 1.5 мм (рис. 2 а-в). По составу они соответствуют лауриту и эрликманиту, образующим непрерывный ряд твердых растворов (табл. 1, ан. 1–8, рис. 3, Ru # варьирует от 14 до 89). Кроме Ru, Os и S данные минералы содержат значимые концентрации Ir (1.53-8.46 мас. %). Данный тренд составов соответствует таковому для минералов серии лауритэрликманит из подиформных хромититов ([16] и др.). Os–Ir-сплавы в составе полиминеральных агрегатов первого типа представлены самородным осмием и Ir-содержащим осмием. Для данной ассоциации МПГ характерно наличие высокомагнезиального оливина (Fo<sub>88-93</sub>) в составе минеральных включений в Os-Ir-сплавах и в

межзерновом пространстве между Ru–Os-сульфидами и Os–Ir-сплавами (рис. 2 а, б). Значения  $\delta^{34}$ S в Ru–Os-сульфидах первого типа варьируют в пределах от 0.3 до 1.3% и характеризуются средним значением  $\delta^{34}$ S = 0.9% при среднеквадратичном отклонении, равном 0.4% (табл. 1, рис. 4).

Ru-Os-сульфиды из полиминеральных агрегатов второго типа образованы идиоморфными минеральными включениями размером от 30 до 400 мкм в железистой платине (рис. 2 г-и). По сравнению с Ru-Os-сульфидами из полиминеральных агрегатов первого типа они характеризуются значительно более рутениевым составом (рис. 3, табл. 1, ан. 9–18, Ru # 95–99), который соответствует лауриту, содержащему незначительные концентрации Os (1.09-6.07 мас. %) и Ir (0.23-2.45 мас. %). Химический состав железоплатиновых сплавов, как правило, близок к стехиометрии Pt<sub>2</sub>Fe (где Pt равна сумме ат. % ЭПГ, Fe – сумме ат. % железа, меди и никеля). Значения  $\delta^{34}$ S в лаурите варьируют в незначительных пределах – от –2.2 до –1.4‰ (среднее значение



**Рис. 2.** Типичные особенности морфологии и внутреннего строения Ru–Os-сульфидов в составе полиминеральных агрегатов МПГ первого (а–в, обр. 58–5) и второго (г–и, обр. 60–1) типа. Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом (а, общий вид, б, г, д – детали), в отраженном свете (д), в рентгеновских лучах RuLα (в, з), IrLα (е), PtMα (ж), SKα (и). Цифры на рис. б и д – участки проведения изотопных анализов серы, соответствующие таковым номерам в табл. 1. Круги соответствуют местам отбора пробы для S-изотопного анализа. LR – лаурит, Os – осмий, (Os, Ru, Ir) – сплав Ru–Ir-содержащего осмия, Pt<sub>2</sub>Fe – железистая платина, OI – оливин.

равно -1.7% при среднеквадратичном отклонении 0.2%, n = 10, табл. 1, рис. 4).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокотемпературная природа образования Ru–Os сульфидов была подтверждена экспериментально [17]. Верхняя термальная стабильность лаурита оказалась равной  $1200-1250^{\circ}$ С при  $f(S_2) = 10^{-1}$  атм; при этом минеральная ассоциация лаурита и Os–Ir-сплава оказалась устойчивой в интервале температур  $1200-1250^{\circ}$ С и активности серы  $f(S_2)$   $10^{-0.39}-10^{-0.07}$  атм [17]. При увеличении



Рис. 3. Химический состав Ru–Os-сульфидов из полифазных агрегатов МПГ первого (круги синего цвета) и второго (треугольники красного цвета) типа в координатах Ru–Os–Ir, ат. %.

активности серы составы лаурита и Os–Ir-сплава приближаются к таковым природных полиминеральных ассоциаций Гулинского массива, что подтверждает совместную равновесную кристаллизацию данных МПГ. Высокотемпературная природа Ru–Os-сульфидов из полифазных агрегатов МПГ первого типа подтверждается присутствием в них высокомагнезиального оливина, попадающего в диапазон составов мантийного оливина (Fo<sub>88–93</sub>).

Новые данные по изотопному составу серы Ru– Os-сульфидов первого типа ( $\delta^{34}S = 0.9 \pm 0.4\%$ ) идентичны таковым в Ru–Os-сульфидах из россыпей Борнео ( $\delta^{34}S = 1.2 \pm 0.4\%$  [5]) и Верх-Нейвинского массива ( $\delta^{34}S = 2.0 \pm 0.9\%$  [6]). В обоих случаях Ru–Os-сульфиды пространственно связаны с мантийными разрезами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации. Вариации изотопного состава серы лаурита второго типа ( $\delta^{34}S = -1.7 \pm 0.2\%$ ) оказались близки к таковым сульфидов малосульфидного платиноидного месторождения "баронского типа" ( $\delta^{34}S$  от -2.6 до -1.2% [18]), приуроченных к клинопироксенитам Волковского массива на Среднем Урале.

Выявленные минералого-геохимические параметры фракционирования ЭПГ в ультрамафитах Гулинского массива [11] позволили обосновать вывод о коренных источниках МПГ, где Os–Ir-сплавы и Ru–Os-сульфиды характерны для дунитов и хромититов, Pt–Fe-интерметаллиды – для клинопироксенитов. В данном контексте незначительное



**Рис. 4.** Изотопный состав серы ( $\delta^{34}$ S, ‰) Ru–Osсульфидов в составе полиминеральных ассоциаций платиноидов первого (круги синего цвета) и второго (треугольники красного цвета) типа.

облегчение изотопного состава серы лаурита в ассоциации с железистой платиной по сравнению с таковым в лаурите и эрликманите в полиминеральных агрегатах с Os–Ir-минералами ( $\delta^{34}$ S =  $= -1.7 \pm 0.2\%$ , n = 10 и  $\delta^{34}$ S =  $0.9 \pm 0.4\%$ , n = 8соответственно) может быть связано с фракционированием изотопов серы в результате ее частичного окисления при формировании МПГ клинопироксенитов, образовавшихся позднее дунитов Гулинского массива. Отметим, что роль и источник рудообразующих флюидов, а также условия, при которых ЭПГ Іг-группы (Os, Ir и Ru) мобильны, являются предметом дискуссии. Допускается, что тугоплавкие ЭПГ могут быть мобилизованы из мантийных реститов окисленными флюидами, переноситься в виде газообразных оксидов (Os) или хлоридов (Ru) при высоких температурах и низкой летучести серы и осаждаться при падении значений f(HCl) и/или  $f(O_2)$ , и увеличении *f*(S<sub>2</sub>) или *f*(H<sub>2</sub>O) ([19, 20] и др.).

Полученные нами ранее Sr—Nd-изотопные данные ( $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr<sub>(250 млн лет)</sub> 0.7031–0.7038, єNd<sub>(250 млн лет)</sub> 3.97–5.35 [9]) вместе с нерадиогенным изотопным составом Pb ( $^{206}$ Pb/ $^{204}$ Pb 17.88–18.31;  $^{207}$ Pb/ $^{204}$ Pb 15.38–15.46;  $^{208}$ Pb/ $^{204}$ Pb 37.33–37.70 [9]) для пород Гулинского массива свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии при их магмогенерации. Обоснование о глубинном источнике серы согласуется с результатами изучения изотопной систематики осмия в сосуществующих Ru–Os-сульфидах и Os–Ir-сплавах Гулинского массива [12]. Действительно, начальный изотопный состав осмия Ru–Os-сульфидов и Os–Ir-сплавов характеризуется идентичными значениями  $^{187}$ Os/ $^{188}$ Os = 0.1245 ± 0.0002 (*n* = 12) при величине  $\gamma Os_{(250 \text{ млн лет})} = -0.67$ . Таким образом, выявленные особенности изотопного состава осмия и серы Ru–Os-сульфидов Гулинского массива свидетельствуют в пользу субхондритового источника рудного вещества.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.А. Булатову, В.В. Хиллер и H.C. Чебыкину за помощь при проведении минералогических исследований. Авторы признательны анонимному рецензенту за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22-27-00140.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 633–677.
- Thode H., Monster J., Dunford H. Sulphur isotope geochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1961. V. 25 P. 159–174.
- Gao X., Thiemens M.H. Variations in the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 3171–3176.
- 4. *Ripley E.M., Li C.* Applications of stable and radiogenic isotopes to magmatic Cu−Ni−PGE deposits: examples and cautions // Earth Science Frontiers. 2007. V. 14. No 5. P. 124–132.
- 5. *Hattori K.H., Cabri L.J., Johanson B., Zientek M.L.* Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // Mineralogical Magazine. 2004. V. 68. № 2. P. 353–368.
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. Origin of Ru-Os sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S–Os isotope evidence // Minerals. 2021. V. 11. № 3. P. 329. https://doi.org/10.3390/min11030329
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Pt 2: Former USSR. L.: Chapman and Hall, 1995. 226 p.
- Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 247–257.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 89. P. 113–132.
- 10. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E.,

Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 9–20.

- Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
- Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 76. P. 121–148.
- Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 395–418.
- Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Новый локальный метод для определения изотопного состава серы в сульфидах с использованием изотопного массспектрометра с лазерной абляцией // Масс-спектрометрия. 2013. Т. 10. № 4. С. 255–263.
- Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiya S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316–326.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhastan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // Journal of Petrology. 1997. V. 38. P. 1419–1458.
- Andrews D.R.A., Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 1705– 1716.
- Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T. The gold-palladium Ozernoe occurrence (Polar Urals, Russia): mineralogy, conditions of formation, sources of ore matter and fluid // Minerals. 2022. V. 12. P. 765. https://doi.org/10.3390/min12060765
- 19. *Wood S.A.* Thermodynamic calculations of the volatility of the platinum group elements (PGE): the PGE content of fluids at magmatic temperatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. V. 51. P. 3041– 3050.
- 20. *Wood S.A.* The aqueous geochemistry of the platinum group elements with applications to ore deposits // The geology, geochemistry, mineralogy and beneficiation of the platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 211–249.

## SULFUR ISOTOPE COMPOSITION OF Ru–Os SULFIDES FROM THE GULI MASSIF, MAIMECHA-KOTUI PROVINCE, RUSSIA: FIRST RESULTS

K. N. Malitch<sup>*a*,#</sup>, Academician of the RAS L. N. Kogarko<sup>*b*,##</sup>, I. Yu. Badanina<sup>*a*</sup>, T. A. Velivetskaya<sup>*c*,###</sup>, and A. V. Ignatiev<sup>*c*</sup>

<sup>a</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>b</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>c</sup>Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

#E-mail: dunite@yandex.ru

##E-mail: kogarko@geokhi.ru

###E-mail: velivetskaya@mail.ru

To gain further insight into the origin of Ru–Os sulfides, this study presents the first in-situ sulfur isotopic data for Ru–Os sulfides from different polyphase platinum-group mineral (PGM) assemblages derived from the Quaternary deposits of the Guli massif located in the Maimecha-Kotui province. The study utilized a number of analytical techniques, including electron microprobe analysis and laser ablation attached to multiple collector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Polyphase platinum-group mineral (PGM) assemblages are represented by two types: 1) osmium and iridium alloys associated with Ru–Os sulfides of the laurite (Ru,Os)S<sub>2</sub> – erlichmanite (Os,Ru)S<sub>2</sub> solid solution series, cuproiridsite (CuIr<sub>2</sub>S<sub>4</sub>), and unnamed Os–Ir sulfide (Os,Ir)S<sub>2</sub>, 2) ferroan platinum containing inclusions of laurite, Ru–Os–Ir alloys and other PGMs. These detrital PGM assemblages were sourced from different bedrocks. It is concluded that PGM assemblages of type 1 and 2 were derived from dunite/chromitite and clinopyroxenite, respectively. The sulfur isotope signatures of Ru–Os sulfides of type 1 ( $\delta^{34}$ S = 0.9 ± 0.4‰, *n* = 8) imply that sulfur derived from a subchondritic source. Slightly lighter  $\delta^{34}$ S values in type 2 laurite ( $\delta^{34}$ S = -1.7 ± 0.2‰, *n* = 10) are likely due to the evolved composition of the ore-forming fluid. Despite these differences, the S-isotope data are consistent with the origin of sulfur from a common near-chondritic source.

*Keywords:* Ru–Os sulfides, laurite, erlichmanite, sulfur isotope composition, near-chondritic source, Guli massif, Maimecha-Kotui province

УДК 550.4:553+553.41

# ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АРИАДНЕНСКОЙ ИНТРУЗИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ (ПРИМОРЬЕ)

© 2022 г. Академик РАН А. И. Ханчук<sup>1</sup>, В. П. Молчанов<sup>1,\*</sup>, Д. В. Андросов<sup>1</sup>

Поступило 21.04.2022 г. После доработки 15.08.2022 г. Принято к публикации 25.08.2022 г.

На юге Дальнего Востока России выявлен новый перспективный тип источников полезных ископаемых — титаноносные интрузии ультраосновных пород Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Определены основные черты минералогии и геохимии антимонит-кварцевых жил, установленных в экзоконтакте одной из этих интрузий — Ариадненской. Показано, что в формировании золото-титановых и золото-сурьмяных руд участвовали мантийные и коровые процессы. Выявленные типоморфные свойства самородного золота ультрабазитов открывают новые возможности для переоценки перспектив сырьевой базы стратегических металлов Приморья.

*Ключевые слова:* золото, антимонит, минералогия, изотопия, геохимия, Ариадненская интрузия ультрабазитов, Сихотэ-Алинь, Приморье

DOI: 10.31857/S2686739722600540

Критическая ситуация с титановым сырьем в России вызвала интерес к рудоносным интрузиям ультрабазитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса (юг Дальнего Востока) как к новому перспективному источнику критически важных полезных ископаемых [1, 2]. Их основным промышленным минералом является ильменит, а попутным – золото. Примером тому могут послужить Ариадненский массив ультраосновных пород и сопровождающий его довольно широкий круг рудо-россыпепроявлений полезных компонентов [3]. Целью нашего исследования послужило установление особенностей их концентрации и размещения. В качестве инструмента при этом использовались результаты углубленных комплексных исследований самородного золота.

Минералогические исследования осуществлялись с применением электронно-зондового микроанализатора "Jeol: Superprobe JXA 8100 с системой "INCA Energy" 350 Oxford Instruments и электронного сканирующего микроскопа EVO-500XVP с системой "INCA Energy" 350 Oxford Instruments. Образцы для электронно-зондового микроанализа готовили в виде полированных шайб с запрессованными в них эпоксидной смолой минеральными зернами. На поверхности образцов в вакууме на установке CC 7650 ("Quarum Technologies Ltd.", Великобритания) напыляли проводящий слой углерода толщиной до 20 нм.

Анализ микроэлементного состава проб выполнен на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500с ("Agilent Technologies", Япония), оборудованном распылителем Бабингтона, охлаждаемой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассела. Использовались никелевые конусы самплера и скиммера. Определение петрогенных элементов проводилось на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP 6500 Duo (ИСП-АЭС) ("ThermoScientific", США).

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен после соответствующей пробоподготовки мономинеральных проб [4]. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном массспектрометре Finnigan MAT 253 ("ThermoFinnigan", Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Определения изотопного состава приведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Погрешность определения  $\delta^{34}$ S составляла ±0.1‰.

В геологическом строении изученной площади, приуроченной к центральной части Приморского края, принимают участие верхнеюрские турбидиты и олистостромы аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и нижне-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: vpmol@mail.ru



**Рис. 1.** Схема геологического строения Ариадненского рудно-россыпного узла. Составлена авторами с использованием материалов В.М. Лосива (1990 г.) и И.В. Кемкина и соавт. [17]. 1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2 верхнеюрские турбидиты и олистостромы аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и нижнемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов; 3 - дайки основного (а) и кислого (б) состава (K<sub>2</sub>); 4 - диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K<sub>2</sub>); 5-8 - породы Ариадненского массива (K<sub>1</sub>); 5 - диориты, монцедиориты и сиениты; 6 - габбро; 7 - ильменитовые габбро со шлирами перидотитов; 8 - перидотиты; 9 - разрывные нарушения; 10 - границы разновозрастных стратиграфических и интрузивных образований: достоверные (a), фациальные ( $\delta$ ); 11 - месторождения: (a) Ариадненское, ( $\delta$ ) Тодоховское; 12 - ильменитовые россыпи. Врезка на карте – местопложение изученной площади.

мезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов (рис. 1). Вулканогенноосадочные породы прорваны Ариадненской интрузией ультраосновного состава, южная часть которой сложена перидотитами и оливиновыми пироксенитами, переходящими к северу в ильменитовые и роговообманковые габбро. На севере интрузии преобладают диориты, монцодиориты и сиениты. Вышеперечисленные стратифицированные и магматические образования, в свою очередь, прорваны поздними гранитоидами, дайками основного и кислого состава позднемелового возраста [3].

С ильменитовыми габбро связано Ариадненское проявление золото-ильменитовой минерализации (среднее течение р. Падь Тодохова). Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO<sub>2</sub> в рудах составляет 6.16%,  $V_2O_5 -$ 0.086%,  $Fe_2O_3 - 13.28\%$ , Sc – 0.0045%. С глубиной в руде отмечается увеличение концентрации Сu и Ni, достигающие, соответственно, 0.1 и 0.3%. Содержание золота колеблется в интервале от 0.0n до 0.n г/т и лишь в единичных случаях достигая 1.39 г/т. Отличительными чертами рудоносных пород являются преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, а также европиевый минимум (La/Rb до 15.3, а суммарное содержание лантаноидов меняется от 19.8 до 47 г/т) и накопление Th, Nb, Ta и Zr (до 200 г/т).

Вкрапленные руды месторождения практически полностью сложены ильменитом. На долю сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита, пирита) приходится не более 2–3% рудной массы.

В аллювиальной россыпи р. Падь Тодохова, помимо промышленных концентраций ильменита, выявлено присутствие значительного количества самородного золота, представленного медистой, ртутистой и серебристой разновидностями [3]. Первая из них образует мелкие зерна (менее 0.1 мм) изометричных очертаний. примечательных постоянным присутствием примеси (мас. %) Нд от 3.47 до 4.31. Концентрации Аи и Ад колеблются соответственно от 53.72 до 55.37 и от 39.1 до 41.45. Другая разновидность представлена тонкими (до 0.1 мм) пластинчатыми выделениями ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850-900‰) можно считать Си (0.1-3.2 ат. %). Серебристое золото заметно отличается от медистых и ртутистых фаз как морфологией и крупностью выделений, так и присутствием многочисленных вростков кварца, арсенопирита, галенита. Характеризуется резким преобладанием комковидных обособлений размерами до 0.3 мм в поперечнике. Величина значений пробности металла варьирует в довольно узком интервале от 880 до 920‰.

Россыпь, как отмечалось ранее [5], является проекцией рудного тела на горизонтальную плоскость, сохраняя при этом все особенности минерального состава, включая типоморфизм и минеральные ассоциации самородного золота. Так, присутствие ртутистых и медистых разновидностей благородного металла указывает на "ультрабазитовый" тип коренного источника. Находки самородного золота с высокими концентрациями Си и Нд неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях. тяготеющих к базит-гипербазитам Урала, Приамурья [6, 7]. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует сходство макро-микросоставов шлихового золота "ульрамафитового" профиля и его аналогов из ультраосновных пород [3].

В верховьях р. Падь Тодохова широко развита сеть северо-восточных разрывных нарушений, контролирующих положение антимонит-кварцевых жил Тодоховского проявления, характеризующихся, как показали наши исследования, повышенной золотоностностью. Большей частью они приурочены к экзоконтакту базит-ультрабазитов с углеродсодержащими (до 1–1.5 мас. %) осадочными породами. Черносланцевые толщи обогащены легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, им свойственны отрицательная европиевая аномалия (La/Yb достигает 6.2, суммарное содержание редкоземельных элементов составляет 151 г/т), а также высокие концентрации Rb, Sr, Ba (до 300 г/т).

По простиранию жилы мошностью до 1.5-2 м прослежены до 400 м, по падению – до 300 м. В рудных образованиях установлен широкий спектр элементов от петрогенных до редких, рассеянных и редкоземельных. Формирование сурьмяных руд сопровождается ростом, сравнительно с титановыми, содержаний Rb и Ba (до 150 г/т), возможно, связанным с их заимствованием из вмещающих черносланцевых пород. При этом сохраняются отрицательная европиевая аномалия, низкие концентрации тяжелых элементов и обогащенность легкими лантаноидами (La/Yb до 31, суммарное содержание редкоземельных элементов достигает 45.6 г/т). Концентрации основных полезных компонентов варьируются в следующих пределах: Au до 20.0 г/т, Ag - 500-1820 г/т, Sb – 0.18–23.4 мас. %.

Главный рудный минерал — антимонит на отдельных участках занимает до 50% жильной массы. Состав этого сульфида (Sb<sub>2.11</sub>S<sub>2.89</sub>) от стехиометрического отличается небольшим избытком сурьмы. Минералы серебра представлены небольшими выделениями самородного серебра (иногда с примесью Au до 2.5 мас. %), аргентитом и миаргиритом. Реже встречаются арсенопирит, пирит, галенит, алтаит. Из самородных металлов следует отметить Fe, Pb. Довольно часто фиксируются карбид железа, а также интерметаллические соединения систем Fe–Cr и Fe–Cr–Ni.

Самородное золото встречается обычно в виде комковидно-угловатых частиц (диапазон изменений гранулометрической шкалы колеблется в интервале 0.1-0.4 мм) в ассоциации с кварцем, галенитом, алтаитом. Состав изученных золотин (42 зерна) довольно постоянен и меняется в узких пределах (мас. %): Аu – от 85.2 до 92.7, Аg – от 7.3 до 14.6 (табл. 1, ан. 1–8). Особый интерес вызывают находки частиц металла (рис. 2) довольно необычного состава (мас. %), где помимо Au (84.49) и Ag (5.98), присутствуют С (5.54) и N (3.99). Привлекает внимание наличие в отдельных золотинах (рис. 3) примеси Rb до 2.1 мас. % (табл. 1, ан. 9). Поверхности многих частиц золота покрыты наноразмерной пленкой толщиной до 200-300 нм и состоящей (мас. %) из С (47.1), О (37.1), Si (4.8), Fe (2.8).

Для выяснения особенностей происхождения рудного вещества предлагается рассмотреть две модели: магматическую и гидротермальную. Первая из них основана на предположении о первично-магматическом генезисе благороднометальной минерализации, ее связи с ультрабазитами. О возможности существования самородных металлов в мантии свидетельствуют металличе-

-			
№ п/п	Ag	Au	Rb
1	14.46	85.54	_
2	11.77	88.13	—
3	14.77	85.23	—
4	6.84	93.16	—
5	12.19	87.81	—
6	12.09	87.91	—
7	7.28	92.72	—
8	9.27	90.73	—
9	9.33	88.61	2.06

**Таблица 1.** Состав самородного золота антимониткварцевых жил, мас. %

Примечание. Прочерк — содержание элемента ниже порога чувствительности электронного сканирующего микроскопа.

ские пленки, в том числе и золотые на алмазах. Помимо пленок на алмазах установлено присутствие первичных включений ильменитов. Все это дало возможность А.Б. Макееву и соавт. [8] выдвинуть гипотезу о формировании алмазов из углеродсодержащего расплава самородных металлов. Ранее отмечалось [9], что транспорт благородных металлов может осуществляться в виде углеродсодержащих комплексов, таких как карбонилы, алогенкарбонилы, металлофуллерены, устойчивых при температурах выше 400-500°С. Мантийный флюид, судя по исследованиям газовых включений в первичных породообразующих минералах из ультрабазитов Полярного Урала [10], считающихся мантийными протрузиями [11], весьма насыщен разнообразными летучими углеродистыми соединениями (СО, СО<sub>2</sub>, СН<sub>4</sub>,  $C_2H_4$ ,  $C_2H_5$  и др), а также свободным водородом и азотом. Водородно-метановый газовый режим способствовал восстановлению самородных металлов с растворенными в них азотом и углеродом. Это практически тот же спектр основных примесей, что и в самородном золоте антимониткварцевых жил. Более того, появление углеродистого пленочного покрытия на золотинах, возможно, связано с каталитическими реакциями разложения металлоорганических соединений с образованием твердых фаз на поверхности катализатора, в данном случае, золота [12]. Факт присутствия примесей N и C в самородном золоте имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться как при металлогенических построениях, так и оценке перспектив ресурсного потенциала интрузий ультрабазитов не только Дальнего Востока, но и других регионов.

Ключом к расшифровке условий формирования рудного вещества может послужить изотопный состав серы его сульфидов, а точнее изотопный состав пирротина золото-титановых руд и антимонита золото-сурьмяной минерализации. Было установлено, что изотопный состав серы этих сульфидов обладает довольно высокой степенью гомогенности и несколько облегчен относительно серы ультраосновных пород [13]. При этом значения  $\delta^{34}$ S пирротина укладываются в узкий интервал значения от -3.0 до -3.1%. Для антимонитов величины δ<sup>34</sup>S сдвигаются в более тяжелую сторону от -1.8 до -1.5%<sub>0</sub>. Изотопное фракционирование обусловлено, скорее всего, изменениями физико-химических характеристик рудообразующих флюидов (Eh-pH, температуры) в направлении от центра интрузии (ильменитовые габбро, золото-титановые руды) к ее периферии, обусловивших развитие в экзоконтакте золото-сурьмяной минерализации. В сущности, изотопно-легкий состав сульфилной серы разнотипных руд свидетельствует, скорее всего, об участии в их формирования коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы явились коровые породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления интрузии ультрабазитов. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода. Этот сероводород участвовал как в формировании сульфидов титановых руд, так и сурьмяной минерализации. Появление сурьмы в остаточных рудоносных флюидах также может быть связано с ее мобилизацией из корового вещества. К настоящему времени накоплен значительный материал [14], указывающий на возможность корового происхождения многих металлов, в том числе и сурьмы.

В основе другой модели лежат представления о генетической связи золото-сурьмяной минерализации с поздним гранитоидным магматизмом. Самородное золото подобных образований наиболее серебристое в ряду плутоногенных гидротермальных месторождений [15]. В то же время нельзя исключать гипотетической возможности обогащения руд N, C-содержащим золотом за счет мафит-ультрамафитов, послуживших боковыми породами для флюидов, формировавших золото-сурьмяную минерализацию в эндоконтакте интрузии. Появление изотопно-легкой сульфидной серы могло быть связано с выносом органического вещества из черносланцевых пород гидротермальными растворами с последующим восстановлением его до сероводорода. При этом метасоматические преобразования могли сопровождаться выносом рудогенных элементов из осадочных пород, отличавшихся их повышенной концентрацией по сравнению с эдуктом, с последующим их поступлением в гидротермальную систему. Свидетельством чему может послужить Rb-содержащее золото в антимонит-кварцевых рудах, где их присутствие увязывается с гидротермальной переработкой черносланцевых толщ.



Рис. 2. Изображение N, С-содержащей частицы золота с соответствующим энергодисперсионным спектром.

Наличие углеродистых черносланцевых пород в околоинтрузивной зоне могло оказаться благоприятным фактором для локализации сурьмяного оруденения. Эти осадочные толщи могли играть роль физико-химических барьеров для разгрузки золотоносных флюидов. Ариадненская интрузия в этом контексте обнаруживает черты сходства с Кедровским и Ирокиндинским массивами базит-ультрабазитов (Забайкалье), где наряду с ильменит-титаномагнетиновыми рудами отмечены золотоносные кварцевые жилы [16]. В непосредственной близости от массивов разрабатываются Кедровское и Ирокиндинское золоторудные месторождения, представленные убогосульфидными и сульфидно-кварцевыми жильными образованиями. Имеющиеся материалы дают основания полагать, что и в нашем случае внешний контур ультрабазитов перспективен на

выявление промышленной золотой минерализации.

кэВ

Таким образом, в результате выполненных исследований выявлена повышенная золотоносность антимонит-кварцевых жил Тодоховского проявления, приуроченного к экзоконтакту Ариадненской интрузии ультрабазитов. Находки золота с повышенной концентрацией углерода и азота свидетельствуют в пользу мантийного происхождения рудного вещества. В то же время изотопно-легкая сера антимонитов, а также присутствие примеси рубидия в отдельных золотинах указывает на возможность участия в рудообразовании углеродсодержащих черносланцевых пород околоинтрузивной зоны. Выявленные индикаторные свойства самородного золота ультрабазитов позволят не только уточнить особенности



Рис. 3. Rb-содержащая золотина с соответствующим энергодисперсионным спектром.

его генезиса, но и наметить локальные участки, перспективные на тот или иной тип руд.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность К.Н. Доброшевскому за предоставленный материал для исследования.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств гранта РФФИ № 20-05-00525.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117–138. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.023

- U.S. Geological Survey. Mineral commodity summaries 2018. 200 p. https://doi.org/10.3133/70194932
- 3. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базитультрабазитов (Приморье) // ДАН. 2020. Т. 492. № 2. С. 39–43. https://doi.org/10.31857/S2686739720060079

4. *Гриненко В.А.* Приготовление двуокиси серы для изотопного состава // Журнал неорганической химии. 1962. № 7. С. 2578–2582.

5. *Савва Н.Е., Прейс В.К.* Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. Москва: Наука. 1990. 292 с.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

- 6. *Мурзин В.В., Малюгин А.А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
- Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) / Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Вып. 2. Т. 2. С. 219–232.
- 8. *Макеев А.Б., Филиппов В.Н.* Металлические пленки на природных алмазах (месторождение Ичетью, Средний Тиман) // ДАН. 1999. Т. 368. № 6. С. 808– 812.
- 9. Жмодик С.Н., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий — платиновая минерализация // Геология геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228–243.
- Брянчанинова Н.И. Газовые включения в породообразующих силикатах ультрабазитов Полярного Урала, как характеристика флюидного режима мантии. Алмазы и алмазоносность Тимано-Ураль-

ского региона. Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 88–90.

- 11. *Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитгов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- 12. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.
- 13. *Rollinson H.R.* Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.
- 14. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М: Наука, 1986. 232 с.
- 15. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о "золото-родингитовой" формации). М: Науч. Мир, 2002. 220 с.
- Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А. Титаноносность Западного Забайкалья // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 5–14.
- Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // Journal of Geodynamics. 2016. V. 102. P. 202–230. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.10

## THE FIRST DATA ON GOLD-ANTIMONY MINERALIZATION OF THE ARIADNE INTRUSION OF ULTRABASITES (PRIMORYE)

Academician of the RAS A. I. Khanchuk<sup>a</sup>, V. P. Molchanov<sup>a,#</sup>, and D. V. Androsov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Far Eastern geological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: vpmol@mail.ru

In the south of the Russian Far East, a new promising type of mineral sources has been identified – titaniumbearing intrusions of ultrabasic rocks of the Sikhote-Alin orogenic belt. The main features of mineralogy and geochemistry of antimonite-quartz veins established in the exocontact of one of these intrusions – Ariadne. It is shown that mantle and crustal processes participated in the formation of gold-titanium and gold-antimony ores. The revealed typomorphic properties of native gold of ultrabasites open up new opportunities for revaluation of the prospects of the raw material base of strategic metals of Primorye.

Keywords: antimonite, gold, silver minerals, quartz veins, basite-ultrabasites, Ariadne massif, Primorye

УДК 550.4.02

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАНСПОРТА КОМПОНЕНТОВ СУЛЬФИДНЫХ РУД В ПРИСУТСТВИИ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ *РТ*-ПАРАМЕТРАХ

© 2022 г. Б. Б. Дамдинов<sup>1,\*</sup>, А. Р. Котельников<sup>2</sup>, Н. И. Сук<sup>2</sup>, Л. Б. Дамдинова<sup>1</sup>, З. А. Котельникова<sup>3</sup>, Г. М. Ахмеджанова<sup>2</sup>, член-корреспондент РАН Ю. Б. Шаповалов<sup>2</sup>

> Поступило 05.05.2022 г. После доработки 04.08.2022 г. Принято к публикации 22.08.2022 г.

В связи с проблемой возможности метаморфогенного формирования рудных месторождений, проведено экспериментальное моделирование транспорта компонентов сульфидных руд в присутствии базальтового стекла и флюидной фазы, представленной водно-солевыми системами разного состава. Эксперименты проводились при PT-условиях, близких к параметрам амфиболитовой фации метаморфизма:  $T = 500 - 650^{\circ}$ С,  $P \sim 4 - 5$  кбар. Моделирование проводилось в два этапа, в термостатических и термоградиентных условиях. В результате экспериментов первого этапа (термостатические условия) была показана принципиальная возможность переноса и переотложения рудообразующих компонентов (Zn, Cu, Au) водно-солевыми флюидами в эндогенных условиях, а также выявлена зависимость состава минеральных ассоциаций от химизма водно-солевых систем, участвующих в процессах минералообразования. Опыты в термоградиентных условиях показали, что рудное вещество вместе с силикатным активно транспортируется в верхнюю часть ампулы. По результатам наших опытов можно сделать вывод об успешном моделировании транспорта рудного вещества водно-солевыми флюидами, причем экспериментально установлена совместная миграция силикатного и рудного вещества, в результате чего формируются сульфидно-силикатные минеральные агрегаты. Проведенные экспериментальные исследования подтвердили возможность формирования золото-сульфидно-кварцевых и полиметаллических месторождений за счет миграции при повышенных РТ-параметрах, вещества ранее сформированных сульфидных руд.

*Ключевые слова:* сульфидные руды, экспериментальное моделирование, водно-солевые флюиды, метаморфогенная миграция

**DOI:** 10.31857/S2686739722600655

## введение

Механизмы формирования золото-сульфидно-кварцевых и эпигенетических полиметаллических месторождений до сих пор остаются предметом дискуссий. Это обусловлено тем, что зачастую такие месторождения не имеют видимой связи с магматизмом, что не позволяет однозначно идентифицировать происхождение рудообразующих гидротермальных растворов. В ряде слу-

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений,

петрографии, минералогии и геохимии

Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: damdinov@mail.ru

чаев установлена ведущая роль океанической коры в формировании месторождений золота [1-3]. Фрагменты океанической коры (офиолиты) присутствуют в крупных шовных зонах, где часто отмечается пространственная ассоциация месторождений золота с офиолитовыми поясами. Офиолитовые блоки могут содержать фрагменты субмаринных сульфидных руд, что наблюдается, в частности, на крупнейшем в Восточном Саяне, Зун-Холбинском золоторудном месторождении [4, 5]. Такие сульфидные руды представляют собой отложения подводных гидротермальных систем – аналогов современных "черных курильщиков", в которых накапливаются Fe, Zn, Cu, Pb, Ag и Au – то есть элементы, характерные для руд золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Было высказано предположение, что фрагменты таких сульфидных руд, присутствующие в составе офиолитовых блоков, являются источником вещества для месторождений золота в Восточном Саяне [1, 4-6].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

Российской академии наук, Черноголовка, Россия

Считается, что формирование орогенных золото-сульфидно-кварцевых месторождений обусловлено либо влиянием синколлизионных магматических расплавов [7], либо процессами метаморфической деволатилизации, переноса и переотложения рудного вещества в составе эндогенных флюидов [3, 8].

Другим типом рудных месторождений, формирующихся за счет флюидного переноса и переотложения рудообразующих компонентов, но не имеющих видимых связей с магматизмом, являются полиметаллические месторождения типа MVT (Mississippi Valley type). Предполагается, что Pb и Zn переносятся в составе высококонцентрированных рассолов с высоким содержанием солевых компонентов (более 30 мас. %), сформированных, предположительно, за счет захороненных эвапоритов [9, 10].

Для моделирования транспорта рудного вещества необходимо знание условий образования соответствующих месторождений. Такие работы были выполнены для ряда золото-сульфидно-кварцевых месторождений Восточного Саяна [1, 2]. Кроме того, на основе минеральной термометрии и изучения флюидных включений (ФВ) были определены РТ-параметры метаморфизма колчеданных руд Восточного Саяна. представляющих собой реликты древних субмаринных сульфидных тел: температура 430-530°С, давление ~5 кбар [11]. Кроме того, термобарогеохимические исследования кварцевых жил во вмещающей сланцевой толще показали наличие высокотемпературных (более 500°С) включений в кварце с высокой концентрацией солей до 30 мас. % (NaCl-экв), близкой по концентрации к рассолам, формирующим полиметаллические месторождения типа МVТ. Наличие высококонцентрированных рудообразующих флюидов часто отмечается и в составе плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений ([12, 13] и др.).

Многочисленные экспериментальные и термодинамические исследования, по условиям переноса и отложения золота и полиметаллов в гидротермальных растворах, чаще всего ограничены температурами порядка  $300-400^{\circ}$ С, редко до  $600^{\circ}$ С и давлением до 1-2 кбар (например, [14, 15] и др.). Эти работы моделируют преимущественно область рудоотложения. Экспериментальные исследования поведения компонентов золото-полиметаллических месторождений при повышенных *PT*-параметрах, в присутствии концентрированных водно-солевых флюидов, соответствующих областям мобилизации рудообразующих компонентов, ранее не проводились.

Считается, что *РТ*-параметры динамометаморфизма в области генерации рудообразующих флюидов орогенных месторождений золота (глубинных частях сдвиговых зон) могут достигать P — до 8 кбар и T — до 600°С и более [16, 17]. С учетом наших данных по природным парагенезисам для проведения экспериментов были определены PT-параметры, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма: T = 500-650°С,  $P \sim 4-5$  кбар и использовались водно-солевые растворы с высокой концентрацией солевых компонентов.

Эксперименты проводились в два этапа. На первом этапе были проведены предварительные опыты в термостатических условиях, с целью выяснения принципиальной возможности переотложения рудных компонентов под воздействием повышенных *PT*-параметров и оценки влияния состава флюида на характер образующихся парагенезисов. На втором этапе исследовали транспорт вещества в термоградиентных условиях.

### МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для опытов первого этапа использовали базальтовое стекло (восточно-тихоокеанское поднятие, обр. VTP-014) и сульфидные руды: образец 3894-9-2 — субмаринная гидротермальная сульфидная руда (гидротермальное поле Рейнбоу), в составе которой преобладает сфалерит, также присутствуют кубанит, миллерит, марказит и пирит и образец TM-1 — субмаринная сульфидная руда, сложенная преимущественно сфалеритом с незначительным количеством галенита (табл. 1). Состав базальтового стекла (мас. %): SiO<sub>2</sub> — 47.65; TiO<sub>2</sub> — 2.05; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 13.04; FeO — 11.26; MnO — 0.10; CaO — 10.51; MgO — 6.02; Na<sub>2</sub>O — 2.79; K<sub>2</sub>O — 0.05; SO<sub>3</sub> — 0.52; сумма 93.98. Образцы были любезно предоставлены д.г.-м.н. И.В. Викентьевым.

В опытах второго этапа также использовалось базальтовое стекло, однако, к субмаринным сульфидам добавлялись сульфиды из медно-никелевых руд Талнахского месторождения и отдельные монофракции сульфидных минералов (халькопирит, пирит). В одном случае использовалась сложная смесь сульфидов состава арсенопирит + + пирит + галенит + сульфиды из медно-никелевых руд Талнахского месторождения + халькопирит + гринокит + киноварь, с добавкой оксида висмута – бисмита (табл. 2). Таким образом, в экспериментах, наряду с базальтовым стеклом, использовались смеси сульфидных минералов, имитирующие сульфидные руды сложного состава.

В качестве флюидной фазы использованы водно-солевые смеси разного состава и концентраций. В солевом составе модельных флюидов первого этапа экспериментов использовались 1Мрастворы хлоридов Na, K и Fe с примесями C, S, N (см. табл. 1). На втором этапе солевой состав модельного флюида был усложнен – к хлоридным солям добавлялись карбонаты щелочных металлов, щелочи и азотистые соединения (см. табл. 2). Общая концентрация солей также была

№ оп	Исходная навеска <sup>1)</sup>	Исходный флюид	K <sup>2)</sup>	Фазовый состав продуктов опытов <sup>3)</sup>
	$T = 500^{\circ}\text{C}; P =$	5 кбар; grad $T = 0$ ; 12 сут (Аи-ампул	ты); lg(f	$O_2$ ) = -28.3; lg(fS <sub>2</sub> ) = -4.2
7300	Базальт + руда + БС	40 мГ FeCl <sub>2</sub> + 160 мкл $H_2O$	1.6	Chl + Amf + Ep + Pl + Mt + Py + Pyr +
				+ Sph + Gn + Spr + Au
7301	دد	200 мкл 1M NaCl	1.5	Cpx + Amf + Ksp + Mt + Pyr + Sph +
				+ Py + Pyr + Sph
7302	دد	130 мкл 1М КС1	1.4	Bt + Cpx + Amf + Ksp + Anh + Py +
				+ Pyr + Sph + Au
7303	"	30 мГ NaCNS + 220 мкл 0.5M NaCl	1.5	Chl + Ab + Pl + Cpx + Amf + Cal + Mt +
				+ Py + Pyr + Sph
7304	"	20 мГ Na <sub>2</sub> S + 200 мкл 0.5M NaCl	1.4	Cpx + Amf + Pl + Ep + Qz + Mt + Au +
				+ Py + Pyr + Sph
7305	دد	20 мГ FeCl <sub>2</sub> + 180 мкл 0.5M NaCl	1.6	Cpx + Amf + Pl + Ab + Mt + Brt + Au +
				+ Py + Pyr + Sph + Gn

T-6	1 37			
таолица .	. условия и	результаты	опытов пе	рвого этапа

Примечание. <sup>1)</sup> исходная навеска: базальт (VTP-014), руда – "черный курильщик" 3894-9-2; БС – буферная смесь (Fe + FeO + + FeS + FeS<sub>2</sub>); <sup>2)</sup> К – соотношение навеска/флюид; <sup>3)</sup> продукты опытов. Индексы минералов: Ab – альбит, Amf – амфибол; Cpx – пироксен, Chl – хлорит; Ep – эпидот, Ksp – калиевый полевой шпат, Mt – магнетит, Qz – кварц; Anh – ангидрит, Au – золото, Brt – барит, Gn – галенит, Py – пирит, Pyr – пирротин, Sph – сфалерит, Spr – сперилит.

№ оп	Исходная навеска <sup>1)</sup>	Исходный флюид	K <sup>2)</sup>	Фазовый состав продуктов опытов <sup>3)</sup>	
<i>Т</i> (низ)	$= 680^{\circ}C; T(Bepx) = 650^{\circ}C;$	$P = 5$ кбар; grad $T = 30^{\circ}$ C; 14 сут (P	); $lg(fO_2) = -22.3$ ; $lg(fS_2) = -0.5$		
7336	Базальт + чкТМ-1 + С	100 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 100 мГ NaCl + + 50 мГ NaOH(тв) + 600 мкл H <sub>2</sub> O	0.7	Cpx + Amf + Pl + Cb + Ap + + $Qz + Sph$	
7337	~~	100 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 100мГ KCl + + 50 мГ КОН(тв) + 600 мкл H <sub>2</sub> O	0.7	Cpx + Qz + Pl + Ksp + Amf + + $Sph + Gn$	
	$T({\rm H}{\rm H}{\rm H}{\rm H}{\rm H}{\rm H}{\rm H}{\rm H}$	650°С; $P = 4$ кбар; grad $T = 30$ °С; 1	4 сут (Pt-а	ампулы); lg(fO <sub>2</sub> ) = -22.4	
7368	*Базальт + чк3894 + С	50 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 100 мГ NaCl + + 100 мГ Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> + 460 мкл H <sub>2</sub> O	1.4	Ab + Cpx + Qz + Sph + PtS	
7369		100 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 200 мГ KCl + + 200 мГ K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> + 720 мкл H <sub>2</sub> O	0.8	Ksp + Qz + Sph + Gn	
<i>Т</i> (низ) =	$= 620^{\circ}; T(\text{Bepx}) = 580^{\circ}\text{C}; P$	= 4.5 кбар; grad $T = 40^{\circ}$ C; 14 сут (A	и-ампула	); $\lg(fO_2) = -24.3$ ; $\lg(fS_2) = -0.55$	
7378	*Базальт + PT + Chp + + Py + C	30 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 40 мГ Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> + + 32 мГ NaCl + 220 мкл 10% NaOH	3.2	Ab + Qz + Cpx + Cb(Ba) + Ap + + Pyr + Chp + Gn + Au(Fe)	
7379	~~	45 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 60 мГ K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> + + 45 мГ KCl + 320 мкл 2% KOH	2.9	Cpx + Qz + Amf + Ksp + Py + + $Pyr + Chp + Cb(Fe) +$ + $Au(Fe,Cu)$	
<i>Т</i> (низ)	$= 680^{\circ}; T(\text{Bepx}) = 640^{\circ}\text{C}; I$	<b>Р</b> = 5 кбар; grad <i>T</i> = 40°C; 14 сут (Au	-ампула)	$lg(fO_2) = -22.3; lg(fS_2) = -0.50$	
7387	*Базальт + чкТМ-1 + + смесь сульфидов <sup>4)</sup>	120 мГ NH <sub>4</sub> Cl + 90 мГ Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> + + 50 мГ NaCl + 450 мкл 5% NaOH + 20 мГ C + 20 мГ S	3.9	$\begin{array}{l} Ab + Qz + Cpx + Py + Pyr + \\ + Tnt + Sph + Gn(As,Bi) + \\ + Chp + As_2S_3 + AsS + Au(As,Hg) \end{array}$	

Табл	ица 2.	Условия и	результаты	опытов в	градиентных	условиях
------	--------	-----------	------------	----------	-------------	----------

Примечание. \* – в этих опытах в верхней части ампулы расположен контейнер со смесью Fsp + Qz, в этот контейнер в градиентных условиях и осуществлялся перенос рудного и силикатного вещества. <sup>1)</sup> исходная навеска: базальт (VTP-014), руда – "черный курильщик" 3894-9-2; С – графит; РТ – руда Талнаха (пентландит + халькопирит + пирротин); <sup>2)</sup>К – соотношение навеска/флюид; <sup>3)</sup>продукты опытов (индексы минералов): Ab – альбит, Amf – амфибол; Ap – апатит, Cpx – пироксен, Chlхлорит; Ep – эпидот, Ksp – калиевый полевой шпат, Mt – магнетит, Qz – кварц; Tnt – титанит (сфен), Anh – ангидрит, Au – золото, As-Py – арсенопирит, Brt – барит, Cb – карбонат, Chp – халькопирит, Gn –галенит, Py – пирит, Pyr – пирротин, Sph – сфалерит, Spr – сперилит; <sup>4)</sup> смесь сульфидов: As-Py + Gn + PT + Chp + CdS + HgS + (Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) + (Au).

увеличена. Значения фугитивности кислорода задавались буферной смесью Fe–FeO, фугитивности серы – смесью FeS–FeS<sub>2</sub>.

Все опыты проводили на установках высокого газового давления (УВГД) конструкции ИЭМ РАН. Точность контроля и регулирования температуры ±2°С, давления ±50 бар. Время ввода в режим составляло ~1 ч, закалка опыта занимала 3— 5 мин. Длительность опытов составляла 14 сут. Контроль герметичности ампул проводили весовым методом.

Опыты проводили в золотых (5  $\times$  0.2  $\times$  50 мм или 8  $\times$  0.2  $\times$  70 мм) и платиновых (7  $\times$  0.2  $\times$  70 мм) ампулах. В опыты загружали соли, исходную навеску и заливали необходимое количество раствора. Ампулу заваривали, взвешивали, помещали в реактор УВГД и выдерживали в режиме опытов 14 сут.

Составы минеральных продуктов опытов изучали методом микрорентгеноспектрального анализа на электронном микроскопе "Tescan Vega" II XMU (Чехия), оснащенном энерго-дисперсионным ("INCA" x-sight) и кристалл-дифракционным ("INCA" wave) рентгеновскими спектрометрами (Англия, Оксфорд) (ИЭМ РА, г. Черноголовка) и Leo-1430 с энерго-дисперсионным спектрометром Inca-Energy (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитики Е.В. Ходырева, Е.А. Хромова). Составы растворов после опытов исследовали методом атомно-абсорбционной спектроскопии в ИЭМ РАН.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

На первом этапе опытов в нижнюю часть ампулы послойно загружали порошок базальтового стекла и порошок сульфидной руды, потом добавляли водно-солевые растворы (табл. 1). Опыты проводили в изотермическом режиме ( $T = 500^{\circ}$ C, P = 5 кбар, длительность опытов 12 сут, кислородный буфер Fe—FeO).

Продукты опытов представляли собой ассоциацию частично раскристаллизованных силикатных и рудных минералов: амфибол + полевые шпаты (плагиоклаз, калиевый полевой шпат) + + клинопироксен + магнетит  $\pm$  хлорит  $\pm$  эпидот  $\pm$  $\pm$  биотит  $\pm$  кальцит  $\pm$  барит + пирит + сфалерит + + пирротин + галенит  $\pm$  сперрилит (PtAs<sub>2</sub>)  $\pm$  самородное золото (см. табл. 1).

Потенциал кислорода, соответствующий буферу Fe–FeO оценивается как  $lg(fO_2) = -28.3$ ; потенциал серы (исходя из присутствия пирита и пирротина в продуктах опытов) рассчитан как  $lg(fS_2) = -4.2$ . Значения потенциалов кислорода и серы, рассчитанные для *PT*-параметров проведения экспериментов, указаны в табл. 1 и 2.

Вследствие частичной раскристаллизации и мелкой-тонкой размерности новообразованных минералов, микрозондовый и SEM-EDS количественные анализы не давали стопроцентных сумм, однако были установлены фазовые составы новообразованных минеральных ассоциаций. Анализ результатов опытов первого этапа показал, что многие новообразованные минералы содержат Cl в своем составе. В продуктах экспериментов отсутствуют минералы Си, присутствующие в исходном сульфидном образце, что, повидимому, связано с растворением Си в золоте ампулы. Было также установлено, что минеральный состав продуктов метаморфизма основных пород и сульфидных руд зависит от солевого состава флюидной фазы. Так, в препарате с добавлением водного раствора KCl появляется ассоциация амфибол-биотит-клинопироксен-калиевый полевой шпат; в присутствии раствора H<sub>2</sub>O-NaCl формируется ассоциация клинопироксен-амфиболальбит; в системе H<sub>2</sub>O-FeCl<sub>2</sub> амфибол-хлоритэпидот-плагиоклаз (андезин-лабрадор). В опыте с раствором H<sub>2</sub>O-NaCNS-NaCl формируется агрегат клинопироксен-плагиоклаз (альбит). с относительно большим распространением рудных минералов, причем сульфиды железа представлены преимущественно пирротином (пирит присутствует в подчиненном количестве), тогда как в других случаях в продуктах экспериментов преобладает пирит. То есть наличие в опытах азотистых соединений (NaCNS) способствовало более интенсивному переносу и переотложению рудных минералов в силикатной матрице, а присутствие углерода обусловило переход пирита в пирротин. В опытах с добавлением флюида состава Н<sub>2</sub>О-Na<sub>2</sub>S-NaCl формировался агрегат амфибол-пироксен-эпидот-плагиоклаз (андезин-лабрадор), а в присутствии раствора H<sub>2</sub>O-FeCl<sub>2</sub>-NaCl агрегат представлял собой смесь клинопироксена и плагиоклазов (альбит, олигоклаз, андезин) с небольшим количеством амфибола. Таким образом, в результате экспериментов первого этапа была показана принципиальная возможность переноса и переотложения рудообразующих компонентов (Zn, Cu, Au) водно-солевыми флюидами в эндогенных условиях, а также выявлена зависимость состава новообразованных минеральных ассоциаций от химизма водно-солевых систем, участвующих в процессах минералогенеза.

Второй этап экспериментальных исследований — это проведение опытов с целью более подробного изучения транспорта рудного вещества. Для этого была применена методика градиентных опытов, в которых транспорт вещества осуществляется от более нагретой нижней части ампулы в верхнюю, более холодную. Состав флюида также был скорректирован по сравнению с первым этапом. В работах Д.С. Коржинского [18] было тео-

ретически предсказано, что транспорт рудного вещества осуществляется во флюидах повышенной щелочности ("щелочная, рудонесущая стадия метасоматоза"). Для улучшения транспорта была увеличена общая соленость растворов до 35-42 мас. %, кроме того, состав флюида стал более сложным: использованы хлориды, карбонаты щелочных металлов, хлористый аммоний, исходный раствор содержал щелочи (NaOH и KOH) в концентрации 2-10 мас. %. В ряде опытов в исходную шихту, кроме материала субмаринных сульфидных руд, добавляли другие сульфидные минералы (арсенопирит, сфалерит, галенит и др., в том числе медно-никелевые руды Талнахского месторождения), имитирующие сложную смесь сульфидов. Также в опыты добавляли небольшие количества углерода (графит) и элементарной серы (по ~20 мг). Опыты проводили при температурах 580-680°С, температурный градиент составлял 30 и 40°С. Давление составляло 4-5 кбар. Условия проведения опытов и фазовый состав продуктов опытов представлены в табл. 2.

Результаты опытов второго этапа показали, что рудное вещество, вместе с силикатным, активно транспортируется в верхнюю часть ампулы. За 14 сут при указанных выше параметрах в верхнюю часть переносится приблизительно до 40% исходной шихты. Наиболее показательными являются опыты под номерами 7368 и 7369, характеризующиеся соответственно Na и K специализацией солевого состава раствора (см. табл. 2). Исходный материал опыта представлен субмаринной сульфидной рудой и базальтовым стеклом с примесью углерода (графита). Такой состав соответствует природным парагенезисам углеродистых сланцев с прослоями метавулканитов и сульфидных руд, изученных в Восточном Саяне [11]. В продуктах этих опытов встречены сростки минеральных агрегатов силикатного материала и сульфилного вешества (рис. 1). Эти сростки представляют собой агрегаты идиоморфных кристаллов сфалерита, кварца и калиевого полевого шпата, присутствующие в разных соотношениях (рис. 1 а-в). В опыте с натриевой спецификой (оп. 7368) продуктами являются агрегаты кварца, альбита, клинопироксена и сфалерита (рис. 1 г). Наличие таких агрегатов свидетельствует в пользу одновременного переноса как силикатного, так и рудного вещества. Субщелочные растворы, содержащие значительные количества солей, а также силикатного вещества, являются, как правило, солями второго (Р-Q-типа) и характеризуются сложными фазовыми отношениями, с развитыми процессами гетерогенизации в широком интервале РТХ-параметров [19]. Поэтому, скорее всего, транспортная среда была гетерофазной.

Следует отметить, что чаще всего мы наблюдали простой перенос и кристаллизацию в верхней, более холодной части ампулы того же рудного ве-

Минерал	Alb	Срх	Kfs
№ опыта	7368	7368	7369
Кол-во опр.	n = 7	n = 8	n = 8
SiO <sub>2</sub>	69.45	50.90	64.49
TiO <sub>2</sub>	0.06	3.77	
$Al_2O_3$	19.26	1.81	17.54
FeO	0.58	18.25	0.05
MnO	0.05	0.17	
MgO	0.04	6.05	
CaO	0.07	12.27	0.11
Na <sub>2</sub> O	10.23	6.71	0.25
K <sub>2</sub> O	0.03		17.07
Сумма	99.78	99.92	99.50

**Таблица 3.** Средний химический состав силикатных минералов в продуктах опытов 7368 и 7369

Примечание: Alb – альбит, Срх – клинопироксен, Kfs – калиевый полевой шпат.

щества, которое было в загрузке (см. табл. 2). В то же время силикатный материал шихты (базальтовое стекло) претерпевал процесс раскристаллизации и последующего переноса с изменением состава твердых растворов. Так, в продуктах опытов чаще всего встречаются клинопироксены, представленные почти чистым диопсидом, хотя по расчетам Срх должен содержать до 30% геденбергитового минала (табл. 3). Полевые шпаты представлены в основном альбитом и калиевым полевым шпатов (в опытах с Na и K спецификой соответственно). Среди сульфидных минералов в опытах диагностированы сфалерит, галенит и сульфид платины – куперит (табл. 4). Сфалерит в продуктах опыта несколько отличается по железистости от исходного (обр. 3894-9-2) и характеризуется отсутствием примеси Си (см. табл. 4).

Таким образом, по результатам наших опытов можно сделать вывод об успешном моделировании транспорта рудного вещества эндогенными водно-солевыми флюидами, причем экспериментально установлена совместная миграция силикатного и рудного вещества. Известно, что водно-солевые системы, в которых присутствуют кремнезем или силикаты, относятся к II (P–Q) типу и характеризуются рядом особенностей – аномальной растворимостью при высоких РТ-параметрах, наличием двух областей гетерогенизации [20]. В верхней высокотемпературной и высокобарической области происходит разделение на два флюида – низкоконцентрированный кислый водный флюид и высококонцентрированный щелочной рассол, причем более плотная флюидная фаза начинает накапливать кремнезем и рудные компоненты [19].



**Рис. 1.** Новообразованные минеральные агрегаты: а – опыт 7369, сросток кристаллов сфалерита; б – опыт 7369, кристаллический агрегат кварца и сфалерита; в – опыт 7369, сросток кристаллов калиевого полевого шпата и сфалерита; г – опыт 7368, минеральный агрегат, состоящий из сфалерита (серый), силикатов – кварц, альбит, клинопироксен (темно-серые) с примесью куперита (PtS, белый). Qz – кварц, ZnS – сфалерит, Ksp, Fsp – калиевый полевой шпат.

#### выводы

1. Показано, что рудные компоненты (Zn, Cu, Au) способны мигрировать в эндогенных условиях в составе водно-солевых флюидов, при *PT*-параметрах амфиболитовой фации метаморфизма. 2. Экспериментально установлено, что наряду с рудными компонентами, в составе водно-солевых растворов мигрирует силикатное вещество, в результате чего формируются сульфидно-силикатные минеральные агрегаты.

№ п/п	Кол-во опред.	Fe	Cu	Zn	Pb	Pt	S	Сумма			
	Опыт 7368										
1	<i>n</i> = 5	2.26		66.5			31.24	100.00			
2	n = 2	0.39		3.01		83.13	13.48	100.00			
I	Опыт 7369										
3	<i>n</i> = 4	5.67		61.35			32.99	100.01			
4	<i>n</i> = 4			0.69	85.18		14.14	100.00			
5	n = 2	1.29		13.45		67.50	17.77	100.00			
I	Обр. 3894-9-2										
6	<i>n</i> = 6	4.78	0.60	62.48			31.04	98.9			

Таблица 4. Средний химический состав сульфидных минералов в продуктах опытов 7368 и 7369

Примечание: 1, 3 – сфалерит; 2, 5 – куперит; 4 – галенит. Наличие примесей Zn в галените и куперите связано с захватом из вмещающего сфалерита.

3. Механизм формирования золото-сульфидно-кварцевых и полиметаллических месторождений за счет миграции и переотложения рудообразующих элементов в составе концентрированных водно-солевых флюидов нашел экспериментальное подтверждение.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспериментальные исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9 и ИЭМ РАН FMUF-2022-0003 рег.№ 1021051201959-6-1.5.6;1.5.4;1.5.2); микрорентгеноспектральный анализ, электронно-микроскопические исследования и интерпретация результатов выполнены при поддержке РНФ, грант № 22-17-00106. В аналитических исследованиях использовалось оборудование ЦКП "Геоспектр" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Дамдинов Б.Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 23–38.
- 2. Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 274–300.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Mineralium Deposita. 2020. V. 55. P. 275–292.
- Damdinov B.B., Goryachev N.A., Moskvitina M.L., Damdinova L.B., Izvekova A.D., Reutsky V.N., Posokhov V.F., Artemyev D.A. Zun-Kholba Orogenic Gold Deposit, Eastern Sayan, Russia: Geology and Genesis // Minerals. 2022. https://doi.org/10.3390/min12040395

- Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., Mironov A.G., Roshchektaev P.A., Karmanov N.S., Kulikov A.A., Nemirovskaya N.A., Ochirov Yu.Ch. Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ore formation of the Kholba deposits, Eastern Sayan, Russia // Resource Geology. Special Issue. 1993. V. 17. P. 287–313.
- 6. *Миронов А.Г., Жмодик С.М.* Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.
- 7. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Phillips G.N., Powell R. Formation of gold deposits—a metamorphic devolatilization model // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. P. 689–718.
- 9. *Basuki N.I., Spooner E.T.C.* A review of fluid inclusion temperatures and salinities in Mississippi Valley-type Zn-Pb deposits: Identifying thresholds for metal transport // Exploration and Mining Geology. 2002. V. 11. No 1–4. P. 1–17.
- Leach D.L., Song Yu.-C., Hou Z.-Q. The world-class Jinding Zn-Pb deposit: ore formation in an evaporite dome, Lanping Basin, Yunnan, China // Mineralium Deposita. 2017. V. 52. P. 281–296.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г. Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопроявления Ольгинское) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 666–687.
- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов докембрийских золоторудных месторождений // Геохимия. 2017. № 12. С. 1069– 1087.
- 13. Baker T., Edert S., Rombach C., Ryan C.G. Chemical compositions of fluid inclusions in intrusion-related gold systems, Alaska and Yukon, using PIXE micro-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

analysis // Economic Geology. 2006. V. 101. P. 311-327.

- 14. Акинфиев Н.Н., Тагиров Б.Р. Цинк в гидротермальных системах: термодинамическое описание гидроксохлоридных и гидросульфидных комплексов // Геохимия. 2014. № 3. С. 214–232.
- Pokrovski G.S., Akinfiev N.N., Borisova A.Y., Zotov A.V., Kouzmanov K. Gold specialization and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modeling / In Gold-Transporting Hydrothermal Fluids in the Earth's Crust (Eds. Garofalo P.S. and Ridley J.R.). 2014. Geo-logical Society Special publication. V. 402. P. 9–70.
- Gaboury D. Parameters for the formation of orogenic gold deposits // Applied Earth Science. 2019. V. 128. № 3. P. 124–133.

- Gongalves P., Poivlet J.-C., Olio E., Trap P., Marquer D. How does shear zone nucleate? An example from the Suretta nappe (Swiss Eastern Alps) // Journal of Structural Geology. 2016. V. 86. P. 166–180.
- 18. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука. 1982. 103 с.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Янев Й., Енчева С., Ананьев В.В. Жидкостная несмесимость во флюидно-магматических системах (экспериментальные данные) // Петрология. 2019. Т. 27. № 2. С. 206–224.
- 20. Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука. 1990. 270 с.

# EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF TRANSPORT OF COMPONENTS OF THE SULFIDE ORES IN THE PRESENCE OF A FLUID PHASE AT INCREASED *PT*-PARAMETERS

# B. B. Damdinov<sup>*a*,#</sup>, A. R. Kotelnikov<sup>*b*</sup>, N. I. Suk<sup>*b*</sup>, L. B. Damdinova<sup>*a*</sup>, Z. A. Kotelnikova<sup>*c*</sup>, G. M. Akhmedzhanova<sup>*b*</sup>, and Corresponding Member of the RAS Y. B. Shapovalov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation <sup>b</sup>Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russian Federation <sup>c</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: damdinov@mail.ru

In connection with the problem of the possibility of metamorphogenic formation of ore deposits, an experimental modeling of transport of components of sulfide ores in the presence of basalt glass and a fluid phase, represented by water-salt systems of various compositions, was carried out. The experiments were carried out at PT conditions close to to the parameters of the amphibolite facies of metamorphism:  $T = 500-650^{\circ}$ C.  $P \sim 4-5$  kbar. The modelling was carried out in two stages, under thermostatic and thermogradient conditions. As a result of the experiments of the first stage (thermostatic conditions), the fundamental possibility of transfer and redeposition of ore-forming components (Zn, Cu, Au) by water-salt fluids under endogenous conditions was shown. Also the dependence of the omposition of mineral associations on the chemistry of water-salt systems involved in the process was revealed. Experiments under thermogradient conditions have shown that the ore-forming components are actively transported to the upper part of the ampoule together with the silicate matter. Thus, according to the results of our experiments, we can conclude that the modeling of the transport of ore-forming components by water-salt fluids has been successful. Joint migration of silicate and ore material has been experimentally established, as a result of which sulfide-silicate mineral aggregates are formed. The conducted experimental studies have confirmed the possibility of the formation of gold-sulfide-quartz and base-metal deposits due to the migration of the substance of previuos formed sulfide ores at elevated PT-parameters.

Keywords: sulfide ores, experimental modelling, water-salt fluids, metamorphogenic migration

УДК 552.576.1+550.428:550.4.02

## ЛОКАЛИЗАЦИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЯХ СЕРГЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)

© 2022 г. В. И. Радомская<sup>1,\*</sup>, Л. П. Шумилова<sup>1,\*\*</sup>, Л. П. Носкова<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН А. П. Сорокин<sup>1</sup>, Л. М. Павлова<sup>1</sup>, В. В. Иванов<sup>2</sup>

Поступило 30.08.2022 г. После доработки 09.09.2022 г. Принято к публикации 09.09.2022 г.

Изучены формы нахождения и особенности локализации редкоземельных элементов в миоценовых бурых углях Сергеевского месторождения (Амурская область). Установлено, что концентратором лантаноидов, иттрия и скандия в миоценовых бурых углях являются гуминовые кислоты. Доля редкоземельных элементов во фракции, связанной с гуминовым веществом, достигает 90%, за исключением скандия, содержание которого составляет 74%. Доля скандия в составе алюмосиликатных минеральных образований (глинистых и др.) достигает 22%. Содержание лантаноидов и иттрия в ионообменной, силикатной и дисульфидной формах не превышает 5% от валового. По результатам аналитической сканирующей электронной микроскопии установлено, что минеральная часть угля представлена в основном труднорастворимыми фосфатными минералами. Угли месторождения могут служить легко обогатимым источником редкоземельных элементов.

*Ключевые слова:* редкоземельные элементы, миоценовые угли, выщелачивание, Сергеевское месторождение

DOI: 10.31857/S2686739722601776

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Редкоземельные элементы (РЗЭ) представляют собой группу из 15 лантаноидов (от лантана до лютеция), скандия и иттрия. Для всех элементов этой группы характерны схожие химические свойства за счет одинаковой структуры внешних электронных оболочек и небольшого различия в радиусах атомов и ионов. РЗЭ редко встречаются в концентрированных и экономически пригодных для использования видах. Основными источниками РЗЭ для промышленного извлечения являются карбонатиты, щелочные магматические системы, ионно-адсорбционные месторождения глин и монацит-ксенотим-содержащие россыпные месторождения [1]. Ведущим производителем РЗЭ является Китай [2], обеспечивающий более 93% мировой потребности редкоземельными элементами. Лантаноиды широко применяются в

современных технологиях. поэтому спрос на них в промышленности и других областях народного хозяйства значительно увеличился. В последние годы, в связи с высокими ценами на эти металлы на международном рынке, интенсифицирован поиск новых альтернативных источников РЗЭ для их извлечения, среди которых перспективными считаются угли некоторых месторождений. Формы и характер локализации РЗЭ в углях до настоящего времени изучены недостаточно. Накопление информации по этим вопросам позволит прогнозировать потенциальные источники этих элементов, а также получить данные, необходимые для разработки эффективных технологий их извлечения. К слабо исследованным в отношении форм локализации РЗЭ относятся угольные залежи Дальнего Востока и практически не изучены миоценовые бурые угли. Авторами были исследованы уровни содержаний, формы нахожления и особенности локализации РЗЭ в миоценовых бурых углях Сергеевского месторождения (Приамурье).

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Сергеевское буроугольное месторождение расположено в 60 км от Благовещенска в юго-западной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна и приурочено к северо-западному борту

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и природопользования

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Благовещенск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: radomskava@ascnet.ru

<sup>\*\*</sup>*E-mail: shumilova.85@mail.ru* 

одноименного прогиба [3]. Для исследования использовали объединенную из 8 бороздовых пробу угольного пласта мощностью 4.5 м.

Для определения роли органического и минерального вещества в концентрировании РЗЭ уголь был разделен на составляющие: воски (В), смолы (С), гуминовые кислоты (ГК) и неорганический остаток (НОС) согласно [3, 4]. Выход фракций группового состава (в % на сухой уголь) составил: воски – 5.59; смолы – 8.04; гуминовые кислоты – 64.5; неорганический остаток угля – 21.87.

РЗЭ в углях встречаются в виде собственных минералов (карбонатов, фосфатов, силикатов, сульфатов), а также могут быть адсорбированы на поверхности различных минералов или образовывать соединения с органическим веществом углей [5]. Для определения фракционного состава соединений РЗЭ был применен метод последовательной химической экстракции, который широко используется для определения форм соединений элементов в твердых веществах, в частности, в углях, почвах, донных отложениях, отходах и т.д. [5–9]. На исследуемое вещество последовательно воздействуют различными реагентами, имеющими сродство к определенным формам соединений, что обусловливает их деление на фракции. Этот метод дает достаточно надежную количественную информацию о формах нахождения элементов в субстратах.

Для определения фракционного состава РЗЭ в углях Сергеевского месторождения была проведена четырехстадийная экстракция по [5]. При обработке угля 1 М ацетатом аммония (NH<sub>2</sub>Ac) были выделены обменные формы РЗЭ; 3 М соляной кислотой – карбонатные и моносульфидные формы, а также связанные с органическим веществом; концентрированной плавиковой кислотой разрушали силикатные минералы РЗЭ; 2 М азотной кислотой – фракции, связанные с дисульфилами. Тверлый осадок после всех этапов экстрагирования был отнесен к нерастворимым соединениям РЗЭ. Экстракцию на каждом этапе проводили при комнатной температуре в течение 18 ч, при соотношении Т:Ж = 1:13. Твердый остаток после каждой стадии отделяли фильтрованием, промывали дистиллированной водой, высушивали до воздушно-сухого состояния при комнатной температуре и использовали на следующем этапе. Содержание РЗЭ (%) в каждой фракции определяли расчетным методом по разнице концентраций элементов в твердых остатках.

Одностадийную экстракцию 1 М HCl проводили при комнатной температуре при времени контакта 1 и 24 ч при периодическом перемешивании и соотношении T:Ж = 1:10.

Элементный состав твердых остатков и фильтратов определяли в ИПТМ РАН (г. Черноголовка) масс-спектральным (X-7, "Thermo Elemental", США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, "Thermo Jarrell Ash", США) с индуктивно связанной плазмой методами анализа.

Морфометрические и элементные исследования угольных компонентов выполняли в лаборатории микро- и наноисследований Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LYRA 3 XMH с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) AZtec X-Max 80 Standard и программным обеспечением AZtec-Feature для автоматизированного поиска, классифицирования и анализа разного рода минеральных фаз. Напыление образцов осуществлялось платиной.

Содержание неорганического углерода определяли на анализаторе ТОС-L с модулем SSM-5000A ("Shimadzu", Япония) в ЦКП "Амурский центр минералого-геохимических исследований" ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кларк для углей по содержанию РЗЭ составляет 69 г/т [10]. Среднее содержание РЗЭ в углях разных стран различается, так угли Китая и США содержат 171 и 66 г/т соответственно [11, 12]. Есть несколько месторождений угля Приморья и Кузбасса, которые имеют высокие средние содержания РЗЭ (500–1000 г/т) и максимальные (до 1500–2000 г/т) [13, 14].

Суммарное содержание РЗЭ в исследуемом образце угля составляет 97.4 мг/кг, что в полтора раза превышает среднемировое значение угля. Содержание легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) достигает 74.6 мг/кг. Концентрации La, Ce, Pr и Nd равны 17, 36.3, 3.7 и 14.2 мг/кг соответственно. Содержание 8 тяжелых редкоземельных элементов (ТРЗЭ) составляет 7.7 мг/кг, а Y – 11.6 мг/кг. Соотношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ равно 9.7.

Высокие содержания РЗЭ в углях месторождения Сергеевское предполагают наличие концентраторов этих элементов. В табл. 1 приведены количественные показатели РЗЭ во фракциях группового состава бурого угля данного месторождения.

Согласно полученным данным, главным концентратором РЗЭ в углях Сергеевского месторождения, с учетом выхода продуктов экстракции угля, являются гуминовые кислоты, что согласуется с данными [15]. Второе место по содержанию РЗЭ занимает неорганический остаток угля. Доля РЗЭ в гуминовых кислотах в 1.6 раза выше, чем в нерастворимом остатке угля. Самый минимальный вклад в содержание РЗЭ для гуминовых кислот отмечен для La, а максимальный для Sc, Sm и Eu. Для НОС картина прямо противоположная. Следует отметить, что результаты определения РЗЭ в

Элемент	Исходный уголь	Гуминовые кислоты	Воски	Смолы	Неорганический остаток угля	
Sc	3.58	4.3/77.03	<0.1/0.08	<0.1/0.11	3.7/22.69	
Y	11.6	1.6/56.68	0.27/0.80	<0.006/0.01	3.6/42.25	
La	17	2.4/50.81	0.34/0.62	<0.001/0.001	6.8/48.53	
Ce	36.3	6.4/55.96	0.72/0.54	<0.002/0.001	14.7/43.50	
Pr	3.7	0.76/58.33	0.080/0.54	<0.0004/0.002	1.6/41.67	
Nd	14.2	3.5/63.31	0.34/0.53	<0.001/0.001	5.9/36.13	
Sm	2.8	0.83/69.23	0.076/0.55	<0.0009/0.01	1.1/30.77	
Eu	0.57	0.15/71.43	0.014/0.57	<0.0008/0.02	0.2/31.43	
Gd	2.5	0.56/66.67	0.062/0.65	<0.0006/0.004	0.82/33.33	
Tb	0.3	0.076/64.47	0.009/0.66	<0.0007/0.04	0.12/34.21	
Dy	2.1	0.41/63.41	0.052/0.71	<0.0006/0.005	0.69/36.59	
Но	0.33	0.072/61.84	0.010/0.66	<0.0008/0.04	0.13/36.84	
Er	1.1	0.22/63.64	0.028/0.73	<0.0004/0.01	0.36/35.91	
Tm	0.13	0.031/62.50	0.004/0.63	<0.0006/0.06	0.056/37.50	
Yb	1.1	0.24/66.67	0.030/0.71	<0.0006/0.01	0.38/34.58	
Lu	0.12	0.032/63.64	0.004/0.61	<0.0005/0.06	0.054/36.36	

**Таблица 1.** Распределение РЗЭ в различных типах органического вещества угля и нерастворимом остатке (числитель – концентрация РЗЭ во фракции угля, мг/кг; знаменатель – выход РЗЭ во фракции группового состава бурого угля)

компонентах угля занижены, так как суммарное содержание РЗЭ в компонентах угля ниже по сравнению с содержанием в исходном угле, что обусловлено потерями в процессе экстракции. При выделении ГК уголь обрабатывали щелочным раствором пирофосфорнокислого натрия и 1% раствором едкого натрия, поэтому часть РЗЭ из гуминовых кислот может переходить в раствор. Кроме того, РЗЭ могут быть связаны с фульвокислотами, которые не были выделены и переходят в раствор при выделении гуминовых кислот. Однако это не опровергает того факта, что большая часть РЗЭ в исследуемом угле связана с гуминовыми кислотами.

На аналитическом сканирующем микроскопе в порошковых пробах угля не выявлено минеральных зерен, содержащих РЗЭ. Вероятнее всего, в угле минеральные частицы, содержащие РЗЭ, экранированы органической матрицей. В неорганическом остатке угля минералы РЗЭ были обнаружены с размером мелких зерен 1.5– 7.5 мкм (рис. 1). Как известно, минералы, содержащие РЗЭ, подразделяются на две группы: собственные минералы РЗЭ и минералы, в которых РЗЭ присутствуют как примесные элементы. В состав большинства минералов РЗЭ преимущественно входят элементы легкой цериевой группы, но наиболее ценными являются элементы тяжелой иттриевой группы.

Результаты СЭМ–ЭДС-исследований показали, что в среднем для НОС содержание элементов цериевой группы в минералах преобладает над иттриевой примерно в 5 раз. Обнаружены собственные минералы РЗЭ: фосфаты металлов цериевой подгруппы – по составу близкие к монациту, и иттриевой подгруппы – по составу близкие к ксенотиму. Содержание редкоземельных элементов в монаците, в пересчете на оксиды La, Ce, Pr, Nd, Sm и Gd, варьировало от 21.24% до 62.11%, из них на долю элементов иттриевого ряда приходилось 1.24-1.30%. Химический состав монацита не постоянный, часто монацит содержит различные примеси, из которых главнейший ThO<sub>2</sub> (табл. 2, рис. 1). В минерале иттриевой подгруппы содержание тяжелых редкоземельных элементов составляло 46.45%. Таким образом, согласно данным СЭМ-ЭДС-анализа, редкоземельные элементы в неорганическом остатке угля в первую очередь связаны с фосфатами.

В подтверждение того, что формы присутствия РЗЭ в составе углей могут быть разнообразными, в ходе последовательного выщелачивания из исследуемых углей были выделены обменные, карбонатные, моносульфидные и связанные с гуминовыми кислотами фракции, а также силикатные, дисульфидные и нерастворимые формы элементов в углях. На рис. 2 представлен процентный выход различных форм РЗЭ. Характер выщелачивания РЗЭ в целом схож.

РЗЭ практически не экстрагируются ацетатом аммония, степень их извлечения минимальная и составляет всего 1–2%. Это указывает на то, что группа непрочно связанных соединений РЗЭ в углях мала. Соляной кислотой извлекается 82– 90% РЗЭ, кроме Sc, выщелачивание, которого составляет 74%. Большая часть РЗЭ, экстрагируеЭлектронное изображение 1615



2.5 мкм

**Рис. 1.** СЭМ-изображения в отраженных электронах и ЭДС-спектры состава мелких зерен фосфатов (а – ксенотим, б – монацит) редкоземельных элементов в неорганическом остатке угля.



- 🛙 Карбонатные, моносульфидные, связанные с органическим веществом фракции
- Обменные формы



Оксид	Номе	ер мик	розер	на (со	ответс	ственн	ю спе	ктра)
Оксид	36	4	39	40	42	6	1	20
$Al_2O_3$	36.93	13.06		3.03	11.29	7.74	9.01	6.22
SiO <sub>2</sub>	9.76	14.86	1.49	4.08	11.87	8.08	9.48	7.54
$P_2O_5$	26.08	25.48	34.38	33.85	29.29	18.71	31.07	30.87
SO <sub>3</sub>	0.86	_	_	_	_	_	_	_
$Y_2O_3$	_	_	_	_	—	_	_	7.54
$La_2O_3$	5.92	9.15	13.12	14.28	5.73	16.18	6.79	_
$Ce_2O_3$	11.71	22.09	29.54	30.04	19.87	32.38	16.43	_
$Pr_2O_3$	_	_	3.12	1.84	2.18	2.27	1.61	_
$Nd_2O_3$	3.71	10.23	12.58	10.76	15.30	9.87	10.38	_
$Sm_2O_3$	_	_	1.61	_	2.34	1.41	1.66	_
$Gd_2O_3$	_	_	_	_	1.30	_	1.24	30.87
$Dy_2O_3$	_	_	_	_	_	_	_	6.89
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	_	_	_	_	_	_	1.21
$Er_2O_3$	_	_	_	_	—	_	_	4.06
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	_	3.42
ThO <sub>2</sub>	0.62	3.70	3.08	2.12	1.30	_	10.39	_

**Таблица 2.** Результаты ЭДС-анализа монацита и ксенотима в неорганическом остатке угля, мас. %

держание неорганического углерода в исследуемом угле ниже предела обнаружения, что свидетельствует о малосущественной доле фракции РЗЭ, связанной с карбонатами. В эту фракцию также входят РЗЭ в составе оксидов и моносульфидов. Незначительное количество РЗЭ извлекается плавиковой кислотой – от 0 до 4.5%. За исключением скандия, его вышелачивание достигает 22%, что указывает на его связь с силикатными минералами. такими как глины. Азотной кислотой также извлекается незначительное количество РЗЭ - 0.22-5.1%. По мнению [5], РЗЭ, вышелачиваемые азотной кислотой, почти наверняка связаны с фосфатными минералами, поэтому нами также оценивались характеристики последовательного извлечения фосфора. По содержанию фосфора в твердом остатке после экстрагирования было установлено, что порядка 73% фосфора от валового содержания извлекается соляной и плавиковой кислотами. После обработки азотной кислотой содержание фосфора в твердом осадке практически не изменилось. Вероятнее всего, кислотами растворяются соб-

мых соляной кислотой, связана с гуминовыми

кислотами согласно групповому составу исследуемого угля. По данным элементного анализа со-

Примечание. "-" - не обнаружено.

Таблица 3. Результаты ЭДС-анализа минералов РЗЭ в нерастворимом остатке угля после выщелачивания по данным микрозондового анализа, %

Оксид Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SiO <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> SO <sub>3</sub>					Ho	мер спект	гра				
Оксид	38	24	33	46	23	18	30	14	41	45	28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.75	1.57	32.79	1.57	35.51	_	39.91	_	_	_	35.72
SiO <sub>2</sub>	39.51	2.89	2.62	1.02	_	2.55	_	_	_	_	_
$P_2O_5$	_	30.29	30.02	27.25	32.48	_	32.02	34.46	35.52	35.35	33.04
SO <sub>3</sub>	—	—	1.98	1.60	2.79	7.22	—	—	_	1.34	_
F	_	_		_	_	7.87	_	_	_	_	_
CaO	13.48	0.62	0.37	—	0.90	0.59	0.24	_	_	_	—
FeO	14.16	_	0.34	_	_	_	_	_	_	3.07	_
$Y_2O_3$	-	—	-	—	—	-	-	40.34	47.33	47.92	-
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.98	15.44	7.16	57.86	5.73	23.58	5.63	_	_	—	9.01
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.19	30.53	14.74	_	12.68	38.33	12.30	—	_	—	20.55
$Pr_2O_3$	_	—	1.31	4.66	1.41	2.49	1.41	_	—	—	—
$Nd_2O_3$	1.83	12.25	4.60	—	4.61	12.31	4.90	_	—	—	1.68
$Sm_2O_3$	_	—	—	—	—	—	—	1.20	—		1.24
$Gd_2O_3$	—	—	—	_	—	—	—	6.03	_	2.65	4.35
$Dy_2O_3$								9.62		4.77	6.04
$Er_2O_3$	—	—	—	_	—	—	—	4.92	_	2.85	3.13
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	_	_	_	_	_	_		3.42	_	2.05	2.38
ThO <sub>2</sub>	0.92	6.41				5.06	_				5.06
WO <sub>3</sub>	—	—	3.88	—	—	—	—	—	—	—	—
MoO <sub>3</sub>	—	—		—	—	—	3.60	—	—	—	—

Примечание. "-" - не обнаружено.



Рис. 3. Извлечение РЗЭ в зависимости от времени контакта угля с 1 М НСІ.

ственно минералы фосфора, типа апатитов, либо незначительное количество нанозернистых фосфатов РЗЭ, которые имеют гораздо большую площадь поверхности и легче подвергаются воздействию кислот, чем крупные минеральные зерна.

В угле в среднем около 6% РЗЭ находятся в виде нерастворимых форм, которые не выщелачивались даже сильными кислотами. С помощью ПО модуля AZtecFeature при СЭМ-ЭДС сканировании площади порошковой пробы в течение 7 ч были обнаружены частицы, обогащенные РЗЭ. В табл. 3 приведены номера спектров СЭМ-ЭДС-анализа, которые показывают, что оставшиеся в нерастворимом твердом остатке РЗЭ связаны с фосфатными или силикатными минералами. При этом все частицы, содержащие ТРЗЭ, связаны только с фосфатами, в отличие от ЛРЗЭ, которые связаны с фосфатами, силикатами и фторидами. Как видно из табл. 3, частицы с ТРЗЭ содержали больше фосфора (33-35.5%) по сравнению с минералами ЛРЗЭ (27-32%). Одна из этих частиц содержала фтор (спектр 18), который не мог быть результатом заражения на стадии обработки плавиковой кислотой, так как после каждого этапа выщелачивания, твердый осадок тщательно промывали дистиллированной водой. По всей видимости, это бастнезит. Другая частица относилась к алюмосиликатам легких РЗЭ (спектр 38). Таким образом, РЗЭ в нерастворимом остатке угля находятся в основном в виде фосфатных минералов, которые обычно плохо выщелачиваются кислотами.

На основании определения форм соединений РЗЭ можно заключить, что в миоценовых бурых углях Сергеевского месторождения основная часть РЗЭ связана с гуминовыми кислотами, которые являются концентраторами РЗЭ на ранней стадии углефикации органического вещества. РЗЭ образуют с гуминовыми кислотами либо комплексы с функциональными группами, либо соли [16], которые хорошо растворимы в кислой среде.

Было проведено дополнительное выщелачивание исследуемого угля более разбавленной 1 М соляной кислотой при разном времени контакта. Результаты экстракции явственно демонстрируют, что большая часть РЗЭ в бурых углях вымывается разбавленной HCl. За 1 ч в раствор переходило от 61 до 79% РЗЭ, что еще раз подтверждает преимущественную связь РЗЭ с ГК. Исключение составляет скандий (рис. 3), максимальная степень извлечения которого 1 М HCl равна 30%. С увеличением времени контакта до 24 ч при периодическом перемешивании было получено более высокое извлечение РЗЭ. Степень извлечения лантаноидов составила 81-89%. Следовательно, угли Сергеевского месторождения могут служить легко обогатимым источником РЗЭ.

Таким образом, на основании данных последовательного химического выщелачивания в бурых углях Сергеевского месторождения преобладают подвижные формы РЗЭ, связанные с гуминовыми кислотами. Доля этой фракции РЗЭ достигает 90%, за исключением скандия, который не только связан с ГК, но в заметных количествах входит в состав силикатных минеральных форм. Содержание РЗЭ в ионообменной, силикатной, дисульфидной и нерастворимой фракциях не превышает 7%. По результатам электронной микроскопии установлено, что минеральная часть угля представлена в основном труднорастворимыми фосфатными минералами.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00116, https://rscf.ru/ project/22-27-00116/.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Arbuzov S.I., Ilenok S.S., Chekryzhov I.Y., Blokhin M.G., Zarubina N.V., Finkelman R.B., Sun Y.Z., Zhao C.L. Comments on the geochemistry of rare-earth elements (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) with examples from coals of north Asia (Siberia, Russian far east, north China, Mongolia and Kazakhstan) // International journal of Coal Geology. 2019. V. 206. P. 106–120.
- Brown T.J., Idoine N.E., Wrighton C.E., Raycraft E.R., Hobbs S.F., Shaw R.A., Everett P., Kresse C., Deady E.A., Bide T. World mineral production 2014 – 18. British Geological Survey, 2020. 92 p. (website version).
- 3. *Носкова Л.П., Сорокин А.П.* Геохимическое исследование органического вещества угля Сергеевского буроугольного месторождения // Химия твердого топлива. 2020. № 3. С. 3–13.
- Носкова Л.П. Экстракционная переработка низкокалорийного угля // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2012. № 9 (68). С. 195–201.
- Finkelman R.B., Palmer C.A., Wan P. Quantification of the modes of occurrence of 42 elements in coal // International Journal of Coal Geology. 2018. V. 185. P. 138– 160.
- Водяницкий Ю.Н. Методы последовательной экстракции тяжелых металлов из почв – новые подходы и минералогический контроль (аналитический обзор) // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1190–1199.
- Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M., Gusev M.N. The first experience of studying the fraction distribution of heavy metals in sediments of the Zeya river basin (Far East, Russia) // Water, Air, & Soil Pollution. 2016. V. 227. № 12. P. 438.

- 8. Radomskaya V.I., Pavlova L.M., Shumilova L.P., Voropaeva E.N., Osipova N.A. Predictive assessment of toxicants' migration from technogenic gold-mining wastes (case study of the tailings management facility of Tokur mill, Amur region, Russia) // Environmental Earth Sciences. 2021. T. 80. № 23.
- 9. *Pan J., Zhou C., Tang M., et al.* Study on the modes of occurrence of rare earth elements in coal fly ash by statistics and a sequential chemical extraction procedure // Fuel. 2019. V. 237. P. 555–565.
- Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. V. 78. P. 135–148.
- Dai S., Ren D., Chou C.-L., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // International Journal of Coal Geology. 2012. V. 94. P. 3–21.
- Finkelman R.B. Trace and minor elements in coal. Organic Geochemistry. Eds. by M.H. Engel, S. Macko. New York: Plenum, 1993. P. 593–607.
- Seredin V.V. Rare earth element-bearing coals from the Russian Far East deposits // International Journal of Coal Geology. 1996. V. 30. P. 101–129.
- Шпирт М.Я., Середин В.В., Горюнова Н.П. Формы соединения редкоземельных элементов в углях // Химия твердого топлива. 1999. № 3. С. 91–99.
- 15. Арбузов С.И., Финкельман Р.Б., Ильенок С.С., Маслов С.Г., Межибор А.М., Блохин М.Г. Формы нахождения редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях северной Азии (обзор) // Химия твердого топлива. 2019. № 1. С. 3–25.
- Eskenazy G.M. Aspects of the geochemistry of rare earth elements in coal: an experimental approach // International Journal of Coal Geology. 1999. V. 38. P. 285–295.

## LOCALIZATION OF RARE EARTH ELEMENTS IN THE COALS OF THE SERGEEVSKOYE DEPOSIT (PRIAMURIE)

# V. I. Radomskaya<sup>*a*,#</sup>, L. P. Shumilova<sup>*a*,##</sup>, L. P. Noskova<sup>*a*</sup>, Corresponding Member of the RAS A. P. Sorokin<sup>*a*</sup>, L. M. Pavlova<sup>*a*</sup>, and V. V. Ivanov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geology and Nature Management Far East Branch Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation

<sup>b</sup>Far East Geological Institute Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: radomskaya@ascnet.ru* 

##E-mail: shumilova.85@mail.ru

The forms of occurrence and features of localization of rare-earth elements in Miocene brown coals of the Sergeevskoe deposit (Amur region) were studied. It has been established that the concentrator of lanthanides, yttrium and scandium in the Miocene brown coals is humic acids. The fraction of rare-earth elements in the fraction associated with humic matter reaches 90%, except for scandium, which content is 74%. The share of scandium in aluminosilicate mineral formations (clayey, etc.) reaches 22%. The content of lanthanides and yttrium in ion-exchange, silicate and disulfide forms does not exceed 5% of the bulk. According to the results of electron microscopy, it was found that the mineral part of the coal is represented mainly by hard-soluble phosphate minerals. The coals of the deposit can serve as an easily enriched source of rare-earth elements.

Keywords: leaching, rare earth elements, Miocene coals, Sergeevskoe deposit

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 549.6

## МЕТАСТАБИЛЬНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И СТРУКТУРНАЯ СЛОЖНОСТЬ МИНЕРАЛОВ

© 2022 г. Академик РАН С. В. Кривовичев<sup>1,2,\*</sup>

Поступило 01.08.2022 г. После доработки 10.08.2022 г. Принято к публикации 22.08.2022 г.

Представлено физическое обоснование правила Гольдсмита, согласно которому "легкость" кристаллизации минералов обусловлена простотой (симплексией) их кристаллических структур. Показано, что высокотемпературные полиморфные модификации минералов обладают повышенной энтропией и, как правило, пониженной сложностью и пониженной плотностью. Последняя, в свою очередь, обусловливает низкие значения поверхностной энергии зародыша и низкие величины активационного барьера нуклеации, что приводит к предпочтительному образованию метастабильных полиморфов с простой структурой на ранних стадиях кристаллизации. Этот эффект особенно значим в условиях сильного пересыщения, создаваемого кинетикой природного процесса (включая быстрое охлаждение расплавов и растворов).

*Ключевые слова:* метастабильная кристаллизация, структурная сложность, энтропия, поверхностная энергия, плотность, правило Гольдсмита, правило Оствальда

DOI: 10.31857/S2686739722601521

#### введение

Процессы метастабильной кристаллизации играют важную роль в формировании горных пород и минеральных агрегатов. Метастабильные минералы могут образовываться в низкотемпературных и низкобарических обстановках (например, в процессах диагенетических преобразований осадочных пород [1, 2]), а также в динамических процессах, связанных с быстрым остыванием расплава или шоковой разгрузкой (минералы эффузивных пород, кристаллизация из газа, эксгумация, шоковый метаморфизм и т.п.). Во всех указанных случаях образование метастабильных фаз происходит в поле стабильности термодинамически устойчивых фаз, структуры которых отличаются от метастабильных. Указанные отличия могут состоять как в степени атомного разупорядочения внутри одного и того же типа структурной архитектуры, так и в более кардинальной топологической перестройке структуры. В качестве примеров первого вида отличий можно привести модификации "высокомагнезиальный кальцит доломит" и "санидин – микроклин", в которых

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский университет,

катионное упорядочение приводит к смене пространственной группы или сингонии. Для других фаз имеет место принципиальное топологическое различие метастабильной и термодинамически стабильной фазы — например, в модификациях Vдмиштейнбергит — анортит" и "кристобалит — кварц".

Для интерпретации процессов метастабильной кристаллизации обычно привлекается правило ступеней Оствальда [3], которое указывает на возможность постепенного формирования метастабильных состояний при переходе к термодинамически устойчивой системе. В рамках неравновесной термодинамики правило Оствальда связывается с принципом наименьшего действия [4] или наименьшего производства энтропии [5], но само правило представляет собой скорее эмпирическое обобщение или тенденцию, чем термодинамический закон (существует много систем, в которых оно, видимо, не выполняется).

В 1956 г. американский геохимик и специалист в экспериментальной минералогии и петрологии Дж. Гольдсмит [6], обобщая большой массив опытных данных, предложил так называемое правило симплексии, связывающее "легкость" кристаллизации с простотой структуры минерала (термин "симплексия" (simplexity) был выбран как противоположность "комплексии" (complexity) или сложности). Правило гласит, что фазы с высокой симплексией (т.е. структурно более про-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр

<sup>&</sup>quot;Кольский научный центр РАН", Апатиты, Россия

Санкт-Петербург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: s.krivovichev@ksc.ru

стые), обладая более высокой энтропией, зарождаются и кристаллизуются "легче", чем термодинамически стабильные, но структурно более сложные, фазы. Иными словами, в оствальдовских кристаллизационных каскадах метастабильные промежуточные фазы обладают более простыми структурами, чем стабильные соединения, нахоляшиеся в конечной точке эволюшии системы. В качестве примеров Гольдсмит приводил кристаллизацию мональбита, санидина, карнегиита, β-эвкриптита, β-сподумена, магнезиального кальцита и др. В работе [7] принцип симплексии был приложен к оствальдовским процессам метастабильной кристаллизации в диагенетических процессах в осадочных породах. Помимо уже упомянутого магнезиального кальцита были приведены примеры последовательных преобразований осадочного кремнезема (от опалов через халцедон к кварцу). Как и Дж. Гольдсмит, авторы работы [7] приводили в качестве возможного объяснения формирования метастабильных фаз характер процессов нуклеации, для которых критический размер зародыша уменьшается в зависимости от степени пересыщения раствора. Более простые фазы обладают меньшими по размеру ячейками, что обусловливает меньший размер критического зародыша и, при быстрой кристаллизации, предпочтительное формирование метастабильной фазы. Однако приведенные выше соображения достаточно уязвимы по отношению к критике. Во-первых, более простые (в частности, разупорядоченные) фазы часто имеют такой же или сравнимый объем элементарной ячейки, как и упорядоченные (это верно, например, для санидина и микроклина). Во-вторых, нет никаких данных, которые указывали бы на линейную связь между размером элементарной ячейки и размером критического заролыша. Наконец. само понятие сложности кристаллической структуры (или симплексии по Дж. Гольдсмиту) должно быть сформулировано на количественной основе в виде численной характеристики. Такой подход был предложен нами в ряде последних работ [8–11] и нашел свое подтверждение и развитие в научной литературе [12, 13]. Цель данной работы – дать физическое обоснование принципа Гольдсмита как основы для понимания процессов метастабильной кристаллизации в минеральных и неорганических системах.

#### МЕРЫ СТРУКТУРНОЙ СЛОЖНОСТИ

Оценка сложности кристаллической структуры может быть проведена исходя из количества информации, приходящейся на один атом в приведенной (примитивной) элементарной ячейке, согласно следующей формуле:

$$I_G = -\sum_{i=1}^k p_i \log_2 p_i$$
 (бит/атом), (1)

где k — число кристаллографических орбит (правильных систем точек или число позиций) и  $p_i$  — вероятность случайного выбора атома из *i*-й правильной системы точек, т.е.:

$$p_i = m_i / v, \tag{2}$$

где  $m_i$  — кратность орбиты в приведенной ячейке, а v — число атомов в приведенной элементарной ячейке. В работе [10] было показано, что параметр  $I_G$  вносит отрицательный вклад в конфигурационную энтропию кристаллического соединения.

Полное информационное содержание рассчитывается по формуле:

$$I_{G,\text{total}} = v I_G$$
 (бит/ячейку). (3)

Формулы (1–3) позволяют получить численные характеристики структурной сложности минералов и соответствуют качественным оценкам, данным Дж. Гольдсмитом. Так, для метастабильного магнезиального кальцита (разупорядоченная структура)  $I_G = 1.371$  бит/атом,  $I_{G, \text{total}} = 13.710$  бит/ячейку, тогда как стабильный доломит (с Ca–Mg-упорядочением) более сложен:  $I_G = 1.571$  бит/атом,  $I_{G, \text{total}} = 15.710$  бит/ячейку.

Параметры  $I_G$  и  $I_{G, \text{total}}$  отражают как симметрию структуры, так и количество и разнообразие структурных позиций.

#### СЛОЖНОСТЬ И ЭНТРОПИЯ

Согласно современным представлениям [14], энтропия кристаллического соединения является суммой конфигурационной ( $^{conf}S$ ) и вибрационной ( $^{vib}S$ ) энтропий, а также вклада в энтропию других факторов (S'), включая магнитное упорядочение, хиральность и т.д.:

$$S = {}^{\rm conf}S + {}^{\rm vib}S + S', \tag{4}$$

где конфигурационная энтропия  $^{\text{conf}}S$  включает в себя энтропию смешения  $^{\text{conf}}S_{\text{mix}}$ .

Известно [15], что как конфигурационная, так и вибрационная энтропии в общем случае являются функциями числа независимых позиционных и колебательных параметров кристалла. В общем случае, чем меньше независимых позиций (т.е. чем выше симметрия и меньше размеры элементарной ячейки), тем больше количество вырожденных уровней энергии колебаний решетки и тем выше энтропия. Число и разнообразие независимых позиций можно оценить с помощью информационных параметров, рассчитываемых по формулам (1–3), что указывает на то, что эти параметры могут быть использованы для

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

сравнительной энтропийной оценки близких по плотности полиморфных модификаций одного и того же соединения. При этом необходимо учитывать, что энтропия является приблизительно линейной функцией плотности (или молярного объема) вещества — чем выше плотность, тем ниже полная термодинамическая энтропия [16].

С повышением температуры плотность вешества понижается, а энтропия повышается. Фазовый переход из низко- в высокотемпературную фазу в большинстве случаев сопровождается понижением информационной сложности и повышением термодинамической энтропии. В отношении сложности для этого правила имеются исключения, в связи с чем следует говорить о тенденции скорее, чем о термодинамическом законе [17]. В частности, для природных полиморфов TiO<sub>2</sub> (рутил–брукит–анатаз) стабильность можно описать последовательностью "рутил > > брукит > анатаз", тогда как структурная сложность, рассчитанная из уравнений (1-3), соответствует ряду ( $I_G$ , бит/атом;  $I_{G, \text{total}}$ , бит/ячейку): брукит (1.585; 38.039) > рутил (0.918; 5.510) = анатаз (0.918; 5.510).

#### НУКЛЕАЦИЯ, ПОВЕРХНОСТНАЯ ЭНЕРГИЯ И ПЛОТНОСТЬ

В рамках классической теории нуклеации [18] для роста кристалла необходимо преодолеть активационный барьер образования критического зародыша, описываемый величиной  $\Delta G^*$ :

$$\Delta G^* = (4 p r_{\rm c}^2 \gamma)/3,\tag{5}$$

где  $\gamma$  – поверхностная энергия зародыша,  $r_{\rm c}$  – радиус критического зародыша сферической формы, равная

$$r_{\rm c} = -2\gamma/\Delta\mu,\tag{6}$$

где  $\Delta \mu$  — разность химических потенциалов жидкой и кристаллической фазы на единицу объема. Таким образом,

$$\Delta G^* = (16\pi\gamma^3) / (3(\Delta\mu)^2), \tag{7}$$

что значит, что величина активационного барьера нуклеации пропорциональна кубу величины поверхностной энергии и обратно пропорциональна квадрату разности химических потенциалов. Учитывая, что величина  $\gamma$  пропорциональна величине  $\rho^{2/3}$ , где  $\rho$  — физическая плотность вещества, можно ожидать, что при прочих равных условиях метастабильная фаза с меньшей плотностью будет иметь более низкий активационный барьер по сравнению со стабильной фазой. Однако метастабильная фаза по определению имеет более высокую энергию, что приводит к тому, что  $\Delta \mu^{cra6} > \Delta \mu^{мета}$ , что повышает величину  $\Delta G^*$  для метастабильных модификаций. Принимая во внимание, что  $\Delta\mu$  определяется степенью пересыщения, нетрудно заключить, что кристаллизация метастабильной фазы будет происходить при высоких пересыщениях, которые могут быть созданы кинетически — путем быстрого охлаждения расплава, раствора или даже газа, что и имеет место в минеральных системах при метастабильной кристаллизации. При этом скорость нуклеации (количество образующихся критических зародышей за единицу времени в единице объема) задается уравнением:

$$R = A_0 \exp((-\Delta G^*/(k_{\rm B}T))), \qquad (8)$$

где  $k_{\rm B}$  — константа Больцмана, T — абсолютная температура,  $A_0$  — предэкспоненциальный фактор, который имеет разный вид в различных теориях нуклеации.

Таким образом, несмотря на то, что метастабильная фаза имеет более высокую энергию по сравнению со стабильной, при высоких пересыщениях ее кристаллизация оказывается более предпочтительной ввиду ее более низкой поверхностной энергии, обусловленной более низкой плотностью. Можно также предположить, что аналогичные предпочтения имеют место и в низкоэнергетических низкотемпературных процессах, где энергии недостаточно для того, чтобы преодолеть более высокий активационный барьер (по всей видимости, именно так обстоит дело в процессах диа- и эпигенеза осадочных пород).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше рассуждения позволяют дать физическое обоснование эмпирическому правилу Гольдсмита. Высокоэнтропийные полиморфные модификации обладают, как правило, пониженной сложностью (или более высокой симплексией по Гольдсмиту) и пониженной плотностью. Последняя, в свою очередь, обусловливает пониженные значения поверхностной энергии и низкие величины активационного барьера нуклеации. В условиях сильного пересыщения, создаваемого определенной кинетикой природного процесса (например, быстрым охлаждением), образуются метастабильные фазы с пониженной сложностью и повышенной энтропией, которые в дальнейшем могут преобразовываться в термодинамически стабильные полиморфы. Это имеет место для упомянутых выше санидина и высокомагнезиального кальцита как метастабильных модификаций, со временем трансформирующихся в стабильные микроклин и доломит.

В качестве примера рассмотрим оствальдовский кристаллизационный каскад в системе  $Cu_2(OH)_3Cl$  [19]: боталлакит  $\rightarrow$  атакамит  $\rightarrow$  клиноатакамит. Как было показано нами ранее [20], в этой последовательности фаз информационная

сложность кристаллических структур не понижается (*I<sub>G</sub>*, бит/атом; *I<sub>G*, total</sub>, бит/ячейку): 2.725;  $49.050 \rightarrow 2.725$ ; 98.100  $\rightarrow 3.281$ ; 118.116. Metactaбильный характер боталлакита и атакамита подтверждается и значениями свободной энергии Гиббса, которая в указанном ряду фаз понижается [19]: −1322.6 ± 3.6 → −1335.1 → −1341.8 кДж/моль. Поведение физической плотности в данном ряду согласуется с общей моделью, предложенной выше ( $\rho$ ,  $\Gamma/cm^3$ ): 3.60  $\rightarrow$  3.76  $\rightarrow$  3.78. Таким образом, первая выпадающая из раствора фаза в оствальдовской системе Cu<sub>2</sub>(OH)<sub>3</sub>Cl (боталлакит) обладает наименьшей плотностью и наибольшей простотой, после чего она перекристаллизуется в более плотные и более сложные атакамит и клиноатакамит. Отметим, что анализ только симметрии дает противоречивые результаты, поскольку она меняется от моноклинной (боталлакит) до ромбической (атакамит) и затем опять к моноклинной (клиноатакамит). Вместе с тем информационные оценки по формулам (1-3) дают более адекватные меры сложности, поскольку учитывают не только симметрию, но и размеры элементарной ячейки.

Важно отметить, что природные процессы гораздо более сложны по сравнению с разобранным выше случаем гомогенного зародышеобразования в рамках классической теории нуклеации. Как и связь структурной сложности полиморфных модификаций с температурой, правило Гольдсмита представляет собой эмпирическое обобщение или тенденцию, которые могут нарушаться ввиду действия тех или иных факторов. В частности, поверхностная энергия кристаллов в общем случае анизотропна, т.е. имеет разные значения для различных простых форм. Более подробный анализ рассмотренных закономерностей и исключений из правила Гольдсмита будет опубликован в отдельной работе обзорного характера.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00038, https://rscf.ru/ project/19-17-00038/.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Холодов В.Н. Проблема доломитообразования на современном этапе развития литологии / Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 3–23.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимии и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород / Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71–95.

- Ostwald W. Studien über die Bildung und Umwandlung fester Körper // Z. Phys. Chem. 1897. Bd. 22. S. 289– 330.
- Zimmermann H.W. Ostwald's Rule and the Principle of the Shortest Way // Z. Physik. Chem. 2010. V. 224. P. 929–934.
- 5. *Santen van R.A.* The Ostwald step rule // J. Phys. Chem. 1984. V. 88. P. 5768–5769.
- Goldsmith J.R. A "simplexity principle" and its relation to "ease" of crystallization // J. Geol. 1953. V. 61. P. 439–451.
- Morse J.W., Casey W.H. Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 537–560.
- Krivovichev S.V. Topological complexity of crystal structures: quantitative approach // Acta Crystallogr. 2012. V. A68. P. 393–398.
- Krivovichev S.V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world // Miner. Mag. 2013. V. 77. № 3. P. 275–326.
- Krivovichev S.V., Krivovichev V.G., Hazen R.M., Aksenov S.M., Avdontceva M.S., Banaru A.M., Gorelova L.A., Ismagilova R.M., Kornyakov I.V., Kuporev I.V., Morrison S.M., Panikorovskii T.L., Starova G.L. Structural and chemical complexity of minerals: an update // Mineral. Mag. 2022. V. 86. P. 183–204.
- Krivovichev S.V. Structural complexity and configurational entropy of crystalline solids // Acta Crystallogr. 2016. V. B72. P. 274–276.
- Hornfeck W. On an extension of Krivovichev's complexity measures // Acta Crystallogr. 2020. V. A76. P. 534– 548.
- Kaußler C., Kieslich G. CrystIT: Complexity and configurational entropy of crystal structures via information theory // J. Appl. Crystallogr. 2021. V. 54. P. 306– 316.
- 14. *Fultz B*. Phase Transitions in Materials (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press, 2020.
- Strens R.G.J. Symmetry-entropy-volume relationships in polymorphism // Mineral. Mag. 1967. V. 36. P. 565– 577.
- Jenkins H.D.B., Glasser L. Standard Absolute Entropy, S<sup>o</sup><sub>298</sub>, Values from Volume or Density. 1. Inorganic Materials // Inorg. Chem. 2003. V. 42. P. 8702–8708.
- Филатов С.К. Обобщенная концепция повышения симметрии кристаллов с ростом температуры // Кристаллогр. 2011. Т. 56. С. 1019–1028.
- 18. *Kashchiev D.* Nucleation. Basic Theory with Applications. Oxford: Butterworth-Heinemann, 2000.
- Pollard A.M., Thomas R.G., Williams P.A. Synthesis and stabilities of the basic copper(II) chlorides atacamite, paratacamite, and botallackite // Mineral. Mag. 1989. V. 53. P. 557–563.
- Krivovichev S.V., Hawthorne F.C., Williams P.A. Structural complexity and crystallization: the Ostwald sequence of phases in the Cu<sub>2</sub>(OH)<sub>3</sub>Cl system (botallack-ite-atacamite-clinoatacamite) // Struct. Chem. 2017. V. 28. P. 153–159.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

#### КРИВОВИЧЕВ

## METASTABLE CRYSTALLIZATION AND STRUCTURAL COMPLEXITY OF MINERALS

## Academician of the RAS S. V. Krivovichev<sup>*a*,*b*,#</sup>

<sup>a</sup>Federal Research Center "Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences", Apatity, Russian Federation <sup>b</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: s.krivovichev@ksc.ru

The physical basis has been elaborated for the Goldsmith's rule that states that the 'ease' of crystallization of minerals is related to the simplicity (or simplexity) of their crystal structures. It has been shown that high-temperature polymorphs of minerals possess high entropies and, as a rule, low complexity and low density. The latter results in the low values of surface energy of nuclei and low values of nucleation energy barrier, lead-ing to the preferential crystallization of metastable polymorphs with simple structures. This effect is especially meaningful for high supersaturations created by kinetics of natural processes (including rapid cooling of melts and solutions).

*Keywords:* metastable crystallization, structural complexity, entropy, surface energy, density, Goldsmith rule, Ostwald rule

——— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 552.13

# АРАГОНИТ В ИНТЕРСТИЦИЯХ МАНТИЙНОГО КСЕНОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН): ПРЯМОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ПРИСУТСТВИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ РАСПЛАВОВ В ГЛУБИННОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

© 2022 г. А. В. Головин<sup>1,\*</sup>, К. А. Соловьев<sup>1</sup>, И. С. Шарыгин<sup>1,2</sup>, академик РАН Ф. А. Летников<sup>2</sup>

Поступило 01.08.2022 г. После доработки 07.09.2022 г. Принято к публикации 09.09.2022 г.

В настоящей работе сообщается о первой нахолке зональных инливилов арагонита, высокобарического полиморфа СаСО<sub>3</sub>, в мантийном ксенолите из кимберлита. Арагонит является самым распространенным эпигенетическим минералом в изученном ксенолите и располагается в интерстициях, где его содержания могут достигать 80 об. %. Изученный деформированный лерцолит по РТ-параметрам последнего равновесия (6.9 ГПа и 1350°С) относится к наиболее глубинным мантийным ксенолитам из кимберлитов. Исходя из линий стабильности арагонита, этот минерал мог формироваться в деформированном лерцолите как *in situ* в литосферной мантии, так и при выносе этого ксенолита кимберлитовой магмой до глубин ~80 км. Особенностью изученных зональных индивидов арагонита являются высокие концентрации SrO (от ~0.7 до 8.3 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (до ~1.1 мас. %). Моделирование процесса диффузии в зональных арагонитах показывает, что арагонит потеряет зональность по SrO за 1–10 лет при мантийных температурах 1000–1350°C. Поведение зональности арагонита при мантийных температурах несомненно связывает образование этого минерала в деформированном лерцолите с магматизмом, который впоследствии сформировал восточное тело трубки Удачная. В целом такие высокие содержания арагонита в интерстициях изученного ксенолита являются прямым свидетельством существования карбонатитовых расплавов в литосферной мантии древних кратонов на глубинах ниже ~230 км незадолго до формирования кимберлитов на поверхности. Представленные результаты вновь ставят вопрос о составах примитивных кимберлитовых жидкостей и истинных концентрациях в них таких щелочных компонентов, как, например, Na<sub>2</sub>O.

*Ключевые слова:* мантийные ксенолиты, мантийный метасоматоз, карбонатитовые расплавы, арагонит, эпигенетические минералы, кимберлиты, Рамановская спектроскопия **DOI:** 10.31857/S2686739722601491

Присутствие разнообразных по составу, преимущественно силикатных расплавов, в литосферной мантии древних кратонов и роль таких расплавов в преобразовании мантийных пород общепризнанно, в то время как прямые свидетельства существования карбонатитовых расплавов весьма редки [1, 2]. В статье обсуждаются происхождение и вариации состава эпигенетического арагонита в мантийном ксенолите деформированного гранатового лерцолита (рис. 1), отобранного из кимберлитов трубки Удачная-Восточная с глубин 480–500 м [3]. *РТ*-параметры последнего рав-

нералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск). Химические анализы, элементные карты и фотографии в отраженных электронах сделаны

новесия изученного гранатового лерцолита со-

ставляют 6.9 ГПа и 1350°С [4] (глубина положе-

Аналитические работы проведены в аналити-

ческом центре многоэлементных и изотопных

исследований СО РАН (Институт геологии и ми-

на сканирующем электронном микроскопе Tes-

can MIRA3 LMU с энергодисперсионной системой микроанализа Aztec Energy X-Max 50+ (EDS). Часть химических анализов, полученных на Tescan MIRA3 LMU, были верифицированы

(см. табл. 1) на рентгеноспектральном микроана-

лизаторе Jeol JXA-8230 (WDS). Определение по-

лиморфной модификации карбоната кальция вы-

полнено методом Рамановской спектроскопии

на Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 с 532-нм Nd:

ния в разрезе литосферной мантии ~215 км).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>\*</sup> E-mail: solovkonst@igm.nsc.ru



Рис. 1. Ксенолит деформированного лерцолита (образец № UV–4/05) с мозаично-порфирокластической структурой из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. (а) Фотография в проходящем плоско-поляризованном свете. (б) Фотография в обратно-рассеянных электронах. ОІп и ОІр – необласты и порфирокласты оливина соответственно; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Grt – гранат.

YAG-лазером. Методы подробно описаны в дополнительных материалах.

В результате проведенных исследований в интерстициях мантийного ксенолита были установлены следующие эпигенетические минералы: арагонит, минералы группы шпинели, перовскит, фтор-апатит, флогопит, тетраферрифлогопит, монтичеллит, доломит и джерфишерит. Среди минеральных включений в арагоните обнаружены: фтор-апатит, перовскит и флогопит (рис. 2 а). Арагонит, размером до 100 мкм, является самым распространенным эпигенетическим минералом из интерстиций ксенолита, где объемные содержания арагонита могут достигать 80% (рис. 2 а и б). Рамановский спектр арагонита характеризуется высокоинтенсивной полосой на

Таблица 1. Сравнение химических анализов (в мас. %) арагонита, полученных при помощи ЭДС-анализатора (EDS) и волнового детектора (WDS)

	1		2		-	3		4	-	5	6	7	8
	EDS	WDS	EDS	EDS	EDS								
CaO	53.3	53.2	53.6	52.5	49.6	49.6	48.1	47.7	52.4	52.6	54.2	52.8	50.1
MgO	0.30	0.09	0.39	0.20	0.18	0.05	0.27	0.10	0.27	0.27	0.38	0.61	0.17
SrO	0.66	0.70	0.81	0.71	6.41	7.85	7.79	8.26	0.79	0.61	0.67	0.72	6.84
Na <sub>2</sub> O	0.81	0.77	0.74	0.64	0.16	0.28	0.35	0.22	1.13	1.09	0.67	0.70	0.34
K <sub>2</sub> O	n.d.	0.03	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.03	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	0.03	n.d.	0.03	n.d.	0.01	n.d.	0.00	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.35	0.23	0.36	0.25	0.26	0.24	0.44	0.25	0.40	0.37	0.44	0.36	0.35
$P_2O_5$	n.d.	0.21	n.d.	0.05	n.d.	0.01	0.21	0.03	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.
SO <sub>3</sub>	n.d.	0.02	n.d.	0.02	0.12	0.11	n.d.	0.00	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	0.10
Cl	n.d.	0.02	0.05	0.01	n.d.	0.00	n.d.	0.02	n.d.	0.01	0.08	0.06	0.07
SiO <sub>2</sub>	n.d.	0.02	n.d.	0.02	n.d.	0.01	n.d.	0.03	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	n.d.	0.00	n.d.	0.05	n.d.	0.09	n.d.	0.00	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
Σ	55.5	55.3	55.9	54.5	56.7	58.3	57.2	56.6	55.0	55.1	56.5	55.2	58.0

Примечание. Сначала в точке снимался EDS-анализ, потом в этой же точке выполнялся WDS-анализ. Колонки 1–5 – анализы пяти отдельных зерен. В колонках 6–8 показаны вариации состава (EDS-анализы) зонального арагонита на рис. 2 а; 6 – центр, 7 – промежуточная зона, 8 – край. п.d. – ниже предела обнаружения.
1085 см<sup>-1</sup>, полосой средней интенсивности на 152 см<sup>-1</sup> и отчетливыми полосами низкой интенсивности на 190, 206, 247, 262, 702, 706 и 1461 см<sup>-1</sup> см (рис. 2 в–е). Положение полос низкой интенсивности в Рамановском спектре арагонита позволяет отличать этот высокобарический полиморф СаСО<sub>3</sub> от низкобарического кальцита. В зональных индивидах арагонита выделяется минимум три зоны (врезка на рис. 2 а): 1) ядро, 2) низко-Sr ( $<\sim$ 1.5 мас. % SrO) и 3) высоко-Sr (от ~1.5 до

(<~1.5 мас. % SrO) и 5) высоко-Sr (от ~1.5 до 8.3 мас. % SrO) зоны. В целом концентрации SrO варьируют в интервале ~0.7–8.3 мас. %. Изученные арагониты также характеризуются повышенным содержанием Na<sub>2</sub>O (~0.1–1.1 мас. %) (табл. 1).

Согласно экспериментальным данным [5, 6], арагонит является высокобарическим полиморфом CaCO<sub>3</sub> и широко используется в петрологии пород высокобарических метаморфических комплексов как индикатор высоких давлений их образования/преобразования [9]. В петрологии магматических пород и содержащихся в них ксенолитах, до настоящего момента, линия перехода арагонит-кальцит использовалась очень редко потому, что находки арагонита в этих породах единичны. В кимберлитах находок магматического арагонита не известно; этот минерал был идентифицирован только среди дочерних фаз в некоторых расплавных включениях [9, 10]. Арагонит также был найден в алмазе из кимберлитов трубки Комсомольская [12], что свидетельствует, по мнению авторов этой находки, о возможности образования алмазов в мантийном субстрате на глубинах ниже 300 км.

Деформированные перидотиты из кимберлитов трубки Удачная-Восточная располагаются в литосферной мантии на глубинах от 160 до 230 км [1, 8], т.е. в области стабильности арагонита (рис. 3). Таким образом, арагонит в интерстициях изученного ксенолита мог кристаллизоваться *in situ* в мантии (рис. 3) при просачивании карбонатитовых расплавов через мантийные породы. Поскольку общепринято, что деформированные перидотиты образуются незадолго до их захвата кимберлитовой магмой [10, 11], эти карбонатитовые расплавы должны быть непосредственно связаны с кимберлитовым магматизмом.

Вторая модель связывает образование арагонита в нодулях с инфильтрацией кимберлитовых расплавов, транспортирующих мантийные ксенолиты к поверхности. В последние десятилетия, в противовес "традиционным" моделям об ультраосновном обогащенном SiO<sub>2</sub> и MgO (SiO<sub>2</sub> + + MgO  $\geq$  50 мас. %) составе примитивных кимберлитовых расплавов, на основе различных данных, развиваются модели, свидетельствующие о карбонатитовой/щелочно-карбонатитовых расплавов [10, 11, 13–16]. По-

скольку карбонатитовые расплавы обладают очень низкой вязкостью и высокой способностью смачивать поверхность мантийных силикатов, инфильтрация кимберлитовых расплавов в интерстиционное пространство ксенолитов может происходить в очень короткий промежуток времени после их захвата кимберлитовой магмой. Согласно второй модели, во время транспортировки нодулей выносящей магмой, арагонит в мантийных ксенолитах мог кристаллизоваться в широком интервале глубин от ~230 до 80 км (рис. 3).

С целью определения времени кристаллизации арагонита в мантийном ксенолите было проведено математическое моделирование процесса диффузии в зональных индивидах арагонита (рис. 4). Для расчета времени гомогенизации зонального индивида использовано уравнение многокомпонентной диффузии Са и Sr в изотропном шаре (рис. 4) [17, 18]. Мы оценивали время переуравновешивания зональных арагонитов при температурах 1350°С (температура равновесия изученного ксенолита) и 1000°С (пересечение температурного профиля подъема кимберлитовой магмы с линией высоко-Sr арагонит-кальцит, рис. 3). Расчеты показывают, что при температуре 1350°С арагонит уравновесится (потеряет зональность по Sr) за период времени в 1 год, а при 1000°С – за 10 лет. Поскольку изученный зональный арагонит: 1) может сохранять зональность не более 1-10 лет в поле стабильности при мантийных температурах 1000-1350°С, 2) находится в ассоциации с обычными минералами основной массы кимберлитов, такими как шпинелиды, перовскит, фтор-апатит, флогопит, тетраферрифлогопит, монтичеллит, доломит и джерфишерит; мы считаем, что есть непосредственная генетическая и временная связь между кристаллизацией арагонита в наиболее глубинных ксенолитах с кимберлитовым магматизмом, в результате которого в очень короткий промежуток времени после кристаллизации арагонита в ксенолитах была сформирована трубка Удачная-Восточная. В любой из двух представленных выше моделей состав расплавов, взаимодействующих с наиболее глубинными мантийными перидотитами, может быть отнесен к примитивным, а соотношение арагонита к другим эпигенетическим минералам в интерстициях является еще одним свидетельством карбонатитовой природы примитивных кимберлитовых расплавов трубки Удачная-Восточная, которые генерировались на глубинах >230 км.

Высокие концентрации в арагоните таких примесных компонентов, как Na<sub>2</sub>O и SrO позволяют продвинуться в решении следующих двух вопросов мантийной петрологии. Первым вопросом является проблема истинных концентраций щелочей в кимберлитовых расплавах. В частности, известно, что калий в валовом составе ким-



**Рис. 2.** Фотография в отраженных электронах участка ксенолита с необластами оливина, интерстиции между которыми заполнены преимущественно арагонитом. Arg – арагонит, Mnt – монтичеллит, Prv – перовскит, Ap – апатит, Tphl – тетраферрифлогопит, Chr – хромит. На врезке в желтой рамке на рис. 2 а представлен зональный индивид арагонита из интерстиций: 1 – центр (SrO  $\sim 0.7$ , MgO  $\sim 0.4$  в мас. %, колонка 6 табл. 1), 2 – более магнезиальная зона (MgO  $\sim 0.6$  мас. %, колонка 7 табл. 1), 3 – кайма высоко-Sr арагонита (SrO  $\sim 7$  мас. %, колонка 8 табл. 1). (б) Рентгеноспектральная карта распределения Са, демонстрирующая объемные содержания арагонита в интерстициях. (в) Рамановский спектр высоко-Sr (SrO  $\sim 7$  мас. %) арагонита. (г) – (д) увеличенные участки спектра из рис. 2 в, масштаб для интенсивности пиков (х) указан относительно рис. 2 в.



Рис. 3. Диаграмма в координатах температура—давление, отражающая положение деформированного лерцолита (желтый круг) и линий, ограничивающих поля стабильности различного по составу арагонита в литосферной мантии [5, 6]. Пути подъема кимберлитового расплава карбонатитового состава по [7]. Область (закрашена светло-красным цветом) деформированных перидотитов по [1, 8]. Агд – арагонит, Cal – кальцит, Dia – алмаз, Grp – графит.

берлитов, за исключением некоторых проявлений [3, 13], существенно преобладает над натрием (<~0.5 мас. % Na<sub>2</sub>O; ≤~3.0 мас. % K<sub>2</sub>O). Эти концентрации и соотношение щелочей не соответствую результатам изучения расплавных включений в минералах кимберлитов и ксенолитов из этих пород [3, 10, 11, 13–16] и поэтому широко обсуждаются как в проблемах петрогенезиса кимберлитов, так и в экспериментах по частичному плавлению разнообразных силикатных пород литосферной мантии, допированных некоторыми другими компонентами.

Максимальное содержание Na<sub>2</sub>O в арагоните достигает ~1.1 мас. %. Это свидетельствует об очень высоком содержании Na<sub>2</sub>O в расплаве, из которого кристаллизовался арагонит, так как коэффициент распределения натрия между карбонатом и карбонатным расплавом значительно меньше единицы. Как показали эксперименты [19], при температуре 1350–1440°С и давлении 6 ГПа, коэффициент распределения Na<sub>2</sub>O<sup>карбонат</sup>/Na<sub>2</sub>O<sup>расплав</sup> находится в пределах 0.14–0.30. Следовательно, при этих *PT*-параметрах, исходя из коэффициентов распределения, содержание Na<sub>2</sub>O в расплаве будет находиться в пределах от ~4 до 8 мас. %.

Другой проблемой мантийной петрологии является то, что валовые концентрации элементовпримесей в ксенолитах бывают на порядок/порядки выше, чем таковые в сумме в породообразующих минералах-концентраторах элементов примесей в мантийных породах – гранатах и клинопироксенах [20]. Для ксенолитов из кимберлитов Каапваальского кратона предполагалось, что существенные концентрации элементов-примесей содержится в трещинах, вдоль границ породообразующих минералов или во флюидных включениях. Однако "микрообъекты", концентрирующие элементы-примеси, не были установлены в этих мантийных ксенолитах [20]. Как показали проведенные исследования, именно присутствие эпигенетического арагонита в мантийных ксенолитах из кимберлитов как минерала концентратора Sr



**Рис. 4.** Схематичный рисунок модели в разрезе, которая применялась для расчета времени перехода в равновесие зонального арагонита. Зерно арагонита представлялось как зональный шар диаметром 60 мкм. Диаметр центральной части 30 мкм (0.7 мас. % SrO), который окружен 15 мкм оболочкой с содержанием SrO 8.3 мас. %.

может объяснять, по крайней мере, повышенные концентрации Sr при валовом анализе мантийных пород.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 18-77-10062 (https://rscf.ru/ project/18-77-10062/). Полевые работы на месторождении трубки Удачная выполнялись в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B. Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: evidence from a carbonate-bearing, dunite-towebsterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2018. V. 224. P. 132–153.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Kamenetsky M., Goemann K. Was crustal contamination involved in the formation of the serpentine-free Udachnaya-East kimberlite? New insights into parental melts, liquidus assemblage and effects of alteration // Journal of Petrology. 2018. V. 59. P. 1467–1492.
- 4. *Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology. 1990. V. 31. № 6. P. 1353–1378.
- Carlson W.D. The calcite–aragonite equilibrium: effects of Sr substitution and anion orientational disorder // American Mineralogist. 1980. V. 65. № 11–12. P. 1252–1262.
- 6. Gavryushkin P.N., Sagatov N., Belonoshko A.B., Banaev M.V., Litasov K.D. Disordered Aragonite: The New High-Pressure, High-Temperature Phase of CaCO<sub>3</sub> // The Journal of Physical Chemistry C. 2020. V. 124. № 48. P. 26467–26473.
- 7. *Kavanagh J.L., Sparks R.S.J.* Temperature changes in ascending kimberlite magma // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 286. № 3–4. P. 404–413.
- Liu Z., Ionov D.A., Nimis P., Xu Y., He P., Golovin A.V. Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities // Geology. 2022. V. 50 (8). P. 891–896. https://doi.org/10.1130/G49947.1
- Korsakov A.V., De Gussem K., Zhukov V.P., Perraki M., Vandenabeele P., Golovin A.V. Aragonite-calcite-dolomite relationships in UHPM polycrystalline carbonate inclusions from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // European Journal of Mineralogy. 2009. V. 21. № 6. P. 1301–1311.

- Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // J. Raman Spectrosc. 2020. V. 51 (9). P. 1849–1867.
- Логвинова А.М., Вирт Р., Зедгенизов Д.А., Тэйлор Л.А. Карбонат-силикат-сульфидная ассоциация включения в алмазе из кимберлитовой трубки Комсомольская (Якутия) // Геохимия. 2018. № 4. С. 299– 307.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // Journal of Petrology. 2008. V. 49. № 4. P. 823–839.
- 14. Шарыгин И.С., Головин А.В., Дымшиц А.М., Калугина А.Д., Соловьев К.А., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П. Реликты глубинного щелочно-карбонатитового расплава в мантийном ксенолите из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхне-Мунское поле, Якутия). // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. V. 500. № 2. Р. 161–167.
- 15. Sharygin I.S., Golovin A.V., Tarasov A.A., Dymshits A.M., Kovaleva E. Confocal Raman spectroscopic study of melt inclusions in olivine of mantle xenoliths from the Bultfontein kimberlite pipe (Kimberley cluster, South Africa): Evidence for alkali-rich carbonate melt in the mantle beneath Kaapvaal Craton. // Journal of Raman Spectroscopy. 2022. V. 53. № 3. P. 508–524.
- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Goemann K., Kamenetsky M. Olivine in Kimberlites: Magma evolution from deep mantle to eruption. // Journal of Petrology. 2022. V. 63. P. 1–32. https://doi.org/10.1093/petrology/egac055
- Fisler D.K., Cygan R.T. Diffusion of Ca and Mg in calcite // American Mineralogist. 1999. V. 84. № 9. P. 1392–1399.
- Cherniak D.J. An experimental study of strontium and lead diffusion in calcite, and implications for carbonate diagenesis and metamorphism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. № 19. P. 4173–4179.
- Sieber M.J., Wilke F., Koch-Müller M. Partition coefficients of trace elements between carbonates and melt and suprasolidus phase relation of Ca-Mg-carbonates at 6 GPa // American Mineralogist. 2020. V. 105. № 6. P. 922–931.
- 20. *Grégoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.* Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // Journal of Petrology. 2003. V. 44. № 4. P. 629–657.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

## ARAGONITE IN THE INTERSTITIAL SPACE OF A MANTLE XENOLITH FROM THE UDACHNAYA KIMBERLITE PIPE (SIBERIAN CRATON): DIRECT EVIDENCE FOR THE PRESENCE OF CARBONATITE MELTS IN THE DEEP LITHOSPHERIC MANTLE

A. V. Golovin<sup>*a*,#</sup>, K. A. Solovev<sup>*a*</sup>, I. S. Sharygin<sup>*a*,*b*</sup>, and Academician of the RAS F. A. Letnikov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup>Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation #E-mail: solovkonst@igm.nsc.ru

This paper reports the first discovery of zoned aragonite, a high-pressure  $CaCO_3$  polymorph, in a mantle xenolith from kimberlite. Aragonite is the most common epigenetic mineral in the studied xenolith and is located in the interstitial space, where it can occupy up to 80 vol.%. According to the P–T parameters of the last equilibrium (6.9 GPa and 1350°C), the studied sheared lherzolite belongs to the deepest mantle xenoliths from kimberlites. Based on the stability of aragonite, it could have formed in sheared lherzolite both *in situ* in the lithospheric mantle and during the kimberlite magma ascent up to a depth of ~80 km. The studied aragonite has high concentrations of SrO (from ~0.7 to 8.3 wt %) and Na<sub>2</sub>O (up to ~1.1 wt %). Diffusion modelling at mantle temperatures of 1000–1350°C shows that the aragonite grains lose zonation in SrO during 1–10 years. Thus, zonation pattern indicates link between the formation of aragonite in the sheared lherzolite and magmatism, which formed the eastern body of the Udachnaya pipe. In general, such high contents of aragonite in the interstitial space of the studied xenolith are direct evidence of the existence of carbonatite melts in the lithospheric mantle of ancient cratons at depths below ~230 km shortly before the formation of kimberlites on the surface. The results in the present study again raise the question regarding the compositions of primitive kimberlite melts and true concentrations of alkalis (notably, Na<sub>2</sub>O) in them.

*Keywords:* mantle xenoliths, mantle metasomatism, carbonatite melts, aragonite, epigenetic minerals, kimberlites, Raman spectroscopy

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 552.13

## Fe-Ti-Au-U-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

# © 2022 г. С. М. Жмодик<sup>1,2,\*</sup>, Д. К. Белянин<sup>1</sup>, Е. В. Айриянц<sup>1</sup>, Н. С. Карманов<sup>1</sup>, А. А. Миронов<sup>3</sup>, Б. Б. Дамдинов<sup>2</sup>

Представлена академиком РАН Н.П. Похиленко 22.08.2022г. Поступило 22.08.2022 г. После доработки 08.09.2022 г. Принято к публикации 09.09.2022 г.

Проведены комплексные минералого-геохимические исследования золото-браннеритовых самородков из аллювиальных отложений руч. Каменный, исток которого располагается вблизи центральной части Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Вариации состава минералов и их взаимоотношения свидетельствуют о сложной истории формирования Fe–Ti–Au–U-минерализации. Впервые химическим методом оценен U–Pb-возраст браннерита, который соответствует 200–235 млн лет и в полной мере сопоставляется с мезозойским возрастом кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров куналейского и эффузивов цаган-хунтейского комплексов широко распространенных в Озернинском рудном узле в виде штоков и даек, которые характеризуют заключительные фазы раннемезозойского магматизма в Монголо-Забайкальской магматической области (195–225 млн лет), проявленного в периферических зонах влияния мантийного плюма.

*Ключевые слова:* Озернинский рудный узел, золото, браннерит, гематит, рутил, U–Pb-возраст браннерита, Западное Забайкалье

**DOI:** 10.31857/S2686739722601673

Причины и время формирования рудных узлов, в состав которых входят крупные месторождения различных полезных ископаемых, вызывают повышенное внимание исследователей. Ярким примером является Озернинский рудный узел (ОРУ), площадью более 200 км<sup>2</sup>, расположенный в Западном Забайкалье, в составе Удино-Витимской структурно формационной зоны, в пределах останца или ксенолита осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нижнепалеозойского возраста, заключенного в палеозойских гранитах (рис. 1).

На территории ОРУ выявлено 12 месторождений и 23 рудопроявления полиметаллов, железа, марганца, меди, мышьяка, сурьмы, бора, золота (рудного и россыпного), в том числе крупнейшее в России Озерное колчеданно-полиметалличе-

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии

им. В.С. Соболева Сибирского отделения

Российской академии наук, Новосибирск, Россия <sup>2</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия ское месторождение. Несмотря на длительную историю геологического изучения, представления о структуре, глубинном строении, тектонике, магматизме, возрасте оруденения ОРУ, неоднозначны. Согласно наиболее распространенному мнению этот структурный блок представляет собой "останец" или провес кровли (20 × 10 км<sup>2</sup>) Ангаро-Витимского батолита. сложенный островодужными нижнепалеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами олдындинской свиты, а также интрузивными и субвулканическими телами пермского возраста. Соответственно, формирование сульфидно-железооксидного оруденения ОРУ связывается с нижнекембрийским вулканизмом и гидротермально-осадочным механизмом отложения руд [1]. Однако по данным бурения в пределах площади ОРУ на глубине 1700 м граниты не были обнаружены, несмотря на геофизический прогноз. По результатам гравитационных исследований ОРУ описывается как "Озернинская группа стратовулканов" [2]. Данные магнитотеллурического зонлирования также не подтверждают идею о нахождении рудоносных нижнепалеозойских пород в провесе кровли Ангаро-Витимского батолита [3]. Некоторые исследователи обосновывают гидротермально-метасоматическое проис-

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>000 "Сибирь Геопоиск", Иркутск, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района Озернинского колчеданно-полиметаллического месторождения. Звездой отмечено место обнаружения самородков. Составлена с использованием материалов [1, 4].

хождение руд на поздних этапах тектономагматической активизации [4]. В то же время на ОРУ начиная с палеозоя выделяется пять крупных этапов магматизма, наиболее поздний из которых завершился в мезозое после основных этапов гранитообразования, что может свидетельствовать о полихронности вулканотектонической структуры и существовании магмовода, пронизывающего толщу коры и достигающего мантии [5]. Согласно последним обобщениям показана связь месторождений Курбино-Еравнинского рудного района, в том числе и ОРУ, с формированием Удино-Витимской островодужной системы энсиалического типа венд-кембрийского возраста (подобной Курило-Камчатской базальт-андезитдацит-риолитовой ассоциации со зрелыми островодужными системами) и последующей переработкой ее структур в среднем и позднем палеозое [6, 7]. Естественно, что данные о возрасте руд различных месторождений и объектов ОРУ имеют

важное значение не только для построения модели формирования разнообразного оруденения рудного узла, но и для обоснования направлений поисков и разведки.

При отработке аллювиальной золотоносной россыпи руч. Каменного (притока руч. Левый Сурхэбт), на площади ОРУ, были обнаружены самородки с радиоактивностью от 30 до 600 мкр/час, в составе которых, в качестве главных минералов, определены золото и браннерит [8]. Ассоциация золота и браннерита хорошо известна, достаточно широко проявлена и характерна для нескольких типов золото-уранового оруденения [9]. Это – железооксидно-медно-золото-урановые (IOCGU)-Ад месторождения и, прежде всего, Olympic Dam в Южной Австралии, связанное с гематитовыми брекчиями, с возрастом, от 2.57 до 1.0 млрд лет; месторождения типа "несогласия", палео-мезопротерозойского возраста (Alligator Rivers и др.); Au-U-месторождения в зонах калиевого метасома-

Минерал, зона	Ν	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	FeO	MgO	CaO	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	TeO <sub>3</sub>	$As_2O_5$	$P_2O_5$
Браннерит	58	1.64	35.51	но	4.14	но	2.66	0.09	0.62	53.45	1.62	но	0.14	но
Зона 1	25	2.35	37.44	0.05	3.78	0.03	1.74	0.03	0.45	48.36	4.04	0.89	0.14	0.23
Зона 2	31	6.35	60.31	0.61	9.08	0.12	1.50	но	0.61	9.85	8.96	0.64	но	1.27

**Таблица 1.** Средние содержания химических компонентов (в мас. %) в браннерите и зонах умеренного (1) и сильного (2) изменения браннерита на границе с самородным золотом

Примечание: но – не обнаружено; N – число анализов.

тоза, расположенные в областях мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) докембрийских щитов (эльконский тип) и месторождения в зонах низкотемпературного Na-метасоматоза в структурах ТМА складчатых областей (Шинколобве и др.). В рудах перечисленных типов месторождений браннерит является одним из главных минералов урана вместе с уранинитом и коффинитом, пространственно тесно ассоциируя с самородным золотом.

В данной работе, на основании минералогогеохимических исследований золото-браннеритовых самородков ОРУ, локального исследования и химического датирования браннерита, представлены данные об особенностях химического состава минералов и времени формирования урановой минерализации. Авторами были изучены золото-браннеритовые самородки из аллювиальных отложений руч. Каменный, исток которого располагается вблизи центральной части Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения. Было проведено комплексное минералого-геохимическое изучение нескольких самородков с применением различных методов. Химический состав, морфология и пространственные взаимоотношения минералов исследованы на сканирующих электронных микроскопах (CЭM): LEO1430VP ("LEO Electron Microscopy" Ltd) с энергодисперсионным спектрометром "INCA Energy" 350 ("Oxford Instruments" Analytical Ltd): MIRA 3 LMU ("Tescan" Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ X-Max 80 и INCA Wave 500 ("Oxford Instruments" Ltd) и микрозонде "Camebax" Місго (ЭМЗ), а также методами просвечивающей и рудной микроскопии (ZEISS Axio Scope.A1, "Carl Zeiss" LLC). Внутреннее строение и возраст браннерита определялись химическим методом датирования на перечисленных приборах. Применение электронно-зондового микроанализа в варианте СЭМ, оборудованного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС), и сопоставимость метрологических характеристик ЭДС и волнодисперсионного спектрометра (ВДС) в случае определения основных слагающих минерал элементов, являются благоприятным сочетанием для химического датирования урановой минерализации [10]. Методика химического датирование описана ранее [10-12].

Золото-браннеритовые самородки, обнаруженные на территории ОРУ, внешне представлены золотисто-бурыми агрегатами, более 50% поверхности которых сложено самородным золотом (СЗ). На срезах самородков видно, что основной их объем занимают браннерит и сопутствующие минералы, а количество золота не превышает 15 об. % (рис. 2). Данные гамма-спектрометрического анализа свидетельствуют о существенно урановой природе радиоактивности, с содержаниями 14-26 мас. % U и 1-6 мас. % Th. В самородках золото располагается в браннерите в ассоциации с гематитом (± магнетит), рутилом, баритом, реже с мусковитом. Кроме того, также встречаются кварц, сидерит(?), гетит, нано- и микро-обособления уранинита, свинца (самородного или оксида свинца) и теллуридов Au, Ag, Bi, Pb (петцит, теллуровисмутит, алтаит), единичные зерна халькопирита.

Урановая минерализация сложена браннеритом с субмикронными включениями уранинита. В браннерите постоянно отмечаются микровключения, микропрожилки и просечки золота. Судя по наиболее крупным самородкам, браннерит ( $UTi_2O_6$ ) слагает крупные кристаллы и агрегаты кристаллов с составом, для которого характерны пониженное содержание урана и близкое к стехиометрическому содержание титана (50.4-56.7 мас. % UO<sub>2</sub>; 34.1–37.1 мас. % ТіO<sub>2</sub>). Характерны отсутствие или низкие содержания редких земель (0–0.4 ( $x_{cp.} = 0.18$ ) мас. %  $Y_2O_3$ ), тория (0– 2.5 мас. % ThO<sub>2</sub>), ванадия (0–0.7 мас. %  $V_2O_3$ ), мышьяка (0-1 мас. % As<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), но постоянно отмечается примесь железа (3.2-5.1 мас. % FeO<sub>tot</sub>), кальция (2.2-3.4 мас. % CaO), кремнезема (0.7-2.4 мас. % SiO<sub>2</sub>) (табл. 1).

В браннерите, кроме обособлений уранинита в виде скоплений нано- и микрочастиц (от десятков и сотен нанометров, до 1–2 мкм), а также фрактальных кластеров ("дендритных кристаллов") (рис. 3), редко встречаются округлые, изометричные или слегка вытянутые "овоиды"  $\beta$ -уранинита (настурана или окисленного уранинита) [13] (от 2.6 × 3.6 до 3.7 × 4.7 мкм) с неоднородным внутренним строением, значительными вариаци-



**Рис. 2.** Общий вид (а–в) и микрофото в отраженном свете (г–е) золото-браннеритовых самородков из аллювиальной россыпи руч. Каменного Озернинского рудного узла. Вnr – браннерит; Аu – золото самородное; Hem – гематит; Rt – рутил.

ями свинца от 1.8 до 4.5 мас. % РbО и высоким содержанием кислорода, до 26.5 мас. %. В одном случае встречено зерно (5×6 мкм) настурана в золоте с корродированной поверхностью "овоида".

Вместе с микрообособлениями уранинита в браннерите часто встречается свинец, но в форме галенита свинец обнаружен только в двух точках. На участках неизмененного браннерита содержания свинца варьируют от 1.2 до 3.1 мас. % в пересчете на PbO, причем, между UO<sub>2</sub> и PbO установлена значимая положительная корреляция – R = = 0.34, при критическом значении корреляции Пирсона, равном 0.27 (p = 0.01) (рис. 4). В то же время, на измененных участках, с нано- и микрообособлениями, содержания свинца варьируют от <0.05-1.5 до 25.5 мас. % РbО. Редко в браннерите встречаются микровключения (1-3 мкм) теллуридов золота-серебра, свинца и висмута, при пересчете, в полной мере соответствующие стехиоформулам петцита (Ад<sub>3</sub>AuTe<sub>2</sub>), метрическим алтаита (PbTe) и теллуровисмутита (Bi<sub>2</sub>Te<sub>3</sub>).

Состав СЗ определяется исключительно примесью серебра и меняется от 82 мас. % Аи; 18 мас. % Ад, до 100 мас. % Аи. Лишь в нескольких точках в СЗ фиксируется примесь железа, вероятно, за счет гидроксида, до 0.6–2.3 мас. % Fe. Распределение золота и серебра в СЗ полимодальное, при котором определенно выделяются несколько групп с модами (мас. %): 99.1; 94.3; 88.5; 85.2 – для золота и 0.8; 5.7; 11.5; 14.8 – для серебра. Таким образом, состав СЗ соответствует весьма высокопробному, высокопробному и умеренно-высокопробному, по классификации Н.В. Петровской [14].

Определенно устанавливается зависимость состава СЗ от вмещающего минерала. Так, наиболее низкопробное золото (85–86 мас. % Au) обнаружено в трещинках в браннерите, в ассоциации с гематитом — 87–88 мас. % Au; с гематитом (±магнетитом) — 88–89 мас. % Au. Золото в ассоциации с W-содержащим рутилом, а также с мусковитом, кварцем и баритом имеет состав 90– 95 мас. % Au. Особо-высокопробное золото встречено в виде жилок, линзочек, изометричных микроучастков в СЗ с составом 85 мас. % Au.

Золото в браннерите представлено трещинными и прожилковыми видами, причем практически повсеместно вдоль границы СЗ и браннерита, в последнем фиксируется зона изменения мощностью от 2—3 до 10 мкм. В зависимости от интенсивности изменения выделены зоны умеренного (зона 1) (рис. 3 в) и сильного изменения (зона 2) (рис. 3 д) браннерита, которые хорошо разделяются по химическому составу. В зонах изменения браннерита выносятся уран, ванадий, кальций, мышьяк, но концентрируются титан, кремний, алюминий, железо, магний, свинец, теллур и фосфор (табл. 1). Фактически вещество, слагающее зоны наиболее измененного браннерита, можно рассматривать как лейкоксен.

Высокопробное золото ассоциирует с W-содержащим рутилом, содержащим от 6 до 10.5 мас. % WO<sub>3</sub>. Рутил с более низкими содержаниями воль-



**Рис. 3.** Результаты изучения золото-браннеритовых самородков методом СЭМ. Аu –самородное золото (СЗ); Вnr – браннерит; Brt – барит; Gem – гематит; Gth – гетит; Leuc – лейкоксен; Rt – рутил; W-Rt – вольфрам-содержащий рутил; Urn – уранинит; Nst – β-уранинит (настуран).

фрама (от 0 до 3 мас. % WO<sub>3</sub>) ассоциирует с C3 состава 85–85 мас. % Аu. Судя по соотношениям элементов выделяется два типа рутилов: без вольфрама и W-содержащий, в последнем вольфрам совместно с железом замещает титан. Кроме относительно невысоких содержаний железа (от 0-



Рис. 4. Верхний ряд – соотношения UO<sub>2</sub> и PbO (мас. %) в браннерите из золото-браннеритовых самородков ОРУ. Проанализированные микроучастки в браннерите: 1 – неизмененный браннерит; 2 – измененный браннерит, с проявлением микрообособлений свинца; 3 – участки браннерита, обогащенные ураном и с уранинитом. Нижний ряд: слева – диаграмма зависимости (в мас. %) Au-Ag; в центре — частотная гистограмма золота в C3 (n, число определений = 86); справа – частотная гистограмма серебра в C3 (*n* = 86), – в золото-браннеритовых самородках ОРУ.

0.5 до 4.95 мас. % FeO<sub>tot</sub>) и вольфрама (мах 10.5 мас. % WO<sub>3</sub>) другие примеси в рутиле, методами СЭМ и ЭМЗ, не обнаружены. На СЭМснимках с высоким контрастом определенно устанавливается, что рутил с низкими содержаниями вольфрама замещает W-содержащий рутил, а также нарастает на него. Замещение и нарастание происходит прежде всего по периферии зерен, по трещинам и по спайности в W-содержащем рутиле. Кроме того, встречаются зерна со структурой распада, фиксирующие "ламели", толщиной от 70 до 250 нм, W-содержащего рутила в рутиле с низкими содержаниями вольфрама, приуроченные к направлениям спайности минерала по "сагенитовому" типу [15].

Оксиды железа представлены магнетитом, гематитом и гетитом. Магнетит и гематит всегда располагаются в золоте, в отдельных случаях совместно с рутилом, и часто содержат титан, до 1.9-2.3 мас. % Ti (до 4.2 мас. % Ti). Гетит распространен главным образом по внешней поверхности самородков, замещая браннерит. В составе гетита

практически всегда присутствует фосфор (от 0.4 до 2.1 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), в 50% определений – теллур (от 0-0.5 до 5.6 мас. % TeO<sub>3</sub>), в 75% – марганец (от 0-0.5 до 2.4 мас. % MnO), в 30% - свинец (от 0-0.5 до 1.1 мас. % PbO), в 20% – цинк (от 0–0.6 до 0.8 мас. % ZnO). Судя по набору примесей в гетите, можно предполагать его формирование в процессе инфильтрации, либо низкотемпературного гидротермального изменения.

Для определения возраста в браннерите выбирались микроучастки площадью не менее 20 мкм<sup>2</sup>, не подвергнутые изменениям, без микротрещинок, дефектов, микровключений и обособлений других минералов. Возраст браннерита, определенный по данным химического анализа ВДС и ЭДС точечным зондом и ЭДС в малом растре, варьирует в диапазоне 200-235 млн лет (рис. 5). Вариации значений возраста связаны с неоднородностью состава браннерита, которые не проявлялись на снимках СЭМ. Время формирования браннерита, в целом, сопоставляется с мезозойским (триас-раннеюрским) возрастом кварцевых



**Рис. 5.** Гистограммы распределения оценок возраста браннерита по соотношению Pb и U, определенных точечным зондом (*1* – ВДС, *2* – ЭДС) и малым растром (*3* – ЭДС).

сиенит-порфиров, гранит-порфиров куналейского комплекса [16] и эффузивов цаган-хунтейской свиты широко распространенных в Озернинском рудном узле в виде штоков и даек, а также щелочных гранитов и связанного с ними редкометалльного оруденения Западного Забайкалья [17]. Их формирование происходило в заключительные фазы раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области 195– 225 млн лет, в периферических зонах влияния мантийного плюма [18].

Полученные данные о составе и взаимоотношениях минералов золото-браннеритовых самородков ОРУ свидетельствуют о сложной истории их формирования, которая может быть представлена, как минимум, в виде трех этапов (или стадий): 1) кристаллизация браннерита и замещение более раннего настурана браннеритом. Предполагается существование ранней кварц-настуран-золото (состава 94-95 мас. % Аи)-W-рутил?-магнетитовой ассоциации; 2) возникновение гидротермальной гематит(±магнетит)-барит-рутил-золотой ассоциации, с которой связывается появление зон изменения (лейкоксенизации) в браннерите на контакте с золотом состава 85-92 мас. % Ац; 3) гипергенное или низкотемпературное гидротермальное изменение минералов ранних стадий с широким развитием гидроксидов железа (гетита) с примесями теллура, мышьяка, фосфора, а также, вероятно, с появлением микрожилок весьма высокопробного золота в более низкопробном.

Результаты минералого-геохимических исследований и первая оценка возраста браннерита из самородков ОРУ позволяют провести их сравнительный анализ с имеюшимися данными по золото-урановому оруденению мезозойского возраста Центрально-Алданского рудного района [19] и прогнозировать развитие описанной минерализации не только в пределах ОРУ, но и Курбино-Еравнинского рудного района. Кроме того, еще одним основанием для такого прогноза является широкое распространение уранового оруденения мезозойского и более молодого неогенового возраста [20], проявленного на площади ОРУ (Еравнинский потенциальный ураново-рудный район) и на север от него (Витимский ураново-рудный район). Описанную минерализацию также можно рассматривать как один из возможных источников для формирования гидрогенного оруденения в зоне гипергенеза Западного Забайкалья. Важным выводом представляется также тот факт, что процессы рудообразования в пределах Озернинского рудного узла продолжались в мезозойское позднетриасовое(T3)-раннеюрское(J1) время, хотя исслелователей большинством предполагается нижнепалеозойский возраст полиметаллического оруденения. По-видимому, как и большинство крупных рудных узлов и провинций, уникальный Озернинский рудный узел формировался в результате длительной эволюции рудообразующих процессов.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00106), благодаря которой были проведены аналитические исследования, анализ и интерпретация полученных данных. При поддержке Миннауки и высшего образования РФ (госзадание ИГМ СО РАН) проведены экспедиционные работы.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1992. 214 с.
- Татьков Г.И., Бадерин А.М. Структура и перспективы Озернинского рудного узла по данным среднемасштабного моделирования в гравитационном поле // Геолого-генетические модели и локальное прогнозирование эндогенного оруденения в Забайкалье: Сб. науч. тр. ГИН БНЦ СО АН СССР. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 107–113.
- Козлов А.В., Печенкин М.М., Савичев А.А., Бамбаев Т.С. Новые черты глубинного строения Озернинского рудного узла по данным магнитотеллурического зондирования // Записки Горного института. 2011. Т. 189. С. 260–263.
- Царев Д.И., Фирсов А.П. Проблема формирования колчеданных месторождений. М.: Наука, 1988. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Постников А.А., Занвилевич А.Н., Зеленый Э.Н., Зоричева Л.Л. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 56–67.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124. https://doi.org/10.7868/S0016777015020021
- Гордиенко И.В., Цыганков А.А. Магматизм и рудообразование в различных геодинамических обстановках Саяно-Байкальской складчатой области и сопредельных территорий // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 36–44.
- 8. Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В. Золото-браннеритовые самородки в россыпи Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 984–989.
- Тарханов А.В., Бугриева Е.П. Крупнейшие урановые месторождения Мира. М.: АО "ВНИИХТ", 2012. 204 с.
- Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового дати-

рования. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2011. 340 с.

- 11. Белянин Д.К., Карманов Н.С., Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А. Применение сканирующей электронной микроскопии с использованием энерго- и волно-дисперсионного спектрометров для химического датирования уран-ториевой минерализации // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы V Международной конференции (13–16 сентября 2016 г.). Томск: Изд-во ТПУ, 2016. С. 116–12.
- Белянин Д.К., Карманов Н.С., Айриянц Е.В., Жмодик С.М. Применение СЭМ с использованием энерго- и волнодисперсионного спектрометров для химического датирования урановой минерализации на примере углеродистых сланцев дабанжалгинской свиты (Восточный Саян) // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. Is. 2s. P. 1–7. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0604
- Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. Вопросы генетической минералогии. М.: Атомиздат, 1973. 240 с.
- 14. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- 15. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: ГосИздат Геологической литературы, 1950. 956 с.
- Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Мезозойский интрузивный магматизм юго-западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 159 с.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Юдин Д.С. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирования руд Ермаковского F-Be-месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 18–23. https://doi.org/10.31857/S2686739722070064
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 5. С. 23–32.
- 20. Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Андреева О.В., Асадулин Э.Э., Голубев В.Н. Полигенность и полихронность урановой минерализации на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Бурятия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 124–140.

https://doi.org/10.7868/S0016777017020022

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

## FE-TI-AU-U-MINERALIZATION OF THE OZERNINSKY ORE NODE (WESTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA)

S. M. Zhmodik<sup>*a,b,#*</sup>, D. K. Belyanin<sup>*a*</sup>, E. V. Airiyants<sup>*a*</sup>, N. S. Karmanov<sup>*a*</sup>, A. A. Mironov<sup>*c*</sup>, and B. B. Damdinov<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup>N.L. Dobretsov Ulan-Ude Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation

<sup>c</sup>Siberia Geopoisk LLC, Irkutsk, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko August 22, 2022

Complex mineralogical and geochemical studies of gold-brannerite nuggets from alluvial deposits of the Kamenny Stream, the source of which is located near the central part of the Ozernoe pyrite-polymetallic deposit of the Ozerninsky ore node (Western Transbaikalia), have been carried out. Variations in the composition of minerals and their relationships indicate a complex history of the formation of Fe–Ti–Au–U mineralization. For the first time, the U–Pb age of brannerite was estimated by a chemical method, which corresponds to 200–235 Ma and is fully comparable with the Mesozoic age of quartz syenite porphyry, granite porphyry of the kunaley the complex and effusive rocks of the Tsagan-Khuntei complex are widespread in the Ozerninsk ore cnot in the form of stocks and dikes, which characterize the final phases of Early Mesozoic magmatism in the Mongolian-Transbaikalian magmatic region (195–225 Ma), manifested in the peripheral zones of mantle plume influence.

*Keywords:* Ozerninsky ore node, gold, brannerite, hematite, rutile, U–Pb age of brannerite, Western Transbaikalia

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 549.01; 549.02

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТА ИЗ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА, РОССИЯ

# © 2022 г. С. Ю. Степанов<sup>1</sup>, Р. С. Паламарчук<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков<sup>1</sup>, С. В. Петров<sup>2</sup>

Поступило 08.08.2022 г. После доработки 08.09.2022 г. Принято к публикации 09.09.2022 г.

В работе приводится сравнительная характеристика минералов золота из габбро Платиноносного пояса Урала на основании авторских (Кумбинский массив, массив Серебрянский Камень, Волковское месторождение) и литературных данных (Волковское месторождение, Баронское рудопроявление). Установлено, что для изученных ассоциаций отмечается преобладание самородного золота, для которого характерны следующие разновидности: самородное золото без каких-либо примесей, медистое золото и медисто-палладистое золото. В рудах Кумбинского массива, впервые для Платиноносного пояса Урала и России, обнаружена неназванная фаза с составом, близким к стехиометрии Cu<sub>2</sub>PdAu. Для всех выявленных минералов золота были оценены условия их формирования.

*Ключевые слова:* Платиноносный Пояс Урала, габбро, медь, благородные металлы, самородное золото, минералы золота

DOI: 10.31857/S2686739722601612

## введение

Платиноносный пояс Урала (ППУ) получил свою известность благодаря отработке крупных и уникальных платиновых россыпей, а также многочисленным исследованиям, посвященным коренному платиновому оруденению в дунитах ([5, 7] и др.). Тем не менее преобладающим типом пород в ППУ являются габбро различного состава, образующие крупные интрузивы, часто пространственно сближенные с ультраосновными клинопироксенит-дунитовыми телами [8].

В последнее время существенно возрос интерес к габбро, ассоциирующих с массивами Урало-Аляскинского типа как крупным источникам меди и благородных металлов. Большая часть таких исследований сосредоточена в провинции Британская Колумбия, где описано медно-благороднометалльное оруденение в габбро и пироксенитах ([18] и др.). При этом степень изученности закономерностей проявления благороднометалльной минерализации в габбро ППУ остается крайне низкой. Хотя повышенное содержание благородных металлов установлено для многих габбровых массивов ППУ ([6] и др.), на данный момент минералы золота и других благородных металлов были найдены только в рудах Волковского месторождения [11] и Баронского рудопроявления [1], связанного с Волковским массивом.

В результате систематических исследовательских работ минералы благородных металлов были впервые обнаружены в сульфидных медных рудах и минерализованных зонах еще двух крупных габбровых массивов, входящих в структуру ППУ – массив Серебрянский Камень [10] и Кумбинский массив, для которого промышленно значимые концентрации меди и благородных металлов выявлены впервые.

В данной работе основное внимание уделено самородному золоту из габбро Кумбинского массива, массива Серебрянский Камень, а также Волковского месторождения (авторские данные) и Баронского рудопроявления (литературные данные). Цель данного обобщения — на основании впервые полученных результатов провести сравнительную характеристику состава самородного золота из габбровых массивов ППУ, что, в том числе, дополнит ранее существующие обзоры минералов золота ([13] и др.).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Российской академии наук, Екатеринбург, Россия <sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>\*</sup>*E*-mail: palamarchuk22@yandex.ru

#### СТЕПАНОВ и др.



Рис. 1. Положение изучаемых габбровых массивов в структуре ППУ [15].

## ОТБОР ПРОБ И МЕТОДИКА

Изучаемые габбровые массивы являются частью ППУ (рис. 1) и расположены на Северном (Серебрянский Камень, Кумбинский массив) и Среднем Урале (Волковский габбро-диоритовый массив). Массив Серебрянский Камень входит в состав Кытлымского плутона и сложен преимущественно амфиболовыми габбро, где благороднометалльная минерализация ассоциирует с борнит-халькопиритовой вкрапленностью [10]. Кумбинский массив – это интрузивное тело, со сложным полифазным строением, сформированное вследствие различных актов внедрения [13]. В этом массиве пробы были отобраны из оливиновых габбро г. Большая Брусковая и амфиболовых габбро г. Золотой Камень. Установлено, что благороднометалльная минерализация здесь связана с борнит-халькопиритовой и борнит-дигенитовой вкрапленностью. В пределах г. Золотой Камень развита также наложенная пирит-халькопиритовая минерализация.

Основным объектом исследования Волковского месторождения стали пробы медно-титаномагнетитовых руд, залегающих в такситовых оливинсодержащих габбро. В работе были использованы результаты предшественников, полученные в ходе изучения медно-титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых руд, из оливиновых габбро [11]. С целью наиболее широкого охвата проявлений медно-благороднометалльной минерализации в массивах ППУ для сравнительной характеристики были использованы ранее полученные вещественные характеристики руд Баронского рудопроявления [1]. Характеристика благороднометалльной минерализации в сульфидных медных рудах в габбро была проведена на основании изучения задирковых проб массой 20—50 кг, отобранных из зон с видимой вкрапленностью сульфидов. После дробления до крупности 1.0 мм и последующего гравитационного обогащения из проб были получены концентраты рудных минералов, в том числе концентраты с самородным золотом.

Определение морфологических особенностей и химического состава самородного золота было произведено при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV ("JEOL") с энергодисперсионным спектрометром (ЦКП "Геоаналитик", ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики – Л.В. Леонова, Н.С. Чебыкин), состав минералов заверен при помощи электроннозондового микроанализатора "Cameca" SX100 (ЦКП "Геоаналитик", ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик – И.А. Готтман). Изученные образцы преимущественно представлены самородным золотом с примесями Ag, Cu и Pd в разных соотношениях. Точная диагностика минеральных видов в системе Au-Pd-Cu требует проведения систематических кристаллографических инструментальных исследований, что будет обязательно произведено в дальнейшем. Чтобы избежать неопределенности при диагностике отдельных минеральных видов, а также интерметаллических соелинений и сплавов в рамках исследования системы Au(Ag)-Pd-Cu, в статье используется следующая номенклатура: самородное золото (Au-Ag-сплав), медистое золото (золото, содержащее примеси Си) и медисто-палладистое золото (золото с примесью Cu и Pd).



**Рис. 2.** СЭМ-фото самородного золота в режиме BSE из габбро Кумбинского массива (а–г) и массива Серебрянский Камень (д–е). Au I – самородное золото без примеси Pd, Кt – котульскит, Au II – медисто-палладистое золото, Pl – плагиоклаз, Cpr – куприт, Bn – борнит.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

Самородное золото из габбро Кумбинского массива образует обособленные зерна размером до 150 мкм (рис. 2 а), а также срастается с породообразующими силикатами, халькопиритом, борнитом, сульфидами и теллуридами палладия и платины. В большинстве своем зерна золота гомогенны, иногда выделяются крупные зоны с большим содержанием примесных компонентов (рис. 2 г). Состав золота изменяется в очень широких пределах (рис. 3 а), отличаясь как по содержанию Ад (от 0.6 до 61 мас. %), так и концентрации Си (до 5.8 мас. %). В то же время около половины проанализированных зерен золота не содержит примеси Си. Кроме самородного золота с примесью Си, в изученной минеральной ассоциации были обнаружены разнообразные по составу Au-Cu-Pd-сплавы (табл. 1). Среди них распространено палладистое золото с содержанием Рd до 5 мас. % и примесью Cu 2-3 мас. %. Были обнаружены неназванные фазы с формулами Cu<sub>0.54</sub>Au<sub>0.29</sub>Pd<sub>0.17</sub>; Cu<sub>0.45</sub>Pd<sub>0.42</sub>Au<sub>0.07</sub> и другими вариациями состава. Такие сплавы приближаются к стехиометрии Cu(Pd,Au) или Cu<sub>2</sub>PdAu с переменным содержанием палладия от 1.3 до 49.3 мас. %, при этом образуя почти непрерывный ряд с относительно постоянным содержанием Си (рис. 3 б) и попадая в область твердого раствора в ряду тетрааурикуприд (AuCu)-скаергаардит (PdCu). Еще одним отличием этих сплавов является полное отсутствие примеси Ag, в то время как в медистопалладистом золоте содержание серебра изменяется в достаточно широких пределах.

Самородное золото в габбро Серебрянского Камня встречается в виде включений в палладиевых минералах или в срастаниях с ними. Реже этот минерал образует самостоятельные, преимущественно гомогенные зерна [10]. Химический состав самородного золота весьма изменчив (рис. 3). Среди всех разновидностей этого минерала по химическому составу установлено три типа - самородное золото без примеси Си, медистое золото, в котором содержание Си может достигать 9.4 мас. %, а также медисто-палладистое золото. Медисто-палладистое золото в габбро Серебрянского Камня встречается очень редко (было обнаружено только два зерна). Концентрация Pd в нем может достигать 12.6 мас. %, а Си – 4.7 мас. %. Самородное золото встречается в ассоциации с породообразующими силикатами и сульфидами меди. тогда как медисто-палладистое золото образует срастания с сульфидами, теллуридами палладия.

Самородное золото в медных рудах Волковского месторождения распространено в виде включений размером до 15 мкм в халькопирите и борните или в виде небольших прожилков в сульфидах [11]. Химический состав этого минерала из руд Волковского месторождения отличается низкими содержаниями палладия (до 0.3 мас. %), несмотря на его парагенетическое сонахождение с меренскиитом — наиболее распространенным минералом палладия в сульфидных медных рудах



**Рис. 3.** Состав самородного золота и Au–Ag–Cu–Pd-сплавов в атомных процентах (а, б) и в массовых процентах на фоне поверхностей ликвидуса систем сплавов Au–Ag–Cu (в) и Au–Pd–Cu (г) [3]. Звездами отмечены положения интерметаллических соединений – тетрааурикуприда (AuCu) и скаергаардита (PdCu). Зерна отобраны из габбро: 1 - Кумбинского массива, 2 - массива Серебрянский Камень, 3 - Волковского месторождения (авторские данные), 4 - Волковского месторождения [11], 5 - Баронского рудопроявления [1].

месторождения [10]. В титаномагнетитовых рудах золото преобладает над остальными минералами благородных металлов и образует две генерации – включения в магнетите чистого самородного золота с пробностью 1000‰ (размер до 10 мкм) и мелкие зерна самородного золота в ассоциации с кейтконнитом (Pd<sub>3-x</sub>Te) и хлоритом с пробностью 850–860‰.

Для Баронского рудопроявления отмечаются две устойчивые ассоциации минералов благородных металлов — сульфидная и арсено-антимонидная [1]. Среди минералов золота преобладает медисто-палладистое золото, которое встречается в обеих ассоциациях. В большинстве случаев оно образует мелкие, гомогенные включения в палладиевых минералах и срастается с ними [2]. Встречаются также самостоятельные зерна золота с более низким содержанием Pd, обычно располагающиеся в силикатной матрице. Самородное золото без примесей ассоциирует с низкотемпературными силикатами — хлоритом и гранатом [2]. Встречаются также отдельные зерна палладисто-медного высокопробного золота.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Концентрация и характер распределения благородных металлов в габбро массивов Урало-Аляскинского типа ([18] и др.) позволяют сделать заключение, что существенную часть ассоциации

N⁰	Cu	Ag	Pd	Au	Сумма	Формула
1	—	12.37	_	87.46	99.83	Au <sub>79.47</sub> Ag <sub>20.53</sub>
2	0.95	11.01	—	87.29	99.25	Au <sub>79.11</sub> Ag <sub>18.22</sub> Cu <sub>2.67</sub>
3	—	0.69	—	99.18	99.87	Au <sub>98.75</sub> Ag <sub>1.25</sub>
4	0.46	61.71	—	37.64	99.81	$Ag_{74.26}Au_{24.80}Cu_{0.94}$
5*	33.1	—	45.32	19.33	99.96	Cu <sub>48.03</sub> Pd <sub>39.27</sub> Au <sub>9.05</sub> Fe <sub>3.65</sub>
6	29.21	—	10.11	60.4	99.72	Cu <sub>53.37</sub> Au <sub>35.60</sub> Pd <sub>11.03</sub>
7	25.23	—	1.38	72.1	98.71	Cu <sub>51.16</sub> Au <sub>47.17</sub> Pd <sub>1.67</sub>
8	0.86	13.94	—	85.31	100.11	Au <sub>75.21</sub> Ag <sub>22.44</sub> Cu <sub>2.35</sub>
9	2.47	28.32	—	69.15	99.94	Au <sub>53.81</sub> Ag <sub>40.24</sub> Cu <sub>5.96</sub>
10	1.82	6.07	—	92.10	99.99	Au <sub>84.63</sub> Ag <sub>10.18</sub> Cu <sub>5.18</sub>
11	9.45	8.29	—	80.68	98.42	Au <sub>64.49</sub> Cu <sub>23.41</sub> Ag <sub>12.10</sub>
12		27.89		72.03	99.92	Au <sub>58.58</sub> Ag <sub>41.42</sub>
13	7.19	1.85	11.62	78.58	99.24	Au <sub>62.49</sub> Cu <sub>17.72</sub> Pd <sub>17.11</sub> Ag <sub>2.69</sub>

**Таблица 1.** Состав различных типов золота из габбро Кумбинского массива (1–7), Волковского месторождения (8–9) и массива Серебрянский Камень (10–13), мас. %

Примечание. \* – содержание Fe 2.21 мас. %. Формулы рассчитаны на 100%.

минералов благородных металлов должны составлять минералы золота. Характер распределения благородных металлов в габбро ППУ [4, 6, 14] также указывает на существенную роль минералов золота среди ассоциации минералов благородных металлов. Эта закономерность была подтверждена ранее в результате минералогических исследований руд Волковского месторождения и Баронского рудопроявления. На основании новых результатов широкое распространение самородного золота в ассоциации минералов благородных металлов установлено для габбро Кумбинского массива и массива Серебрянский Камень. Эти факты подтверждают предположение о широком распространении самородного золота в борнит-халькопиритовых рудах в габбро дунит-клинопироксенит-габбровой формации, что позволяет на новом уровне оценить металлогеническую нагрузку этих островодужных плутонических образований, имеющих широкое распространение как в пределах Уральского региона, так и во многих других складчатых системах [20].

На основании закономерностей химического состава можно выделить несколько типов самородного золота — без примеси Сu, медистое золото и медисто-палладистое золото. Другие элементы, такие как Fe, Te, Hg могут встречаться в качестве примесей с содержанием не более 1—2 мас. % и имеют крайне ограниченное распространение. Среди выделенных типов самородного золота обычно преобладает медистое золото. Наибольшие концентрации Cu характерны для золота из габбро Серебрянского Камня (см. рис. 3). Самородное золото без примеси Cu наиболее характерно для Кумбинского массива. При этом наибольшей пробностью характеризуются включения золота в магнетите, обнаруженные в рудах Волковского месторождения [11].

Кроме Си, в самородном золоте в качестве изоморфной примеси часто встречается Pd, образуя медисто-палладистое золото. Для большинства изучаемых нами ассоциаций такие минералы имеют широкое распространение. Исключением являются лишь руды Волковского месторождения, где концентрация примесного Pd не превышает 0.3 мас. % [11]. Ранее в литературе было описано палладистое золото с концентрацией палладия до 20 мас. % [16], однако, в ходе наших исследований, среди минералов благородных металлов из габбро Кумбинского массива установлены Cu-Au-Pd-сплавы, где содержание Pd может достигать 49 мас. %. Такие соединения не были описаны ранее. Эти фазы встречены в виде самостоятельных зерен или в ассоциации с халькогенидами платиноидов. Наиболее близко этим соединениям соответствует неназванная фаза со стехиометрией Cu<sub>2</sub>PdAu, обнаруженная в речных отложениях, перекрывающих Бушвельдский комплекс в ЮАР [19]. С другой стороны, В.Д. Бегизовым в дунитах Нижнетагильского массива был установлен палладистый тетрааурикуприд с содержанием Pd 18.9 мас. % [9], что позволяет относить установленные нами зерна к ряду твердого раствора тетрааурикуприд-палладистый тетрааурикуприд с продолжением этого ряда почти до скаергаардита.

Результаты изучения химического состава самородного золота в габбро ППУ позволили прийти к выводу о существовании трех основных разновидностей этого минерала, сформированных, вероятно, в различных условиях. Для формирования палладистых разновидностей самородного золота контролирующими факторами стали активность и концентрация Те в минералообразующих системах. Так, по данным В.В. Мурзина и соавт. [11], наиболее ранние сульфиды меди в габбро Волковского месторождения кристаллизовались в условиях высокой фугитивности Те, что объясняет преобладание в минеральной ассоциации среди платиноидов меренскиита (PdTe<sub>2</sub>). Таким образом, при высокой фугитивности и достаточных концентрациях Те, в рудах Волковского массива весь объем Pd был связан в теллуридную форму, а самородное золото было лишено примеси Pd.

В сульфидных медных рудах из габбро Кумбинского массива и массива Серебрянский Камень, кроме меренскиита, широко распространены и другие минералы Pd, формирующиеся в широком диапазоне условий [10]. Этот факт демонстрирует более широкий диапазон условий кристаллизации минералов благородных металлов в габбро этих массивов, по сравнению с габбро Волковского месторождения. Можно предположить, что фугитивность и/или концентрация Те в рудообразующих системах Кумбинского массива и массива Серебрянский Камень были недостаточны для формирования благороднометалльной ассоциации с преобладанием меренскиита. По этой причине на ранних этапах развития рудообразующей системы Pd входил в состав Cu-Pd-Au-сплава. При дальнейшем падении температуры возрастала фугитивность халькогенидов. Благодаря этому, начали кристаллизоваться высоцкит, мелонит, котульскит и др., что привело к обеднению сульфидного расплава палладием с последующим образованием вначале медно-палладистого золота, а затем самородного золота, лишенного примеси палладия, но характеризующегося повышенным содержанием меди. В целом эволюция рудообразующей системы, по данным изучения габбро Серебрянского камня, сводится к пересыщению сульфидных медных расплавов медью по мере понижения температуры, что находит отражение в переходе от борнит-халькопиритовой сульфидной ассоциации к более поздней дигенит-борнитовой [10]. Аналогичное поведение меди установлено для рудообразующих систем массивов Полярис и Туламин, расположенных в Британской Колумбии [17].

Наиболее позднее самородное золото без примесей Pd и Cu отмечено для Баронского рудопроявления, где его зерна ассоциируют с породообразующими силикатами, вне видимой связи с халькогенидами платиноидов [1]. Аналогичное самородное золото, содержащее только примесь серебра, отмечено в пирит-халькопиритовых минерализованных зонах Кумбинского массива. Совместное нахождение этого типа самородного золота в ассоциации с поздними низкотемпературными силикатными минералами, а также с пиритом может указывать на его формирование в рамках поздних гидротермально-метасоматических или метаморфогенных процессов, не связанных напрямую с эволюцией габброидного расплава.

Широкий набор установленных структурновещественных закономерностей, таких как срастание самородного золота и его химических разновидностей с породообразующими минералами габбро, вмещающих оруденение, структурно-текстурные особенности руд, гомогенность зерен медистого золота и др., свидетельствуют в пользу формирования медно-благороднометалльного оруденения в рамках магматического процесса, что подтверждается последними исследованиями массивов Урало-Аляскинского типа в Британской Колумбии [17]. Принимая во внимание такую модель, исходя из химического состава разновидностей золота, можно приблизительно оценить температуры ликвидуса в системе Au(Ag) -Cu-Pd. Судя по диаграммам поверхности ликвидуса сплавов систем Au–Cu–Ag и Au–Cu–Pd (рис.  $3 \text{ в-}\Gamma$ ) [3], температуры ликвидуса всех изученных образцов самородного золота лежат в интервале 1250-1000°. При этом температура ликвидуса для основного объема самородного золота, медистого золота и медисто-палладистого золота укладывается в диапазон от 1050 до 1000°С. В интервал температуры ликвидуса больше 1050°С попадают образцы Au-Pd-Cu-сплавов со значительным содержанием Pd (рис. 3 г), обнаруженные в габбро Кумбинского массива, единичные образцы из габбро массива Серебрянский Камень и Баронского рудопроявления также с высокой концентрацией Pd. Авторы отдают себе отчет, что расчеты температуры ликвидуса, полученные экспериментально для системы из чистых металлов, имеют отдаленное сходство с природными минералообразующими системами, однако общий тренд снижения температуры минералообразования от высокопалладистых разновидностей самородного золота к золото-серебряным сплавам может найти применение в генетических интерпретациях, при условии магматического происхождения большей части медно-благороднометалльного оруденения в габбро ППУ. Расположение точек составов на диаграмме (рис. 3 г) подтверждает закономерное уменьшение концентрации Pd в самородном золоте в связи с понижением температуры минералообразующей системы, вплоть до образования самородного золота без примеси Pd.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В габбро Платиноносного пояса Урала среди минералов золота установлено абсолютное преобладание сплавов системы Au(Ag)-Cu-Pd. В ходе работы были обнаружены самородное золото без каких-либо примесей, медистое золото и медисто-палладистое золото, а также ранее не описанные для ППУ и России неназванные фазы с составом, близким к стехиометрии Cu<sub>2</sub>PdAu и, возможно, являющиеся промежуточными фазами твердого раствора тетрааурикуприд-скаергаардирит. При условии ортомагматического происхожления сушественной части мелно-благороднометалльного оруденения в габбро ППУ, температуры ликвидуса для золота оцениваются интервалом 1250-1000°, хотя для большей части самородного золота, медистого золота и медистопалладистого золота интервал более узок и составляет 1050-1000°.

Важным результатом работы является обнаружение самородного золота не только в рудах Волковского месторождения, но и фактически во всех крупных габбровых массивах Платиноносного пояса Урала, слагающих его существенную часть. Выявленная тенденция накопления благородных металлов в этих породах позволяет на новом уровне оценивать промышленный рудный потенциал габбровых интрузивов, как потенциальных источников меди, золота и палладия, что может в ближайшее время привести к открытию крупных рудных объектов с медно-благороднометалльным оруденением в структуре ППУ и значительному изменению структуры минеральносырьевой базы Урала.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00027, https://rscf.ru/project/22-17-00027/.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.
- Аникина Е.В., Заккарини Ф., Кнауф В.В., Русин И.А., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. Минералы палладия и золота в рудах Баронского рудопроявления (Волковский габбро-диоритовый массив) // Вестн. Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2005. С. 5–25.
- Благородные металлы. Справочник / Под ред. Е.М. Савицкого. М.: Металлургия, 1984. 592 с.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Воронина Л.К. Новые золото-платино-палладиевые проявления палладиеносного пояса Урала.

Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 214–220.

- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб, 1913. 692 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Волченко Ю.А. О платиноносности медносульфидных руд Серебрянского камня (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2003. С. 219–222.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
- 8. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во: Урал. ун-та, 1997. 488 с.
- Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А. В. Новое медно-благороднометалльное рудопроявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал) // Геология рудных месторождений. 2021. № 6. С. 520–550.
- 11. *Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П.* Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2021. № 5. С. 643–659.
- 12. *Пальянова Г.А.* Минералы золота и серебра в сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2020. № 5. С. 426-449.
- Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2008. 124 с.
- Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия. 2006. № 2. С. 167–190.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.
- Chapman R.J., Leake R.C., Bond D.P.G., Stedra V., Fairgrieve B. Chemical and mineralogical signatures of gold formed in oxidizing chloride hydrothermal systems and their significance within populations of placer gold grains collected during reconnaissance // Econ. Geol. 2009. P. 563–585.
- Milidragovic D., Nixon G.T., Scoates J.S., Nott J.A., Spence D.W. Redox-controlled chalcophile element geochemistry of the Polaris alaskan-type mafic-ultramafic complex, British Columbia, Canada // The Canadian Mineralogist. 2021. P. 1627–1661. https://doi.org/10.3749/canmin.2100006

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

- Nixon G.T., Manor M.J., Scoates J.S. Cu-PGE sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan-type intrusion: analogue for Cu-PGE reefs in layered intrusions? // British Columbia Geological Survey, Geofile 2018-2 (poster).
- 19. Oberthür T., Melcher F., Gast L., Wöhrl C., Lodziak J. Detrital platinum-group minerals in rivers draining the

eastern Bushveld Complex, South Africa // The Canadian Mineralogist. 2004. № 2. P. 563–582.

 Puchkov V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2017. V. 85. P. 4–29.

# FEATURES OF CHEMICAL COMPOSITION OF GOLD MINERALS FROM GABBRO MASSIVES OF THE URALS PLATINUM-BEARING BELT, RUSSIA

S. Yu. Stepanov<sup>a</sup>, R. S. Palamarchuk<sup>a,#</sup>, Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov<sup>a</sup>, and S. V. Petrov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of the Russian Academy Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation <sup>b</sup>St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: palamarchuk22@vandex.ru

The paper presents a comparative characteristics of gold minerals from the gabbro of the Ural Platinum-bearing belt based on the author's (Kumbinsky massif, Serebryansky Kamen massif, Volkovskoye deposit) and literary data (Volkovskoye deposit, Baronskoye ore occurrence). It has been established that for the studied assemblages there is a predominance of native gold, which is characterized by the following types: native gold without any impurities, cuprous gold and cuprous-palladium gold. In the gabbro of the Kumba massif, for the first time in the Urals Platinum-bearing belt and Russia, an unnamed phase with a composition close to the Cu2PdAu stoichiometry was found. For all identified types of gold minerals, the conditions for their formation were evaluated.

Keywords: Ural platinum-bearing belt, gabbro, cuprum, noble metals, native gold, gold minerals

———— ПЕТРОЛОГИЯ ———

УЛК 552.13

# ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ БЕСПЛАГИОКЛАЗОВОГО ГРАНАТ-ДВУСЛЮДЯНОГО МЕТАПЕЛИТА КАК МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ МАГМ В УСЛОВИЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

© 2022 г. А. С. Митяев<sup>1,2,\*</sup>, О. Г. Сафонов<sup>1,2,3</sup>, Д. А. Варламов<sup>1</sup>, Д. Д. ван Ринен<sup>3</sup>, А. А. Сердюк<sup>1</sup>, академик РАН Л. Я. Аранович<sup>4,1</sup>

> Поступило 15.08.2022 г. После доработки 22.08.2022 г. Принято к публикации 25.08.2022 г.

С целью изучения образования ультракалиевых гранитных расплавов типа S в условиях континентальной коры проведены эксперименты по частичному плавлению гранат-двуслюдяного метапелита (с акцессорными апатитом и ильменитом), не содержащего плагиоклаз, при давлениях 6, 10 и 15 кбар в температурном интервале 700-900°С. Плавление породы определяется рядом реакций перитектического плавления, в зависимости от давления, и начинается при температуре между 750 и 800°С при 6 кбар, около 800°С при 10 кбар и около 850°С при 15 кбар, отражая положительный dP/dT-наклон солидуса. Указанные PT-условия плавления, составы минеральных ассоциаций и гранитных расплавов, появляющихся при плавлении метапелита без плагиоклаза, близки к тем, что образуются при плавлении плагиоклазсодержащих двуслюдяных ассоциаций. Однако главная характеристика состава расплава, образующегося при плавлении метапелита, не содержащего плагиоклаз, — это высокое содержание  $K_2O$  (7–8 мас. %) при отношении  $K_2O/Na_2O > 8-10$ . Эти характеристики близки к составам ультракалиевых риолитов типа S, образующихся в тектонических обстановках растяжения.

Ключевые слова: лейкократовые граниты, аляскиты, ультракалиевые риолиты, континентальная кора, анатексис, гранат-двуслюдяной метапелит, дегидратационное плавление, эксперимент

DOI: 10.31857/S2686739722601703

Лейкократовые гранитоиды и риолиты типа S являются продуктами эволюции расплавов, которые генерируются в ходе частичного плавления коровых метаморфических субстратов, обогащенных мусковитом и биотитом [1-6]. Образова-

Российской академии наук, Черноголовка, Россия

ние таких расплавов контролируется разнообразными реакциями инконгруэнтного плавления с участием слюд. Согласно наиболее принятым моделям эти реакции проходят без участия свободного флюида (dehydration melting) [1-8]. Эти реакции обычно обладают положительными dP/dTнаклонами и в интервале давлений 6-15 кбар охватывают температуры 700-900°С [7, 8]. Температуры начала этих реакций и количество расплава, образующегося в их результате, определяется преимущественно количественными отношениями мусковита и биотита, а также магнезиальностью ассоциаций. Экспериментальные исследования частичного плавления двуслюдяных ассоциаций ([1-6], а также обзоры [7, 8]) при параметрах континентальной коры проводились в синтетических или природных системах, содержащих различное количество плагиоклаза. Анализ результатов этих работ демонстрирует, что

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт экспериментальной минералогии

им. академика Д.С. Коржинского

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Департамент геологии, Университет Йоханнесбурга,

Йоханнесбург, ЮАР

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: classic ten@mail.ru

Номер эксперимента	Давление, кбар	Температура, °С	Продукты экспериментов
K5-6/700	6	700	Видимых изменений нет
K5-6/750	6	750	Видимых изменений нет
K5-6/800	6	800	Kfs + Bt + Sil + Spl + стекло
K5-6/850	6	850	Kfs + Bt + Sil + Spl + стекло
K5-6/900	6	900	Kfs + Bt + Sil + Spl + стекло
K5-10/700	10	700	Видимых изменений нет
K5-10/750	10	750	Bt <sup>(*)</sup>
K5-10/800	10	800	Kfs + Bt + Sil + стекло
K5-10/850	10	850	Kfs + Bt + Sil + Grt + стекло
K5-10/900	10	900	Kfs + Bt + Sil + Grt + стекло
K5-15/850	15	850	Bt + Grt + Rt + стекло
K5-15/900	15	900	Kfs + Ky + Grt + Rt + стекло

**Таблица 1.** Параметры и продукты экспериментов по частичному плавлению бесплагиоклазового двуслюдяного метапелита

Примечание: <sup>(\*)</sup> Расплав в образце отсутствует; на контактах мусковита с гранатом и ильменитом образуется более титанистый биотит. Индексы минералов: Ab – альбит, Alm – альмандин, Ap – апатит, Bt – биотит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Ilm – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, L – расплав, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Rt – рутил, Sil – силлиманит, Spl – шпинель. Параметры составов:  $X_{Mg}$  (в гранате) = Mg/(Mg + Fe + Mn + Ca),  $X_{Ca}$  (в гранате) = Ca/Mg/(Mg + Fe + Mn + Ca), MALI = K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O–CaO в расплаве, ASI = мол. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/[Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO] в расплаве.

плагиоклаз непосредственно участвует в перитектических реакциях плавления, а его состав и количественные отношения к слюдам и кварцу оказывают заметное влияние как на РТ-условия этих реакций, так и на состав гранитных расплавов, прежде всего на содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в них. Расплавы, образующиеся при плавлении двуслюдяных ассоциаций с плагиоклазом, хорошо воспроизводят составы лейкократовых гранитов и аляскитов, содержащих не менее 2 мас. % Na<sub>2</sub>O при отношении  $K_2O/Na_2O < 3$  (напр., [9]). Однако помимо этих гранитоидов известны ультракалиевые риолиты с очень высоким отношением  $K_2O/Na_2O$  при содержании  $Na_2O < 1$  мас. %, которые некоторыми исследователями относятся к продуктам высокотемпературного анатексиса в коре (напр., [10–12] и ссылки в этих работах). Возможность образования таких магм в ходе частичного плавления субстратов, бедных плагиоклазом, подтверждается результатами изучения включений ультракалиевых расплавов в минералах мигматитов [13]. Согласно экспериментам [2] даже в системе, содержащей всего 4 об. % плагиоклаза при 40 об. % слюд, плагиоклаз является ведущей фазой при инициации плавления. При

этом образуются расплавы с  $K_2O/Na_2O < 7.5$  при 0.8–3 мас. % Na<sub>2</sub>O. Эти результаты побуждают к экспериментальному исследованию двуслюдяных ассоциаций без плагиоклаза как возможных источников ультракалиевых кислых магм. Экспериментальному изучению плавления такой минеральной ассоциации посвящена данная работа.

В качестве стартового материала для экспериментов был выбран образец гранат-двуслюдяного сланца из зеленокаменного пояса Гияни (Сазерленд) кратона Каапвааль, ЮАР. Порода состоит из мусковита (43%), кварца (30%), биотита (13%) и граната (10%), содержит ~1.5% апатита (до 3 мас. % F) и ~1.5% ильменита. В центральных частях порфиробластов граната встречаются включения ставролита. Валовый состав породы, измеренный методом РФА (в ИГЕМ РАН), следующий (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 56.57, TiO<sub>2</sub> – 1.76, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 21.51, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10.38, MnO – 0.285, MgO – 0.91, CaO – 1.43, Na<sub>2</sub>O – 0.36, K<sub>2</sub>O – 5.44, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1.05.

Эксперименты проводились на установке цилиндр-поршень (ЦП-40) в ИЭМ РАН в интервале температур 700°С–900°С при 6 и 10 кбар и 800– 900°С при 15 кбар (табл. 1). В опытах использовались ячейки из NaCl (+ пирекс-стекло для опытов выше кривой плавления NaCl) диаметром 3/4 и 1/2 дюйма со вставками из керамики MgO и графитовыми нагревателями. Образец породы был измельчен до порошка размерностью около 5 мкм. Порошок породы помещался в золотые цилиндрические ампулы с толщиной стенки 0.2 мм, заваренные с помощью электродуговой сварки PUK-04 в среде аргона. Длительность опытов составляла 5—7 сут. Летучесть кислорода в опытах специально не контролировалась, предполагая, что этот параметр буферировался фазовыми ассоциациями в продуктах опытов.

Исследования составов продуктов экспериментов выполнялись с использованием сканирующего электронного микроскопа "Tescan" VEGA-II XMU, оснащенного энергодисперсионной аналитической приставкой "INCA"-Energy-350 и волновой аналитической приставкой Oxford "INCA" Wave 700, в ИЭМ РАН. Во избежание потерь Na и исключения диффузионных эффектов в пленках стекла на контактах с кристаллическими фазами, стекла анализировались сканированием по площадкам 20 × 20-180 × 180 мк в наиболее обширных участках на удалении от кристаллов. Количество расплава в продуктах опытов оценивалось на основе обработки и анализа изображений, полученных на сканирующем электронном микроскопе, с помощью программного комплекca ImageJ.

Эксперименты при 6 кбар. При 700 и 750°С в породе не отмечены какие-либо изменения. В продуктах опыта при 800°С отсутствует мусковит, но появляется около 15 об. % стекла в виде пленок вокруг зерен граната, ильменита, апатита и кварца (рис. 1 а). На контактах стекла с зернами альмандинового граната образуются цепочки мелких зерен герцинит-магнетитовой шпинели, а в стекле присутствуют листочки новообразованного биотита, игольчатые кристаллы силлиманита и таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата (рис. 1 а). Фазовые взаимоотношения в продуктах опыта при 800°С указывают на реакцию

$$Ms + Qz + Bt_1 + Grt + (Ilm) =$$
  
= Bt<sub>2</sub> + Sil + Kfs + Spl + L, (1)

где  $Bt_1$  — первичный биотит,  $Bt_2$  — новообразованный биотит, а твердый раствор белой слюды (Ms) содержит алюмоселадонитовый и парагонитовый компоненты. При 850°С биотит все еще стабилен, причем его магнезиальность и содержание TiO<sub>2</sub> возрастают. При этой температуре и далее при 900°С количество шпинели, образующейся за счет граната, возрастает, а в продуктах опытов присутствует большее количество калиевого полевого шпата, чем при 800°С. В зернах ильменита появляются ламели (структуры распада) и внешние каймы, обогащенные FeO и V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Эксперименты при 10 кбар. При 700°С в породе не выявлены какие-либо изменения. При 750°С в биотите появляются выделения богатой Fe фазы (вероятно, магнетита), а в зернах ильменита – ламели, обогащенные гематитом. На контакте мусковита с гранатом и ильменитом образуется более богатый Ті биотит. Стекло в продуктах опыта при 750°С отсутствует. Оно появляется в продуктах опыта при 800°С в виде пленок, образующих агрегаты с новообразованным биотитом вокруг листочков мусковита (рис. 1 б). Также, как и при 6 кбар, магнезиальность и содержание TiO<sub>2</sub> в новообразованном биотите увеличиваются. Текстурных признаков участия граната в реакциях плавления в продуктах опыта нет. Так что начало частичного плавления при 10 кбар и 800°С можно представить в виде реакции

 $Ms + Qz + Bt_1 + (Ilm) = Bt_2 + Sil + Kfs + L$ , (2a)

которая аналогична реакции в работе [5]

$$Ms + Qz = Bt + Sil + Kfs + L.$$
(26)

В отличие от эксперимента при 6 кбар и 800°С, в продуктах которого отсутствует мусковит и присутствует примерно 15 об. % расплава (табл. 1), в продуктах опыта при 10 кбар и 800°С мусковит присутствует, а количество расплава не превышает 5 об. % (рис. 1 б). При 850 и 900°С исчезновение мусковита и уменьшение количества биотита привели к образованию бо́льшего количества расплава (20–25 об. %). Активное разложение биотита и образование новых более магнезиальных ( $X_{Mg}$  = 0.26–0.30;  $X_{Ca}$  = 0.03–0.04) зон на зернах граната (рис. 1 в) указывают на реакцию [2, 5, 6]:

$$Bt + Qz + Sil = Grt + Kfs + L.$$
 (3)

Новообразованный гранат характеризуется содержанием  $TiO_2$  до 0.7 мас. % (в отличие от изначального граната, содержащего <0.01 мас. %  $TiO_2$ ), что обусловлено участием Ti-компонента биотита и ильменита в реакциях плавления.

Эксперименты при 15 кбар. Плавление породы при 15 кбар начинается при 850°С, но при этой температуре в ней все еще устойчивы мусковит и биотит (рис. 1 г). Тонкие пленки расплава появляются в контактах мусковита, граната, кварца и биотита. На зернах граната образуются внешние более магнезиальные каймы, а в стекле – отдельные изометричные кристаллики новообразованного граната (рис. 1 г). В сравнении с гранатом при 10 кбар он характеризуется меньшей магнезиальностью ( $X_{Mg} = 0.18-0.23$ ), но большим содержанием гроссуляровой составляющей ( $X_{Ca} =$ = 0.05–0.06). Он также содержит TiO<sub>2</sub>, указывая на участие Ti-содержащих фаз в реакциях плавления. Наряду с гранатом в стекле присутствуют си-



**Рис. 1.** Фазовые ассоциации в продуктах опытов. (а) – Цепочки зерен герцинит-магнетитовой шпинели, сосуществующие с расплавом, вокруг граната в продуктах опыта при 6 кбар и  $800^{\circ}$ С. (б) – Реакция Ms + Qz + Bt<sub>1</sub> + (Ilm) = Kfs + Sil + Bt<sub>2</sub> + L в продуктах опыта при 10 кбар и  $800^{\circ}$ С. (в) – Каймы новообразованного граната, силлиманит, калиевый полевой шпат и расплав в продуктах опыта при 10 кбар и  $850^{\circ}$ С. (г) – Пленки расплава в контактах мусковита, граната, кварца и биотита, каймы и отдельные кристаллики новообразованного граната в продуктах опыта при 15 кбар и  $850^{\circ}$ С. (д) – Новообразованный гранат (каймы и отдельные кристаллы), калиевый полевой шпат, кианит и ругил в стекле в продуктах опыта при 900°С и 15 кбар.

ликат Al (вероятно, кианит) и калиевый полевой шпат. При 15 кбар вместо ильменита становится стабилен рутил, благодаря смещению реакции

$$3Ilm + Ky + 2Qz = Alm + 3Rt$$
(4)

вправо с ростом давления [14]. Таким образом, частичное плавление при 15 кбар, по-видимому,

начиналось при участии обеих слюд и граната согласно реакции

$$Ms + Bt_{1} + Grt_{1} + Qz + (Ilm) =$$
  
= Bt\_{2} + Grt\_{2} + Rt + Kfs + Ky + L, (5a)

где Grt<sub>1</sub> — изначальный гранат, Grt<sub>2</sub> — новообразованный гранат. Реакция (5 а) аналогична реакции



**Рис. 2.** Сравнение солидуса и реакций частичного плавления бесплагиоклазового гранат-двуслюдяного метапелита с реакциями частичного плавления мусковитовых, двуслюдяных и биотитовых метапелитов по результатам экспериментов [1–6, 17, 18].

$$Ms + Bt + Qz = Grt + Kfs + L,$$
 (56)

предсказанной в [5] при давлении порядка 16 кбар между 850 и 900°С. В продуктах опыта при 900°С отсутствуют слюды, новый гранат образует каймы на реликтовых зернах и отдельные зерна в обширных участках стекла, содержащих также калиевый полевой шпат и силлиманит (рис. 1 д).

Итак, плавление бесплагиоклазового гранатдвуслюдяного метапелита начинается при температуре между 750 и 800°С при 6 кбар, около 800°С при 10 кбар и около 850°С при 15 кбар (рис. 2), отражая положительный dP/dT-наклон солидуса породы, характерного для реакций дегидратационного плавления (рис. 2, [7]). Указанные температуры находятся в интервале температур плавления плагиоклазсодержащих двуслюдяных ассоциаций [1-8] (рис. 2). Минеральные ассоциации, появляющиеся при плавлении гранат-двуслюдяного метапелита, также близки к тем, что образуются при плавлении плагиоклазсодержащих двуслюдяных ассоциаций. Появление герцинит-магнетитовой шпинели на контактах стекла с зернами альмандинового граната при 6 кбар согласуется с результатами экспериментов [3] и РТ-условиями стабильности альмандина в условиях кислородного буфера FMQ [15]. При давлении 10 кбар начало плавления контролируется инконгруэнтным плавлением мусковита (+кварц) согласно реакциям (2 а, 2 б), в которых гранат, по-видимому, не принимает участие. По своей направленности и температуре эти реакции аналогичны реакции

$$Ms + Pl + Qz = Bt + Sil + Kfs + L,$$
 (6)

характерной для плагиоклазсодержащих ассоциаций [1—8]. При 10 кбар ведущую роль в плавлении метапелита также приобретает реакция (3) [2, 5, 6], которая является аналогом реакции

$$Bt + Pl + Qz + Sil = Grt + Kfs + L$$
(7)

в ассоциациях, содержащих плагиоклаз [1-8]. Именно эта реакция продуцирует наибольшее количество расплава при плавлении метапелитов и метаграувакк [1-6]. Отсутствие новообразований биотита за счет мусковита при 15 кбар указывает на стабилизацию мусковита относительно биотита. Согласно [1] "мусковитовая" реакция (6) и "биотитовая" peaкция (7) имеют разный положительный dP/dT-наклон. Причем dP/dT-наклон реакции (7) заметно меняется [6], становясь отрицательным [3], что приводит к пересечению линии этой реакции с линией реакции (6) при давлениях более 10 кбар (рис. 2). Это согласуется с работой [5], где точка пересечения бесплагиоклазовых реакций (2 б) и (3) отмечена при давлении ~16 кбар. Продукты опытов при 15 кбар демон-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



**Рис. 3.** Сравнение составов расплавов в экспериментах по плавлению бесплагиоклазового двуслюдяного метапелита с составами расплавов в экспериментах по плавлению плагиоклазсодержащих ассоциаций (PH-98 – [1]; PJ-91 – [2]; PJ-98 – [4]), природных лейкократовых гранитов (L) и аляскитов (A) – [9] и ультракалиевых риолитов (R) – [10–12], а также расплавных включений в гранатах из хондалитов пояса Керала, Индия [13].

стрируют (рис. 1 д), что частичное плавление, повидимому, начиналось при участии обеих слюд с образованием граната. Таким образом, проведенные эксперименты подтверждают теоретический анализ реакций плавления в системе KFMASH [5] и указывают на близость фазовых отношений при плавлении двуслюдяных ассоциаций, содержащих и не содержащих плагиоклаз.

Плавление бесплагиоклазового гранат-двуслюдяного метапелита ведет к образованию щелочных или щелочно-известковых гранитных расплавов (MALI > 7) с отношением FeO/(FeO + + MgO) > 0.7 и ASI > 1.1. При 6 кбар расплавы наиболее богаты SiO<sub>2</sub> (75–77 мас. %), но и наиболее бедны Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12–14 мас. %) (рис. 3). При этом давлении и температурах 800–850°С образуются наименее "мафические" расплавы, содержащие <1 мас. % MgO + FeO (рис. 3). Такие характеристики расплавов при 6 кбар обусловлены следующими факторами. Во-первых, при этом давлении

с расплавами равновесна шпинель (рис. 1 а), забирающая из них заметное количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вовторых, при этих условиях плавление определяется реакцией (1), при которой FeO и MgO фиксируются в новообразованном биотите. Более активное участие биотита в реакциях плавления при 10 кбар приводит к формированию наиболее "мафических" расплавов (1.5–2 мас. % MgO + FeO) (рис. 3). По сравнению с расплавами при 6 кбар, при давлениях 10 и 15 кбар расплавы содержат 71-73 мас. % SiO<sub>2</sub> и 14-15 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при близком содержании  $K_2O + Na_2O$  (8–10 мас. %) (рис. 3). Вариации состава расплавов с давлением объяснимы сменой перитектических фаз – шпинели при 6 кбар на гранат при 10 и 15 кбар. Более активное образование граната при 15 кбар (рис. 1 д) приводит к тому, что расплавы становятся чуть менее богатыми MgO + FeO (1.0-1.5 мас. %) по сравнению с расплавами при 10 кбар (рис. 3).

При всех давлениях с температурой в расплавах растут содержания CaO и TiO<sub>2</sub>. Поведение СаО определяется участием в реакциях плавления апатита. Благодаря апатиту содержание СаО в расплавах выше содержания этого компонента в расплавах, образующихся при плавлении ассоциаций с плагиоклазом [1-6] (рис. 3). Участие апатита в реакциях плавления подтверждается наличием  $P_2O_5$  в расплавах, которое меняется от <0.1 мас. % при 6 кбар (900°С) до 1.2 мас. % при 10 кбар (900°С) в соответствии с закономерностями растворимости апатита в высокоглиноземистых гранитных расплавах [16]. При 15 кбар содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> в расплавах немного понижается до 0.4-0.6 мас. %, что коррелирует с количеством апатита, участвующем в процессе плавления. Так, в продуктах опыта при 10 кбар и 900°С апатит практически отсутствует, тогда как в продуктах опытов при 15 кбар и 900°С его значительно больше. Рост концентрации TiO<sub>2</sub> с температурой отражает возрастающую степень участия титансодержащего биотита и ильменита в реакциях частичного плавления. Меньшее содержание TiO<sub>2</sub> в расплавах при 15 кбар, чем в расплавах при 10 кбар, связано с замещением ильменита рутилом (рис. 1 д) согласно реакции (4).

Плавление бесплагиоклазового гранат-двуслюдяного метапелита приводит к образованию ультракалиевых ( $K_2O/Na_2O > 8$ ) расплавов, содержащих 7–9 мас. %  $K_2O$  (рис. 3). Расплавы, образующиеся при 6 и 10 кбар, содержат менее 1 мас. %  $Na_2O$ , что, по-видимому, связано с бо́льшим перераспределением этого компонента в калиевый полевой шпат. Сравнение их составов с составами расплавов, образующихся при плавлении двуслюдяных ассоциаций, содержащих плагиоклаз [1–6], демонстрирует, что даже малое присутствие плагиоклаза в породе (напр., 4 об. % в экспериментах [2]), ведет к заметному обогащению расплавов Na<sub>2</sub>O (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 5), а при содержании плагиоклаза в изначальной ассоциации в количестве 11–28 об. % [1] отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в расплавах становится менее 2.

259

Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O в расплавах. полученных при частичном плавлении бесплагиоклазового двуслюдяного метапелита, сопоставимы с содержаниями этих компонентов в лейкогранитах и аляскитах (рис. 3). Однако содержание  $Na_2O$  в этих гранитах заметно выше, чем его содержание в расплавах, полученных в экспериментах (рис. 3). Это подтверждает ведушую роль плагиоклаза в коровом источнике магм, формирующих лейкограниты и аляскиты (напр., [9]). По содержанию К<sub>2</sub>О и Na<sub>2</sub>O расплавы из продуктов экспериментов наиболее близки к составам ультракалиевых риолитов, известных в тектонических обстановках растяжения ([10–12] и ссылки в этих работах). Это согласуется с моделями образования таких магм в ходе высокотемпературного плавления коровых источников и последующим активным фракционированием плагиоклаза (и накоплением К<sub>2</sub>О) в ходе эволюции магм ([10, 11] и ссылки в этих работах). Однако в работе [10] показано, что образование ультракалиевых кислых магм может быть связано напрямую с плавлением богатых калиевым полевым шпатом пород в нижней-средней коре при температурах более 900°С, а эволюция их состава обусловлена фракционированием не плагиоклаза, а калиевого полевого шпата. Этот вывод также согласуется с экспериментами, продукты которых характеризуются обилием реститового калиевого полевого шпата (рис. 1 а-д). Подтверждением модели [10] для образования калиевых риолитов являются находки в гранатах из хондалитов пояса Керала (Индия) включений силикатных расплавов, которые характеризуются содержаниями  $K_2O > 7$  мас. % при низких содержаниях Na<sub>2</sub>O (<1 мас. %) и СаО [13]. Авторы [13] интерпретируют составы этих включений как результат реакции, аналогичной (3), без участия плагиоклаза при температурах более 850°С и давлениях 6-8 кбар. Ближе всего составы калиевых риолитов [10-12] воспроизводятся составами расплавов, полученных в экспериментах при давлении 6 кбар (850 и 900°С) (рис. 3). Этот факт демонстрирует, что калиевые риолиты могут представлять собой магмы, формирующиеся в относительно малоглубинных условиях. Подтвержденитому являются находки вкрапленников ем кордиерита в таких риолитах (напр., [12]). Однако в продуктах наших экспериментов при 6 кбар вместо кордиерита стабильна шпинель (рис. 1 а), что может быть обусловлено более высоким давлением, более высоким отношением FeO/(FeO + MgO)или более низкой активностью H<sub>2</sub>O, чем те, которые необходимы для кристаллизации кордиерита (напр., [19]) в экспериментальных расплавах.

Таким образом, проведенные в данной работе эксперименты полтверждают возможность генерации ультракалиевых кислых (риолитовых) расплавов при плавлении двуслюдяных ассоциаций, не содержащих плагиоклаз. Однако ограничением этой модели может быть тот факт, что бесплагиоклазовые метапелиты редки в метаморфических комплексах, и их плавление не может обесобразование значительных объемов печить ультракалиевых кислых магм. Альтернативой прямому дегидратационному плавлению бесплагиоклазовых метапелитов может быть плавление плагиоклазсодержащих пород с участием флюидов, содержаших дополнительно калиевую солевую составляющую, которая способствует не только замещению плагиоклаза калиевым полевым шпатом, но и заметному росту К/Na-отношения в образующихся расплавах [20].

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 18-17-00206-П, а также в рамках темы Госзадания ИЭМ РАН (FMUF-2022-0004; 1021051302305-5-1.5.2;1.5.4).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Patiño Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 4. P. 689–710.
- Patiño Douce A.E., Johnston A.D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 202–218.
- Castro A., Corretgé G. L., El-Biad M., El-Hmidi H., Fernandez C., Patiňo Douce A. E. Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 1471–1488.
- 4. *Pickering J.M., Johnston D.A.* Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hills granite // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 1787–1804.
- 5. *Vielzeuf D., Holloway J.R.* Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 98. P. 257–276.
- Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anataxis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 226–237.
- Weinberg R.F., Hasalová P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review // Lithos. 2015. V. 212. P. 158–188.

- Gao P., Zheng Y.F., Zhao Z.F. Experimental melts from crustal rocks: a lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266. P. 133–157.
- McDermott F., Harris N.B.W., Hawkesworth C.J. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. № 4. P. 406–423.
- Ding H., Zhang Z., Dong X., Yan R., Lin Y., Jiang H. Cambrian ultrapotassic rhyolites from the Lhasa terrane, south Tibet: evidence for Andean-type magmatism along the northern active margin of Gondwana // Gondwana Research, 2015. V. 27 (4). 1616–1629.
- Sharma K.K. Malani magmatism: an extensional lithospheric tectonic origin // Special Papers, Geological Society of America. 2005. V. 388. P. 463–476.
- Dokuz A., Külekçi E., Aydınçakır E., Kandemir R., Alçiçek M.C., Pecha M.E., Sünnetçi K. Cordierite-bearing strongly peraluminous Cebre Rhyolite from the eastern Sakarya Zone, NE Turkey: constraints on the Variscan Orogeny // Lithos. 2017. V. 278. P. 285–302.
- Cesare B., Ferrero S., Salvioli-Mariani E., Pedron D., Cavallo A. "Nanogranite" and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites // Geology. 2009. V. 37. P. 627–630.
- Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O // American Mineralogist. 1983. V. 68. № 11–12. P. 1049–1058.
- 15. *Hsu L.C.* Selected phase relationships in the system Al– Mn–Fe–Si–OH: A model for garnet equilibria // Journal of Petrology. 1996. V. 9. № 1. P. 40–83.
- Pichavant M., Montel J.M., Richard L.R. Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. V. 56. № 10. P. 3855–3861.
- Petö P. An experimental investigation of melting relations involving muscovite and paragonite in the silicasaturated portion of the system K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O to 15 kb total pressure // Progress in Experimental Petrology. 1976. V. 3. P. 41–45.
- 18. Storre B. Dry melting of muscovite+quartz in the range  $P_S=7$  kb to  $P_S=20$  kb // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1972. V. 37. P. 87–89.
- Clemens J.D., Wall V.J. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks // Lithos. 1988. V. 21. P. 53–66.
- Safonov O.G., Aranovich L.Y. Alkali control of highgrade metamorphism and granitization // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 711–727.

## PARTIAL MELTING OF PLAGIOCLASE-FREE GARNET-TWO-MICA METAPELITE AS A MODEL FOR THE FORMATION OF ULTRAPOTASSIC FELSIC MAGMAS UNDER CONDITIONS OF THE CONTINENTAL CRUST

A. S. Mityaev<sup>*a,b,#*</sup>, O. G. Safonov<sup>*a,b,c*</sup>, D. A. Varlamov<sup>*a*</sup>, D. D. van Reenen<sup>*c*</sup>, A. A. Serdyuk<sup>*a*</sup>, and Academician of the RAS L. Y. Aranovich<sup>*d,a*</sup>

<sup>a</sup>Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow Region, Russian Federation <sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation <sup>c</sup>University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa <sup>d</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: classic ten@mail.ru

In order to investigate the formation of S-type ultrapotassic granite melts at the continental crust conditions, experiments on the partial melting of plagioclase-free garnet-two-mica metapelite (with accessory apatite and ilmenite) at pressures of 6, 10, and 15 kbar in the temperature range of 700–900°C were performed. Rock melting is driven by a series of peritectic melting reactions as a function of pressure and starts at temperatures between 750 and 800°C at 6 kbar, around 800°C at 10 kbar, and around 850°C at 15 kbar, reflecting a positive dP/dT slope of the solidus. The above P-T melting conditions, compositions of mineral associations and granite melts that appear during the melting of the plagioclase-free metapelite are close to those formed during the melting of plagioclase-free metapelite is a high content of K<sub>2</sub>O (7–8 wt %) at a ratio of K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 8–10. These features resemble those of S-type ultrapotassic rhyolites formed in extensional tectonic settings.

*Keywords:* leucogranites, alaskites, ultrapotassic rhyolites, continental crust, anatexis, garnet-two-mica metapelite, dehydration melting, experiment

УДК 551.72; 551.24.056

# ПЕТРОГЕНЕЗИС, U–Pb-BO3PACT И Lu–Hf-СИСТЕМАТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2022 г. И. И. Лиханов<sup>1,\*</sup>, академик РАН В. В. Ревердатто<sup>1</sup>, П. С. Козлов<sup>2</sup>, К. А. Савко<sup>3</sup>, А. А. Крылов<sup>1</sup>

Поступило 20.07.2022 г. После доработки 29.08.2022 г. Принято к публикации 01.09.2022 г.

Впервые показано, что биотитовые плагиогнейсы Гаревского метаморфического комплекса Северо-Енисейского кряжа имеют геохимические характеристики адакитов *C*-типа с островодужной природой источников расплава. Изотопный состав Hf в цирконах из этих пород указывает на участие в образовании расплава нескольких источников, включающих ювенильные мантийные и более древние коровые протолиты с модельными возрастами  $T_{Hf}(DM)^c = 1838-1916$  и 1965–2357 млн лет соответственно. По результатам U–Pb-датирования цирконов установлены новые импульсы неопротерозойской эндогенной активности на западной окраине Сибирского кратона (913 ± 11 и 915 ± 36 млн лет для адакитоподобных гранитов и 932 ± 26 млн лет для лейкогранитов), коррелирующие с гренвильскими тектоническими событиями. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между ними и их вхождении в состав древнего суперконтинента Родиния.

*Ключевые слова:* адакитоподобные породы, геохимия, обстановки формирования, U–Pb-возраст и Lu–Hf-изотопная систематика цирконов, Северо-Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S2686739722601442

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой аккреционно-коллизионный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза. Образованный в ходе этих событий гренвильский пояс, который протягивался по периферии большинства палеоконтинентов, служит опорным для любых палеореконструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднемезопротерозойского океана, а ее заключительные деформации, связанные с процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, имели возраст 1.2– 0.9 млрд лет [1].

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет назад, известных как скучный миллиард (boring billion), в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже мезопротерозойских, в том числе гренвильских коллизионных событий (например, [2]). Это приводит к противоречивой трактовке ключевых вопросов геологической эволюции региона.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом еще далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимиче-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: likh@igm.nsc.ru

ских данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящей статье, где на примере пород гаревского метаморфического комплекса (ГМК) приведены геохронологические доказательства ранненеопротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния.

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является ГМК, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи. Они надстраиваются тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В тектоническом отношении ГМК располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ), разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн [3].

В строении этого комплекса принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи с возрастом 1360-1380 млн лет, обнаженные в бассейне р. Чапа и ее правого притока р. Колоромо. Эти оценки связываются с завершающим этапом мезопротерозойского рифтогенеза вдоль западной окраины Сибирского кратона [4]. Выше по разрезу эти породы сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, биотитовыми плагиогнейсами и гранат-двуслюдяными кристаллическими сланцами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакивиподобных гранитов, продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (гранат-кианитовых гнейсов, кварцитов, кальцифиров, мраморов) малогаревской толщи.

В развитии ГМК были выделены три основных этапа, различающихся термодинамическими режимами, величинами метаморфических градиентов и возрастами [5]. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And–Sil-типа с гренвильским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH == 25–35°C/км [6]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (798–802 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ку–Sil-типа с локальным повышением давления вблизи надвигов [7]. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с  $dT/dH \le 15^{\circ}$ С/км [8]. Эти стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния [9].

В западной части ГМК исследованы биотитовые плагиогнейсы, метаморфизованные в условиях And–Sil-типа (т.н. 12 и 14), в береговых обнажениях р. Енисей ниже устья р. Гаревки и р. Вятки и порфиробластические лейкогранитогнейсы (т.н. 63–2) в нижнем течении р. Тис, приуроченные к линейным зонам смятия вдоль ПРСЗ. Они расположены в тектоническом шве на сочленении палеоокеанического и палеоконтинентального блоков Енисейского кряжа (рис. 1).

Здесь биотитовые плагиогнейсы слагают пластовые тела (мощностью от 20 см до 3–5 м) с субгоризонтальным и слабонаклонным залеганием с ярко проявленной поздней синколлизионной микроклинизацией, сопровождаемой зонами мелко- и крупно-очковых гнейсов по плагиогнейсам, и кварц-микроклиновыми пегматитами. В пределах пластов они представляют собой однородные по минеральному составу серые и темно-серые мелко-среднезернистые массивные породы лепидогранобластовой структуры, существенно биотит-плагиоклаз-кварц-калишпатового состава с примесью минералов группы эпидота.

Ортоклазовые порфиробластические гранитогнейсы образуют неоднородные по составу и структурно-текстурным особенностям тела субмеридионального простирания видимой мощностью не менее 150–200 м в мелкозернистых амфиболитах и кварцитах малогаревской толщи. Характерно неравномерное распределение порфиробластов ортоклаза (размер от 1 до 2 см). Участками ортоклазовые гранитогнейсы интенсивно бластомилонитизированы с образованием зон тектонитов северо-западного простирания мощностью от 20–30 см до 3–4 м.

Биотитовые плагиогнейсы малогаревской толщи представляют собой перглиноземистые (ASI = = 1.03-1.47) высококалиевые (K<sub>2</sub>O > 5 мас. %) и железистые (FeO\*/(FeO\* + MgO) = 0.78-0.85) породы известково-щелочной серии. По сравнению с другими разновидностями пород ГМК они отличаются низкими концентрациями Y, Nb, Ta, HREE и повышенными содержаниями Sr [10] (табл. 1).

Они имеют фракционированное распределение  $P3\Im ((La/Yb)_n = 24-48)$  и повышенные значе-

#### ЛИХАНОВ и др.



Рис. 1. Схема геологического строения правобережья р. Енисей в пределах гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа с местами отбора продатированных образцов.

ния отношений Sr/Y = 33–37, LREE/HREE = 14– 24, что отвечает характеристикам обогащенных калием адакитов *C*-типа, согласно [11]. Такие породы были описаны в Китае, и, как подтверждают экспериментальные данные, они могли формироваться при высокотемпературном плавлении пород подобно тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации. На дискриминационных диаграммах Y–Sr/Y [12] и (Yb)<sub>n</sub>–(La/Yb)<sub>n</sub> [13] точки составов биотитовых плагиогнейсов гаревского комплекса располагаются в полях адакитов (рис. 2).

На дискриминационных диаграммах Rb–Hf– Та [14], Rb–Y+Nb и Nb–Y [15] фигуративные точки основных разновидностей гранитоидов ГМК преимущественно попадают в поле внутриплитных гранитов, тогда как адакитоподобные породы расположены в области островодужных гранитов (рис. 3 б, г, д). Все это указывает на различные по составу источники для пород ГМК и, возможно, на разные условия дифференциации. Об этом также свидетельствуют и различные значения индикаторного отношения Y/Nb, величина которого отражает состав источника. Общим свойством для всех разновидностей высококалиевых гранитов ГМК является их происхождение из магм, отделенных от континентальной или андерплейтовой коры, за исключением адакитоподобных пород, что проиллюстрировано диаграммой Nb–Y–Zr (рис. 3 в).

Генетические представления об образовании адакитоподобных пород достаточно выдержаны. Существует три наиболее вероятных механизма образования адакитовых расплавов [16]: (1) плавление базальтов субдуцировавшей океанической литосферы; (2) плавление метабазальтов в подошве мощной континентальной коры; (3) плавление пород мантийного клина, метасоматизиро-

Компонент	4	12	14	57	63-2	2	43
SiO <sub>2</sub>	68.65	65.82	70.74	72.34	81.97	70.24	70.29
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.62	0.35	0.22	0.41	0.56	0.45
$Al_2O_3$	13.40	14.04	16.88	14.28	6.75	14.85	14.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.55	6.99	2.15	2.26	3.36	4.30	5.01
MnO	0.07	0.13	0.03	0.05	0.04	0.09	0.07
MgO	1.13	1.09	0.54	0.41	0.63	1.20	0.48
CaO	2.17	1.76	1.40	1.47	3.41	0.47	1.49
Na <sub>2</sub> O	1.92	2.87	2.06	3.23	1.75	2.09	2.48
K <sub>2</sub> O	4.83	5.26	5.11	4.52	1.08	4.96	5.24
$P_2O_5$	0.19	0.14	0.11	0.05	0.19	0.15	0.14
ППП	1.31	0.74	0.40	1.18	0.35	1.15	0.13
Сумма	99.93	99.51	99.78	100.0	99.95	100.1	99.94
Rb	143	107	22	210	160	210	140
Sr	131	224	390	120	174	82	45
Y	24	6	12	21	12	45	69
Zr	169	173	172	164	145	168	249
Nb	13	9	11	18	14	17.3	46
Cs	2.67	1.33	0.36	6.2	1.71	4.2	12
Ba	752	737	544	572	787	540	725
La	33.32	81.34	66.49	27	30.07	42	89
Ce	103.51	129.00	124.94	57	58.57	107	168
Pr	8.54	14.19	15.46	6.9	8.20	11.5	20
Nd	28.53	45.25	47.33	26	27.75	42	73
Sm	5.58	5.70	7.71	5.6	5.80	8.9	14
Eu	0.95	1.27	0.94	0.92	0.59	1.32	1.4
Gd	7.02	5.27	7.71	4.5	7.10	9.3	14
Tb	0.96	0.61	1.00	0.76	0.96	1.38	2.2
Dy	5.83	2.52	4.62	3.8	5.20	8.0	13
Но	1.25	0.50	0.79	0.77	0.96	1.57	2.5
Er	3.58	1.33	2.17	2.0	2.72	4.8	7.4
Tm	0.55	0.18	0.29	0.33	0.40	0.73	1.1
Yb	3.35	1.14	1.83	2.2	2.68	4.3	7.5
Lu	0.49	0.17	0.28	0.31	0.40	0.58	1.1
Hf	10.77	9.25	6.22	4.68	8.04	7.0	12.7
Та	1.83	0.66	1.04	1.36	2.75	1.44	3.6
Th	33.86	31.82	15.23	16.0	35.04	24	35
U	3.79	2.03	4.72	2.7	6.00	4.2	4.8
V	43	45	37	32	21	38	18

**Таблица 1.** Содержания главных (мас. %), редких элементов (г/т) и их индикаторные элементные отношения в основных разновидностях пород ГМК

Компонент	4	12	14	57	63-2	2	43
Со	4	2	1	4.2	0	11.0	3.6
Ni	12	12	10	13	4	5	12
ASI	1.09	1.03	1.47	1.11	0.66	1.54	1.14
La/Yb <sub>n</sub>	6.71	47.92	24.45	8.27	7.57	6.59	8.00
$Gd/Yb_n$	1.69	3.71	3.39	1.65	2.14	1.75	1.51
Eu/Eu*	0.46	0.69	0.37	0.54	0.28	0.44	0.30
LREE/HREE	7.83	23.62	14.06	8.35	6.42	6.94	7.49
Sr/Y	5.45	37.33	32.50	5.71	14.50	1.82	0.65
Yb <sub>n</sub>	16.02	5.48	8.27	10.53	12.82	20.57	35.89
		1			1		1

Таблица 1. Окончание

Примечание:  $f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3)/(FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$ ; ASI (мол. кол-ва) =  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ; LREE (La–Eu), HREE (Gd–Lu); Eu/Eu<sup>\*</sup> = Eu<sub>n</sub>/(Sm<sub>n</sub> + Gd<sub>n</sub>) × 0.5. Номера образцов соответствуют названиям пород, где порфиробластические гранитогнейсы (обр. 2), бластомилонитизированные порфиробластические плагиогранитогнейсы (обр. 4), рапакивиподобные граниты (обр. 43), мигматиты (обр. 57), адакитоподобные граниты (обр. 12 и 14), порфиробластические ортоклазовые лейкогранитогнейсы (обр. 63-2).

ванных адакитовым расплавом. Вопрос о магматических источниках этих пород часто является дискуссионным. Объединяет эти модели то, что первичные адакитовые магмы (1 и 2 модели), либо метасоматизирующий агент (3 модель) образуются за счет плавления пород основного состава в условиях стабильности эклогитовых парагенезисов. Магматическими источниками обогащенных калием адакитов могут быть, как вновь образованный в основании нижней коры материал базитового слоя, так и породы, близкие по составу с ТТГ-ассоциацией. Тем не менее адакитоподобные магмы в дуговых обстановках часто также интерпретируются как расплавы, производные из коровых источников (океанических или континентальных), которые взаимодействовали с мантийным клином или взаимодействовали с примитивными дуговыми мафитовыми магмами. Так, образование установленных на Енисейском кряже гранитоидов с адакитовыми характеристиками тейского комплекса с возрастом 880-860 млн лет, отнесенных к обогащенному калием типу, связывается с плавлением материала в основании континентальной коры. вследствие ее экстремального утолщения на заключительной стадии коллизионного процесса [2]. На Южно-Енисейском кряже поздненеопротерозойские адакиты с возрастом 576-546 млн лет Зимовейнинского массива образовались в обстановке трансформного скольжения литосферных плит после прекращения субдукции как из корового, так и мантийнокорового источников [2]. Геохимические особенности адакитоподобных биотитовых плагиогнейсов западной части ГМК указывают на вероятную



**Рис. 2.** Дискриминационные диаграммы Y–Sr/Y [12] (а) и (Yb)<sub>n</sub>–(La/Yb)<sub>n</sub> [13] (б) для адакитов и БАДР (породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций вулканических дуг).


**Рис. 3.** Дискриминационные диаграммы для главных породных ассоциаций ГМК: (a) FeO\*/MgO-Zr + Nb + Ce + Y и (6) Rb-Hf-3Ta; (b) Nb–Y–Zr/4; (г) Rb-Y + Nb; (e) Nb–Y, обзор которых приведён в тексте. Поля составов гранитоидов: (a) A – A-типа, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные М-, I- и S- типов; (b) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (A<sub>1</sub>) или породы континентальной коры (A<sub>2</sub>); (б, г, д) post-COLG – постколлизионные, syn-COLG – коллизионные, VAG – острово-дужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанских хребтов.

островодужную природу их протолита (рис. 3). Однако при этом не вполне аргументировано, насколько субдукционные адакиты идентичны их коллизионным/постколлизионным аналогам,



**Рис. 4.** Дискриминантная диаграмма [17], разделяющие адакиты островных дуг с коллизионными и постколлизионными адакитами и адакитовыми гранитоидами.

поскольку четкие геохимические критерии, позволяющие разделить их, практически отсутствуют. Так, использование дискриминантной функции DF<sub>3</sub> [17] в отношении изученных плагиогнейсов показывает, что фигуративные точки их составов попадают как в область адакитов островных дуг, так и в область перекрытия полей состава коллизионными/постколлизионными адакитами (рис. 4), что требует разработки дополнительных диагностических критериев. При этом очевидно, что адакитоподобные породы из зоны конвергеншии Исаковского террейна с окраиной Сибирского кратона и другие разновидности пород ГМК в палеоконтинентальном секторе Енисейского кряжа имеют различную геохимическую специфику.

Были проведены изотопно-геохронологические исследования адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) и порфиробластических ортоклазовых лейкогранитогнейсов (обр. 63-2).

Цирконы из обр. 14 и 12 представлены субидиоморфными полупрозрачными и трещиноватыми удлиненными кристаллами призматического облика коричневого цвета длиной от 100 до 500 мкм с  $K_y = 1-5$ . По результатам U–Pb-датирования для



**Рис. 5.** U–Pb-диаграммы с конкордией и дискордией для цирконов из адакитоподобных гранитоидов (а–б) и лейко-гранитогнейсов (в).

9 цирконов обр. 14 получен конкордантный возраст 913  $\pm$  11 млн лет, содержание Th/U = 0.02–0.20. Средневзвешенный <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-возраст равен 941  $\pm$  13 млн лет, СКВО = 2.3. Для 15 цирконов обр. 12 построена дискордия с верхним пересечением 915  $\pm$  36 млн лет, Th/U = 0.01–0.21 (табл. 2, рис. 5).

Цирконы из обр. 63-2 представлены субидиоморфными до овальных полупрозрачными кристаллами коричневого цвета длиной до 150 мкм с  $K_y = 1-2$ . Часть цирконов зональна с четко выраженными ядрами с осцилляторной зональностью и каймами. Для 15 цирконов обр. 63-2 построена дискордия с верхним пересечением 932 ± 26 млн лет, Th/U = 0.01-0.36 (рис. 5).

Существенная дополнительная информация о возрасте корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) получена при Lu-Hf-изотопных исследованиях. Изотопный состав Hf был определен в цирконах из этих образцов и анализировался в тех же точках, где измерялся U-Pb-изотопный возраст. В отличие от U-Рb-изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Нf-изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст  $\varepsilon$ Hf(t) от +0.1 до -10. Модельные возрасты T<sub>Hf</sub>(DM)<sup>с</sup>, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет (табл. 3). Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов εHf(t) от +0.9 до −0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские

модельные возрасты  $T_{Hf}(DM)^c = 1838-1916$  млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от -2.2 до -10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты  $T_{Hf}(DM)^c = 1965-2357$  млн лет (табл. 3).

Результаты U-Рb-датирования адакитоподобных гранитов (913 ± 11 и 915 ± 36 млн лет) и порфиробластических ортоклазовых лейкогранитогнейсов (932 ± 26 млн лет) могут быть рассмотрены в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской складчатости и, возможно, синхронных субдукционных процессов, связанных с ранними этапами эволюции Палеоазиатского океана. В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве эквивалентов гренвиллид рассматриваются гранитогнейсовые купола [18] и метапелиты низких/умеренных давлений Гаревского и Тейского комплексов [19]. Эти возрастные оценки также совпадают с временем начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангары. Выявленный этап хорошо коррелирует с фазами орогенеза ряда комплексов в гренвильском (Лаврентия) и в свеконорвежском складчатых поясах (Балтика) [1].

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в это время, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [20].

Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в пределах западной окраины Сибирского кратона и имеющиеся палеоконтинен-

Partner     <	I			( I	/											
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$					206-	207		Изото	пные от	ноше			Возраст,			
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Точка	U, nnm	Th,	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{229}}$	$^{200}\text{Pb}_{c},$	<sup>206</sup> Pb*,	<sup>207</sup> <b>D</b> b		<sup>207</sup> Pb*		<sup>206</sup> Pb*		Rho	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> <b>Ph</b>	D,
Image: constraint of the state interval of		ppm	ppm	<sup>238</sup> U	%	ррш	$\frac{10}{206}$ Ph	±%	<sup>235</sup> II	± %	<sup>238</sup> II	± %		$\frac{10}{238}$	$\frac{10}{206}$ Ph	70
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $							10	1	2		0			U	10	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	21	3359	49	0.02	0.25	378	0.06618	0.66	1 193	16	0 1307	15	0.9	$792 \pm 11$	812 + 14	3
$ \begin{array}{c} 1.1 \\ 1.230 \\ 1.4 \\ 1.4 \\ 1.4 \\ 1.5 \\ 1.$	3.1	2630	315	0.02	0.23	330	0.07004	0.00	1.175	1.0	0.1307	1.5	0.9	$772 \pm 11$ $879 \pm 12$	$912 \pm 14$ $930 \pm 12$	6
1     1002     104     0.06     0.27     255     0.07057     0.87     1.598     1.7     0.1643     1.5     0.9     981 ± 14     945 ± 18     -4       6.1     2319     99     0.04     0.03     274     0.06831     0.77     1.297     1.7     0.1377     1.5     0.9     832 ± 12     878 ± 16     6       6.2     1555     26     0.02     0.03     167     0.06646     10     1.148     1.8     0.1253     1.5     0.9     1042 ± 14     962 ± 10     -8       8.1     1583     18     0.01     0.10     200     0.07103     0.91     1.44     1.5     0.9     1021 ± 14     912 ± 12     -10       11.1     2898     76     0.03     0.16     315     0.06561     0.86     1.144     1.7     0.1265     1.5     0.9     768 ± 11     794 ± 18     3       12.1     1444     2.7     0.026     880     0.07217     0.43     1.679     1.5	4.1	8326	1547	0.12	0.02	1330	0.07074	0.29	1.818	1.5	0.1864	1.5	1.0	$1102 \pm 15$	$950 \pm 6$	-14
	5.1	1802	104	0.06	0.27	255	0.07057	0.87	1.598	1.7	0.1643	1.5	0.9	$981 \pm 14$	$945 \pm 18$	_4
	6.1	2319	99	0.04	0.03	274	0.06831	0.77	1.297	1.7	0.1377	1.5	0.9	$832 \pm 12$	878 ± 16	6
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	6.2	1555	26	0.02	0.03	167	0.06646	10	1.148	1.8	0.1253	1.5	0.8	761 ± 11	$821 \pm 21$	8
8.1     1583     18     0.01     0.01     200     0.07103     0.91     1.44     1.8     0.1471     1.5     0.9     885 ± 12     958 ± 19     8       9.1     1964     75     0.04     0.25     204     0.06531     1     1.086     1.8     0.12016     1.5     0.9     1021 ± 14     917 ± 12     -10       11.1     2898     76     0.03     0.16     315     0.06561     0.86     1.44     1.7     0.1265     1.5     0.9     1021 ± 14     917 ± 12     -10       11.1     2898     76     0.03     0.16     315     0.06661     0.84     1.74     1.7507     1.5     0.9     905 ± 13     983 ± 16     4       13.1     503     1048     0.20     0.08     817     0.06694     0.45     1.659     1.6     0.1726     1.5     0.9     915 ± 2     918 ± 15     0     1.41     1.44     1.7     0.1867     1.5     0.9     938 ± 20     936 ± 29	7.1	4015	630	0.16	0.03	606	0.07116	0.5	1.722	1.6	0.1755	1.5	0.9	$1042 \pm 14$	962 ± 10	-8
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	8.1	1583	18	0.01	0.10	200	0.07103	0.91	1.44	1.8	0.1471	1.5	0.9	$885\pm12$	$958\pm19$	8
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	9.1	1964	75	0.04	0.25	204	0.06531	1	1.086	1.8	0.1206	1.5	0.8	$734 \pm 10$	$784\pm21$	7
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	10.1	4572	311	0.07	0.53	677	0.06962	0.6	1.647	1.6	0.1716	1.5	0.9	$1021\pm14$	917 ± 12	-10
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	11.1	2898	76	0.03	0.16	315	0.06561	0.86	1.144	1.7	0.1265	1.5	0.9	$768 \pm 11$	$794\pm18$	3
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	12.1	1454	27	0.02	0.44	172	0.07049	1.2	1.331	1.9	0.1369	1.5	0.8	$827\pm12$	$943\pm24$	14
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	13.1	6069	1231	0.21	0.02	880	0.07217	0.43	1.679	1.5	0.1687	1.5	1.0	$1005\pm14$	991 ± 9	-1
15.1   5503   1048   0.20   0.08   817   0.06968   0.45   1.659   1.6   0.1726   1.5   1.0   1027 ± 14   919 ± 9   -11     IA     II   1938   32   0.02   0.19   254   0.06964   0.74   1.464   2.5   0.1524   2.3   0.9   915 ± 20   918 ± 15   0     3.1   5609   1146   0.21   0.35   758   0.07048   0.95   1.523   2.7   0.1567   2.5   0.9   938 ± 22   942 ± 20   0     4.1   1754   31   0.02   0.09   221   0.06904   0.57   1.46   2.6   0.1534   2.5   1.0   920 ± 21   900 ± 12   -2     7.2   1322   154   0.12   0.12   0.70   0.767   0.76   1.459   2.5   0.148   2.3   1.0   904 ± 20   932 ± 14   3     9.1   1757   55   0.33   0.66   253   0.0716   0.67   1.522   2.4   0.151   0.31	14.1	2330	178	0.08	0.05	302	0.07034	0.77	1.462	1.7	0.1507	1.5	0.9	$905\pm13$	$938\pm16$	4
1     1938     32     0.02     0.19     254     0.06964     0.74     1.464     2.5     0.1524     2.3     0.9     915 ± 20     918 ± 15     0       2.1     1866     166     0.09     1.00     241     0.07027     1.4     1.441     2.7     0.1487     2.3     0.8     894 ± 20     936 ± 29     5       3.1     5609     1146     0.21     0.35     758     0.07048     0.951     1.523     2.7     0.1567     2.5     0.9     938 ± 22     942 ± 20     0       4.1     1754     31     0.02     0.09     221     0.06994     0.57     1.46     2.6     0.1534     2.5     1.0     920 ± 21     900 ± 12     -2       7.2     1322     154     0.12     0.12     170     0.07067     0.76     1.459     2.3     1.0     98 ± 20     957 ± 14     -4       8.1     2831     240     0.09     2.4     0.1674     2.3     1.0     98 ± 20	15.1	5503	1048	0.20	0.08	817	0.06968	0.45	1.659	1.6	0.1726	1.5	1.0	$1027\pm14$	919 ± 9	-11
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$								1	4							
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1.1	1938	32	0.02	0.19	254	0.06964	0.74	1.464	2.5	0.1524	2.3	0.9	$915 \pm 20$	918 ± 15	0
3.1560911460.210.357580.070480.951.5232.70.15672.50.9 $938 \pm 22$ $942 \pm 20$ 04.11754310.020.092210.069380.721.3982.40.14622.30.9 $880 \pm 19$ $910 \pm 15$ 35.121131120.050.032790.069040.571.462.60.15342.51.0 $920 \pm 21$ $900 \pm 12$ $-2$ 7.213221540.120.121700.070670.761.4592.50.14982.30.9 $900 \pm 20$ $948 \pm 16$ $-4$ 8.128312400.090.443690.070120.71.4622.40.15122.31.0 $998 \pm 22$ $957 \pm 14$ $-4$ 1.12083410.020.052760.071690.61.5222.40.16742.31.0 $998 \pm 22$ $957 \pm 14$ $-4$ 1.12083410.090.062760.071850.751.6870.80.1750.310.61040 $\pm 3$ $991 \pm 9$ $-5$ 2.119351420.080.062850.071350.751.6870.80.1750.40.51020 $\pm 4$ $967 \pm 15$ $-5$ 3.132172780.090.054590.71450.771.6350.80.16600.350.4 $990 \pm 3$ $970 \pm 16$ $-2$	2.1	1866	166	0.09	1.00	241	0.07027	1.4	1.441	2.7	0.1487	2.3	0.8	$894 \pm 20$	936 ± 29	5
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3.1	5609	1146	0.21	0.35	758	0.07048	0.95	1.523	2.7	0.1567	2.5	0.9	938 ± 22	$942\pm20$	0
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	4.1	1754	31	0.02	0.09	221	0.06938	0.72	1.398	2.4	0.1462	2.3	0.9	880 ± 19	$910 \pm 15$	3
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5.1	2113	112	0.05	0.03	279	0.06904	0.57	1.46	2.6	0.1534	2.5	1.0	$920 \pm 21$	$900 \pm 12$	-2
8.128312400.090.443690.070120.71.4622.40.15122.31.0 $908 \pm 20$ $932 \pm 14$ 39.11757550.030.062530.070990.671.6392.40.16742.31.0 $998 \pm 22$ $957 \pm 14$ -411.12083410.020.052760.071690.61.5222.40.1542.31.0 $923 \pm 20$ $977 \pm 12$ 663-21.151589490.190.062850.071350.751.6870.80.17150.40.51020 $\pm 4$ $967 \pm 15$ -53.132172780.090.054590.071450.771.6350.80.16600.350.4 $990 \pm 3$ $970 \pm 16$ -24.130481820.060.093970.069540.591.4530.70.15160.350.5 $910 \pm 3$ $915 \pm 12$ 15.144275400.130.056380.071200.441.6520.60.16780.330.61000 $\pm 3$ $969 \pm 10$ -36.1541410130.190.158300.072240.451.7760.60.17830.320.61058 $\pm 3$ $993 \pm 9$ -67.128402940.110.084120.071510.611.6620.70.16850.370.510	7.2	1322	154	0.12	0.12	170	0.07067	0.76	1.459	2.5	0.1498	2.3	0.9	$900 \pm 20$	948 ± 16	-4
9.11757550.030.062530.070990.671.6392.40.16742.31.0998 $\pm$ 22957 $\pm$ 14-411.12083410.020.052760.071690.61.5222.40.1542.31.0998 $\pm$ 22957 $\pm$ 14-463-21.151589490.190.067760.072180.421.7420.50.17510.310.61040 $\pm$ 3991 $\pm$ 9-52.119351420.080.062850.071350.751.6870.80.17150.40.51020 $\pm$ 4967 $\pm$ 15-53.132172780.090.054590.071450.771.6350.80.16600.350.4990 $\pm$ 3970 $\pm$ 16-24.130481820.060.093970.069540.591.4530.70.15160.350.5910 $\pm$ 3915 $\pm$ 1215.144275400.130.056380.071400.471.6520.60.16780.330.61000 $\pm$ 3969 $\pm$ 10-36.1541410130.190.158300.072240.451.7760.60.17830.320.61058 $\pm$ 3993 $\pm$ 9-67.128402940.110.084120.071510.611.6620.70.16850.370.5 <th< td=""><td>8.1</td><td>2831</td><td>240</td><td>0.09</td><td>0.44</td><td>369</td><td>0.07012</td><td>0.7</td><td>1.462</td><td>2.4</td><td>0.1512</td><td>2.3</td><td>1.0</td><td><math>908 \pm 20</math></td><td><math>932 \pm 14</math></td><td>3</td></th<>	8.1	2831	240	0.09	0.44	369	0.07012	0.7	1.462	2.4	0.1512	2.3	1.0	$908 \pm 20$	$932 \pm 14$	3
11.1   2083   41   0.02   0.05   276   0.07169   0.6   1.522   2.4   0.154   2.3   1.0   923 $\pm$ 20   977 $\pm$ 12   6     63-2     1.1   5158   949   0.19   0.06   776   0.07218   0.42   1.742   0.5   0.1751   0.31   0.6   1040 $\pm$ 3   991 $\pm$ 9   -5     2.1   1935   142   0.08   0.06   285   0.07135   0.75   1.687   0.8   0.1715   0.4   0.5   1020 $\pm$ 4   967 $\pm$ 15   -5     3.1   3217   278   0.09   0.05   459   0.07145   0.77   1.635   0.8   0.160   0.35   0.4   990 $\pm$ 3   970 $\pm$ 16   -2     4.1   3048   182   0.06   0.09   397   0.06954   0.59   1.453   0.7   0.1516   0.35   0.5   910 $\pm$ 3   915 $\pm$ 12   1     5.1   4427   540   0.13   0.05   638   0.07140   0.47   1.652   0.6   0.1678   0	9.1	1757	55	0.03	0.06	253	0.07099	0.67	1.639	2.4	0.1674	2.3	1.0	$998 \pm 22$	$957 \pm 14$	-4
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	11.1	2083	41	0.02	0.05	276	0.07169	0.6	1.522	2.4	0.154	2.3	1.0	$923 \pm 20$	$977 \pm 12$	6
1.151389490.190.067760.072180.421.7420.30.17150.310.6 $1040 \pm 3$ 991 $\pm 9$ -52.119351420.080.062850.071350.751.6870.80.17150.40.5 $1020 \pm 4$ 967 $\pm 15$ -53.132172780.090.054590.071450.771.6350.80.16600.350.4990 $\pm 3$ 970 $\pm 16$ -24.130481820.060.093970.069540.591.4530.70.15160.350.5910 $\pm 3$ 915 $\pm 12$ 15.144275400.130.056380.071400.471.6520.60.16780.330.61000 $\pm 3$ 969 $\pm 10$ -36.1541410130.190.158300.072240.451.7760.60.17830.320.61058 $\pm 3$ 993 $\pm 9$ -67.128402940.110.084120.071510.611.6620.70.16850.370.51004 $\pm 3$ 972 $\pm 13$ -38.120617150.363.822720.068102.91.3872.90.14790.460.2889 $\pm 4$ 870 $\pm 59$ -29.132763500.110.054980.071130.541.7340.60.17680.350.51049 $\pm 3$ 961 $\pm 11$ -8 </td <td>1 1</td> <td>5150</td> <td>0.40</td> <td>0.10</td> <td></td> <td>77(</td> <td>0.07219</td> <td>0.40</td> <td>5-Z</td> <td>0.5</td> <td>0 1751</td> <td>0.21</td> <td></td> <td>1040 1 2</td> <td>001   0</td> <td>5</td>	1 1	5150	0.40	0.10		77(	0.07219	0.40	5-Z	0.5	0 1751	0.21		1040 1 2	001   0	5
2.119331420.080.062830.071330.731.0870.80.17130.40.510204907113-33.132172780.090.054590.071450.771.6350.80.16600.350.4990 $\pm 3$ 970 $\pm 16$ -24.130481820.060.093970.069540.591.4530.70.15160.350.5910 $\pm 3$ 915 $\pm 12$ 15.144275400.130.056380.071400.471.6520.60.16780.330.61000 $\pm 3$ 969 $\pm 10$ -36.1541410130.190.158300.072240.451.7760.60.17830.320.61058 $\pm 3$ 993 $\pm 9$ -67.128402940.110.084120.071510.611.6620.70.16850.370.51004 $\pm 3$ 972 $\pm 13$ -38.120617150.363.822720.068102.91.3872.90.14790.460.2889 $\pm 4$ 870 $\pm 59$ -29.132763500.110.054980.071130.541.7340.60.17680.350.51049 $\pm 3$ 961 $\pm 11$ -810.150017150.150.017420.07177 <t< td=""><td>1.1</td><td>1025</td><td>949 140</td><td>0.19</td><td>0.06</td><td>285</td><td>0.07218</td><td>0.42</td><td>1.742</td><td>0.5</td><td>0.1731</td><td>0.51</td><td>0.0</td><td><math>1040 \pm 3</math> <math>1020 \pm 4</math></td><td><math>991 \pm 9</math> 067 <math>\pm 15</math></td><td>-5</td></t<>	1.1	1025	949 140	0.19	0.06	285	0.07218	0.42	1.742	0.5	0.1731	0.51	0.0	$1040 \pm 3$ $1020 \pm 4$	$991 \pm 9$ 067 $\pm 15$	-5
3.1 $3217$ $278$ $0.07$ $0.03$ $439$ $0.07143$ $0.77$ $1.033$ $0.38$ $0.1000$ $0.33$ $0.4$ $990\pm 3$ $970\pm 3$ $970\pm 10$ $-22$ 4.1 $3048$ $182$ $0.06$ $0.09$ $397$ $0.06954$ $0.59$ $1.453$ $0.7$ $0.1516$ $0.35$ $0.5$ $910\pm 3$ $915\pm 12$ $1$ 5.1 $4427$ $540$ $0.13$ $0.05$ $638$ $0.07140$ $0.47$ $1.652$ $0.6$ $0.1678$ $0.33$ $0.6$ $1000\pm 3$ $969\pm 10$ $-3$ 6.1 $5414$ $1013$ $0.19$ $0.15$ $830$ $0.07224$ $0.45$ $1.776$ $0.6$ $0.1783$ $0.32$ $0.6$ $1000\pm 3$ $969\pm 10$ $-3$ 6.1 $5414$ $1013$ $0.19$ $0.15$ $830$ $0.07224$ $0.45$ $1.776$ $0.6$ $0.1783$ $0.32$ $0.6$ $1058\pm 3$ $993\pm 9$ $-6$ 7.1 $2840$ $294$ $0.11$ $0.08$ $412$ $0.07151$ $0.61$ $1.662$ $0.7$ $0.1685$ $0.37$ $0.5$ $1004\pm 3$ $972\pm 13$ $-3$ 8.1 $2061$ $715$ $0.36$ $3.82$ $272$ $0.06810$ $2.9$ $1.387$ $2.9$ $0.1479$ $0.46$ $0.2$ $889\pm 4$ $870\pm 59$ $-2$ 9.1 $3276$ $350$ $0.11$ $0.05$ $498$ $0.07113$ $0.54$ $1.734$ $0.6$ $0.1728$ $0.32$ $0.6$ $1027\pm 3$ $979\pm 9$ $-5$ <td< td=""><td>2.1</td><td>3217</td><td>142 278</td><td>0.08</td><td>0.00</td><td>203 450</td><td>0.07135</td><td>0.75</td><td>1.007</td><td>0.8</td><td>0.1/13</td><td>0.4</td><td>0.5</td><td><math>1020 \pm 4</math> <math>000 \pm 3</math></td><td><math>907 \pm 13</math> <math>070 \pm 16</math></td><td>-3</td></td<>	2.1	3217	142 278	0.08	0.00	203 450	0.07135	0.75	1.007	0.8	0.1/13	0.4	0.5	$1020 \pm 4$ $000 \pm 3$	$907 \pm 13$ $070 \pm 16$	-3
4.1 $3043$ $182$ $0.00$ $0.09$ $397$ $0.00934$ $0.39$ $1.433$ $0.7$ $0.1310$ $0.33$ $0.6$ $1000 \pm 3$ $969 \pm 10$ $-3$ $5.1$ $4427$ $540$ $0.13$ $0.05$ $638$ $0.07140$ $0.47$ $1.652$ $0.6$ $0.1678$ $0.33$ $0.6$ $1000 \pm 3$ $969 \pm 10$ $-3$ $6.1$ $5414$ $1013$ $0.19$ $0.15$ $830$ $0.07224$ $0.45$ $1.776$ $0.6$ $0.1783$ $0.32$ $0.6$ $1058 \pm 3$ $993 \pm 9$ $-6$ $7.1$ $2840$ $294$ $0.11$ $0.08$ $412$ $0.07151$ $0.61$ $1.662$ $0.7$ $0.1685$ $0.37$ $0.5$ $1004 \pm 3$ $972 \pm 13$ $-3$ $8.1$ $2061$ $715$ $0.36$ $3.82$ $272$ $0.06810$ $2.9$ $1.387$ $2.9$ $0.1479$ $0.46$ $0.2$ $889 \pm 4$ $870 \pm 59$ $-2$ $9.1$ $3276$ $350$ $0.11$ $0.05$ $498$ $0.07113$ $0.54$ $1.734$ $0.6$ $0.1768$ $0.35$ $0.5$ $1049 \pm 3$ $961 \pm 11$ $-8$ $10.1$ $5001$ $715$ $0.15$ $0.01$ $742$ $0.07177$ $0.44$ $1.710$ $0.6$ $0.1728$ $0.32$ $0.6$ $1027 \pm 3$ $979 \pm 9$ $-5$ $11.1$ $1727$ $19$ $0.01$ $0.06$ $232$ $0.06994$ $0.8$ $1.509$ $0.9$ $0.1565$ $0.43$ $0.5$ $937 \pm 4$ $927 \pm 16$ $-1$	3.1 4.1	3048	182	0.09	0.03	307	0.07143	0.77	1.055	0.8	0.1000	0.35	0.4	$990 \pm 3$ $910 \pm 3$	$970 \pm 10$ $015 \pm 12$	-2
$3.1$ $4427$ $546$ $6.15$ $6.05$ $6.33$ $6.07146$ $0.47$ $1.052$ $6.6$ $6.1673$ $6.53$ $6.6$ $1000\pm 3$ $905\pm 16$ $-35$ $6.1$ $5414$ $1013$ $0.19$ $0.15$ $830$ $0.07224$ $0.45$ $1.776$ $0.6$ $0.1783$ $0.32$ $0.6$ $1058\pm 3$ $993\pm 9$ $-6$ $7.1$ $2840$ $294$ $0.11$ $0.08$ $412$ $0.07151$ $0.61$ $1.662$ $0.7$ $0.1685$ $0.37$ $0.5$ $1004\pm 3$ $972\pm 13$ $-3$ $8.1$ $2061$ $715$ $0.36$ $3.82$ $272$ $0.06810$ $2.9$ $1.387$ $2.9$ $0.1479$ $0.46$ $0.2$ $889\pm 4$ $870\pm 59$ $-2$ $9.1$ $3276$ $350$ $0.11$ $0.05$ $498$ $0.07113$ $0.54$ $1.734$ $0.6$ $0.1768$ $0.35$ $0.5$ $1049\pm 3$ $961\pm 11$ $-8$ $10.1$ $5001$ $715$ $0.15$ $0.01$ $742$ $0.07177$ $0.44$ $1.710$ $0.6$ $0.1728$ $0.32$ $0.6$ $1027\pm 3$ $979\pm 9$ $-5$ $11.1$ $1727$ $19$ $0.01$ $0.06$ $232$ $0.06994$ $0.8$ $1.509$ $0.9$ $0.1565$ $0.43$ $0.5$ $937\pm 4$ $927\pm 16$ $-1$ $12.1$ $4978$ $769$ $0.16$ $0.02$ $778$ $0.07160$ $0.41$ $1.795$ $0.5$ $0.1819$ $0.32$ $0.6$ $1077\pm 3$ $975\pm 8$ $-10$ <t< td=""><td>5 1</td><td>4427</td><td>540</td><td>0.00</td><td>0.09</td><td>638</td><td>0.00934</td><td>0.39</td><td>1.455</td><td>0.7</td><td>0.1510</td><td>0.33</td><td>0.5</td><td><math>910 \pm 3</math> <math>1000 \pm 3</math></td><td><math>913 \pm 12</math> <math>969 \pm 10</math></td><td>_3</td></t<>	5 1	4427	540	0.00	0.09	638	0.00934	0.39	1.455	0.7	0.1510	0.33	0.5	$910 \pm 3$ $1000 \pm 3$	$913 \pm 12$ $969 \pm 10$	_3
0.11 $0.113$ $0.113$ $0.113$ $0.113$ $0.013$ $0.01224$ $0.113$ $0.113$ $0.01223$ $0.0133$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.01433$ $0.0233$ $0.01433$ $0.0233$ $0.01433$ $0.0233$ $0.01433$ $0.0233$ $0.01433$ $0.01333$ $0.01333$ $0.014333$ $0.014333$ $0.014333$ $0.013333$ $0.013333$ $0.0133333$ $0.0133333$ $0.01333333$ $0.013333333$ $0.0133333333$ $0.01333333333$ $0.0133333333$ $0.0133333333333333333333333333333333333$	5.1 6.1	5414	1013	0.15	0.05	830	0.07140	0.47	1.052	0.0	0.1078	0.33	0.0	$1000 \pm 3$ $1058 \pm 3$	$909 \pm 10$ 993 + 9	-5 -6
$1.1$ $2516$ $251$ $0.11$ $0.03$ $112$ $0.07151$ $0.01$ $1.002$ $0.17$ $0.1615$ $0.05$ $1.03125$ $0.1225$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $1.03125$ $0.12215$ $0.12215$ $0.12215$ $0.1225$ $0.12215$ $0.12315$ $0.1616$ $0.02$ $0.12117$ $0.068111$ $0.10516$ $0.17710$ $0.14116$ $0.17728$ $0.32206$ $0.1027\pm 3$ $979\pm 9$ $-551111$ $-11111$ $1727$ $19$ $0.016$ $0.022778$ $0.07160$ $0.4111795$ $0.550165$ $0.1801$ $0.3206$ $1077\pm 3$ $975\pm 8$ $-101131$ $13.1255231$ $0.111$ $0.100$ <t< td=""><td>0.1 7 1</td><td>2840</td><td>294</td><td>0.15</td><td>0.15</td><td>412</td><td>0.07224</td><td>0.45</td><td>1.770</td><td>0.0</td><td>0.1705</td><td>0.32</td><td>0.0</td><td><math>1000 \pm 3</math> <math>1004 \pm 3</math></td><td><math>972 \pm 13</math></td><td>_3</td></t<>	0.1 7 1	2840	294	0.15	0.15	412	0.07224	0.45	1.770	0.0	0.1705	0.32	0.0	$1000 \pm 3$ $1004 \pm 3$	$972 \pm 13$	_3
9.132763500.110.054980.071130.541.7340.60.17680.350.51049 $\pm 3$ 961 $\pm 11$ -810.150017150.150.017420.071770.441.7100.60.17280.320.61027 $\pm 3$ 979 $\pm 9$ -511.11727190.010.062320.069940.81.5090.90.15650.430.5937 $\pm 4$ 927 $\pm 16$ -112.149787690.160.027780.071600.411.7950.50.18190.320.61077 $\pm 3$ 975 $\pm 8$ -1013.121552310.110.103080.071670.71.6420.80.16610.390.5991 $\pm 4$ 977 $\pm 14$ -114.121201000.050.072870.069870.721.5150.80.15730.40.5942 $\pm 3$ 924 $\pm 15$ -212.2738914540.200.0211400.072400.361.79790.50.18010.30.61068 $\pm 3$ 997 $\pm 7$ -7	8.1	2061	715	0.11	3.82	272	0.07131	2.9	1.387	2.9	0.1005	0.37	0.2	$889 \pm 4$	$972 \pm 19$ $870 \pm 59$	-2
10.150.07150.150.017420.071770.441.7100.60.17280.320.61027 $\pm$ 3979 $\pm$ 9-511.11727190.010.062320.069940.81.5090.90.15650.430.5937 $\pm$ 4927 $\pm$ 16-112.149787690.160.027780.071600.411.7950.50.18190.320.61077 $\pm$ 3975 $\pm$ 8-1013.121552310.110.103080.071670.71.6420.80.16610.390.5991 $\pm$ 4977 $\pm$ 14-114.121201000.050.072870.069870.721.5150.80.15730.40.5942 $\pm$ 3924 $\pm$ 15-212.2738914540.200.0211400.072400.361.79790.50.18010.30.61068 $\pm$ 3997 $\pm$ 7-7	9.1	3276	350	0.20	0.05	498	0.07113	0.54	1.734	0.6	0.1768	0.35	0.5	$1049 \pm 3$	$961 \pm 11$	_8
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	10.1	5001	715	0.15	0.01	742	0.07177	0.44	1.710	0.6	0.1728	0.32	0.6	$10.19 \pm 3$ $1027 \pm 3$	$979 \pm 9$	-5
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	11.1	1727	19	0.01	0.06	232	0.06994	0.8	1.509	0.9	0.1565	0.43	0.5	$937 \pm 4$	$927 \pm 16$	-1
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	12.1	4978	769	0.16	0.02	778	0.07160	0.41	1.795	0.5	0.1819	0.32	0.6	$1077 \pm 3$	975 ± 8	-10
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	13.1	2155	231	0.11	0.10	308	0.07167	0.7	1.642	0.8	0.1661	0.39	0.5	991 ± 4	977 ± 14	-1
12.2   7389   1454   0.20   0.02   1140   0.07240   0.36   1.7979   0.5   0.1801   0.3   0.6   1068 $\pm$ 3   997 $\pm$ 7   -7	14.1	2120	100	0.05	0.07	287	0.06987	0.72	1.515	0.8	0.1573	0.4	0.5	$942 \pm 3$	924 ± 15	-2
	12.2	7389	1454	0.20	0.02	1140	0.07240	0.36	1.7979	0.5	0.1801	0.3	0.6	$1068 \pm 3$	$997\pm7$	-7

**Таблица 2.** U—Pb-изотопные данные цирконов из адакитоподобных гранитов (обр. 12 и 14) и ортоклазовых лейкогранитогнейсов (обр. 63-2)

Примечание: ошибки приведены на уровне 16. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта 0.3–0.57%.<sup>1</sup> – Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному <sup>204</sup>Pb. *D*, % – дискордантность. *Rho* – коэффициент корреляции отношений <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

	1						, ,	1					
Точка	Возраст, млн л.	176Yb/ <sup>177</sup> Hf	±2σ	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	±2σ	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	±2σ	JH <sup>77</sup> /JH <sup>871</sup>	±2σ	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hfi	e <sub>Hf</sub> (t)	±2σ	T <sub>DM</sub> C
						12							
5.1	981	0.070120	0.001782	0.001939	0.000079	0.282111	0.000079	1.467371	0.000201	0.282075	-3.0	2.8	2069
9.1	734	0.088927	0.002461	0.002149	0.000047	0.282061	0.000047	1.467236	0.000093	0.282031	10.0	1.6	2357
11.1	768	0.088193	0.002471	0.002283	0.000038	0.282327	0.000038	1.467256	0.000118	0.282294	0.1	1.3	1719
13.1	1005	0.090386	0.001425	0.002157	0.000028	0.282186	0.000028	1.467213	0.000061	0.282145	-0.1	1.0	1908
14.1	905	0.116953	0.005039	0.002656	0.000057	0.282064	0.000057	1.467143	0.000121	0.282019	-7.0	1.9	2304
	1	1		1		14							1
1.1	915	0.075892	0.002170	0.001887	0.000059	0.282226	0.000059	1.467148	0.000131	0.282194	-0.2	2.0	1838
4.1	794	0.054000	0.001084	0.001411	0.000039	0.282247	0.000039	1.467301	0.000142	0.282226	-1.8	1.4	1838
4.2	880	0.069739	0.002717	0.001736	0.000028	0.282091	0.000028	1.467234	0.000060	0.282062	-5.7	1.0	2163
5.1	920	0.121001	0.007263	0.003384	0.000067	0.282163	0.000067	1.467275	0.000190	0.282105	-3.3	2.4	2085
6.1	838	0.073954	0.001859	0.001698	0.000054	0.282171	0.000054	1.467190	0.000144	0.282144	-4.0	1.8	2024
7.2	1011	0.104443	0.000558	0.002496	0.000037	0.282201	0.000037	1.467342	0.000076	0.282153	0.9	1.3	1853
8.1	908	0.111502	0.001375	0.002628	0.000028	0.282181	0.000028	1.467242	0.000056	0.282137	-2.4	1.0	2000
9.1	998	0.067254	0.001223	0.001822	0.000041	0.282168	0.000041	1.467259	0.000094	0.282134	-0.5	1.4	1916
11.1	923	0.068060	0.005419	0.001728	0.000068	0.282163	0.000068	1.467409	0.000123	0.282133	-2.2	2.3	1965

Таблица 3. Lu-Hf-изотопный состав циркона из адакитоподобных гранитов

Примечание: первичное отношение изотопов гафния  $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_i$  рассчитано с использованием константы распада  ${}^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ ; 2 $\sigma$  два стандартных отклонения;  $e_{\text{Hf}}(t)$  рассчитано с использованием значений  ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf} = 0.0332$  и  ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} = 0.6282772$ ;  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  – модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием  ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf} = 0.015$ , основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

тальные реконструкции позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, и именно ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже эндогенной активности и гренвильских коллизионных событий. Северным продолжением Гренвильского пояса, протягивающегося на расстоянии более 10000 км от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона, свидетельства присутствия которых приведены в данной статье.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с дополнительной поддержкой полевых работ по госзаданиям ИГМ СО РАН и ИГГ УрО РАН (АААА-А18-118052590032-6).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.

- 2. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 57. № 1. С. 63–90.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- 4. Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509– 515.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In Ferrero S., Lanari P., Gonsalves P. and Grosch E.G. (Eds.) Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2019. V. 478. P. 89–115.
- 6. Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метамор-

физм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // ДАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 235–239.

- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2017. V. 300. P. 315– 331.
- 9. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
- Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. P. 399–414.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.

- 13. *Martin H*. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward M.P., Ries A.C. (Eds.) Collisions tectonics // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- 15. *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 4. P. 120–125.
- 16. *Гусев А.И.* Петрология адакитовых гранитоидов. М.: Академия естествознания, 2014. 151 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 3. С. 255–264.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.
- Johansson Å. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 226–235.

# PETROGENESIS, U-Pb AGE, AND Lu-Hf SYSTEMATICS OF ROCKS FROM THE GAREVKA COMPLEX OF THE NORTHERN YENISEI RIDGE: EVIDENCE OF GRENVILLE EVENTS AT THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

## I. I. Likhanov<sup>a,#</sup>, Academician of the RAS V. V. Reverdatto<sup>a</sup>, P. S. Kozlov<sup>b</sup>, K. A. Savko<sup>c</sup>, and A. A. Krylov<sup>a</sup>

 <sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation
<sup>b</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,

Zavariisky Institute of Geology and Geochemistry, Oral Branch of the Russian Academy of Sciences Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>c</sup>Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: likh@igm.nsc.ru* 

It is shown for the first time that biotite plagiogneisses from the Garevka complex of the North Yenisei Ridge have geochemical characteristics of C-type adakites with island-arc melt sources. The Hf isotopic composition in zircons indicates the participation of several sources in the formation of the granite melt, including juvenile mantle and older crustal rock protoliths with model ages  $T_{Hf}(DM)^c = 1838-1916$  Ma and 1965–2357 Ma, respectively. Based on the results of U-Pb dating of zircons, new pulses of Neoproterozoic endogenous activity at the western margin of the Siberian craton (913 ± 11 and 915 ± 36 Ma for adakite-like granites and 932 ± 26 Ma for leucogranites) were determined, correlating with the Grenville tectonic events. These Grenville episodes of regional crustal evolution are correlated with the synchronous successions and similar style of rocks along the Arctic margin of Rodinia and supports the spatial proximity of Siberia and North Atlantic cratons (Laurentia and Baltica), which is consistent with the proposed Neoproterozoic paleogeographic reconstructions of the Rodinia.

*Keywords:* adakite-like rocks, geochemistry, formation settings, U-Pb dating and Lu-Hf zircon isotope systematics, Yenisei Ridge

УДК 551.510.535; 537.877

# ВОЗМУЩЕНИЯ НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХУНГА-ТОНГА-ХУНГА-ХААПАЙ 15.01.2022, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫЕ МЕТОДОМ СДВ-РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЯ

© 2022 г. М. С. Соловьева<sup>1,\*</sup>, С. Л. Шалимов <sup>1,\*\*</sup>

Представлено академиком В.В. Адушкиным 30.07.2022 г. Поступило 01.08.2022 г. После доработки 08.08.2022 г. Принято к публикации 22.08.2022 г.

Исследованы аномальные вариации сверхдлинноволнового сигнала (СДВ-сигнала), зарегистрированные после извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. Показано, что интенсификация вариаций фазы и амплитуды СДВ-сигнала обусловлена пересечением радиотрасс распространяющимися после извержения вулкана атмосферной волной Лэмба и цунами.

*Ключевые слова:* волна Лэмба, цунами, акустико-гравитационные волны, сверхдлинные радиоволны, ионосферные возмущения

**DOI:** 10.31857/S2686739722601545

Исследования извержений крупных вулканов интересны как с точки зрения их влияния на среду обитания человека, так и как примеры сильных воздействий на внешние геосферы, позволяющие судить о механизмах этих воздействий.

В настоящей работе для изучения последствий воздействия на нижнюю ионосферу самого мощного за последнее время эксплозивного извержения вулкана Hunga Tonga – Hunga Ha'apai применен метод СДВ-радиопросвечивания. Хотя первое извержение этого вулкана было зарегистрировано еще 14.01.2022 г., но спутниковые данные показали, что самый сильный взрыв наблюдался 15.01.2022 в 4:00-4:10 UT, что привело к генерации воздушной волны Лэмба и (поскольку извержение имело место в акватории Тихого океана) цунами [1, 2]. Из источника цунами стало равномерно распространяться по всему Тихому океану (рис. 1), о чем свидетельствуют записи на глубоководных DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) станциях, которые нанесены на рис. 1.

На рис. 2 показаны записи возмущений поверхности океана на некоторых DART-станциях, представленных на рис. 1. Вертикальные черточки означают приход волны Лэмба (первая), которая создавала возмущения поверхности океана и цунами (вторая).

Для исследования отклика ионосферы на прохождение волны Лэмба и цунами использована региональная сеть станций СДВ-радиопросвечивания. Это удобный метод дистанционного исследования воздействий на ионосферу посредством регистрации амплитудно-фазовых характеристик сигналов ДВ и СДВ (в английской транскрипции VLF – very low frequency) радиостанций. Частоты этих сигналов (3-30 кГц) таковы, что они способны распространяться на тысячи километров от передатчика до приемника со слабым затуханием (~2 дБ на 1000 км) в естественном волноводе Земля-ионосфера (отражение от верхней стенки волновода – ионосферы, происходит на высотах около 60 км днем и около 85 км ночью). Амплитуда и фаза сигналов являются чувствительным индикатором состояния ионосферы, так что появляется возможность регистрировать распространение атмосферных волн в ионосферу по соответствующим возмущениям амплитуды и фазы СДВ-сигнала [4].

Для анализа состояния нижней ионосферы во время распространения волны Лэмба и цунами были использованы данные передатчиков электромагнитных сигналов NPM (21.4 кГц) и JJY (40 кГц), зарегистрированные на станции в Петропавловске-Камчатском (см. рис. 1). Станция оборудована UltraMSK-приемником [5], который измеряют одновременно амплитуду и фазу MSK (Minimum Shift Keying) модулированных сигналов в частотном диапазоне 10–50 кГц от не-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Российсклй академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: rozhnoi@ifz.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: pmsk7@mail.ru



Рис. 1. Распространение цунами в Тихом океане. Концентрические линии показывают положение волны цунами через каждый час, начиная с момента его возникновения. Треугольниками показано положение глубоководных DARTстанций. Указан номер каждой станции (адаптированный рисунок из работы [1]). Черными квадратами показано положение 2 передатчиков – NPM (21.4 кГц) и JJY (40 кГц). Черный кружок – принимающая станция в Петропавловске-Камчатском (РТК). Линии – трассы распространения суб-ионосферных сигналов.

скольких передатчиков. MSK-сигналы имеют фиксированные частоты в интервале 50—100 Гц относительно основной частоты. Для анализа использовались данные с временным интервалом 20 с.

На рис. 3 показаны амплитуда и фаза сигнала по трассе NPM-PTK за 15.01.2022 совместно со среднемесячными значениями (пунктирная линия). Качество фазы сигнала в окрестностях терминатора неудовлетворительное из-за вызванного взаимодействием мод скачкообразного изменения фазы на 2–4 $\pi$  в это время [6], однако для амплитуды и фазы ночного сигнала эта проблема отсутствует, и для него (после фильтрации в диапазоне частот 0.3-15 мГц) был сделан вейвлетанализ. Фильтр выбирался таким образом, чтобы исследовать периоды от 1 до 55 мин. В этом диапазоне возможно существование распространяющихся до ионосферы атмосферных акустических и внутренних гравитационных волн, разделяемых частотой Брента-Вяйсяля. Было найдено, что максимум спектральной плотности имеет период около 16-20 мин. Возмущения фазы содержат и более короткие периоды 4-5 мин.

Волна цунами пришла на DART 51407 на Гавайских островах (где установлен передатчик NPM) около 10 UT (см. рис. 1 и рис. 2) и прибли-



Рис. 2. Записи цунами на некоторых DART-станциях, представленных на рис. 1. Первая вертикальная черточка означает приход волны Лэмба, вторая – приход цунами. На горизонтальной шкале показано время распространения возмущений от момента их образования (адаптированный рисунок из работы [3]).



**Рис. 3.** На верхнем графике показаны амплитуда и фаза сигнала по трассе NPM—PTK за 15.01.2022 г. совместно со среднемесячными значениями (пунктирная линия). Средний график показывает фильтрованные в диапазоне 0.3—15 мГц сигналы за ночной период времени. Внизу показаны вейвлет-спектры фильтрованных сигналов.

зительно через час пересекла трассу. За два часа до этого пришла волна Лэмба. Эти моменты отчетливо зарегистрированы в возмущениях фазы СДВ-сигнала (см. рис. 3). Далее цунами распространялось под небольшим углом к трассе, приводя к возмущениям амплитуды и фазы сигнала. Приход цунами на DART 21419 был зарегистрирован в 14 UT. В этот момент наблюдается интенсификация возмущения NPM-сигнала как в амплитуде, так и в фазе (рис. 3), что может быть обусловлено подходом цунами к береговой линии. После этого цунами продолжает свое движение к тихоокеанскому побережью и примерно через час достигает Камчатки. Это подтверждают записи DART 46415 (см. рис. 1 и 2), который находится на той же линии времен распространения цунами. NPM-сигнал остается возмущенным еще час. Таким образом, все время пока NPM-сигнал пересекал Тихий океан, можно было наблюдать возмущения как в амплитуде, так и в фазе сигнала.

На рис. 4 показаны амплитуда и фаза сигнала по трассе JJY-PTK за 15 января 2022 г. в том же формате, что и на рис. 3. Трасса пролегает почти параллельно 10-часовой изолинии распространения цунами вдоль Японии и Курильских островов. Активизация возмущений в амплитуде и фазе сигнала наблюдается сначала в 10–11 UT, а потом через два часа с 12 UT до 17 UT с особенно сильными возмущениями в интервале 14–16 UT, что в целом соответствует приходу сначала волны Лэмба, а затем – цунами. С 14 UT до 15 UT волны приходят почти одномоментно вдоль JJY–РТК трассы (см. рис. 1). Хотя причина усиления колебаний в интервале 14–16 UT не установлена, но их достаточно высокая когерентность может свидетельствовать о возбуждении сейшевых колебаний в открытых заливах и бухтах приходящей волной цунами.

Таким образом, в настоящей работе посредством метода СДВ-радиопросвечивания продемонстрирована возможность возмущения нижней ионосферы распространяющимися после извержения вулкана волнами Лэмба и цунами. Если возмущение нижней ионосферы распространяющимися цунами было известно [4, 7], то ионосферный отклик на распространяющуюся волну Лэмба ранее не анализировался. Заметим, что в работе [8], на основе информации о глобальном



Рис. 4. То же, что на рис. 3, но для ЈЈУ-сигнала.

распространении волны Лэмба в атмосфере и измерений посредством GPS утверждалось, что наблюдения ионосферных возмущений над континентальной частью свидетельствуют об излучении атмосферных внутренних волн волной Лэмба. Однако, строго говоря, подобное движущееся возмущение давления, распространяясь со скоростью звука, не излучает атмосферные волны. Вместе с тем, если учесть воздействие воздушной волны Лэмба на подстилающую поверхность (см. рис. 2), то скорость волны оказывается меньше скорости звука. При числе Maxa M < 1 возможно излучение атмосферных внутренних волн [9], которые будут опережать движущийся источник (как это имеет место в случае распространения цунами [4, 7, 10]). Только в этом случае результаты [8] находят свое естественное объяснение.

В свою очередь воздействие атмосферных внутренних волн на нижнюю ионосферу может быть обусловлено как диссипацией волны [4], так и поляризационными полями, возникающими при волновом движении плазмы в нижней части F-слоя [11]. Диссипация атмосферных внутренних волн сопровождается турбулизацией нейтральной компоненты ионосферы, а согласно теоретическому рассмотрению, интенсивность излучения акустико-гравитационных волн атмосферной турбулентностью особенно велика в окрестности частот Брента–Вяйсяля [12]. Это обстоятельство указывает на причину появления возмущений вблизи частот Брента–Вяйсяля при прохождении волн Лэмба и цунами (см. рис. 3).

Наконец, оценим энергию волн Лэмба после их генерации. Кинетическая энергия в столбе высотой 1 см от участка земной поверхности равна:

$$E_{k} = 2\pi \int_{t_{1}}^{t_{2}} \frac{1}{2} \rho u^{2} r dr = 2\pi c^{2} \int_{t_{1}}^{t_{2}} \frac{1}{2} \rho u^{2} t dt,$$

где  $\rho$  – плотность воздуха, u – радиальная компонента скорости волны, распространяющейся со скоростью c и равная  $p/c\rho$  [13]. Полагая  $\rho = 10^{-3}$  г/см<sup>3</sup>, при длительности возмущения по-

рядка 1–2 ч [1], получим, что для амплитуды 250 Па [1] кинетическая энергия возмущения на масштабе порядка 20 км высоты стратосферного волновода (в котором, как считается, распространяется волна Лэмба) будет  $3 \times 10^{22}-10^{23}$  эрг, т.е. 7–28 Мт ТНТ, что оказывается одного порядка с энергией извержения Кракатау в 1883 г. по существующей оценке [14].

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-27-00182). Используемые данные по СДВ радиопросвечиванию получены на УНУ (Уникальная научная установка "Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира" [https://ckp-rf.ru/usu/507436/, http://www.gsras.ru/unu/]).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Геофизические эффекты извержения Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай 15.01.2022 г. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 156–162.
- Gusman A.R., Roger J. Hunga Tonga Hunga Ha'apai volcano-induced sea level oscillations and tsunami simulations // GNS Science, https://doi.org/10.21420/DYKJ-RK41
- 3. *Kubota T., Saito T. Nishida K.* Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption // Science. https://doi.org/10.1126/science.abo4364
- Rozhnoi A., Shalimov S., Solovieva M., et al. Tsunamiinduced phase and amplitude perturbations of subionospheric VLF signals // J. Geophys. Res. 2012. V. 117.

Iss. A9, A09313.

https://doi.org/10.1029/2012JA017761

- 5. http://ultramsk.com
- 6. *Kaiser A.B.* VLF propagation over long paths // J. Atm. Terr. Phys. 1967. V. 29. N 1. P. 73–85.
- Rozhnoi A., Shalimov S., Solovieva M., et al. Detection of tsunami-driven phase and amplitude perturbations of subionospheric VLF signals following the 2010 Chile earthquake // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2014. V. 119. P. 5012–5019. https://doi.org/10.1002/2014JA019766
- Zhang S-R., Vierinen J., Aa E., Goncharenko L.P., Erickson P.J., Rideout W., Coster A.J., Spicher A. 2022 Tonga Volcanic Eruption Induced Global Propagation of Ionospheric Disturbances via Lamb Waves // Front. Astron. Space Sci. 2022. 9:871275. https://doi.org/10.3389/fspas.2022.871275
- 9. Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызываемые движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044–1052.
- Шалимов С.Л., Нестеров И.А., Воронцов А.М. О возмущениях ионосферы, регистрируемых посредством GPS после землетрясения и цунами в Тохоку 11.03.2011 // Физика Земли. 2017. № 2. С. 1–12.
- 11. Шалимов С.Л., Соловьева М.С. Отклик ионосферы на прохождение тайфунов по наблюдениям методом СДВ-радиопросвечивания // Солнечно-земная физика. 2022. Т. 8. № 3. С. 3–11.
- 12. Дробязко И.Н., Красильников В.Н. Генерация акустико-гравитационных волн атмосферной турбулентностью // Изв. вузов. Радиофизика. 1985. Т. 28. № 11. С. 1357–1365.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. 6. Гидродинамика. М.: Наука. 1986.
- Pekeris C.L. The propagation of a pulse in the atmosphere // Proc. R. Soc. Lond. A. 1939. V. 171. P. 434–449.

https://doi.org/10.1098/rspa.1939.0076

# DISTURBANCES OF THE LOWER IONOSPHERE AFTER THE ERUPTION OF THE HUNGA-TONGA-HUNGA-HAAPAI VOLCANO ON 15.01.2022, RECORDED BY THE SUBIONOSPHERIC VLF RADIO SIGNALS

### M. S. Solovieva<sup>*a*,#</sup> and S. L. Shalimov<sup>*a*,##</sup>

<sup>a</sup>Schmidt United Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: pmsk7@mail.ru

##E-mail: riabovasa@mail.ru

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin July 30, 2022

The anomalous variations of the VLF (Very Low Frequency) signal recorded after the eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Haapai volcano on 15.01.2022 have been investigated. It is shown that the intensification of the phase and amplitude variations of the VLF signal is caused by the crossing of radio paths by the atmospheric Lamb wave and tsunami propagating after the eruption of the volcano.

Keywords: Lamb wave, tsunami, acoustic-gravity waves, VLF radio waves, ionospheric disturbances

———— ГЕОДИНАМИКА ————

УДК 551.242.51:734.3(470)

# РОЛЬ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В ПОГРУЖЕНИИ КОРЫ ДРЕВНЕГО КРАТОНА. ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

© 2022 г. Академик РАН Е. В. Артюшков<sup>1,\*</sup>, П. А. Чехович<sup>1,2,\*\*</sup>

Поступило 05.09.2022 г. После доработки 08.09.2022 г. Принято к публикации 09.09.2022 г.

В позлнем левоне на протяжении 20 млн лет в осалочном бассейне Московской синеклизы происходило медленное и неравномерное погружение земной коры. На давно остывшей докембрийской литосфере оно было возможным только за счет уплотнения пород в земной коре в результате проградного метаморфизма. Для возобновления девонского погружения после длительного периода стабильности было необходимо поступление в литосферу, а затем и в кору мантийных флюидов, катализировавших метаморфические реакции. Распределение погружения на площади было сильно неоднородным, а его картина неоднократно и коренным образом изменялась во времени. Это указывает на то, что приток в литосферу глубинных флюидов также был очень изменчивым, как во времени, так и в пространстве. Связь разломов в фундаменте с позднедевонским погружением почти не прослеживается. Вместе с изменчивостью его общей картины это свидетельствует о том, что за времена в несколько миллионов лет флюиды проникали в кору через ненарушенную мантийную литосферу мощностью 150 км. Отсюда следует, что флюиды обладали особыми свойствами – они были поверхностно активными и смачивали зерна кристаллических пород, распространяясь в межзерновом пространстве в виде тончайших пленок. Быстрые и частые изменения притока глубинных флюидов в литосферу исключают их связь с медленными крупномасштабными конвективными течениями в мантии. Слабый, но длительный, растянутый на десятки миллионов лет процесс поступления поверхностно активных мантийных флюидов, резко отличается также от мощных кратковременных выбросов флюидов из крупных мантийных плюмов при их подходе к литосфере. Значительные погружения коры и кимберлитовый магматизм в ряде удаленных друг от друга платформенных областей позволяют предполагать широкое распространение притока глубинных флюидов в литоферный слой на континентах. С ним было связано образование многих осадочных бассейнов во внутриплитных областях.

*Ключевые слова:* погружения коры, глубинный метаморфизм, уплотнение пород в нижней коре, поверхностно-активные флюиды, девон, Московская синеклиза

DOI: 10.31857/S2686739722601843

## введение

Механизм образования осадочных бассейнов на континентах и на их окраинах — одна из главных проблем геодинамики. Ее различным аспек-

Российской академии наук, Москва, Россия

там посвящено большое количество исследований. В центральной части Восточно-Европейской платформы на литосфере с возрастом ≥1.5 млрд лет расположен осадочный бассейн Московской синеклизы. В конце раннего девона, около 400 млн лет назад, после долгого периода относительной стабильности, в этой области началось погружение коры. История его развития на протяжении 40 млн лет в среднем и позднем девоне изучена с исключительно высокой степенью детальности ([8] и ссылки в этой работе).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: arty-evgenij@yandex.ru

<sup>\*\*</sup>E-mail: p.chekhovich@gmail.com

Формирование литосферы в области, занятой Московской синеклизой, завершилось более чем за 1 млрд лет до начала девона. Это не позволяет связать погружение в ней с часто используемым механизмом растяжения земной коры. Анализ истории развития погружений в среднем девоне ([3] и др.) исключает также заметный вклад таких возможных механизмов, как упругий изгиб литосферы вблизи конвергентных границ или воздействие на подошву литосферы нисходящих течений в мантии. Как было показано в цитированной работе, единственный известный механизм, который мог обеспечить в таких условиях погружение в Московской синеклизе, это уплотнение пород в коре в результате проградного метаморфизма ([1] и др.). Для его реализации был необходим приток в кору мантийных флюидов, катализировавших метаморфические реакции. В девоне на Восточно-Европейской платформе во многих местах проявлялся вулканизм, а в ряде областей и кимберлитовый магматизм ([10] и др.). С большой вероятностью это свидетельствует о поступлении в литосферу флюидов из нижележащей мантии. Рядом исследователей девонский вулканизм на Восточно-Европейской платформе связывался с подходом к литосфере мантийного плюма ([20] и др.). Такое явление должно было сопровождаться образованием крупного сводового поднятия и мощными излияниями траппов ([13] и др.).

Однако в девоне значительных поднятий коры на платформе не было, а объем девонских эффузивов на ней на порядки меньше объемов траппов в Больших магматических провинциях. В этих условиях поступление в литосферу глубинных флюидов не могло быть связано с подъемом плюмов, и, следовательно, оно представляло собой независимый процесс, протекающий в мантии.

Существование восходящих потоков флюидов в мантии под внутриплитными областями рядом исследователей предполагалось для объяснения различных магматических и тектонических процессов ([6] и др.). Достоверные данные о потоках флюидов в подлитосферной мантии, однако, отсутствовали. Анализируя историю развития погружения земной коры в Московской синеклизе, нам удалось показать, что под всей этой областью в среднем девоне в течение 18 млн лет в литосферу поступали из глубины мантийные флюиды, приток которых сильно изменялся как во времени, так и на площади [3].

В настоящей работе рассматриваются главным образом погружение коры и его глубинные причины, характерные для позднедевонского этапа развития Московской синеклизы. Для развития погружений в эту эпоху типичны те же особенности, что и для предшествующего среднедевонского этапа. Поэтому нисходящие движения коры в среднем и позднем девоне следует рассматривать как единый процесс, продолжавшийся около 40 млн лет. Вместе с тем, учитывая большой объем имеющихся фактических данных ([8] и др.), целесообразно рассмотреть позднедевонский этап развития в отдельной работе.

## ДИНАМИКА ПОГРУЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА МОЩНОСТЕЙ

Сопоставление карт мощностей по среднему девону [3] и карт по позднедевонским единицам разреза, представленным ниже, позволяет в наглядном виде отразить динамику погружения коры в осадочном бассейне Московской синеклизы.

Предыстория (погружение коры в среднем девоне). В работе [3] приведены карты мощностей осадков, накопившихся в течение трех последовательных интервалов времени с конца раннего девона (~398 млн лет) и до начала позднего девона (~380.5 млн лет). С учетом датировок стратиграфических границ, имеющихся в последней версии Международной шкалы<sup>1</sup>, продолжительность этих интервалов составляет приблизительно 6.5, 5.5 и 4 млн лет. Осадконакопление происходило в обстановках крайнего мелководья ([8] и др.). Как хорошо известно, в таких условиях мощности быстро затвердевающих осадков близко соответствуют величине погружения коры на каждом из интервалов.

При толщине докембрийской литосферы под Московской синеклизой ~ 200 км, характерная ширина ее упругого изгиба L должна составлять несколько сотен километров. На картах, приведенных в процитированных выше работах, величина погружения коры в ряде мест сильно изменяется на коротких расстояниях  $L \sim 20-50$  км. Такое неоднородное погружение указывает на уплотнение пород на глубинах, в  $\leq 1.5-2$  раза меньших величины L, т.е. в пределах земной коры. На древней литосфере причиной уплотнения коры за столь короткие промежутки времени (4— 6 млн лет) мог быть только метаморфизм с переходом пород в более высокоградные фации.

Для проявления метаморфизма после долгого периода стабильности требовалось появление в коре мантийных флюидов, катализировавших реакцию. На такую возможность уже давно указывал Д.С. Коржинский. В древнюю литосферу флюиды могли поступать только из нижележащей мантии. Анализ карт мощностей [3] показывает, что распределение на них погружений по площади бассейна существенно различается. За время ~4–6 млн лет строение и состав коры и мантийной литосферы с возрастом ≥1 млрд лет существенно измениться не могли. В таких усло-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf

виях изменчивость картины погружения коры указывает на сильные вариации притока глубинных флюидов в литосферный слой. Это включает как интенсивность самой инфильтрации, так и ее распределение на площади, и, возможно, изменения в составе флюидов.

На среднедевонском этапе погружение коры с разной интенсивностью охватывало почти всю Московскую синеклизу. Отсюда следует, что глубинные флюиды проходили в разном объеме через мантийную литосферу по всей площади синеклизы. Над расположенными в фундаменте синеклизы докембрийскими грабенами и авлакогенами значительное увеличение погружения вблизи разломов прослеживается лишь на самой ранней стадии (поздний эмс-ранний эйфель). Судя по заметной смене картины погружения, флюиды проходили через поликристаллическую среду мантийной литосферы и достигали земной коры не более, чем за 4-6 млн лет. Столь быстрое проникновение флюидов указывает на то, что они обладали особыми свойствами. В терминологии физикохимии дисперсных систем по П.А. Ребиндеру эти флюиды были поверхностно-активными и, образуя тончайшие пленки на их поверхности, они смачивали зерна пород мантийной части литосферы.

Важно отметить, что в течение отрезка времени 384.5—380.5 млн лет, соответствующего концу среднего (поздний живет) и началу позднего (ранний фран) девона, погружение земной коры в Московской синеклизе, оставаясь сильно неоднородным на площади, резко ускорилось в несколько раз. На этом этапе в двух глубоких депрессиях на востоке и на севере области средняя скорость погружения достигала ~80 м/млн лет, что для древних платформ является весьма высоким значением.

Средний фран. Снижение тектонической активности. На рис. 1 показана мощность осадков, накопившихся на крайнем мелководье в центральной части Московской синеклизы на интервале ~380-376.5 млн лет во второй половине среднего франа (семилукское время). Его продолжительность (3.5 млн лет) была примерно такой же, как и для отрезка времени в конце среднего и начале позднего девона (см. [3]). Несмотря на то что эти интервалы времени следовали почти один за другим, на втором из них картина погружения резко изменилась, а средняя скорость погружения коры на основной части площади уменьшилась по крайней мере в четыре раза – до 6-18 м/млн лет. Одновременно резко снизилась контрастность погружения, которая была характерна для конца среднего девона.

Поздний фран. Быстрое погружение. После относительно спокойного погружения в течение 3.5 млн лет в среднефранское время (см. рис. 1) на следующем интервале продолжительностью около 1 млн лет (376.5-375.5 млн лет) скорость погружения коры вновь возросла (рис. 2). При этом резко изменились распределение погружения на площади и его контрастность. Примерно за 1 млн лет кора погрузилась на 80-130 м на востоке и на 80-100 м на севере синеклизы. В нескольких местах погружение коры характеризовалось высокими градиентами. Так, южнее Шарьи, на палеосклоне 1 на расстоянии 19 км величина погружения изменяется на 40 м, а к югу от Галича образовался палеосклон 2 шириной 24 км и высотой 50 м. Ширина склона 3 высотой 40 м. расположенного к югу от Плавска, составляет 37 км.

Формирование таких крутых палеосклонов указывает на то, что, как и в среднем девоне, уплотнение пород, обусловленное метаморфизмом, происходило на относительно небольших глубинах, т.е. в пределах земной коры. Резкое ускорение метаморфизма свидетельствует о поступлении в литосферу значительного объема глубинных мантийных флюидов по всей площади Московской синеклизы. Судя по большой пространственной неоднородности погружения коры (см. рис. 2), приток в литосферу глубинных флюидов также был сильно неоднородным на площади. Перестройка картины погружения коры, показанная на рис. 1 и 2, произошла за время около 1 млн лет. Эта величина, сравнительно небольшая для тектонических процессов на древних платформах вместе с тем характеризует и время, за которое глубинные флюиды, поступившие в литосферу, прошли через ее мантийную часть мощностью ~150 км и достигли земной коры.

Быстро замедляющееся погружение в конце позднего франа. На следующем интервале продолжительностью ~2 млн лет (евлановско-ливенское время, ~375.5—373.5 млн лет) область быстрого погружения сильно сократилась и распалась на две значительно менее крупные области на севере и на востоке бассейна (рис. 3). Скорость погружения снизилась в них до ~50 м/млн лет, что для древних платформ тем не менее является достаточно высоким значением. В ряде мест погружение еще оставалось контрастным, как например, на северо-востоке в районе Шарьи.

Длительное медленное погружение в раннем и в начале среднего фамена. В эту эпоху общей продолжительностью 10 млн лет (~372–362 млн лет) погружение коры сильно замедлилось. Так, на рис. 4 в течение ~4.5 млн лет (задонское и елецкое время, ~372–367.5 млн лет) на основной части площади средняя скорость погружения составляла  $v \approx 5-15$  м/млн лет, лишь на востоке достигая значений  $v \approx 18$  м/млн лет. На юго-востоке за-



**Рис. 1.** Карта мощностей отложений среднефранского подъяруса верхнего девона (семилукский горизонт) ([8], с изменениями). Местоположение рассматриваемой области показано на врезке справа цветным прямоугольником. Пунктирные линии (здесь и на рис. 2–7) – разломы в фундаменте (см. ссылку в работе [3]), черная линия – эрозионная граница закартированных стратиграфических подразделений, штриховка – выходы подстилающих отложений.

фиксирована область со значительно более высокими скоростями погружения  $v \approx 20-30$  м/млн лет и с крутыми палеосклонами, ограничивающими ее самую глубоко прогнутую часть. Она непосредственно прилегала к крупному региону, где в это время формировалась сверхглубокая Прикаспийская впадина. В настоящее время эта впадина заполнена 20–22 км осадков. На рассматриваемом интервале времени в ней произошло крупное погружение коры с развитием глубоководных обстановок [1].

На следующем этапе продолжительностью 5.5 млн лет (~367.5–362 млн лет) на основной части площади (рис. 5) погружение оставалось таким же медленным,  $v \approx 5-15$  м/млн лет, но его общая картина сильно изменилась. На юго-востоке прекратилось погружение со значительно повышенными скоростями. Вместо этого в направле-



**Рис. 2.** Карта мощностей отложений верхнефранского подъяруса верхнего девона (петинский и воронежский горизонты) ([8] с изменениями). Черными отрезками (1–3) показаны зоны высоких градиентов изменения мощностей (пояснения в тексте).

нии от границ области к ее внутренней части сформировались пологие палеосклоны. Внизу они ограничены изолинией мощностей 70 м, соответствующей весьма умеренной средней скорости погружения  $v \approx 13$  м/млн лет. По сравнению с предыдущими этапами, значительно уменьшилась неоднородность погружения на площади.

Ускорение погружения в среднем — позднем фамене. На этом сравнительно небольшом отрезке времени (362—358.5 млн лет) в Московской синеклизе вновь произошло ускорение погружения коры. В той части синеклизы, которая показана на рис. 6, на интервале ~362–360 млн лет средняя скорость погружения возросла до  $v \approx 15-25$  м/млн лет. На следующем интервале (~360–358.5 млн лет, рис. 7) эта скорость достигла  $v \approx 20-50$  м/млн лет. Одновременно сильно изменилось распределение погружения на площади. Из восточной части бассейна погружение сместилось к его центру, тогда как на предыдущем интервале времени (см. рис. 6) погружение в среднем возрастало в восточном направлении.



Рис. 3. Карта мощностей отложений верхнефранского подъяруса верхнего девона (евлановский и ливенский горизонты) ([8] с изменениями).

Погружение коры, постепенно замедляясь, продолжалось в Московской синеклизе в карбоне и в перми ([16] и др.), что указывает на продолжение поступления в кору мантийных флюидов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное рассмотрение показывает, что в осадочном бассейне Московской синеклизы в течение 40 млн лет в среднем и в позднем девоне скорость погружения коры и распределение погружения на площади непрерывно изменялись. В серии из десяти карт мощностей девонского осадочного чехла, построенных для хроностратиграфических интервалов продолжительностью 1—6 млн лет [3, 8], отчетливо видно, что на каждом из этапов геологического развития меняется как общая картина погружения, так и его скорость. Резкие перемены можно видеть, например, на рубежах ~384 млн лет, (см. рис. 4, 5 в [3]), и ~380 млн лет (рис. 5 [3] и рис. 1 в настоящей работе).

В начале позднего франа (~376 млн лет) после периода пониженной тектонической активности картина погружения коры полностью перестрои-



Рис. 4. Карта мощностей отложений нижнефаменского подъяруса верхнего девона (задонский и елецкий горизонты) ([8] с изменениями).

лась за ~1 млн лет, а скорость погружения возросла на порядок величины (см. рис 1, 2). В течение последующих 2 млн лет в конце позднего франа погружение замедлялось, и одновременно сильно менялось его распределение на площади (см. рис. 3). В дальнейшем за период 10 млн лет в раннем и в начале среднего фамена (см. рис. 4 и 5) погружение развивалось медленно (5–15 м/млн лет), но коренным образом изменялась конфигурация депоцентров на картах мощностей. Наконец, в конце позднего девона погружение вновь ускорилось до 20-50 м/млн лет, и за 3.5 млн лет его общая картина также успела полностью измениться.

Изменчивость притока глубинных флюидов в пространстве и во времени. Как показано выше, а также в работе [3], быстрые и значительные изменения скорости погружения коры в Московской синеклизе отражали пространственно-временные вариации притока в литосферу мантийных флюидов. Это, в принципе, могло быть как следствием изменения объема флюидов, поступающих с больших глубин в одной определенной области, так и результатом перемещения крупных блоков литосферы в область с другими параметрами потоков глубинных флюидов.



Рис. 5. Карта мощностей отложений среднефаменского подъяруса (лебедянский и оптуховский горизонты) ([8] с изменениями).

В девоне Московская синеклиза располагалась в составе литосферной плиты Лавруссия. Надежные данные о ее дрейфе отсутствуют, поскольку форма геомагнитного поля и его напряженность испытывали значительные колебания в данную эпоху [19]. При скоростях дрейфа 3— 5 см/год, характерных для крупных континентальных плит, за 40 млн лет литосфера Московской синеклизы могла переместиться по отношению к нижележащей мантии на расстояние 1200—2000 км. В таком случае в начале среднего и в конце позднего девона литосфера синеклизы должна была располагаться над областями в мантии с различным притоком флюидов. Анализ имеющихся данных показал, что резкая смена картины погружения в синеклизе несколько раз происходила достаточно быстро — за один или несколько миллионов лет. За такое время ее литосфера могла переместиться по отношению к нижележащей части мантии не более чем на 100 км. Тем не менее в течение ряда коротких эпизодов продолжительностью ~1 млн лет зафиксированы сильные изменения картины погружения в областях с характерным горизонтальным масштабом ~500 км. Это можно видеть, например, при сравнении карт на рис. 1 и 2, на рис. 6 и 7, а также сравнивая карты мощностей на рис. 4 и 5 в работе [3]. Такие данные свидетельствуют о



Рис. 6. Карта мощностей отложений среднефаменского подъяруса (плавский горизонт) ([8] с изменениями).

том, что главной причиной изменений в характере притока флюидов в литосферу были изменения собственных параметров этого процесса, поставлявшего флюид из нижележащей части мантии. Дрейф литосферных плит протекал гораздо медленнее и не мог обеспечить быстрых перемен в картине погружений на древнем кратоне. Возникает вопрос, можно ли связать поступление в литосферу глубинных флюидов с другими хорошо известными явлениями в недрах Земли.

Длительное поступление в литосферу слабого потока глубинных флюидов в крупных областях – новое явление в мантии Земли. В качестве главных явлений, протекающих в мантии Земли, обычно рассматриваются крупномасштабная конвекция ([17] и др.) и подъем плюмов ([14, 15] и др.). Характерный размер крупных конвективных ячеек в мантии измеряется тысячами километров, а время их развития составляет ~100 млн лет. Как показал анализ, проведенный нами в [3] и в настоящей работе, в среднем и в позднем девоне в течение 40 млн лет приток мантийных флюидов в литосферу Московской синеклизы сильно изменялся за времена ~1 млн лет и на расстояниях в первые сотни километров. Это не позволяет связать его с крупномасштабной мантийной конвекцией, характеризующейся совершенно иными параметрами.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



Рис. 7. Карта мощностей отложений верхнефаменского подъяруса (озерский и хованский горизонты) ([8] с изменениями).

Многими исследователями предполагается поступление в литосферу флюидов из крупных мантийных плюмов, зарождающихся в низах мантии под воздействием процессов в земном ядре ([6, 18] и др.). Это явление рассматривалось и как причина девонской тектономагматической активизации на Восточно-Европейской платформе ([20] и др.). Непрерывный подъем в мантии струй легкого нагретого материала характерен лишь для некоторых горячих пятен (hot spots) типа Гавайского. В большинстве горячих пятен легкий нагретый материал всплывал в мантии на отдельных этапах в виде огромных капель (blobs) размером в несколько сотен километров и больше. Их подход к литосфере сопровождался образованием крупных сводовых поднятий ([13] и др.). В дальнейшем после замещения материалом плюма больших объемов мантийной литосферы происходили излияния огромных объемов траппов. Отсутствие таких явлений на Восточно-Европейской платформе исключает подход к ее литосфере крупных мантийных плюмов в девоне [3].

В большинстве случаев подъем флюидонесущих мантийных плюмов — это мощное, но кратковременное явление, происходящее в относительно небольшой области. При анализе развития девонского погружения земной коры в Московской синеклизе мы столкнулись с явлением иного типа. В среднем и позднем девоне глубинные флюиды поступали в ее литосферу на площади ~1 млн км<sup>2</sup>. Их приток был очень слабым, но он продолжался 40 млн лет, а скорее всего, и дольше. Более того, поступление флюидов в литосферу было очень неоднородным на площади и сильно изменялось за времена ~1 млн лет.

В современных геодинамических построениях обычно считается, что в мантийную литосферу и в нижнюю часть земной коры глубинные флюиды поступают в основном по разломам и по разломным зонам ([4, 7] и др.). В крупные объемы пород флюилы проникают затем по системам трешин. из которых они диффундируют в прилегающие породы на расстояния до нескольких метров ([12] и др.). В девоне глубинные флюиды поступали в кору по всей площади Московской синеклизы, проходя через мантийную литосферу мощностью 150 км за ~1 млн лет. Как отмечалось, это указывает на то, что флюиды смачивали зерна кристаллических пород, т.е. они были поверхностно-активными. Другая важная особенность флюидов – способность катализировать проградный метаморфизм, вызывающий уплотнение пород в земной коре.

Данные о развитии девонского погружения в синеклизе не позволяют, однако, определить состав глубинных флюидов. Это отдельная проблема, которой посвящено множество исследований ([9] и др.).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продолжительное поступление в литосферу крупной области слабого потока поверхностноактивных флюидов, сильно неоднородное на площади и быстро изменяющееся во времени – это новое, ранее не известное, явление в мантии Земли. С ним может быть связан ряд тектонических, магматических и метаморфических процессов, рассмотрение которых требует отдельного рассмотрения. Здесь можно упомянуть лишь некоторые возможные направления.

Многие осадочные бассейны на континентах были сформированы во внутриплитных областях за счет медленных погружений коры, не сопровождавшихся ее сильным растяжением. На Восточно-Европейской платформе такие бассейны покрывают в общей сложности 3 млн км<sup>2</sup> ([16] и др.). На Сибирской платформе к этому же типу структур относятся Тунгусская и Вилюйская синеклизы, а также многие осадочные бассейны в других областях ([1] и др.). Для формирования таких структур без значительных нарушений изостатического равновесия необходимо уплотнение пород в земной коре, происходящее за счет проградного метаморфизма.

Особенностью Московской синеклизы и непосредственно прилегающих к ней платформенных областей является уникальная степень изученности — около тысячи тщательно описанных скважин и обнажений. Это позволило реконструировать в ней историю развития погружения коры во времени и на площади с исключительно высокой степенью детальности [8]. К настоящему времени в результате поиска, разведки и добычи углеводородов по многим осадочным бассейнам накоплен огромный фактический материал. Было бы интересно провести аналогичный анализ данных и по другим крупным осадочным бассейнам.

Судя по широкому развитию в девоне погружений земной коры на разных континентах [1], поступление в литосферу мантийных флюидов в данную эпоху имело глобальный характер. Об этом может свидетельствовать также проявление девонского кимберлитового магматизма не только на севере и на юге Восточно-Европейской платформы, но и в тысячах километров от нее в Восточной Сибири [5], а также за ~10000 км в Австралии [18]. В таком случае в качестве причины поступления в литосферу мантийных флюидов можно предполагать воздействие на мантию процессов в земном ядре.

Поступление в литосферный слой мантийных флюидов ранее уже привлекалось для объяснения некоторых других типов тектонических движений. С ним связывался, в частности, проградный метаморфизм с уплотнением пород основного состава в земной коре, приводивший к быстрому образованию глубоководных впадин на месте мелководных шельфов ([1] и др.). Ретроградный метаморфизм с разуплотнением пород в земной коре при инфильтрации водных флюидов рассматривался как причина крупных поднятий коры, широко проявившихся в плиоцене и в плейстоцене [2]. Резкое размягчение литосферы с ее коротковолновыми деформациями во время быстрых погружений и поднятий объяснялось инфильтрацией в литосферу из глубины поверхностно-активных флюидов ([11] и др.). Эти ярко выраженные явления были связаны с относительно кратковременными эпизодами поступления в литосферу больших объемов мантийных флюидов. На примере Московской синеклизы в девоне мы рассмотрели явление существенного иного типа – длительно развивавшийся слабый приток в литосферу глубинных флюидов, сильно неоднородный на площади и быстро изменявшийся во времени. Сравнительный анализ этих двух различных явлений — задача дальнейших исслелований.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019-2023 гг., № 0144-2019-0002 и МГУ им. М.В. Ломоносова (рег. № AAAA-A16-116042010088-5).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника, М. Наука, 1993. 457 c.
- 2. Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х., Чехович П.А. Новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах. Основные закономерности и возможные механизмы // Геология и геофизика. 2018. № 11. C. 1737-1764. https://doi.org/10.15372/GiG20181101
- 3. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Неоднородное погружение коры вследствие инфильтрации мантийных флюидов. Осадочный бассейн Московской синеклизы в среднем девоне // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 76-88. https://doi.org/10.31857/S2686739722070039
- 4. Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В., Лебедева Ю.М., Савва Е.В. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23-54. https://doi.org/10.31857/S0869590320010021
- 5. Горев Н.И., Колесник А.Ю. Николенко Е.И., Проиенко Е.В., Старостин П.В., Шахурдина Н.К. История формирования среднепалеозойских кимберлитов Алахит-Мархинского поля Западная Якутия // Руды и металлы. № 2. 2020. С. 56-66. https://doi.org/10.24411/0869-5997-2020-10014
- 6. Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика. 2020. Т. 61 (5-6). C. 617-647.

https://doi.org/10.15372/GiG2020102

- 7. Петров В.А. Сейсмогеодинамика и тектонофизика гидротермального рудообразования // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 37-42.
- 8. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. МПР РФ Центральный региональный геологический центр. М. 1995. 265 с.
- 9. Сокол А.Г., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Сокол И.А., Заикин П.А., Соболев Н.В. Состав флюида восстановленной мантии по экспериментальным данным и результатам изучения флюидных включений в алмазах // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5-6. C. 810-825.

https://doi.org/10.15372/GiG2020103

10. Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Ларионова Ю.О., Кондрашов И.А., Шумлянский Л.В., Альбеков А.Ю., Савко К.А. Девонские вулканиты Воронежского кристаллического массива, Восточно-Европейская платформа: эволюция расплавов и особенности коровой контаминации // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 233-264.

- 11. Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // Geophysical Journal International. 2002. V. 143 (3). P. 752-776.
- 12. Austrheim H. Fluid and deformation induced metamorphic processes around Moho beneath continent collision zones: Examples from the exposed root zone of the Caledonian mountain belt, W-Norway // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 620-635. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.030
- 13. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 2014. V. 653. https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300
- 14. French S.W., Romanowicz B. A. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 525 (7567): 95-99. https://doi.org/10.1038/nature14876
- 15. Montelli R., Nolet G., Dahlen F., Masters G. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. 7 (11). https://doi.org/10.1029/2006GC001248
- 16. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloeting S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A. Ershov, A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. V. 268 (1-4). P. 23-63.

https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00228-4

- 17. Schubert G., Turcotte D., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. https://doi.org/10.1017/CBO9780511612879
- 18. Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Lewis D., Ashwal L.D. Diamonds Sampled by Plumes from the Core-mantle Boundary // Nature. V. 466. 15 July 2010. https://doi.org/10.1038/nature09216

- 19. Van der Boon A., Biggin A. J., Thallner D., et al. A persistent non-uniformitarian paleomagnetic field in the Devonian? // Earth-Science Reviews. V. 231. 2022. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104073
- 20. Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European platform // Tectonophysics. 1996. V. 268. № 1-4. P. 65-81.

# THE ROLE OF DEEP FLUIDS IN CRUSTAL SUBSIDENCE OF CRATONIC INTERIOR. MOSCOW SEDIMENTARY BASIN DURING THE LATE DEVONIAN

Academician of the RAS E. V. Artyushkov<sup>*a*,#</sup> and P. A. Chekhovich<sup>*a*,*b*,##</sup>

<sup>a</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup>Moscow State University, Moscow, Russian Federation

> *<sup>#</sup>E-mail: arty-evgenij@yandex.ru <sup>##</sup>E-mail: p.chekhovich@gmail.com*

Slow crustal subsidence non-uniform in time and space occurred in the sedimentary basin of the Moscow Syneclise during 20 Ma in the Late Devonian. On a cool Precambrian lithosphere of the East European Craton, the subsidence of such a kind could occur only due to rock contraction in the lower crust resulting from prograde metamorphism. Crustal subsidence in the Middle and Late Devonian occurred after a long period of stability. To ensure the subsidence, influx into the lithosphere and then into the crust was necessary of mantle fluids which catalyzed metamorphic reaction. The distribution of crustal subsidence was very heterogeneous, and its pattern repeatedly and radically changed over time. This indicates that the influx of deep fluids into the lithosphere was also highly variable, both in time and in space. There is no evidence of any connection between large basement faults and the pattern of the Late Devonian crustal subsidence. Together with a high variability of the subsidence, this suggests that, over the course of several million years, fluids have penetrated in the crust through an undisturbed mantle lithosphere 150 km thick. This indicates that the fluids had specific properties – they were surface-active and wetted grains of crystalline rocks, spreading as thin films into the inter-grain space. Rapid and frequent changes in the influx of deep fluids into the lithosphere rules out their connection with slow large-scale convective currents in the mantle. Slow, but long-term, extended for tens of millions of years, influx of surface-active mantle fluids into the lithosphere is also quite different from powerful short-term outbursts of fluids from large mantle plumes approaching the lithospheric layer. The occurrence of crustal subsidence and kimberlite magmatism in a number of cratonic areas remote from each other suggests a widespread influx of deep fluids into the lithospheric layer on the continents.

*Keywords:* intraplate tectonics, crustal subsidence, deep prograde metamorphism, rock contraction, lower crust, surface active-fluids, Devonian, Moscow Syneclise

——— ЛИТОЛОГИЯ ———

УДК 551.8:551.76:552.5:552.23

# ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА НАГОНДЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (КРЯЖ УЛАХАН-СИС)

© 2022 г. В. В. Костылева<sup>1,\*</sup>, М. В. Герцева<sup>2</sup>, О. А. Лутиков<sup>1</sup>, Е. В. Ватрушкина<sup>1</sup>, М. И. Тучкова<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН С. Д. Соколов<sup>1</sup>

> Поступило 23.06.2022 г. После доработки 29.08.2022 г. Принято к публикации 01.09.2022 г.

Возраст среднеюрских отложений кряжа Улахан-Сис принимается как байос-среднебатский. Выделены три терригенные толщи, сформированные на едином этапе осадконакопления в шельфовой части осадочного бассейна, связанного с действующей вулканической дугой в условиях постепенного воздымания палеозойских известняков Улахан-Тасского блока Омулевского террейна. Установлен кальклититовый состав верхней толщи, являющийся надежным маркером начала процесса надвигообразования в байосе-среднем бате, связанного с амальгамацией террейнов, завершившейся образованием Колымо-Омолонского супертеррейна. Отсутствие в разрезе верхнебатских и келловейских отложений является подтверждением завершения формирования Колымо-Омолонского микроконтинента к началу поздней юры.

*Ключевые слова:* Нагонджинский террейн, байос, средний бат, кальклититы, вулканическая дуга, амальгамация

DOI: 10.31857/S2686739722601818

Среднеюрская эпоха является важным этапом в тектонической истории Северо-Востока Азии. В средней юре произошли разномасштабные тектонические события, наиболее значимым из которых была амальгамация кратонных и островодужных террейнов, завершившаяся образованием Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента) [1–3]. В состав Колымо-Омолонского супертеррейна входит Нагонджинский террейн [1–3]. На юго-западном фланге, в районе поворота структур Колымской петли, Нагонджинский террейн сложен гемипелагическими кремнисто-вулканогенно-терригенными толщами верхнего палеозоя—средней юры [1–3]. На северо-восточном фланге, в пределах кряжа Улахан-Сис, в составе

<sup>2</sup> Московский филиал "Всероссийского научноисследовательского геологического института им. А.П. Карпинского", Москва, Россия террейна достоверно известны только верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные отложения [4, 5]. Согласно существующим представлениям, палеозойско-мезозойские толщи, слагающие Нагонджинский террейн, являются осадочными образованиями, заполнявшими восточную часть (в современных координатах) Оймяконского палеобассейна [1-3]. Толщи накопились на западной окраине Омулевского кратонного террейна до формирования Колымо-Омолонского микроконтинента. Верхи среднеюрского разреза, представленные фациально разнообразными отложениями, содержащими горизонты олистостром, интерпретируются этими авторами как наиболее ранние постамальгамационные образования [1-3]. Возраст этих отложений по двустворкам был определен как батский [4, 5]. В связи с ревизией зональной аммонитовой шкалы байоса-бата, стратиграфическое положение биостратонов по двустворкам ныне пересмотрено [6, 7].

В данной работе проведен анализ биостратиграфических данных 1976—1983 гг. прошлого века

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: kovikto@yandex.ru

#### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ



**Рис. 1.** Схема геологического строения кряжа Улахан-Сис (по [2], с упрощениями); черным прямоугольником на врезке показано расположение района исследований. *1* – Полоусный синклинорий; *2* – Нагонджинский террейн (северовосточный фланг); *3* – Улахан-Тасский блок Омулевского террейна; *4* – нижнемеловые гранитоиды (Северный батолитовый пояс); *5* – нижне-верхнемеловые основные и кислые вулканиты; *6* – надвиги (СТ – Сетакчанский, Н – Нальчанский); *7* – прочие разрывные нарушения. На стратиграфических колонках: *8* – гравелиты, конгломераты; *9* – песчаники; *10* – алевролиты; *11* – аргиллиты; *12* – олистолиты Улахан-Тасских девонских известняков; *13* – олистолиты верхнетриасовых терригеннно-карбонатных пород; *14* – олистолиты базальтовых порфиритов; *15* – прослои и линзы риолитов и их туфов; *16* – ископаемые двустворки. Районы наблюдений показаны цифрами в кружках. 1, 2 – районы наших исследований: 1 – по р. Нижний Тогучан, 2 – по р. Кусаган-Юрях; 3 – район исследования Г.В. Сонина [5], верховья рр. Нанчан, Балыктах.

и представлены новые фаунистические находки, что позволило уточнить возраст среднеюрских отложений кряжа Улахан-Сис до байоса—среднего бата. В статье также впервые приведен детальный анализ вещественного состава байосскихсреднебатских отложений Нагонджинского террейна, на основании которого установлен островодужный источник части кластогенного материала и пересмотрены палеотектонические обстановки осадконакопления для этого временного интервала.

Исследования проводились на северном склоне кряжа по р. Нижний Тогучан и в осевой части кряжа по р. Кусаган-Юрях (рис. 1), где в глыбовых развалах и редких коренных выходах вскрываются интенсивно дислоцированные терригенные среднеюрские толщи.

Сводный разрез среднеюрских отложений, видимой мощностью по оценке [4] около 1500 м, расчленен на три толщи. Нижняя и средняя толщи исследованы нами на северном склоне кряжа по р. Нижний Тогучан (рис. 1, район наблюдения 1). Верхняя толща изучена в осевой части кряжа по р. Кусуган-Юрях (рис. 1, район наблюдения 2). Согласно предыдущим исследованиям, эти отложения имели стратиграфический объем от аалена до верхнего бата включительно [4, 5].

Нижняя толща представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников. Из верхней части толщи известны редкие находки двустворок Retroceramus sp. indet и белемнитов [4] (рис. 1, район наблюдения 1). Средняя немая толща сложена известковистыми песчаниками с крупной косой разнонаправленной слоистостью, характерной для мелководных шельфовых отложений. Верхняя толща представлена преимущественно разнозернистыми известковыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (рис. 1, район наблюдения 2). В толще нами обнаружены скопления створок Retroceramus cf. kystatymensis Kosch., Retroceramus retrorsus (Keys.). На Северо-Востоке России биозона вида Retroceramus kvstatymensis охватывает аммонитовые зоны borealis и pompeckii [9], биозона вида Retroceramus retrorsus объемлет зоны borealis, pompeckji, arcticus, greenladicus [9]. Стратиграфический диапазон этого комплекса двустворок, вероятнее всего, соответствует байосу [7]. Из толщи приводились также Retroceramus ex gr. porrectus Eichw., Retroceramus cf. bulunensis Kosch., Retrocer-



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма QFR и диаграммы составов обломков пород (a) [11], диаграммы QtFR и диаграмма QmFR (б) [12] для среднеюрских песчаников. Qt – кварц (моно- и поликристаллический), Qm – кварц (моно-кристаллический), F – полевые шпаты, R – обломки пород, RM – обломки магматических пород, Rmt – обломки метаморфических пород, RS – обломки осадочных пород, Cal (кальклититы) – обломки карбонатных пород, Cht – обломки кремней, SS, Sh – обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов. Поля: I – кварцевые арениты, II – субаркозы, III – сублитарениты, IV – аркозы, V – лититовые аркозы, VI – полевошпатовые лититовые арениты.

*amus vagt* Kosch., *Arctotis ex gr. lenaensis* Lah. [4]. На Северо-Востоке России слои с Retroceramus bulunensis соответствуют зонам harlandi, greenlandicus, слои с Retroceramus vagt — зонам ishmae и сгапосерhaloide [9]. Стратиграфический диапазон этого комплекса двустворок соответствует нижнему-среднему бату [6]. Соответственно возраст всей верхней толщи можно принять как байосский-среднебатский (рис. 1, район наблюдения 2).

Восточнее, за пределами изученного нами участка, в верховьях рр. Нанчан и Балыктах (рис. 1, район наблюдения 3 по [5]), известны выходы алевритово-глинистых и песчано-гравийно-галечных пород, содержащих маломощные пласты риолитов, риолитовых туфов и горизонты олистостром [5, 10]. Олистолиты представлены фаунистически охарактеризованными Улахан-Тасскими девонскими известняками, верхнетриасовыми карбонатнотерригенными породами, изредка базальтовыми порфиритами. Видимая мощность этого разреза превышает 1000 м [5]. Из толщи приведен [5] аналогичный комплекс двустворок. Таким образом, эти олистостромовые образования можно считать одновозрастными с верхней толщей в изученном нами районе.

Разрез байос-среднебатских отложений имеет регрессивное строение. Отсутствие признаков несогласий в разрезе и резкой смены минеральнотерригенных ассоциаций в песчаниках свидетельствует, что все изученные среднеюрские толщи сформировались на едином этапе осадконакопления. В отложениях нижней толщи отсутствуют признаки глубоководности. Осадки накапливались в спокойных относительно мелководных условиях внешней тиховодной области шельфа с редким поступлением песчаного материала с суши. Вышележащие толщи демонстрируют признаки прибрежно-морских условий седиментации с активной гидродинамикой.

Песчаники из нижней и средней толщи имеют низкую структурно-вещественную зрелость. Они относятся к полевошпатовым литаренитам [11] с незначительным содержанием обломочного кварца и высоким содержанием полевых шпатов и обломков пород (Qt13–25(Qm9–15)F20–35R45–60), представленных основными, реже кислыми вулканитами, сланцами, кремнями, аргиллитами и алевролитами (рис. 2 а).

Присутствует также сингенетичная хлоритизированная витрокластика. В средней песчаной толще полевошпатовые литарениты отличаются количественными соотношениями литокластов и появлением обломков известняков (рис. 2 а). Интерпретация такого состава песчаников по [12] указывает на активную или слабо эродированную островную дугу, в качестве главного источника обломочного материала (рис. 2 б). Появление в песчаных отложениях средней толщи обломков известняков, по-видимому, маркирует начало выведения в область эрозии девонских карбонатных толш Улахан-Тасского блока Омулевского террейна. Песчаники из верхней толщи относятся к кальклититам (рис. 2 а). Содержание кристаллокластов кварца и полевых шпатов низкое (Qt5-10 (Qm2-5) F5-10R80-90), а обломков пород высокое. Преобладают литокласты внебассейновых известняков и доломитов. Обломки основных и кислых вулканитов, сланцев, аргилли-



**Рис. 3.** Положение фигуративных точек составов среднеюрских песчаников на диаграммах [15]. Поля: *А* – энсиматические островные дуги, *В* – энсиалические островные дуги, *С* – активные окраины, *D* – пассивные окраины.

тов и кремней присутствуют в подчиненном количестве. Наблюдается сингенетичная витрокластика в виде мелких кремнистых сферул и хлоритизированных вулканических стекол. Кальклититовые толщи формируются только при сочетании ряда факторов: воздымании древних карбонатных массивов в области сноса, быстрой их эрозии и короткого переноса известняковой кластики до области седиментации [11, 13]. Накопление кальклититовых толщ связано с синхронным тектоническим движениям разрушением и переотложением древних карбонатных пород, слагающих надвиговые пластины при формировании покровно-складчатых сооружений. Это согласуется с интерпретацией состава кальклититов по [12] (рис. 2 б). Таким образом, верхняя толща формировалась в условиях быстрого воздымания Улахан-Тасского блока Омулевского террейна, связанного с началом надвигообразования и служившего главным источником известняковой кластики. Присутствие во всех толщах сингенетичного витрокластического материала свидетельствует о постоянной синхронной осадконакоплению эксплозивной деятельности на окружающей территории. Для времени накопления кальклититовой толщи слабая эффузивно-эксплозивная деятельность, вероятно, происходила в непосредственной близости от области седиментации, что подтверждается [5] присутствием редких маломощных пластов и линз риолитов и их туфов в одновозрастной олистостромовой толще на сопредельной к востоку территории.

Геохимическая характеристика среднеюрских песчаников уточняет интерпретацию литологопетрографических наблюдений и палеотектоническую обстановку осадконакопления. Обедненность байос-среднебатских литаренитов SiO<sub>2</sub> (18-62%), низкие по сравнению с РААЅ концентрации РЗЭ (Σ 31–117 г/т), низкие отношения Th/U (0.7–2.2), Th/Sc (0.3–0.5) и La/Th (0.1–0.4) и слабо выраженные Еи-минимумы (Eun/Eu\* = = 0.69-0.81) характерны для осадочных бассейнов, связанных с действующими вулканическими дугами [14]. Для реконструкции палеогеодинамического режима осадконакопления информативны также соотношения Co-Th-Zr, Th-La-Sc, Sc-Th-Zr [15]. На бинарной и треугольных диаграммах все фигуративные точки, в том числе и кальклититов, располагаются в полях или близ полей, характеризующих островодужные обстановки осадконакопления (рис. 3).

Суммируя результаты проведенных исследований, можно рассмотреть следующий сценарий эволюции обстановок осадконакопления в байосе-среднем бате. Отложения сформировались на едином этапе осадконакопления в мелководной шельфовой части осадочного бассейна, непосредственно связанного с действующей вулканической островной дугой, заложившейся, вероятно, в ранне-среднеюрское время на Омулевском террейне и поставлявшую на шельф восточной части Оймяконского палеобассейна преимущественно обломки вулканогенных пород. Позже, в процессе быстрого воздымания Улахан-Тасского блока, на прилегающий шельф поступало значительное количество палеозойского известнякового материала. В область эрозии также были выведены верхнетриасовые карбонатно-терригенные толщи. В конце рассматриваемого этапа, не позже среднего бата, накопление кальклититовой толщи и одновозрастной ей олистостромовой толщи можно связать с началом горизонтальных тектонических движений, отражавших начало процесса амальгамации на этой территории. завершившейся образованием Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента) [2, 5, 10]. На всем этапе осадконакопления в седиментогенезе участвовали дополнительные источники терригенного материала. Размыву, вероятно, подвергались разновозрастные метаморфические, вулканогенные и осалочные толши других блоков Омулевского, а также, возможно, Омолонского и Приколымского террейнов, сблизившиеся в пространстве к байосскому веку. Сингенетичная мелкая-тонкая витрокластика, как и описанные [5] прослои риолитов и их туфов в составе олистостромовой толщи, также связаны с вулканическими центрами в пределах этой ранне-среднеюрской энсиалической вулканической дуги. Отсутствие в разрезе кряжа Улахан-Сис верхнебатских и келловейских отложений, повидимому, является свидетельством прекращения осадконакопления в восточной части Оймяконского палеобассейна или миграции его депоцентра в западном направлении в связи с завершением формирования Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна) и его движением в сторону Северо-Азиатского кратона в позднем бате-келловее.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны всему коллективу сектора мелкомасштабных региональных геолого-съемочных работ на территории ДФО Московского филиала ВСЕГЕИ за обсуждение и конструктивные замечания в процессе подготовки материалов статьи.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем Госзадания ГИН РАН. Полевые работы финансировались в рамках Госзадания Федерального агентства по недропользованию № 049-00017-20-04. Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Оксман В.С. Тектоника коллизинного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС; 2000.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). Парфенов Л.М., Кузьмин М.И., ред. М.: Наука; 2001.
- 3. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Сонин Г.С., Агафонов Г.Е. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50000 в бассейне верхнего течения pp. Большая Эрча и Кусаган-

Юрэх (хребет Улахан-Сис). МГ РСФСР: Якутское ордена Ленина территориальное геологинеское Управление, Янская геологоразведочная экспедиция, Тугучакская геологосъемочная партия. 1976.

- Сонин Г.С., Малютин Е.И., Мусалитина В.П. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1:50000 в центральной части хребта Улахан-Сис в 1973–82 гг. МГ РСФСР: Якутское ордена Ленина производственное геологическое объединение "ЯКУТСКГЕОЛОГИЯ". 1983.
- 6. *Mitta V., Glinskikh L., Kostyleva V., et al.* Biostratigraphy and sedimentary settings of the Bajocian-Bathonian beds of the Izhma River basin (European North of Russia) // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen. 2015. V. 277. № 3. P. 307–335.
- 7. De Lagausie B., Dzyuba O.S. Biostratigraphy of the Bajocian-Bathonian boundary interval in northern Siberia: new data on belemnites from the Yuryung-Tumus peninsula // Bulletin de la Société géologique de France. 2017. V. 188. № 1–2. P. 1–9.
- ФГУП "ВСЕГЕИ" им. А.П. Карпинского, ФГУНПП "Аэрогеология". Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(55)-57, Нижнеколымск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2000.
- 9. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). Корень Т.Н., Котляр Г.В., ред. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г. Офиолиты и олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. 1983. Т. 11. С. 177–185.
- 11. *Folk R.L.* Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, TX; 1974.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., et al. Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. P. 222–235.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М., Недра. 1981, 751 с.
- Континентальная кора, ее состав и эволюция. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М; Бородина Л.С., ред. М.: Мир; 1988.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 921. P. 181–193.

# PALEOTECTONIC SETTING OF THE MIDDLE JURASSIC DEPOSITS ACCUMULATION IN THE NORTH-EASTERN FLANGE OF THE NAGONDZHA TERRAINE (ULAKHAN-SIS RIDGE)

V. V. Kostyleva<sup>*a*,#</sup>, M. V. Gertseva<sup>*b*</sup>, O. A. Lutikov<sup>*a*</sup>, E. V. Vatrushkina<sup>*a*</sup>, M. I. Tuchkova<sup>*a*</sup>, and Corresponding Member of the RAS S. D. Sokolov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup>Moscow branch of VSEGEI, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: kovikto@vandex.ru

The age of the Ulakhan-Sis Ridge Middle Jurassic deposits is corrected to Bajocian-Middle Bathonian. Three terrigenous units are identified, which formed at a single stage of sedimentation in the shelf part of a sedimentary basin associated with an active volcanic arc under conditions of gradual uplift of the Ulakhan-Tas block Paleozoic limestones of the Omulevka terrane. The calclithite composition of the upper sequence was recognized, which is a reliable marker of the beginning of the thrusting process in the Bajocian-Middle Bathonian associated with terrane amalgamation, which ended with the formation of the Kolyma-Omolon superterrane. The formation of the Kolyma-Omolon microcontinent was complete to the beginning of the Late Jurassic are confirmed by the absence of Upper Bathonian and Callovian deposits in the section.

Keywords: Nagondzha terrane, Bajocian, Middle Bathonian, calclithites, volcanic arc, amalgamation

УДК 551.733:563.719 (571.5)

# КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРАПТОЛИТОВЫХ ШКАЛ ПРИ СОПОСТАВЛЕНИИ ОРДОВИКСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЦИРКУМПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

## © 2022 г. Н. В. Сенников<sup>1,\*</sup>

Представлено академиком РАН В.А. Верниковским 05.09.2022 г. Поступило 05.09.2022 г. После доработки 07.09.2022 г. Принято к публикации 08.09.2022 г.

Построена зональная граптолитовая шкала ордовика о. Беннетта. Приведена циркумполярная корреляция терригенных последовательностей ордовика Арктических районов Евразии и Северной Америки. Проанализированы возможные пути миграции пелагических организмов между ордовикскими бассейнами. Показана палеогеографическая близость в ордовике бассейнов Аляски и островов Де Лонга.

*Ключевые слова:* ордовик, граптолитовые шкалы, острова Де Лонга, Арктика **DOI:** 10.31857/S2686739722601867

Нижние границы ярусов ордовика в современной Общей (и Международной) стратиграфической шкале маркированы первым появлением видов-индексов граптолитовых зон [1, 2]. Корреляция зональных шкал удаленных друг от друга геологических регионов позволяет однозначно судить (с точностью до граптолитовой зоны – менее 1 млн лет), являются ли сходные седиментологические проявления геологических событий в таких регионах одновозрастными и, вследствие этого, предполагать для них возможность единого триггера, либо доказать их разновозрастность и достоверно обосновать последовательность по времени их проявлений.

В Арктическом секторе России и прилегающих районах к хорошо изученным терригенным ордовикским отложениям, содержащим ортостратиграфическую группу — граптолиты, относятся последовательности на Новой Земле, Таймыре и Колыме [2]. Наименее биостратиграфически изученным объектом в Российской Арктике вследствие своей труднодоступности до недавнего времени оставался Архипелаг Новосибирские острова. Крупнейшим островом архипелага является о. Котельный, а на северо-востоке архипелага расположена группа островов Де Лонга – Беннетта, Генриетты, Жаннетты, Жоховский и Вилькицкого (рис. 1).

Планомерные геологические исследования этого района Арктики были осуществлены в середине прошлого века, что позволило создать геологическую карту Новосибирских островов масштаба 1 : 1000000 [3].

Ордовикские отложения широко распространены на Новосибирских островах (острова Котельный, Беннетта, Жаннетты, Генриетты) (рис. 1). Они сложены двумя типами разрезов [3–5] – карбонатным и терригенным. Карбонатные отложения вскрываются на о. Котельный, где они охватывают весь стратиграфический интервал от флоского до хирнантского века и сложены плитчатыми, реже массивными органогенными известняками. Мощность карбонатного типа ордовика на Новосибирских островах достигает 1350 м. В известняках известны разнообразные кораллы, мшанки, криноидеи, брахиоподы, трилобиты, наутилоидеи, гастроподы, конодонты [3, 4].

Терригенный тип ордовика установлен на островах Беннетта, Жаннетты и Генриетты [3–5] (рис. 1). В его составе присутствуют темно-серые и черные аргиллиты, алевролиты, песчаники, с редкими прослоями известняков. Суммарная мощность терригенного типа разреза более 1100 м. В нем фаунистические остатки (граптолиты и конодонты) известны пока только на о. Беннетта, по которым он датируется ранним и средним ор-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия \*E-mail: sennikovnv@ipgg.sbras.ru



**Рис. 1.** Схема расположения ключевых регионов Евразии и Северной Америки с ордовикскими граптолит-содержащими терригенными разрезами. Звездочкой отмечен опорный район исследований — о. Бенннета. Толщина стрелок (большая, средняя и малая) соответствует высокому, среднему и низкому потенциалу межбассейновых миграций пелагических организмов. Прерывистой стрелкой показано маловероятное, сверхдальнее направление миграций.

довиком. На островах Жаннетты и Генриетты предполагается присутствие среднего и верхнего отделов этой системы. Ордовик на о. Беннетта объединяется с верхним кембрием в единую черносланцевую данбарскую свиту [5], делящуюся в ордовикской части на три толщи, мощностью, соответственно, 130—140 м, не менее 250 м и не менее 730 м.

Первое упоминание о находках граптолитов на о. Беннетта в отечественной литературе имеется в работе Б.Н. Аверьянова [6], указавшего, что в коллекции экспедиции Э.В. Толля 1902 г. имеются граптолиты, близкие к колымским граптолитам аренигского (по современной терминологии флоско-дапинского) уровня. Об этой коллекции Э.В. Толля приводит информацию и Р.Ф. Соболевская [7], отмечающая, что эти образцы граптолитов изучал шведский палеонтолог Г.Т. Троедссон (G.T. Troedsson), установивший в них родовые таксоны Didymograptus McCoy, Tetragraptus Salter, Phyllograptus Hall. Позднее, в 1937 г., М.М. Ермолаевым были найдены граптолиты, определенные А.М. Обутом как Didymograptus murchisoni (Beck), что позволило последнему датировать вскрывающиеся там терригенные породы средним ордовиком [8]. В коллекции Д.А. Вольнова и Д.С. Сорокова, собранной в середине прошлого века на о. Беннетта, А.М. Обут определил граптолиты, доказывающие наличие на острове не только среднего, но и нижнего отделов системы: Tetragraptus sp., Phyllograptus sp., Dichograptus sp., Azygograptus sp., Tristichograptus ensiformis (Hall), Cryptograptus antennarius (Hall), Cryptograptus aff. hopkinsoni (Nicholson), Levisograptus cf. dentatus (Brongniart), Didymograptus sp., Didymograptus ex gr. murchisoni (Beck), Glossograptus sp., Leptograptus sp., Diplograptus sp., Gymnograptus sp. (здесь и далее приведена современная родовая и видовая систематика) [3].

Из сборов граптолитов 1972 г. с острова Беннетта Б.А. Клубовым, изучавшая их Р.Ф. Соболевская, пополнила их список – Loganograptus ex gr. logani (Hall), Didymograptus ex gr. bifidus (Hall), Cardiograptus aff. crawfordi Harris, Glossograptus aff. acanthus Elles et Wood, Pseudoclimacograptus sp., Cryptograptus tricornis schaeferi Lapworth, Paraglossograptus aff. etheridgei Harris [7].

В 2011 г. Т.Ю. Толмачева в составе организованной ВСЕГЕИ Международной экспедиции на Новосибирские острова проводила на о. Беннетта биостратиграфические исследования и собрала граптолиты, определенные затем Р.Ф. Соболевской [4]. В нижней части разреза были найдены дапинские граптолиты Pendeograptus pendens (Elles), Isograptus ex gr. caduceus (Salter), Tylograptus sp., а в верхней части разреза — верхнедапинские и дарривильские таксоны Goniograptus tumidus (Harris et Thomas), Expansograptus sp., Paraglossograptus tentaculatus (Hall), Diplograptus sp., Climacograptus sp., Levisograptus aff. dentatus (Brongniart), Cryptograptus tricornis (Carruthers), Cryptograptus schaeferi Lapworth, Phyllograptus aff. anna Hall, Glossograptus aff. hincksii (Hopkinson), Glossograptus sp., которые, по мнению Р.Ф. Соболевской, указывали на присутствие в разрезе зон hirundo и murchisoni [4].

В 2011 г. М.К. Данукалова и А.Б. Кузьмичев провели детальное полевое геологическое и стратиграфическое изучение ордовика о. Беннетта [5] и собрали коллекцию граптолитов, переданную для изучения автору настоящего сообщения. В работе [5] был представлен первый каркас беннеттской зональной последовательности из шести граптолитовых зон: approximatus, densus, bifidus (= protobifidus), gibberulus, hirundo, austrodentatus. При подготовке к передаче коллекции граптолитов о. Беннетта в Центр "Геохрон" при ИНГГ СО РАН были проведены ревизия определений и сопровождающий ее этап обработки материала, выявивший дополнительные отпечатки граптолитов на различных поверхностях образцов. Это позволило актуализировать биостратиграфические данные и осуществить детальный подход к процедуре обособления зональных комплексов и к выбору их видов-индексов. В результате была дополнена вся граптолитовая последовательность ордовика о. Беннетта. Эта процедура была совершенно необходима, так как в последние годы произошел пересмотр родовой систематики ордовикских граптолитов [9], что повлекло за собой кардинальные изменения как родовых, так и видовых наименований подразделений

граптолитовых шкал во всех геологических регионах мира [1, 10]. Сведение в единый реестр всех определений граптолитов из ордовика о. Беннетта позволило добавить в шкалу шесть подразделений: слои с *Tetragraptus akzharensis*, зону angustifolius elongatus / angustifolius tenuis, слои с *Oncograptus*, слои с *Levisograptus dentatus*, слои с *Didymograptus artus* (="bifidus") и слои с *Didymograptus murchisoni*, а также подзоны deflexus, тахіто-divergens и caduceus nanus (рис. 2).

Большинство из рассмотренных граптолитовых зон о. Беннетта относятся к комплексным зонам. По материалам о. Беннетта в ассоциации таксонов верхней подзоны maximo-divergens граптолитовой зоны gibberulus встречается более 10, а в зоне angustifolius elongatus/angustifolius tenuis — более 20 видов. Комплексная зона обладает "смыкаемостью" границ с ниже- и вышележащими зонами, а нижняя ее граница маркируется первым появлением вида-индекса. Слои с фауной относятся к вспомогательным подразделениям и обычно не имеют "смыкаемости", располагаясь в беннеттской последовательности между зонами или надстраивая их.

Хроностратиграфический интервал распространения родового таксона *Leptograptus* Lapworth, определенного А.М. Обутом в одной из коллекций с о. Беннетта, ограничивается поздним ордовиком. Это позволяет считать, что окончание седиментации на о. Беннетта произошло не ранее начала-середины сандбийского века позднего ордовика, а не в среднем ордовике, как предполагали ранее [3, 5].

Ордовикские граптолиты обладают высоким космополитизмом - подавляющее большинство таксонов встречается во многих бассейнах Евразии, Северной и Южной Америки, Австралии и Новой Зеландии. Это объясняется планктонным образом жизни граптолитов, наличием длительных течений и открыто-окраинным генезисом большинства древних морских бассейнов. В противном случае, например, в ограниченно изолированном ордовикском бассейне Сибирской платформы [11] существовали комплексы эндемичных сибирских таксонов граптолитов, значительная часть из которых вела не пелагический, а бентосный образ жизни, например, виды-индексы слоев с Dictyonema kravtsovi, слоев с Dictyonema omnutachense, слоев с Mastigograptus datsenkoi (рис. 2). Палеогеографические построения по ордовикским бентосным фаунистическим сообшествам осадочных последовательностей Сибирской платформы, Таймыра, о. Котельный, хр. Сетте-Дабан, Селенняхского кряжа, Верхояно-Чукотской складчатой области и Омулевских гор показали их единство в составе Сибирской биогеографической провинции [12] в мелководном морском бассейне на Сибирском палеоконтиненте.

	н Америка	Синтезированная	а (Северная Америка, [1, 10], включая Ньюфаундленд*, [19]) (с уточнениями)	persculptus	extraordinarius	1 pacificus	ornatus	complanatus	tubeliferus	? caudatus	bicornis	us gracilis	9 teretiusculus	E-2	fasciculatus	dentatus lentus	austrodentatus*	1S Oncograptus	maxinus	I VICIOITA Ibi lunatus	bifidus*	fruticosus	akzharensis* approximatus*	kinnegraptoides/copiosus murravi	supremus	victoriae	anglica	motanensis	praeporabola/dichotomas	гических районов
	Северная	яска	Горы Терра Когт [16]		Биостратонь	не установлены			tubeliferus	; ;	bicornis	Ducellograptu	         	ż		tentaculatus	minomino	Oncograptu		Биостратонь не установлен	<u>,</u>	fruticosus	approximatu	       	÷		Adelograptu			стях Аркт
ами)		цА	Северо- западная часть [15] (с изме- нениями)			ۍ		quadri- mucronatus		clingani	bicornis	gracilis	euglyphus			tentaculatus	rodentatus	Oncograptus	maximo- divergens	victoria lunatus	(= protobifidus) $\overline{C \Pi Q \Pi \overline{c} \overline{P} h}$	fruticosus	approximatus			د.				овательно
ной (граптоли	Верхояно-	Колы мская складчатая	система (Омулевские горы) [6, 13] (с изменениями)	persculptus		pacificus	supernus – – – – – – – – – – – –		quadrimucronatus	ingens wellingtonensis $\overline{\Gamma_{con}} \overline{c} \overline{D}$	entaceus Слои (="multidens") Слои /peltifer с <i>CI.</i> <i>bicornis</i>	gracilis	aff. teretiusculus	Биостратоны	не установлены 	tentaculatus		morsus 	не установлены		phyllograptus angustifolius 2	ţ	Граптолиты не найдены							адочных послед
и слои с фаун	Новосибирские острова [5, 7, 8] (современная интерпретация)									Граптолиты не найдены				D. murchisone	Слои с D. artus	Слои с L. dentatus	dentatus caduceus	CJION C Dncograptus	gibberulus divergens	angustifolius	angustifolius (=proto- tenuis bifidus)	densus	Слои с <i>T. akzharensis</i> approximatus	<u>¿</u>	Граптолиты	не найдены				ерригенных ос
разделения 1	Сибирская	платформа	[11] (с изменениями)	Граптолиты не найдены	Слои с <i>Dicellograptus</i> Orthograptus	Слои P. pacuficus	         	Грантолиты	не найдены		Слои с Glossograptus - Праптолиты -	Слой с 0. bekkeri	$\int \int$	graptus datsenkoi		CIION C Urtho- graptus propinguus		Ļ	и раптолиты не найдены			Слой с <u>Dictvonema</u>	omnutachense Clion c Dictyonema	- <u>kravtsovi</u>		6				MbIX B TOHKO-TO
птолитовые под	Таймырская	складчая	система [13, 14] (с изменениями)	persculptus	Слои с Metabomalograptus extraordinarius		supernus	duadrimucronatus		clingani	foliaceus Слои с <i>Cl</i> (="multidens") bicornis	gracilis	teretiusculus	murchisoni		Биостратоны	не установлены 	Oncograptus/ Isograptus ?	Биостратоны – – – – – – – – – – – – – – – – – – –	не установлены		ć			canadensis/hyperboreus	Слои с An. richardsoni/	Rh. flabeliformis	Correct Dh. Hah. a matheda	CION C INI. June paraona	целений, выделяем
іьные гра	Новая	Земля	[13] (с ниями)	persculptus			sufficients	auadri-	mucronatus	clingani	foliaceus (="multidens")	gracilis	teretiusculus	murchisoni	artus	(= "bifidus")	Слои с L. <u>austrodentatus</u>	Oncograptus/ Isograptus ^	Спои с Is.	Биостратоны не установлены	extensus		protobalticus approximatus			flabelliformis	s. l.			ых подраз
Зонал	Шпицберген	[18] (зональные	виды потен- циальных слоев фауной)	Граптолиты Не найлены не найлены "садиссыз - с тадиссыз - с тадисты лидуши пене														аптолитов												
	Балтика	[1, 10] (c vrouhe-	(имвин	persculptus		Биостратоны не установлены	نې	complanatus	linearis	clingani	foliaceus (="multidens")	gracilis	Jianxigrapt. vagus	Pseudoamplexogr. distichus	fasciculatus	Holmograpus lentus	austrodentatus	Arenigraptus dumosus	Meandrograptus schmalenseei	angue-victoria	elongatus	Baltogr. vicilans	phyllograptoides	copiosus mirravi	Kiaerogratus kiaeri-supremus	ramosus	anglica	motanensis	praeporabola	овикских гр
	Синтезированная по материалам	регионов России	оранизация правила правила (О/S комиссия Межведомственного стратиграфического комитета России) [2] (с уточнениями)	Met. persculptus	Met. extraordinarius/ Met. ojsuensis/ Nor. mirnyensis	Par. pacificus	App. supernus		Orth. quadrimucronatus	Dicr. clingani Diploc. caudatus	Mes. Cl. foliaceus bicornis	Nem. gracilis/ Oep. bekkeri	Hus. teretiusculus	Did. murchisoni/ Did. geminus	Did. artus	Lev. dentatus	Lev. austrodentatus	Exp. hirundo	Is. gibberulus	Pseudoph.	eingustus/Pseudoph. bifidus elongatus/Pseudoph. (=proto- angustifolius tenuis difidus)	Phyl. densus	Tet. phyllograptoides/ Tet. approximatus	Araneograntus muravi	Br. ramosus/Rhab.	uralense/St. hyperboreus	Anisograptus richardsoni	Rhabdinopora flabelliformis		сема корреляции ордс
пэдтО эүqR			тны	іdиX			йин Йит	ka kyr	B	йиддн	Cai	F	гия	иd	dв) ИИ	Ц ндэ	ии Сb	isД.	+	0	й пФ	) ИНХ	СИН	ок ]	цы	vəd	L		2. Cy	
	g	MƏJ	гэйЭ							-	ОВИК	дqС	)					~							-					NC.

## КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ

299

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

Для сравнения проведем палеозоогеографический анализ зональных комплексов ордовикских пелагических граптолитовых сообществ Арктических районов Евразии и соседствующих с ними районов Северной Америки. Принципиальные отличия таксономического состава между сообществами пелагических организмов различных палеобассейнов объясняются не столько их удаленностью друг от друга, сколько наличием препятствий для миграций в виде континентальных блоков или глубоководных океанических бассейнов. Зональные комплексы ордовика Таймыра и Новой Земли [13, 14] являются опорными для стратиграфии Российской Арктики, позволяющими проводить межрегиональные и дальнемагистральные корреляции с ключевыми разрезами различных стран [1, 10]. Граптолитовая последовательность о. Беннетта восполняет пробел (две граптолитовые зоны и ряд подзон в интервале верхнего фло – нижнего и среднего дапина), существующий в зональных шкалах Таймыра и Новой Земли. Беннеттские граптолитовые биостратоны от фло по дарривил включительно, позволяют не только точно скоррелировать терригенные образования различных районов Арктики России и Северной Америки (рис. 1, 2), но и оценить степень палеобиогеографических связей между такими палеобассейнами.

По своей дробности и присутствию большинства зональных элементов предлагаемая последовательность зон и слоев с граптолитами о. Беннетта во флоско-дапинском хроностратиграфическом интервале может быть хорошо сопоставима с граптолитовой шкалой северо-западной части Аляски [15], где зафиксированы одноименные зоны арproximatus, bifidus (= "protobifidus"), maximo-divergens, Oncograptus, а также слои с Phyl. densus, слои с Is. caduceus nanus, слои с Lev. austrodentatus. Это свидетельствует о стабильно существовавших путях взаимных миграций планктонных граптолитов морских бассейнов о. Беннетта и Аляски (рис. 1). На более высоком средне-дарривильском стратиграфическом интервале зональные биостратоны о. Беннетта и северо-западной части Аляски по граптолитам отличаются друг от друга (рис. 2). В других районах Аляски (например, горы Терра Котта [16]) граптолитовые зоны ордовика не имеют подобного высокого сходства с беннетскими биостратонами (рис. 2).

Современные геодинамические реконструкции с масштабным использованием палеомагнитных данных показали непосредственную близость блоков Новосибирских островов и Арктической Канады в кембро-ордовикском интервале (510—450 млн лет) [17]. С этими данными полностью согласуются приведенные выше сведения по высокому сходству зональных биостратонов о. Беннетта и северо-западной Аляски.

На наличие свободных путей миграции планктонных граптолитов между Беннеттским и Таймырским ордовикскими бассейнами указывают выделенные на Таймыре одноименные зоны арproximatus, Oncograptus, artus (= "bifidus"), murchisoni. О таких же открытых связях с Ново-Земельским палеобассейном свидетельствуют одноименные зоны approximatus, Oncograptus, artus (= "bifidus"), murchisoni, а также слои с фауной *Is*. maximo-divergens и слои с Lev. austrodentatus [13, 14] (рис. 1, 2). В то же время следует обратить внимание, что дапин в разрезах Таймыра и Новой Земли имеет слабую граптолитово-зональную расчлененность по сравнению с дапином Беннетта. Кроме того, на Таймыре на уровне нижнего дарривилла нет каких-либо граптолитовых биостратонов (рис. 2).

В граптолитовых комплексах ордовика о. Беннетта не содержатся таксоны, известные на Сибирской платформе, которая, вследствие мелководности своего бассейна, была практически изолирована от путей миграций планктонных сообществ организмов. Также не имеют сходства ордовикские биостратоны о. Беннетта и одновозрастные граптолитовые последовательности Омулевских гор, о. Шпицберген и Балтики (рис. 1, 2). Только на Шпицбергене выделяются одноименные слои с *D. bifidus* (= "protobifidus") [18], а в сводной шкале Балтийских регионов обособляются одноименные зоны angustifolius elongatus и austrodentatus [1, 10].

Ордовикские граптолитовые биостратоны перечисленных регионов Российской части Арктики и Сибири с глубоководными терригенными обстановками демонстрируют между собой значительные различия, что не позволяет предполагать какого-то "Сибирского" палеогеографического единства глубоководных акваторий этих палеобассейнов.

В настоящее время большинство специалистов по граптолитам не разделяют существовавшее ранее мнение о необходимости обособления их глобальных палеозоохорий. Рассматривая различия в группах региональных зональных биостратонов, объединенных в сводные граптолитовые шкалы за счет одноименных их названий, в настоящее время используются термины Лавренция (Северная Америка), Балтика, Гондвана, Южный и Северный Китай [1, 10]. И это не названия палеозоохорий, а наименования континентов и их частей, а также стран, в пределах которых располагаются те или иные геологические структуры древних осадочных бассейнов. Встречаются регионы с экотонным составом граптолитовых сообществ. Например, в разрезах ордовика о. Ньюфаундленд выделяются как граптолитовые зоны Северной Америки, так и Балтики [1, 10, 19]. Интересно отметить, что граптолитовые комплексы западного Ньюфаундленда [19] имеют сходство с граптолитовыми биостратонами о. Беннетта. Там выделяются одноименные зоны аpproximatus, akzharensis, bifidus (= "protobifidus"), austrodentatus. Дапинские ньюфаундлендские граптолитовые зоны отличаются от беннеттских дапинских биостратонов (рис. 1, 2), что позволяет считать маловероятным существование прямого и устойчивого во времени пути миграции пелагических сообществ организмов между Ньюфаундлендским и Беннеттским ордовикскими бассейнами.

В заключение можно сделать следующие обобщения.

1. Выделенные граптолитовые биостратоны позволяют достоверно зафиксировать в ордовикском разрезе о. Беннетта две ярусные границы Общей (и Международной) стратиграфической шкалы — основание фло и дарривила (соответственно, появление *Tet. approximatus* и *Lev. austro- dentatus*).

2. Граптолитовая зональная последовательность биостратонов о. Беннетта позволяет провести дальнемагистральную (циркумполярную в современных координатах) корреляцию и создать взаимоувязанный каркас хроностратиграфических интервалов ордовикских терригенных образований различных последовательностей Арктических районов Евразии и Северной Америки.

3. Флоско-дапинский бассейн о. Беннетта с терригенной седиментацией имел открытые связи для широкой масштабной миграции планктонных организмов с одновозрастными бассейнами Аляски. Значительное сходство комплексов ордовикских граптолитов о. Беннетта и Аляски позволяет полагать, что это обусловлено не только тесными палеозоогеографическими связями рассматриваемых бассейнов, но и их непосредственной палеогеографической близостью. Подтверждением этого являются данные палеомагнитных реконструкций взаиморасположения Арктических регионов в ордовике [17], показавших палеогеографическое соседство блоков Аляски и архипелага Де-Лонга.

4. Для дарривильских сообществ пелагических организмов бассейна о. Беннетта объем обмена таксонами с Аляскинскими палеобассейнами резко ограничился. На этом фоне повысилась степень коммуникаций беннеттских граптолитовых сообществ с другими пелагическими сообществами — с ново-земельскими до среднемасштабного и с таймырскими до маломасштабного уровней. Эта палеогеографическая трансформация плана доминирующих путей миграций пелагических организмов могла быть связана с предполагаемым событием аккреции в интервале 470–460 млн лет террейна Арктической Аляски с террейном Новосибирских островов [17].

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит М.К. Данукалову и А.Б. Кузьмичева за предоставление беннеттской коллекции граптолитов.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания РАН по Фундаментальным научным исследованиям, проект FW ZZ-2022-0003.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. The Geologic Time Scale 2020. Vol. 2. Elsevier. 2020. P. 563–1357.
- 2. Сенников Н.В. Зональные граптолитовые подразделения в ордовике России. Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск. Изд-во СНИИГГиМС. 2013. С. 45– 58.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:100000. Лист S/T-53, 54, 55, 56 (Новосибирские острова). Объяснительная записка. Москва. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1961. 60 с.
- 4. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 423–429.
- 5. Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Sennikov N.V., and Tolmacheva T.Yu. Ordovician turbidites and black shales of Bennett Island (De Long Islands, Russian Arctic), and their significance for Arctic correlations and paleogeography // Geological Magazine. 2020. P. 1207–1237.
- Аверьянов Б.Н. Нижне-силурийские граптолиты с р. Колымы. Труды совета по изучению производительных сил. Серия Якутская, вып. 11. Академия наук СССР. 1932. С. 29–34.
- Соболевская Р.Ф. О граптолитах ордовика и силура на Новосибирских островах. Граптолиты и стратиграфия. Таллин. 1976. С. 202–208.
- Обут А.М. Отдел Гемихордовые. Основы палеонтологии. Иглокожие, гемихордовые. Москва. Издво Недра. 1964. С. 279–337.
- Maletz J. Part V. Second Revision, Chapter 22: Suborder Axonophora, infraorder Diplograptina 1 (Diplograptidae, Lasiograptidae): Introduction, Morphology, and Systematic Descriptions. Treatise online, Number 127. Lawrence, Kansas, USA. 2019. P. 1–26.
- Loydell D.K. Graptolite biozone correlation charts // Geological Magazine. 2012. V. 149. P. 124–132.
- Сенников Н.В., Толмачева Т.Ю., Обут О.Т., Изох Н.Г., Лыкова Е.В. Зональное расчленение ордовикских отложений Сибири по пелагическим группам фауны // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 761–781.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

- Каныгин А.В., Гонта Т.В., Тимохин А.В. Происхождение палеозойских террейнов северо-восточной Азии: геологические доказательства раскола перикратонной окраины Сибирского палеоконтинента и миграции ее фрагментов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1459–1475.
- Корень Т.Н., Толмачева Т.Ю., Соболевская Р.Ф., Раевская Е.Г., Обут О.Т. Ордовикская система. Зональная стратиграфия фанерозоя России. Санкт-Петербург. Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. С. 31–47.
- 14. Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. Санкт-Петербург. Изд-во ВНИИОкеангеология. 2011. 282 с.
- 15. *Lenz A.C., Jackson D.E.* Arenig and Llanvirn graptolite biostratigraphy, Canadian Cordillera. Paleoecology and Biostratigraphy of Graptolites // Geological Society. Special Publication. 1986. № 20. P. 27–45.

- Churkin M., Carter Cl. Stratigraphy, structure and graptolites of the Ordovician and Silurian sequence in the Terra Cotta Mountains, Alaska Range, Alaska // U.S. Geological Survey. Professional paper. 1996. N 1555. 84 p.
- Metelkin D.V., Chernova A.I., Matushkin N.Yu., Vernikovsky V.A. Early paleozoic tectonics and paleogeography of the Eastern Arctic and Siberia: Review of paleomagnetic and geologic data for the De Long Islands. Earth Science Reviews. 2022. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104102
- Cooper R.A., Fortey R.A. The Ordovician Graptolites of Spitsbergen // Bull. Brit. Museum Nat. History (Geol.). 1982. V. 36. № 3. P. 157–302.
- Williams S.H., Stevens R.K. Summary account of the Lower Ordovician (Arenig) graptolite biostratigraphy of the Cow Head Group, western Newfoundland // Bulletin Geological Society of Denmark. 1987. V. 35. P. 259–270.

# GRAPTOLITE SCALES AND COMPARISON OF ORDOVICIAN TERRIGENOUS DEEP-SEA SEQUENCES OF CIRCUMPOLAR REGION: CORRELATION AND PALEOGEOGRAPHIC POTENTIAL

## N. V. Sennikov<sup>a,#</sup>

<sup>a</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: sennikovnv@ipgg.sbras.ru

Presented by Academician of the RAS V.A. Vernikovsky September 5, 2022

A zonal graptolite scale of the Ordovician of Bennett Island is constructed. The circumpolar correlation of Ordovician terrigenous sequences of the Arctic regions of Eurasia and North America is given. Possible migration routes of pelagic organisms between Ordovician basins are analyzed. The paleogeographic proximity in the Ordovician of the basins of Alaska and the De Long Islands is shown.

Keywords: Ordovician, graptolite scales, De Long Islands, Arctic

302
УДК 550.838

# РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2022 г. Член-корреспондент РАН П. С. Мартышко<sup>1,\*</sup>, Н. В. Федорова<sup>1</sup>, А. Л. Рублев<sup>1</sup>

Поступило 25.08.2022 г. После доработки 07.09.2022 г. Принято к публикации 08.09.2022 г.

В работе приведены результаты изучения структурных особенностей аномального магнитного поля и моделирования источников в земной коре Средне-Уральского региона. Территория исследований (880 км × 500 км) охватывает восточную часть Восточно-Европейской платформы, Средний Урал и западную часть Западно-Сибирской плиты. В пределах этого участка в аномальном магнитном поле наблюдаются интенсивные линейные аномалии на Урале и в Западной Сибири, а в пределах Восточно-Европейской платформы выделяются крупные региональные аномалии. Интерпретация аэромагнитных данных выполнена с использованием оригинальных параллельных алгоритмов разделения источников магнитного поля по глубине и решения структурной обратной задачи магнитометрии. В результате построена модель источников магнитного поля в слоях земной коры исследуемого региона для различных значений намагниченности.

*Ключевые слова:* модели распределения намагниченности, обратная задача, аномальное магнитное поле, магнитометрия

DOI: 10.31857/S2686739722601715

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Одна из важнейших задач современной геофизики — разработка трехмерных методов интерпретации физических полей Земли для больших массивов данных. Использование таких методов позволит перейти от изучения глубинного строения литосферы вдоль профилей к построению объемных моделей отдельных регионов. В настоящей работе на основе комплекса методов, разработанных в Институте геофизики УрО РАН, построены модели источников магнитных аномалий в слоях земной коры (для территории Среднего Урала и сопредельных регионов — более 400000 км<sup>2</sup>).

Построение моделей распределения намагниченности в земной коре выполнялось в три этапа [1]:

1. Аппроксимация данных аномалий модуля магнитной индукции набором сингулярных источников с целью определения вертикальной составляющей магнитных аномалий [2]. 2. Выделение аномалий от источников в различных слоях земной коры с помощью трансформаций исходных данных, основанных на аналитическом продолжении гармонических функций вверх и вниз на разные уровни [3]. 3. Решение обратной задачи магнитометрии для определения поверхности намагниченных источников в слоях земной коры [1]. Методы реализованы в программах с использованием параллельных вычислений для персональных компьютеров с графическими ускорителями [4, 5].

### АППРОКСИМАЦИЯ ДАННЫХ АНОМАЛИЙ МОДУЛЯ МАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ НАБОРОМ СИНГУЛЯРНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Модуль магнитной индукции — функция  $\Delta T_a$ , как известно, не удовлетворяет уравнению Лапласа, и, следовательно, не является гармонической. Для корректного применения методов количественной интерпретации (изучения структуры аномального поля, выделения аномалий от различных слоев земной коры и решения обратных задач магнитометрии) необходимо провести преобразование и определить вертикальную составляющую магнитных аномалий. Также для упрощения решения обратных задач магнитометрии требуется "привести к полюсу", т.е. вычислить данные при вертикальной намагниченности источников.

Для этой цели был разработан алгоритм аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции полями сингулярных источников. Задача

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: pmart3@mail.ru

аппроксимации аномалий модуля индукции решается методами нелинейного программирования и сводится к минимизации функционала, который определяется как сумма квадратов разностей между исходными данными и полем от набора модельных источников. В качестве оптимального класса таких источников был выбран набор стержней, однородно намагниченных вдоль своей оси. Каждый модельный источник описывается только 7 параметрами: координатами концов и линейной намагниченностью. Направление намагниченности задавалось либо по современному геомагнитному полю, либо вдоль источника. Прямая задача магнитометрии для отрезка решается относительно просто в элементарных функциях [5]. Для минимизации функционала применяется градиентный метод сопряженных направлений (в модификации Поляка-Рибьера). Для вычислений на сетках большой размерности разработано программное обеспечение, реализующее параллельные вычисления на высокопроизводительном вычислительном кластере на базе графических ускорителей NVidia [5].

Для исследуемого региона по найденному набору сингулярных источников рассчитаны прямоугольные компоненты магнитного поля ( $X_a$ ,  $Y_a$ ,  $Z_a$ ), а также для вертикальной компоненты выполнено приведение к полюсу.

#### ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ ОТ ИСТОЧНИКОВ В РАЗЛИЧНЫХ СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Аномальное магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в верхней литосфере. Для выделения аномалий от источников в различных слоях земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах [4]. Как правило, на открытых территориях наибольший вклад вносят аномалии от приповерхностных массивов. Интенсивность аномалий значительно снижается при удалении от локальных источников. С увеличением расстояния R от источника магнитное поле затухает по закону - $1/R^3$ . Если источники вблизи поверхности создают магнитные аномалии 200-1000 нТл, то на высоте 5 км интенсивность аномалий будет меньше 1-8 нТл, т.е. по величине становится сравнима с погрешностью наблюдений.

Задача выделения эффекта от локальных источников, расположенных в горизонтальных слоях в пределах заданных глубин, решалась с помощью численного пересчета вертикальной составляющей магнитного поля — функции  $Z_a$  — по формуле Пуассона на различные высоты и продолжения вниз на соответствующие глубины. Поскольку задача пересчета поля вниз относится к

классу некорректно поставленных задач, то при вычислениях использовались методы регуляризации [6].

При изучении крупных территорий приходится задавать большие массивы данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает время расчетов. Создана новая компьютерная технология, основанная на параллельных вычислениях. В настоящее время алгоритм реализован на графических процессорах NVidia [5].

Исследования структурных особенностей аномального магнитного поля изучаемого района (рис. 1) проведены с использованием региональной базы данных, основанной на аэромагнитных съемках масштаба 1:200000. Региональная матрица аэромагнитных данных оцифрована через 250 метров. При создании цифровой карты в качестве поля относимости использована модель главного геомагнитного поля IGRF и для более точного учета вековой вариации была проведена съемка по протяженным профилям [7].

Поскольку только в пределах Уральских гор кристаллические породы выведены на земную поверхность, а прилегающие области Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири покрыты мощным осадочным чехлом, то в земной коре было выделено 3 слоя: приповерхностный (до глубины 5 км), гранитный и базальтовый. Средняя глубина до базальтового слоя по сейсмическим данным составляет 20 км [8]. Выполнены расчеты трансформированных полей (пересчитанных вверх и вниз) для уровней 5, 20, 50 км и построены карты разделенных магнитных аномалий от источников в 3 слоях земной коры (рис. 1).

### РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ НАМАГНИЧЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ В СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для вычисления поверхности источников магнитных аномалий разработан модифицированный метод локальных поправок [1]. Этот метод позволяет определить геометрию поверхности раздела между двумя слоями при заданных значениях однородной вертикальной намагниченности в слоях и средней глубине до второго слоя.

Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля Z(x, y) в точке (x, y) на поверхности земли вычисляется по формуле:



**Рис. 1.** Карта аномального магнитного поля Средне-Уральского региона, полученная по данным аэромагнитных съемок масштаба 1 : 200000 (а), и карты выделенных магнитных аномалий от приповерхностного (б), гранитного (в) и базальтового (г) слоев земной коры.

$$Z_{a}(x,y) = \Delta I \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left( \frac{z(x,y)}{\left( (x-x')^{2} + (y-y')^{2} + z^{2}(x,y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left( (x-x')^{2} + (y-y')^{2} + H^{2} \right)^{3/2}} \right) dxdy,$$
(1)

где z = z(x, y) — уравнение поверхности *S*, разделяющей верхний и нижний слои,  $\Delta I = I_2 - I_1$  — скачок намагниченности на границе слоев (предполагается вертикальная намагниченность), z = H — горизонтальная асимптота.

Разработан итерационный способ нахождения границы, базирующийся на предположении о том, что наибольшее влияние на изменение значения поля в некоторой точке оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности. На каждом шаге итерации уменьшается разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле (лишь за счет изменения значения искомой функции в этом же узле).

Дискретизация уравнения (1) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c\sum_{i}\sum_{j}K_{i_0j_0}(z_{ij}) = U_{i_0j_0},$$
(2)

где *с* – весовой коэффициент кубатурной формулы,  $U_{i_0j_0} = \Delta Z(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$  – левая часть уравнения (1),  $z_{ij} = z(x_i, y_j), \quad K_{i_0j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$  – подынтегральное выражение в (1).

Для нахождения значений  $z_{ij}^{n+1}$  неизвестной функции z(x, y) на n + 1 итерации используется итерационная формула:

$$\left(z_{ij}^{n+1}\right)^{2} = \frac{\left(z_{ij}^{n}\right)^{2}}{1 + \alpha \left(z_{ij}^{n}\right)^{2} \left(U_{ij} - U_{ij}^{n}\right)},$$
(3)

где  $\alpha$  – параметр регуляризации,  $\{z_{i,j}^n\}$  – значения z(x, y), n – номер итерации. Предложенный метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет значительно сократить время вычислений и быстро решать объемные задачи [9]. В работе [10] исследован вопрос выбора параметра регуляризации  $\alpha$  и определен интервал по  $\alpha$ , внутри которого итоговое решение слабо зависит от выбранного конкретного значения параметра. Скорость получения решения существенно растет при увеличении параметра регуляризации в пределах этого интервала.



**Рис. 2.** Результаты моделирования источников магнитных аномалий по аэромагнитным данным масштаба 1 : 200000: источники в приповерхностном слое (а): кровля поверхности гранитного слоя (б); кровля базальтового слоя земной коры (в). Обозначения: *1* – Предуральский краевой прогиб; *2* – границы открытого Урала; *3* – глубинные разломы на поверхности земли: *1* – Главный Уральский; *2* – Мурзинский; *3* – Тюменско-Чудиновский (по данным геологических карт О-40 и О-41).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕ-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

С использованием результатов разделения магнитного поля от разноглубинных слоев выполнено решение обратной задачи магнитометрии для класса контактных поверхностей методом локальных поправок и определена геометрия кровли намагниченных источников в каждом слое (рис. 2).

В приповерхностном слое на платформах модель намагниченных источников позволила под слоем осадочного чехла локализовать массивы, как правило, состоящие из базитов и ультрабазитов, намагниченность которых составляет 2–4 А/м, а положение верхних кромок источников дает возможность уточнить глубину до кристаллического фундамента (рис. 2 а). В пределах Уральской складчатой системы массивы маркируют многочисленные глубинные разломы.

Для гранитного и базальтового слоев земной коры построены модели поверхностей источников для различных значений намагниченности и выбраны параметры для дальнейшего моделирования. Определено, что намагниченность источников в гранитном слое составляет 1–3 А/м, а источники региональных аномалий в базальтовом слое в пределах окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала имеют высокую намагниченность порядка 4–6 А/м.

Гранитный слой земной коры, как в пределах платформенных частей, так и под Уральскими горами, насыщен намагниченными источниками, которые образуют линейные пояса (рис. 2 б). В пределах Восточно-Европейской платформы протяженность поясов небольшая: от 20 до 100 км, а направления их простирания варьируются от широтного до меридионального. На Урале и в Западной Сибири пояса, как правило, вытянуты в меридиональном направлении, имеют протяженность от 50 до 300 км и более.

При сопоставлении с намагниченными источниками в базальтовом слое можно заметить, что на платформе многие пояса имеют глубинные корни и расположены над выступами базальтового слоя. На Урале большинство массивов не имеет глубинных корней. В нижнем слое коры морфология источников значительно отличается. Под Уралом и Западной Сибирью наблюдаются линейные источники. а в пределах Восточно-Европейской платформы присутствуют крупные изометричные объекты, намагниченность которых более 5 А/м (рис. 2 в). Отметим также, что ряд этих источников в нижней коре прослеживаются далеко под Уральские структуры вплоть до резкого погружения поверхности в зоне Главного Уральского разлома. К востоку от Урала в пределах Тюменско-Чудиновского разлома происходит второе резкое погружение кровли нижнего слоя.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс новых численных методов интерпретации магнитных данных реализован в программах с использованием параллельных вычислений для персональных компьютеров с графическими ускорителями. Эти алгоритмы позволили выполнить трехмерную интерпретацию для больших объемов данных: для Среднего Урала и сопредельных регионов уточнены положение разломов в верхней коре и их связь с базит-ультрабазитовыми поясами, выступающими над базальтовым слоем земной коры. Проведенное моделирование также показывает наличие мошных источников магнитного поля в нижнем слое Восточно-Европейской платформы, причем некоторые из них простираются не только в пределах платформы, но и далеко на восток под Уральский ороген (рис. 2 в). В зоне Главного Уральского глубинного разлома наблюдается резкое погружение поверхности базальтового слоя от 20 до 30-35 км, вероятно, там находится докембрийский континентальный склон древней платформы. На востоке подобный прогиб поверхности нижнего слоя расположен в зоне Тюменско-Чудиновского разлома и, по-видимому, является глубинным разделом между Уральской складчатой системой и Западно-Сибирской плитой.

Полученные результаты о глубинном распределении источников магнитных аномалий могут быть использованы для геодинамических реконструкций.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в Институте геофизики УрО РАН при поддержке РНФ; проект 20-17-00058 "Методы построения трехмерных моделей земной коры на основе комплексной интерпретации геофизических полей с использованием параллельных алгоритмов (на примере Уральского региона)".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Martyshko P.S., Fedorova N.V., Rublev A.L. Numerical algorithms for structural magnetometry inverse problem solving // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. 21 (3). ES000766.
  - https://doi.org/10.2205/2021ES000766
- Muravyev L., Byzov D., Fedorova N. Approximation of anomalous magnetic field using array of singular sources (magnetized rods) // Geoinformatics 2016 – XVth International Conference on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects 15. 2016.
- 3. *Мартышко П.С., Федорова Н.В., Гемайдинов Д.В.* Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнит-

ного поля Урала // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 201—203.

- 4. Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Расчеты аналитического продолжения потенциальных полей GRIDCALC / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619520 Роспатент, 2016.
- Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Подбор магнитного поля набором стержней PodborSterj2015 / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619506. Роспатент, 2016.
- 6. *Lavrentyev M.M.* Some Improperly Posed Problems of Mathematical Physics. Berlin etc.: Springer. 1967. 72 p. (Springer Tracts in Natur. Philosophy; V. 11).
- Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих тер-

риторий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера. 2008. № 6. С. 63– 72.

- 8. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. О Нижнеархейском кристаллическом фундаменте евразийского континента // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 1. С. 14–25.
- 9. Федорова Н.В., Рублев А.Л. Численное моделирование источников магнитных аномалий в земной коре Южного Урала // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1639–1649. https://doi.org/10.15372/GiG2019106
- 10. *Рублев А.Л.* О выборе параметра регуляризации при решении обратной задачи магнитометрии // Уральский геофизический вестник. 2021. № 3. С. 19–25.

# THE RESULTS OF MODELING OF MAGNETIC ANOMALIES SOURCES IN THE EARTH'S CRUST IN THE MIDDLE URALS

### Corresponding Member of the RAS P. S. Martyshko<sup>*a*,#</sup>, N. V. Fedorova<sup>*a*</sup>, and A. L. Rublev<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geophysics, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: pmart3@mail.ru

The paper presents the results of studying the structural features of the anomalous magnetic field and modeling sources in the Earth's crust of the Middle Ural region. The territory of  $880 \times 500$  km covers the eastern part of the East European Platform, the Middle Urals and the western part of the West Siberian Plate. Within this area, intense linear anomalies are observed in the anomalous magnetic field in the Urals and Western Siberia, and large regional anomalies are identified within the East European Platform. The interpretation of airborne magnetic data was performed using original parallel algorithms for separating magnetic field sources by depth and solving the structural inverse problem of magnetometry. As a result, a model of magnetic field sources in the layers of the earth's crust of the region under study was constructed for various values of magnetization.

Keywords: magnetization distribution models, inverse problem, anomalous magnetic field, magnetometry

———— СЕЙСМОЛОГИЯ ——

УДК 550.3+551.24

# ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЙСМОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЧИЛИЙСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ В НАЧАЛЕ XXI в.

© 2022 г. И. С. Владимирова<sup>1,2,\*</sup>

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 05.08.2022 г. Поступило 12.08.2022 г. После доработки 01.09.2022 г. Принято к публикации 07.09.2022 г.

Работа посвящена анализу сейсмотектонических деформаций, связанных с сейсмогенной активизацией Чилийской зоны субдукции в начале XXI в. Построены модели очаговых зон трех сильнейших ( $M \ge 8$ ) землетрясений, произошедших в Чилийской зоне субдукции в 2010, 2014 и 2015 г. Проведен сравнительный анализ процессов высвобождения напряжений во время указанных событий. Установлено, что землетрясение Мауле 2010 г. могло способствовать инициации землетрясения Ильяпель 2015 г.

*Ключевые слова:* сейсмический процесс, Чилийская зона субдукции, сильнейшие землетрясения, сейсмотектонические деформации, очаговая зона, миграция землетрясений **DOI:** 10.31857/S268673972260165X

Островные дуги и активные континентальные окраины, расположенные на периферии Тихого океана, относятся к числу наиболее тектонически и сейсмически активных областей на Земле и служат источником сильнейших катастрофических землетрясений. Разрушительные землетрясения, возникающие в пределах зон субдукции, помимо непосредственно макросейсмических эффектов несут в себе угрозу возникновения волн цунами. Поэтому одной из важнейших задач как геодинамики, так и сейсмологии является исследование особенностей сейсмического процесса именно в субдукционных регионах. При этом необходимым представляется как изучение динамики сейсмического процесса в целом, так и выявление возможной взаимосвязи сильных землетрясений, происходящих на больших расстояниях в пределах одной субдукционной зоны.

Сейсмическая активность в различных сейсмогенных зонах, в том числе и в зонах субдукции, имеет тенденцию к периодическим изменениям во времени. Так, периоды относительного сейсмического покоя, когда уровень сейсмической активности снижается по сравнению со средним фоном, сменяются периодами повышенной сейсмической активности, когда в том или ином регионе земного шара происходит целая серия сильнейших землетрясений [1]. В начале XXI в. в Чилийской зоне субдукции наблюдалась такая сейсмогенная активизация. За предыдущее десятилетие в центральной и северной частях Чили произошло три сильных цунамигенных землетрясения: землетрясение Мауле 27 февраля 2010 г. (Mw = 8.8), землетрясение Икике 1 апреля 2014 г. (Mw = 8.1) и землетрясение Ильяпель 16 сентября 2015 г. (Mw = 8.3) [2].

В последние годы был опубликован ряд работ, посвященных изучению этих землетрясений ([2–4] и др.), однако большинство подобных исследований направлено на анализ только одного из событий. В данной работе проводится изучение сейсмотектонических деформаций, связанных с серией сильнейших землетрясений в Чили в начале XXI в., на основе комплексного анализа всей совокупности спутниковых геодезических измерений в районе Перуанско-Чилийской зоны субдукции за период 2009–2015 гг. с привлечением сейсмологической информации.

Исследуемые в работе землетрясения характеризуются достаточно близкими магнитудами (8.8, 8.1 и 8.3) и схожим типом механизма, который представляет собой пологий надвиг с падением в сторону континента, что соответствует условиям сжатия, типичным для конвергентной границы литосферных плит. Отметим также, что в пределах очагов исследуемых землетрясений и прежде реа-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: ir.s.vladimirova@yandex.ru



Рис. 1. Расположение очаговых зон сильнейших землетрясений: 1 — события XX—XXI вв. (красным цветом выделены очаговые зоны землетрясений Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г.); 2 — предполагаемые длины сейсморазрывов сильнейших исторических землетрясений [2–4].

лизовывались столь же сильные сейсмические события, причем периоды их повторяемости варьируют от 63 до 175 лет [2] (рис. 1).

Для исследования пространственно-временного распределения деформаций земной поверхности, вызванных сейсмогенной активизацией Чилийской субдукционной зоны в начале XXI в., были выполнены обработка и анализ трехкомпонентных временных рядов станций спутниковых геодезических наблюдений на Чилийском побережье, предоставленных Геодезической обсерваторией Невады [5]. Исследование сейсмотектонических деформаций, связанных с сильнейшими землетрясениями Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г., выполнено в данной работе на основе анализа мгновенных косейсмических смещений и вариаций скоростей смещения 111 станций за годовые интервалы. Все приведенные в работе спутниковые геодезические данные рассматриваются относительно Южно-Американской плиты.

Анализ вариаций скоростей современных движений земной поверхности позволяет выявить особенности геодинамических процессов, связанных с реализацией трех сильнейших землетрясений в Чилийской зоне субдукции в начале XXI в. Обшая сонаправленность векторов смешений вектору конвергенции плит в 2009-2010 гг. (рис. 2 а) указывает на то, что весь рассматриваемый регион пребывает на квазистационарной межсейсмической стадии сейсмического цикла, а близость величин скоростей смещений (30 мм/год на севере и 35-38 мм/год на юге) свидетельствует об относительно равномерном сжатии континентальной окраины непосредственно перед возникновением серии сильнейших землетрясений в 2010-2015 гг. Землетрясение Мауле 27.02.2010 г. спровоцировало возникновение постсейсмических деформаций, скорости которых превысили 300 мм/год в первый год после события (рис. 2 б). Через год величины постсейсмических смещений уменьшились втрое, сохраняя при этом направление в сторону океана (рис. 2 в). В последующие три года продолжилось более плавное уменьшение величин векторов постсейсмических деформаций. Так. спустя два года после землетрясения Мауле максимальные скорости постсейсмических смещений составляли 75-76 мм/год (рис. 2 г), спустя три года они уменьшились до 55 мм/год (рис. 2 д), а спустя четыре года – не превышали 40 мм/год (рис. 2 е). Отметим, что в период между событиями 2010 и 2015 г. постсейсмические деформации развивались в непосредственной близости от области подготовки землетрясения Ильяпель или даже затронули ее южную окраину. На протяжении того же временного интервала поле межсейсмических скоростей, зарегистрированных севернее региона, затронутого землетрясением Мауле, сохраняет относительную стабильность. Событие Икике 2014 г. также вызвало постсейсмические деформации, однако их интенсивность оказалась существенно меньшей в сравнении с таковыми, вызванными землетрясением Мауле 2010 г.: максимальные амплитуды смещений в первый год после события составили 81-83 мм/год (рис. 2 е). В качестве особенности поля скоростей смещений в период 2014-2015 гг. можно отметить рост скоростей межсейсмических смещений на 2-4 мм/год в районе очага готовящегося землетрясения Ильяпель.

С целью изучения особенностей деформационных процессов непосредственно во время землетрясений Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г. были построены модели их очагов. Для оценки геометрических параметров очаговых областей исследуемых событий выполнена идентификация их афтершоков с использованием кластерного метода [6]. Полученные распределе-



**Рис. 2.** Скорости смещения станций сети за интервалы: 27.02.2009–26.02.2010 (а); 02.03.2010–01.03.2011(б); 02.03.2011–01.03.2012 (в); 02.03.2012–01.03.2013 (г); 02.03.2013–01.03.2014 (д); 06.04.2014–06.04.2015 (е). Скорости указаны относительно Южно-Американской литосферной плиты.

ния подвижек по разрыву являются результатом решения обратной задачи, сводящейся к минимизации невязок между измеренными спутниковыми методами и смоделированными косейсмическими смещениями:

$$\min_{\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)} \sum_{i} \left| \iint_{S} \mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) \mathbf{U}(\mathbf{r}_s) dS - \mathbf{u}_{\text{obs}}(\mathbf{r}_i) \right|^2.$$
(1)

Здесь  $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i)$  — измеренные значения косейсмических смещений на наблюдательном пункте в точке  $\mathbf{r}_i$ ,  $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$  — функции отклика среды в точке  $\mathbf{r}_i$  на точечную дислокацию в точке  $\mathbf{r}_s$ ,  $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$  — век-

тор дислокации, распределенный по поверхности сейсморазрыва S. Построение функций отклика  $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$  для сферически симметричной слоистой модели Земли осуществляется по методике, описанной в [7], где приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы. Искомое распределение подвижки в очаге  $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ аппроксимируется конечным набором значений по непересекающимся прямоугольным элементам разбиения поверхности S, а на искомый набор значений накладывается условие гладкости. Результирующие распределения подвижки в оча-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



**Рис. 3.** Очаговые зоны и эпицентры афтершоков землетрясений Мауле 2010 г. (а), Икике 2014 г. (б), Ильяпель 2015 г. (в), и результаты расчета изменения кулоновских напряжений вследствие землетрясения Мауле 2010 г. (г). Изолиниями показаны величины подвижек в очаговых зонах (в метрах).

гах исследуемых землетрясений представлены на рис. 3 а-в.

Максимальные величины косейсмических смещений, зарегистрированных во время землетрясения Мауле, составили 4.8 м на станциях вблизи эпицентра землетрясения. Для события 2010 г. отмечается билатеральное развитие сейсморазрыва с образованием двух областей максимальной подвижки, достигшей 12 м, в южной и центральной частях очаговой зоны. В северной части очага также выделяется область значительных смещений порядка 10 м. Землетрясение Мауле сопровождалось длительным и интенсивным афтершоковым процессом, основной особенностью которого стало полное отсутствие афтершоков с  $M \ge 7.0$ : магнитуда сильнейшего из них составила 6.9 [4]. Заметная особенность развития афтершоковой последовательности состоит в том, что эпицентры повторных толчков окружают области максимальных смещений в очаге. Таким образом, в процессе афтершоковой деятельности, вероятно, происходила релаксация напряжений в тех участках очаговой зоны, где они остались высоки после землетрясения.

Двумя часами позже основного толчка в 300 км от эпицентра землетрясения Мауле произошло событие с Mw = 7.4, характеризующееся сбросовым механизмом (рис. 3 а). Это событие, вероятно, было инициировано быстрым нарастанием растягивающих напряжений в краевом океаническом валу сразу после землетрясения Мауле.

Мгновенные косейсмические смещения пунктов наблюдений во время землетрясения Икике не достигли и 0.8 м (рис. 3 б), что может объясняться меньшей магнитудой события в сравнении с землетрясением 2010 г. Отличительной особенностью события 2014 г. является преимущественно однонаправленное распространение разрыва, длина которого составила менее 200 км вместо ожидаемых 600 км [3]. При этом как область значимых смещений в очаге землетрясения, достигших 6 м, так и эпицентры афтершоков сосредоточены преимущественно к югу от главного толчка. Количество повторных толчков, зарегистрированных после этого события, было достаточно невелико. Наблюдающийся недостаток афтершоков может свидетельствовать об асейсмическом крипе в условиях гетерогенного межплитового сцепления [8]. Иными словами, непосредственно во время землетрясения разрывные нарушения затронули только часть предполагаемой очаговой зоны, в то время как неразрушенные участки сместились асейсмически, что может объяснить неожиданно малую протяженность сейсмического очага.

Величины косейсмических смещений, зарегистрированных во время третьего события, — землетрясения Ильяпель 2015 г. достигли 2.2 м вблизи эпицентра. Итоговое разрывное нарушение образовалось в результате двустороннего развития сейсморазрыва вдоль Перуанско-Чилийского желоба. Длина зоны, в которой произошли значимые сейсмические смещения, составила 250 км, а величина максимальных смещений в очаге достигла 6 м. Большая часть повторных толчков произошла за пределами области максимальных смещений в очаге (рис. 3 в), как и в случае землетрясения Мауле, что позволяет говорить о некотором сходстве процессов высвобождения остаточных напряжений после сильных землетрясений в центральной части Чилийской зоны субдукции.

Тот факт, что три сильнейших события произошли в пределах одной субдукционной зоны в течение всего лишь шестилетнего временного интервала, позволяет исследовать масштабность и внутреннюю связность сейсмического процесса. В работах ([9-13] и др.) были даны утвердительные ответы на вопросы о наличии взаимосвязей сильных землетрясений, происходящих на больших расстояниях, и о возможности инициирования одних событий другими. Миграцию эпицентров землетрясений в различных сейсмоактивных регионах связывают с передачей деформаций внутри Земли посредством распространения волновых деформационных процессов с различными скоростями [9, 10]. В работе [11] была получена оценка скорости распространения деформационных волн вдоль субдукционных зон и, соответственно, скорости миграции сильных землетрясений по простиранию зоны субдукции, состакм/год. Расстояния между вившая 50 - 170гипоцентрами событий Мауле-Икике и Икике-Ильяпель составляют около 1800 и 1300 км соответственно. В таком случае скорость распространения деформационной волны вдоль Чилийской зоны субдукции должна составлять 430-860 км/год, что в несколько раз превышает полученные в [11] оценки. В то же время расстояние между гипоцентрами землетрясений Мауле 2010 г. и Ильяпель 2015 г. составило менее 550 км. Для того, чтобы преодолеть такую дистанцию за 5.5 лет, деформационная волна должна распространяться со средней скоростью около 100 км/год, что хорошо согласуется с оценками из [11]. Таким образом, наблюдаемый процесс миграции землетрясений в Чилийской зоне субдукции может быть обусловлен распространением тектонических напряжений, вызывающих дополнительную нагрузку в сегментах субдукционной зоны с высокой концентрацией упругих напряжений.

Было также установлено, что удаленные сильные землетрясения могут оказывать решающее влияние на заключительном этапе формирования очага другого события [12]. При этом следующее сейсмическое событие произойдет лишь там, где состояние среды уже близко к разрушению, и перепад напряжений, вызванный уже произошедшим событием, послужит спусковым механизмом. В работе [13] было показано, что землетрясения с  $M \ge 8$  могут оказывать влияние на ход сейсмичности в радиусе 1000 км. Расстояния между гипоцентрами событий Мауле-Икике и Икике–Ильяпель 1800 и 1300 км сильно превышают указанный радиус, в то время как расстояние между гипоцентрами землетрясений Мауле-Ильяпель составляет всего 550 км, а это значит, что область формирования очага землетрясения Ильяпель попадает в область влияния землетрясения Мауле.

Согласно результатам экспериментов по деформированию горных пород, геосреда является кулоновской средой, т.е. хрупкой средой с внутренним трением [14]. Для таких сред близость к критическому состоянию, за которым следует хрупкое разрушение, определяется кулоновскими напряжениями, представляющими собой разность между касательными напряжениями на поверхности разрыва и напряжением сухого трения [15].

Оценка возможного влияния Чилийских землетрясений на ускорение процесса подготовки следующего сильного землетрясения проводилась посредством расчета изменения кулоновских напряжений в плоскостях очагов будущих землетрясений в результате реализации предыдущего землетрясения:

$$\Delta \sigma_f = \Delta \tau_B - \mu' (\Delta \sigma_B), \qquad (2)$$

где  $\Delta \tau_B$  и  $\Delta \sigma_B$  – изменение касательных и нормальных напряжений в плоскости очага будущего землетрясения;  $\mu' = \mu(1 - B) - эффективный ко$ эффициент трения; µ – коэффициент трения,  $B \in [0,1]$  – коэффициент Скемптона. Расчет кулоновских напряжений в работе проводился с использованием пакета Coulomb 3. В результате проведенных расчетов не выявлено явной взаимосвязи между землетрясениями Мауле-Икике и Икике–Ильяпель. В то же время показано, что в результате землетрясения Мауле произошел перенос кулоновских напряжений в область очага будущего землетрясения Ильяпель (рис. 3 г), что могло приблизить момент возникновения хрупких разрушений в этой зоне. Таким образом, событие 2010 г. потенциально могло способствовать инициации события 2015 г.

Все рассмотренные выше сильнейшие субдукционные землетрясения произошли в течение краткого временного интервала в пределах одной сейсмогенной зоны, связанной единством тектонических условий. Однако проведенный сравнительный анализ позволил выявить ряд существенных отличий развития деформационных процессов в окрестностях их очагов. Эти различия, предположительно, определяются уникальными тектоническими и геологическими условиями, присушими очаговой зоне конкретного события. Для выявления индивидуальных особенностей формирования очагов и релаксации остаточных напряжений после землетрясений в дальнейшем представляется целесообразным моделирование геодинамических процессов, протекающих в окрестности очаговых зон в предсейсмический и постсейсмический периоды.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00140.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Балакина Л.М., Москвина А.Г. Андаман-Суматринская островная дуга. І. Особенности пространственно-временного проявления землетрясений и механизмы их очагов // Физика Земли. 2012. № 2. С. 27–66.
- Ruiz S.A., Madariaga R. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile // Tectonophysics. 2018. V. 733. P. 37–56.
- 3. Lay T., Yue H., Brodsky E.E., An C. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 3818–3825.
- 4. *Mora-Stock C., Rabbel W.* Maule Mw 8.8 earthquake: a seismological review // The Chilean Earthquake and Tsunami 2010. A Multidisciplinary Study of Mw 8.8, Maule. Boston: WIT PRESS, 2013. P. 1–24.
- 5. *Blewitt G.W., Hammond C., Kreemer C.* Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science // EOS 99. 2018. https://doi.org/10.1029/2018EO104623
- 6. Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. І. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- 7. *Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 1–14.
- Шебалин П.Н., Воробьева И.А., Баранов С.В., Михайлов В.О. Дефицит сильных афтершоков как индикатор постсейсмического проскальзывания в очагах землетрясений зон субдукции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 81–85.
- 9. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754.
- Викулин А.В., Водинчар Г.М., Гусяков В.К., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Долгая А.А., Осипова Н.А. Миграция сейсмической и вулканической активности в зонах напряженного состояния вещества наиболее геодинамически активных мегаструктур Земли // Вестник КамчатГТУ. 2011. Вып. 17. С. 5–15.
- 11. *Anderson D.L.* Accelerated plate tectonics // Science. 1975. V. 187. № 4181. P. 1077–1079.
- 12. *Николаев А.В., Верещагина Г.М.* Об инициировании землетрясений землетрясениями // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 320–324.
- Кальметьева З.А., Юдахин Ф.Н. Взаимосвязь сильных землетрясений Высокой Азии // ДАН. 1994. Т. 335. № 2. С. 225–231.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 25–37.
- Райс Дж. Механика очага землетрясения. М: Мир, 1982. 217 с.

# STUDY OF THE FEATURES OF SEISMOGENIC ACTIVATION OF THE CHILEAN SUBDUCTION ZONE AT THE BEGINNING OF THE XXI CENTURY

### I. S. Vladimirova<sup>*a,b,#*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup>Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: ir.s.vladimirova@yandex.ru Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovsky August 05, 2022

The work is devoted to the analysis of seismotectonic deformations associated with the seismogenic activation of the Chilean subduction zone at the beginning of the 21st century. The constructed models of source zones of three strongest ( $M \ge 8$ ) earthquakes that occurred in the Chilean subduction zone in 2010, 2014, and 2015 are presented. A comparative analysis of stress release processes during these events was carried out. It has been established that the 2010 Maule earthquake could have contributed to the initiation of the 2015 Illapel earthquake.

*Keywords:* seismic process, Chilean subduction zone, strongest earthquakes, seismotectonic deformations, source zone, migration of earthquakes

———— ОКЕАНОЛОГИЯ ————

УДК 551.463

# ХАОС И ОБРАЩЕНИЕ ВОЛНОВОГО ФРОНТА ПРИ ДАЛЬНЕМ РАСПРОСТРАНЕНИИ ЗВУКА В ОКЕАНЕ

© 2022 г. Д. В. Макаров<sup>1,\*</sup>, А. А. Комиссаров<sup>1,2</sup>

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 20.08.2022 г. Поступило 22.08.2022 г. После доработки 23.08.2022 г. Принято к публикации 25.08.2022 г.

Рассматривается задача о дальнем распространении звука в глубоком океане. Внимание сосредоточено на процедуре рефокусировки акустического поля с помощью обращения волнового фронта. Изменения океанической среды за время распространения звука от пробного источника до акустического зеркала и обратно нарушают принцип взаимности и, тем самым, понижают эффективность рефокусировки. Показано, что лучевой хаос, обусловленный рассеянием звука на внутренних волнах, значительно усиливает чувствительность переизлученного поля к изменениям среды. В качестве примера рассмотрен подводный звуковой канал, трасса которого пересекает несколько синоптических вихрей. Показано, что на данной трассе рефокусировка становится практически невозможной, если расстояние между пробным источником и акустическим зеркалом превышает 350 км. В то же время отмечено появление аномальной зоны улучшенной рефокусировки на расстоянии около 300 км от акустического зеркала.

*Ключевые слова:* подводный звуковой канал, внутренние волны, лучевой хаос, обращение волнового фронта, принцип взаимности **DOI:** 10.31857/S2686739722601740

Хорошо известно, что звуковые волны способны распространяться в глубоком океане на сотни и даже тысячи километров благодаря существованию подводного звукового канала (ПЗК). Эффект дальнего распространения звука представляет несомненный интерес с точки зрения практических приложений, таких как гидроакустическая томография [1-3], звукоподводная связь [4, 5] и подводная навигация [6]. Однако исследования последних тридцати лет показали, что звуковые сигналы могут испытывать сильную декогеренцию, связанную с лучевым хаосом [7]. Лучевой хаос означает крайне нерегулярную форму лучевых траекторий, обусловленную их неустойчивостью по Ляпунову. Основной причиной возникновения лучевого хаоса при дальнем распространении звука является накопительный эффект от рассеяния на малых неоднородностях поля скорости звука, вызванных океаническими внутренними волнами. Проявления лучевого хаоса в интерфе-

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия <sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

\*E-mail: makarov@poi.dvo.ru

ренционной структуре волнового поля получили название волнового хаоса [7–10].

Важно понимать, что дальнее распространение звука описывается линейными волновыми уравнениями. Решения таких уравнений не могут быть неустойчивыми по Ляпунову, т.е. обладать неустойчивостью по отношению к малым вариациям начальных условий. Однако, как было показано в работе [11], распространение волн в волноводе с хаотической динамикой лучей обладает острой чувствительностью не к вариациям начальных условий, а вариациям самой среды. Данное обстоятельство не только затрудняет моделирование акустических полей, поскольку океаническая среда практически всегда известна только приближенно, но и накладывает существенные ограничения на возможности звукоподводной связи. Это особенно ярко проявляется при реализации одной из наиболее перспективных схем звукоподводной связи, основанной на обращении волнового фронта [12–14]. Эта схема основана на использовании пробного источника и приемно-передающей антенной решетки, выполняющей роль акустического зеркала. Сигнал от пробного источника принимается антенной решеткой и переизлучается обратно после обращения фаз. В случае стационарной среды выполняется принцип взаимности, согласно которому пе-



Рис. 1. Поле скорости звука в рассматриваемой модели подводного звукового канала.

реизлученное поле должно фокусироваться в области пробного источника, обеспечивая повышенное значение соотношения сигнал/шум [3]. Однако даже малые различия океанической среды, имеющие место при распространении звукового сигнала до акустического зеркала и обратно, способны нарушить принцип взаимности. При дальнем распространении звука эти нарушения должны быть особенно значительными, как вследствие большого времени распространения, так и вследствие лучевого хаоса [14].

В настоящей работе мы намерены исследовать процесс рефокусировки акустического поля посредством обращения волнового фронта для реалистичной модели океана, включающей в себя существенные крупномасштабные неоднородности. В частности, мы рассмотрим модель ПЗК, построенного на основе натурных гидрологических данных, полученных в рейсе японского научно-исследовательского судна "Кофу Мару" в апреле 2004 г. [15]. Трасса ПЗК начинается от острова Хоккайдо и ориентирована на юго-восток. Она характеризуется довольно значительными изменениями фонового профиля скорости звука, в том числе обусловленными синоптическими вихрями (см. рис. 1).

Само по себе нарушение принципа взаимности при дальнем распространении звука имеет глубокие корни и тесно связано с возникновением необратимости в неинтегрируемых квантовых системах. Рефокусировка акустического поля в окрестности пробного источника представляет собой пример так называемого "эха Лошмидта", ставшего в свое время предметом очень активного исследования в контексте проблемы квантового хаоса [16]. В качестве меры "эха Лошмидта" традиционно используется воспроизводимость, которая в терминах акустики океана может быть определена следующим образом [17]:

$$F = \frac{\left|\int \Psi_{\rm rev}^*(z)\Psi_{\rm pr}(z)dz\right|^2}{\left(\int \left|\Psi_{\rm pr}(z)\right|^2 dz\right)\left(\int \left|\Psi_{\rm rev}(z)\right|^2 dz\right)},\tag{1}$$

где  $\Psi_{\rm pr}(z)$  и  $\Psi_{\rm rev}(z)$  — вертикальные профили пробного и рефокусированного акустических полей соответственно. Анализ, проведенный авторами, свидетельствует о том, что в режиме развитого хаоса воспроизводимость спадает с ростом расстояния по супер-гауссову закону, с показателем экспоненты около 2.4—2.5 для частот от 75 до 150 Гц. Появление синоптических вихрей может как существенно усилить, так и существенно ослабить рассеяние звука на внутренних волнах [2], что проявляется в характере спадания воспроизводимости.

Для моделирования акустических полей использован новый подход, основан на вычислении пропагатора акустического поля  $\hat{G}(r'',r')$ , определяемого как [18, 19]

$$\Psi(r'',z) = \hat{G}(r'',r')\Psi(r',z),$$
(2)

где  $\Psi(r, z)$  — вертикальный профиль огибающей акустического поля на расстоянии *r* в горизонтальной плоскости от источника. Связь  $\Psi(r, z)$  с акустическим давлением *P* устанавливается формулой

$$\Psi = \sqrt{\frac{\pi k_0 r}{2}} e^{-i\left(k_0 r - \frac{\pi}{4}\right)} P, \quad k_0 = \frac{2\pi f}{c_0}, \quad (3)$$

где f — частота звука,  $c_0$  — референтное значение скорости звука.

Используя базис нормальных мод волновода, являющихся решениями задачи Штурма-Лиувилля

$$-\frac{1}{2k_0^2}\frac{\partial^2 \Psi_m(z)}{\partial z^2} + U\left(r = \overline{r}, z\right)\Psi_m(z) = E_m \Psi_m(z), \quad (4)$$

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

$$U(r,z) = \frac{n^2(r,z) - 1}{2},$$
 (5)

где  $n = c_0/c(r, z)$  — показатель преломления звуковых волн, можно представить акустическое поле как сумму

$$\Psi(r,z) = \sum_{m} a_{m}(r)\Psi_{m}(z),$$

$$a_{m}(r) = \int \Psi_{m}^{*}(z)\Psi(r,z)dz.$$
(6)

Применив разложение поля по модам (6), мы можем представить пропагатор в виде матрицы с элементами

$$G_{mn}(r_0, r_f) = \int \Psi_m^*(z) \hat{G}(r_0, r_f) \Psi_n(z) dz.$$
(7)

Уравнение (2) в матричном представлении принимает вид

$$\vec{a}(r=r_{\rm f}) = \mathbf{G}(r_0, r_{\rm f})\vec{a}(r=r_0),$$
 (8)

где  $\vec{a} = (a_1, a_2, ..., a_M)^T$  – вектор модовых амплитуд, M – общее число захваченных в подводный звуковой канал мод.

Подход, предложенный в [18, 19], основан на разделении волновода на сегменты и представлении пропагатора в виде произведения случайных матриц

$$\mathbf{G}(\mathbf{r}_{0},\mathbf{r}_{\mathrm{f}}) = \prod_{\alpha=1}^{K} \mathbf{G}_{K-\alpha+1} \left( \Delta \mathbf{r}_{K-\alpha+1} \right) \mathbf{S}_{K-\alpha+1}, \qquad (9)$$

где  $G_k(\Delta r_k)$  — пропагатор *k*-го волноводного сегмента длиной  $\Delta r_n$ , а матрица  $S_k$  описывает преобразование модового базиса между соседними сегментами,

$$S_{mn}^{(k)} = \int \Psi_m^{(k-1)}(z) \Psi_n^{(k)*}(z) dz.$$
(10)

В качестве мод "нулевого сегмента" (k = 0) выступают моды, используемые для разложения поля источника (например, локальные моды в области источника). Полагая, что размер сегмента является достаточно малым, мы можем воспользоваться теорией возмущения:

$$\mathbf{G}_{\alpha} \simeq \mathbf{D}_{\alpha} \left( \mathbf{I} + i\mathbf{A}_{\alpha} \right), \tag{11}$$

где I — единичная матрица, D — диагональная матрица с элементами, определяемыми по формуле

$$D_{mn,\alpha} = \delta_{mn} e^{-ik_0 E_m^{(\alpha)} \Delta r_\alpha}, \qquad (12)$$

а  $\delta_{mn}$  — символ Кронекера, а **А** — матрица возмущения.

Чтобы определить последнюю, положим, что вариации скорости звука описываются моделью, предложенной в [20]:

$$\delta c(r,z) = c_0 V_0 \sum_{j=1}^{j_{\text{max}}} Z_j(z) Y_j(r), \qquad (13)$$

$$Z_{j}(z) = \sqrt{\frac{1}{j^{2} + j_{*}^{2}}} e^{-3z/2B} \sin(j\pi\xi(z)), \qquad (14)$$

где  $j_{\text{max}} = 50$ ,  $\xi(z) = e^{-z/B} - e^{-h/B}$ , B = 500 м — глубина термоклина,  $j_* = 3$ . Горизонтальные вариации скорости звука определяются функциями

$$Y_{j}^{(\alpha)}(r) = \sum_{l=1}^{l_{\max}} \sqrt{I_{j,l}} \cos\left(k_{l}r + \phi_{jl}\right), \qquad (15)$$

где  $\phi_{ij}$  — случайные фазы, а амплитуды описываются выражением, соответствующим спектру Гарретта-Манка:

$$I_{j,l} = \frac{k_j}{k_l^2 + k_j^2} + \frac{1}{2} \frac{k_l^2}{\left(k_l^2 + k_j^2\right)^{3/2}} \ln \frac{\sqrt{k_l^2 + k_j^2 + k_j}}{\sqrt{k_l^2 + k_j^2 - k_j}}, \quad (16)$$

 $k_j = \pi j f_i / (N_0 B), N_0 = 2\pi / 10 \text{ м}^{-1}, f_i -$ инерционная частота, равная 1 циклу в сутки. Амплитудный множитель  $V_0$  определяется выражением

$$V_0 = \frac{24.5}{g} \frac{2B}{\pi} N_0^2 \sqrt{\frac{E_{\rm iw}}{M}}, \quad M = \left(\pi j_* - 1\right) / 2j_*^2, \quad (17)$$

где g — ускорение свободного падения,  $E_{iw}$  — безразмерный параметр, характеризующий энергию внутренних волн. Описанная выше модель соответствует матрице возмущения с элементами следующего вида:

$$A_{mn,\alpha}^{\Delta} = k_0 \Delta r_{\alpha} V_0 \times \\ \times \sum_{j} Z_{mn,j}^{(\alpha)} \sum_{l=-L}^{L} y_{j,\alpha,l} e^{i \left( \chi_{mn,l}^{(\alpha)} + \beta_{j,\alpha,n} \right)} \operatorname{sinc} \chi_{mn,l}^{(\alpha)},$$
(18)

где

$$\chi_{mn,l}^{(\alpha)} = \frac{\left(k_{mn}^{(\alpha)} + lk_{\alpha}\right)\Delta r_{\alpha}}{2}, \quad k_{mn}^{(\alpha)} = k_0 \left[E_m^{(\alpha)} - E_n^{(\alpha)}\right]. (19)$$

Величины  $Z_{mn,j}^{(\alpha)}$  представляют собой матричные элементы вертикальных мод поля внутренних волн,

$$Z_{mn,j}^{(\alpha)} = \int \psi_m^{(\alpha)*}(z) Z_j(z) \psi_n^{(\alpha)}(z) dz.$$
(20)

Выражение (18) включает в себя гауссовы случайные величины *y*<sub>*j*,*α*,*n*</sub>, статистические свойства которых описываются следующими выражениями:

$$\left\langle y_{j,\alpha,n} y_{j',\alpha',n'}^* \right\rangle = \sigma_y^2(j,\alpha,n) \delta_{jj'} \delta_{\alpha\alpha'} \delta_{nn'}, \qquad (21)$$



**Рис. 2.** Зависимость ширины переизлученного пакета  $\sigma_z$  от глубины пробного источника  $z_0$  и расстояния между пробным источником и акустическим зеркалом *R*. Значения ширины пакета показаны с помощью цветовой модуляции, соответствующая цветовая шкала в метрах находится справа. Панели (а)–(в) соответствуют полю внутренних волн со значением  $E_{iw}$ , равным "энергии" Гарретта-Манка  $E_{GM} = 6.3 \times 10^{-5}$ . Панели (г)– (е) соответствуют  $E_{iw} = 5E_{GM}$ .

$$\sigma_{y}^{2}(j,\alpha,n) = \frac{1}{4} \sum_{l} I_{j,l} \left[ \operatorname{sinc}^{2} \left( \frac{k_{l} - nk_{\alpha}}{2} \Delta r_{\alpha} \right) + \operatorname{sinc}^{2} \left( \frac{k_{l} + nk_{\alpha}}{2} \Delta r_{\alpha} \right) \right],$$
(22)

где  $k_{\alpha} = 2\pi/\Delta r_{\alpha}$ . Изменчивость среды во времени учитывается в фазовом сдвиге  $\beta_{j,\alpha,n}$  между звуковыми волнами, распространяющимися в направлении от акустического зеркала и к нему. Он равен нулю для пропагатора, отвечающего распространению в направлении зеркала, а для обратного направления может быть приближенно оценен по формуле

$$\beta_{j,\alpha,n}(r) = 2\omega_{jn}t_{\alpha}(r) \simeq \frac{\omega_{jn}}{c_0} (r_{\alpha-1} + r_{\alpha}), \qquad (23)$$

где  $\omega_{jn}$  — частота внутренней волны, которую мы можем найти как

$$\omega_{jn}^2 = \left(\frac{nN_0k_{\alpha}B}{j\pi}\right)^2 + f_i^2.$$
(24)

Таким образом, мы можем учесть изменчивость среды в процессе прохождения сигнала в прямом и обратном направлениях. Теперь перейдем к вопросу о влиянии этой изменчивости на эффективность рефокусировки акустического поля. Для удобства последующего анализа введем нормированную интенсивность акустического поля, переизлученного в область пробного источника,

$$J = \frac{\left|\Psi(z)\right|^2}{\left[\left|\Psi(z)\right|^2 dz}.$$
(25)

Тогда ширина переизлученного волнового пакета может быть оценена как

$$\sigma_z = \sqrt{\left\langle z_{\rm av}^2 \right\rangle - \left\langle z_{\rm av} \right\rangle^2},\tag{26}$$

где

$$z_{\rm av}^n = \int z^n J(z) dz, \qquad (27)$$

а угловые скобки означают усреднение по реализациям поля внутренних волн.

На рис. 2 с помощью цветовой модуляции представлена зависимость ширины переизлучен-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



**Рис. 3.** Смещение центра переизлученного пакета относительно глубины пробного источника  $\delta z = \langle z \rangle - z_0$  как функция  $z_0$  и расстояния между пробным источником и акустическим зеркалом *R*. Значения  $\delta z$  показаны с помощью цветовой модуляции, соответствующая цветовая шкала в метрах находится справа. Панели (а)–(в) соответствуют полю внутренних волн со значением  $E_{iw}$ , равным "энергии" Гарретта-Манка  $E_{GM} = 6.3 \times 10^{-5}$ . Панели (г)–(е) соответствуют соответствуют  $E_{iw} = 5E_{GM}$ .



**Рис. 4.** Зависимость обратного числа главных компонент IPR от глубины пробного источника  $z_0$  и расстояния между пробным источником и акустическим зеркалом *R*. Значения IPR показаны с помощью цветовой модуляции, соответствующая цветовая шкала в метрах находится справа.

ного пакета от глубины пробного источника  $z_0$  и расстояния между пробным источником и акустическим зеркалом *R*. Все вычисления сделаны

для случая точечного пробного источника. Рассматриваются звуковые частоты 25, 50 и 100 Гц. Для всех трех частот и R < 350 км зависимость ширины волнового пакета сильно осциллирует с изменением глубины пробного источника. Эти осцилляции связаны с положением интерференционных пиков волноводных мод. При *R* > 350 км начинает сказываться волновой хаос, и они становятся размытыми, а в случае 100 Гц – и вовсе исчезают. Вместо осцилляций возникает тенденция роста ширины волнового пакета по мере приближения к поверхности океана. При этом ее значения становятся порядка нескольких сотен метров, т.е. рефокусировка не наблюдается. Происходит свойственное волновому хаосу диффузионное расплывание акустического поля, проявляющееся в одновременном увеличении и интервала глубин, занимаемых волновым пакетом, и ширины углового спектра акустического поля [8].

Картину хаотического расплывания подтверждают данные, представленные на рис. 3, где изображена аналогичная зависимость смещения центра переизлученного волнового пакета относительно глубины источника,  $\delta z = \langle z \rangle - z_0$ . Мы ви-дим, что с увеличением дистанции происходит смена осциллирующей зависимости  $\delta_z$  от глубины на почти монотонный рост с уменьшением глубины пробного источника. Это означает, что при наличии сушественного вклада волнового хаоса фазовое сопряжение перестает обеспечивать эффективную засветку области пробного источника и, как следствие, соотношение сигнал/шум значительно уменьшается. Последнее обстоятельство означает существенное ухудшение условий для реализации звукоподводной связи. Отметим, что пятикратное увеличение энергии внутренних волн мало оказывает лишь незначительное влияние на структуру диаграмм, приведенных на рис. 2 и 3. Отсюда можно сделать предположение, что ключевым фактором необратимости волновой эволюции является изменчивость фонового профиля скорости звука, обусловленная синоптическими вихрями. В частности, мы наблюдаем резкий рост хаотичности сразу после прохождения холодного вихря с ядром на глубине около 100 м. Влияние синоптических вихрей на степень хаотичности распространения звуковых волн ранее рассматривалось в работах [2, 19].

Теперь попробуем найти оптимальное положение пробного источника с точки зрения рефокусировки акустического поля. Степень рефокусировки может быть оценена как величина обратного числа главных компонент IPR (inverse participation ratio), определяемого как

$$IPR = \int J^2(z) dz.$$
 (28)

Зависимость IPR от глубины пробного источника и расстояния между источником и приемником показана на рис. 4. Мы видим две зоны наиболее сильной рефокусировки. Первая из них предсказуемо расположена на расстоянии порядка длины цикла луча от акустического зеркала. А вот наличие второй из них является несколько неожиданным – она расположена на расстоянии около 300 км от зеркала, когда влияние рассеяния на внутренних волнах уже является достаточно сильным. Отметим, что ее положение не зависит от частоты сигнала. Отсюда можно сделать вывод, что положение данной зоны не определяется особенностями интерференции мод акустического поля. Сопоставляя рис. 4 с другими рисунками, можно сделать предположение, что наличие еще одной зоны эффективной рефокусировки связано с формой опорного профиля скорости звука: эта зона возникает тогда, когда опорный профиль скорости звука в точке расположения пробного источника наиболее близок по форме к профилю в точке расположения акустического зеркала (см. рис. 1).

В заключение отметим основные результаты данной работы. Показано, что изменчивость океанической среды во времени, обусловленная полем внутренних волн, способна существенно ограничивать возможности рефокусировки акустического поля посредством обращения волнового фронта. Для рассмотренной в данной работе волноводной трассы рефокусировка становится практически невозможной для расстояний, превышающих 350 км. В значительной степени это ограничение связано с крупномасштабной изменчивостью фонового профиля скорости звука, обусловленной присутствием синоптических океанических вихрей вдоль трассы. С другой стороны, нами выявлена зона повышенной рефокусировки на расстоянии около 300 км от антенной решетки, выполняющей роль акустического зеркала. Мы предполагаем, что появление этой зоны связано с похожестью профилей скорости звука в точках пробного источника и акустического зеркала. Поскольку данный результат имеет практическое значение с точки зрения звукоподводной связи, планируется проверка данной гипотезы в дальнейших работах.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке мегагранта 075-15-2022-1127. Часть работы выполнена в рамках госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН "Моделирование разномасштабных процессов в океане" (№ 0211-2021-0009).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Jones R.M., Shang E.C., Georges T.M. Nonperturbative modal tomography inversion: Part I. Theory // J. Acoust. Soc. Am. 1993. V. 94. № 4. P. 2296–2302.
- Макаров Д.В., Коньков Л.Е., Петров П.С. Влияние океанических синоптических вихрей на длительность модовых акустических импульсов // Изве-

стия вузов. Радиофизика. 2016. Т. 59. № 7. С. 638– 654.

- Song H.-C. An overview of underwater time-reversal communication // IEEE J. Ocean. Engin. 2016. V. 41. № 3. P. 644–655.
- 4. Волков М.В., Григорьев В.А., Луньков А.А., Петников В.Г. О возможности применения вертикальных приемных антенн для звукоподводной связи на арктическом шельфе // Акуст. журн. 2019. Т. 65. № 3. С. 332–342.
- 5. Волков М.В., Луньков А.А., Макаров М.М., Петников В.Г. Применение вертикальных приемных антенн для звукоподводной связи в неоднородном волноводе с ледовым покровом // Доклады РАН. Физика, технические науки. 2021. Т. 496. № 1. С. 65–68.
- Акуличев В.А., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Лебедев М.С., Моргунов Ю.Н., Тагильцев А.А. Особенности формирования импульсных характеристик волноводов при дальнем распространении акустических сигналов в подводных звуковых каналах // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 171–174.
- 7. Вировлянский А.Л., Макаров Д.В., Пранц С.В. Лучевой и волновой хаос в подводных акустических волноводах // Успехи физических наук. 2012. Т. 182. № 1. С. 19–48.
- Kon'kov L.E., Makarov D.V., Sosedko E.V., Uleysky M.Yu. Revovery of ordered periodic orbits with increasing wavelength for sound propagation in a range-dependent waveguide // Phys. Rev. E. 2007. № 5. 056212.
- 9. Макаров Д.В., Коньков Л.Е., Улейский М.Ю. Соответствие между лучевой и волновой картинами и подавление хаоса при дальнем распространении звука в океане // Акуст. журн. 2008. Т. 54. № 3. С. 439–450.
- 10. *Makarov D.V., Kon'kov L.E., Uleysky M.Yu., Petrov P.S.* Wave chaos in a randomly inhomogeneous waveguide:

Spectral analysis of the finite-range evolution operator // Phys. Rev. E. 2013. № 1. 012911.

- Hegewisch K.C., Cerruti N.R., Tomsovic S. Ocean acoustic wave propagation and ray method correspondence: Internal wave fine structure // J. Acoust. Soc. Am. 2005. V. 117. P. 1582–1594.
- Зверев В.А. Структура фокальной области при фокусировке с обращением волны в неоднородной среде // Акуст. журн. 2005. Т. 51. № 3. С. 366–373.
- 13. Луньков А.А., Петников В.Г., Стромков А.А. Особенности фокусировки низкочастотных полей в мелком море // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 2. С. 256-262.
- Вировлянский А.Л., Казарова А.Ю., Любавин Л.Я. Фокусировка звуковых импульсов методом обращения времени на стокилометровых трассах в глубоком море // Акуст. журн. 2012. Т. 58. № 6. С. 723– 732.
- https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/vessel\_obs/data-report/html/ship/ship\_e.php?year=2004
- Gorin T., Prosen T., Seligman T.H., Žnidarič M. Dynamics of Loschmidt echoes and fidelity decay // Physics Reports. 2006. V. 435. P. 33–156.
- 17. *Макаров Д.В.* Об измерении углов прихода акустических импульсов с помощью вертикальной антенны // Акуст. журн. 2017. Т. 63. № 6. С. 637–645.
- Hegewisch K.C., Tomsovic S. Random matrix theory for underwater sound propagation // Europhys. Lett. 2012. V. 97. 34002.
- Makarov D.V. Random matrix theory for an adiabatically-varying oceanic acoustic waveguide // Wave Motion. 2019. V. 90. P. 205–217.
- Colosi J.A., Brown M.G. Efficient numerical simulation of stochastic internal-wave-induced sound-speed perturbation fields // J. Acoust. Soc. Am. 1998. V. 103. № 4. P. 2232–2235.

# CHAOS AND WAVEFRONT REVERSAL FOR LONG-RANGE SOUND PROPAGATION

### D. V. Makarov<sup>*a*,<sup>#</sup></sup> and A. A. Komissarov<sup>*a*,*b*</sup>

<sup>a</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

<sup>b</sup>Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: makarov@poi.dvo.ru* 

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh August 20, 2022

Long-range sound propagation in the deep ocean is considered. Attention is concentrated on the procedure of acoustic wavefield refocusing by means of the wavefront reversal. Temporal variations of oceanic medium in course of propagation from a probe source to the acoustic mirror and back violate the reciprocity principle and thereby lower efficiency of refocusing. It is shown that ray chaos caused by scattering on internal waves enhances sensitivity of the reemitted wavefield to medium variations. As an example, an underwater sound channel crossing several synoptic eddies is considered. It is shown that refocusing becomes almost impossible if distance between the probe source and the acoustic mirror exceeds 350 km. Nonetheless, one observes an anomalous zone of enhanced refocusing at distance of 300 km from the acoustic mirror.

Keywords: underwater sound channel, internal waves, ray chaos, wavefront reversal, reciprocity principle

УЛК 551.465

# СИСТЕМАТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, Sc, Cr, Zr И Th В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА

© 2022 г. Член-корреспондент РАН А. В. Маслов<sup>1,\*</sup>, Н. В. Политова<sup>2</sup>, А. А. Клювиткин<sup>2</sup>, Н. В. Козина<sup>2</sup>, М. Д. Кравчишина<sup>2</sup>, А. Н. Новигатский<sup>2</sup>, Е. А. Новичкова<sup>2</sup>, В. П. Шевченко<sup>2</sup>

> Поступило 09.08.2022 г. После доработки 05.09.2022 г. Принято к публикации 07.09.2022 г.

Рассмотрена систематика редкоземельных элементов, Sc, Cr, Zr и Th в алеврито-пелитовых и пелитовых поверхностных донных осадках, отобранных в 71, 75, 77 и 80 рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Норвежско-Гренландском бассейне. Показано, что геохимические особенности илов ряда районов (южная часть хр. Колбейнсей, континентальный склон Норвегии, северное окончание хр. Мона) указывают на присутствие в их составе заметной (30-40%) доли продуктов размыва магматических пород основного состава. Другие возможные комплексы пород-источников тонкой алюмосиликокластики для проанализированных донных осадков были, очевидно, по своим геохимическим характеристикам близки к породам фундамента, супракрустальным образованиям и лейкогранитам каледонид Восточной Гренландии, анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации Лофотенских островов и ряда иных объектов.

Ключевые слова: Норвежско-Гренландский бассейн, поверхностные пелитовые и алеврито-пелитовые илы, источники тонкой алюмосиликокластики

DOI: 10.31857/S2686739722601624

На фоне изменяющегося климата и разнообразных глобальных процессов область сочленения Арктики и Северной Атлантики большинством специалистов рассматривается как уникальная природная лаборатория, позволяющая понять детали формирования и эволюцию различных седиментосистем ([2] и др.). Одним из важных аспектов расшифровки особенностей накопления поверхностных донных осадков указанного региона является реконструкция состава комплексов пород-источников тонкой терригенной взвеси, поступающей в Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ) с окружающих его массивов суши, а также приносимой сюда течениями и дрейфующими льдами ([3] и ссылки там). Традиционно эти исследования основываются на анализе ассоциаций глинистых минералов и ряда других компонентов поверхностных донных осадков ([1, 3] и др.).

Поверхностные донные осадки НГБ отобраны дночерпателями "Океан-0.25" и "Океан-50" и мультикорером КИМ MiniMUC К/МТ 410. Ис-

Мы попытались решить эту задачу, используя систематику редкоземельных элементов (РЗЭ), Sc, Cr, Zr и Th в пелитовых и алеврито-пелитовых илах, 22 пробы которых отобраны в 71, 75, 77 и 80 рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш" (рис. 1), путем сопоставления ее с систематикой указанных элементов как в ряде референтных геохимических объектов (средние архейские гранитоиды и базальты мезо-кайнозоя, по K. Condie (1993); средний постархейский австралийский глинистый сланец, PAAS, по С. Taylor и С. Мс-Lennan (1985)), так и в некоторых комплексах пород - возможных источниках тонкой алюмосиликокластики, присутствующих в прибрежных районах НГБ.

Анализ систематики РЗЭ, Sc, Cr, Zr и Th в тонкозернистых обломочных породах является одним из эффективных методов реконструкции состава пород на палеоводосборах. Подобный подход использован нами ранее при исследовании поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Черного морей.

следование именно верхнего слоя (0.5–1 см) дон-

ных осадков связано с тем, что он представляет,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: amas2004@mail.ru



**Рис. 1.** Обзорная схема Норвежско-Гренландского бассейна: синие стрелки – направления перемещения полярных вод, красные стрелки – вод Атлантического океана [5]; зеленые кружки – положение станций отбора тонкозернистых поверхностных донных осадков. Черные точки маркируют фронты: PF – Полярный фронт (граница между малосолеными полярными водами и холодными высокосолеными арктическими водами); AF – Арктический фронт (граница между холодными арктическими водами); IFF – фронт Фарерских островов.

по образному выражению академика А.П. Лисицына ([2], с. 334) "уникальную по масштабам ... природную седиментационную ловушку Земли — главный самописец информации о всех ... внешних и одной внутренней геосфере".

Формирование водной массы НГБ и его поверхностных донных осадков контролируется двумя системами течений (см. рис. 1). С юга в Норвежское море вдоль Скандинавии, а также между Фарерскими островами и Исландией поступают теплые воды Атлантики. Они распространяются на север вплоть до шельфа и континентального склона Шпицбергена. С севера в Гренландское море вдоль восточного побережья Гренландское море вдоль восточного побережья Гренландии входит холодное Восточно-Гренландское течение. В районе 74° с.ш. от него на юго-восток отделяется Ян-Майенская ветвь. Вторая ветвь отходит в том же направлении примерно на 71° с.ш. На широте Айсфиорда часть вод Атлантики поворачивает на запад и юго-запад, сливается с полярными водами и входит в состав циклонического круговорота Гренландского моря.

Содержание редких и рассеянных элементов в илах (табл. 1) определено в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) методом ICP-MS. Перед анализом пробы не подвергались предварительной обработке, за исключением отсеивания фракции >1 мм. Пределы обнаружения элементов – 0.005–0.1 мкг/г при точности анализа 10–15 отн. %.

Среднее содержание Sc в выборке составляет 12.00  $\pm$  4.24 мкг/г (минимум – 7.00 мкг/г, ст. 6841, максимум – 24.00 мкг/г, ст. 6143). Содержание Cr находится в пределах 23.00–160.00 мкг/г (Сг<sub>среднее</sub> ~ 54.00  $\pm$  30.51 мкг/г). Содержание Zr варьирует от 50 (ст. 6818, Лофотенская котловина) до 300 мкг/г (ст. 6143, южн. окончание хр. Мона). Среднее со-держание Zr в илах равно 109.59  $\pm$  54.20 мкг/г. Содержание Th изменяется в интервале 2.10

Таблица 1. Содержание РЗЭ и ряда редких и рассеянных элементов (мкг/г) в пелитовых и алеврито-пелитовых илах HГБ

	ентальный 1бергена (5)		6840	75.37	13.20	1519	10.00	40.00	66.00	19.00	39.00	5.00	18.00	3.60	0.80	3.30	0.40	2.60	0.50	1.40	0.20	1.30	0.19	5.00	
	ЮЗ контин склон Шпи		6170	74.82	13.70	2038	11.00	50.00	120.00	20.00	36.00	4.00	15.00	2.80	0.70	3.10	0.40	2.10	0.40	1.20	0.16	1.10	0.16	6.00	
	окраине (4)			6841	76.11	15.97	385	7.00	60.00	100.00	15.00	30.00	3.90	15.00	3.10	0.70	2.80	0.40	2.40	0.50	1.40	0.22	1.40	0.22	5.00
lep	а западной с нцева моря		6179	74.84	17.64	296	12.00	50.00	120.00	16.00	29.00	3.40	12.00	2.30	0.50	2.60	0.30	1.70	0.34	1.00	0.14	1.00	0.15	5.00	
скобках) но	Желоба і Бар		6175	75.84	16.59	360	13.00	70.00	170.00	14.00	24.00	3.10	12.00	2.40	09.0	2.60	0.30	1.90	0.39	1.20	0.18	1.20	0.18	5.00	
ний и его (в	Лофотен- ская котло- вина (3)	Станция	6818	69.07	3.67	3277	7.00	33.00	50.00	17.00	34.00	4.00	15.00	3.00	09.0	2.80	0.40	2.30	0.40	1.20	0.17	1.00	0.15	4.60	
н исследова Норвеж-	Норвеж- ская котло- вина (2)		6129	65.69	-4.43	3761	9.00	23.00	100.00	11.00	21.00	2.40	9.00	1.80	0.48	2.20	0.27	1.70	0.33	0.90	0.13	0.80	0.13	2.50	
Рай	навии (1)		6817	64.83	1.73	2871	8.00	23.00	56.00	11.00	21.00	2.80	11.00	2.50	09.0	2.60	0.40	2.20	0.40	1.20	0.17	1.00	0.15	2.30	
	лон Сканди		6816	64.20	1.83	2163	9.00	26.00	64.00	12.00	23.00	3.00	12.00	2.80	0.70	2.80	0.40	2.40	0.50	1.30	0.18	1.10	0.17	2.40	
	нтальный ск		6815	63.63	2.00	1511	8.00	29.00	63.00	12.00	24.00	3.20	13.00	2.80	0.70	2.80	0.40	2.40	0.50	1.30	0.18	1.10	0.17	2.80	
	Континел		6814	63.09	2.28	1015	8.00	36.00	69.00	14.00	28.00	3.60	14.00	3.10	0.70	2.90	0.40	2.50	0.50	1.30	0.19	1.20	0.17	3.80	
	Координаты станций, глубины,	компоненты		и Широта, °с. ш.	долгота, °	Глубина, м	Sc	Cr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Тћ	

### СИСТЕМАТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, Sc, Cr, Zr И Th

325

	нчание на (10)	Станция						6149	73.37	7.33	2650	16.00	100.00	92.00	14.00	27.00	2.90	11.00	2.20	0.60	2.60	0.30	2.00	0.40	1.20	0.17	1.10	0.17	3.80					
	Ceb. okc xp. Mo		6148	73.58	7.87	2150	8.00	36.00	71.00	12.00	24.00	2.60	10.00	1.80	0.46	2.00	0.23	1.40	0.27	0.80	0.11	0.70	0.10	3.60										
	Южн. окончание хр. Мона (9)				6143	71.08	-7.20	2375	24.00	160.00	300.00	33.00	60.00	7.00	26.00	4.30	1.30	4.00	0.50	2.80	0.50	1.40	0.19	1.20	0.17	4.10								
мер	Южн. часть хр. Кол- бенсей (8)		6446	66.45	-18.48	069	16.00	34.00	110.00	14.00	25.00	3.80	17.00	3.80	1.10	4.00	0.60	3.80	0.70	2.10	0.29	1.80	0.26	2.10										
в скобках) но	Хр. Книповича (7)												6150	74.78	8.43	3013	12.00	60.00	120.00	20.00	37.00	4.00	15.00	2.80	0.70	3.00	0.30	2.10	0.40	1.20	0.16	1.10	0.16	6.00
он исследований и его (в			6157	78.77	6.52	1871	18.00	60.00	110.00	22.00	39.00	5.00	17.00	3.10	0.70	3.30	0.40	2.20	0.40	1.20	0.18	1.10	0.17	7.00										
			6154	78.02	7.44	3495	15.00	60.00	120.00	22.00	43.00	5.00	18.00	3.20	0.80	3.50	0.40	2.30	0.40	1.30	0.18	1.20	0.18	7.00										
Рай			6151	76.92	7.40	3511	13.00	60.00	120.00	21.00	41.00	5.00	17.00	3.10	0.80	3.30	0.40	2.20	0.40	1.30	0.18	1.10	0.17	7.00										
	ЮЗ шельф Шпицбер- гена (6)		6163	77.05	13.34	433	13.00	80.00	180.00	23.00	42.00	5.00	18.00	3.40	0.80	3.70	0.40	2.40	0.50	1.40	0.21	1.40	0.21	8.00										
	ентальный цбергена (5)				6153	77.13	10.08	1865	11.00	50.00	110.00	20.00	36.00	4.00	16.00	2.90	0.70	3.10	0.40	2.10	0.40	1.20	0.17	1.10	0.17	6.00								
	ЮЗ контин склон Шпи		6152	77.02	8.73	2213	16.00	50.00	100.00	18.00	32.00	3.80	14.00	2.50	09.0	2.80	0.30	1.90	0.37	1.10	0.15	1.00	0.15	5.00										
	Координаты станций, глубины,	компоненты		Широта, °с. ш.	Долгота, °	. Глубина, м	Sc	Cr	Zr	La	Ce	Pr	PN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Th										

326

Таблица 1. Окончание

### МАСЛОВ и др.



**Рис. 2.** Положение фигуративных точек алеврито-пелитовых и пелитовых илов НГБ на дискриминантных диаграммах. 1-10 – районы отбора проб: 1 – континентальный склон Норвегии; 2 – Норвежская котловина; 3 – Лофотенская котловина; 4 – желоба на западной окраине Баренцева моря; 5 – континентальный склон Шпицбергена; 6 – шельф Шпицбергена; 7 – хр. Книповича; 8 – хр. Колбенсей; 9 – южн. окончание хр. Мона; 10 – сев. окончание хр. Мона; 11 – РААS; 12 – средние базальты мезо-кайнозоя; 13 – породные ассоциации Исландии (цифры у звездочек: 1 – вулканический центр Snaefell [10], 2 – неовулканические зоны [14], 3 – сегмент Theistareykir Северной вулканической зоны [19]); 14 – средние гранитоиды архея.

(ст. 6148, сев. окончание хр. Мона)—8.00 (ст. 6163, ЮЗ шельф Шпицбергена) мкг/г, при этом Th<sub>среднее</sub> составляет 4.73  $\pm$  1.71 мкг/г. Сумма РЗЭ варьирует от 52.14 (ст. 6129, Норвежская котловина) до 142.36 (ст. 6143) мкг/г. Среднее содержание РЗЭ равно 80.85  $\pm$  20.49 мкг/г, тогда как в РААЅ ΣРЗЭ – 184.75 мкг/г. Содержание La и Yb в исследованных пробах варьирует соответственно от 11.00 (ст. 6129) до 33.00 (ст. 6143) мкг/г и от 0.70 (ст. 6148) до 1.80 (ст. 6446, южн. часть хр. Колбейнсей) мкг/г. Среднее содержание легких (ЛРЗЭ, от La до Eu) и тяжелых (ТРЗЭ, от Gd до Lu) лантаноидов составляет 72.07  $\pm$  19.68 и 8.78  $\pm$  1.57 мкг/г, а средняя величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ варьирует от 4.77 (ст. 6446) до 12.23 (ст. 6143). Максимальные величины Zr/Sc и Th/Sc в анализируемой выборке илов не превышают 14.50 и 0.75; на диаграмме Zr/Sc– Th/Sc точки илов расположены в области тренда, определяемого составом пород в областях размыва (рис. 2 а). Следовательно, илы сложены в основном материалом первого седиментационного цикла и его характеристики позволяют с достаточной степенью вероятности судить о составе породисточников тонкой алюмосиликокластики.

На диаграмме ЛРЗЭ–ТРЗЭ точки илов НГБ расположены между референтными точками РААЅ и среднего мезо-кайнозойского базальта К. Condie, тяготея к последней. Точки разнооб-



Рис. 3. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в донных осадках различных районов (показаны цифрами и соответствуют районам в табл. 1) НГБ. КОМ<sub>AR</sub> – коматииты архея; ГРН<sub>AR</sub> – гранитоиды архея; БАЗ<sub>MZ-KZ</sub> – базальты мезо-кайнозоя, все по К. Condie. Серый фон – области спектров РЗЭ базальтов (Б) и пикритов (П) различных породных ассоциаций Исландии, по [10, 14, 17, 19].

разных породных ассоциаций Исландии [10, 14, 17, 19] на данной диаграмме достаточно далеки от области илов НГБ (рис. 2 б). Примерно также локализованы точки илов на диаграммах Eu/Eu\*– Th/Sc и (La/Yb)<sub>N</sub>–Th/Sc (здесь и далее нормировано по хондриту С. Taylor и С. McLennan) (рис. 2 в, 2 г). Это дает основание считать, что в их составе присутствуют продукты размыва основных магматических пород, а распределение фигуративных точек илов на диаграмме Cr/Th–Th/Sc (рис. 2 д) показывает, что доля их составляет ~30– 40%. Она несколько больше в илах ст. 6446, а в илах станций 6149 и 6143 содержание такой алюмосиликокластики составляет 60–80%.

Величины (La/Yb)<sub>N</sub>, (Gd/Yb)<sub>N</sub> и Eu/Eu\* coставляют для мезо-кайнозойских базальтов соответственно 2.75, 1.20 и 1.07, архейских гранитоидов – 16.89, 1.89 и 0.48 (все – по данным К. Condie), а для различных породных ассоциаций Исландии варьируют в пределах 0.69-5.42, 0.96-2.30 и 1.00-1.12 [10, 14, 17, 19]. Диапазон значений (La/Yb)<sub>N</sub> в илах исследуемой выборки 5.26-18.58, а параметра Eu/Eu\* - 0.62-0.96 (рис. 3). Это также показывает, что среди поверхностных донных осадков НГБ есть илы как с заметной долей продуктов разрушения основных магматических пород, так и пород кислых. К первой категории принадлежат илы, поднятые на ст. 6446 (южн. часть хр. Колбейнсей). Значение (La/Yb)<sub>N</sub> для них составляет 5.26, а величина Eu/Eu\* – 0.86. Ко второй категории относятся илы станций 6818 (Лофотенская котловина), 6163 (ЮЗ шельф Шпицбергена), 6152, 6153 и 6170 (ЮЗ континентальный склон Шпицбергена), 6151, 6154, 6157 и 6150 (хр. Книповича), а также 6148 (сев. окончание хр. Мона). Величины (La/Yb)<sub>N</sub> для них варьируют от 11.10 до 13.51. Илы ст. 6840 (ЮЗ континентальный склон Шпицбергена) по отношению (La/Yb)<sub>N</sub> достаточно близки к PAAS (соответственно 9.88 и 9.15). В илах, поднятых на станциях 6814, 6815, 6816, 6817 (континентальный склон Скандинавии), 6175 и 6841 (желоб Стурфьорд), а также 6149 (сев. окончание хр. Мона) величины (La/Yb)<sub>N</sub> несколько ниже, чем в PAAS, но заметно выше, чем в илах южной части хр. Колбейнсей. Значения Eu-аномалии в них меньше, чем в PAAS (0.71-0.77 против 0.65). Несколько отличается от подавляющего большинства перечисленных выше проб РЗЭ-систематика илов ст. 6143 (южн. окончание хр. Мона). Для них характерно значение  $(La/Yb)_N$  несколько более высокое, чем то, что свойственно архейским гранитоидам, наблюдается дефицит ТРЗЭ и отсутствие Eu-аномалии.

Для оценки состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики в поверхностных донных осадках НГБ мы привлекли также данные о содержании La, Sc и Th в ряде комплексов пород, вскрывающихся на дневной поверхности в при-



**Рис. 4.** Распределение точек илов НГБ и средних составов возможных комплексов-пород источников тонкой алюмосиликокластики на диаграммах Th–La (а) и Sc–Th/Sc (б). Цифры в кружках и рядом с ними: 1 – щелочные ультраосновные лавы, CB-Гренландия; 2 – гранодиориты Lyngdal и Tranevåg, граниты Red, Ю. Норвегия; 3 – гранитоиды Bangenhuk, Шпицберген; 4 – метаанортозиты Западного гнейсового региона, Норвегия; 5 – силлы и дайки базальтов, Бассейн Jameson Land, Восточная Гренландия; 6 – дайки пикритов и оливиновых базальтов, Фарерские острова; 7 – кварц-полевошпатовые породы палеопротерозойского фундамента, CB-Гренландия; 8 – породы супракрустальной последовательности Krummedal и лейкограниты каледонид Восточной Гренландии; 9 – породы AMCG-ассоциации, Лофотенские острова; 10 – метабазиты Внешних Гебрид; 11 – габбро, трондьемиты и риодациты, Трондхейм, Норвегия; 12 – гранатсодержащие гнейсы Западного гнейсового региона, Норвегия. *1* – средние значения; *2* – стандартное отклонение (± 1σ). Остальные условные обозначения см. рис. 2.

брежных районах В. Гренландии, Фарерских и Лофотенских островов, Зап. Шпицбергена и Зап. Скандинавии (щелочные ультраосновные лавы СВ Гренландии [4], гранодиориты Lyngdal и Tranevåg, а также граниты Red Ю. Норвегии [6], гранитоиды Bangenhuk Ню Фрисланд, Шпицберген [7], метаанортозиты и гранатсодержащие гнейсы Западного гнейсового региона Норвегии [8, 18], силлы и дайки базальтов Jameson Land Basin, В. Гренландия [9], дайки пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов [11], кварцполевошпатовые породы палеопротерозойского фундамента СВ Гренландии [12], породы супракрустальной последовательности Krummedal и лейкограниты каледонид В. Гренландии [12], анортозитмангерит-чарнокит-гранитный (АМСС) комплекс Лофотенских островов [15], метабазиты Внешних Гебрид [16], а также габбро, трондьемиты и риодациты Трондхейма, Норвегия [20]). Это не значит, конечно, что именно названные комплексы выступали непосредственно источниками материала, слагающего пелитовые и алеврито-пелитовые илы НГБ, но состав их, несомненно, можно рассматривать как некий прообраз таковых.

Распределение фигуративных точек илов НГБ на диаграмме Th–La (рис. 4 а) позволяет думать, что источниками слагающего их материала не

могли, скорее всего, являться комплексы пород, сходные по составу с щелочными ультраосновными лавами СВ Гренландии, гранодиоритами Lyngdal и Tranevåg, гранитами Red Ю. Норвегии и Bangenhuk Шпицбергена, а также базальтами бассейна Jameson Land Восточной Гренландии. Нет перекрытия на названной диаграмме и между точками состава илов и полями пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов, а также кварц-полевошпатовых пород фундамента СВ Гренландии. Подтверждает сказанное и локализация точек состава тонкозернистых поверхностных донных осадков на диаграмме Sc—Th/Sc (рис. 4 б).

Подводя итог, подчеркнем, что на дискриминантных диаграммах фигуративные точки илов НГБ расположены между референтными точками РААЅ и среднего мезо-кайнозойского базальта (к последней в той или иной степени тяготеют и точки различных породных ассоциаций Исландии), т.е. в их составе присутствует заметная (от 20 до 30–40% по соотношению Cr/Th и Th/Sc) доля продуктов размыва магматических пород основного состава. Систематика РЗЭ в илах показывает, что это свойственно тонкозернистым терригенным осадкам континентального склона Норвегии, южн. части хр. Колбейнсей и сев. окончания хр. Мона, а также желоба Стурфьорд на западной окраине Баренцева моря. Сопоставление содержания La, Th, Sc и значений Th/Sc в алеврито-пелитовых и пелитовых илах НГБ и возможных комплексах пород-источников тонкой алюмосиликокластики дает основание полагать, что к их числу относятся те, что похожи по геохимическим характеристикам на кварц-полевошпатовые породы палеопротерозоя CB-Гренландии, супракрустальные образования и лейкограниты каледонид восточной Гренландии, породы AMCG-ассоциации Лофотенских островов, а также габбро, трондьемиты и риодациты Трондхейма.

Выполненное ранее М.А. Левитаном ([1] и др.) изучение распределения в поверхностном слое осадков НГБ глинистых минералов (фракция <2 мкм) показало, что основным источником смектита является Исландия, а подчиненную роль играют другие районы развития смектитизированных базальтоидов (Фареро-Исландский порог, Ян-Майенская зона разломов и др.). Каолинит и хлорит поступают со Скандинавии и Шпицбергена, а также из Баренцева моря. Кроме того, источником хлорита являются восточные и северо-восточные районы Гренландии. Намеченные нами геохимические особенности поверхностных донных осадков НГБ детализируют эти представления и обозначают рамки, которые, несомненно, необходимо учитывать при дальнейших исследованиях. Они предполагают, что, несмотря на влияние на формирование водных масс НГБ двух крупных систем течений (теплого из Атлантики и холодного полярного), а это, казалось бы, должно способствовать существенному усреднению геохимических характеристик поверхностных донных осадков, состав их, по всей видимости, достаточно хорошо отражает роль тонкой алюмосиликокластики из локальных источников.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву и экипажу НИС "Академик Мстислав Келдыш" за помощь в экспедициях. Советы и замечания анонимного рецензента во многом способствовали доработке рукописи.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиционные исследования выполнены в рамках государственного задания ИО РАН FMWE-2021-0006, а изучение состава донных осадков проведено в рамках государственного задания ГИН РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом

океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Под ред. Л.И. Лобковского, Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Andrews J.T., Vogt C. Source to sink: Statistical identification of regional variations in the mineralogy of surface sediments in the western Nordic Seas (58°N-75°N; 10°W-40°W) // Marine Geol. 2014. V. 357. P. 151–162.
- Bernstein S., Leslie A.G., Higgins A.K., Brooks C.K. Tertiary alkaline volcanics in the Nunatak Region, Northeast Greenland: new observations and comparison with Siberian maymechites // Lithos. 2000. V. 53. P. 1–20.
- Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES J. Marine Sci. 2004. V. 61. P. 846–863.
- Bogaerts M., Scaillet B., Liégeois J.-P., Vander Auwera J. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites // Precambrian Res. 2003. V. 124. P. 149–184.
- Carlsson P., Johansson Å., Gee D.G. Geochemistry of the Palaeoproterozoic Bangenhuk granitoids, Ny Friesland, Svalbard // GFF. 1995. V. 117. P. 107–119.
- Cotkin S.J. Igneous and metamorphic petrology of the eclogitic Seljeneset Meta-anorthosite and related jotunites, Western Gneiss Region, Norway // Lithos. 1997. V. 40. P. 1–30.
- Hald N., Tegner C. Composition and age of tertiary sills and dykes, Jameson Land Basin, East Greenland: relation to regional flood volcanism // Lithos. 2000. V. 54. P. 207–233.
- Hards V.L., Kempton P.D., Thompson R.N. The heterogeneous Iceland plume: new insights from the alkaline basalts of the Snaefell volcanic centre // J. Geol. Soc. (London). 1995. V. 152. P. 1003–1009.
- Holm P.M., Hald N., Waagstein R. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands // Chem. Geol. 2001. V. 178. P. 95–125.
- Kalsbeek F. Geochemistry, tectonic setting, and poly-orogenic history of Palaeoproterozoic basement rocks from the Caledonian fold belt of North-East Greenland // Precambrian Res. 1995. V. 72. P. 301–315.
- Kalsbeek F, Jepsen H.F., Jones K.A. Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides // Lithos. 2001. V. 57. P. 91–109.
- Kokfelt T.F., Hoernle K., Hauff F., Fiebig J., Werner R., Garbe-Schonberg D. Combined Trace Element and Pb-Nd–Sr-O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 1705–1749.
- Markl G. REE constraints on fractionation processes of massive-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway // Mineral. Petrol. 2001. V. 72. P. 325–351.

331

- Mason A.J., Brewer T.S. Mafic dyke remnants in the Lewisian Complex of the Outer Hebrides, NW scotland: a geochemical record of continental break-up and re-assembly // Precambrian Res. 2004. V. 133. P. 121– 141.
- Peate D.W., Baker J.A., Jakobsson S.P., Waight T.E., Kent A.J.R., Grassineau N.V., Skovgaard A.C. Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 157. P. 359–382.
- Peterman E.M., Hacker B.R., Baxter E.F. Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway // Eur. J. Mineral. 2009. V. 21. P. 1097–1118.
- Slater L., McKenzie D., Gronvold K., Shimizu N. Melt Generation and Movement beneath Theistareykir, NE Iceland // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 321–354.
- Slagstad T. Geochemistry of trondhjemites and mafic rocks in the Bymarka ophiolite fragment, Trondheim, Norway: Petrogenesis and tectonic implications // Norwegian J. Geol. 2003. V. 83. P. 167–185.

## SYSTEMATICS OF RARE-EARTH ELEMENTS, Sc, Cr, Zr AND Th IN SURFACE BOTTOM SEDIMENTS OF THE NORDIC SEAS

Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov<sup>*a*,#</sup>, N. V. Politova<sup>*b*</sup>, A. A. Klyuvitkin<sup>*b*</sup>, N. V. Kozina<sup>*b*</sup>, M. D. Kravchishina<sup>*b*</sup>, A. N. Novigatsky<sup>*b*</sup>, E. A. Novichkova<sup>*b*</sup>, and V. P. Shevchenko<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>E-mail: amas2004@mail.ru

The systematics of rare-earth elements, Sc, Cr, Zr and Th, in silty-pelitic and pelitic surface bottom sediments taken on cruises 71, 75, 77 and 80 of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in the Nordic Seas is considered. It is shown that the geochemical features of the silts in a number of regions (the southern part of the Kolbeinsey Ridge, the continental slope of Norway, the northern end of the Mona Ridge) indicate the presence in their composition of a significant (30–40%) proportion of erosion products of basic igneous rocks. Other possible source rock assemblages of fine-grained aluminosiliciclastics for the analyzed bottom sediments were apparently similar in their geochemical characteristics to the basement rocks, supracrustal formations, and leucogranites of the East Greenland Caledonides, the anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) association of the Lofoten Islands, and a number of other objects.

*Keywords:* Nordic Seas, surface bottom silty-pelitic and pelitic oozes, possible sources of fine-grained aluminosiliciclastics

——— КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ———

УДК 551.583

# ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ: СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В 21 ВЕКЕ ПО РАСЧЕТАМ С АНСАМБЛЯМИ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СМІР5 И СМІР6

© 2022 г. Академик РАН И. И. Мохов<sup>1,2,\*</sup>, А. М. Осипов<sup>2</sup>, А. В. Чернокульский<sup>1</sup>

Поступило 17.06.2022 г. После доработки 26.08.2022 г. Принято к публикации 28.08.2022 г.

Региональные особенности глобальных климатических изменений существенно связаны с режимами центров действия атмосферы (ЦДА) и их изменчивостью. Проведен анализ ожидаемых изменений ЦДА в Северном полушарии по расчетам с ансамблями современных климатических моделей международных проектов CMIP5 и CMIP6 при сценариях антропогенных воздействий RCP8.5 и SSP5-8.5 в 21 веке. Наиболее согласованные оценки по расчетам с ансамблями моделей СМІР5 и СМІР6 получены для тенденций ослабления зимнего Североамериканского максимума и летнего Азиатского минимума. Для зимнего Сибирского максимума тенденция ослабления получена более значимой по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР6. При сравнительном анализе ЦДА, детектированных по модельным расчетам и по данным реанализа ERA5, в частности для базового периода 1981–2005 гг., отмечено, что в целом, как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, интенсивность субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами для летних сезонов больше, чем для зимних. Для интенсивности субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами отмечено обратное – их интенсивность в целом больше для зимних сезонов, чем для летних. При этом межгодовая изменчивость интенсивности ЦДА, характеризуемая среднеквадратическим отклонением, в зимние сезоны в целом больше, чем в летние

*Ключевые слова:* центры действия атмосферы, моделирование, реанализ, климатические изменения, CMIP5, CMIP6, атмосферное давление

**DOI:** 10.31857/S2686739722601806

### введение

Ключевыми крупномасштабными структурными образованиями в атмосфере земной климатической системы являются так называемые центры действия атмосферы (ЦДА), в том числе квазипостоянные субтропические антициклонические и субполярные циклонические образования над океаном, сезонные образования над континентами с минимумом в поле приповерхностного давления летом и максимумом зимой. ЦДА четко проявляются в среднемесячных и сезонных рас-

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия пределениях приповерхностного давления и отражают достаточно устойчивые особенности общей циркуляции атмосферы [1].

В Северном полушарии (СП) в поле давления над океанами выделяются Алеутский и Исландский циклонические ЦДА в субарктических широтах, а также Азорский и Гавайский антициклонические ЦДА в субтропических широтах. Над континентами в зимние сезоны отмечаются антициклонические ЦДА – Сибирский и Североамериканский, а в летние сезоны – циклонические ЦДА – Южноазиатский и Североамериканский. Наряду с этим выделяются и другие крупномасштабные особенности в поле приповерхностного давления, в частности квазипостоянный Гренландский антициклон. В Южном полушарии (ЮП) в субтропических широтах над океанами формируются квазипостоянные субтропические

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова

<sup>\*</sup>E-mail: mokhov@ifaran.ru

антициклонические ЦДА – Южноатлантический, Южноиндоокеанский и Южнотихоокеанский. В океанических субантарктических широтах отмечается сплошная зона пониженного давления. Над континентами можно выделить сезонные ЦДА – циклонические летние (Южноафриканский, Австралийский и Южноамериканский) и антициклонические зимние – Южноафриканский, Южноамериканский, а также максимум в области Австралии и Новой Зеландии. В полярных областях обоих полушарий проявляются повышенные области атмосферного давления – антарктический и арктический максимумы.

С особенностями ЦДА связаны как существенные региональные климатические аномалии, так и процессы полушарного и глобального масштаба [1–7]. Индекс Северо-Атлантического колебания и другие значимые индикаторы общей циркуляции атмосферы непосредственно определяются характеристиками соответствующих ЦДА. В частности, динамика Североатлантического колебания и зональный перенос, в том числе водяного пара, в тропосфере средних широт с Атлантики во внутриконтинентальные регионы зависят от режимов североатлантических ЦДА -Исландского минимума и Азорского максимума. С изменением градиента давления в тропосфере между субтропическими и субполярными широтами с соответствующими антициклоническими и циклоническими ЦДА над океанами связано также формирование атмосферных блокирований в средних широтах и, как следствие, режимов засух летом и морозов зимой. В области влияния зимнего Сибирского антициклона отмечаются рекордно низкие в СП значения приповерхностной температуры.

Эти крупномасштабные атмосферные структуры связаны с квазистационарными планетарными волнами, а с другой стороны, их можно характеризовать как крупномасштабные вихревые структуры. Двойственная природа связанных с ЦДА образований проявляется и в их вертикальной структуре [1]. В [2] отмечено, что крупномасштабные аномалии барического поля в нижней тропосфере определяются в основном термическим фактором, при этом их локализация и интенсивность зависят от орографического воздействия. В [3] получены аналитические выражения для моды, вносящей ключевой вклад в формирование ЦДА. Модельные выражения, подобные полученным в [3], позволяют провести качественный анализ чувствительности характеристик ЦДА к глобальным антропогенным воздействиям, в том числе вызванным изменениями содержания парниковых газов в атмосфере, и естественным факторам климатической изменчивости, таким, например, как явления Эль-Ниньо.

По данным наблюдений и систем реанализа отмечается значительная изменчивость характеристик ЦДА [1]. Анализ различных данных выявил для последних десятилетий статистически значимые долгопериодные тенденции изменения характеристик ЦДА при изменении температурного режима, в частности зимой для СП [3, 4]. Полученные оценки свидетельствуют о возможных значительных изменениях ЦДА при продолжении глобального потепления. Использование современных климатических моделей позволяет оценить изменения характеристик ЦДА при ожидаемых глобальных изменениях климата [1, 8, 9]. В том числе в [5] получены оценки чувствительности изменений характеристик ЦДА к изменению полушарной приповерхностной температуры с использованием результатов численных расчетов с различными климатическими моделями. В частности, в [5] по модельным расчетам отмечена тенденция усиления Исландского ЦДА при потеплении в 21 веке. При этом отмечено, что следует ожидать ослабление зимних континентальных (Сибирского и Североамериканского) ЦДА. Для тихоокеанских (Алеутского и Гавайского) ЦДА отмечены нелинейные изменения в 21 веке.

В [1, 10] представлены оценки возможных изменений характеристик ЦДА в 21 веке при сценариях RCP, в том числе при сценариях антропогенных воздействий RCP4.5 и RCP8.5, с использованием результатов численных расчетов с климатическими моделями семейства СМІР5. Отмечено, в частности, общее усиление (углубление) циклонических ЦДА (как круглогодичных, так и сезонных) в обоих полушариях к концу 21 века по сравнению с современными условиями. При этом выявлены разные тенденции для формирующегося в теплые сезоны североамериканского циклонического ЦДА по расчетам с разными моделями. Над континентами в СП проявляется общее ослабление зимних антициклонических ЦДА, развитие которых связано с выхолаживанием поверхности в холодные сезоны. Значительное ослабление отмечено для Гренландского максимума. Отмеченное увеличение интенсивности океанических субтропических максимумов (более сильное в холодные сезоны), в частности в ЮП, можно связать с изменениями меридиональной ячейки Хэдли при глобальном потеплении. В СП проявляются разнонаправленные тенденции изменений для субтропических азорского и гавайского максимумов. Отмеченное ослабление полярных (арктического и антарктического) ЦДА более выражено в холодные сезоны. Это связано со смещением к высоким широтам траекторий внетропических циклонов. Более значительное ослабление проявляется при сценарии более сильных антропогенных воздействий RCP8.5 для 21 века.

Цель данной работы — по расчетам с ансамблями современных климатических моделей оценить степень адекватности воспроизведения режимов различных ЦДА и их изменений в сопоставлении с ранее полученными оценками.

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

При анализе режимов ЦДА использовались результаты расчетов для полей давления на уровне моря в СП с ансамблями климатических моделей в рамках международных проектов СМІР5 и СМІР6. В частности, использовались результаты численных расчетов с климатическими моделями ансамблей СМІР5 и СМІР6 при сценарии "Historical" и при сценариях RCP8.5 и SSP5-8.5 для 21 века.

Качество воспроизведения особенностей ЦДА по модельным расчетам оценивалось в сопоставлении с данными peaнализа ERA5 (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5) для базового периода 1981— 2005 гг.

Области, соответствующие каждому из анализировавшихся ЦДА, выделялись аналогично [17], в том числе:  $(20^{\circ}-45^{\circ}$  с.ш.,  $10^{\circ}-60^{\circ}$  з.д.) для Азорского максимума,  $(20^{\circ}-45^{\circ}$  с.ш.,  $170^{\circ}$  в.д.– $120^{\circ}$  з.д.) для Гавайского максимума,  $(70^{\circ}-90^{\circ}$  с.ш.,  $75^{\circ}$  в.д.–  $70^{\circ}$  з.д.) для Арктического максимума,  $(70^{\circ}-87^{\circ}$  с.ш.,  $20^{\circ}-60^{\circ}$  з.д.) для Гренландского максимума,  $(35^{\circ}-65^{\circ}$  с.ш.,  $150^{\circ}$  в.д.– $140^{\circ}$  з.д.) для Алеутского минимума,  $(50^{\circ}-70^{\circ}$  с.ш.,  $0^{\circ}-60^{\circ}$  з.д.) для Исландского минимума,  $(35^{\circ}-70^{\circ}$  с.ш.,  $70^{\circ}-120^{\circ}$  з.д.) для зимнего Североамериканского максимума,  $(35^{\circ}-66^{\circ}$  с.ш.,  $60^{\circ}-135^{\circ}$  в.д.) для зимнего Сибирского максимума,  $(10^{\circ}-35^{\circ}$  с.ш.,  $40^{\circ}-95^{\circ}$  в.д.) для летнего Азиатского минимума,  $(20^{\circ}-45^{\circ}$  с.ш.,  $100^{\circ}-120^{\circ}$  з.д.) для летнего Североамериканского минимума.

В пределах соответствующей конкретному ЦДА области определялось среднее значение давления на уровне моря  $P_c$  с повышенным или пониженным давлением для антициклонических или циклонических условий соответственно. В данной работе анализируются среднесезонные значения, в том числе для зимы и лета. Интенсивность ЦДА характеризовалась как давлением на уровне моря в области ЦДА  $P_c$  (аналогично [7]), так и соответствующим перепадом давления  $I_c$  относительно среднеполушарного давления  $P_H$  на уровне моря:

$$I_{\rm c} = P_{\rm c} - P_{\rm H}.$$
 (1)

При этом анализировались также относительные изменения интенсивности ЦДА  $I_c' = I_c/\delta I_c$  – при нормировании  $I_c$  на соответствующие среднеквадратические отклонения (СКО)  $\delta I_c$ . Аналогично [7] анализировались также другие характеристики ЦДА, в том числе значения абсолютного максимума (минимума) давления в центре ЦДА  $I_{cm}$  и его широта  $\varphi_C$  и долгота  $\lambda_C$ .

При анализе в рамках ансамблей СМІР5 (28 моделей) и СМІР6 (53 модели) выделялись климатические модели, наиболее адекватно воспроизводящие ЦДА с использованием двух критериев. Во-первых, степень адекватности модельных оценок интенсивности центров действия атмосферы в Северном полушарии определялась на основе результатов сравнения поля приповерхностного атмосферного давления в моделях (при сценарии Historical) с данными реанализа ERA5 для базового периода 1981-2005 гг. для разных сезонов. Во-вторых, учитывалось, для какого количества ЦДА было отмечено соответствие значений І<sub>с</sub> по модельным расчетам и по данным реанализа ERA5 в пределах их СКО. Модель отбиралась при условии, что хотя бы по одному из описанных выше критериев попадала в верхнюю четверть лучших моделей из числа всех доступных, при этом по второму критерию была в верхней половине.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 приведены диаграммы Тэйлора, характеризующие степень соответствия модельных оценок интенсивности ЦДА в СП в разных климатических моделях и соответствующих оценок по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981—2005 гг.: по расчетам с ансамблями климатических моделей СМІР5 (а, б) и СМІР6 (в, г) для зимнего (а, в) и летнего (б, г) сезонов.

Согласно рис. 1, соответствие модельных оценок поля атмосферного давления (в том числе интенсивности центров действия атмосферы) в Северном полушарии оценкам по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981–2005 гг. по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР6 в целом заметно лучше, чем по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP5. Сравнение результатов для разных сезонов по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР5 свидетельствует о в целом заметно лучшем воспроизведении поля атмосферного давления зимой (рис. 1 а), чем летом (рис. 1 б). При этом воспроизведение атмосферного давления по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР6 существенно лучше и зимой, и летом.

В результате сравнительного анализа с данными реанализа были отобраны 11 моделей ансамбля CMIP6 (AWI-CM-1-1-MR, CAMS-CSM1-0, CIESM, EC-Earth3, EC-Earth3-Veg, EC-Earth3-Veg-LR, FGOALS-f3-L, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-LR, NorESM2-LM, NorESM2-MM) и 9 моделей ансамбля CMIP5 (ACCESS1-0, bcccsm1-1, CanESM2, CMCC-CM, CMCC-CMS,



Рис. 1. Диаграммы Тэйлора, характеризующие степень соответствия поля атмосферного давления на уровне моря в СП по расчетам с полными ансамблями климатических моделей CMIP5 (а, б) и CMIP6 (в, г) (сценарий "Historical") и по данным реанализа ERA5 для зимнего (а, в) и летнего (б, г) сезонов для базового периода 1981-2005 гг. Радиальная координата характеризует пространственное стандартное отклонение давления (гПа), угловая координата – коэффициент пространственной корреляции поля давления между результатами модельных расчетов и данными реанализа. Зеленым пунктиром показано среднеквадратическое отклонение (в гПа) результатов модельных расчетов относительно соответствующих оценок по данным реанализа.

CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, NorESM1-ME), наилучшим образом воспроизводящие режимы ЦДА для базового периода в сопоставлении с данными реанализа.

На рис. 2 приведены оценки интенсивности Іс ключевых ЦДА СП для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по данным реанализа (приведены также среднеквадратические отклонения для межгодовой изменчивости) и по расчетам с ансамблями моделей СМІР5 и СМІР6 для базового периода 1981-2005 гг. В том числе приведены значения интенсивности как для полных ансамблей моделей, так и для ансамблей отобранных моделей. Согласно рис. 2, воспроизведение ключевых ЦДА по расчетам с ансамблем отобранных климатических моделей СМІР6 в целом лучше, чем по расчетам с ансамблем отобранных климатических моделей СМІР5.

В табл. 1 представлены количественные оценки интенсивности Іс ключевых ШЛА в СП для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по расчетам с отобранными ансамблями климатических моделей СМІР5 и СМІР6 и по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981-2005 гг. Приведены также среднеквадратические отклонения (СКО). Следует отметить, что на фоне межгодовой изменчивости режимов ЦДА не всегда может значимо определяться их среднесезонная интенсивность, тем более, если она определяется согласно (1) средней аномалией давления для большой области. Наряду с этим необходимо учитывать моды междесятилетней климатической

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ Nº 2 2022 том 507



Рис. 2. Интенсивность *I*с (гПа) ключевых центров действия атмосферы Северного полушария для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по данным реанализа (черные кружки, приведены также среднеквадратические отклонения для межгодовой изменчивости) и расчетам с моделями СМІР5 (синие кружки) и моделями СМІР6 (оранжевые кружки) для базового периода 1981–2005 гг. Представлены оценки интенсивности как для всего ансамбля моделей (кружки без заливки), так и только для отобранных моделей (кружки с заливкой). Нумерация ЦДА на рис. 2 соответствует нумерации ЦДА в табл. 1.

изменчивости, проявляющиеся в вариациях характеристик ЦДА. С Исландским минимумом и Азорским максимумом, в частности, связана Северо-Атлантическая осцилляция.

Для ЦДА в табл. 1 а получены значимые (на уровне статистической значимости 99% и более) оценки среднезимней интенсивности *I*с для Азорского, Сибирского и Североамериканского максимумов и для Исландского и Алеутского минимумов как по данным реанализа, так и по модельным расчетам. При этом модельные оценки интенсивности этих ЦДА хорошо согласуются с полученными по данным реанализа. Несколько меньшая среднезимняя интенсивность Алеутского минимума по оценкам с ансамблем моделей СМІР5 находится, тем не менее, в диапазоне СКО относительно полученных по данным реанализа и по расчетам с ансамблем моделей СМІР6. При этом для Гавайского и Арктического максимумов оценки среднезимней интенсивности *I*с по модельным расчетам получены статистически незначимыми (хотя бы на уровне значимости 95%), как и по данным реанализа для периода 1981–2005 гг. Что касается среднезимнего Арктического максимума, то для него характерна максимальная межгодовая изменчивость интенсивности.

Соответствующие оценки среднелетней интенсивности ЦДА *I*с в табл. 1 б по модельным расчетам значимы и хорошо согласуются для субтропических Азорского и Гавайского максимумов и для Азиатского минимума с оценками по данным Таблица 1. Интенсивность *I*с [гПа] ключевых центров действия атмосферы Северного полушария для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по расчетам с отобранными ансамблями климатических моделей СМІР5 и СМІР6 и по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981–2005 гг. В скобках приведены среднеквадратические отклонения (СКО) интенсивности ЦДА

(-)

(d)										
Пентры лейстрия этмосферы	Зима Северного полушария									
центры действия атмосферы	реанализ	модели СМІР5	модели СМІР6							
1. Азорский максимум	4.8 (±1.6)	4.8 (±1.7)	5.0 (±2.0)							
2. Гавайский максимум	0.0 (±2.1)	0.3 (±2.3)	-0.7 (±2.4)							
3. Сибирский максимум	10.5 (±1.1)	10.4 (±1.4)	10.2 (±1.5)							
4. Североамериканский максимум	3.0 (±1.0)	2.7 (±1.2)	3.2 (±1.3)							
5. Арктический максимум	2.2 (±3.4)	1.2 (±4.5)	1.5 (±4.2)							
6. Алеутский минимум	-9.6 (±2.7)	-7.7 (±3.3)	-9.9 (±3.5)							
7. Исландский минимум	-10.9 (±2.8)	-11.3 (±2.8)	-11.4 (±3.1)							

(б)

Пентри цейстрия этмосфери	Лето Северного полушария									
цептры действия атмосферы	реанализ	модели СМІР5	модели СМІР6							
1. Азорский максимум	8.2 (±0.6)	8.6 (±0.6)	8.4 (±0.6)							
2. Гавайский максимум	7.6 (±0.6)	8.3 (±0.7)	8.0 (±0.7)							
3. Арктический максимум	-0.9 (±1.6)	1.7 (±2.4)	0.4 (±2.3)							
4. Алеутский минимум	3.5 (±0.8)	4.7 (±1.1)	4.7 (±1.1)							
5. Исландский минимум	0.1 (±1.1)	1.8 (±1.1)	1.2 (±1.3)							
6. Азиатский минимум	-8.4 (±0.3)	-8.4 (±0.3)	-8.7 (±0.5)							
7. Североамериканский минимум	1.0 (±0.5)	-0.0 (±0.6)	0.2 (±0.6)							

реанализа. При этом для областей Арктического максимума и Алеутского, Исландского и Североамериканского минимумов по данным реанализа получены среднелетние аномалии давления на уровне моря противоположного знака, хотя и незначимые для Арктического максимума и Исландского и Североамериканского минимумов. Стоит отметить, что для периода 1981-2005 гг. по модельным расчетам в области Арктического максимума получены положительные среднелетние аномалии давления (хотя и незначимые), в отличие от оценки по данным реанализа. Для Североамериканского минимума по модельным расчетам также, как и по данным реанализа, получены незначимые оценки среднелетней интенсивности. Полученные результаты свидетельствуют, что ЦДА, интенсивность которых опрелеляется согласно (1), в зимние сезоны проявляются в целом более значимо, чем в летние, несмотря на более сильную межгодовую изменчивость (характеризуемую СКО).

Для получения более надежных оценок возможных изменений режимов ЦДА при ожидаемых изменениях климата необходимым условием является адекватное воспроизведение в модельных расчетах современных режимов ЦДА. Согласно полученным результатам воспроизведение ЦДА и зимой, и летом по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР6 в целом существенно лучше, чем с ансамблем климатических моделей СМІР5. При этом согласно табл. 1 соответствие оценкам по данным реанализа для одних ЦДА лучше для отобранных моделей ансамбля СМІР6, для других ЦДА – лучше для отобранных моделей ансамбля СМІР5.

На рис. 3 представлены оценки возможных изменений по расчетам с отобранными климатическими моделями обоих ансамблей – СМІР5



**Рис. 3.** Изменения интенсивности *Ic*' (нормированной на СКО для базового периода 1981–2005 гг.) ключевых центров действия атмосферы в Северном полушарии при 25-летнем скользящем осреднении по расчетам с ансамблями отобранных моделей СМІР5 при сценарии RCP8.5 (синий цвет) и моделей СМІР6 при сценарии SSP5-8.5 (оранжевый цвет). Толстые линии соответствуют межмодельному среднему, тонкие линии характеризуют диапазоны (с заливкой) среднеквадратических межмодельных отклонений. Здесь: (а) Азорский максимум, (б) Сибирский максимум, (в) Североамериканский максимум, (г) Алеутский минимум, (д) Исландский минимум – зимние ЦДА; (е) Азорский максимум, (ж) Гавайский максимум, (д) Азиатский минимум – летние ЦДА.

при сценарии RCP8.5 и CMIP6 при сценарии SSP5-8.5. Приведены оценки изменений для интенсивности ЦДА, для которых получено наилучшее соответствие интенсивности по модельным расчетам и по данным реанализа ERA5 для базового периода 1981—2005 гг.

На рис. 3 представлены оценки относительных (нормированных на СКО для базового периода 1981–2005 гг.) изменений интенсивности *Iс*' Азорского, Сибирского и Североамериканского максимумов и Алеутского, и Исландского минимумов зимой, а также Азорского и Гавайского максимумов и Азиатского минимума летом. Согласно рис. 3, тенденции изменений интенсивности разных ЦДА существенно различаются, в том числе по знаку. При этом в целом для разных ЦДА увеличивается диапазон изменчивости в 21 веке. Для зимнего Азорского антишиклонического ЦДА к концу 21 века при сценарии RCP8.5 интенсивность увеличивается до уровня, значимого на уровне СКО. Еше более значимо усиливается зимний Алеутский циклонический ЦДА. При этом для интенсивности Сибирского и Североамериканского антициклонических и Исландского циклонического ЦДА зимой отмечено уменьшение в 21 веке, наиболее значимое для Североамериканского ЦДА, а наименее значимое – для Сибирского антициклона. Значимое, хотя и относительно небольшое, ослабление получено для летнего Азиатского циклонического ЦДА. Незначимое ослабление проявилось для Гавайского антициклонического ЦДА. Для Азорского

№ 2

2022
339

максимума в летние сезоны, в отличие от зимних, тенденций изменения в 21 веке не выявлено.

По расчетам с отобранными климатическими моделями ансамбля СМІР6 для зимнего Азорского антициклонического ЦДА к концу 21 века при сценарии SSP5-8.5, как и по расчетам с отобранными климатическими моделями ансамбля СМІР5 при сценарии RCP8.5, интенсивность увеличивается, хотя и менее значимо (рис. 3). А вот для изменений зимнего Алеутского циклонического ЦДА не проявляется тенденция общего роста интенсивности в 21 веке, отмеченная по расчетам с моделями ансамбля СМІР5 при сценарии RCP8.5. При этом для интенсивности Сибирского и Североамериканского антициклонических ЦДА зимой выявлено более значимое, особенно для Североамериканского антициклона, уменьшение в 21 веке. Для Исландского ЦДА зимой тенденции изменения в 21 веке по расчетам с моделями ансамбля СМІР6 при сценарии SSP5-8.5 не проявляются, в отличие от оцененных с моделями CMIP5 при сценарии RCP8.5. Для летнего Азиатского циклонического ЦДА изменения с общим уменьшением интенсивности по расчетам с ансамблями моделей СМІР6 и СМІР5 в целом согласуются, как согласуются и незначимые изменения для Гавайского и Азорского антициклонических ЦДА в летние сезоны.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ возможных изменений режимов ШЛА по расчетам с ансамблями современных климатических моделей СМІР5 и СМІР6 выявил неоднозначные тенденции изменений для разных ЦДА в Северном полушарии, в частности при сценариях антропогенных воздействий RCP8.5 и SSP5-8.5 в 21 веке. Полученные оценки разного уровня статистической значимости. С ансамблями моделей СМІР5 и СМІР6 наиболее согласованные оценки получены для тенденций ослабления зимнего Североамериканского антициклонического и летнего Азиатского циклонического ЦДА. Для зимнего Сибирского антициклонического ЦДА тенденция ослабления получена более значимой по расчетам с ансамблем климатических моделей СМІР6. Для уточнения выявленных тенденций изменений ЦДА и анализа причин их различий необходимы дальнейшие исследования.

При детектировании ЦДА и оценке тенденций изменения их интенсивности отмечен ряд сезонных и региональных особенностей. В частности, для базового периода 1981—2005 гг., в целом, как по данным реанализа, так и по модельным расчетам, средняя интенсивность субтропических антициклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами для летних сезонов определяется более значимо, чем для зимних. При этом для средней интенсивности субполярных циклонических ЦДА над Атлантическим и Тихим океанами отмечено обратное — их интенсивность в целом более значимо определяется для зимних сезонов, чем для летних. Это проявилось несмотря на то, что межгодовая изменчивость интенсивности ЦДА, характеризуемая СКО, в зимние сезоны в целом больше.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная выполнена в рамках проекта РНФ (№ 19-17-00240).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Интенсивные атмосферные вихри и их динамика. Под ред. И.И. Мохова, М.В. Курганского, О.Г. Чхетиани. М.: ГЕОС. 2018. 482 с.
- 2. Галин М.Б., Харитоненко В.М. Роль орографических и термических неоднородностей поверхности в формировании планетарных волн // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 5. С. 473–484.
- 3. *Мохов И.И., Петухов В.К.* Центры действия в атмосфере и тенденции их изменения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 3. С. 321–329.
- Мохов И.И., Хон В.Ч. Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменения центров действия атмосферы в Северном полушарии // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 6. С. 723–732.
- 5. Хон В.Ч., Мохов И.И. Модельные оценки чувствительности центров действия атмосферы к глобальным климатическим изменениям // Изв. РАН Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 6. С. 749–756.
- Chernokulsky A.V., Mokhov I.I., Nikitina N.G. Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966-2010 // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8. No 4. P. 045012. https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/4/045012
- Мохов И.И., Чернокульский А.В., Осипов А.М. Центры действия атмосферы Северного и Южного полушарий: особенности и изменчивость // Метеорология и гидрология. 2020. № 11. С. 5–23.
- Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, NewYork, 2013. 1535 pp.
- 9. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, NewYork, 2021.
- Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Osipov A.M. Atmospheric centres of action in the Northern and Southern Hemispheres: Tendencies of change in the 21<sup>st</sup> century from model simulations // Research Activities in Earth System Modelling. E. Astakhova (ed.). 2021. Rep. 51. S. 7. P. 11–12.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

# **ATMOSPHERIC CENTERS OF ACTION IN THE NORTHERN HEMISPHERE: CURRENT FEATURES AND EXPECTED CHANGES IN THE 21ST CENTURY BASED ON SIMULATIONS WITH THE CMIP5 AND CMIP6 ENSEMBLES OF CLIMATE MODELS**

## Academician of the RAS I. I. Mokhov<sup>*a,b,#*</sup>, A. M. Osipov<sup>*b*</sup>, and A. V. Chernokulsky<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>*E*-mail: mokhov@ifaran.ru

Regional features of global climate changes are significantly related to the regimes of atmospheric centers of action (ACA) and their variability. The analysis of the expected ACA changes in the Northern Hemisphere was carried out using simulations with ensembles of modern climate models of the international projects CMIP5 and CMIP6 under the scenarios of anthropogenic forcings RCP8.5 and SSP5-8.5 in the 21st century. The most consistent estimates based on simulations with the ensembles of the CMIP5 and CMIP6 models were obtained for the weakening tendencies of the winter North American High and the summer Asian Low. For the winter Siberian High, the weakening trend was found to be more significant according to simulations with the CMIP6 ensemble of climate models. In a comparative analysis of ACAs detected by model simulations and ERA5 reanalysis data, in particular for the base period 1981–2005, it was noted that, in general, the intensities of subtropical anticyclonic ACAs over the Atlantic and Pacific oceans are larger for summer than for winter according to both reanalysis data and model simulations. For the intensity of subpolar cyclonic ACAs over the Atlantic and Pacific oceans, the opposite peculiarity is noted: their intensity is generally higher for winter than for summer. At the same time, the interannual variability of the ACAs intensity, characterized by a standard deviation, is generally greater in winter than in summer.

Keywords: atmospheric centers of action, modeling, reanalysis, climate change, CMIP5, CMIP6, air pressure

УДК 628.81

## БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ РЕАДАПТАЦИИ РЫБ К СНИЖЕНИЮ ТОКСИЧНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ

© 2022 г. Н. А. Гашкина<sup>1,\*</sup>, член-корреспондент РАН Т. И. Моисеенко<sup>1</sup>

Поступило 07.07.2022 г. После доработки 09.08.2022 г. Принято к публикации 22.08.2022 г.

Изучены механизмы биогеохимической адаптации рыб к выживанию в исторически загрязненном озере Имандра, которые позволили установить роль микроэлементов в защитных функциях организма и их значение в процессах реадаптации организмов к улучшению среды обитания. Повышенное отношение S к Se указывает на высокий антиоксидантный статус рыб из исторически загрязненной части озера, тогда как повышенная аккумуляция Fe, Cu и Se может служить маркером патологий печени, Zn и Co – патологий почек.

*Ключевые слова:* снижение загрязнения, элементы, биоаккумуляция, гематологические и иммунологические отклики, патологии органов

**DOI:** 10.31857/S2686739722601296

### введение

Проблема восстановления экосистем и реакции выживых организмов в период загрязнения на улучшение условий обитания является одной из актуальных современных проблем биогеохимии и экологии. Рыбы являются наилучшими индикаторами состояния окружающей среды. Озеро Имандра – большое субарктическое озеро в Мурманской области, северная часть которого (Большая Имандра) сильно пострадала от деятельности горно-металлургических предприятий. Интенсивное загрязнение оз. Имандры началось в 1940-х гг., а с 1990-х гг. наметилась тенденция снижения антропогенной нагрузки на водоем. В период интенсивного загрязнения озера наряду с общими патологиями у сигов появилось специфическое заболевание – нефрокальцитоз, связанное с аккумуляцией Ni в почке рыб [1]. В период снижения токсичной нагрузки на водоем наблюдалось улучшение физиологического состояния сигов: с 1996 по 2003 г. снижается их заболеваемость, и в 2003 г. не были встречены особи с нефрокальцитозом [2]. Более того, в 2006-2007 гг. сиги из загрязненной части озера не показали значимого накопления токсичных металлов в органах и тканях и наблюдалось их лучшее физиологическое состояние по сравнению с сигами из незагрязненных частей озера [3].

Целью исследования было выявить биогеохимические и физиологические механизмы адаптации рыб к токсичному загрязнению, которые проявились после спада токсичной нагрузки на водоем.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы легли данные, полученные в 2018 г., обследования сигов в оз. Имандра. В данном исследовании в рассмотрение вошли 15 особей (9 из Большой Имандры, а также 6 из незагрязненных Йокостровской и Бабинской Имандры).

Отлов рыб сопровождался с одновременным отбором проб воды в местах отлова. Обработку материала проводили по общепринятым в ихтиологии методикам. Озерный сиг (Coregonus lavaretus L.) – бентофаг, он не мигрирует на большие расстояния и может использоваться как хороший локальный биоиндикатор водной среды [1]. Обследование рыб проводилось в преднерестовый период (август-сентябрь) одного и того же возрастного состава (4+-6+). Биологические образцы высушивали до постоянного веса при 105°С. На анализ содержания элементов отбирались жабры, печень, почка, мышцы и скелет. Определение концентраций элементов в пробах воды и биологических образцах (после мокрого озоления) проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (X-7, "Thermo Scientific", CIIIA).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Росиия

<sup>\*</sup>E-mail: ngashkina@gmail.com

Гематологический анализ проводили сразу после отлова только на живой рыбе по стандартным методикам: измеряли концентрацию гемоглобина, проводили подсчет эритроцитов. Мазки крови фиксировали в этиловом спирте и окрашивали по Романовскому-Гимза. Было просчитано не менее 500 клеток крови.

На гистологический анализ пробы органов (жабры, печень и почки) фиксировали в смеси Буэна. Срезы депарафинировали в спиртах, окрашивались азаном по Гейденгайну и анализировали при помощи светового микроскопа (Axio A1). Гистологические изменения и некоторые морфометрические параметры измеряли, по меньшей мере, на 5 слайдах каждого органа каждой рыбы с использованием программного обеспечения микроскопа AxioVision. Гистопологический индекс органа оценивали с использованием адаптированного метода, предложенного D. Bernet et al. [4]. Индекс патологии органа рассчитывался как:

$$I_{\rm opr} = S((S_{\rm mati}/S_{\rm opr})w_i),$$

где  $S_{\text{пат}i}$  – площадь патологии,  $S_{\text{орг}}$  – площадь исследованной зоны ткани,  $w_i$  – фактор значимости. Идентификация гистопатологических изменений и их факторов значимости (1–3) была основана на методе, предложенном в [4].

Статистическая обработка данных выполнена с использованием программ Statistica и SPSS. Групповые различия были проверены с использованием непараметрического U-критерия Манна—Уитни.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание микроэлементов и их физиологическая роль в метаболизме. Содержание элементов в органах рыб отражает эволюционно-выработанные механизмы регуляции обменных процессов в организме. Концентрации основных загрязнителей (Ni и Cu) в воде остаются прежними (табл. 1), как и в 2006-2007 гг. [3], тогда как в период интенсивного загрязнения (1986-1992 гг.) концентрации могли достигать 290 и 28 мкг/л для Ni и Cu соответственно [1]. Концентрации элементов в органах у сигов из исторически загрязненной и незагрязненной частей озера не сильно различались, за исключением Se и Na (табл. 1). Большая концентрация Rb наблюдалась в жабрах, но меньшие концентрации Cd, Sb и Pr были в печени, а Mg, Al и Ce в почке сигов из Большой Имандры в отличие от таковых Йокостровской и Бабинской Имандры (табл. 1).

Принципиальным отличием в содержании элементов является интенсивный метаболизм Na и Se у сигов из Большой Имандры. Повышенные концентрации Na в жабрах и пониженные в печени и почке, а также пониженные концентрации Se и повышенные молярные соотношения S:Se во всех органах и тканях наблюдались у сигов, подверженных тепловому загрязнению, вследствие высокой дыхательной активности и интенсивного метаболизма [5]. Транспорт Na<sup>+</sup> связан с транспортом H<sup>+</sup>. Частота дыхания создает предпосылки для большего поступления Na<sup>+</sup> в обмен на H<sup>+</sup>, а также необходимости выводить излишки Na, что отразилось на концентрациях в жабрах и почке (табл. 1).

Металлы с переменной валентностью инициируют образование свободных радикалов за счет электрона, тогда как тяжелые металлы способны образовывать ковалентные связи с белками и ингибировать активность ферментов, в том числе антиоксидантных, что может вызывать окислительный стресс [6]. Группы селеноферментов представляют собой в том числе и антиоксидантные ферменты: глутатионпероксилазы (которые выполняют функцию восстановления гидропероксидов до соответствующих спиртов за счет глутатиона), тиоредоксинредуктазы (которые поддерживают окислительно-восстановительный статус клеток за счет снижения уровня цистеина) [6]. Пониженная аккумуляция Se во всех органах наблюдалась у сигов из Большой Имандры по сравнению с таковой у сигов из Йокостровской и Бабинской Имандры (табл. 1). Притом молярные соотношения S:Se во всех органах были больше у сигов из Большой Имандры (рис. 1 а). Можно предположить, что Se в большей мере включен в незаменимые селеноцистеин (SeCvs) v сигов из Большой Имандры. тогда как запасной пул селенометионина (SeMet) формируется у сигов из Йокостровской и Бабинской Имандры. Активный метаболизм Se может указывать на стимуляцию антиоксидантных ферментов у сигов из исторически загрязненной части озера. В период высокой токсичности, по-видимому, одной из главных эволюционных задач было сохранять эффективность работы антиоксидантных систем организма.

Адаптация кровеносной системы. Гематологические характеристики являются эффективными и чувствительными показателями физиологических изменений, состояния здоровья, приспособляемости рыб к окружающей среде и токсикологических симптомов, в том числе иммунных реакций, связанных с патологическими процессами [7].

Красная кровь. Хотя количество клеток красной крови при сходных соотношениях зрелых и незрелых форм достоверно не отличалось, концентрация гемоглобина в крови (Hb) была низкая у многих рыб (табл. 2). Hb у сигов в условиях экологического оптимума находится в пределах 80— 130 г/л [1]. Гомеостаз рыб во многом определяет-

	D D					
Элемент	Вода	Жабры	Печень	Почка		
	мкг/л		мкг/г сухого веса	мкг/г сухого веса		
Mg	<b>1085</b> ± 15	$1162 \pm 196$	$727 \pm 30$	<b>693</b> ± 31		
	<b>1020</b> ± 13	$1080 \pm 52$	$820 \pm 60$	$1074 \pm 177$		
Na	<b>17740</b> ± 464	<b>7291</b> ± 471	<b>3435</b> ± 240	$7392 \pm 505$		
	<b>13094</b> ± 1195	<b>6052</b> ± 255	<b>5006</b> ± 522	$\overline{9168 \pm 602}$		
S	$7835 \pm 148$	$10356 \pm 382$	$11365 \pm 507$	$9908 \pm 529$		
	$\frac{7833 \pm 148}{5872 + 523}$	$\frac{10030 \pm 302}{10010 \pm 419}$	$\frac{11303 \pm 307}{11(27 \pm 420)}$	$\frac{9908 \pm 329}{10515 \pm 607}$		
F	<b>3072</b> ± 323	$10019 \pm 418$	1102/±439	10515 ± 007		
Fe	$\frac{19.1 \pm 3.5}{12.1 \pm 3.5}$	$\frac{195 \pm 37}{200 + 37}$	$\frac{142 \pm 12}{122}$	$\frac{314 \pm 22}{234 \pm 24}$		
7	$13.4 \pm 2.1$	$237 \pm 71$	$170 \pm 25$	$294 \pm 34$		
Zn	$\frac{1.35 \pm 0.23}{1.32 \pm 1.33}$	$\frac{541 \pm 141}{522 \pm 05}$	$\frac{284 \pm 32}{244 \pm 95}$	$\frac{204 \pm 23}{207 \pm 21}$		
Cu	$1.82 \pm 1.08$	522 ± 87	344 ± 85	$207 \pm 21$		
Cu	$\frac{4.81 \pm 0.41}{2.17 \pm 0.21}$	$\frac{2.92 \pm 0.42}{2.47 \pm 0.21}$	$\frac{57.3 \pm 12.2}{170 \pm 0.0}$	$\frac{8.19 \pm 0.96}{10.5 \pm 0.22}$		
Mn	$3.17 \pm 0.31$	$2.47 \pm 0.21$	$1/0 \pm 89$	$10.5 \pm 2.2$		
10111	$\frac{10.8 \pm 1.3}{6.0 \pm 1.4}$	$\frac{22.7 \pm 3.5}{17.7 \pm 2.5}$	$\frac{7.85 \pm 0.51}{7.62 \pm 0.47}$	$\frac{2.50 \pm 0.24}{2.24 \pm 0.40}$		
Co	$0.9 \pm 1.4$	$1/./ \pm 2.3$	$7.03 \pm 0.47$	$5.34 \pm 0.40$		
00	$\frac{<0.1}{.0.1}$	$\frac{0.11 \pm 0.03}{0.05 \pm 0.02}$	$\frac{0.13 \pm 0.02}{0.13 \pm 0.02}$	$\frac{1.12 \pm 0.22}{0.61 \pm 0.14}$		
2	<0.1	$0.03 \pm 0.02$	$0.13 \pm 0.02$	$0.01 \pm 0.14$		
Se	<0.3	$3.59 \pm 0.30$	$7.96 \pm 0.49$	$7.02 \pm 0.55$		
	< 0.3	$5.18 \pm 0.57$	$12.05 \pm 1.14$	<b>9.71</b> ± 0.82		
Ni	<b>7.50</b> ± 0.59	$1.99 \pm 0.55$	$0.44 \pm 0.10$	$5.10 \pm 0.99$		
	$\overline{3.30\pm0.36}$	$1.21 \pm 0.31$	$\overline{0.78\pm0.24}$	$5.83 \pm 1.28$		
Hg	< 0.01	$0.060 \pm 0.009$	$0.163 \pm 0.035$	$0.184 \pm 0.036$		
	<0.01	$0.070\pm0.010$	$0.152\pm0.029$	$0.192\pm0.025$		
Cd	< 0.004	$0.07 \pm 0.02$	<b>0.11</b> ± 0.02	$2.25 \pm 0.55$		
	$\overline{<0.004(0.010)}$	$\overline{0.07\pm0.02}$	$\overline{0.24 \pm 0.02}$	$\overline{2.70\pm0.52}$		
Pb	$0.58 \pm 0.32$	$0.73 \pm 0.25$	$0.04 \pm 0.00$	$0.07 \pm 0.02$		
	$\frac{0.30 \pm 0.32}{0.94 \pm 0.33}$	$\frac{0.75 \pm 0.25}{0.20 \pm 0.06}$	$\frac{0.04 \pm 0.00}{0.05 \pm 0.01}$	$\frac{0.07 \pm 0.02}{0.06 \pm 0.01}$		
W	$0.24 \pm 0.03$	$0.069 \pm 0.029$	$0.003 \pm 0.001$	$0.041 \pm 0.016$		
	$\frac{0.13 \pm 0.02}{0.13 \pm 0.02}$	$\frac{0.005}{0.052 \pm 0.032}$	$\frac{0.000 \pm 0.001}{0.009 \pm 0.006}$	$\frac{0.011 \pm 0.010}{0.200 \pm 0.149}$		
Sb	$0.094 \pm 0.004$	$0.003 \pm 0.001$	< <b>0.002</b> (0.009)	$0.002 \pm 0.001$		
	$\frac{0.083 \pm 0.008}{0.083 \pm 0.008}$	$\frac{0.006 \pm 0.002}{0.006 \pm 0.002}$	$0.003 \pm 0.001$	$\frac{0.005 \pm 0.001}{0.005 \pm 0.001}$		
As	$0.14 \pm 0.02$	$0.59 \pm 0.16$	$0.14 \pm 0.08$	$0.58 \pm 0.25$		
	$\overline{0.10 \pm 0.02}$	$\overline{0.25 \pm 0.25}$	$\overline{0.12 \pm 0.12}$	$\overline{0.25 \pm 0.25}$		
Sr	$54.3 \pm 2.0$	$394 \pm 212$	$4.54 \pm 2.49$	$6.10 \pm 1.18$		
	$\overline{50.2 \pm 2.3}$	$168 \pm 6.5$	$\overline{2.85 \pm 0.59}$	$\overline{8.65 \pm 2.34}$		
Al	<b>36.6</b> ± 8.0	$32.9 \pm 15.6$	$9.43 \pm 4.14$	<b>7.80</b> ± 1.27		
	<b>16.5</b> ± 1.5	$92.5\pm45.4$	$14.1 \pm 3.3$	<b>18.7</b> ± 3.1		
Rb	$3.99 \pm 0.19$	$25.8 \pm 1.7$	$38.3 \pm 3.5$	$28.3 \pm 2.4$		
-	$3.59 \pm 0.33$	$18.3 \pm 2.4$	$28.7\pm4.8$	$22.7 \pm 3.1$		
La	$0.160 \pm 0.046$	$0.137 \pm 0.056$	$0.047 \pm 0.012$	$0.031 \pm 0.007$		
0	$0.047 \pm 0.006$	$0.053 \pm 0.011$	$0.078 \pm 0.014$	$0.046 \pm 0.012$		
Ce	$\frac{0.224 \pm 0.071}{0.255}$	$\frac{0.214 \pm 0.096}{0.001 \pm 0.001}$	$\frac{0.037 \pm 0.008}{0.062 \pm 0.008}$	$0.043 \pm 0.011$		
Dr	$0.057 \pm 0.009$	$0.081 \pm 0.025$	$0.069 \pm 0.013$	$0.080 \pm 0.012$		
11	$\frac{0.027 \pm 0.007}{0.000 \pm 0.001}$	$\frac{0.025 \pm 0.010}{0.011 \pm 0.002}$	$\frac{0.004 \pm 0.001}{0.008 \pm 0.001}$	$\frac{0.006 \pm 0.001}{0.008 \pm 0.001}$		
	<b>U.UU9</b> ± 0.001	$0.011 \pm 0.003$	<b>U.UU8</b> ± 0.001	$0.008 \pm 0.001$		

Таблица 1. Средние значения и стандартные ошибки концентраций элементов в воде и органах сигов, выловленных из Большой Имандры (числитель) и из Йокостровской и Бабинской Имандры (знаменатель)

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



**Рис. 1.** а – Молярные отношения серы к селену (S:Se) в органах и тканях сигов из Большой Имандры (1) и Йокостровской и Бабинской Имандры (2); б – Процентное количество мелано-макрофагальных центров (ММЦ) в почках, фагоцитов (моноцитов и макрофагов) в периферической крови у сигов с уровнем лейкоцитов <12 × 10<sup>3</sup> клеток/мкл из Большой Имандры (1) и у сига с уровнем лейкоцитов >12 × 10<sup>3</sup> клеток/мкл из Йокостровской и Бабинской Имандры (2).

ся Нb. Если сопоставить средние величины, то среднее количество гемоглобина в эритроците было больше при меньшем количестве эритроцитов у сигов из Большой Имандры в сравнении с таковыми из Йокостровской и Бабинской Имандры (табл. 2). В период интенсивного загрязнения (1978–1997) средние значения Hb были 80 и 107 г/л, количество эритроцитов – 0.80 и  $1.02 \times 10^{6}$  клеток/мкл и среднее количество гемоглобина в эритроците — 101 и 105 пг у сигов из загрязненных и реферативных частей озера соответственно [1]. Синтез гема, по-видимому, был смещен в сторону увеличения гемоглобина от синтеза других ферментов, использующих гемовое железо, что может быть наиболее вероятным объяснением повышения среднего количества гемоглобина в эритроците у сигов из Большой Имандры. Можно заключить, что спад токсичности выявил активацию адаптационных механизмов, которые были направлены на повышение эффективности эритропоэза путем увеличения количества гемоглобина в созревающих эритроцитах.

Белая кровь. Хотя общее количество лейкоцитов достоверно не различалось у сигов из загрязненных и незагрязненных частей озера (табл. 2), оно было в диапазон  $6-12 \times 10^3$  клеток/мкл у сигов из Большой Имандры и в диапазоне  $12-24 \times 10^3$  клеток/мкл у сигов из Йокостровской и Бабинской Имандры. Основная роль иммунной системы – это первая линия защиты хозяина в противодействии патогенным организмам и борьба с любыми чужеродными материалами [8]. В период интенсивного загрязнения (1978—1997) среднее количество лейкоцитов было 27 и 20  $\times$  10<sup>3</sup> клеток/мкл у сигов из загрязненных и реферативных частей озера соответственно [1]. В 2018 г., если общее количество лейкоцитов сохранялось на прежнем уровне у большинства сигов из Йокостровской и Бабинской Имандры, как и в период загрязнения, однако значительно понизилось в современный период у большинства сигов из Большой Имандры. Пониженный уровень лейкоцитов у сигов из исторически загрязненной части озера может означать не столько супрессию иммунной системы, сколько измененный путь иммунного ответа, чему могут способствовать гибкость и избыточность иммунной системы.

Среди лимфоцитов семейство В-клеток отвечает за выработку иммуноглобулина, а семейство Т-клеток помогает обеспечивать стимул, естественные киллеры (NK) составляют лишь около 10% популяции лимфоцитов; лимфоцитоз связан с инфекцией или стрессом в большинстве случаев [8]. Превалирующее относительное и общее количество лимфоцитов наблюдалось у сигов из незагрязненной части озера (табл. 2), и развитие специфического иммунного ответа было характерно для них.

Лимфопения и нейтрофилия являются классической универсальной реакцией иммунной системы на токсичное или инфекционное воздействие [8]. Они также присущи сигам из Большой Имандры (табл. 2), тогда как нейтрофильный лейкоцитоз был типичен в период интенсивного загрязнения [1]. В современный период защит-

Гематологические, гистологические и морфологические параметры	Большая Имандра	Йокостровская и Бабинская Имандра
Концентрация гемоглобина (Hb), г/л	81 ± 9	75 ± 13
Среднее количество гемоглобина в эритроците (МСН), пг	$155 \pm 23$	$113 \pm 23$
Эритроциты, 10 <sup>6</sup> клеток/мкл	$0.56\pm0.07$	$0.73\pm0.11$
Зрелые эритроциты	$0.52 \pm 0.07~(94.8 \pm 1.4)$	$0.70 \pm 0.11~(96.1 \pm 0.8)$
Незрелые эритроциты	$0.028 \pm 0.008 \ (5.2 \pm 1.4)$	$0.029 \pm 0.006$ (4.0 $\pm$ 0.8)
Базофильные эритробласты	$0.010 \pm 0.005 \ (2.0 \pm 1.0)$	$0.012 \pm 0.003 \; (1.7 \pm 0.3)$
Полихроматофильные эритробласты	0.018 ± 0.006 (3.3 ± 1.0)	$0.017 \pm 0.005 \ (2.3 \pm 0.6)$
Лейкоциты, 10 <sup>3</sup> клеток/мкл	$10.6\pm2.1$	$16.4 \pm 3.5$
Лимфоциты	<b>7.1</b> ± 1.3 ( <b>67.9</b> ± 3.4)	<b>14.6</b> ± 3.2 ( <b>85.8</b> ± 4.2)
Моноциты	$1.18 \pm 0.27 \ (11.2 \pm 1.6)$	$0.41 \pm 0.16 \ (3.5 \pm 1.3)$
Макрофаги	$0.54 \pm 0.19 \ (5.5 \pm 1.9)$	$0.28 \pm 0.17 \; (2.1 \pm 1.0)$
Нейтрофилы	1.51 ± 0.60 ( <b>12.5</b> ± 3.0)	0.76 ± 0.20 ( <b>5.6</b> ± 1.3)
Палочкоядерные нейтрофилы	$0.77 \pm 0.37 \ (6.0 \pm 1.9)$	$0.47 \pm 0.17 \; (3.1 \pm 1.0)$
Сегментоядерные нейтрофилы	$0.74 \pm 0.25$ (6.5 $\pm$ 1.7)	$0.29 \pm 0.09 \ (\textbf{2.5} \pm 0.8)$
Жабры		
Ширина вторичных ламелл	<b>32.7</b> ± 1.2	<b>44.5</b> ± 3.5
Число слоев вставочного эпителия	$4.3 \pm 0.3$	$\textbf{5.1}\pm0.1$
Количество слизистых клеток 1 мм <sup>2</sup>	$324 \pm 31$	$252\pm91$
Патологии жабр (%):		I
Цитолиз, плазмолиз, гиперплазия (w = 1)	$16.0 \pm 3.1$	$28.2\pm9.7$
Утолщение на концах ламелл (w = 1)	$1.39\pm0.88$	$0.28\pm0.20$
Аневризма (w = 2)	$0.97 \pm 0.57$	0
Слияние ламелл (w = 2)	$4.79 \pm 1.37$	$1.35\pm0.76$
Десквамация ламелл (w = 3)	$2.68 \pm 1.33$	$4.32\pm2.02$
Разрушение ламелл (w = 3)	$\textbf{3.11} \pm 1.48$	0
Гистопологический индекс жабр (I <sub>жабры</sub> )	$0.46\pm0.08$	$0.44\pm0.14$
Патологии печени(%):		
Фиброз кровеносных сосудов (w = 2)	$\textbf{0.09} \pm 0.05$	$\textbf{0.38} \pm 0.12$
Фиброз желчных протоков (w = 2)	$0.03\pm0.02$	$0.05\pm0.03$
Некроз (w = 3)	$\textbf{0.45}\pm0.12$	$2.32 \pm 0.89$
Гистопологический индекс печени (I <sub>печень</sub> )	$\textbf{0.016} \pm 0.004$	$\textbf{0.078} \pm 0.029$
Патологии почек (%):		
Мелано-макрофагальные центры (ММЦ) (w = 1)	$0.82\pm0.24$	$1.66\pm0.64$
Фиброэластоз извилистых канальцев (w = 2)	$1.00\pm0.61$	$0.23\pm0.18$
Фиброэластоз кровеносных сосудов (w = 2)	$0.16\pm0.08$	$0.11\pm0.03$
Кровотечения (w = 2)	$0.44\pm0.19$	$0.30\pm0.13$
Некроз (w = 3)	$2.52\pm1.92$	$1.41\pm0.38$
Гистопологический индекс почек (I <sub>почка</sub> )	$0.120\pm0.060$	$0.075 \pm 0.016$

Таблица 2. Средние значения и стандартные ошибки гематологических показателей, патологий жабр, печени и почек рыб, а также некоторые морфометрические параметры жабр

Примечание. В скобках указан процент клеток крови. Жирным шрифтом выделены достоверные групповые различия.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

ные реакции сигов из исторически загрязненной части озера осуществляются больше через активацию системы врожденного иммунитета.

Нейтрофилы были единственными положительными на миелопероксидазу (образование супероксидных радикалов и реактивных галогеновых соединений) [7]. Сдвиг в сторону преобладания более зрелых сегментоядерных нейтрофилов выражен у сигов из Большой Имандры, тогда как палочкоядерные нейтрофилы, относящиеся к незрелым циркулирующим клеткам, преобладают у сигов из незагрязненной части озера (табл. 2). Таким образом, нейтрофилы обладают повышенной способностью выделять активные формы кислорода у сигов из Большой Имандры. В случае дефицита глутатионредуктазы респираторный взрыв прекращается преждевременно из-за токсического воздействия накопления перекиси водорода на НАДФН-оксидазу; при дефиците глутатионсинтетазы респираторный взрыв протекает нормально, но перемежающая нейтропения (возможно, вызванная метаболическим ацидозом), а также гемолиз, вызванный оксидантами, также характерны [8]. Смещение отношения S:Se в сторону увеличения у сигов из Большой Имандры (рис. 1 a) указывает на преобладание SeCvs над SeMet и активацию селеноферментов, в том числе антиоксидантных, что имеет решающее значение в защите как миелоидных и эритроидных клеток, так и других клеток и тканей. Существует значительная избыточность в антимикробном механизме фагоцитов, что позволяет одной системе компенсировать дефект в другой, поскольку используются как окислительные, так и неокислительные системы [8]. Таким образом, защитный механизм сигов из исторически загрязненной части озера активно использует окислительные системы неспецифического иммунитета, тогда как этот механизм у сигов из незагрязненной части озера использует больше адаптивный специфический иммунитет.

Гистопатология органов. Гистопатологический анализ является эффективным и чувствительным инструментом для оценки здоровья рыб и загрязнения окружающей среды. Более того, гистопатология — это ответ более высокого уровня, отражающий предшествующее изменение физиологической и биохимической функций, они представляют собой совокупность физиологических и химических изменений [9].

Жабры. Гистопатология жабр сигов была представлена множественными деформациями жаберного эпителия и достигала наибольших значений индекса патологичности в отличие от других органов (табл. 2). Цитолиз, плазмолиз и гиперплазию можно рассматривать как первые реакции на внешние факторы. Ширина вторичных ламелл коррелировала со степенью развития этих реакций (r = 0.77, p < 0.001), и они были более характерны для сигов из незагрязненной части озера. В [10] показано, что морфометрические данные жабр могут дать доказательства возможных респираторных нарушений: увеличение ширины вторичных ламелл значительно сокращает межламеллярное расстояние, и, как результат, доля вторичных ламелл, доступных для газообмена, также значительно сокращается. Плохое поглощение кислорода компенсировалось усилением эритропоэза и высвобождением как зрелых (r = 0.61, p < 0.01), так и незрелых (r = 0.67, p < 0.005) эритроцитов в общую циркуляцию крови.

Жабры рыб являются регулятором "осмореспираторного компромисса": большая функциональная площадь поверхности респираторного эпителия и небольшое расстояние способствуют абсорбции О2, тогда как функциональная небольшая площадь поверхности и диффузия на большие расстояния способствуют осмо/ионной регуляции; механизмы регулирования включают перераспределение кровотока и/или обратимое ремоделирование структуры [11]. Пролиферативное увеличение клеточной массы эпителия не только во вторичных ламеллах, но и в межламеллярном пространстве (увеличивая число слоев вставочного эпителия) наблюдалось у сигов из незагрязненной части озера (табл. 2). Прогрессирующее увеличение пролиферации филаментного эпителия может выполнять и защитные функции от загрязнителей, активных форм О2, паразитов, а также обеспечивать структурную поддержку [11].

Серьезные циркуляционные нарушения (аневризма) наблюдались только у сигов из исторически загрязненной части озера (табл. 2). Формирование аневризмы связано с повреждением столбчатых клеток и нарушением целостности сосудов с выделением большого количества крови, которая выталкивает ламеллярный эпителий наружу [11]. Обнаруженная взаимосвязь увеличения числа макрофагов в крови с развитием аневризмы в респираторных ламеллах (r = 0.82, p < 0.001) может указывать на воспалительные реакции. Но и истончение стенок сосудов также могло вызывать миграцию фагоцитарных клеток в орган. Повышенная фагоцитарная активность, по-видимому, могла быть провоцирующим стимулом развития аневризмы у сигов из Большой Имандры.

Слизистые клетки жабр обеспечивают жизненно важную защиту тонкой структуры и эпителия жабр и действуют как первичная ловушка для экзогенных веществ [12]. Количество слизистых клеток в жабрах сигов из Большой Имандры было несколько больше, хотя достоверных отличий не было обнаружено, что может быть связано и с их большими серьезными структурными повреждениями (табл. 2). Регрессия слизистых клеток жабр, связанная со структурными поврежденияБИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ РЕАДАПТАЦИИ РЫБ

ми, наблюдалась у ювенильных особей Solea senegalensis [12]. Структурные повреждения жабр провоцировали рост незрелых базофильных эритробластов (r = 0.75, p < 0.005), лейкоцитов (r = 0.68, p < 0.005) <0.005), в особенности фагоцитов (моноцитов (r = 0.79, p < 0.001) и нейтрофилов (r = 0.83, p < 0.001)< 0.001)).

Если защитные реакции сигов из незагрязненной части озера связаны с пролиферативными изменениями, обеспечивая структурную поддержку, но ухудшая газообмен, то адаптивная стратегия сигов из исторически загрязненной части озера направлена на снижение компенсаторной пролиферации, тем самым улучшая газообмен.

Печень участвует в метаболизме загрязняющих веществ, что делает ее и мишенью, и органом, обеспечивающим защитные функции организма [9]. Гистопатологические изменения печени сигов из незагрязненной части озера были более значительно выражены, тогда как у сигов из исторически загрязненной части озера были незначительны (табл. 2). Наиболее частыми поражениями ткани печени были фиброз и некроз. Эти поражения, а также общий показатель гистопатологии печени (І<sub>печень</sub>) коррелируют с биоаккумуляцией Fe, Cu, Se, Ni  $\mu$  W (r > 0.65, p < 0.005).

Готовность к эндоцитозу и фагоцитозу поддерживается антиоксидантным статусом рыб (взаимосвязь нейтрофилов (r = 0.63, p < 0.01), сегментоядерных нейтрофилов ( $r = 0.654 \, p < 0.005$ ) и моноцитов в крови (r = 0.70, p < 0.001) с отношением S:Se в печени рыб). Следует заметить, что биоаккумуляция Ni и W наблюдается, наоборот, с понижением антиоксидантного статуса (r = -0.65, p < 0.005 и r = -0.61, p < 0.01 соответственно), и их биоаккумуляция напрямую связана с поражениями печени. Следует также учитывать, что фагоцитарная активность приносит не только разрушение и воспалительные реакции, но и положительные эффекты, запускающие репаративные реакции. Например, нейтрофилы были положительными и на металлопротеиназы 2 и 9 (Са<sup>2+</sup> и Zn<sup>2+</sup>-зависимых протеиназ, участвующих в деградации компонентов внеклеточного матрикса и ремоделировании ткани) [7].

Метаболизм и хранение таких эссенциальных металлов, как Fe, Cu и Se в основном осуществляется в печени. Если они активно используются у сигов из исторически загрязненной части озера, то они, по-видимому, запасаются и захораниваются в ферритине и гемосидерине для Fe. церулоплазмине и МТ для Cu и SeMet для Se, что может составлять как запасной пул, так и вероятную причину токсичности у сигов из незагрязненной части озера. Таким образом, тонкая грань между эссенциальностью и токсичностью Fe, Cu и Se проявилась у сигов из исторически загрязненной и незагрязненной частей озера.

Почки. Значительная часть зажаберной крови проходит через почки рыб и, следовательно, поражения почек могут являться индикатором интоксикации организма. Общая интоксикация, по-видимому, может налагать дополнительную нагрузку на почки в выведении не только токсичных веществ, но и эндогенных продуктов метаболизма. Хотя достоверных отличий в патологиях почек не было обнаружено (табл. 2), но механизмы, вовлеченные в процессы детоксикации и утилизации, могут сильно различаться (рис. 1 б).

Мононуклеарные фагоциты (моноциты и макрофаги) влияют на эффективность процессов эндоцитоза и деградации, с другой стороны, функции мелано-макрофагальных центров (ММЦ) – иммунные: хранение, разрушение и детоксикация экзогенных и эндогенных веществ; рециркуляция Fe [8]. Если увеличение числа и площади ММЦ при снижении моноцитов и макрофагов наблюдалось у сигов из незагрязненной части озера, то наоборот, снижение ММЦ при увеличении моноцитов и макрофагов было у сигов из исторически загрязненной части озера (рис. 1 б). Увеличение ММЦ, по-видимому, является следствием того, что мононуклеарные фагоциты не справляются с утилизаций экзогенных и эндогенных веществ.

Фиброэластоз и некроз, гистопатологический индекс почки (І<sub>почка</sub>) ассоциированы с биоаккумуляцией Zn (*r* > 0.69, *p* < 0.005) и Co (*r* > 0.63, *p* < < 0.005). Ratn и др. [13] показали, что Zn накапливается в почке рыб больше, чем в печени, и нарушения равновесной динамики нормального окислительного метаболизма приводят к последующим повреждениям ДНК и белков и вызывают дегенеративные изменения клубочков. Кобальт при любых экзогенных и эндогенных условиях перераспределяется в почку рыб [14]. Если Со является ключевым компонентом кобаламина и кофактором различных ферментов, то недавно было показано, что он является имитатором гипоксии и сигналом накопления поврежденных реактивными видами кислорода протеинов в почке рыб [15]. Таким образом, повышенная аккумуляция Zn и Co в почке рыб может служить маркером переизбытка накопления клеточного "мусора" и признаком того, что фагоцитарная система не справляется с их утилизацией.

### выводы

Таким образом, озеро Имандра, в прошлом интенсивно загрязняемый водоем тяжелыми металлами, является уникальной моделью для исследования физиологических реадаптаций рыб к улучшению условий после снижения поступления металлов. Повышенное отношение S к Se указывает на высокий антиоксидантный статус рыб из исторически загрязненной части озера, тогда как повышенная аккумуляция Fe, Cu и Se может служить маркером патологий печени, Zn и Co — патологий почек. В целом биологические реакции сига из исторически загрязненной части озера изменены: (1) высокий антиоксидантный статус поддерживает системы организма; (2) окислительные системы неспецифического иммунитета доминируют в защитных функциях; (3) адаптивная стратегия направлена на улучшение газообмена и увеличение гемоглобина в эритроцитах; (4) большая эффективность эндо- и фагоцитоза типична для рыб.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность И.М. Королевой и Л.А. Шуману за выполнение гематологических и гистологических анализов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00061).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Лукин А.А., Кудрявцева Л.П., Ильящук Б.П., Ильящук Л.И., Сандимиров С.С., Каган Л.Я., Вандыш О.И., Шаров А.Н., Шарова Ю.Н., Королева И.Н. Антропогенные модификации экосистемы озера Имандра. М: Наука, 2002. 476 с.
- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Шаров А.Н., Вандыш О.И., Кудрявцева Л.П. Антропогенная трансформация арктической экосистемы озера Имандра: тенденции к восстановлению после длительного периода загрязнения // Водные ресурсы. 2009. Т. 36. № 3. С. 312–325.
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I., Kudryavtseva L.P. Fish response of metal bioaccumulation to reduced toxic load on long-term contaminated Lake Imandra // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2020. V. 191. P. 110205.
- Bernet D., Schmidt H., Meier W., Burkhardt-Holm P., Wahli T. Histopathology in fish: proposal for a protocol to assess aquatic pollution // J. Fish Dis. 1999. V. 22. P. 25–34.
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I. Influence of Thermal Pollution on the Physiological Conditions and Bioaccumulation of Metals, Metalloids, and Trace Metals in

Whitefish (Coregonus lavaretus L.) // Int. J. Mol. Sci. 2020. V. 12. P. 4343.

- Fish Physiology: Homeostasis and Toxicology of Essential Metals. Wood C.M., Farrell A.P., Brauner C.J. (Eds.) London: Academic Press. 2012. V. 31A, 520 p.
- Da Silva W.F., Egami M.I., Santos A.A., Antoniazzi M.A., Silva M., Gutierre R.C., Paiva M.J.R. Cytochemical, immunocytochemical and ultrastructural observations on leukocytes and thrombocytes of fat snook (*Centropomus parallelus*) // Fish Shellfish Immunol. 2011. V. 31. P. 571–577.
- Hematology: Basic Principles and Practice. Hoffman R., Benz E.J., Silberstein L.E., Heslop H.E., Weitz J.I., Anastasi J., Salama M.E., Abutalib S.A. (Eds.). 7th ed. Philadelphia: Elsevier. 2018. 2408 p.
- Hinton D.E., Baumann P.C., Gardner G.C., Hawkins W.E., Hendricks J.D., Murchelano R.A., Okihiro M.S. Histopathologic biomarkers / In Biomarkers: Biochemical, Physiological and Histological Markers of Anthropogenic Stress. New York: CRC Press. 2017. P. 155–210.
- Nero N., Farwell A., Lister A., van Der Kraak G., Lee L.E.J., van Meer T., MacKinnon M.D., Dixon D.G. Gill and liver histopathological changes in yellow perch (Perca flavescens) and goldfish (Carassius auratus) exposed to oil sands process-affected water // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2006. V. 63. P. 365–377.
- Wood C.M., Eom J. The osmorespiratory compromise in the fish gill. // Comp. Biochem. Physiol. A. 2021. V. 254. P. 110895.
- Costa P.M., Diniz M.S., Caeiro S., Lobo J., Martins M., Ferreira A.M., Caetano M., Vale C., DelValls T.Á., Costa M.H. Histological biomarkers in liver and gills of juvenile Solea senegalensis exposed to contaminated estuarine sediments: A weighted indices approach // Aquat. Toxicol. 2009. V. 92. P. 202–212.
- Ratn A., Prasad R., Awasthi Y., Kumar M., Misra A., Trivedi S.P. Zn<sup>2+</sup> induced molecular responses associated with oxidative stress, DNA damage and histopathological lesions in liver and kidney of the fish, *Channa punctatus* (Bloch, 1793) // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2018. V. 151. P. 10–20.
- Гашкина Н.А. Эссенциальные элементы в органах и тканях рыб в зависимости от токсичности среды обитания и физиологического состояния // Геохимия. 2017. Т. 55. № 10. С. 934–941.
- мия. 2017. Т. 55. № 10. С. 934–941.
  15. Kubrak O.I., Husak V.V., Rovenko B.M., Storey J.M., Storey K.B., Lushchak V.I. Cobalt-induced oxidative stress in brain, liver and kidney of goldfish Carassius auratus // Chemosphere. 2011. V. 85. P. 983–989.

# BIOGEOCHEMICAL MECHANISMS OF FISH RE-ADAPTATION TO DECREASE TOXIC POLLUTION

## N. A. Gashkina<sup>a,#</sup> and Corresponding Member of the RAS T. I. Moiseenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: ngashkina@gmail.com

The mechanisms of biogeochemical adaptation of fish to survival in the historically contaminated Lake Imandra were studied. The role of trace elements in the protective functions of the organism and their importance in the readaptation of organisms to improving the habitat was established. An elevated S to Se ratio indicates a high antioxidant status of fish from the historically contaminated part of the lake, while an increased accumulation of Fe, Cu, and Se can serve as a marker of liver pathologies, and Zn and Co, of kidney pathologies.

*Keywords:* pollution reduction, elements, bioaccumulation, hematological and immunological responses, organ pathologies ———— ГЕОЭКОЛОГИЯ ———

УДК 621.039.7

## ДИФРАКЦИЯ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МАТРИЦ ВЫСОКОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

# © 2022 г. Член-корреспондент РАН С. В. Юдинцев<sup>1,2,\*</sup>, М. С. Никольский<sup>1</sup>, О. И. Стефановская<sup>2</sup>, Б. С. Никонов<sup>1</sup>, А. С. Уланова<sup>1</sup>

Поступило 06.07.2022 г. После доработки 22.08.2022 г. Принято к публикации 25.08.2022 г.

Для двух образцов: с Th (имитатор Pu) и Nd (имитатор фракции P3Э–актиниды) показаны возможности сканирующей электронной микроскопии и дифракции отраженных электронов при изучении матриц для захоронения высокоактивных отходов. Образцы получены плавлением и сложены муратаитом и цирконолитом (образец с Th), или пирохлором, цирконолитом и рутилом (образец с Nd). Муратаит представлен полисомом 8C, а цирконолит – политипами 3T (образец с Th) или 4M (образец с Nd). Появление цирконолита в образце с Nd вероятно обусловлено восстановлением части титана до трехвалентного состояния при реакции расплава и стеклоуглеродного тигля. Сделан вывод об эффективности метода дифракции отраженных электронов при изучении строения кристаллических матриц для радиоактивных отходов.

*Ключевые слова:* актиниды, матрица, структура, дифракция отраженных электронов **DOI:** 10.31857/S2686739722601302

Ядерный топливный цикл генерирует свыше 10% электроэнергии в мире, но при этом образуются экологически опасные радиоактивные материалы. Наибольшая угроза связана с облученным ядерным топливом (ОЯТ) и высокоактивными отходами (ВАО) его переработки. ОЯТ и ВАО предлагается размещать в глубоком хранилище, безопасность которого обеспечат инженерные барьеры (контейнер, матрица ВАО, бентонитовый буфер) и вмещающие породы. Разработка матриц отходов ведется около 60 лет [1-3], промышленное отверждение ВАО началось в 1970-х гг. в боросиликатные стекла во Франции и в 1980-х гг. в алюмофосфатные стекла в России. Делаются попытки модификации состава стекломатриц для адаптации к другим типам ВАО: от пирохимической переработки ОЯТ, различным фракциям радионуклидов (Cs-Sr, РЗЭ-актиниды), Ри [2, 3]. Возможности существенного улучшения их свойств ограничены и прогресс в данной области связан с кристаллическими и стеклокристалличе-

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия скими матрицами [1—7]. Сепарация радиоактивных отходов на группы элементов с близкими химическими свойствами [8] упрощает выбор матриц для их иммобилизации. В частности, для этого предлагаются соединения со структурами минералов: перовскита, поллуцита и голландита (фракция Cs—Sr), цирконолита, пирохлора, муратаита, монацита и бритолита для актинидной и РЗЭ-актинидной фракций высокоактивных отходов.

На начальном этапе изучения матриц применяют имитаторы актинидов - стабильные элементы (РЗЭ) или природные радионуклиды (Th, U). Разными методами в них определяют структуру и состав фаз, физические и теплофизические свойства (механическая прочность, теплоемкость, теплопроводность), радиационную и коррозионную устойчивость. Эти данные затем служат основой при изготовлении образцов с реальными радионуклидами. Важнейшие свойства емкость в отношении отходов, поведение при облучении и устойчивость в воде зависят от кристаллохимических особенностей фаз, слагающих матрицы. Наличие примесей в отходах часто приводит к появлению в матрицах второстепенных фаз. Если они не содержат радионуклидов или их стойкость близка к устойчивости основной фазы, это не влияет на свойства матрицы ВАО. В то же время даже небольшое количество растворимых соединений радионуклидов ухудшит изоляцион-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: yudintsevsv@gmail.com



**Рис. 1.** Получение линий Кикучи в сканирующем электронном микроскопе методом ДОЭ.

ные свойства матриц. Поэтому ключевой задачей их изучения является получение данных о структуре и составе фаз радионуклидов (имитаторов) рентгенофазовым анализом, в сканирующем и просвечивающем электронном микроскопах. Еще один способ – это сочетание сканирующей электронной микроскопии (СЭМ/ЭДС) и дифракции отраженных электронов (ДОЭ). Основными областями применения этой методики являются опрелеление размеров и ориентации зерен фаз. анализ их деформаций и кристаллической структуры [6, 7, 9–11]. Ниже приведены результаты изучения двух образцов матриц с имитаторами актинидов (Th или Nd), состоящих из членов полисоматического ряда пирохлор-муратаит и политипов цирконолита.

Полисомами [12, 13] называют соединения (минералы или искусственные фазы), структуры

которых сложены блоками различных простых структур в разных пропорциях. Структуры крайних членов полисоматической серии (ряда) построены из блоков одного вида, промежуточных из блоков структур крайних членов. Примером служит ряд пирохлор-муратаит 3C с промежуточными членами – муратаитами 5С, 7С и 8С [14]. Политипными называются кристаллические структуры, построенные разной последовательностью укладки одинаковых слоев. В их обозначении цифра указывает на число слоев в элементарной ячейке, а буква – на симметрию решетки: С-кубическая, Н-гексагональная, О-ромбическая, Т – тригональная и М – моноклинная. Самый известный пример политипов в матрицах актинидов – пять модификаций цирконолита: 2M, 4M, 3O, 3T и 6T [15]. Политип (или полисом) фазы обычно определяют при изучении образца рентгенофазовым анализом и в просвечивающем электронном микроскопе, в том числе высокого разрешения [14–17]. Эту задачу осложняют многофазное строение и наличие фаз с близкой структурой (цирконолита, пирохлора и муратаита). Для изучения таких образцов перспективен метод СЭМ в сочетании с ДОЭ.

При падении пучка электронов на образец возникает их "точечный" источник. Эти электроны когерентно рассеиваются с образованием картины дифракции, регистрируемой детектором. Такая картина представляет набор светлых полос, ограниченных темными линиями. Их называют полосами Кикучи в честь исследователя, описавшего данный эффект. В материаловедении данный метод применяется с 1970-х гг. [18]. С целью получения картин ДОЭ в растровом электронном микроскопе образец наклоняют под углом 70° для увеличения доли выходящих из него электронов (рис. 1). При выполнении условия дифракции Брэгга для каждого семейства плоскостей образуются по два конусообразных пучка электронов. фиксируемых на экране в виде полос (или ли-



**Рис. 2.** СЭМ-изображение образцов с Th (a: 1 – цирконолит, 2 и 3 – муратаит, черное – поры) и Nd (6: 1 – пирохлор, 2 – цирконолит, 3 – рутил с мелкими включениями зерен пирохлора).



**Рис. 3.** СЭМ-изображение участка анализа (а: 1 – цирконолит, 2 и 3 – муратаит) и ДОЭ-картины фаз цирконолита (б, в) и муратаита (г, д) до (б, г) и после индексации линий (в, д).

ний). Их ширина пропорциональна удвоенному брэгговскому углу отражения и обратно пропорциональна межплоскостному расстоянию. Углы между полосами Кикучи связаны с углами кристаллографических плоскостей, а точки пересечения отвечают проекциям осей зон.

Нами методом ДОЭ исследованы образцы с Th (имитатор Pu) и Nd (фракция РЗЭ-актиниды), которые получены плавлением в стеклоуглеродном тигле на воздухе при 1500°С. Состав шихты первого образца (мас. %): 50.0 TiO<sub>2</sub>, 10.0 CaO, 10.0 MnO, 5.0 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5.0 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.0 ZrO<sub>2</sub> и 10.0 ThO<sub>2</sub>. Главные отражения на его рентгенограмме отвечают муратаиту. По данным СЭМ/ЭДС основной объем образца занимают зерна серого цвета, окруженные темной массой (рис. 2 а). В центре зерен расположены удлиненные кристаллы. Составы этих фаз приведены в табл. 1, средние значения, мас. %: серая фаза – 4.2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.5 CaO, 49.8 TiO<sub>2</sub>, 8.7 MnO, 2.8 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 11.4 ZrO<sub>2</sub>, 12.5 ThO<sub>2</sub>; темная фаза – 8.8 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 9.5 CaO, 54.7 TiO<sub>2</sub>, 11.0 MnO, 7.3 Fe<sub>2</sub>O3, 2.1 ZrO<sub>2</sub>, 6.6 ThO<sub>2</sub>; удлиненные кристаллы – 8.0 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 10.2 CaO, 39.7 TiO<sub>2</sub>, 4.0 MnO, 1.4 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 29.5 ZrO<sub>2</sub>, 13.3 ThO<sub>2</sub>. Предполагается, что серая и темная фазы – муратаит, а удлиненные кристаллы – цирконолит, что делает актуальным уточнение полисома муратаита и политипа цирконолита. Перекрывание пиков фаз и низкое количество цирконолита (около 10 об. %) осложняют решение этой задачи. Анализ картин ДОЭ (рис. 3) позволил определить политип цирконолита как 3Т, а обеих фаз муратаита – как полисомы 8С. Формула цирконолита Са<sub>0.67</sub>Th<sub>0.19</sub>Ti<sub>1.84</sub>Zr<sub>0.89</sub>Fe<sub>0.07</sub>Mn<sub>0.21</sub>Al<sub>0.13</sub>O<sub>7</sub>, для муратаита, согласно [14], расчет выполнен на 823 O<sup>2-</sup>: Ca<sub>76,52</sub>Th<sub>19,4</sub>Ti<sub>254,73</sub>Zr<sub>37,86</sub>Fe<sub>14,54</sub>Mn<sub>50,35</sub>Al<sub>33,55</sub>O<sub>823</sub> (светлый центр зерен) и  $Ca_{65.04}Th_{9.53}Ti_{259.29}Zr_{6.31}Fe_{34.68}Mn_{58.8}Al_{65.04}O_{823}$  (темные краевые части).

Кристаллохимическим аналогом малых актинидов ( $Am^{3+}$ ,  $Cm^{3+}$ ) служит  $Nd^{3+}$  [4, 5, 16], поэтому при поиске матриц P3Э–актинидной фракции большой интерес вызывают титанаты и цирконаты неодима. В системе Nd-Ti-Zr-O имеются [19] фазы:  $Nd_2TiO_5$ ,  $Nd_2(Ti,Zr)_2O_7$  (структура пирохлора),  $Nd_2Ti_2O_7$  и  $Nd_2Ti_4O_{11}$  (производные структуры перовскита),  $Nd_4Ti_9O_{24}$ , а также ZrTiO<sub>4</sub>,  $Nd_2O_3$ , ZrO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub>. Нами синтезирован образец расчетного состава, мол. %: 21  $Nd_2O_3$ , 16 ZrO<sub>2</sub> и 63 TiO<sub>2</sub>, который, согласно [19], должен состоять из двух фаз, пирохлора –  $Nd_2Zr_{1.6}Ti_{0.4}O_7$  и ZrTiO<sub>4</sub>. Однако реальный фазо-

**Таблица 1.** Составы фаз в образце с Th ( $\Sigma = 100$  мас. %), по данным СЭМ/ЭДС-анализа

Фаза	Al	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr	Th	0
цирконолит	0.8	7.5	23.6	3.0	1.1	23.0	10.8	30.2
цирконолит	0.9	7.1	24.6	3.5	1.3	19.6	12.8	30.2
цирконолит	1.3	7.2	23.3	2.7	0.6	23.0	11.6	30.3
муратаит 1	2.5	7.6	30.9	6.9	2.1	7.8	9.4	32.8
муратаит 1	2.0	7.8	29.2	6.8	1.9	10.0	10.2	32.1
муратаит 1	1.9	7.4	28.8	6.6	1.9	9.1	12.7	31.6
муратаит 2	4.6	7.0	33.1	8.2	4.5	2.6	5.2	34.8
муратаит 2	4.8	7.1	31.8	7.8	4.4	3.0	6.6	34.5
муратаит 2	4.7	6.4	32.8	8.7	4.8	2.0	5.9	34.7
Весь образец	2.5	7.3	29.0	6.3	2.5	10.2	9.8	32.4

Примечание. Муратаит 1 и 2 – анализы центральной (серое) и краевых (темное) частей зональных зерен.



**Рис. 4.** BSE-изображение участка образца (а: 1 – пирохлор, 2 – цирконолит 4М, 3 – рутил), карта ДОЭ (б: желтое – пирохлор, фиолетовое – цирконолит 4М, зеленое – рутил), а также распределение Nd (в), Ti (г) и Zr (д) в пределах той же области анализа.

вый состав оказался иной: на рентген-дифракционной картине имеются отражения пирохлора и слабые пики рутила, а по данным СЭМ/ЭДС (рис. 2 б, табл. 2) он сложен двумя титано-цирконатами неодима (светлого и серого цвета) и рутилом (черное). Зерна фазы светлого цвета имеют близкие к изометричным сечения: с учетом данных рентгенофазового анализа и СЭМ/ЭДС они идентифицированы как пирохлор. Удлиненные более темные кристаллы второй фазы замешают пирохлор, по составу они отвечают цирконолиту. Цвет этих зерен меняется от серого в центре до темного на периферии, что отражается в их составах (табл. 2). Высокое содержание неодима в рутиле связано, очевидно, с захватом при СЭМ/ЭДС-анализе имеющихся в нем зерен пирохлора.

Дифракция отраженных электронов подтвердила структуру пирохлора у светлой фазы, а лучшим совпадением картин ДОЭ цирконолита оказался политип 4М (рис. 4). Этот результат противоречит данным работы [19] об отсутствии цирконолита в системе Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -TiO<sub>2</sub>-ZrO<sub>2</sub>. Причина его появления, вероятно, связана с восстановлением Ti<sup>4+</sup> до Ti<sup>3+</sup> при реакции расплава со стеклоуглеродным тиглем:  $2Ti^{4+}O_2 + C = Ti_2^{3+}O_3 +$ + СО. Катионы  $Ti^{3+}$ , подобно  $Al^{3+}$  и  $Fe^{3+}$  [15, 16], служат компенсаторами заряда при изоморфном обмене:  $Nd^{3+} + Ti^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Ti^{4+}$ . Исходя из стехиометрии пирохлора ( $A_2B_2O_6O$ : A = Nd, B = Ti, Zr) и цирконолита (CaZrTi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>) формулы фаз рассчитаны на Zr + Ti = 2 для пирохлора и Nd + Zr + + Ті = 4 для цирконолита. В идеальном случае количество  $O^{2-}$  должно быть равно 7, но в расчетах получены значения 6.02 (пирохлор) и 7.40 (цирконолит). Для пирохлора это связано с дефицитом  $Nd^{3+}$  в позиции *A* и отсутствием одного аниона  $O^{2-}$ , ранее получены сходные результаты [20]. Отличие расчетной формулы цирконолита от идеальной вероятнее всего вызвано восстановлением Ti<sup>4+</sup> до Ti<sup>3+</sup>. В табл. 2 даны два варианта ее расчета: без  $Ti^{3+}$  и с учетом  $Ti^{3+}$ , в последнем случае это сделано для 7 анионов О<sup>2-</sup> и суммы кати-

Фаза	ì	Ti	Zr	Nd	0	В расчете на Ti <sup>4+</sup>	Формула с учетом $Ti^{3+}$
Пирохлор		16.5	13.1	46.6	23.4	$Nd_{1.35}Ti_{1.41}Zr_{0.59}O_{6.02}$	$Nd_{1.35}Ti_{1.41}Zr_{0.59}O_{6.02}$
Цирконолит	центр	21.5	14.6	38.0	25.8	$Nd_{1.22}Ti_{2.04}Zr_{0.74}O_{7.40}$	$Nd_{1.22}Zr_{0.74}Ti_{1.26}^{4+}Ti_{0.78}^{3+}O_7$
	края	23.5	11.8	38.5	26.2	$Nd_{1.20}Ti_{2.20}Zr_{0.60}O_{7.40}$	$Nd_{1.20}Zr_{0.60}Ti_{1.40}^{4+}Ti_{0.80}^{3+}O_7$
Рутил	1	46.8	7.0	10.8	35.5	$Ti_{0.86}Zr_{0.07}Nd_{0.07}O_{1.97}$	$Ti_{0.86}Zr_{0.07}Nd_{0.07}O_{1.97}$

Таблица 2. Составы (мас. %) и формулы фаз, для цирконолита расчет сделан с учетом Ti<sup>3+</sup>



**Рис. 5.** Образцы, полученные плавлением (а–г) или спеканием (д, е) с имитаторами фракции Cs–Sr (а–б: 1 – Cs-лейцит, CsAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>; 2 – смесь таусонита, SrTiO<sub>3</sub> и Sr-цельзиана, SrAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) или РЗЭ–актиниды (в–е: 1 – муратаит, 2 – кричтонит, 3 – цирконолит, 4 – стекло, 5 – рутил, 6 – диоксид циркония). Размеры меток равны 100 (а), 20 (б, г, е) или 50 (в, д) микрон.

онов, равной 4. Особенность состава цирконолита состоит в отсутствии кальция, что вызвано протеканием гетеровалентных изоморфных замешений:  $Nd^{3+} + Ti^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Ti^{4+}$  и 2  $Nd^{3+} \rightarrow Ca^{2+}$ +  $Zr^{4+}$ .

Известно [13], что в ячейке цирконолита 2М имеется 8 атомов Ti(1), 4 атома Ti(3) и Ti(2), а между двумя сетками из TiO<sub>6</sub>-октаэдров расположены <sup>VIII</sup>Ca<sup>2+</sup> и <sup>VII</sup>Zr<sup>4+</sup>. Два слоя TiO<sub>6</sub>-октаэдров с межслоевыми катионами образуют единичный структурный модуль. Поворот сеток TiO<sub>6</sub> октаэдров на угол, кратный 120°, формирует трехмо-

дульную ячейку политипа 3Т. Другие политипы возникают при изменении последовательности укладки слоев Ca/Zr и Ti–O. В частности, структура цирконолита 4M – это четырехслойный пакет из слоев политипа 2M и пирохлора с удвоением ячейки вдоль оси c, но сохранением моноклинной симметрии.

Имеется ряд других задач, для которых перспективен метод  $ДO\Theta$  – анализ структуры второстепенных фаз матриц (рис. 5 а–б), зональных зерен (рис. 5 в–г) и промежуточных фаз синтеза (рис. 5 д–е). Он позволяет изучать зерна размером менее 1 микрона, обычно такая приставка для анализа входит в комплектацию современных сканирующих электронных микроскопов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате кристаллохимических явлений политипии (в нашем случае цирконолита) и полисоматизма (серия пирохлор-муратаит) в матрицах для иммобилизации актинидов наблюдается богатое структурное разнообразие кристаллических фаз. Одно из основных требований к матринам — высокое солержание ралионуклилов. в связи с чем политипы цирконолита 4M, 3T и полисомы муратаита 5С, 8С представляют наибольший интерес. Их диагностика методом рентгеновской дифракции часто осложнена многофазным строением матриц – наличием сразу нескольких фаз со структурой, производной от решетки флюорита (пирохлор, цирконолит, муратаит, оксид Zr), низким содержанием цирконолита и муратаита. В таких случаях перспективно использование метода дифракции отраженных электронов.

Отметим, что данные для образца с имитаторами радионуклидов (стабильные изотопы или природные актиниды) имеют отношение к матрицам с реальными актинилами лишь при правильном выборе имитатора. Для трехвалентных актинидов (Am, Cm) таким имитатором служит Nd<sup>3+</sup> из-за сходных радиусов катионов в соответствующей координации [16]. Более сложная картина наблюдается при имитации плутония: для этой цели используют Се в силу близких радиусов ионов в парах Ce<sup>3+</sup>-Pu<sup>3+</sup> и Ce<sup>4+</sup>-Pu<sup>4+</sup>. Однако поля устойчивости ионов не совпадают (Се<sup>4+</sup> легче восстанавливается до Се<sup>3+</sup>) и между ними нет полной аналогии. Поэтому для имитации Pu<sup>3+/4+</sup> рекомендуется применять в восстановительной среде  $Ce^{3+}$ , а в окислительной —  $Th^{4+}$  [17], хотя радиус <sup>VIII</sup>Th<sup>4+</sup> (1.05 Å) и больше, чем <sup>VIII</sup>Pu<sup>4+</sup> (0.96 Å).

Методом ДОЭ определены структурные типы фаз в образцах с имитаторами плутония (Th) и фракции РЗЭ-актинидов (Nd). В образце с Th обнаружены цирконолит-3T и муратаит 8С. Цирконолит в образце с Nd представлен политипом 4M, в структуре которого имеются слои цирконолита 2M и пирохлора, его появление связано с восстановлением Ti<sup>4+</sup> до Ti<sup>3+</sup>.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Конфликт интересов отсутствует.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00058-а "Кристаллохимия матриц долгоживущих радионуклидов".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Полуэктов П.П., Суханов Л.П., Матюнин Ю.И. Научные подходы и технические решения в области обращения с жидкими радиоактивными отходами // Российский химический журнал. 2005. Т. XLIX. № 4. С. 29–41.
- 2. *Donald I.W.* Waste immobilization in glass and ceramic based hosts: radioactive, toxic, and hazardous wastes. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons Ltd, 2010. 507 p.
- 3. Handbook of advanced radioactive waste conditioning technologies. M.I. Ojovan (Ed.) Cambridge, UK: Woodhead Publ. Ltd., 2011. 488 p.
- Lumpkin G.R. Ceramic Host Phases for Nuclear Waste Remediation // In: Experimental and Theoretical Approaches to Actinide Chemistry, 1st Edition. J.K. Gibson, W.A. de Jong (Eds.). John Wiley & Sons Ltd. 2018. P. 333–377.
- 5. *Юдинцев С.В.* Изоляция фракционированных отходов ядерной энергетики // Радиохимия. 2021. Т. 63. № 5. С. 403–430.
- Tumurugoti P., Clark B.M., Edwards D.J., Amoroso J., Sundaram S.K. Cesium incorporation in hollanditerich multiphasic ceramic waste forms // Journal of Solid State Chemistry. 2017. V. 246. P. 107–112.
- Peterson J.A., Crum J.V., Riley B.J., Asmussen R.M., Neeway J.J. Synthesis and characterization of oxyapatite [Ca<sub>2</sub>Nd<sub>8</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>O<sub>2</sub>] and mixed-alkaline-earth powellite [(Ca,Sr,Ba)MoO<sub>4</sub>] for a glass-ceramic waste form // Journal of Nuclear Materials. 2018. V. 510. P. 623–634.
- Baron P., Cornet S.M., Collins E.D., De Angelis G., Del Cul G., Fedorov Yu., Glatz J.P., Ignatiev V., Inoue T., Khaperskaya A., Kim I.T., Kormilitsyn M., Koyama T., Law J.D., Lee H.S., Minato K., Morita Y., Uhlíř J., Warin D., Taylor R.J. A review of separation processes proposed for advanced fuel cycles based on technology readiness level assessments // Progress in Nuclear Energy. 2019. V. 117. Article ID 103091.
- Finkeldei S.C., Chang S., Ionescu M., Oldfield D., Davis J., Lumpkin G.R., Simeone D., Avdeev M., Brandt F., Bosbach D., Klinkenberg M., Thorogood G.J. Insight into disorder, stress and strain of radiation damaged pyrochlores: a possible mechanism for the appearance of defect fluorite // Frontiers in Chemistry. 2021. V. 9. Article ID 706736.
- Никольский М.С., Юдинцев С.В. Дифракция отраженных электронов в исследовании матриц для иммобилизации актинидов на основе фаз муратаитового типа // Кристаллография. 2021. Т. 66. № 1. С. 124–135.
- Юдинцев С.В., Никольский М.С., Никонов Б.С. Изучение матриц для иммобилизации <sup>99</sup>Тс методом ДОЭ // Доклады АН. Навуки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 130–137.

- Thompson J.B. Biopyriboles and polysomatic series // Am. Miner. 1978. V. 63. P. 239–249.
- Modular aspects of minerals. EMU Notes in Mineralogy. Merlino S. (Ed). Budapest, Eötvös. University Press. 1997. V. 1. 449 p.
- Pakhomova A.S., Krivovichev S.V., Yudintsev S.V., Stefanovsky S.V. Polysomatism and structural complexity: structure model for murataite-8C, a complex crystalline matrix for the immobilization of high-level radioactive waste // European Journal of Mineralogy. 2016. V. 28. № 1. P. 205–214.
- Smith K.L., Lumpkin G.R. Structural features of zirconolite, hollandite and perovskite, the major wastebearing phases in Synroc / In: Defects and Processes in the Solid State: Geoscience Applications, J.N. Boland, J.D. Fitzgerald (Eds.), Amsterdam: Elsevier, 1993. P. 401–422.
- Loiseau P, Caurant D., Baffier N., Mazerolles L., Fillet C. Glass-ceramic nuclear waste forms obtained from SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-ZrO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> glasses containing

lanthanides (Ce, Nd, Eu, Gd, Yb) and actinides (Th): study of internal crystallization // Journal of Nuclear Materials. 2004. V. 335. P. 14–32.

- Blackburn L.R., Sun S.-K., Gardner L.J., Maddrell E.R., Stennett M.C., Corkhill C.L., Hyatt N.C. Synthesis, structure, and characterization of the thorium zirconolite CaZr<sub>1-x</sub>Th<sub>x</sub>Ti<sub>2</sub>O<sub>7</sub> system // Journal of the American Ceramic Society. 2021. V. 104. Iss. 7. P. 2937– 2951.
- Electron Backscatter Diffraction in Materials Science. Schwartz A.J., Kumar M., Adamas B.L., Field D.P. (Eds). NY: Springer, 2009. 403 p.
- Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L. Lanthanide-containing zirconotitanate solid solutions // Journal of Solid State Chemistry. 1996. V. 127. P. 231– 239.
- Юдинцев С.В., Никольский М.С., Никонов Б.С., Мальковский В.И. Матрицы для изоляции актинидных отходов в глубоком скважинном хранилище // ДАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 217–222.

## ELECTRON BACKSCATTER DIFFRACTION AT THE STUDY OF NUCLEAR WASTE FORMS

# Corresponding Member of the RAS S. V. Yudintsev<sup>*a,b,#*</sup>, M. S. Nickolsky<sup>*a*</sup>, O. I. Stefanovsky<sup>*b*</sup>, B. S. Nikonov<sup>*a*</sup>, and A. S. Ulanova<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup>Frumkin Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: yudintsevsv@gmail.com

In matrices with Th (imitator of Pu) and Nd (imitator of REE-actinides fraction) scanning electron microscopy, SEM/EDS and electron backscatter diffraction, EBSD were used for accurate diagnostics of the phase. The samples are composed of murataite and zirconolite (sample with Th) or pyrochlore, zirconolite and rutile (sample with Nd). Murataite is represented by polysome 8C, while zirconolite is represented by polytype 3T in the sample with Th or polytype 4M in the sample with Nd. The probable reason for the appearance of zirconolite in the sample with Nd is reduction of titanium to the trivalent state during the reaction of the melt and the glassy carbon crucible. A conclusion is made about the effectiveness of the EBSD in studying matrices for radioactive waste, and the main tasks of future research are formulated.

Keywords: actinides, matrix, structure, electron backscatter diffraction

УДК 551.5+504.3

# ОСТРОВ ТЕПЛА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ НАД ГОРОДОМ УФА В 2021 г.

## © 2022 г. Д. Ю. Васильев<sup>1,2,\*</sup>, П. В. Вельмовский<sup>2</sup>, Г. Н. Семёнова<sup>3</sup>, академик РАН А. А. Чибилёв<sup>2</sup>

Поступило 01.08.2022 г. После доработки 12.08.2022 г. Принято к публикации 25.08.2022 г.

Исследуются остров тепла и уровень загрязнения атмосферного воздуха в городе Уфе путем анализа суточных данных с 9 стационарных станций государственной наблюдательной сети за состоянием окружающей среды и дистанционного измерителя профиля температуры. Показано, как особенности микроклимата в местах локализации станций, создаваемые особенностью орографии местности, влияют на расчетные значения острова тепла в Уфе. На базе дистанционных измерений метеорологического вертикального профилемера для города Уфы получены уникальные статистические характеристики термического поля. По вычисленным значениям параметра загрязнения атмосферы произведена оценка степени загрязнения городского воздуха.

*Ключевые слова:* городской остров тепла, загрязнение атмосферного воздуха, стратификация атмосферы, инверсия температуры воздуха, Уфа **DOI:** 10.31857/S268673972260151X

Влияние урбанизированных территорий на климат, состояние пограничного слоя атмосферы и окружающей среды является неоспоримым фактом [1]. Отличительной особенностью микроклимата урбанизированных территорий является значительное превышение температуры воздуха над городом в сравнении с периферийными областями. Городские постройки и дорожная инфраструктура значительно меняют радиационные, термические и аэродинамические характеристики пограничного слоя атмосферы [2]. Температурный режим и химический состав городского воздуха изменяются вследствие эмиссий загрязняющих веществ с промышленных предприятий и автомобильного транспорта. Исследованиями последних десятилетий установлено влияние городского острова тепла на загрязнение атмосферы

[3–11]. Целью данной работы являются выявление

<sup>1</sup>Уфимский государственный авиационный технический университет, Уфа, Россия

<sup>2</sup>Институт степи Оренбургского федерального исследовательского центра Уральского отделения Российской академии наук, Оренбург, Россия городского острова тепла и оценка уровня загрязнения воздуха на примере уфимской агломерации.

Для исследования пространственной аномалии температуры воздуха и концентрации загрязняющих веществ в атмосфере города были использованы инструментальные измерения с 9 стационарных станций государственной наблюдательной сети за состоянием окружающей среды гидрометеорологической службы Башкирского УГМС Росгидромета (https://www.meteorf.gov.ru) за 2021 г. (табл. 1). При организации наблюдательной сети инструментальные измерения производились с 23 станций, но за последние 30 лет их количество сократилось до нынешних 9, по этой причине нарушена последовательность в нумерации станций. Периодичность измерений температуры воздуха на станциях составляла 8 раз в сутки, а отбор проб для измерения разовых концентраций загрязняющих веществ производился ежедневно по неполной программе в 7, 13 и 19 ч местного декретного времени, в соответствии с [12]. Для получения профилей температуры и оценки воздействия города на пограничный слой атмосферы был использован уникальный прибор отечественной разработки (http://jsc-ams.com) метеорологический вертикальный температурный профилемер (МТП-5). Данный прибор настроен на измерение собственного теплового излучения атмосферы на частоте 60 ГГц, с разрешением по вертикали 50 м, дискретностью

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Башкирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Росгидромет, Уфа, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: vasilev.dyu@ugatu.su

### ОСТРОВ ТЕПЛА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Номер и адрес станции	Географически	Абсолютная высота местности, м	
1. ул. Минская, д. 64	54°42′38″ с.ш.	55°48′53″ в.д.	100
2. ул. Свободы, д. 29	54°49′13″ с.ш.	56°06′27″ в.д.	144
5. ул. Проспект Октября, д. 141	54°47′51″ с.ш.	56°02′19″ в.д.	156
12. ул. Мира, д. 12	54°48′47″ с.ш.	56°04′02″ в.д.	145
14. ул. Ульяновых, д. 57	54°49′32″ с.ш.	56°04′21″ в.д.	152
16.ул. Проспект Октября, д. 65/4	54°45′39″ с.ш.	56°00′15″ в.д.	188
17.ул. Гафури, д. 101	54°44′5.9″ с.ш.	55°55′55″ в.д.	155
18.ул. Достоевского, д. 102/1	54°43′82″ с.ш.	55°57′29″ в.д.	162
23.ул. Степана Злобина, д. 11	54°43′12″ с.ш.	55°59′49″ в.д.	150

Таблица 1. Основные характеристики используемой наблюдательной сети

**Таблица 2.** Группы загрязнения воздуха и ранжирование параметра *P* [12]

Параметр Р							
Номер группы	Градации параметра Р	Характеристика загрязнения воздуха	Средняя повторяемость, %				
Ι	>0.35	Относительно высокое	10				
II	0.21-0.35	Повышенное	40				
III	≤0.20	Пониженное	50				

измерений каждые 5 мин и диапазоном высот от 0 до 1000 м. Расположение сети станций и местоположение МТП-5 показано на рис. 1.

В метеорологической практике для оценки степени загрязнения городской атмосферы рассчитываются обобщенные показатели загрязнения воздуха для всего дня, основываясь на данных инструментальных измерений концентрации примесей. Одним из таких показателей является параметр загрязнения атмосферы *P* [13], рассчитываемый по формуле (1):

$$P = \frac{m}{n},\tag{1}$$

где *n* — общее количество наблюдений за концентрацией примесей в городе в течение одного дня на всех стационарных постах; *т* – количество наблюдений в течение этого же дня с концентрациями q (мг/м<sup>3</sup>), которые превышают среднее значение  $q_{cp}$  более чем в 1.5 раза ( $q > 1.5q_{cp}$ ). Таким образом, параметр Р представляет собой отношение количества существенно превышенных концентраций (относительно среднего значения) к общему числу измерений в течение дня. Значения предельно допустимых концентраций примесей в атмосфере и ранжирование параметра Р представлены в табл. 2 [13]. Параметр Р может изменяться от 0 (ни одна из концентраций не превышает  $1.5q_{cp}$ ) до 1 (все измеренные концентрации превышают 1.5q<sub>ср</sub>). В табл. 2 приведены ранжирование значений параметра *P* и соответствующие им уровни загрязнения воздуха.

По данным за 2021 г. установлено, что центральная часть города Уфы в среднем за год примерно на 2°С теплее периферийной части. Также наблюдаются значительные сезонные флуктуации температуры воздуха (рис. 2), когда годовой минимум приходится на осень и зиму (октябрьянварь) - период активной атмосферной циркуляции с большой частотой и продолжительностью атмосферных осадков, а максимум температуры воздуха наблюдается весной и летом (май-июль). что связано с возрастанием частоты застоев воздуха в пограничном слое атмосферы. По сравнению с летним сезоном, в холодный период уменьшается разность температур на большинстве станций города Уфы из-за наличия снежного покрова и воздействия активных крупномасштабных атмосферных процессов [14, 15]. Городской остров тепла (ГОТ) устойчиво проявляется в Уфе при сопоставлении температуры воздуха на станции 1 (Дёмский район города, расположенный на противоположном, левом берегу реки Белой и поэтому отдаленный от других районов города) с температурами всех остальных 8 станций наблюда-Разность температур тельной сети. межли станцией 1 и остальной сетью (рис. 2) отражает тепловое воздействие города, а также влияние природных факторов, к которым относится микроклимат, формирующийся в условиях холми-



**Рис. 1.** Карта города Уфы с выделенными административными округами: красными точками обозначены 9 стационарных станций государственной наблюдательной сети за состоянием окружающей среды; желтой звездочкой — расположение метеорологического вертикального температурного профилемера (МТП-5). Слой карты, содержащий лесные массивы, гидрографию местности, автомобильную инфраструктуру и городские постройки, сгенерирован с использованием приложения Яндекс-карты (https://yandex.ru/maps).

стого рельефа и перепад высот для расположения станций, который составляет от 44 до 88 м.

В 2021 г. основной вклад в суммарные выбросы загрязняющих веществ в Уфе от стационарных источников внесли предприятия нефтеперерабатывающей промышленности (80.6%) и электроэнергетики (4.5%). Вклад автомобильного транспорта в суммарные выбросы составил 14.9%. В целом объем валовых выбросов от стационарных источников составил 141.5 × 10<sup>3</sup> т, а выбросы от автотранспорта 35.8 × 10<sup>3</sup> т. Данные по значениям предельно допустимых концентраций (ПДК) и их ранжирование по категориям (максимальные разовые ПДК<sub>м</sub> и средние годовые ПДК<sub>ср</sub>) в городе Уфе приведены в табл. 3. Следует отметить, что значения ПДК<sub>м</sub> и ПДК<sub>ср</sub> для города Уфы являются нормативами, которые определены Главной геофизической обсерваторией им. А.И. Воейкова (http://voeikovmgo.ru). Также в табл. 3 приведены значения максимальных разовых концентраций примесей  $q_{\rm M}$  и средних годовых концентраций загрязняющих веществ  $q_{\rm cp}$  в городе Уфе за 2021 г. Из табл. 3 видно, что средняя годовая концентрация диоксида серы  $q_{\rm cp}$  ниже 1ПДК<sub>ср</sub>, а максимальная разовая концентрация в 1.3ПДК<sub>м</sub> зафиксирована в августе. Значение  $q_{\rm cp}$ для NO<sub>2</sub> 0.98ПДК<sub>ср</sub> и максимальная разовая концентрация в 1.8ПДК<sub>м</sub> зафиксированы в ноябре, в



Рис. 2. Годовой ход разности средних месячных температур в 2021 г. между станциями 1, 2 и 17.

то время как значение  $q_{\rm cp}$  0.1ПДК<sub>ср</sub> для NO с максимальной разовой концентрацией в 1.8ПДК<sub>м</sub> установлены в октябре. Концентрация взвешенных веществ определена ниже 1ПДК<sub>ср</sub>, с максимальной разовой концентрацией в 4.4ПДК<sub>м</sub>. Значение  $q_{\rm cp}$  для СО определена ниже 1ПДК<sub>ср</sub>, а максимальная разовая концентрация зафиксирована в марте на уровне 1.5ПДК<sub>м</sub>. За 2021 г. к основным

Таблица 3. Предельно допустимые концентрации основных загрязняющих веществ	[12] и концентрации загряз-
няющих веществ в воздухе города Уфы в 2021 г.	

ПДК <sub>м</sub> (мг/м <sup>3</sup> )													
SO <sub>2</sub>	NO <sub>2</sub>	NO	H <sub>2</sub> S	NH <sub>3</sub>	НСОН	СО	Пыль	Фенол	HCl	Бензол	Толуол	Этилбензол	Ксилолы
0.50	0.2	0.4	0.008	0.2	0.05	5	0.5	0.01	0.2	0.3	0.6	0.02	0.2
	•					П,	ЦК <sub>ср</sub> (м	г/м <sup>3</sup> )					
0.05	0.04	0.06	0.002	0.04	0.003	3	0.075	0.003	0.02	0.005	0.4	0.004	0.1
							$q_{\rm M}$ (мг/м	м <sup>3</sup> )					
0.631	0.367	0.708	0.120	0.310	0.045	7.6	2.195	0.081	0.65	0.170	0.40	0.09	0.30
$q_{\rm cp}~({ m Mr/m^3})$													
0.005	0.039	0.008	0.000	0.014	0.005	0.6	0.071	0.001	0.03	0.006	0.07	0.07	0.07

Таблица 4. Метеорологические условия в городе Уфе

Метеорологическая характеристика	Многолетнее значение за период 1990–2020 гг.	Значение за 2021 г.
Атмосферные осадки	209	197
Повторяемость приземных инверсий температуры, %	34	29
Повторяемость застоев воздуха, %	21	23
Повторяемость ветров со скоростью 0—1 м/с, % (независимо от инверсий)	30	38
Повторяемость ветров со скоростью 0–1 м/с, % (без приземных инверсий)	12	17
Повторяемость приподнятых инверсий, %	39	52
Повторяемость туманов, %	0.5	0.1

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022



**Рис. 3.** Суточные колебания обобщенного показателя загрязнения воздуха (параметр *P*) города Уфы в 2021 г. Синим и красным пунктиром указаны соответственно повышенный и относительно высокий уровни загрязнения атмосферы.



**Рис. 4.** Температура воздуха в 1000-метровом слое над городом Уфа: (а) 23.01.2021 г. и (б) 22.08.2021 г.

загрязняющим веществам в городе Уфе следует отнести хлорид водорода и формальдегиды, их средняя годовая концентрация установлена на уровне  $1.7\Pi \square K_{cp}$ , а остальные примеси найдены ниже допустимых норм. Анализ инструментальных данных по примесям и вычисленным значениям параметра загрязнения атмосферы *P* (рис. 3) позволяет сделать вывод о высоком уровне загрязнения атмосферного воздуха в городе Уфе за 2021 г.

Известно, что в формировании уровня загрязнения атмосферного воздуха играют важную роль метеорологические условия, поскольку при слабых ветрах, штилях, застоях воздуха и температурных инверсиях концентрация примесей в атмосфере возрастает, а при сильных ветрах, атмосферных осадках снижается. Проведенное микроволновое зондирование нижних слоев атмосферы позволило с высоким пространственновременным разрешением определить характер устойчивости и свойственные пограничному слою атмосферы явления приземных инверсий. На годовой выборке инструментальных данных МТП-5 за 2021 г. для уровней в диапазоне 0–1000 м были вычислены градиенты температур. Также была создана отдельная выборка данных об инверсиях в городе Уфе за 2021 г. Необходимо отметить тот факт, что в некоторые из дней, когда значения параметра загрязнения атмосферы было условно повышенным ( $P \ge 0.35$ ), одновременно наблюдались температурные инверсии независимо от времени суток и года (рис. 4). Результаты проведенного анализа, представленные в табл. 4, позволяют утверждать, что метеорологические условия в 2021 г. способствовали увеличению концентрации загрязняющих веществ в атмосфере города Уфы. По проведенной оценке установлено, что в дневные часы в теплое и холодное время года остров тепла существенно размывается, а ночью усиливается. С помощью данных измерений МТП-5 идентифицировано явление температурной инверсии в городе Уфе с верхней границей до 300 м.

В заключение отметим, что по инструментальным данным и измерениям МТП-5 в городе Уфе проведен сравнительный анализ температурного режима и концентрации загрязняющих веществ в атмосфере. Установлено, что наибольшие отклонения от ПДК<sub>м</sub> и ПДК<sub>ср</sub> наблюдались на большинстве станций наблюдательной сети, расположенных в холмистой местности с большим перепадом высот. Для более точного исследования явления ГОТ и оценки его влияния на уровень загрязнения атмосферы в городе необходимо увеличить количество станций наблюдений, а также дополнительно установить, как минимум еще три прибора МТП-5, в разных частях города. В дальнейшем необходимо продолжать накапливать базу данных измерений для проведения климатических оценок.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам, сделавшим ряд полезных и критических замечаний, а также начальнику Башкирского УГМС (Росгидромет) В.З. Горохольской и старшему научному сотруднику Гидрометцентра (Росгидромет) И.Н. Кузнецовой за ценные замечания и полезные советы, высказанные в ходе подготовки статьи.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках темы Государственного задания № АААА-А21-121011190016-1.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Юшков В.П., Курбатова М.М., Варенцов М.И., Лезина Е.А., Курбатов Г.А., Миллер Е.А., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Каллистратова М.А. Моделирование городского острова тепла в период экстремальных морозов в Москве в январе 2017 г. // Известия РАН. ФАО. 2019. Т. 55. № 5. С. 13–31.
- 2. Демин В.И., Кузнецова И.Н., Брусова Н.Е., Нахаев М.И., Шалыгина И.Ю., Захарова П.В. Орографические эффекты в расчете городского острова тепла // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 2. С. 128–135.

- 3. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Оценка интенсивности и размеров острова тепла и влаги в г. Томск на основе прямых измерений // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 5. С. 419–425.
- 4. Кислов А.В., Варенцов М.И., Горлач И.А., Алексеева Л.И. Остров тепла московской агломерации и урбанистическое усиление глобального потепления // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2017. № 4. С. 12–19.
- 5. *Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н., Голицын Г.С.* Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом: новые результаты на основе дистанционных данных // ДАН. 2002. Т. 385. № 4. С. 541–548.
- 6. *Wang Y., Xiang Y., Song L., Liang X.* Quantifying the contribution of urbanization to summer extreme high-temperature events in the Beijing-Tianjin-Hebei urban agglomeration // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2022. V. 61. I. 6. P. 669–683. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0201.1
- Giani P., Genton M.G., Crippa P. Modeling the convective boundary layer in the terra-incognita: evaluation of different strategies with real-case simulation // Monthly Weather Review. 2022. V. 150. I. 5. P. 981–1001. https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0216.1
- Marques E., Masson V., Naveau P., Mestre O., Dubreuil V., Richard Y. Urban heat island estimation from crowdsensing thermometers embedded in personal cars // Bulletin of American Meteorological Society. 2022. V. 103. I. 4. P. 1098–1113. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0174.1
- Cheliotis I., Dieudonne E., Delbarre H., Sokolov A., Dmitriev E., Augustin P., Fourmentin M., Ravetta F., Pelon J. Properties of coherent structure over Paris: a study on an automated classification method for Doppler lidar observations // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2021. V. 60. I. 11. P. 1545–1559. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0014.1
- Zhang P., Ren G., Qin Y., Zhai Y., Tysa S.K., Xue X., Yang G., Sun X. Urbanization effects on estimates of global trends in mean and extreme air temperature // Journal of Climate. 2021. V. 34. I. 5. P. 1923–1945. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0389.1
- Zhang N., Chen Y., Luo L., Wang Y. Effectiveness of different urban heat island mitigation methods and their regional impacts // Journal of Hydrometeorology. 2017. V. 18. I. 11. P. 2991–3012. https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0049.1
- 12. РД 52.04.186—89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. М.: Госкомгидромет, 1991. 683 с.
- Сонькин Л.Р. Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 223 с.
- Васильев Д.Ю., Лукманов Р.Л., Ферапонтов Ю.И., Чувыров А.Н. Цикличность гидрометеорологических характеристик на примере Башкирии // ДАН. 2012. Т. 447. № 3. С. 331–334.
- Васильев Д.Ю., Павлейчик В.М., Семенов В.А., Сивохип Ж.Т., Чибилев А.А. Многолетний режим температуры воздуха и атмосферных осадков на территории Южного Урала // ДАН. 2018. Т. 478. № 5. С. 588–592.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 507 № 2 2022

## URBAN HEAT ISLAND IN BONDARY LAYER OF THE ATMOSPHERE AND AMBIENT AIR POLLUTION OVER CITY OF UFA IN 2021

D. Yu. Vasil'ev<sup>a,b,#</sup>, P. V. Velmovsky<sup>b</sup>, G. N. Semenova<sup>c</sup>, and Academician of the RAS A. A. Chibilev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Ufa State Aviation Technical University, Ufa, Russian Federation

<sup>b</sup>Steppe Institute, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Orenburg, Russian Federation <sup>c</sup>Bashkir Department of Hydrometeorological and Environmental Monitoring, Roshydromet, Ufa, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: vasilev.dvu@ugatu.su

The urban heat island and level of atmospheric air pollution in the city of Ufa are being investigated by analyzing daily data from 9 stationary stations of the state observation network for the condition of the environment and data from a remote meteorological temperature profilemeter (MTP-5). We show how the features of the microclimate in the detection spots of the stations created by the orography features of the of the station's location area affect the calculated value of the urban heat island in Ufa. On the basis of remote measurements of a meteorological vertical profiler for Ufa, unique statistical characteristics of the thermal field were obtained. Based on the calculated values of the atmospheric pollution parameter, the degree of urban air pollution was assessed.

Keywords: urban heat island, ambient air pollution, atmospheric stratification, temperature inversion, Ufa

———— ГЕОЭКОЛОГИЯ ————

УДК 622.4

# МОДЕЛИРОВАНИЕ, РАСЧЕТ И УПРАВЛЕНИЕ ТЕПЛОВЫМ РЕЖИМОМ ШАХТ И РУДНИКОВ ПРИ ОСВОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН Л. Ю. Левин<sup>1,\*</sup>, А. В. Зайцев<sup>1</sup>

Поступило 10.08.2022 г. После доработки 06.09.2022 г.

Принято к публикации 07.09.2022 г.

В работе представлены результаты фундаментальных и прикладных исследований, направленных на обеспечение безопасных условий труда по тепловому фактору при разработке глубокозалегающих месторождений твердых полезных ископаемых. Приведены актуальные параметры теплового режима действующих глубоких шахт и рудников России. Дано описание разработанной методологии определения эффективных мероприятий по управлению тепловым режимом горных предприятий, математических моделей и средств, используемых для расчетов параметров. Представлены перспективные направления исследований в области обеспечения безопасной и эффективной добычи полезных ископаемых в условиях неблагоприятного теплового режима на больших глубинах.

*Ключевые слова:* горное предприятие, полезное ископаемое, горная выработка, тепловой режим, микроклимат, кондиционирование, холодильная машина, рудничная вентиляция, математическое моделирование, теплообмен, тепловыделение, THC-индекс

DOI: 10.31857/S2686739722601636

### введение

На современном этапе развития многие горнодобывающие предприятия России для поддержания объемов добычи твердых полезных ископаемых вовлекают в отработку новые, глубокозалегающие запасы. С увеличением глубины ведения горных работ возрастает температура окружающего породного массива, что в совокупности с применением мощной, высокопроизводительной горной техники существенно ухудшает микроклиматические условия в подземных горных выработках. На ряде горных предприятий температура рудничной атмосферы достигает +40°С, что делает выполнение производственных операций практически невозможным. Поля распределения температур, относительных влажностей и скоростей движения воздуха в сети горных выработок определяют так называемый тепловой режим горного предприятия, который характеризует микроклиматические условия работы в подземных рабочих зонах. Для примера в табл. 1 приведены результаты измерений основных параметров теплового режима в наиболее глубоких участках ведения горных работ ряда действующих рудников России и Белоруссии [1].

С проблемой высоких температур воздуха горная промышленность столкнулась еще в середине прошлого века — за рубежом есть опыт добычи на большой глубине полезных ископаемых в ЮАР, Бразилии, Индии, Германии и ряде других стран [2, 3]. На территории СССР в середине прошлого века сформировалась сильная школа горной теплофизики по нормализации теплового режима глубоких шахт, прежде всего Донецкого угольного бассейна [4]. Но разработки того периода были ограничены мощностями вычислительной техники и сводились к разработке упрощенных оценочных моделей.

В настоящий момент разработкой технологий и технических средств для нормализации микроклиматических условий занимается ряд зарубежных инжиниринговых компаний, наиболее известными из которых являются BBE, CFT, Howden [5, 6]. Однако их подходы разработаны для условий теплого климата и относительно небольших горных предприятий и оказываются слабо применимыми для отечественных предприятий, столкнувшихся с проблемами высоких температур воздуха, отличительной спецификой которых являются холодный климат и наличие большой подземной инфраструктуры, а также сложность вентиляционных сетей горных выработок. Кроме

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Горный институт Уральского отделения

Российской академии наук, Пермь, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: aerolog\_lev@mail.ru

Месторождение, рудник	Глубина, м	Температура массива, °С	Температура воздуха, °С
Рудник 4 РУ ОАО "Беларуськалий"	850	+24	+35
Рудник Гремячинского ГОК ООО "ЕвроХим-ВолгаКалий"	1100	+31	+38
Рудник "Таймырский" ЗФ ПАО ГМК "Норильский никель"	1700	+38	+45
Шахта "Глубокая" ЗФ ПАО ГМК "Норильский никель"	2000	+51	+54

Таблица 1. Тепловой режим действующих глубоких рудников

того, требуется учет влияния на микроклимат горных выработок современных горных машин (конвейерных линий, погрузочно-доставочных машин, автосамосвалов и т.д.), а необходимая параметрическая база в виде мощностей тепловыделений, их связи с характеристиками машин, наработанная в прошлом веке, оказывается слабо пригодной.

Возникшие проблемы наряду с современными возможностями приборной базы и вычислительной техники послужили мощным стимулом к выполнению ряда фундаментальных и прикладных исследований, позволивших приступить к задаче управления тепловым режимом подземных рабочих зон при освоении глубокозалегающих месторождений.

Традиционные отечественные и зарубежные подходы основаны на выборе способа нормализации микроклимата в зависимости от глубины ведения горных работ и температуры окружающего массива пород [5]. Однако проведенные нами многочисленные экспериментальные исследования процессов формирования микроклиматических условий в глубоких рудниках показали наличие разнородных определяющих факторов на микроклимат рабочих зон [7]. Так, например, в главных воздухоподающих выработках, стволах, околоствольных дворах, существенное влияние оказывают параметры подаваемого воздуха, а температура горных пород и тепловыделения от горных машин влияет слабо. И наоборот, в рабочих зонах, где ведутся основные проходческие и добычные работы, параметры подаваемого атмосферного воздуха практически не влияют, а основное влияние оказывают именно температура породного массива и техногенные источники тепловыделения. Установленные закономерности легли в основу оригинального подхода к выбору способов управления тепловым режимом. учитывающего не только температуру массива, но и тип горных выработок, их удаленность и действующие факторы формирования теплового режима [8]. На рис. 1 схематично представлена диаграмма, позволяющая качественно отразить эффективность различных способов регулирования теплового режима в зависимости от глубины и типа рабочей зоны.

Однако количественное определение границ эффективности мероприятий в зависимости от горнотехнических условий требует разработки соответствующих математических инструментов для моделирования термодинамических процессов в сети горных выработок и окружающем их породном массиве.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В рамках выполненных фундаментальных исследований разработаны методы расчета тепло- и массопереноса в сети горных выработок произвольной топологии с учетом сопряженного влияния факторов теплообмена между воздухом и массивом горных пород, процессов влагообмена в рудничной атмосфере, тепловыделений от подземных техногенных источников в виде твердеющих закладочных массивов и горношахтного оборудования [1].

Задача решается на основе системы уравнений конвективно-диффузионного тепло- и влагопереноса в системе "горные выработки — массив горных пород". Сеть горных выработок моделируется в виде ориентированного графа. В сети горных выработок расчет производится на решения системы уравнений тепло- и массопереноса на основе метода конечных разностей, в рамках которого каждая *j*-я ветвь дискретизируется на расчетные ячейки длиной  $\Delta L_j$ . Расчет распределения температуры на следующем шаге по времени осуществляется по выражению:

$$T_{ij}^{t+1} = T_{i-1j}^{t} + \frac{W_{ij}^{t}\Delta t}{c_{a}\rho_{ij}S_{j}\Delta x_{ij}} + \frac{\alpha_{j}\left(T_{i,j}^{t} - \tau_{0,i,j}^{t}\right)F_{ij}\Delta t}{c_{a}\rho_{ij}S_{j}} + \frac{g\Delta x_{ij}\sin\alpha_{j}}{\left(c_{a} + \frac{R}{M}\right)},$$
(1)

где  $T_{ij}^{t+1}$  — температура воздуха в *i*-й ячейке *j*-й ветви в рассчитываемый момент времени, °C;  $W_{ij}^t$  —



Рис. 1. Диаграмма к выбору решений по нормализации микроклиматических условий рабочих зон различного типа.

количество теплоты, выделяющееся от техногенных источников в *i*-й ячейке *j*-й ветви в момент времени t, BT; c<sub>a</sub> – удельная теплоемкость воздуха, Дж/кг °С; α<sub>i</sub> – коэффициент теплоотдачи на границе "воздух – массив",  $BT/M^2$ ;  $\tau_{0,i,j}^t$  – температура массива горных пород на границе "воздух – массив" на участке *i*-й ячейки *j*-й ветви, °C;  $F_{ii}$  – площадь контакта і-й ячейки ј-й ветви с массивом горных пород, м<sup>2</sup>. Правая часть выражения (1.1) учитывает следующие факторы формирования температурного поля воздуха внутри горных выработок: первое слагаемое описывает трансляционный перенос за счет движения воздушной среды, второе слагаемое описывает влияние тепловыделений от техногенных источников, третье описывает теплообмен воздуха с окружающими горными породами, четвертое – нагрев или охлаждение воздуха за счет гидростатического сжатия или расширения при движении по вертикальным и наклонным горным выработкам в поле силы тяжести.

Для расчета распределения влажности воздуха в сети горных выработок используется следующее выражение

$$d_{ij}^{n+1} = d_{ij}^{n+1} + k_e \left( \phi_{ij} \right) \left( 1 - \frac{\phi_{ij}}{100} \right) P_{\text{sat}} \left( T_{ij} \right) \frac{\Delta t}{\Delta x_{ij}}, \quad (2)$$

где  $d_{ij}^{n+1}$  — влагосодержание воздуха до испарения влаги на *i*-м участке, кг/кг;  $\varphi_{ij}$  — относительная влажность воздуха на *i*-м участке до испарения, %;  $P_{\text{sat}}$  — давление насыщенного водяного пара при указанной температуре, Па. Аналогично выражению (1) первое слагаемое учитывает трансляционный перенос параметров воздуха, а второе — процесс влагообмена в горной выработке. Для этого применяется удельный эффективный коэффициент влагообмена  $k_e$ , учитывающий долю поверхности выработки, с которой происходит испарение или конденсация влаги, а также интенсивность влагообмена в зависимости от влажности воздуха. В выражении (1.1) температура поверхности

массива горных пород  $\tau_{0,i,j}^t$ , контактирующих с рудничной атмосферой, не является постоянной. Это связано с протеканием процесса теплообмена между рудничным воздухом и горными породами, для учета которого разработана модель сопряженного теплообмена. Массив горных пород моделируется в виде цилиндрической расчетной области, внешний радиус которой больше или равен размерам зоны теплого влияния (так называемой "тепловыравнивающей рубашки" [8]). Внутренний радиус цилиндра равен гидравлическому радиусу горной выработки r<sub>0</sub>. Теплораспределение в массиве определяется законом Фурье. Для решения задачи методом конечных объемов решается уравнение теплопроводности в плоском цилиндрическом слое на каждой *i*-й ячейке *j*-й ветви. При этом учитывается нестационарный характер температуры воздуха, поступающего по выработке. На рис. 2 представлены расчетная схема задачи сопряженного теплообмена между рудничным воздухом и массивом горных пород и дискретизация расчетной области по радиальной координате.

В рамках численной реализации метода конечных объемов расчетная область вокруг каждой ячейки ветви разбивается в радиальном направлении с неравномерным шагом  $\Delta r$ , имеющим минимальное значение у стенки выработки с постепенным увеличением к внешнему радиусу.

Система уравнений, выражающая тепловой баланс в выделенной расчетной области, имеет следующий вид:

$$c_{m}\rho_{m}\Delta V_{i,j}\left(\tau_{l,i,j}^{t}-\tau_{l,i,j}^{t-1}\right) =$$

$$= -\lambda_{m}\frac{\tau_{l,i,j}^{t}-\tau_{l-1,i,j}^{t}}{\Delta r_{l,j}}S_{l,i,j}\Delta t + \lambda_{m}\frac{\tau_{l+1,i,j}^{t}-\tau_{l,i,j}^{t}}{\Delta r_{l+1,j}}S_{l+1,i,j}\Delta t,$$
(3)

где  $S_{l,i,j}$  — поверхность границы контакта ячеек l — 1 и l;  $S_{l+1,i,j}$  — поверхность границы контакта ячеек l и l + 1;  $c_m$  — удельная массовая теплоемкость горных пород;  $\rho_m$  — плотность горных пород;  $\Delta V_{i,j}$  объем ячейки с индексами i иj;  $\tau_{l,i,j}^t$  — температура пород в рассматриваемой ячейке в момент времени k;  $\tau_{l,i,j}^{t-1}$  — температура пород в рассматриваемой ячейке в момент времени k - 1.  $\lambda_m$  — теплопроводность горных пород;  $\Delta r_{l,j}$  — радиальный шаг в ячейке с индексами l и j.

Для решения задачи применяется неявная временная схема, таким образом система уравнений (1.3) решается относительно неизвестных температур на следующем временном шаге.

Расчет распределения температур и влажностей воздуха по формулам (1.1) и (1.2), а также расчет распределения температур внутри массива горных пород (1.3) осуществляется с заданным шагом по времени во всей сети горных выработок и окружающих их элементов массива горных пород.

Полученные решения носят оригинальный характер и отличаются от традиционных подходов, предполагающих либо рассмотрение сопряженных задач в рамках отдельных горных выработок, либо решение сетевых задач тепло- и воздухораспределения с использованием модельных упрощающих характеристик, таких как коэффициент нестационарного теплоообмена, что существенно снижало область применимости и точность выполняемых расчетов.

Все предложенные модели получили численную реализацию в программном комплексе "АэроСеть" [9, 10] и верифицированы многочисленными экспериментальными исследованиями. Пример расчета теплораспределения в сети горных выработок и окружающем их породном массиве представлен на рис. 3.

### РАЗРАБОТКА СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ ТЕПЛОВЫМ РЕЖИМОМ

Развитие методов расчета позволило существенно увеличить точность расчета распределения микроклиматических параметров воздуха в сети горных выработок с учетом временного фактора и стало основой разработки оригинального позабойного способа расчета холодопотребности горных предприятий. При этом суммарная требуемая холодопотребность является функцией от параметров вентиляционного и теплового режимов рудника и представляет собой следующий минимизируемый функционал:

$$\sum_{i=1}^{N} W_i + \sum_{i=1}^{N} (T_{mi} - T_r) c_a \rho_a Q_i \to \min$$

где  $T_{mi}$  — температура непотревоженного массива горных пород на глубине *i*-й рабочей зоны, °C;  $c_a$  удельная теплоемкость воздуха, кДж/кг °C;  $\rho_a$  плотность воздуха, кг/м<sup>3</sup>;  $W_i$  — мощность тепловыделения в *i*-й рабочей зоне, складывается из мощности техногенного источника тепловыделения и суммарных теплопритоков из окружающего массива горных пород, кВт. Суммирование выражения осуществляется по всем рабочим зонам.

Рассчитанная минимальная холодильная мощность по всем рабочим зонам может быть технологически обеспечена различными способами и средствами кондиционирования с учетом особенностей отведения (или утилизации) избыточной теплоты. В связи с этим следующим этапом является решение задачи оптимизации параметров и мест размещения технических средств охлаждения воздуха и отведения избыточных тепло-



Рис. 2. Расчетная схема задачи теплораспределения в массиве горных пород вокруг горной выработки.

ЛЕВИН, ЗАЙЦЕВ



Рис. 3. Результат расчета нестационарного теплораспределения в сети горных выработок и окружающем породном массиве в АК "АэроСеть".

выделений по критерию минимального потребления энергии:

$$\sum_{j=1}^{N} \left( K_{Nj} W_{j}^{R} + N_{j}^{F} + N_{j}^{P} \right) \rightarrow \min$$

где N — общее число холодильных машин в системе;  $W_j^R$  — холодопроизводительность *j*-й холодильной машины, кВт;  $K_{Nj}$  — коэффициент холодильной мощности (отношение электрической мощности холодильной машины к ее холодопроизводительности, определяется типом холодильной машины и условиями ее работы);  $N_j^F$  — суммарная мощность вентиляторов, обеспечивающих проток воздуха через систему теплообменных аппаратов *j*-й холодильной машины, кВт;  $N_j^P$  — суммарная мощность насосов, обеспечивающих проток масла, тепло- и хладоносителей в *j*-й холодильной машине, кВт.

Как правило, для заданных условий рассматриваемые варианты систем управления тепловым режимом представляют ограниченный дискретный спектр, поэтому решение задачи оптимизации осуществляется методом вариантов. Для примера на рис. 4 представлена матрица вариантов, включающая суммарные электрические мощности и энергопотребление, отвечающие одной и той же минимальной требуемой холодопроизводительности. Расчеты приведены для условий шахты "Глубокая" ЗФ ПАО ГМК "Норильский никель", которая является самой глубокой в Евразии.

Из приведенных результатов видно, что одной холодильной мощности могут соответствовать существенно отличающиеся варианты по энергопотреблению и энергоемкости. На рис. 4 у каждой из схем верхняя цифра обозначает суммарное годовое энергопотребление. Видно, что оптимальным вариантом, отличающимся минимальными параметрами, является вариант с размещением холодильной машины на поверхности. Физически его эффективность обосновывается тем, что расположение холодильной машины с градирнями позволяет максимальным образом задействовать потенциал продолжительного холодного периода года в Норильске.

### СИСТЕМА КОНДИЦИОНИРОВАНИЯ ВОЗДУХА

На основе предложенного подхода реализовано множество проектов по управлению тепловым режимом на горных предприятиях [11, 12]. В частности, разработаны системы КШР-350Н и СКВ-250, предназначенные для местного кондиционирования воздуха, предусматривающие отведение избыточных тепловыделений в технологический шахтный трубопровод или исходящую вентиляционную струю. Установки в настоящее время находятся в промышленной эксплуатации на рудниках ЗФ ПАО ГМК "Норильский ни-



**Рис. 4.** Сравнение технологических схем обеспечения холодильной мощности 5800 кВт для шахты "Глубокая": Г – градирня, XM – холодильная машина, ВД/НД – рекуперативный теплообменник между контурами высокого и низкого давлений, TO – теплообменник.



Рис. 5. Воздухоохладитель (слева) и холодильная машина (справа) центральной подземной системы кондиционирования воздуха рудника "Таймырский".

кель", ОАО "Беларуськалий", Гремячинского ГОК ООО "ЕвроХим-ВолгаКалий".

Реализуется проект строительства самой большой в стране центральной подземной системы кондиционирования воздуха для обеспечения возможности отработки глубоких залежей С-3 и С-4 Октябрьского месторождения богатых сульфидных медно-никелевых руд с глубиной добычи полезных ископаемых до 1600 м. Разработанная система рассчитана на холодильную мощность 6 МВт и включает 14 распределенных охладителей с диапазоном мощности от 100 до 900 кВт. На рис. 5 представлены отдельные технические элементы системы.

### РАЗРАБОТКА ТЕПЛООБМЕННЫХ АППАРАТОВ И УПРАВЛЕНИЕ ЗОНАМИ ОХЛАЖДЕНИЯ

Реализация разработок на горных предприятиях стала возможна благодаря кооперации с

Охлаждаемая зона	Требуемая холодильная мощность
Общешахтная струя на направлении	1600 кВт
Призабойное пространство тупико-	180 кВт
вой выработки	
Камера отдыха персонала	15 кВт
Кабина машиниста комбайна	2.5 кВт

Таблица 2. Требуемые холодильные мощности в зависимости от зоны охлаждения

промышленным партнером — научно-производственным объединением "АэроСфера", расположенным в г. Перми. Применение шахтных систем кондиционирования показало, что во многом их итоговая эффективность определяется характеристиками теплообменных аппаратов. Шахтные условия накладывают ряд требований к их разработке – малые габариты, устойчивость к агрессивным средам и загрязнению, возможность обслуживания. Для их разработки в соответствии с этими условиями создана математическая модель расчета теплообменных аппаратов, учитывающая фазовые переходы влаги и хладагента, возможные различные направления движения сред. На производственной базе компании "АэроСфера" выполнены многочисленные натурные эксперименты различных материалов и конструкций теплообменных аппаратов. Итогом исследований стала разработка линейки высокоэффективных шахтных систем кондиционирования воздуха, удельный коэффициент теплопередачи теплообменных аппаратов которых на 18% превышает зарубежные аналоги [1].

Управление тепловым режимом горного предприятия является новым технологическим процессом, который требует внедрения на производстве и несет с собой дополнительные затраты. В связи с этим активно продолжаются работы по оптимизации разрабатываемых решений. Одно из них — выбор оптимальной по размерам охлаждаемой зоны. В табл. 2 представлены результаты расчета требуемой холодильной мощности в зависимости от размера зоны охлаждения. Расчеты выполнены для условий глубокого калийного рудника Гремячинского ГОК, отличающегося сравнительно небольшой сетью горных выработок. Результаты расчетов по данным вариантам представлены в табл. 2. Видно, что с уменьшением размера зоны охлаждения существенно снижается требуемая холодильная мощность. Это объясняется двумя причинами – уменьшением общего расхода охлаждаемого воздуха и уменьшением суммарного теплообмена между горными породами и объемом воздуха с поддерживаемыми микроклиматическими параметрами.

### НОРМИРОВАНИЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Другим направлением совершенствования систем нормализации микроклиматических условий является обоснование нормативных параметров микроклимата, обеспечивающих безопасные условия труда. Предпосылкой к возможности работ в данном направлении являются существующие в Федеральных нормах и правилах "Правила безопасности при ведении горных работ ..." [13] требования к микроклиматическим параметрам воздуха, которые не учитывают ряд важных особенностей. Во-первых, отсутствует учет комплексного влияния всех микроклиматических параметров воздуха - температуры, относительной влажности, скорости движения воздуха, излучения. Во-вторых, не учитывается время пребывания рабочих в зонах с различными микроклиматическими параметрами в течение смены, а также тяжесть выполняемых работ с точки зрения уровня энергозатрат.

Нами предложен подход, основанный на требованиях СанПиН 1.2.3685-21 "Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания" [14] и "Методикой проведения специальной оценки условий труда" [15]. Данный подход базируется на определении и нормировании среднесменного индекса тепловой нагрузки среды (ТНС-индекса) с учетом заданного класса вредности условий труда и тяжести выполняемых работ. ТНС-индекс является интегральным показателем и учитывает температуру, относительную влажность воздуха, скорость его движения и уровень излучения. Предельные значения ТНС-индекса и класс условий труда устанавливаются с учетом уровня энергозатрат при выполнении работ различных подземных профессий. Таким образом, задавшись предельно допустимым значением ТНС-индекса (исключающим опасные условия), возможно решить обратную задачу и установить предельные значения температуры и влажности с учетом тяжести выполняемых работ. Надо отметить, что ТНС-индекс широко применяется для нормирования микроклиматических условий в шахтах за рубежом [16].

На сегодняшний день в рамках этого подхода реализуются динамические модели расчета THCиндекса для горнорабочих, учитывающих нестационарную динамику изменения микроклиматических параметров, их пространственное распределение, время нахождения рабочих на разных участках. Пример динамики изменения THC-индекса горнорабочего очистного забоя приведен на рис. 6. Видно, что превышение допустимого значения THC-индекса носит кратковременный характер и не достигает опасных значений. Как



Рис. 6. Динамика изменения ТНС-индекса горнорабочего очистного забоя.

правило, это связано с моментами нахождения рабочего на наиболее нагретых участках горных выработок.

Предложенный подход нормирования на основе гигиенических нормативов с решением обратной задачи расчета предельных параметров микроклимата реализуется сегодня на горных предприятиях. Согласно пункту 4 статьи 3 № ФЗ-116 "О промышленной безопасности опасных производственных объектов" допускается отступление от требований промышленной безопасности, если установленных требований недостаточно или они не установлены. В качестве примера можно привести действующее Обоснование безопасности опасного производственного объекта, разработанное для условий рудника Гремячинского ГОК ООО "ЕвроХим-ВолгаКалий". С учетом гигроскопичных свойств калийных солей в руднике низкая относительная влажность воздуха, что позволяет увеличить допустимую температуру воздуха до +32°С (при условии относительной влажности воздуха не выше 35%) и применении соответствующих мероприятий по контролю за тепловой нагрузкой рабочих. Этот результат позволил уменьшить суммарную требуемую мощность систем кондиционирования воздуха с 6650 до 1730 кВт на период максимального развития горных работ без рисков для здоровья горнорабочих.

Аналогичные работы по обоснованию систем нормирования микроклиматических условий с учетом теплофизических особенностей горных предприятий выполняются сейчас для предприятий ОАО "Беларуськалий" и ЗФ ПАО ГМК "Норильский никель".

# ВЫВОДЫ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ

В работе представлены основные результаты фундаментальных и прикладных исследований, позволившие на современном этапе развития отечественных горных предприятий эффективно решать задачу нормализации микроклиматических условий в горных выработках при разработке глубокозалегающих запасов твердых полезных ископаемых.

Результаты проведенных работ позволяют использовать новую методологию при разработке и проектировании систем управления тепловым режимом, применение которой приводит к обеспечению безопасных условий труда по тепловому фактору в горных выработках глубоких рудников при минимальных капитальных и эксплуатационных затратах.

Полученные фундаментальные и прикладные результаты формируют фундамент комплексного решения задачи обеспечения нормальных условий труда при освоении глубокозалегающих запасов, но еще не решают весь спектр стоящих перед наукой и производством задач. На наш взгляд, безопасное и эффективное освоение глубокозалегающих запасов требует в перспективе решения следующих научно-технических задач:

 Исследование нестационарного характера техногенных источников тепловыделения с учетом переменных режимов работы и нагрузки, материалоемкости оборудования и его теплофизических характеристик, теплообмена с окружающим массивом горных пород и рудничной атмосферой.

 Исследование и разработка методов расчета динамической картины распределения микроклиматических параметров воздуха в пространстве горных выработок, их интеграция с местами и периодами пребывания горнорабочих, для прогнозирования тепловой нагрузки среды и разработке компенсирующих мероприятий.

 Разработка алгоритмов управления холодильной мощностью в сети горных выработок сложной топологии с нестационарными и подвижными источниками тепловыделений.

 Разработка систем кондиционирования малой мощности (до 15 кВт) во взрывобезопасном исполнении и устойчивым к работе в запыленной среде.

 Разработка технических решений по обеспечению устойчивой работы дизельных и электрических машин в условиях повышенных температур.

 Разработка средств индивидуальной противотепловой защиты горнорабочих и средств контроля тепловой нагрузки среды.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Зайцев А.В. Научные основы расчета и управления тепловым режимом подземных рудников: дис... д-ра техн. наук. 23.05.2019. Пермь, 2019. 249 с.
- 2. *McPherson M.J.* Subsurface ventilation and Environmental engineering. Chapman & Hall. 2009. 824 p.
- 3. *Brake D.J.* Mine ventilation // A Practitioner's manual. Mine Ventilation Australia: Brisbane. 2012. 686 p.
- 4. *Щербань А.Н., Кремнев О.А., Журавленко В.Я.* Руководство по регулированию теплового режима шахт: Изд-во 3-е, перераб. и дополн. М.: Недра, 1977. 359 с.
- 5. *Mackay L., Bluhm S., Van Rensburg J.* Refrigeration and cooling concepts for ultra-deep platinum mining. The 4th International Platinum Conference, Platinum in transition "Boom or Bust", The Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 2010.

- Funnel R.C., Bluhm S.J. Sheer T.J. Optimization of Cooling Resources in Deep Stopes / Proceedings of the 7th International Mine Ventilation Congress. Poland, 2001. P. 391–398.
- 7. *Karelin V.N.* Features of forming microclimatic conditions in mining excavations of deep mines // Eurasian Mining. 2013. № 2. P. 35–38.
- 8. Зайцев А.В., Левин Л.Ю. Разработка систем управления тепловым режимом подземных рудников // Вестник Государственной экспертизы. 2020. № 4. С. 19–27.
- 9. Левин Л.Ю. Проектирование систем вентиляции горнодобывающих предприятий с применением современных программно-вычислительных комплексов // Вестник Государственной экспертизы. 2019. № 4. С. 35–41.
- 10. Сайт аналитического комплекса Аэросеть / https://aeroset.net.
- 11. Левин Л.Ю. Нормализация микроклиматических условий горных выработок при отработке глубокозалегающих запасов калийных рудников // Горный журнал. Москва, 2018. № 8. С. 97–102.
- Зайцев А.В. Теплотехнические системы нормализации микроклиматических параметров воздуха в глубоких рудниках 3Ф ПАО ГМК "Норильский никель" // Горный журнал. Москва, 2018. № 6. С. 34–39.
- Федеральные нормы и правила "Правила безопасности при ведении горных работ и переработке твердых полезных ископаемых" (с изменениями на 21 ноября 2018 года).
- 14. СанПиН 1.2.3685-21 "Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания" // Утверждены постановлением главного государственного санитарного врача РФ № 2 от 28.01.2021 г.
- Методика проведения специальной оценки условий труда // Утверждена Приказом Министерства труда и социальной защиты РФ № 33н от 24.01.2014.
- 16. *Brake R*. A new generation of health and Safety Protocols for work in heat. MAUSIMM. 2013.

## SIMULATION, DESIGN AND CONTROL OF THE THERMAL REGIME OF DEEP MINES

## Corresponding Member of the RAS L. Yu. Levin<sup>*a*,#</sup> and A. V. Zaitsev<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia <sup>#</sup>E-mail: aerolog lev@mail.ru

The paper presents the results of fundamental and applied research aimed at ensuring safe working conditions in terms of the thermal factor in the development of deep deposits of solid minerals. The current parameters of the thermal regime of operating deep mines and mines in Russia are given. The description of the developed methodology for determining effective measures for managing the thermal regime of mining enterprises, mathematical models and tools used to calculate the parameters is given. Promising directions of research in the field of ensuring safe and efficient mining in conditions of unfavorable thermal conditions at great depths are presented.

*Keywords:* mining enterprise, mineral, mining, thermal regime, microclimate, air conditioning, refrigeration machine, mine ventilation, mathematical modeling, heat transfer, heat release, environmental heat load