ISSN 0869-7892



# РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2021 85

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

# РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

# REGIONAL GEOLOGY and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)



Главный редактор

О. В. ПЕТРОВ

Editor-in-Chief

Oleg PETROV

Санкт-Петербург 🗞 Издательство ВСЕГЕИ

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ № 85/2021

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия ПИ № ФС77-29340 от 24 августа 2007 г. (перерегистрация).

Главный редактор:

Петров О.В., чл.-корр. РАН

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)

Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН)

- Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)
- Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)

Ермилова О.К. (ВГБ)

- Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)
- Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
- Котов А.Б., чл.-корр. РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГГД РАН)
- Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
- Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
- Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
- Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук

Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГГМ РАН)

Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

- Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН)
- Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
- Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)
- Шатов В.В., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)

Editor-in-Chief:

Petrov O.V., Corr. Member of RAS

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS Tolmacheva T.Yu., D.Sc.

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc. (SPbU) Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc. (IGEM RAS) Vyalov V.I., D.Sc. (MSU) Egorov A.S., D.Sc. (SPMU) Ermilova O.K. (RGL) Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI) Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI) Kotov A.B., Corr. Member of RAS, D.Sc. (IPGG RAS) Larichev A.I., PhD (VSEGEI) Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI) Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI) Morozov A.F., PhD Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI) Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc. (SGM RAS) Sysoev A.P., D.Sc. (VSEGEI) Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc. (FEGI FEB RAS) Khudoley A.K., D.Sc. (SPbU) Seltmann R., D.Sc. (Natural History Museum, London) Shatov V.V., PhD (VSEGEI)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала:

на русском языке: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology\_met/content на английском языке (аннотации): http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php

Журнал распространяется через подписной каталог «Роспечать». Подписной индекс 71938.

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: А. М. Смирнова, О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, А. Ю. Салахова, С. В. Щербакова

Подписано в печать 22.03.2021. Дата выхода в свет 26.03.2021. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 16,9. Формат 60 × 84/8 Тираж 300 экз. Заказ № 80000633. Цена свободная

#### Адрес редакции и издателя

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106. Журнал «Региональная геология и металлогения». Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24) E-mail: izdatel@vsegei.ru

#### Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72, Санкт-Петербург, Россия, 199178. Тел. (812) 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru www.kf-vsegei.ru

© Издательство ВСЕГЕИ, «Региональная геология и металлогения», 2021



# С ДНЕМ ГЕОЛОГА!

# Уважаемые геологи – работники и ветераны отрасли!

От всей души поздравляю вас с профессиональным праздником — Днем геолога! Страна по достоинству оценила наш труд, утвердив 55 лет назад государственный статус этого знаменательного события!

Геологи внесли уникальный вклад в создание российской минеральносырьевой базы, укрепление отечественного промышленного, энергетического потенциала, способствовали освоению огромных территорий. Сегодня благодаря самоотверженному труду геологов открываются и осваиваются новые месторождения на суше и в акваториях морей, увеличиваются запасы полезных ископаемых, стабильно работают промышленные предприятия.

Быть геологом — это великая честь и большая ответственность. Уверен, что ваши знания, опыт и высокий профессионализм и в дальнейшем будут продвигать геологическую отрасль вперед и укреплять экономику России.

Коллеги, друзья! В день профессионального праздника примите искренние слова благодарности за ваш нелегкий труд. Крепкого здоровья, счастья и благополучия вам, вашим родным и близким, а также оптимизма в жизни и радости новых открытий!

Заместитель министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации – руководитель Федерального агентства по недропользованию

Е. А. Киселёв

4

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

В. А. Снежко, В. В. Снежко, Л. Н. Шарпёнок Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ)

В. А. Шахвердов, Ю. П. Кропачев, А. А. Московиев. О. В. Лронь Новые данные о причинах формирования кольцевых структур на льду озера Байкал

#### МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В. Ф. Проскурнин, О. В. Петров, А. П. Романов, И. И. Курбатов, А. В. Гавриш, М. А. Проскурнина Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс

С. И. Турченко, Т. Л. Турченко Особенности металлогении протерозойских интракратонных бассейнов Фенноскандинавского и Канадского шитов

В. А. Степанов Золоторудные месторождения провинции Зимбабве

С. И. Трушин, В. Е. Кириллов, А. С. Лапенко Благороднометалльные рудные формации зон активизации востока Яно-Колымской складчатой системы (Магаданская область, Россия)

> А. С. Духанин, С. Г. Алексеев, Н. П. Сенчина, О. Ф. Путиков

Подвижные формы нахождения металлов при электрохимическом воздействии на сульфидные минералы

Г. А. Олейникова, Ю. Н. Борин, В. Л. Кудряшов, В. А. Шишлов, С. С. Шевченко, О. В. Петров Восстановительное разложение – основа универсальной методики анализа горных пород на содержание благородных металлов

#### **ДИСКУССИЯ**

В. С. Шкодзинский Эволюция геодинамических обстановок в истории Земли

#### ЮБИЛЕИ

Анатолию Михайловичу Карпунину – 85 лет 114 Anatoliyu Mikhaylovichu Karpuninu – 85 years

# ПЕРЕЧЕНЬ СТАТЕЙ, 115 LIST OF ARTICLES ОПУБЛИКОВАННЫХ В 2020 ГОДУ

#### **REGIONAL GEOLOGY**

- V. A. Snezhko, V. V. Snezhko, L. N. Sharpenok 5 Malkinsky granite-leukogranite plutonic complex (North Caucasus)
- V. A. Shakhverdov, Yu. P. Kropachev, 21 A. A. Moskovtsev. O. V. Dron New data on the reasons for the ring structure formation on the ice of Lake Baikal

#### METALLOGENY

- V. F. Proskurnin, O. V. Petrov, A. P. Romanov, 31 I. I. Kurbatov, A. V. Gavrish, M. A. Proskurnina Central Arctic gold-bearing copper-molybdenum-porphyric belt
- S. I. Turchenko, T. L. Turchenko 50 Features of metallogenv of Proterozoic intracratonic basins in the Fennoscandian and Canadian Shields
- V. A. Stepanov 58 Gold deposits of the Zimbabwe Province
- S. I. Trushin, V. E. Kirillov, A. S. Lapenko 67
  - Noble metal ore formations in the activation zones in the eastern Yana-Kolyma Fold System (Magadan Region, Russia)

Mobile forms of metal speciation under electrochemical action upon sulfide minerals

G. A. Oleynikova, Yu. N. Borin, V. L. Kudryashov, 93 V. A. Shishlov, S. S. Shevchenko, O. V. Petrov Reductive decomposition: A basis for the universal technique of analyzing rocks for noble metals content

### DISCUSSION

V. S. Shkodzinskiy 103 Evolution of geodynamic settings in the Earth history

# **ANNIVERSARIES**

### **PUBLISHED IN 2020**

#### В. А. СНЕЖКО, В. В. СНЕЖКО, Л. Н. ШАРПЁНОК (ВСЕГЕИ)

### Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ)

Гранитоиды малкинского комплекса обнажаются в пределах Карачаево-Черкесского горстантиклинория складчатого сооружения Большого Кавказа и вскрыты скважинами на территории Центрального Предкавказья. Охарактеризованы гранитоиды отдельных массивов, их взаимоотношения с вмещающими породами, приведены петрографические и петрохимические признаки. На основании результатов исследований сделан вывод о том, что породы комплекса занимают промежуточное положение между I- и S-типами гранитов. Абсолютный возраст пород, определенный по цирконам, составляет 300–325 млн лет, и с учетом геологических данных гранитоиды комплекса отнесены к среднему карбону.

*Ключевые слова:* Северный Кавказ, Предкавказье, гранитоиды, комплекс, интрузив, петрографические, петрохимические характеристики, циркон, абсолютный возраст, средний карбон.

#### V. A. SNEZHKO, V. V. SNEZHKO, L. N. SHARPENOK (VSEGEI)

# Malkinsky granite-leukogranite plutonic complex (North Caucasus)

Granitoids of the Malkinsky complex are exposed in the Karachay-Cherkessian horst-anticlinorium fold structure of the Greater Caucasus and penetrated by wells in the Central Ciscaucasia. Separate arrays and their relationships with host rocks are described, their petrographic and petrochemical compositions are given. Based on the results of the studies carried out, it was concluded that the rocks of the complex occupy an intermediate position between the I- and S-types of granites. The absolute age of the rocks of the complex, determined from zircons, ranges from 300 to 325 Ma, and taking into account geological data, the granitoids of the complex are assigned to the Middle Carboniferous.

*Keywords*: North Caucasus, Ciscaucasia, granitoids, complex, intrusion, petrography, petrochemistry, zircon, absolute age, Middle Carboniferous.

Для цитирования: Снежко В. А., Снежко В. В., Шарпёнок Л. Н. Малкинский гранитлейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 5–20.

Гранитоиды палеозойского возраста широко развиты во всех структурно-тектонических зонах Северного Кавказа. В пределах самой северной из них, в Карачаево-Черкесском горстантиклинории, выделяется малкинский комплекс, гранитоиды которого ранее описывались как «северные», или «красные», граниты. Несмотря на довольно длительное изучение этих гранитоидов и многочисленные публикации, петротип комплекса до сих пор не описан. С целью изменения этой ситуации в статье приводится расширенная геологическая и вещественная характеристики плутонических образований с принятием в качестве типового объекта предложенный М. Х. Срабоняном в 2002 г. Малкинский массив.

В пределах Карачаево-Черкесского горстантиклинория (рис. 1, II на врезке) гранитоиды, объединенные в малкинский комплекс, трансгрессивно перекрыты триасовыми и юрскими отложениями в бассейнах рек Малка и Кубань. Его существование в качестве комплекса никем из исследователей не оспаривается, поскольку хорошо обнаженный достаточно крупный массив гранитоидов в долине р. Малка доступен и визуально отличается от других близких по составу пород Северного Кавказа почти повсеместно проявленной красноватой окраской. С породами Малкинского массива, ранее входившими в состав, как уже отмечалось, «северных», или «красных», гранитов, объединялись также гранитоиды ряда других тел, которые в настоящее время на основании полученных результатов исследований и особенностей их состава выделены в качестве даховского гранитового [28], невинномысского гранит-гранодиоритового [25] и ятыргвартинского гранитового [29] плутонических комплексов.

Гранитоиды малкинского комплекса формируют крупные тела с отчетливо выраженными контактовыми ореолами и серией посткинематических даек гранит-порфиров. История исследований пород комплекса охватывает длительный период, начинающийся с дореволюционных времен и продолжающийся до конца 1991 г., когда



Рис. 1. Схематическая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 междуречья Уруп — Малка (район распространения малкинского комплекса)

1 – кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения; 2 – мезозойские (юрские и меловые) отложения; 3 – палеозойские осадочно-вулканогенные образования; 4 – рифейские метаморфические осадочно-вулканогенные образования; 5–8 – плутонические комплексы (5 – кавминводский лейкогранитовый – сиенитовый, 6 – малкинский гранит-лейкогранитовый, 7 – аманкольский габбро-диоритовый, 8 – лахран-малкинский лерцолит-гарцбургитовый); 9 – контуры распространения гранитоидов малкинского комплекса (по А. Я. Дубинскому с дополнениями); 10 – массивы гранитоидов комплекса, вскрытые скважинами на разведочных площадях (1 – Урупский, 2 – Фроловский, 3 – Черкесский, 4 – Кисловодский, 5 – Ессентукский, 6 – Нагутский); 11 – основные тектонические нарушения. На врезке: схема тектонического строения домезозойских образований: I – Терско-Каспийский прогиб, II – Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, III – грабен-синклинорий Передового хребта, IV – горст-антиклинорий Главного хребта

В. М. Газеевым с сотрудниками в районе было проведено специализированное петролого-геохимическое изучение палеозойских гранитоидов. В более позднее время в небольшом объеме проведены тематические работы [9; 26].

Достаточно полное и подробное описание малкинских гранитоидов впервые привел в 1921 г. К. Н. Паффенгольц [20], тогда как основы современных представлений об их геологии заложены в 1940 г. А. П. Герасимовым [7]. Отдельные существенные черты строения массива, его пространственного положения и взаимоотношений гранитоидов с вмещающими породами рассмотрены в отчетах и публикациях Е.А. Снежко [28], С. М. Седенко, Г. А. Михеева, Р. А. Родченкова, М. Х. Срабоняна [29], И. П. Гамкрелидзе и Д. М. Шенгелия [6] и некоторых других исследователей. При этом характеристики и представления разных специалистов не только подтверждали или дополняли предшествующие, но нередко вступали с ними в противоречие.

Судя по геологической карте, составленной в 1976 г. А. Я. Дубинским, выходы малкинских гранитоидов образуют два крупных ареала общекавказского простирания (рис. 1). Выходы этих пород по рекам Тызыл. Малка. Мушт и Кубань являются, скорее всего, фрагментами южного интрузива или ряда тел субширотного направления, иногда выделяемого в качестве Кубано-Малкинского массива [32]. Севернее установлена еще цепочка крупных интрузивов (Урупский, Фроловский, Черкесский, Отрадненский, Кисловодский и др.), вскрытых скважинами под юрскими отложениями в пределах одноименных разведочных площадей, а также обнажающихся по рекам Эшкакон и Аликоновка (рис. 1). По-видимому, они – фрагменты другого крупного интрузива, выделяемого отдельными авторами (Г. П. Корневым и др.) как Кисловодско-Черкесский массив. Вмещающими для малкинских гранитоидов являются метаморфические образования рифея [23], перекрытые трансгрессивно нижнетриасовой молассой или нижне-среднеюрскими отложениями.

**Кубано-Малкинская группа интрузивов.** Наиболее крупные выходы гранитоидов малкинского комплекса находятся в среднем течении р. Малка (рис. 1), скальные выходы их установлены также по ее притокам (Хабаз, Тогайкол, Горалыкол,

Су-Улуко и др.). Западнее, по р. Мушт (левому притоку р. Малка) и ее притокам (Бирюлыкол, Чегукол, Бойталкол и др.), обнажается другой крупный выход этих же гранитов, являющийся продолжением малкинского массива. иногда выделяемого в качестве Мушт-Малкинского интрузива. В этом районе гранитоидный интрузив расположен на юго-западном крыле крупной Мушта-Малкинскй антиклинальной складки северо-западного простирания, образованной рифейскими метаморфическими сланцами (бечасынский комплекс). С вмещающими сланцами, которые подстилаются магнитными (по данным магнитометрии) породами – ультрабазитами или базитами, плутонические породы имеют активные интрузивные контакты. Породы бечасынского комплекса пол влиянием гранитоилов интенсивно преобразованы: вблизи контакта выделена зона пород биотит-хлорит-андалузит-мусковитовой фации, а далее следуют породы, регионально метаморфизованные в условиях биотитовой субфации. Перекрывающие гранитоиды песчаники и глинистые сланцы нижней юры залегают трансгрессивно на метаморфических породах и гранитоидах.

Гранитоиды образуют тело пластообразной формы [19] с южным падением под углами в 30°-50° (с кровлей положе подошвы) и мощностью около 600-800 м (южнее р. Харбаз, данные Р. А. Родченкова), срезающее южное крыло антиклинали. Магматические породы массива в нижней своей части насыщены (до 30 % объема) ксенолитами вмещающих кристаллических сланцев, круто падающих на северо-восток. По-видимому, ксенолиты – это фрагменты пород антиклинальной флексурной складки, к которой приурочено также расщепление верхов массива на две апофизы. Однако, по мнению Е. А. Снежко [28]. Малкинский массив состоит из двух пластовых тел, соединенных перемычкой. Севернее пластовых тел установлены дайкообразные и изометричные (10-15 м в поперечнике) выходы таких же гранитоидов, а удаленные от тел на 0,3-0,5 км скважины вошли в граниты на глубинах 319 и 388 м. Вполне возможно, что это апофизы, на глубине соединяющиеся в единый Малкинский интрузив. Контакты гранитов с вмещающими породами, как уже отмечалось, отчетливо интрузивные, иногда с появлением в породах эндо- и экзоконтактовых зон катакластических структур.

Малкинский массив образован главным образом биотитовыми гранитами — массивными, равномерно среднезернистыми, без порфировидных выделений, розовыми, красными, иногда серыми. В центральной части массива нередки шлировидные обособления гранодиоритового состава с пониженным (до 7 %) содержанием микроклина. По текстурно-структурным характеристикам гранитоиды комплекса достаточно однообразны — с гранитовой или гипидиоморфнозернистой структурами; в аплитах — с панидиоморфнозернистой. Состав (%): микроклин — 25–45, кварц — 25—30, плагиоклаз — 20—25, биотит — до 5, циркон, апатит.

В биотитовых гранитах плагиоклаз (25–40 %) встречается в виде призматических зерен размером 0,5–1,5 мм, обладающих заметным идиоморфизмом по отношению к кварцу и микроклину. Минерал всегда заметно замещен мелкочешуйчатым серицитом, реже соссюритом, и имеет слабовыраженную зональность: в центральных частях зерен олигоклаз – андезин (23–37% An), в краевых – альбит-олигоклаз (5–22 % An).

Калиевый полевой шпат биотитовых гранитов (25-40 %) образует ксеноморфные и почти всегда относительно более крупные зерна с хорошо выраженной, как правило, микроклиновой решеткой; реже встречаются зерна, не имеющие лвойникования, олнако тоже являющиеся микроклином [15]. По данным Л. А. Варданянца [5], одна часть Малкинского массива сложена типичными микроклиновыми гранитами, другая - гранитами, содержащими наряду с микроклином калиевый полевой шпат, переходный к анортоклазу. При этом Л. А. Варданянц предполагает, что около главного магмоподводящего канала (левобережье р. Малка) распространены микроклиновые разновидности гранита, а в периферических частях (бассейн р. Мушта) вместе с микроклиновыми отмечаются анортоклазовые. Рентгеновские и оптические исследования калиевых полевых шпатов гранитов Малкинского массива дали значения триклинной упорядоченности от 0,78 до 1,0; состав калишпатовой фазы —  $Or_{92}Ab_8$  [33]. Характерно образование мирмекитов кварца в плагиоклазе на контактах с зернами микроклина.

Кварц (25–30 %) образует крупные ксеноморфные зерна с волнистым погасанием. Биотит (5–8 %) – крупные свежие чешуйки бурого, реже зеленовато-бурого цветов. Почти всегда в нем встречаются мелкие включения зерен циркона и апатита.

Мусковит не характерен для этой разновидности гранитов, однако появление его чешуек (2–6%) приурочено к границам зерен плагиоклаза. Двуслюдяные и мусковитовые граниты отличаются лишь соотношением содержаний биотита и мусковита.

*Лейкократовые граниты*, как и другие разновидности гранитов малкинского комплекса, обычно имеют розовую или красную окраски. Характерной их чертой является то, что они практически лишены темноцветных минералов и включают повышенные содержания калиевого полевого шпата (до 40 %). В их мелкозернистых жильных разновидностях часто отмечается мусковит и калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом [28].

Биотитовые гранодиориты в Малкинском массиве представлены мелко- и среднезернистыми породами, встречающимися в виде мелких шлировидных обособлений среди среднезернистых красных гранитов. Основные породообразующие минералы – плагиоклаз (30–40 %) и биотит (до 25–30 %); в подчиненном количестве присутствуют микроклин (до 10 %), кварц (10–12 %), магнетит, апатит и циркон. Плагиоклаз (альбитолигоклаз) образует близкие к призматическим зерна со слабопроявленным полисинтетическим двойникованием, обычно слабосерицитизированные. Биотит как правило относительно равномерно рассеян в породе, образует идиоморфные чешуйки с резким плеохроизмом от темно-бурого с зеленоватым оттенком до светло-желтого, содержит точечные включения циркона и короткостолбчатые зерна апатита.

В бассейне р. Кубань гранодиориты имеют несколько иные составы плагиоклаза (55–65 %), кварца (15–17 %), амфибола (0–10 %) и микроклина (4–5 %); в незначительном количестве встречается мусковит. Интенсивно серицитизированный плагиоклаз представлен идиоморфными зернами размером в 2–3 мм, по составу отвечающими олигоклазу (12–25 % An); кварц – ксеноморфный с волнистым угасанием; редко встречающийся микроклин образует мелкие зерна с веретенообразной двойниковой решеткой; амфибол – удлиненные таблитчатые зерна зеленого цвета, в значительной степени замещенные агрегатом хлорита, карбоната и рудного минерала.

Аплиты жильных и дайкообразных тел характеризуются равномерным мелкозернистым сложением и изометричными формами зерен породообразующих минералов; в небольшом количестве в них присутствуют мелкие зерна розового граната. Редко в пределах гранитоидов, а также в жилах совместно с аплитами встречаются *пегматиты*. Они представляют собой грубозернистую породу, состоящую из кварца, микроклина и альбита, в ряде случаев образующих гранофировые срастания.

Кроме охарактеризованных выше гранитоидов И. П. Гамкрелидзе и Д. М. Шенгелия [6] диагностируют также в составе комплекса обособления плагиогранитов и аляскитов, связанные между собой и прочими гранитоидами постепенными переходами и не образующие крупных тел. Отмечается, что в долине р. Мушт широко распространены мусковитовые и аляскитовые разновидности, а в долине р. Малка преобладают биотитовые и двуслюдяные.

Плагиограниты сложены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз № 20), интенсивно серицитизированным, зональным (зональность нормальная, разница между зонами составляет 2–3 % анортитовой молекулы), биотитом, мусковитом, хлоритом, калиевым полевым шпатом (встречается спорадически), апатитом, цирконом и рудным минералом. Аляскиты, как и плагиограниты, быстро фациально сменяются другими разновидностями гранитоидов. В жилах лейкократовые аплит-аляскиты и аляскит-пегматоиды связаны между собой постепенными переходами.

К верхнему эндоконтакту массива и прилежащей части кровли помимо жильных (мощностью до 10 м) лейкогранитов, идентичных по составу таковым массива, приурочены относительно немногочисленные дайки аплитов, а также аплитовые инъекции во вмещающие породы и редко встречающиеся пегматиты — неправильные, иногда линзовидные выделения в биотитовых и жильных гранитах.

В подстилающих и прорванных гранитоидами протерозойских метаморфических сланцах также присутствуют многочисленные апофизы гранитов, мощностью от нескольких миллиметров до нескольких метров. В большинстве случаев они образуют тела, залегающие согласно с метаморфичекими сланцами. По данным Р. А. Родченкова, в сланцах подошвы массива отмечены также согласно залегающие дайки гранит-порфиров с порфировыми выделениями полевого шпата, биотита, редко кварца. Вполне возможно, что эти дайки гранит-порфиров приурочены к кровле расположенного севернее слабоэродированного крупного Кисловодского интрузива (рис. 1, массив 4).

Тызыльский массив. К востоку от Малкинского массива р. Тызыл вскрывает одноименный массив гранитоидов (рис. 1), интрудирующих протерозойские метаморфиты и перекрытых песчано-сланцевыми отложениями юры. В строении массива преобладают мусковитовые разновилности гранитов, часто содержащие в эндоконтактовой зоне ксенолиты вмещающих пород, обычно сохраняющих изначальную ориентировку и пронизанных согласными и секущими прожилками гранит-аплита. Среди гранитов эндоконтакта и пород ближнего экзоконтакта также присутствуют согласные и секущие прожилки, линзовидные обособления и пластовые жилы (до 10 м мощности и до 400 м протяженности) гранит-аплитов и аплитов.

Минеральный состав лейкогранитов Тызыльского массива (%): микроклин – 35–40 (иногда ортоклаз – до 30), альбит-олигоклаз – 10–30, кварц - 20-45, мусковит - 5-10 и отдельные чешуйки биотита. В редких случаях в породах плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, и они по составу приближаются к гранодиоритам. Жильные гранит-аплиты, аплиты, гранит-аляскиты и гранит-пегматиты (собственно пегматиты отсутствуют) по составу близки к материнским гранитам. Юго-западнее массива в тектонически опущенном блоке пород кровли отмечаются дайки гранит-порфиров, в том числе альбитизированных. Гранит-порфиры состоят из кварца (30-40 %), полевых шпатов (20-40 %), серицита (2-10 %) и порфировых выделений (до 6 %) микроклина, олигоклаза или кварца. В альбитизированных разностях пород вкрапленники (до 8 %) представлены альбитом, а основная масса – альбит-олигоклазом и серицитом, редко хлоритом.

Северо-западнее Мушта-Малкинского массива реками Хасаут, Эшкакон и Аликоновка (рис. 1) вскрыты небольшие по размерам выходы гранитов, весьма неоднородных по своему составу и текстурно-структурному облику. Это мелко-, средне- или крупнозернистые мусковитовые, двуслюдяные, чаще биотитовые граниты с постепенными переходами между ними. В мусковитовых лейкогранитах микроклин заметно преобладает над плагиоклазом и кварцем и, обладая относительно крупными зернами, формирует порфировидные разновидности. По р. Эшкакон Е. П. Мельниковой описаны дайки аплита (мощностью до 5 см), обособления крупнозернистого микроклин-плагиоклаз-кварцевого пегматита (до 30 см) и кварцевые прожилки. Тонкие жилки биотитовых гранитов отмечаются также в присутствующих в гранитах ксенолитах вмещающих амфиболовых и кварцевых сланцев.

Западнее Мушта-Малкинского массива породы комплекса развиты в долине р. Кубань (рис. 1), где они образуют серию мелких интрузивов вдоль Прикубанского, скорее всего, протерозойского разлома [19]. В опущенном северо-восточном от разлома блоке древние рифейские образования трансгрессивно перекрыты юрскими отложениями. В юго-западном блоке вмещающими для гранитов являются амфиболиты, амфиболовые сланцы и другие образования рифейского возраста [23]. Скважины по течению р. Индыш повсеместно вскрыли на глубине граниты, составляющие, по-видимому, основное тело интрузива, а его апофизы — выходящие на дневную поверхность мелкие тела.

Массивы р. Кубань сложены красными, розовыми и серыми гранитами и лейкогранитами, аляскитовыми, в том числе порфировидными (массивными или гнейсовидными) и гранит-порфировыми разновидностями, и пегматоидными обособлениями. Преобладающие среди них среднезернистые биотит-мусковитовые граниты по составу в целом близки таковым Малкинского массива, однако иногда содержат амфибол (до 5 %). В эндоконтакте нередко встречаются ксенолиты вмещающих пород, а в экзоконтакте – дайки лейкогранитов, гранит-пегматитов, аляскитовых гранитов и гранит-порфиров.

Кисловодско-Черкесская группа интрузивов. Как уже отмечалось, к северу от Кубано-Малкинской группы интрузивов (рис. 1) и почти параллельно ей расположены тела, сформированные также гранитоидами малкинского комплекса и объединенные в Кисловодско-Черкесскую группу интрузивов. По данным бурения, в южной части этой территории (район Кавказские Минеральные Воды) установлены Кисловодский, Ессентукский, Нагутский (рис. 1), а также не отмеченные на схеме Знаменский, Александровский и Ольгинский массивы [14].

Кисловодский и Знаменский массивы сформированы гранитами, вскрытыми скважинами в районе Кавказские Минеральные Воды. Граниты светло розовые, красноватые и розоватосерые средне- и крупнозернистые, состоят из кварца – 30 %, пелитизированного ортоклаза или микроклина – 25 %, серицитизированного плагиоклаза (альбит-олигоклаза) – 25 % и слюды – 3–10 %. При этом граниты Знаменского массива преимущественно мусковитовые, а Кисловодского – биотитовые. На отдельных участках отмечены скопления роговой обманки. В Ессентукском массиве установлены главным образом кварцевые диориты, в Нагутском и отдельных телах в пределах Кисловодского массива – гранодиориты. По геофизическим данным, породы Ольгинского массива и ряда более мелких тел диагностируются как гранодиориты. Минеральный состав гранодиоритов (%): кварц – 20–25, плагиоклаз – 55–60, биотит – 10-15, калиевый полевой шпат - 3-5, роговая обманка – 0–5, редко встречается пироксен. Плагиоклаз соссюритизрован и серицитизирован, калиевый полевой шпат – пелитизирован.

В западной части Кисловодско-Черкесского ареала скважинами также вскрыты слабоизученные мелкие тела гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов и лейкогранитов. Наиболее крупным из них является Черкесской массив (рис. 1, массив 3), имеющий слабовытянутую в субширотном направлении форму и сложенный в основном плагиогранитами, а в центральной части – гранитами и лейкогранитами. В плагиогранитах породообразующие минералы представлены (%) кварцем – 30. плагиоклазом – 50–55. калиевым полевым шпатом – 5, биотитом – 10–15, в гранитах – кварцем – 25–40, плагиоклазом – 25–30, микроклином – 25 и мусковитом – 10; лейкограниты сложены кварцем – 20–30, плагиоклазом (альбит-олигоклазом) - 20-35, калиевым полевым шпатом (чаще ортоклазом) – 40–55 и слюдами – до 10. Отнесение вскрытых скважинами пород к малкинскому комплексу основано на сходстве как их облика, так и петрографических признаков пород.

В целом во всех случаях гранитоиды малкинского комплекса (биотитовые граниты, лейкограниты, реже гранодиориты, плагиограниты, аляскиты, очень редко кварцевые диориты) образуют преимущественно согласные, изредка дискордантные тела. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие, ориентировка ксенолитов в магматитах не согласуется со сланцеватостью вмещающих пород, что указывает на явную интрузивную, аллохтонную их природу. В экзоконтакте зафиксировано присутствие позднеи постмагматических минералов – микроклина, мусковита, а также лейкократовых и пегматоидных обособлений. Полнокристаллические породы комплекса сопровождаются проявлениями аплитов и гранит-порфиров.

По химическому составу среди гранитоидов малкинского комплекса (табл. 1) преобладают граниты нормальной щелочности, реже умереннощелочные и лейкограниты; в связи с этим комплекс следует называть гранит-лейкогранитовым. Содержание SiO<sub>2</sub> в гранитах колеблется от 69,0 до 72,6 %, а щелочей – от 7,32 до 8,12 % при 3,58–4,70 %  $K_2O$ ; в лейкогранитах соответствующие содержания составляют 73,60–76,80, 6,45–7,49, 3,0–5,00 %.

#### Химический состав гранитоидов

| Номер<br>анализа | Номер<br>пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |  |
|------------------|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--|
| 1                | 3020           | 76 90            | 0.07             | 12 75                          | 0.16                           | 0.35 | 0.01  | 0.15 | 0.15 | 3 60              | 5.09             | 0.02                          |  |
| 2                | 11/18          | 76 80            | 0.19             | 13 20                          | 0,10                           | 0.63 | 0.04  | 0.15 | 0,15 | 2 90              | 3,60             | 0.05                          |  |
| 3                | 462            | 76.80            | 0.00             | 12.71                          | 1.44                           | 0.00 | 0.03  | 0.61 | 0.48 | 3.25              | 3.20             | 0.07                          |  |
| 4                | 618-8          | 76.60            | 0.14             | 12.70                          | 1.02                           | 0.29 | 0.03  | 0.13 | 0.50 | 6.48              | 0.81             | 0.02                          |  |
| 5                | 19             | 76.52            | 0.07             | 13.72                          | 0.50                           | 0.00 | 0.03  | 0.34 | 0.38 | 3.01              | 5.38             | 0.03                          |  |
| 6                | 354            | 76,40            | 0.23             | 12,45                          | 1,15                           | 0,90 | 0,014 | 0.23 | 0,75 | 3,70              | 4,20             | 0,00                          |  |
| 7                | 459            | 76,20            | 0,07             | 13,27                          | 0,19                           | 0,54 | 0,24  | 0,41 | 0,52 | 2,70              | 5,30             | 0,05                          |  |
| 8                | 1              | 75,78            | 0,11             | 12,83                          | 1,27                           | 0,28 | 0,02  | 0,20 | 0,52 | 4,98              | 2,99             | 0,00                          |  |
| 9                | 618            | 75,40            | 0,30             | 12,70                          | 1,06                           | 0,49 | 0,02  | 0,02 | 0,33 | 5,29              | 3,09             | 0,50                          |  |
| 10               | 104/4          | 75,00            | 0,05             | 13,10                          | 0,29                           | 0,69 | 0,24  | 0,15 | 0,45 | 3,00              | 6,70             | 0,04                          |  |
| 11               | 1              | 74,44            | 0,17             | 14,42                          | 0,22                           | 0,79 | 0,03  | 0,39 | 0,98 | 2,60              | 5,54             | 0,03                          |  |
| 12               | 7236           | 74,40            | 0,00             | 13,46                          | 0,00                           | 2,07 | 0,24  | 0,00 | 0,66 | 4,40              | 5,60             | 0,00                          |  |
| 13               | 25             | 74,16            | 0,10             | 13,77                          | 0,92                           | 0,00 | 0,00  | 0,38 | 0,77 | 3,40              | 4,60             | 0,10                          |  |
| 14               | 24             | 73,95            | 0,00             | 14,49                          | 0,58                           | 0,36 | 0,04  | 0,29 | 0,91 | 4,10              | 3,80             | 0,10                          |  |
| 15               | 35-M           | 73,93            | 0,27             | 12,88                          | 1,20                           | 1,44 | 0,04  | 0,51 | 1,24 | 2,75              | 4,45             | 0,00                          |  |
| 16               | 38             | 73,82            | 0,26             | 14,83                          | 0,85                           | 0,72 | 0,05  | 0,34 | 0,98 | 3,20              | 4,49             | 0,06                          |  |
| 17               | 604/26         | 73,80            | 0,16             | 14,20                          | 1,00                           | 0,69 | 0,08  | 0,30 | 0,56 | 2,40              | 5,00             | 0,10                          |  |
| 18               | 47-X           | 73,60            | 0,42             | 14,32                          | 0,12                           | 1,89 | 0,00  | 0,49 | 1,57 | 3,40              | 3,60             | 0,00                          |  |
| 19               | 9446           | 73,24            | 0,28             | 12,91                          | 0,63                           | 1,68 | 0,52  | 0,29 | 0,90 | 4,87              | 3,76             | 0,16                          |  |
| 20               | 73/6           | 72,60            | 0,08             | 14,60                          | 0,26                           | 0,40 | 0,01  | 0,15 | 0,63 | 3,70              | 6,90             | 0,02                          |  |
| 21               | 466            | 72,20            | 0,27             | 13,77                          | 2,52                           | 0,07 | 0,00  | 0,57 | 0,34 | 2,20              | 5,40             | 6,00                          |  |
| 22               | 467            | 72,00            | 0,00             | 14,62                          | 1,92                           | 0,36 | 0,00  | 0,63 | 0,70 | 3,20              | 4,20             | 0,09                          |  |
| 23               | 3/15           | 71,80            | 0,26             | 14,00                          | 0,43                           | 1,78 | 0,04  | 0,71 | 1,34 | 3,42              | 4,70             | 0,07                          |  |
| 24               | 629/33         | 71,30            | 0,22             | 15,00                          | 0,26                           | 0,80 | 0,02  | 0,02 | 1,07 | 4,34              | 5,53             | 0,12                          |  |
| 25               | 1419           | 70,26            | 0,34             | 16,34                          | 0,49                           | 1,58 | 0,08  | 0,73 | 1,19 | 3,80              | 4,36             | 0,05                          |  |
| 26               | 102/15         | 70,20            | 0,38             | 15,10                          | 0,91                           | 1,83 | 0,06  | 0,88 | 2,00 | 4,05              | 3,58             | 0,14                          |  |
| 27               | 465-5          | 70,08            | 0,3              | 15,03                          | 1,03                           | 2,52 | 0,07  | 0,62 | 1,27 | 3,80              | 4,00             | 0,07                          |  |
| 28               | 16/20          | 70,00            | 0,33             | 15,20                          | 0,65                           | 1,83 | 0,06  | 0,90 | 1,85 | 4,00              | 3,77             | 0,12                          |  |
| 29               | 455            | 69,85            | 0,28             | 15,70                          | 1,44                           | 1,35 | 0,11  | 0,63 | 1,15 | 3,72              | 3,60             | 0,07                          |  |
| 30               | 21             | 69,30            | 0,23             | 15,43                          | 0,91                           | 1,98 | 0,07  | 0,84 | 2,37 | 3,40              | 3,60             | 0,11                          |  |
| 31               | 1038           | 68,86            | 0,12             | 15,93                          | 0,93                           | 2,66 | 0,16  | 0,95 | 2,26 | 4,15              | 2,99             | 0,18                          |  |
| 32               | 446            | 68,40            | 0,32             | 16,26                          | 1,47                           | 1,44 | 0,12  | 0,72 | 1,55 | 4,00              | 4,00             | 0,10                          |  |
| 33               | 680            | 68,10            | 0,51             | 15,87                          | 0,50                           | 2,66 | 0,59  | 0,83 | 2,60 | 5,48              | 2,88             | 0,19                          |  |
| 34               | 114/10         | 67,90            | 0,44             | 14,70                          | 1,24                           | 2,09 | 0,07  | 1,67 | 2,62 | 3,24              | 4,25             | 0,10                          |  |
| 35               | 530в           | 63,40            | 0,84             | 15,69                          | 3,15                           | 3,81 | 0,12  | 2,30 | 2,93 | 3,59              | 1,94             | 0,27                          |  |

1 – умереннощелочной лейкогранит, р. Мушт; 2 – лейкогранит, р. Мушт; 3 – лейкогранит (гранодиорит), бассейн р. Малка; 4 – 7 – лейкогранит (гранатовый аляскит), бассейн р. Малка; 8 – умереннощелочной лейкогранит-порфир, р. Индыш; 9 – умеренно-12 – щелочной лейкогранит, р. Малка; 13 – лейкогранит (мусковитовый гранит), р. Тызыл; 14 – лейкогранит (мусковитовый гранит), когранит, р. Хурзук (верховья р. Мушт); 19 – умереннощелочной лейкогранит, р. Малка; 20 – пегматит, р. Мушт; 21 – гранит (муско-умереннощелочной гранит, р. Малка; 25, 26 – гранит, р. Малка; 27 – гранит (двуслюдяной гранит), бассейн р. Малка; 28 – гранит, р. Малка; 32 – гранодиорит (биотитовый плагиогранит), бассейн р. Малка; 33 – гранодиорит (гранит), р. Мушт; 34 – гранодиорит, работы [1]; 12, 19, 31, 33 – из работы [17]; 15, 18 – данные Г. И. Баранова; 1, 2, 10, 17, 20, 23, 26, 34 – данные В. М. Газеева; 5, 11, 16,

На диаграмме «сумма щелочей — кремнезем» (рис. 2) точки составов пород образуют облако, расположенное в основном в полях нормальнощелочных гранитов, нормальнощелочных и умереннощелочных лейкогранитов; единичные точки — в поле нормальнощелочных гранодиоритов, а также щелочных лейкогранитов, что может быть обусловлено наложенными процессами. По типу щелочности породы комплекса подразделяются на две группы: калиевонатриевые, в которых  $Na_2O/K_2O$  колеблется от 0,45 до 0,78, и натриевые с отношениями от 1,06 до 1,90. В то же время в умереннощелочных гранитах и лейкогранитах калий преобладает над натрием.

В целом гранитоиды комплекса относятся к ряду пересыщенных алюминием пород, то есть с преобладанием среди них весьма высокоглиноземистых (al' 2,5–6,0) с отклонениями как к низкоглиноземистым (al' 1,7–1,9), так и крайне высокоглиноземистым (al' 10,1–13,0); и к относительно низкотитанистым – с коэффициентом титанистости (по И. И. Абрамовичу) от 10,04 до 20,40, иногда 8,0–9,0.

На большинстве дискриминационных диаграмм фигуративные точки составов гранитоидов

#### малкинского комплекса

| $H_2O^+$ | SrO   | Li <sub>2</sub> O | Rb <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | F     | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O | п.п.п. | Сумма           | Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O |
|----------|-------|-------------------|-------------------|-----------------|-------|-----------------|------------------|--------|-----------------|------------------------------------|------------------------------------|
|          | 0,010 | 0,0005            | 0,018             | 0,05            | 0,005 | 0,25            | 0,25             | 0,50   | 99,46           | 8,69                               | 0,71                               |
| 0,78     | 0,020 | 0,002             | 0,009             | 0,05            | 0,01  | 0,25            | 0.00             | 0,99   | 99,63           | 6,50                               | 0,81                               |
| 1,12     |       | 0.050             | 00.70             |                 |       |                 | 0,22             | 0.00   | 99,93           | 6,45                               | 1,02                               |
| 0,74     |       | 0,850             | 99,72             | 0.05            |       |                 |                  | 0,80   | 99,72           | 7,29                               | 8,00                               |
| 0.00     |       |                   |                   | 0,05            |       |                 |                  | 0,40   | 100,43          | 8,39                               | 0,56                               |
| 0,22     |       |                   |                   |                 |       |                 | 0.12             |        | 100,33          | 7,90                               | 0,88                               |
| 0,41     |       |                   | 00.04             |                 |       |                 | 0,13             |        | 100,06          | 8,00                               | 0,51                               |
|          |       | 0.700             | 99,84             |                 |       |                 |                  | 0.00   | 00,84           | 7,97                               | 1,67                               |
|          | 0.015 | 0,780             | 99,63             | 0.05            | 0.005 | 0.05            | 0.05             | 0,80   | 99,63           | 8,38                               | 1,71                               |
|          | 0,015 | 0,0005            | 0,017             | 0,05            | 0,005 | 0,25            | 0,25             | 0,72   | 100,30          | 9,70                               | 0,45                               |
| 0.00     |       |                   |                   | 0,31            | 0.02  |                 |                  | 0,85   | 100,77          | 8,14                               | 0,47                               |
| 0,00     |       |                   |                   |                 | 0,03  |                 |                  |        | 100,86          | 10,00                              | 0,79                               |
| 1,21     |       |                   |                   |                 |       |                 |                  |        | 100,24          | 8,00                               | 0,74                               |
| 1,04     |       |                   |                   |                 |       |                 |                  | 0.00   | 99,82           | 7,90                               | 1,08                               |
|          |       |                   |                   |                 |       |                 |                  | 0,98   | 99,69           | 7,20                               | 0,62                               |
|          | 0.010 | 0.002             | 0.015             | 0.20            | 0.02  |                 |                  | 0,90   | 100,50          | 7,69                               | 0,71                               |
|          | 0,010 | 0,003             | 0,015             | 0,30            | 0,03  |                 |                  | 1,62   | 99,89           | 7,40                               | 0,48                               |
| 0.00     |       |                   |                   |                 | 0.00  |                 |                  | 1,60   | 100,42          | 7,00                               | 0,94                               |
| 0,99     | 0.010 | 0.001             | 0.000             |                 | 0,20  | 0.25            | 0.50             | 0.00   | 100,33          | 8,63                               | 1,30                               |
| 1.40     | 0,010 | 0,001             | 0,028             |                 | 0,005 | 0,25            | 0,50             | 0,80   | 99,98           | 10,60                              | 0,54                               |
| 1,48     |       |                   |                   |                 |       |                 | 0,64             |        | 100,17          | 7,60                               | 0,41                               |
| 1,66     | 0.020 | 0.002             | 0.024             | 0.10            | 0.02  |                 | 0,60             | 1.04   | 100,01          | 7,40                               | 0,76                               |
|          | 0,020 | 0,003             | 0,024             | 0,10            | 0,02  | 0.52            |                  | 1,04   | 99,65           | 8,12                               | 0,73                               |
|          | 0,040 | 0,001             | 0,027             | 0,10            |       | 0,53            |                  | 0,90   | 99,75           | 9,87                               | 0,78                               |
|          | 0.050 | 0.002             | 0.007             | 0.05            | 0.02  | 0.25            | 0.50             | 0,93   | 100,15          | 8,10                               | 0,87                               |
| 0.71     | 0,050 | 0,003             | 0,007             | 0,05            | 0,03  | 0,25            | 0,50             | 0,92   | 100,13          | 7,63                               | 1,13                               |
| 0,/1     | 0.040 | 0.000             | 0.000             | 0.05            | 0.02  | 0.05            | 0,37             | 1.22   | 99,87           | 7,80                               | 0,95                               |
| 1 (0     | 0,040 | 0,006             | 0,008             | 0,05            | 0,02  | 0,25            | 0,87             | 1,32   | 100,09          | 7,77                               | 1,06                               |
| 1,69     |       |                   |                   |                 |       |                 | 0,10             |        | 99,85           | 7,32                               | 1,03                               |
| 1,04     |       |                   |                   |                 | 0.40  |                 |                  |        | 99,74           | 7,00                               | 0,94                               |
| 0,04     |       |                   |                   |                 | 0,40  |                 | 0.20             |        | 99,20           | /,14                               | 1,39                               |
| 0,90     |       |                   |                   |                 | 0.10  |                 | 0,28             |        | 99,50<br>100,70 | 8,00<br>8,26                       | 1,00                               |
| 0,38     | 0.040 | 0.005             | 0.020             | 0.10            | 0,19  |                 |                  | 1.40   | 100,78          | 8,30<br>7,40                       | 1,90                               |
|          | 0,040 | 0,005             | 0,020             | 0,10            | 0,05  |                 |                  | 1,40   | 99,84           | /,49                               | 0,70                               |
|          |       |                   |                   | 0,05            |       |                 |                  | 1,84   | 77,95           | 3,33                               | 1,80                               |

лейкогранит, р. Индыш; 5 – умереннощелочной гранит, р. Малка; 6 – лейкогранит (биотит-хлоритовый гранит), бассейн р. Малка; шелочной лейкогранит-порфир, р. Индыш; 10 – шелочной лейкогранит, р. Малка; 11 – умереннощелочной лейкогранит, р. Мушт; р. Тызыл; 15 – лейкогранит, р. Мушт; 16 – лейкогранит, р. Харбаз (верховья р. Малка); 17 – лейкогранит, бассейн р. Малка; 18 – лейвит-хлоритовый гранит), бассейн р. Малка; 22 – гранит (мусковитовый плагиогранит), бассейн р. Малка; 23 – гранит, р. Малка; 24 – р. Малка; 29 – гранит (биотитовый гранит), бассейн р. Малка; 30 – биотитовый гранодиорит, р. Эшкакон; 31 – гранодиорит (гранит), бассейн р. Малка; 35 – гранодиорит, р. Малка. Анализы 4, 9, 24 – авторские; 3, 6, 7, 13, 14, 21, 22, 29, 30, 32 – из работы [5]; 8 – из 25, 35 – данные Е. А. Снежко. В скобках – авторское определение породы в первоисточниках.

комплекса образуют достаточно четко обособленные поля. Например, на петрогенетической диаграмме, предложенной Р. А. Батчелором и П. Боуденом [34] и использующей большинство петрогенных окислов (4Si – 11(Na + K) + 2(Fe + Ti) - 6Ca + 2Mg + Al), фигуративные точки составов гранитоидов Малкинского массива (рис. 3) группируются преимущественно в пределах полей синколлизионных и посторогенных магматитов и в промежутке между этими полями. Отдельные точки составов гранитоидов зтого массива расположены вдоль линии раздела позднеорогенных и анорогенных магматитов,

однако вблизи поля синорогенных пород. При этом граниты исследуемого комплекса тяготеют к полю синколлизионных гранитов, а лейкограниты — посторогенных. В то же время лейкограниты Индышского массива комплекса расположены в поле синколлизионных гранитов.

Вопрос о принадлежности пород малкинского комплекса к определенному типу гранитоидов с помощью диаграмм, предложенных Б. Р. Фростом с соавторами [35], также решается неоднозначно. На диаграмме FeO/(FeO + MgO) – - SiO<sub>2</sub> (рис. 4, *A*), как и на диаграмме (Na<sub>2</sub>O + + K<sub>2</sub>O - CaO) – SiO<sub>2</sub> (рис. 4, *Б*), большинство



**Рис. 2.** Диаграмма «сумма щелочей – кремнезем» (TAS), малкинский комплекс 1, 2 – Малкинский массив: 1 – лейкограниты, 2 – граниты; 3, 4 – гранитоиды: 3 – р. Индыш, 4 – рек Тызыл и Аликоновка



Рис. 3. Диаграмма главных гранитоидных ассоциаций [34] Усл. обозн. см. рис 2



Рис. 4. Диаграммы [FeO/(FeO + MgO)] – SiO<sub>2</sub> (A) и (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO) – SiO<sub>2</sub> (B) [35] Усл. обозн. см. рис. 2

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в гранитах малкинского комплекса (ррт)

| Номер<br>пробы | Y    | La   | Ce   | Pr   | Nd   | Sm   | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Но   | Er   | Tm   | Yb   | Lu   |
|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 503a           | 15,1 | 36,0 | 67,2 | 7,02 | 23,0 | 3,9  | 1,05 | 3,59 | 0,48 | 2,62 | 0,46 | 1.39 | 0.23 | 1.36 | 0.24 |
| 503б           | 13,6 | 29,3 | 54,6 | 5,76 | 19,5 | 3,32 | 0,96 | 3,15 | 0,41 | 2,32 | 0,44 | 1,31 | 0,16 | 1,31 | 0,22 |

фигуративных точек составов малкинских гранитоидов расположены в области перекрытия I- и S-типов гранитоидов. В соответствии с этим и судя по тому факту, что эти точки практически не выходят за пределы поля гранитоидов S-типа, малкинские гранитоиды можно считать переходными между I- и S-типами. Это положение подтверждается значениями коэффициентов их калиевости (0,41–0,42) и железистости (0,52– 0,56) [27]. Следует отметить также, что инициальное отношение изотопов стронция 0,7059 + + 0,0003 в гранитоидах малкинского комплекса характеризует I-тип [11; 36].

Исходя из диаграмм, предложенных Б. Р. Фростом с соавторами, малкинские гранитоиды принадлежат в основном к магнезиальной фации (рис. 4, *A*) и преимущественно к известково-щелочной серии (рис. 4, *Б*, поле *с-а*). Это подтверждает существующие представления предыдущих исследователей, в частности Ю. Я. Потапенко с соавторами [20], В. А. Снежко с соавторами [27].

При интерпретации особенностей петрохимического состава малкинских гранитоидов В. А. Снежко с соавторами был использован аналитический метод [27], разработанный Л. С. Бородиным [3]. Этот метод особенно эффективен при разграничении типовых магматических серий, возникших в условиях сложных геотектонических обстановок, когда в одних и тех же структурах совмещены породы, являющиеся дифференциатами как мантийных, так и коровых магм. В результате этого анализа на диаграмме в координатах (Na – K)/Ca – Ас установлено, что тренд малкинских гранитоидов близок к тренду верхисетского комплекса Урала, который Л. С. Бородин [4] предлагает считать эталонным представителем орогенной тоналит-гранитовой формации, переходной от тоналит-гранодиоритовых активных палеоокраин к собственно гранитовым, позднеорогенным или коллизионным.

Важнейшими характеристиками гранитоидов комплекса являются содержание и характер распределения в них редкоземельных элементов (РЗЭ), которые установлены (табл. 2) для гранитов Малкинского массива (анализы выполнены в центральной лаборатории (ЦЛ) ВСЕГЕИ).

Суммарное содержание РЗЭ в исследованных образцах колеблется от 129,76 до 148,54 г/т, составляя в среднем 139,15 г/т, то есть ниже, чем среднее содержание РЗЭ в гранитах [2]. Наблюдается явное преобладание элементов цериевой группы – 87–96 % от общей суммы, что, по-видимому, является следствием относительно высокой щелочности минералообразующих растворов. Отношение La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> в гранитах Малкинского массива – 16,0–19,0 при среднем значении 17,5; внутри цериевой группы отмечается преобладание лантана; отношение La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> колеблется от 5,7 до 5,9, а отношение  $\mathrm{Ce}_n/\mathrm{Sm}_n$  -4,1-4,3, что близко к таковому в гранитоидах плутонической ассоциации (около 4, согласно А. Ю. Белякову).

График распределения лантаноидов (рис. 5, *a*) в гранитах Малкинского массива, нормализованных по хондриту [37], характеризуется плавной наклонной линией, отмечающей уменьшение





содержаний от лантана до гольмия, а далее почти горизонтальной с незначительным увеличением содержания лютеция (до 9,5 по сравнению с 8,0 для гольмия). Следует отметить слабовыраженную отрицательную европиевую аномалию, что характерно и для гранитов Главного хребта Большого Кавказа [24]. В целом тренд распределения РЗЭ в гранитах малкинского комплекса близок к таковому для гранитов І-типа удинского комплекса юго-западной окраины Сибирского кратона [31]. Определенное сходство с гранитами этого типа подтверждается также и относительно повышенным отношением лантана к иттербию (как уже отмечалось, в среднем 17,5) и слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией – Eu/Eu\* = 0,94 в гранитах малкинского комплекса. В ЦЛ ВСЕГЕИ были также определены содержания Ва и Sr (химическим способом) и ряда других элементов (спектральным способом). Количество бария – 0,12 %, стронция – 0,03 %, остальных элементов (среднее из шести анализов, г/т): V – 25, Cr – 82, Co – 4, Ni – 18, Zr – 104, Nb – 11, Sc – 6, Be – 2, Li – 15, Mo – 1,5, Sn – 5,5, Cu – 22, Pb – 30, Zn – 30.

На мультиэлементной диаграмме для гранитов комплекса (рис. 5, б) на спектре распределения элементов по отношению к примитивной мантии резко проявлен минимум по Р и слабее выражены минимумы по Sr. Nb и Ti. По этим показателям они отличаются от мультиэлеметного графика для гранитов І-типа и в то же время сближаются с аналогичным графиком для гранитов S-типа [31], хотя у последних минимумы по этим элементам гораздо более четкие. Следует отметить, что концентрации на диаграмме всех элементов (кроме фосфора) выше их концентраций в примитивной мантии; содержание же фосфора приближается к его количеству в мантии. В породах Малкинского массива определялось также содержание радия [33], наиболее высокие концентрации которого (более 2.10-10 г) были установлены вблизи кровли массива. Геохимические особенности кварцев [12; 18] в гранитоидах комплекса также свидетельствуют об их промежуточном положении между І- и S-типами, тогда как по содержанию большинства определенных в них элементов (Rb, Nb, Ni и Cu) [9] они могут быть отнесены к коровым. В то же время низкие концентрации Та и Сѕ в кварцах более характерны для мантийных пород.

Химический состав породообразующих минералов гранитоидов комплекса (табл. 3) также характеризует условия их образования.

Биотиты из гранитоидов Малканского интрузива – низкоглиноземистые (отношение Al/(Mg + Fe) = 31-41), на основании чего И. П. Гамкрелидзе и Д. М. Щенгелиа [6] предположили, что становление содержащих их пород протекало в условиях умереннощелочной среды. По содержанию титана (TiO<sub>2</sub> от 1,42 до 3,55 %) биотиты относительно высокотитанистые, а их железистость колеблется от 52 до 75. Содержания Rb (0,0366-0,0533) и Li (0,0130-0,0253) довольно постоянны, как и отношение K/Rb (от 145 до 212); отношение Mg/Li колеблется в широком интервале (91-300). В то же время биотит из гранодиорита р. Эшкакон отличается от прочих и характеризуется содержаниями рубидия и лития, соответственно равными 0,0883 и 0,0020, что резко меняет отношения K/Rb (72) и Mg/Li (3037). По В. В. Закруткину и Е. А. Кулишу [16], фигуративные точки анализов биотитов малкинского комплекса на диаграмме У. Дира с соавторами попадают в поле слюд, обогащенных сидерофиллитовым компонентом. Для отдельных массивов гранитоидов малкинского комплекса по химическому составу биотитов А. И. Гусевым [13] рассчитана довольно постоянная и относительно высокая температура их кристаллизации (805-810 °C). Кроме того, в той же работе приведена оценка некоторых параметров флюидного режима гранитоидов Большого Кавказа. Для гранитов малкинского комплекса установлено парциальное давление воды – 320–410, а также углекислоты – 90-230, которые близки данным, полученным для палеозойских гранитов других комплексов Главного хребта.

Мусковиты рассматриваемых гранитоидов (табл. 3) характеризуются высоким содержанием фенгитовой молекулы (FeO<sub>общ</sub> от 3 до 5,3 %, MgO от 0,88 до 2,14%), что, скорее всего, указывает на низкую температуру и повышенное давление при постмагматической переработке пород.

С гранитоидами малкинского комплекса известны проявления вольфрама, молибдена, полиметаллов и минерализация золота.

Шеелитовые проявления в долинах рек Мушт и Малка (Каргашеликол, Юбилейное, Водопадное и др.) и по р. Кубань (Аминкол, Индыш) генетически связаны с малкинским гранитоидным комплексом (см. рис. 1).

В бассейне р. Малка шеелитовые проявления (обнаружены сотрудниками Комплексной экспедиции Северо-Кавказского геологического управления) тяготеют к рифейским метаморфическим породам и приурочены к скарнированным амфиболитам, амфиболовым сланцам и известнякам, расположенным к северу от массива гранитов. Предполагается, что описываемые шеелитовые проявления размещены в кровле невскрытой части Малкинскиго массива. В бассейнах рек Мушт, Малка и Тызыл известны также площадные аномалии молибдена и вольфрама. Эти аномалии нередко имеют комплексный характер, поскольку наряду с молибденом и вольфрамом в них установлены повышенные концентрации цинка, в меньшей мере свинца и меди.

Шеелитовые проявления (спорадическая, весьма неравномерная вкрапленность) известны также в амфиболитах, амфиболовых сланцах и известняках протерозойского метаморфического комплекса в экзоконтакте слабоэродированных тел малкинских гранитоидов, имеющих с вмещающими породами пологие субсогласные контакты. Кроме шеелита в составе вкрапленности часто присутствуют молибдошеелит, молибденит и сульфиды полиметаллов. Шеелит и вмещающие его роговики и скарны отчетливо тяготеют к кровле гранитовых тел. В случае тектонических осложнений появляются кварцевые прожилки с достаточно высокой концентрацией вольфрама.

С Малкинским гранитоидным массивом (см. рис. 1) генетически связана также золоторудная минерализация [23], приуроченная к кварцевым жилам во вмещающих породах (протерозойский метаморфический комплекс), иногда с промышленным содержанием золота. Одно из проявлений этой минерализации известно также в бассейне р. Хасаут [23]. Золоторудные образования приурочены здесь к отдельным кварцевым жилам (около 200 жил), жильно-прожилковым зонам и штокверкам с сульфидной минерализацией (в основном пирита). Золото в жилах свободное, высокопробное, присутствующее преимущественно в кварце, иногда в виде субмикроскопических выделений в сульфидах. Содержание золота в кварцевых жилах очень неравномерное и колеблется от «следов» до 201,7 г/т, среднее содержание по наиболее изученной жиле 1,00-3,17 г/т. Кроме того, с проявлениями

| Номер<br>об-<br>разца | Номер<br>пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> |  |
|-----------------------|----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--|
| 1                     |                | 38,10            | 2,30             | 16,80                          | 5,80                           | 12,10 | 0,40  | 10,15 | 1,10 | 0,40              | 8,85             | 0,15                          | 2,70                          |  |
| 2                     |                | 38,13            | 2,31             | 16,75                          | 5,76                           | 12,11 | 0,38  | 10,11 | 0,95 | 0,52              | 8,90             | 0,19                          | 2,71                          |  |
| 3                     |                | 37,80            | 2,55             | 16,95                          | 6,01                           | 11,95 | 0,10  | 10,20 | 0,60 | 0,35              | 8,90             | 0,20                          | 2,60                          |  |
| 4                     | 472-5          | 35,55            | 0,84             | 18,27                          | 4,40                           | 17,52 | 0,32  | 9,00  | 1,00 | 0,30              | 8,80             |                               | 3,25                          |  |
| 5                     | 446-5          | 37,36            | 3,07             | 16,48                          | 2,85                           | 17,88 | 0,42  | 5,85  | 0,88 | 0,63              | 8,10             |                               | 2,30                          |  |
| 6                     | 449-5          | 35,02            | 3,55             | 20,40                          | 2,84                           | 19,53 | 0,38  | 4,10  | 0,62 | 0,40              | 9,30             |                               | 2,42                          |  |
| 7                     | 455-5          | 34,98            | 1,94             | 17,98                          | 4,16                           | 15,18 | 0,63  | 7,61  | 0,53 | 0,20              | 9,00             |                               | 4,04                          |  |
| 8                     | 465-5-1        | 35,72            | 2,00             | 17,34                          | 3,30                           | 18,28 | 0,64  | 6,35  | 0,59 | 0,20              | 9,00             |                               | 4,88                          |  |
| 9                     | 21-8           | 35,62            | 1,46             | 16,87                          | 3,75                           | 16,40 | 0,84  | 0,13  | 1,05 | 0,30              | 7,60             |                               | 3,59                          |  |
| 10                    | 467-5          | 47,22            | 0,50             | 28,96                          | 2,98                           | 0,72  | 0,10  | 2,14  | 0,68 | 0,98              | 9,08             |                               | 4,24                          |  |
| 11                    | 466-5          | 47,98            | 0,42             | 29,43                          | 3,56                           | 0,54  | 0,10  | 1,78  | 0,00 | 0,33              | 9,00             |                               | 3,94                          |  |
| 12                    | 462-5          | 44,70            | 0,74             | 27,90                          | 4,75                           | 0,54  | 0,10  | 1,82  | 0,46 | 0,90              | 10,20            |                               | 4,86                          |  |
| 13                    | 24-8           | 45,12            | 0,41             | 32,01                          | 3,43                           | 0,52  | 0,03  | 0,88  | 0,82 | 0,56              | 8,70             |                               | 4,85                          |  |
| 14                    | 25-8           | 45,18            | 0,06             | 32,49                          | 2,65                           | 0,07  | 0,07  | 0,97  | 0,56 | 0,60              | 9,80             |                               | 4,80                          |  |
| 15                    | 465-5          | 65,60            | сл.              | 18,02                          | 0,23                           | 0,08  | 0,00  | 0,11  | 0,56 | 2,57              | 11,83            |                               | 0,51                          |  |
| 16                    | 459-5          | 38,55            | 0,25             | 19,23                          | 0,95                           | 22,18 | 16,54 | 16,54 | 0,20 | н/опр.            | н/опр.           |                               | н/опр.                        |  |
|                       |                |                  |                  |                                |                                |       |       |       |      |                   |                  |                               |                               |  |

Химический состав минералов (биотитов, мусковитов, кали-натрового полевого шпата и граната)

1 – биотит из гранодиоритов (среднее, n = 3), р. Индыш; 2 – биотит из гранодиоритов, (среднее, n = 2), р. Мушт; 3 – биотит из грани-5 – биотит, плагиогранит, басс. р. Малка; 6 – биотит, биотитовый плагиогранит, басс. р. Малка; 7 – биотит, биотитовый гранит, бас-9 – биотит, биотитовый гранодиорит, р. Эшкакон; 10 – мусковит, мусковитовый гранит, басс. р. Малка; 11 – мусковит, мусковигранодиорит, басс. р. Малка; 13 – мусковит, мусковитовый гранит, р. Тызыл; 14 – мусковит, мусковитовый гранит, р. Тызыл; 15 – ка-16 – гранат, гранатовый аляскит, басс. р. Малка. Анализы 1–3 – из работы [8], 4–16 – из работы [5].

золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций связаны промышленные россыпи золота по долинам рек Малка, Хасаут, Мушт.

Возраст гранитоидов малкинского комплекса многие годы оценивался неоднозначно. А. П. Герасимов [7] считал их каледонскими, Е. А. Снежко – среднекаменноугольными, а Г. А. Михеев с соавторами [19] – раннекаменноугольными. Однако все эти исследователи, ссылаясь на Г. Д. Афанасьева [1], указали цифру возраста пород, равную 260-290 млн лет (К-Аг метод), что отвечает верхнему палеозою. Ю. Я. Потапенко с соавторами [21] относил эти гранитоиды к среднему палеозою, а К. Н. Паффенгольц [20] – к нижнему. Г. И. Лебедько и В. И. Усик [17], обобщив имеющиеся многочисленные определения возраста малкинских гранитоидов K-Ar методом, приняли для них позднепалеозойский возраст. Эти исследователи считали, что максимально надежные значения К-Аг возраста малкинских гранитов находятся на уроне 290-300 млн лет, что соответствует их формированию в палеозое. Между тем имеются и иные цифры калий-аргонового возраста этих гранитоидов [32]: фракция биотита из биотитового гранодиорита р. Эшкакон – 363 ± ± 17 млн лет, мусковита из мусковитового гранита р. Тызыл —  $321 \pm 9$  млн лет. Такого же мнения придерживаются В. Ф. Печенюк с соавторами относительно возраста гранитоидов Кисловодского и близлежащих массивов [10], хотя имеющиеся K-Ar датировки этих гранитов показывают значительный разброс значений - 325-275 млн лет [19]. Определения возраста биотитового гранита р. Малка разными методами, проведенные А. И. Тугариновым с соавторами [30], также показали широкий разброс значений от 500 млн лет (Pb-Pb метод) до 180 млн лет (U-Pb метод).

Неоднозначность представлений о возрасте гранитоидов комплекса в значительной мере объясняется тем, что породы долгое время не были изучены современными геохронологическими методами, в частности цирконометрией. Только в 2013 г. В. А. Снежко и Е. В. Толмачёвой [26] было проведено определение возраста цирконов (U-Pb метод) малкинских гранитов с одновременным изучением включений в этих цирконах.

Цирконы в изученных пробах в основном длиннопризматические, бесцветные – Zr2. Кроме того, установлены также единичные зерна желтоватого короткопризматического корродированного циркона, присутствующего как в виде ядер в длиннопризматическом бесцветном, так и самостоятельных зерен (Zr1). Как Zr1, так и Zr2 содержат однотипные полностью раскристаллизованные расплавные включения, свидетельствующие об их магматическом генезисе. Изучение этих расплавных включений в Zr1 и Zr2 в центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ на растровом электронном микроскопе CamScan MV 2300 показало их соответствие таковым в двуполевошпатовых гранитах, обогащенных стронцием (в ортоклазе до 1,6% Sr).

U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) получен конкордантный возраст  $Zr2 - 300 \pm 3.4$  млн лет — возраст кристаллизации гранита.

гранитоидов малкинского комплекса

Таблица 3

| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Li <sub>2</sub> O   | Rb <sub>2</sub> O  | F  | Cl                   | Сумма   |
|-------------------------------|---|--|--|----------------------|---|
| 1,91<br>2,45<br>1,86          | 0,02<br>0,02<br>0,07<br>0,0130<br>0,0253<br>0,0153<br>0,0253<br>0,020 | 0,03<br>0,03<br>0,06<br>0,0466<br>0,0533<br>0,0466<br>0,0883 | 0,50<br>0,48<br>0,70<br>0,11<br>0,24<br>0,19<br>0,18<br>0,45<br>0,21<br>0,19<br>0,34<br>0,23<br>0,27<br>0,10<br>н/опр.<br>н/опр. | 0,60<br>0,55<br>0,30 | 100,00<br>99,90<br>99,84<br>100,07<br>100,31<br>100,05<br>100,15<br>100,25<br>99,73<br>99,64<br>99,86<br>99,00<br>100,05<br>99,78<br>99,89<br>99,89 |
|                               |   |  |  |                      |   |

тов (среднее, *n* = 2), р. Тызыл; **4** – биотит, гранит, басс. р. Малка; сейн р. Малка; **8** – биотит, двуслюдяной гранит. басс. р. Малка; товый гранит, басс. р. Малка; **12** – мусковит, мусковитовый ли-натровый полевой шпат, двуслюдяной гранит, басс. р. Малка;

Возраст Zr1 (ядер в Zr2) колеблется в интервале  $(323,2 \pm 4,9)-(327,7 \pm 5,2)$  млн лет. Вероятно, это возраст цирконов, формировавшихся в очаге генерации магмы. Кроме того, на зернах Zr1 и Zr2 иногда наблюдаются тонкие прерывистые оболочки и наросты идиоморфного бесцветного циркона – Zr3 с возрастом 283,6 ± 4,4 млн лет. В Zr3 содержатся исключительно флюидные первичные включения, что свидетельствует, по-видимому, об их автометасоматическом генезисе, так как граница между Zr2 и Zr3 не имеет следов коррозии.

Анализ цирконов из гранитов малкинского комплекса U-Pb методом показал их среднепозднекаменноугольный возраст. Кристаллизация цирконов начиналась в очаге генерации магмы и завершилась в  $300 \pm 3,4$  млн лет, причем автометасоматические преобразования гранитов продолжались вплоть до  $283,6 \pm 4,4$  млн лет. В то же время возраст малкинских гранитов, по данным В. А. Лаврищева и др. [9], равен  $316 \pm 3,5$  млн лет (определения U-Pb методом на SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), что соответствует началу башкирского века.

Имеющиеся геологические данные также свидетельствуют о более вероятном среднекаменноугольном возрасте, поскольку гранитоиды прорывают протерозойские метаморфические образования и несогласно перекрыты нижнетриасовой молассой и сланцами нижней юры. Галька микроклиновых гранитов, аналогичных малкинским, установлена в верхнекаменноугольных конгломератах [17; 22], на основании чего предлагается считать возраст малкинских

гранитов и всего комплекса гранитоидов в целом среднекаменноугольным.

Таким образом, в малкинский комплекс Карачаево-Черкесского горст-антиклинория Северного Кавказа объединены гранитоиды (биотитовые граниты, лейкограниты, реже гранодиориты, плагиограниты, аляскиты, очень редко кварцевые диориты) со свойственными им постепенными фациальными переходами между породами как по вещественному составу, так и структурнотекстурным признакам. Гранитоиды образуют преимущественно согласные, изредка дискордантные тела аллохтонной природы, приуроченные к домезозойскому фундаменту и проявленные в условиях активной окраины островодужного типа. В ряду магматических комплексов малкинские гранитоиды следуют за ордовикосилурийскими аманкольскими диоритами и сменяются позднекаменноугольными гранит-порфирами гипабиссального кубанского комплекса.

В составе малкинского комплекса преобладают породы нормальной щелочности, реже умереннощелочные при калиево-натриевом, иногда натриевом типе щелочности, занимающие переходное положение между І- и S-типами. Приведены петро-геохимические характеристики пород, получены результаты определения их возраста.

Материалы, использованные в статье, дают основание рассматривать малкинский массив гранитоидов как петротип малкинского гранитлейкогранитового плутонического комплекса среднекаменноугольного возраста.

1. Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. – М.: Изд-во АН СССР, 1950. – 135 с. – (Тр. ИГН АН СССР; вып. 69).

2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.

3. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987. – 261 с.

4. Бородин Л. С. Петрология тоналит-гранитной серии Верхисетского массива, Средний Урал // Петрология. – 1994. – Т. 2, № 6. – С. 609–622.

5. Варданянц Л. А. Новые данные по геологии бассейна рек Малки, Хасаута и Мушта // Известия АН АрмССР. – 1960. – Т. XIII, № 6. – С. 13–19.

6. Гамкрелидзе И. П., Шенгелиа Д. М. Докембрийскопалеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. — М.: Научный мир, 2005. — 458 с.

7. Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. – М.; Л.: Госгеолитиздат, 1940. – 84 с. – (Тр. ЦНИГРИ; вып. 123).

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. второе. Серия Кавказская. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка / А. Н. Письменный [и др.]. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – 364 с. – URL: http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/ Zap K-38-I,VII.pdf (дата обращения: 01.10.2020).

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала),

К-39. Объяснительная записка / В. А. Лаврищев [и др.]. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 431 с.

10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1 : 200 000. Серия Скифская. Лист L-38-XXV (Шпаковское). Объяснительная записка / И. Ф. Рудянов [и др.]. – М., 1999. – 126 с.

11. Гурбанов А. Г., Аретц И. Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 4. – С. 386–406.

12. Гурбанов А. Г. Редкие и рудные элементы в кварце из пород разновозрастных магматических формаций и метаморфических образований Большого Кавказа индикаторы их геохимической специализации / А. Г. Гурбанов, Т. Т. Ляхович, Л. В. Карташова, Е. А. Корина // Особенности породообразующих минералов магматических пород. – М.: Наука, 1986. – С. 84–100.

13. Гусев А. И., Кузубов П. П. Петрогенетические типы и флюидальный режим палеозойских гранитоидов Большого Кавказа // Отечественная геология. – 2001. – № 2. – С. 42–48.

14. Дубинский А. Я., Михеев Г. А., Маценко Н. А. Гранитоиды герцинского фундамента Предкавказья и их сопоставление с гранитоидами Северного Кавказа // Советская геология. – 1969. – № 7. – С. 97–105.

15. Ефремов Г. М. О природе кали-натрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1939. – № 3. – С. 15–22.

16. Закруткин В. В., Кулиш Е. А. Породообразующие минералы древних метаморфических комплексов Кавказа. Биотиты. — Киев, 1997. — 114 с.

17. Лебедько Г. И., Усик В. И. Геохронология Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1985. – 148 с.

18. Ляхович Т. Т. Геохимические особенности кварцев гранитоидов корового и мантийного происхождения // Геохимия. – 1991. – № 2. – С. 288–291.

19. Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снежко В. А. О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа // Известия вузов. Геология и разведка. – 1975. – № 2. – С. 40–43.

20. Паффенгольц К. Н. Граниты Малки и Мушта // Известия Геологического комитета. — 1924. — Т. 43, № 10. — С. 1371—1415.

21. Потапенко Ю. Я. Герцинские гранитоиды в структуре и эволюции Большого Кавказа / Ю. Я. Потапенко, В. А. Снежко, М. Л. Сомин, В. И. Усик // Проблемы геологии и петрологии. – Тбилиси, 1999. – С. 148–167. – (Тр. ГИН АН Грузии, нов. сер.; вып. 114).

22. Снежко В. А. О гальке кристаллических пород из верхнекаменноугольных конгломератов р. Закан (Северный Кавказ) // Исследования по минералогии и петрографии на территории Северного Кавказа и Донбасса. – Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета. – 1971. – С. 164–166.

23. Снежко В. А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 25. – С. 87–94.

24. Снежко В. А., Гурбанов А. Г. Характер распределения редкоземельных элементов в гранитоидах Дарьяльского массива // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа: Материалы IX Междунар. науч.-практич. геологич. конф. – Ессентуки, 2000. – С. 405–407.

25. Снежко В. А., Снежко В. В. Возраст цирконов из гранодиоритов Соколовского массива (Западное Предкавказье) по данным U-Pb (SHRIMP II) датирования // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 70. – С. 41–47.

26. Снежко В. А., Толмачёва Е. В. Новые данные о возрасте гранитов малкинского комплекса (Северный Кавказ) // Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа. – Махачкала, 2013. – С. 129–131. – (Тр. Института геологии Дагестанского научного центра РАН; вып. 62).

27. Снежко В. А., Усик В. И., Потапенко Ю. Я. Геодинамическая модель формирования герцинских гранитоидов Большого Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа: Материалы IX Междунар. науч.-практич. геологич. конф. – Ессентуки, 2000. – С. 155–175.

28. Снежко Е. А. Некоторые петрохимические особенности северных гранитов Кавказа // Проблемы геологии Земли и космоса в творчестве П. Н. Чирвинского. – Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета. – 1985. – С. 79–84.

29. Срабонян М. Х. Магматические комплексы Северного Кавказа и проблемы их систематики / М. Х. Срабонян, В. А. Снежко, А. Н. Доля, Ю. Я. Потапенко // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа: Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. – Ессентуки, 1995. – С. 43–63.

30. Тугаринов А. И. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения / А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикова, Т. В. Грачёва, В. А. Макаров // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия. – М.: 1975. – С. 12–20.

31. Туркина О. М., Ножкин А. Д., Баянова Т. Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 3. – С. 282–303.

32. Чаицкий В. П. Верхнепалеозойские гранитоиды юго-восточной части Западного Предкавказья // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1972. – № 11. – С. 51–60.

33. Шенгелиа Д. М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1972. – 247 с. – (Труды, новая серия / АН ГССР. Геол. ин-т; вып. 34).

34. Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. – 1985. – Vol. 48. – Pp. 43–55.

35. Frost B. R. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins, R. J. Arculus, D. J. Ellis, C. D. Frost // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42, no. 11. – Pp. 2033–2048. – DOI: 10.1093/petro-logy/42.11.2033

36. Hanel M., Gurbanov A. G., Lippolt H. J. Age and genesis of granitoids from the Main Ridge and Bechasyn Zones of the western Great Caucasus // Neues Jahrbuch für Mineralogie. – 1992. – H. 12. – Pp. 529–544.

37. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / ed. by A. D. Saunders, M. J. Norry. – London: Geological Society Special Publication, 1989. no. 42. – Pp. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

1. Afanas'ev G. D. Granitoidy drevnikh intruzivnykh kompleksov Severo-Zapadnogo Kavkaza [Granitoids of ancient intrusive complexes of the North-West Caucasus]. Moscow, Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1950, iss. 69, 135 p. 2. Balashov Yu. A. Geochimiya redkozemel'nih elementov [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow, Nauka, 1976, 261 p.

3. Borodin L. S. Petrokhimiya magmaticheskikh seriy [Petrochemistry of magmatic series]. Moscow, Nauka, 1987, 261 p.

4. Borodin S. L. Petrologiya tonalit-granitnoy serii Verkhisetskogo massiva, Sredniy Ural [Petrology of the tonalite-granite series of the Verkhisetsky massif, the Middle Urals]. *Petrology*, 1994, Vol. 2, no. 6, pp. 609–622. (In Russian).

5. Vardanyants L. A. Novye dannye po geologii basseyna rek Malki, Khasauta i Mushta [New data on the geology of the basin of the Malka, Khasauta and Mushta rivers]. *Izvestiya AN Armyanskoy SSR*, 1960, vol. XIII, no. 6, pp. 13–19. (In Russian).

6. Gamkrelidze L. P., Shengelia D. M. Dokembriyskopaleozoyskiy regional'nyy metamorfizm, granitoidnyy magmatizm i geodinamika Kavkaza [Precamrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of the Caucasus]. Moscow, Scientific world, 2005, 458 p.

7. Gerasimov A. P. Obzor geologicheskogo stroeniya severnogo sklona Glavnogo Kavkazskogo khrebta v basseynakh rek Malki i Kumy [Review of the geological structure of the northern slope of the Main Caucasian ridge in the basins of the Malka and Kuma rivers]. Moscow; Leningrad, 1940, iss. 123, 84 p.

8. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Izd. vtoroe. Seriya Kavkazskaya. Listy K-38-I, VII (Kislovodsk). Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation on a scale of 1:200,000. 2 edition. Caucasian series. Sheets K-38-I, VII (Kislovodsk). Explanatory note]. Eds.: A. N. Pis'mennyy et al. St. Petersburg, VSEGEI, 2015, 364 p., availiable at: http://geo. mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap\_K-38-I,VII.pdf (accessed 1 October 2020).

9. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000. Tret'e pokolenie. Seriya Skifskaya. List K-37 (Sochi), K-38 (Makhachkala), K-39. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation scale 1:1,000,000 (third generation). Seriya Skifskaya. Sheet K-37 (Sochi), K-38 (Makhachkala), K-39. Explanatory note]. Eds.: V. A. Lavrischev, A. A. Sheykov, V. M. Andreev et al. St. Petersburg: Izdatel'stvo kartfabriki VSEGEI, 2011, 431 p.

10. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Vtoroe pokolenie. Seriya Skifskaya. List L-38-XXV (Shpakovskoe) Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Seriya Skifskaya. Sheet L-38-XXV (Shpakovskoe). Explanatory note]. Eds.: I. F. Rudyanov, V. F. Pechenuyk, M. Kh. Srabonyan et al. Moscow, 1999, 126 p.

11. Gurbanov A. G., Aretts I. Kriterii vol'wramanosnosti granitov pozdnepaleozoyskoy diorit-granitnoy formatcii, Severnuy Kavkaz [Criteria for tungsten content of granites of the Late Paleozoic diorite-granite formation, North Caucasus]. *Petrology*, 1996, vol. 4, no. 4, pp. 386–406. (In Russian).

12. Gurbanov A. G., Lyakhovich T. T., Kartashova L. V., Korina E. A. Redkie i rudnie elementu v kvartce iz porod rasnovozrastnukh magmaticheskikh formatciy i metamorphicheskikh obrazovaniy Bol'shogo Kavkaza – indikatori ikh geokhimicheskoy spetcializatcii [Rare and ore elements in quartz from rocks of different-aged igneous formations and metamorphic formations of the Greater Caucasus – indicators of their geochemical specialization]. *Osobennosti porodoobrazuyutcshikh mineralov magmaticheskikh porod*. Moskva, Nauka, 1986, pp. 84–100. (In Russian).

13. Gusev A. I., Kuzubov P. P. Petrogeneticheskie tipy i flyuidal'niy rezhim paleozoiskikh granitoidov Bol'shogo Kavkaza [Petrogenetic types and fluid regime of Paleozoic granitoids of the Greater Caucasus]. *National Geology*, 2001, no. 2, pp. 42–48. (In Russian).

14. Dubinskiy A. Ya., Mikheev G. A., Matsenko N. A. Granitoidy gertcinskogo fundamenta Predkavkaz'ya i ikh sopostavlenie s granitoidami Severnogo Kavkaza [Granitoids of the Hercynian basement of the Ciscaucasia and their comparison with granitoids of the North Caucasus]. *Sovetckaya geologiya*, 1969, no. 7, pp. 97–105. (In Russian).

15. Efremov G. M. O prirode kali-natrovogo polevogo shpata v paleozoyskikh intruziyakh Severnogo Kavkaza [On the nature of potassium-sodium feldspar in the Paleozoic intrusions of the North Caucasus]. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya*, 1939, no. 3, pp. 15–22. (In Russian).

16. Zakrutkin V. V., Kulish E. A. Porodoobrazuyucschie mineraly drevnikh metamorphicheskikh kompleksov Kavkaza. Biotity [Rock-forming minerals of ancient metamorphic complexes of the Caucasus. Biotites]. Kiev, 1997, 114 p. (In Russian).

17. Lebed'ko G. I., Usik V. I. Geokhronologiya Severnogo Kavkaza [Geochronology of the North Caucasus]. Rostov-na-Donu, Izd-vo Rostovskogo universiteta, 1985, 147 p.

18. Lyakhovich T. T. Geokhimicheskie osobennosti kvartcev granitoidov korovogo i mantiynogo proiskhozhdeniya [Geochemical features of crustal and mantle origin granitoids quartz]. *Geokhimiya*, 1991, no. 2, pp. 288–291. (In Russian).

19. Mikheev G. A., Potapenko Yu. Ya., Snezhko V. A. O vozraste granitoidov ullukamskogo i malkinskogo intruzivnukh kompleksov Severnogo Kavkaza [About the age of granitoids of the Ullukam and Malka intrusive complexes of the North Caucasus]. *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration*, 1975, no 2, pp. 40–43. (In Russian).

20. Paffengol'ts K. N. Granity Malki i Mushta [Granites of Malki and Mushta]. *Izvestiya Geologicheskogo komiteta*, 1924, vol. 43, no. 10, pp. 1371–1415. (In Russian).

21. Potapenko Yu. Ya., Snezhko V. A., Somin M. L., Usik V. I. Gertsinskie granitoidy v strukture i evolyutsii Bol'shogo Kavkaza [Hercynian granitoids in the structure and evolution of the Greater Caucasus]. *Problemy geologii i petrologii*. Tbilisi, 1999, 148–167 pp. (In Russian).

22. Snezhko V. A. O gal'ke kristallicheskikh porod iz verkhnekamennougol'nykh konglomeratov r. Zakan (Severnyy Kavkaz) [About the pebbles of crystalline rocks from the Upper Carboniferous conglomerates of the r. Zakan (North Caucasus)]. *Issledovaniya po mineralogii i petrografii na territorii Severnogo Kavkaza i Donbassa*. Rostov-na-Donu, Izd-vo Rostovskogo universiteta, 1971, pp. 164–166. (In Russian).

23. Snezhko V. A. Rifeyskie stratifitcirovannye obrazovaniya Karachaevo-Cherkesskoy zony Central'nogo Kavkaza [Riphean stratified formations of the Karachay-Cherkess zone of the Central Caucasus]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2005, no. 5, pp. 87–94. (In Russian).

24. Snezhko V. A., Gurbanov A. G. Kharakter raspredeleniya redkozemel'nykh elementov v granitoidakh Dar'yal'skogo massiva. *Geologiya i mineral'no-syr'evaya baza Severnogo Kavkaza: Materialy IX Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy geologicheskoy konfereentsii*. Essentuki, 2000, pp. 405–407. (In Russian).

25. Snezhko V. A., Snezhko V. V. Age of zircons from Sokolovsky Massif (West Ciscaucasia) granodiorites according to U-Pb (SHRIMP II) dating. *Regional Geology and Metallogeny*. 2017, no. 74, pp. 87–94. (In Russian).

26. Snezhko V. A., Tolmacheva E. V. Novye dannye o vozraste granitov malkinskogo kompleksa (Severnyy Kavkaz) [New data on the age of granites of the Malka complex (North Caucasus)]. *Gidrogeologiya i nekotorye prikladnye aspekty geologii Vostochnogo Kavkaza*. Makhachkala, 2013, pp. 129–131. (In Russian).

#### Региональная геология и металлогения № 85/2021

27. Snezhko V. A., Usik V. I., Potapenko Yu. Ya. Geodinamicheskaya model' formirovaniya gertsinskikh granitoidov Bol'shogo Kavkaza [Geodynamic model of the formation of the Hercynian granitoids of the Greater Caucasus]. *Geologiya i mineral'no-syr'evaya baza Severnogo Kavkaza: Materialu X mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy geologicheskoy konferentsii.* Essentuki, 2000, pp. 155–175. (In Russian).

28. Snezhko E. A. Necotorye petrokhimicheskie osobennosti severnykh granitov Kavkaza [Some petrochemical features of the northern granites of the Caucasus]. *Problemy geologii Zemli i kosmosa v tvorchestve P. N. Chervinskogo*. Rostov-na-Donu, Izd-vo Rostovskogo universiteta, 1985, pp. 79–84. (In Russian).

29. Srabonyan M. Kh., Snezhko V. A., Dolya A. N., Potapenko Yu. Ya. Magmaticheskie kompleksy Severnogo Kavkaza i problemu ikh sistematiki [Magmatic complexes of the North Caucasus and problems of their systematics]. *Osnovnye problemu geologicheskogo izucheniya i ispol'zovaniya nedr Severnogo Kavkaza*. Essentuki, 1995, pp. 43–63. (In Russian).

30. Tugarinov A. I., Bibikova E. V., Gracheva T. V., Makarov V. A. Geokhronologicheskoe raschlenenie magmaticheskikh kompleksov Severnogo Kavkaza i svyaz' s nimi polimetallicheskogo orudeneniya [Geochronological subdivision of magmatic complexes of the North Caucasus and the connection with them of polymetallic mineralization]. *Geokhronologiya Vostochno-Evropeyskoy platformu i sochleneniya Kavkazsko-Karpatskoy sistemu. XIX sessiya.* Moscow, 1975, pp. 12–20. (In Russian). 31. Turkina O. M., Nozhkin A. D., Bayanova T. B. Sources and formation conditions of Early Proterozoic granitoids from the southwestern margin of the Siberian craton. *Petrology*, 2006. Vol. 14, no. 3, pp. 262–283. (In Russian).

32. Chaitsky V. P. Verkhnepaleozoyskie granitoidy yugovostochnoy chasti Zapadnogo Predkavkaz'ya [Upper Paleozoic granitoids of the southeastern part of Western Ciscaucasia]. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya*, 1972, no. 11, pp. 51–60. (In Russian).

33. Shengelia D. M. Petrologiya paleozoyskikh granitoidov Severnogo Kavkaza [Petrology of Paleozoic granitoids of the North Caucasus]. Tbilisi, Metsniereba, 1972, no. 11, pp. 51–60.

34. Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 1985, vol. 48, pp. 43–55.

35. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 2001, vol. 42, pp. 2033–2048.

36. Hanel M., Gurbanov A. G., Lippolt H. J. Age and genesis of granitoids from the Main Ridge and Bechasyn Zones of the western Great Caucasus. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1992, h. 12, pp. 529–544.

37. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. *In* A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.): *Magmatism in the oceanic basins*. London, Geological Society Special Publication, 1989, no. 42, pp. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Снежко Виктор Александрович – вед. инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <VSnezhko@vsegei.ru>

Снежко Виктор Викторович — канд. геол.-минерал. наук, директор, Центр информационных технологий по региональной геологии и металлогении ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Victor\_Snezhko@vsegei.ru>

Шарпёнок Людмила Николаевна – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>.

<Lyudmila\_Sharpenok@vsegei.ru>

Snezhko Viktor Aleksandrovich - Leading Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <VSnezhko@vsegei.ru>

Snezhko Viktor Viktorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Centre of informational technologies on regional geology and metallogeny VSEGEI<sup>1</sup>. <Victor\_Snezhko@vsegei.ru>

Sharpenok Lyudmila Nikolaevna – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, VSEGEI<sup>1</sup>. <Lyudmila\_Sharpenok@vsegei.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

#### В. А. ШАХВЕРДОВ, Ю. П. КРОПАЧЕВ, А. А. МОСКОВЦЕВ, О. В. ДРОНЬ (ВСЕГЕИ)

# Новые данные о причинах формирования кольцевых структур на льду озера Байкал

Проанализирована позиция кольцевых структур на льду озера Байкал относительно объектов миграции углеводородов. Полученные данные комплексных геолого-гидрогеохимических исследований и газовой съемки показали отсутствие прямой связи кольцевых структур с проявлениями гидратов и газовыми грифонами. Геолого-геофизическое изучение разреза донных отложений в районах акватории наиболее частого обнаружения кольцевых структур показало, что непосредственно под ними в разрезе донных отложений располагаются тектонические нарушения, к которым приурочены проницаемые каналы. Последние являются каналами глубинной разгрузки низкотемпературных гидротермальных растворов в водную толщу, что может быть причиной возникновения антициклонических кольцевых течений и, как следствие, кольцевых структур на льду озера.

Ключевые слова: Байкал, углеводороды, кольцевые структуры на льду.

#### V. A. SHAKHVERDOV, YU. P. KROPACHEV, A. A. MOSKOVTSEV, O. V. DRON (VSEGEI)

# New data on the reasons for the ring structure formation on the ice of Lake Baikal

The position of ring structures on the ice of Lake Baikal relative to hydrocarbon migration objects was analyzed. The data obtained from geological and hydrogeochemical studies and gas surveys show that there is no direct relationship between ring structures and hydrate shows and gas seepage. Geological and geophysical study of the sub-bottom profile in the water area of the most frequent occurrence of the ring structures show that tectonic faults, to which permeable channels are confined, are located directly below them. The latter are the channels for deep discharge of low-temperature hydrothermal solutions into the water column, which can be the cause of anticyclonic ring currents, and, as a result, of ring structures on the ice of the lake.

Keywords: Baikal, hydrocarbon, ring structures on ice.

Для цитирования: Шахвердов В. А. Новые данные о причинах формирования кольцевых структур на льду озера Байкал / В. А. Шахвердов, Ю. П. Кропачев, А. А. Московцев, О. В. Дронь // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 21–30.

Введение. Котловина оз. Байкал представляет собой часть Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), крупнейшей на территории России и второй по размерам внутриконтинентальной рифтовой системой в мире после Восточно-Африканской. БРЗ обладает сложным геологическим строением, характеризуется аномальным состоянием глубинного вещества и высокой сейсмической активностью. Озеро Байкал является единственным в мире пресноводным водоемом, где в донных осадках обнаружены скопления газовых кристаллогидратов. И в 1996 г. оно по праву было включено в Список Всемирного наследия ЮНЕСКО.

Одно из достаточно необычных явлений на озере — образование на поверхности льда обширных многокилометровых кольцевых структур, которые возникают в разных частях озера и видны на космических снимках. В последнее время именно с широкой доступностью материалов дистанционных наблюдений и связано обнаружение этих образований. Кольцевые структуры имеют близкую к окружности форму и достигают 6—9 км в диаметре. Обычно «кольца» становятся видимыми в начале апреля и исчезают к моменту разрушения сплошного ледового покрова. Как правило, они неоднократно появляются в одних и тех же районах акватории оз. Байкал. Так, в районе мыса Крестовский кольцевые структуры фиксируются практически ежегодно с начала наблюдений. Многие годы «кольца» отмечались в районе мыса Нижнее Изголовье у п-ова Святой Нос, к востоку от о. Ольхон, в заливе Култук и других местах [11; 12]. Интерес к этим объектам вызван многообразием гипотез их происхождения, среди которых встречаются и весьма экзотические.

Описание структур такого типа и попытки объяснения их происхождения приводятся в целом ряде публикаций. Здесь сошлемся на работу А. В. Кураева с коллегами, в которой дано определение понятию «ледовое кольцо», приведен наиболее полный перечень выявленных кольцевых структур на оз. Байкал с их пространственной привязкой и рассмотрен ряд гипотез их формирования [11]. На некоторых из них мы остановимся ниже, обратив внимание на основные наиболее существенные противоречия с точки зрения новых данных, которые получены нами в ходе комплексных геолого-геофизических исследований на акватории оз. Байкал.

Основные модели формирования «ледовых колец». Центральная экологическая зона Байкальской природной территории приурочена к крупной нефтегазоносной структуре, о чем свидетельствуют многочисленные нафтидопроявления [4]. Углеводородные системы представлены горючим газом, нефтью, газовыми кристаллогидратами, растворенными в воде углеводородными газами, углеводородными газами донных осадков. Поэтому вопрос участия в формировании кольцевых структур процессов, связанных с миграцией углеводородов, представляется одним из наиболее важных.

В литературе приводятся разные причины возникновения «ледовых колец», но большинство исследователей сходятся во мнении, что одна из основных причин их формирования – изменения в толщине и структуре (неоднородности) ледового покрова, приводящие к неравномерной его деградации в период таяния. Именно в связи с этим процессом «ледовые кольца» становятся видимыми на космических снимках в весенний период. В то же время не существует единого мнения о причинах, приводящих к изменению состояния ледового покрова. По одной из концепций [5; 6; 8] предполагается, что возникновение кольцевых структур связано с антициклоническими круговыми течениями, которые генерируются в результате локального подъема глубинных вод. Наличие таких течений полтверждается результатами полевых гидрологических исследований водной толщи в районах «ледовых колец» и посредством математического моделирования. При этом было показано, что подледная вода в центре «ледового кольца» имеет температуру на 0,5 °С теплее и меньшую минерализацию, чем за пределами структуры. Как предполагают авторы этих статей, прорыв глубинных вод – следствие всплытия и разрушения газового гидрата.

Другая модель формирования кольцевых структур предложена В. К. Балхановым с коллегами [1; 2] и заключается в том, что в результате выброса со дна озера теплого природного газа вокруг него в толще воды образуется конвекция в виде тороидальной фигуры вращения. Авторы делают вывод о линейной связи размера тороидальных фигур с глубиной выброса газа [2] и приводят теоретическое обоснование условиям возникновения конвекции радиальной направленности, в отличие от антициклонического вихря [6], который имеет осевую конвекцию. Сразу следует отметить, что анализ данных о соотношении глубин Байкала в местах образования «ледовых колец» и их диаметра показывает отсутствие значимой линейной зависимости между этими характеристиками (рис. 1). Отсутствие такой зависимости хорошо видно и на космическом снимке (рис. 2), где одновременно зафиксированы две кольцевые структуры. Первая, на севере Малого моря при глубине озера не более 400 м, обладает диаметром близким к 10 км. Диаметр второй, в районе мыса Нижнее Изголовье, около 5 км. При этом глубина озера здесь может достигать 1450 м и более.

Не будем здесь обсуждать, какая из моделей более достоверна, так как это не является целью нашей статьи. Отметим только, что в ходе полевых работ, которые проводились в районе мыса Нижнее Изголовье, было зафиксировано закономерное изменение толщины ледового покрова и температуры подледной воды в пределах кольцевой структуры, а также наличие течения по ее периферии. Кроме того, анализ ночных космических снимков в тепловом диапазоне показал существование тепловой аномалии в районе мыса еще до начала образования кольцевой структуры на поверхности льда, что, по нашему мнению, может указывать на достаточно продолжительный процесс этого явления. В то же время обе концепции рассматривают процесс формирования конвекционного течения в большей степени как стихийный, а не закономерный и протяженный.

Таким образом, отличаясь друг от друга моделями образования собственно конвекционных течений, эти концепции сходятся в том, что причина формирования кольцевых структур процессы, в той или иной степени связанные с газовыми гидратами или выходами газа со дна. Однако проведенный нами анализ пространственного положения кольцевых структур на акватории оз. Байкал относительно обнаруженных к настоящему времени проявлений газовых гидратов [10] на поверхности дна и подтвержденных выходов газа (грифонов) показывает, что практически все кольцевые структуры находятся вне пределов таких объектов. Это позволяет сделать вывод об отсутствии прямой связи с ними кольцевых структур. Таким образом, концепция образования «ледовых колец» в результате подъема глубинных вод после разложения газового гидрата или выброса метана и вследствие этого появления как антициклонических кольцевых, так и тороидальных течений не подтверждается. В том числе и потому, что на акватории Северной котловины оз. Байкал, где также были встречены кольцевые структуры на льду, нами не были обнаружены ни газовые гидраты в донных осадках, ни массовые выделения газа со дна озера.

К отрицанию связи «ледовых колец» с проявлениями гидратов и выходами газа склоняется и А. В. Кураев [11], который предлагает другой механизм формирования кольцевых структур. По его мнению, это поверхностные проявления подледных антициклонических вихрей, которые существуют до начала формирования «кольца» и не исчезают во время его образования и развития. При этом особенности водной толщи под «ледовыми кольцами» определяются наличием линзовидной структуры полей температуры, удельной электропроводности и плотности воды. А. В. Кураев отмечает и еще одну особенность вихрей — наличие более теплой и минерализованной воды в его ядре по сравнению с его периферией. При этом он считает, что линзовидные вихри (структура водной толщи) не являются следствием прорыва более теплых и менее минерализованных вод из более глубоких областей озера, а результат собственно вихревого движения.

Однако, по нашему мнению, данный механизм формирования кольцевых структур не объясняет одну из главных их особенностей – приуроченность (или частое появление) к одним и тем же районам акватории озера. Предложенное сочетание нескольких недостаточно определенных «местных условий: свал глубин, форма береговой линии, поле ветра и речной сток» [11] в качестве причин образования антициклонических вихрей не позволяет на это рассчитывать, так как благоприятное сочетание таких условий и многократная их повторяемость в одних и тех же частях акватории маловероятна. Скорее всего, в этой модели мы будем иметь формирование малоустойчивых нестационарных вихрей, причем не только антициклонической, но и циклонической



Рис. 1. Зависимость диаметра кольцевых структур от глубины акватории в местах их формирования

направленности. Тем более, если предполагать влияние на их формирование синоптических изменений атмосферного давления, как это полагает в одной из своих публикаций А. В. Кураев [11], что не согласуется с полученными на Байкале полевыми наблюдениями, которые демонстрируют наличие конвекции только антициклонической направленности.



Рис. 2. Кольцевые структуры на льду озера Байкал: 1 – север Малого моря, 2 – мыс Нижнее Изголовье полуострова Святой Нос (космический снимок от 22 апреля 2019 г., www.sputnik.irk.ru)

Ни одна из рассмотренных выше концепций не отрицает присутствия под «ледовыми кольцами» конвекционных вихревых течений. В основном отличия связаны с механизмом их формирования и гидрологическими характеристиками водной толщи (температурой, минерализацией, плотностью и др.), которые были получены в ходе полевых наблюдений конвекционных течений. По нашему мнению, эти отличия, возможно, могут быть связаны с тем, что полевые измерения проводились на разных этапах развития этих течений.

Модель возникновения кольцевых структур в результате процессов «самоорганизации в симметричной пластине льда» [3] при участии энергии солнечного излучения нами не рассматривалась, так как имеет сугубо теоретический, а не практический характер и противоречит целому ряду реально наблюдаемых фактов.

Таким образом, анализ различных моделей формирования кольцевых структур на поверхности ледового покрова оз. Байкал показал, что ответ на главный вопрос о первопричинах их образования так и остается открытым. Несмотря на детальность гидрологических исследований, ни в одной из представленных моделей их авторы не рассматривают особенности строения геологического разреза донных отложений в районах появления кольцевых структур. В результате собственно геологические процессы в причинах образования «ледовых колец» не учитываются.

Методы исследований и полученные результаты. Геолого-геофизические работы, проведенные нами с 2015 по 2019 г. на акватории оз. Байкал, восполняют этот пробел. В основе этих исследований лежат методы комплексного геологического картирования, которые подразумевают сочетание как геологических и геохимических, так и геофизических методов. Только такой подход позволяет оценить общие закономерности проявления исследуемых геологических процессов.

Наблюдения были проведены на 328 станциях. Отбор донного грунта осуществлялся с помощью ковша бокс-корера и бентосной герметичной трубки. Пробы придонной воды отбирались из трубки, а в случае отсутствия воды в системах отбора грунта — с помощью батометра. Кроме отбора донного грунта и придонной воды для комплексных аналитических исследований, измерения быстро меняющихся физико-химических показателей (Eh, pH и температуры) проводилась дегазация проб с целью получения водорастворенных и остаточных газов донных отложений.

В результате было изучено 12 основных проявлений газовых кристаллогидратов, обнаружено или подтверждено положение большинства мест разгрузки газов (газовых грифонов). Для составления различных схем (гидрохимических аномалий, распределения газов, температурных аномалий в придонном слое и др.) использовано более 260 определений микрокомпонентного состава придонных вод, около 430 анализов состава водорастворенных газов в придонных водах и остаточных газов донных отложений. Выполнено более 1500 км сейсмоакустических профилей (НСП).

При проведении НСП для возбуждения сейсмического импульса нами использовался электроискровой источник типа спаркер. Устойчивость его работе в пресных водах оз. Байкал обеспечивал специальный электродный модуль, заполненный соленой водой. Кроме того, был выбран оптимальный частотный диапазон зондирующих импульсов, улучшена разрешающая способность исследований до 2-3 м, что позволило провести профилирование на всех глубинах водного слоя Байкала и получить отражающие границы от верхней части донных осадков с максимальной мощностью до 400 м. Ранее применявшиеся технические средства не позволяли достигать подобных результатов. С помощью НСП оценивалось состояние структурных сейсмостратиграфических и сейсмолитологических параметров верхней части геологического разреза дна. Установлены нарушения геологической среды, активизированные подходящие к поверхности дна разрывные нарушения, гравитационные смещения блоков пород, нарушения характеристичных мощностей отложений, структурные нарушения и т. п.

Как уже упоминалось выше, анализ расположения «ледовых колец» на акватории озера относительно объектов миграции углеводородов (проявлений газовых кристаллогидратов и газовых грифонов) не подтвердил связь кольцевых структур с такими объектами (рис. 3).

Еще одной важной характеристикой, которая может способствовать пониманию роли процессов миграции углеводородов в формировании кольцевых структур, является содержание водорастворенного метана в придонных водах и метана в остаточных газах донных отложений. С этой целью нами были составлены соответствующие схемы распределения концентраций (в об. %) метана по акватории озера и проанализировано положение кольцевых структур относительно аномалий метана.

Анализ схем показывает, что области с повышенной концентрацией метана как в остаточных газах донных отложений (рис. 3), так и водорастворимых газах в придонных водах во всех случаях приурочены к проявлениям гидратов и отсутствуют в районах акватории многократного образования кольцевых структур: мысы Крестовский и Нижнее Изголовье, залив Култук и др. Тем более не обнаружены высокие концентрации метана и в Северной котловине. Таким образом, анализ наших данных газовой съемки также не подтверждает решающего участия газовых гидратов и глубинных выбросов природного газа, основным компонентом которых является метан, в формировании кольцевых структур. Исследования в этом направлении необходимо продолжить, что увеличит плотность наблюдений и позволит повысить обоснованность полученных выводов. В настоящее время плотность нашего



Рис. 3. Схема распределения концентраций метана (об. %) в остаточных газах донных отложений и положения центров кольцевых структур [11]

опробования для оз. Байкал по термодегазации донных осадков в среднем составляет одну пробу на 148 км<sup>2</sup>, а по придонным водам — одна проба на 158 км<sup>2</sup>.

Впервые вопрос о роли геологического строения дна в районах появления «ледовых колец» и инфильтрации низкотемпературных гидротермальных растворов в их формировании был поставлен в публикации доклада «О роли процессов миграции углеводородов в формировании кольцевых структур на льду озера Байкал» [9], в котором рассматривались первые результаты анализа данных непрерывного сейсмоакустического профилирования.

В последнее время нами получены новые геофизические данные об особенностях строения геологического разреза верхней части осадочной толщи в районах акватории частого проявления кольцевых структур. Они позволяют с большей уверенностью говорить о предложенной модели [9]. В основу этих исследований положены результаты многолучевого эхолотирования и НСП.

Были обследованы три района акватории наиболее частого появления кольцевых структур: залив Култук, а также мысы Нижнее Изголовье и Крестовский. Важно, что все три района характеризуются разным сочетанием местных условий: морфологии донного рельефа, формы береговой линии, особенностей речной сети в прибрежной зоне и метеорологических факторов. Кольцевые структуры в заливе Култук приурочены к периферической зоне перехода денудационно-аккумулятивного склона, осложненного оползнями и расчлененными каньонами, к субгоризонтальной абиссальной равнине. В то время как в районе мысов Крестовский и Нижнее Изголовье – к субгоризонтальной абиссальной равнине.

Кольцевые структуры в заливе Култук (рис. 4). Обследованный участок акватории расположен в пределах юго-западного берегового склона залива, ширина которого около 6 км. Склон рассечен серией каньонов, которые являются продолжением береговых речных и крупных овражных систем. Многолучевое эхолотирование не выявило на акватории залива выходов газа со дна. По характеру волнового поля на сейсмограммах можно выделить два комплекса. Первый (нижний) присутствует на всех профилях и характеризуется высокой акустической жесткостью и небольшой глубиной проникновения акустического сигнала. Верхний комплекс имеет несогласное и фрагментарное распространение. Отмечается чередованием параллельных отражений, часто смятых в складки, и может отождествляться с современными и голоценовыми осадками. Появлявшиеся в разное время на льду залива кольцевые структуры приурочены к периферической зоне берегового склона.

На профиле, который пересекает кольцевую структуру (рис. 5), в рельефе дна на глубинах 1200—1260 м наблюдаются осложняющие его конседиментационные тектонические нарушения. На сейсмограмме в области этой структуры акустические границы становятся неотчетливыми и часто совсем пропадают. Это является признаком существования проницаемого канала в разрезе осадков. Полученные данные позволяют предполагать причинно-следственную связь между наличием проницаемого канала и кольцевых структур.

Кольцевые структуры в районе мыса Нижнее Изголовье полуострова Святой Нос. Интерес к этой части акватории озера прежде всего связан с многократным появлением здесь обширных кольцевых структур на поверхности льда, в том числе в 2019 и 2020 гг. (см. рис. 2). Район расположен к юго-востоку от Академического хребта вблизи с Ольхонским разломом северо-восточного простирания. Ближайшая суша – п-ов Святой Нос, который характеризуется отсутствием разветвленной речной сети.

Для изучения строения разреза донных отложений в месте образования колец было проведено НСП по профилю, пересекающему акваторию озера в этом районе. Анализ сейсмограммы



Рис. 4. Кольцевая структура на льду в районе залива Култук (космический снимок от 20 апреля 2009 г., http://www.sovsekretno.ru/news/id/9243)

*1* – центры кольцевых структур по [11]; *2* – профиль НСП; *3* – положение проницаемого канала на профиле НСП; *4* – станции донного пробоотбора



Рис. 5. Фрагмент сейсмограммы геологического разреза (профиль 05) в районе кольцевой структуры, залив Култук 1 – достоверные и 2 – предполагаемые сейсмоакустические границы; 3 – зоны тектонических нарушений; 4 – генетический тип рельефа: 1 – денудационно-аккумулятивный склон (до 25°), осложненный оползнями и расчлененный каньонами, 2 – субгоризонтальная абиссальная равнина (бассейновая аккумуляция), уклон 1°–5°, 3 – аккумулятивные приподнятые в разной степени расчлененные поверхности (см. на рис. 7)

профиля показал, что область появления кольцевых структур приурочена к переходу от крутого склона, осложненного оползнями и каньонами, к абиссальной равнине и характеризуется резким перепадом глубин на величину более 500 м (рис. 6). Разрывные тектонические структуры, контролирующие положение склона, сопровождаются серией конседиментационных нарушений. Кроме тектонических нарушений в структуре акустического поля можно выделить три основных акустических комплекса. Первый снизу характеризуется акустической жесткостью и фрагментарным



Рис. 6. Особенности строения геологического разреза донных отложений в районе кольца у мыса Нижнее Изголовье по данным НСП

Усл. обозн. см. на рис. 5

проявлением рефлексов. Второй имеет отчетливо выраженную слоистую структуру отражающих горизонтов. При этом границы между пачками неровные, горизонты имеют переменную мощность и смяты в складки, наблюдаются внутриформационные несогласия, свидетельствующие о высокой активности тектонических процессов в этой части акватории. Мощность второго комплекса достигает 270 м в самой юго-восточной части профиля. Третий, самый поверхностный комплекс, имеет небольшую мощность, которая составляет около 10-15 м. Он представлен параллельно-слоистым чередованием отражающих границ, повторяющих форму донной поверхности. В области дна, находящейся непосредственно под районом появления колец, наблюдается усложнение рельефа, которое сопровождается изменениями в характере акустического поля. Отражающие границы становятся менее отчетливыми, а регулярная слоистость пропадает как во втором, так и в поверхностном акустических комплексах. Структура сопровождается тектоническими нарушениями и подъемом пород первого акустического комплекса. Исходя из полученных данных, можно предположить, что появление кольцевых структур может быть связано со специфическим геологическим строением геологического разреза в этом районе акватории. Однако для решения вопроса возможной генетической связи колец



Рис. 7. Расположение центров «ледяных колец» по отношению к конседиментационным тектоническим структурам – a, фрагмент сейсмограммы геологического разреза (профиль 01а) в районе кольцевых структур, мыс Крестовский –  $\delta$ 

а – 1 – шкала глубин, м; 2 – центры кольцевых структур по [11]; 3 – профиль НСП; 4 – положение конседиментационных тектонических нарушений на профиле НСП; 5 – станции донного пробоотбора;

**б** – см. усл. обозн. на рис. 5



с геологическим строением и выявления собственно проницаемого канала в разрезе донных осадков необходимо проведение более детальных как геофизических, так и геолого-гидрогеохимических исследований.

Кольцевые структуры в районе мыса Крестовский. В этом районе акватории кольцевые структуры неоднократно появлялись на льду в полосе протяженностью около 10 км на расстоянии 4—7 км от берега. В прибрежной зоне речная сеть практически отсутствует. При глубинах озера 850—1100 м рельеф дна имеет слаборасчлененный характер. Генетический тип рельефа — субгоризонтальная абиссальная равнина с бассейновым характером аккумуляции, к западу переходящая в аккумулятивные приподнятые в разной степени расчлененные поверхности. Признаков активного выделения газов в водную толщу в районе исследований нами в настоящее время не установлено.

В 2018 г. в районе кольцевых структур пройден профиль НСП (рис. 7, а). Как видно на фрагменте сейсмограммы (рис. 7, б), рельеф дна осложнен серией холмообразных поднятий с превышением над дном от 30 до 50 м, которые приурочены к серии разрывных нарушений, выходящих на поверхность дна. В обе стороны от поднятий в верхней части разреза (общей мощностью около 40-50 м) структура волнового поля на сейсмограмме прослеживается достаточно хорошо. Серия сейсмоакустических границ при высокой интенсивности отраженного сигнала имеет субгоризонтальный характер со следами смятия и небольшой складчатостью, в основном облекающей нижележащие слои. В юго-западной части профиля при сохранении горизонтально слоистого характера разреза мощность донных отложений уверенно прослеживается до 150-200 м, а в северо-восточной части – только от 35 до 40 м. Ниже по разрезу амплитуда отраженного

сигнала резко падает. При значительно меньшей общей интенсивности прослеженных акустических границ внутренняя структура этих поддонных горизонтов практически не визуализируется. Характер сейсмоакустического разреза свидетельствует о том, что зона разрывных нарушений с осложнением рельефа дна располагается на границе двух блоков, отличающихся тектоническим режимом и особенностями осадконакопления, а это подтверждает современную тектоническую активность нарушений. В пределах самой зоны наблюдается существенное затухание отраженного акустического сигнала, а сами отражения носят фрагментарный характер, что может указывать на наличие проницаемого канала в геологическом разрезе донных отложений. Ширина этого канала вдоль линии профиля составляет около одного километра.

Заключение. Проведенные геолого-геохимические исследования показали, что образование «ледяных колец» на оз. Байкал не связано с проявлением газовых кристаллогидратов и выходами метана со дна озера. В то же время при проведении сейсмоакустических работ установлено, что в изученных районах частого обнаружения «ледовых колец» в геологическом разрезе донных отложений отчетливо выражены активные конседиментационные (современные) тектонические структуры, которые могут служить каналами глубинной разгрузки низкотемпературных гидротермальных растворов. На возможность участия гидротермальных вод в процессе формирования кольцевых структур указывает и широкое распространение проявлений современных гидротерм, приуроченных к центральной части Байкальской рифтовой зоны [7], где наиболее выражена неотектоническая активность. Примеры таких выходов термальных вод непосредственно в береговой зоне оз. Байкал – источники Кулиных болот и в бухте Змеиная Чивыркуйского залива, мыс Котельниковский, Горячинский, Хакусский и др.

Полученные результаты позволяют полагать, что антициклонические конвекционные течения — следствие глубинной разгрузки низкотемпературных гидротермальных растворов. Предложенной модели не противоречат и характеристики водной толщи (температура, минерализация, плотность и др.) в районе кольцевых структур, наблюдаемые в ходе полевых исследований [11; 12], а именно: более высокая температура и минерализация подледной воды в ядре кольцевого течения по сравнению с его периферией.

Отсутствие полного совпадения положения предполагаемых проницаемых структур в геологическом разрезе донных отложений и центров «ледяных колец», наблюдаемых в разные годы, объясняется возможным пространственным дрейфом как самих кольцевых структур, так и проницаемых каналов, а также расхождением времени проявления «ледовых колец» и моментом проведения геофизических наблюдений. Кроме того, положение и размеры проницаемых каналов, сопряженных с тектоническими структурами, могут несколько отличаться от тех, которые установлены только по одному пересечению профилем НСП. Задача дальнейших детальных сейсмоакустических, а также гидрогеохимических исследований — уточнение положения тектонических структур и сопряженных с ними каналов разгрузки гидротермальных растворов.

Исследования проведены в рамках завершенных государственных контрактов по геологическому изучению опасных процессов, связанных с миграцией углеводородов в центральной экологической зоне Байкальской природной территории, № 51 от 31.03.2016 и № 25 от 31.03.2017 (Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), Министерство природных ресурсов и экологии РФ) и договора № 1/2015 (ГК 155) от 31.07.2015 (ФГУГП «Гидроспецгеология»).

1. Балханов В. К., Бушкаев Ю. Б., Хаптанов В. Б. Феномен образования круговых колец на заснеженном ледовом поле озера Байкал // Журнал технической физики. – 2010. – Т. 80, вып. 9. – С. 34–37.

2. Балханов В. К., Бушкаев Ю. Б. О возникновении конвективного тороидального вихря в воде Байкала // Журнал технической физики. – 2013. – Т. 83, вып. 11. – С. 34–38.

3. Бордонский Г. С., Крылов С. Д. О природе кольцевых образований на спутниковых снимках ледяного покрова озера Байкал // Исследование Земли из космоса. – 2014. – № 4. – С. 27–31.

4. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2015 году». – Иркутск: АНО «КЦ Эксперт», 2016. – 374 с.

5. Гранин Н. Г. Окольцованный Байкал // Наука из первых рук. –2009. – № 3. – С. 22–23.

6. Кольцевые структуры на ледовом покрове озера Байкал: анализ экспериментальных данных и математическое моделирование / Н. Г. Гранин, И. Г. Мизандронцев, В. В. Козлов и др. // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 11. – С. 1890–1903. – DOI: 10.15372/GiG20181111

7. Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1974. — 166 с.

8. Полевые исследования и некоторые результаты численного моделирования кольцевой структуры на льду озера Байкал / Н. Г. Гранин, В. В. Козлов, Е. А. Цветова, Р. Ю. Гнатовский // Докл. РАН. – 2015. – Т. 461, № 3. – С. 343–347.

9. Шахвердов В. А., Кропачев Ю. П., Московцев А. А. О роли процессов миграции углеводородов в формировании кольцевых структур на льду озера Байкал // География: развитие науки и образования. Т. I: Коллективная монография по материалам ежегодной Междунар. науч.-практич. конф. LXXI Герценовские чтения. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2018. – С. 203–205.

10. Khlystov O. M. Gas hydrates in Lake Baikal / O. M. Khlystov, A. V. Khabuev, H. Minami, A. Hachikubo, A. A. Krylov // Limnology and Freshwater Biology. -2018. - No. 1. - Pp. 66–70.

11. Kouraev A. V. Giant ice rings on lakes Baikal and Hovsgol: Inventory, associated water structure and potential formation mechanism / A. V. Kouraev, E. A. Zakharova, Frédérique Rémy, A. G. Kostianoy, M. N. Shimaraev, N. M. J. Hall, A. Ya. Suknev // Limnology and Oceanography. – 2016. – Vol. 61, no. 3. – Pp. 1001–1014. – URL: http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/lno.10268/ pdf (дата обращения: 22.01.2021).

12. Kouraev A. V. Giant ice rings on lakes and field observations of lens-like eddies in the Middle Baikal (2016–2017) / A. V. Kouraev, E. A. Zakharova, Frédérique Rémy, A. G. Kostianoy, M. N. Shimaraev, N. M. J. Hall, R. E. Zdorovennov, A. Ya. Suknev // Limnology and Oceanography. – 2019. – Vol. 64, no. 6. – Pp. 2738–2754.

1. Balkhanov V. K., Bashkuev Y. B., Khaptanov V. B. Formation of circular rings on the snow-covered ice field of Lake Baikal. *Technical Physics. The Russian Journal of Applied Physics*, 2010, vol. 80, no. 9, pp. 34–37. (In Russian).

2. Balkhanov V. K., Bashkuev Y. B. On the appearance of a convective toroidal vortex in Lake Baikal. *Technical Physics. The Russian Journal of Applied Physics*, 2013, vol. 83, no. 11, pp. 34–38. (In Russian).

3. Bordonskiy G. S., Krylov S. D. About nature of ring formations on satellite images of Baikal ice cover. *Issledovaniye Zemly iz Kosmosa*, 2014, no. 4, pp. 27–31. (In Russian).

4. O sostoyanii ozera Baykal i merakh po ego okhrane v 2015 godu [On the state of Lake Baikal and measures for its protection in 2015]. Gosudarstvennyy doklad. Irkutsk, 2016, 374 p.

5. Granin N. G. Okol'tsovannyy Baykal [The ringed Baikal]. *Science First Hand*, 2009, no. 3, pp. 22–23. (In Russian).

6. Granin N. G., Mizandrontsev I. B., Kozlov V. V. et al. Natural rings structures on the Baikal ice cover: analysis of experimental data and mathematical modeling. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, vol. 59, no. 11, pp. 1890–1903. DOI: 10.15372/GiG20181111. (In Russian).

7. Lomonosov I. S. Geokhimiya i formirovanie sovremennykh gidroterm Baykal'skoy riftovoy zony [Geochemistry and formation of hydrotherm of the Baikal Rift Zone]. Novosibirsk, Nauka, 1974, 166 p.

8. Granin N. G., Kozlov V. V., Tsvetova E. A., Gnatovskiy R. Yu. Polevye issledovaniya i nekotorye rezul'taty chislennogo modelirovaniya kol'tsevoy struktury na l'du ozera Baykal [Field studies and some results of numerical modeling of a ring structure on Baikal ice]. *Doklady Rossiyskoy akademii nauk*, 2015, vol. 461, no. 3, pp. 343–347. (In Russian).

9. Shakhverdov V. A., Kropachev Y. P., Moskovtsev A. A. On the role of the processes of migration of hydrocarbons in the formation of ring structures on the ice of Lake Baikal. *Geography: development of science and education. Part I. Collective monographon the materials of International Scientific-Practical Conference LXXI Herzen readings 18–21 April 2018, devoted to the 155 anniversary since the birth of Vladimir Ivanovich Vernadsky.* St. Petersburg, 2018, pp. 203–205. (In Russian).

10. Khlystov O. M., Khabuev A. V., Minami H., Hachikubo A., Krylov A. A. Gas hydrates in Lake Baikal. *Limnology and Freshwater Biology*, 2018, no. 1, pp. 66–70.

11. Kouraev A. V., Zakharova E. A., Frédérique Rémy, Kostianoy A. G., Shimaraev M. N., Hall N. M. J., Suknev A. Ya. Giant ice rings on lakes Baikal and Hovsgol: Inventory, associated water structure and potential formation mechanism. *Limnology and Oceanography*, 2016, vol. 61, no. 3, pp. 1001– 1014, available at: http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ lno.10268/pdf (accessed 22 January 2021).

12. Kouraev A. V., Zakharova E. A., Frédérique Rémy, Kostianoy A. G., Shimaraev M. N., Hall N. M. J., Zdorovennov R. E., Suknev A. Ya. Giant ice rings on lakes and field observations of lens-like eddies in the Middle Baikal (2016–2017). *Limnology and Oceanography*, 2019, vol. 64, no. 6, pp. 2738–2754.

*Шахвердов Вадим Азимович* – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Vadim\_Shakhverdov@vsegei.ru>

*Кропачев Юрий Петрович* – вед. инженер, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <Yuri\_Kropachev@vsegei.ru> *Московцев Александр Артемович* – инженер, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <aleks moskovtsev@vsegei.ru>

Дронь Олег Владимирович – инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <oleg dron@vsegei.ru>

*Shakhverdov Vadim Azimovich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI<sup>1</sup>. </br><Vadim\_Shakhverdov@vsegei.ru>

Kropachev Yuriy Petrovich - Leading Engineer, VSEGEI 1. <Yuri\_Kropachev@vsegei.ru>

Moskovtsev Aleksandr Artemovich - Engineer, VSEGEI 1. <aleks\_moskovtsev@vsegei.ru>

Dron Oleg Vladimirovich - Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <oleg\_dron@vsegei.ru>

1 Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

#### В. Ф. ПРОСКУРНИН, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ), А. П. РОМАНОВ (ГПКК «КНИИГиМС»), И. И. КУРБАТОВ (Центрсибнедра), А. В. ГАВРИШ, М. А. ПРОСКУРНИНА (ВСЕГЕИ)

#### Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс

Статья посвящена золотосодержащим медно-молибден-порфировым проявлениям Таймыра и Северной Земли, обнаруженным при геологосъемочных работах за период с 1972 по 2013 г. и не нашедшим отражения в литературе. На основе изучения наиболее значимых из них и закономерностей их размещения были выделены потенциальные рудные узлы с локализованными ресурсами Р<sub>3</sub>, районы, объединенные в позднепалеозойские и раннемезозойские структурно-минерагенические зоны. При завершении создания листов Госгеокарты-1000/З Таймырско-Североземельской серии в 2008–2020 гг. наметился Центрально-Арктический золотосодержащий позднепалеозойско-раннемезозойский медно-молибден-порфировый пояс. Он приурочен к границе Северо-Азиатского кратона и Северо-Карского геоблока Арктиды и протягивается на расстояние более 900 км, достигая ширины 80 км на п-ове Челюскин. Ведущую роль в его формировании играют позднепалеозойско-раннемезозойские плутоногенно-гидротермальные внутриинтрузивные рудоформирующие системы, связанные со становлением гранит-порфировых – в поздней перми (254–258 млн лет) на Северном Таймыре и сиенит-граносиенит-порфировых – в среднем-позднем триасе (249–230 млн лет) на Западном и Центральном Таймыре.

*Ключевые слова:* Центрально-Арктический пояс, медно-молибден-порфировые проявления, геологосъемочные работы, позднепалеозойские гранит-порфиры, средне-позднетриасовые монцониты и граносиенит-порфиры, U-Pb датирование цирконов.

#### V. F. PROSKURNIN, O. V. PETROV (VSEGEI), A. P. ROMANOV (GPKK «KNIIGiMS»), I. I. KURBATOV (TSENTRSibnedra), A. V. GAVRISH, M. A. PROSKURNINA (VSEGEI)

#### Central Arctic gold-bearing copper-molybdenum-porphyric belt

The article is devoted to gold-bearing copper-molybdenum-porphyry targets of Taimyr and Severnaya Zemlya, which were discovered during geological surveys from 1972 to 2013 but have not been described in literature. Based on the study of the most significant targets and patterns of their distribution, potential ore clusters with localized undiscovered resources and metallogenic areas united in Late Paleozoic and Early Mesozoic structural metallogenic zones were identified. When completing sheets of the State Geological Map 1000/3 of the Taimyr-Severnaya Zemlya series in 2008–2020, the Late Paleozoic-Early Mesozoic Central Arctic gold-bearing copper-molybdenum-porphyry belt was outlined. It is confined to the border of the North Asian Craton and the North Kara Geoblock of Arctida and extends for a distance of more than 900 km, reaching a width of 80 km on the Chelyuskin Peninsula. The leading role in its formation is played by Late Paleozoic-Early Mesozoic plutonic-hydrothermal intrusive ore-forming systems associated with the formation of granite-porphyry intrusions in the Early Carboniferous (340–330 Ma) in Severnaya Zemlya, mid-alkaline granite-porphyry intrusions in the Late Permian (254–258 Ma) in Northern Taimyr, and syenite-granosyenite-porphyry intrusions in the Middle-Late Triassic (249–230 Ma) in Western and Central Taimyr. *Keywords:* Central Arctic Belt, copper-molybdenum-porphyry targets, geological survey, Late Paleozoic

granite-porphyry, Middle-Late Triassic monzonite and granosyenite-porphyry, U-Pb dating of zircons.

Для цитирования: Проскурнин В. Ф. Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс / В. Ф. Проскурнин, О. В. Петров, А. П. Романов, И. И. Курбатов, А. В. Гавриш, М. А. Проскурнина // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 31–49.

Таймыро-Североземельский регион — новая слабоизученная провинция в Арктической зоне России. В структуре минерально-сырьевой базы провинции разведаны месторождения каменных углей, мусковита, россыпного золота и месторождения нефти в восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Промышленная добыча осуществляется только из золотоносных россыпей. Это во многом связано с удаленностью рассматриваемой территории и отсутствием транспортно-энергетической инфраструктуры. Начиная с середины 70-х годов XX века и сегодняшних дней основное внимание при проведении региональных геологосъемочных работ и сопутствующих поисков было уделено высоколиквидному и легко добываемому минеральному сырью — золоту, связанному с россыпями и золото-(сульфидно)-кварцевой формацией. Проявлениям золотосодержащих формаций, и в частности медно-молибден-порфировой,



Рис. 1. Центрально-Арктический золотосодержащий Си-Мо-порфировый пояс на схеме изученности государственными геологическими картами масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) Таймырско-Североземельской серии листов *1*-S-48 – оз. Таймыр, восточная часть (В. Ф. Проскурнин и др., 2008); 2 – S-49 – Хатангский залив (В. Ф. Проскурнин и др., 2013); *3* – Т-45–48 – мыс Челюскин (Н. В. Качурина и др., 2015); 4 – S-47 – оз. Таймыр, западная часть (В. Ф. Проскурнин и др., 2015); 5 – S-46 – р. Тарея (В. Ф. Проскурнин и др., 2016); 6 – S-44, 45 – Диксон. Усть-Тарея (А. А. Макарьев и др., 2020); 7 – T-49 (суша) (А. А. Багаева и др., 2018); 8 - границы Таймырско-Североземельской серии листов масштаба 1:1 000 000; 9 – границы Центрально-Арктического золотосодержащего медно-молибден-порфирового пояса с основными пунктами минерализации

отводилась второстепенная роль. В мировой практике доля добываемого золота из порфирового типа месторождений уступает лишь золотоносным древним конгломератам Витватерсранда. В России лишь в последние годы значительно увеличилась роль золотосодержащих месторождений медно-порфировых руд [4; 12], особенно после разведки и постановки на баланс месторождений Песчанка в 2012 г. на Чукотке и Малмыж в 2015 г. на Дальнем Востоке [13; 15].

Для малоизученного Таймыро-Североземельского региона основные публикации по закономерностям размещения полезных ископаемых посвящены главным образом месторождениям современных россыпей и рудопроявлениям золото-(сульфидно)-кварцевой формации [10; 20; 24–26; 28]. В. Ф. Проскурниным [20] были выделены две группы геолого-промышленных объектов золота: экзогенная — россыпей и кор выветривания, и эндогенная — золоторудных и золотосодержащих формаций. Эндогенные собственно золоторудные и золотосодержащие формации разделены на ведущие и второстепенные.

Среди ведущих золотосодержащих рудных формаций отмечаются проявления, связанные: медно-молибден-порфировые – с позднепалеозойскими гранитоидами и раннемезозойскими малыми интрузиями; железооксидные и мышьяково-медноколчеданные – ордовикскими вулканитами Северной Земли [19]; полиметаллические и флюорит-редкоземельные – раннемезозойскими мантийно-коровыми карбонатитами [18; 27].

Настоящая статья – о золотосодержащих медно-молибден-порфировых проявлениях Таймыра и Северной Земли, выявленных при геологосъемочных работах за период с 1972 по 2013 г. и никак не отмеченных в геологической литературе. Типовые объекты формации – рудопроявления (в скобках – фондовые отчеты): на о. Большевик – мыс Палец (В. В. Махов, В. А. Сальников, 1979), мыс Таймыр (В. Ф. Проскурнин и др., 1989; С. Б. Киреев и др., 1990); на п-ове Челюскин – рудопроявление Порфировое (В. В. Беззубцев и др., 1979; В. В. Гирн и др., 2006), Кристифенсенское (Е. А. Дроботенко и др., 2002; Г. Г. Лопатин и др., 2006); на Нижнетаймырской площади – Оленье, Волчье, Глубокое (А. Ф. Хапилин и др., 1986; В. Ф. Проскурнин, 1987); на Центральном Таймыре – Левомамонтовское, Шумящее, Верхнетарейское (В. Ф. Проскурнин и др., 2014); на Западном Таймыре - острова Моржово и Расторгуева, Убойное 1 и 2 (Ю. Е. Погребицкий и др., 1961; А. П. Романов, 1989; Л. П. Никулов и др., 1990; Н. Ф. Сержантов и др., 1991).

На основе изучения перечисленных наиболее значимых золотосодержащих медно-молибден-порфировых проявлений и закономерностей их размещения были выделены потенциальные рудные узлы (ПРУ) с локализованными ресурсами Р<sub>3</sub>, а также районы, объединенные в позднепалеозойские и раннемезозойские структурно-минерагенические зоны (СМЗ). При завершении создания листов Госгеокарты-1000/3 Таймырско-Североземельской серии в 2008—2020 гг. (рис. 1) к настоящему времени наметился Центрально-Арктический золотосодержащий позднепалеозойско-раннемезозойский медно-молибден-порфировый пояс.

Геолого-тектоническая и минерагеническая позиции медно-молибден-порфирового орудененения Таймыра и Северной Земли. В пределах Таймыро-Североземельской складчатой области выделяются три складчатые системы [20]: Северотаймыро-Североземельская (часть арктид, относящаяся к Северо-Карскому геоблоку), Таймырская (таймыриды) и Восточнотаймырско-Оленёкская (часть верхоянид) (рис. 2, А). Первая заложена на Карском энсиалическом основании докембрия и является составной частью Северо-Карского микроконтинента арктид [2]. Таймырская и Восточнотаймырско-Оленёкская складчатые системы имеют активноокраинное Сибирское энсиматическое основание и представляют собой часть Северо-Азиатского кратона. Граница Северо-Карского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона – Главный Таймырский и Диабазовый разломы.

Северотаймыро-Североземельской и Таймырской складчатым системам отвечают одноименные минерагенические системы, составляющие в целом Таймыро-Североземельскую минерагеническую провинцию. Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс (рис. 2, Б) приурочен к границе минерагенических систем, протягиваясь на расстояние более 900 км и достигая ширины 80 км на п-ове Челюскин. Ведущую роль в его формировании играют позднепалеозойско-раннемезозойские гипабиссальные умереннощелочные гранит-порфировые и монцонит-граносиенитпорфировые рудоносные интрузии, образующие два подпояса: северо-восточный (о. Большевик, п-ов Челюскин, Северный Таймыр), приуроченный к ареалам позднепалеозойских гранитоидных интрузий, и юго-западный – от пос. Диксон к верховьям р. Тарея. Последний связан с раннемезозойскими интрузиями.

Закономерности размещения порфирового оруденения в связи с позднепалеозойским магматизмом. Среди гранитоидов позднепалеозойского тектоно-магматического этапа выделяются две группы пород принципиально различного состава и рудоносности: двуслюдяные (ильменитовые) граниты, сопровождающиеся керамическими, мусковитовыми и мусковит-редкометалльными (Be, Sn) пегматитами, и гранодиориты, умереннощелочные граниты, гранит-порфиры (магнетитовые), которым сопутствует медно-молибденпорфировое оруденение. В. А. Верниковским [2] все эти типы гранитоидов связываются с позднепалеозойской коллизией — столкновением Карского и Сибирского континентов. Нами к позднепалеозойским гранитоидам отнесены только последние, которые образуют семь потенциально рудоносных на медно-молибден-порфировое оруденение ареалов (рис. 2, *Б*, рис. 3): Солнечнинский на о. Большевик; Кристифенсенско-Анучинский, Лодочниковский и Пекинский на п-ове Челюскин; Чукчинско-Коломейцевский, Ленивенско-Верхнемамонтовский на Центральном и Мининский на Северо-Западном Таймыре. В пяти из них (Солнечнинском, Кристифенсенско-Анучинском, Лодочниковском, Пекинском и Чукчинско-Коломейцевском) установлены проявления порфировой формации и выделены ПРУ.

Солнечнинская СМЗ. Проявления золотосодержащей вольфрам-молибден-порфировой формации на о. Большевик связаны с раннекаменноугольными массивами диорит-гранодиоритовой (солнечнинский комплекс) и гранодиорит-гранит-порфировой (таймырский комплекс) формаций [24]. СМЗ охватывает ареал интрузий, состоящий из Солнечнинского массива (до 500 км<sup>2</sup>, включая и часть под ледником Ленинградский), мыса Таймыр (100 км<sup>2</sup>), горы Левинсон-Лессинга (60 км<sup>2</sup>), мыса Палец (16 км<sup>2</sup>, по аэромагнитным данным — до 40 км<sup>2</sup>), а также серии даек гранодиорит-порфиров мощностью до 500 м в нижнем течении р. Базовая на западном берегу залива Ахматова.

Раннекаменноугольный возраст  $342 \pm 3,6$ ,  $343,5 \pm 4,1$  млн лет [30] получен из гранодиоритов Солнечнинского массива U-Th-Pb анализом на ионном микроанализаторе Cameca IMS 1270. Возраст образований таймырского комплекса как раннекаменноугольный определяется на основании прорывания ими гранодиоритов солнечнинского комплекса и U-Pb SIMS SHRIMP II датирования цирконов из двух проб гранит-порфиров мыса Таймыр, которые дали уверенные модельные возраста в 330,9 ± 2,2 и 328,6 ± 2,8 млн лет (неопубликованные данные В. Ф. Проскурнина).

Среди проявлений наиболее изучены рудопроявления мыса Палец в северной части о. Большевик на побережье залива Ахматова и мыса Таймыр на юге острова. Еще три пункта минерализации молибдена расположены на севере острова в районе гранитоидного массива Левинсон-Лессинга, где в кварцевых и пегматоидного облика жилах отмечена тонкая, местами густая вкрапленность молибденита, иногда в ассоциации с пиритом. По данным спектрального анализа, содержания Мо варьируются от 0,05 до 0,1 %, достигая иногда 1-2 % в наиболее минерализованных частях жил. Весьма ограниченные по площади пункты минерализации молибдена обнаружены на побережье бухты Солнечной и о. Северный. В районе горы Пологая молибденовое рудопроявление связано с ороговикованными породами кровли в центральной части массива Солнечный. Содержания Мо, по данным спектрального анализа, в наиболее минерализованных кварцевых жилах, достигают 5 %.



Рис. 2. Центрально-Арктический золотосодержащий Си-Мо-порфировый пояс на схеме тектоно-минерагенического (*A*) и структурно-геологического (*Б*) районирования Таймыро-Североземельской складчатой области

*А:* 1, 2 – Северотаймыро-Североземельская складчатая (минерагеническая) система Северо-Карского микроконтинента с Североземельской (1) и Хутудинско-Большевистской (2) складчатыми (минерагеническими) мегазонами; 3–6 – Таймырская (3–5) и Восточнотаймырско-Оленёкская (6) складчатые (минерагенические) системы Северо-Азиатского кратона с Центрально-Таймырской (3), Диксоновско-Северобыррангской (4), Фадьюкудинско-Озеротаймырской (5) складчатыми (минерагеническими) мегазонами; 7 – Аu-Сu-Мо-порфировый пояс;

*Б:* 1 – Аи-Си-Мо-порфировый пояс; 2 – структурно-металлогенические зоны с Аи-Си-Мо-порфировым оруденением: Солнечнинская (1), Кристифенсенско-Анучинская (2), Лодочниковская (3), Пекинская (4), Чукчинско-Ко-

Рудопроявление мыса Палец обнаружено В. В. Маховым и В. А. Сальниковым в 1979 г. Оно представлено кварцево-прожилково-жильными зонами в экзоконтакте штока гранодиоритов и аплитов. Жилы с частично гранулированным кварцем достигают мощности 0,5-1,5 м и протяженности 10-15 м. Вмещающие их терригенные ороговикованные породы докембрия интенсивно пиритизированы. Содержания в них Мо, по данным спектрального анализа бороздовых проб, не превышают 0,01-0,05 %, тогда как в минерализованных жилах и прожилках они возрастают до 0,2 % и даже до 2-8 %. В оруденелых кварцевых жилах молибденит образует вкрапленность, тонкие прожилки и крупночешуйчатые розетковидные агрегаты размером до 0.5 см. Отмечаются также полосчато-вкрапленные текстуры руд.

Рудопроявление Таймыр, мыса открытое В. Ф. Проскурниным в 1988 г., располагается в пределах Таймыромысского ПРУ (100 км<sup>2</sup>), оконтуривающего одноименный шток гранит-порфиров (рис. 4, А). Видимая минерализация молибденита и шеелита в проявлении прослежена на протяжении 500 м вдоль береговых обрывов и не менее 150 м по элювиальным развалам в глубь полуострова. Штокверк образован густой сетью пересекающихся прожилков и рассеянной вкрапленностью рудных минералов среди измененных гранитоидов. Рудопроявление не имеет четких геологических границ и в достаточной мере пока не оконтурено по результатам опробования. Наиболее интенсивное развитие молибденит-пирит-мусковит-кварцевых прожилков мощностью 1-2 мм до 2-3 см отмечается на площади 200 × 150 м. На один квадратный метр приходится, как правило, 3-6 прожилков разной ориентировки. Процессам слабопроявленной грейзенизации предшествовала калишпатизация вмещающих пород. Изредка отмечаются прожилки кварца с пропилитовыми минеральными ассоциациями, рассекающими кварц-калишпатовые прожилки и в свою очередь разбитыми трещинами с мусковит-кварцевыми выполнением. Типичные рудные минералы-спутники – пирит, магнетит, халькопирит, шеелит. Нитевидные серицит-кварцевые прожилки на своей поверхности содержат молибденита до

20–30 % (рис. 4, *Б*), размеры чешуек которого в среднем от 0,5 до 1 см. Изредка в мусковитизированных мелкозернистых лейкогранитах отмечается сульфидизация пород по массе, достигая первых процентов от объема породы. По данным спектрального и золотоспектрохимических анализов, содержания Мо в штокверке колеблется 0,03-0,3 %, достигая более 0,5 % (порог чувствительности), W – 0,01–0,2 %, превышая 0,4 %, и Au – 0,01–0,04 г/т. Высокие содержания Мо отмечаются в связи с мусковит-пирит-кварцевыми изменениями гранитоидов, W – с калишпаткварцевыми. Повышенные содержания характерны для Cu до 0,02, Pb до 0,03, Zn 0,01, Bi до 0,008, As до 0,03 %.

При проведении ГГС-50 (С. Б. Киреев и др., 1990) в пределах восточной части мыса Таймыра была проведена литогеохимическая съемка по первичным ореолам с размером сети опробования (200-300) × 50 м. В пределах этой же площади были пробурены три поисковые скважины с отбором керна. Глубина бурения 151,6–175,5 м. Так как бурение было проведено до получения результатов литогеохимического опробования, выявленные аномалии оказались не заверены. Авторские ресурсы по кат. Р<sub>2</sub> (по А. В. Гавришу) на штокверк 0,12 км<sup>2</sup> по Мо составили 25 тыс. т при среднем содержании Мо 0.04 % и Аи – 2,5 т при Аи 0,04 г/т. На рудный узел в качестве эталона-аналога приняты молибденпорфировые месторождения (тип Клаймакс). Ресурсы по кат. Р<sub>3</sub> на ПРУ составили Мо – 90 тыс. т (при среднем 0,01 %) и Au - 25 т (при среднем 0,01 г/т).

Кристифенсенско-Анучинская СМЗ объединяет Кристифенсенский и Анучинский массивы, расположенные в северо-восточной части п-ова Челюскин и представляющие собой штокообразные субширотные интрузии овальной формы площадью 160 и 100 км<sup>2</sup> с крутыми волнистыми контактами. Анучинский массив отличается знакопеременным магнитным полем и окаймлен интенсивными положительными аномалиями, а Кристифенсенский не имеет отражения в магнитном поле. Вмещающие позднерифейские вулканогенно-терригенные породы ороговикованы, карбонатные породы на контакте мраморизованы, иногда скарнированы.

ломейцевская (5), Убойнинско-Верхнетарейская (6), Рыбнинско-Мининская (7); 3 – потенциальные рудные узлы (I – Таймыромысский, II – Кристифенсенский, III – Широкинский, IV – Оленьинский, V – Каменистый, VI – Верхнетарейский, VII – Моржовский, VIII – Убойнинский); 4 – рудопроявления; 5-14 – структурно-вещественные комплексы: 5 – блоков раннедокембрийского фундамента (T – Тревожнинский, Ш – Шренковский,  $\Phi$  – Фаддеевский); 6 – аккреционной Шренк-Фаддеевской рифейско-ранневендской зоны: a – пассивной окраины Сибири (Ш $\Phi_1$ ), 6 – островных дуг (Ш $\Phi_2$ ); 7 – миогеоклинальной позднерифейско-вендско-раннекембрийской флишоидной Мининско-Большевистской зоны (МБ); 8 – эпиплатформенных поздневендско-среднепалеозойских мегазон Таймыра и Северной Земли; 9 – сводово-плутонического Карского поднятия с позднепалеозойскими гранитоидами; 10 – позднепалеозойско-раннемезозойской Южно-Быррангской зоны с терригенными угленосными (a), трапповыми ( $\delta$ ) и малыми интрузиями пестрого состава (e); 11, 12 – плитных юрско-кайнозойских образований Усть-Енисейского мегапрогиба (11) и Шренк-Ленинградской межгорной впадины (12); 13, 14 – пассивноокраинной Цветковской среднекаменноугольно-пермско-триасово-раннемеловой позднекимерийской складчатой зоны (13) с плитными ранне-позднемовыми образованиями Портнягинской впадины (12); 15 – линеаменты Фадыокудинско-Котуйской кольцевой структуры (Горячего пятна Таймыра); 16 – главные разрывные нарушения (ГТ – Главный Таймырский разлом, О – Осевой, К – Конечнинский, ДЗ – Диабазовый, ГСЗ – Главный Североземельский, КО – Кировско-Озернинский, ПФ – Пясино-Фаддеевский, П – Пограничный, ЦТ – Центрально-Таймырский)


Рис. 3. Ареалы развития позднепалеозойских роговообманково-биотитовых гранодиоритов и гранит-порфиров Таймыро-Североземельской складчатой области

1 – главные разрывные нарушения: Главный Таймырский разлом (ГТ), Диабазовый (ДЗ), Главный Североземельский разлом (СЗ), Пясино-Фаддеевский (ПФ), Дорожнинский (Д), Пограничный (П), Центрально-Таймырский (ЦТ); 2, 3 – структурно-формационные области позднепалеозойского тектоно-магматического этапа: Карская (2); Южно-Быррангская (3); 4 – граница структурно-формационных областей; 5 – позднепалеозойские роговообманково-биоти-товые гранодиориты и гранит-порфиры магнетитового ряда; 6 – ареалы развития (структурно-минерагенические зоны) позднепалеозойских гранитоидов: Солнечнинский (I), Кристифенсенско-Анучинский (II), Лодочниковский (III), Пекинский (IV), Чукчинско-Коломейцевский (V), Ленивенско-Верхнемамонтовский (VI), Мининский (VII); 7 – типовые рудопроявления с золотосодержащим медно-молибден-порфировым оруденением; 8 – датировки рудоносных интрузивов, в квадратных скобках – литературный источник

Массивы сложены биотитовыми гранитами и гранодиоритами, в эндоконтакте иногда переходящими в кварцевые диориты. Кристифенсенский массив интрудирован позднепермскими умереннощелочными порфировидными гранитами и гранит-порфирами. Гранодиориты и граниты основной части массива относятся к лодочниковскому комплексу, а умереннощелочные граниты и гранит-порфиры – к пекинскому, которые южнее в верховьях р. Широкая (левый приток р. Гольцовая) пересекают фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура – среднего девона и датированы интервалом 264–255 млн лет. U-Pb датировки цирконов В. А. Верниковского [2] из гранитов Кристифенсенского массива составили 252–251 млн лет.

В 2005 г. по инициативе А. И. Стехина в пределах Кристифенсенского массива

и Унгинского ПРУ (Восточно-Челюскинская плошадь) ОАО «ГМК «Норильский никель» (исполнитель МУП «Полярная ГРЭ» Хатангского района) были поставлены и проведены прогнозно-ревизионные работы на коренные месторождения драгоценных (золото, платиноиды) и попутно цветных (медь, никель) металлов, связанных в том числе с Кристифенсенским и Анучинским массивами. В результате прогнозно-поисковых работ (Г. Г. Лопатин и др., 2006), в частности литогеохимических - по вторичным ореолам рассеяния, были выявлены крупные контрастные ореолы Мо, W, Bi, изометричные аномалии которых оказались приуроченными к центральной части Кристифенсенского интрузивного массива с размерами 7 × 4 км. Максимальные содержания элементов в центральной части ореолов рассеяния достигают (г/т): Мо – 22,1-77,7, W - 1,5-6,1, Bi - 1,1-4,9. В целом Кристифенсенская аномалия занимает площадь 40-50 км<sup>2</sup>. Ее комплексность с характерным набором элементов и пространственная приуроченность к гранитоидам указывают на то, что она может являться индикатором оруденения медно-молибден-порфирового типа. Большинство месторождений этой формации имеет кольцевое строение, выраженное в приуроченности максимальных содержаний Си и Мо к центральной, а полиметаллов – периферическим частям. Повышенные концентрации W и Ві характерны для верхних частей медно-молибденовых месторождений. Геохимические ресурсы составили для Кристифенсенской аномалии одноименного рудного узла: Cu – 292, Mo – 76 и W – 8 тыс. т, а Au и Ад – 88 и 1060 т соответственно.

Лодочниковская СМЗ объединяет Лодочниковский ареал позднепалеозойских интрузивов, представленных Тессемским (площадью до 650 км<sup>2</sup>), Лодочниковским (500 км<sup>2</sup>). Южнолодочниковским (800 км<sup>2</sup>), Порфировым (30 км<sup>2</sup>) и Широкинским (150 км<sup>2</sup>) массивами. Ареал интрузий вытянут в северо-западном направлении и рассекает все структуры Таймыра северо-восточного простирания. Массивы в большинстве случаев представляют собой лополитообразные крупные интрузивы, слагаемые средне-крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, в эндоконтакте иногда переходящими в кварцевые диориты. Все массивы интенсивно инъецированы умереннощелочными гранитами, гранит-порфирами, аплитами и пегматоидными гранитами. На поверхности массивы овальной формы с крутыми контактами, падающими под них. Гранодиоритовая часть массивов отнесена к собственно лодочниковскому комплексу, гранитовая и гранит-порфировая умереннощелочная – к пекинскому. Первые не имеют отражения в магнитном поле. Экзоконтакты наоборот характеризуются положительными аномалиями магнитного поля за счет пирротинизации роговиков. Умереннощелочные граниты и гранит-порфиры пекинского комплекса, встречающиеся, как правило, внутри массивов (умереннощелочные граниты горы Свердруп, руч. Крутого), отличаются знакопеременным или положительным магнитным полем. Гранит-порфиры преобладают в составе Широкинского и Порфирового молибденоносных массивов. U-Pb датировки цирконов из гранитов штока горы Свердруп на северо-востоке Тессемского массива, по данным В. А. Верниковского [2], составляют 264 млн лет. Наши данные ( $256 \pm 5$  млн лет, гранит-порфиры Широкинского массива, SIMS SHRIMP, пр. 254) и А. К. Худолея [29] ( $257,4 \pm 3,5$  и  $248 \pm 3,8$  млн лет, порфиробластические гранодиориты Южнолодочниковского массива) свидетельствуют о позднепермском возрасте гранитоидов ареала.

В пределах Лодочниковской СМЗ пункты минерализации молибденита отмечены в эндои экзоконтакте гранитоидов в истоках р. Тессема. К золотосодержащей *молибден-порфировой* формации относится пункт минерализации в верховьях р. Каменная, где в экзоконтакте гранитов Южнолодочниковского массива в сланцах и доломитах ордовика установлен штокверк (1 × 2 км) с жильно-прожилковой кварцево-турмалиновой, пиритовой, пирротиновой и молибденитовой минерализациями. Содержания золота колеблются от 0,1 до 3,8 г/т (по данным А. И. Забияки и др., 1983). Наиболее значительно в пределах СМЗ проявление Порфировое на р. Широкая.

Рудопроявление Порфировое. Впервые молибденовое оруденение на этом участке обнаружено и опробовано в 1974 г. сотрудниками Таймырской партии геологосъемочной экспедиции Красноярского геологического управления Е. И. Врублевичем и Н. С. Новгородовым. В 1976 г. на участке были пробурены три колонковые скважины глубиной до 95 м и несколько мелких — до глубины 13 м. Электроразведка методом вызванной поляризации и литохимическое опробование проведены по сети (100 × 20) — (100 × 10) м. Всего на участке отобрано более 1000 проб.

Оруденение локализовано в кровле небольшого штокообразного массива умереннощелочных гранит-порфиров пекинского комплекса (массив Порфировый) среди брекчированных и гидротермально-измененных риолит-порфиров, терригенных и карбонатных образований верхнего рифея в зоне влияния Дорожнинского разлома. Прожилково-вкрапленная рудная минерализация представлена мелкочешуйчатым молибденитом, пиритом, пирротином, халькопиритом и магнетитом. Метасоматические изменения характеризуются широким развитием прожилков и вторичных минеральных новообразований полевошпат-кварцевого, полевошпат-эпидотроговообманково-пироксенового, полевошпаткварц-серицитового, флюорит-карбонат-кварцевого и флюорит-карбонатного составов. Пирит и пирротин являются преобладающими, составляя 90-95 % рудных минералов. Молибденит образует гнезда и прожилки размером от 2 мм до  $2 \times 3$  см. Среднее содержание Мо в контактовой брекчии 0,03 % при максимальных концентрациях до





одного процента. Пирит-пирротиновые прожилки секутся карбонатными. Молибденовое оруденение сопровождается медным, вольфрамовым и оловянным, дающим слабые геохимические ореолы, совпадающие в целом с молибленовыми. Максимальные содержания Cu 0,21, W 0,2 и Sn до 0,001 %. По периферии молибденоносных контактовых брекчий располагаются ореолы полиметаллического оруденения (Pb, Zn, Ag, Bi, Cu), связанные с поздними кварц-сульфидными жилами. Две такие жилы встречены в восточной части проявления. Их мощность по развалам до 20-30 м. Жилы представляют собой богатые полиметаллические руды. Химический анализ показал содержание Pb 7, Zn 1,63 и Cu 0,06 %. Спектральным анализом обнаружен Ві до 0,1 % и Ад до 50 г/т. Содержание Аи в кварцевых и кварц-сульфидных жилах – 0,1–0,5 г/т.

Бурением оруденение прослежено до глубины 100 м. Площадь проявления насчитывает 0,3 км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы кат. Р<sub>2</sub> (авторская оценка В. В. Беззубцева и др., 1979) составляют Мо – 25,5 тыс. т, Cu – 45,0 тыс. т и Au – 0,3 т при содержаниях Мо – 0,085 %, Cu – 0,15 % и Au – 0,01 г/т.

В ходе проведения прогнозно-ревизионных работ на Каменской площади в 2005-2006 гг. МУП «Полярная ГРЭ» Хатангского района (заказчик ОАО «ГМК «Норильский никель») был выделен Широкинский ПРУ (В. В. Гирн и др., 2006), охватывающий Широкинский массив умереннощелочных гранитов трех фаз внедрения, включая его невскрытую часть и небольшой шток Порфировый с их экзоконтактами. Границы узла (310 км<sup>2</sup>) соответствуют геохимической аномалии с повышенными содержаниями Мо во вторичных ореолах рассеяния. Литохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния с применением метода анализа сверхтонкой фракции были охвачены фрагменты западной и северо-западной части площади Широкинского узла в бассейне р. Широкая и на левобережье р. Каменная. На этих участках были выявлены комплексные геохимические аномалии с высокими содержаниями Mo, W, Cu, Zn, As, Ag. Вторичные ореолы этих элементов весьма сближены или совпадают, образуя единое аномальное поле. При этом контрастность аномалий существенно возрастает во вмещающих отложениях и собственно гранитах Широкинского массива.

Оценка прогнозных ресурсов кат. Р<sub>3</sub> Широкинского ПРУ (310 км<sup>2</sup>) проведена методом аналогии из расчета на один штокверк и брекчии. В качестве эталона-аналога приняты молибден-порфировые месторождения (тип Клаймакс). Ресурсы Р<sub>3</sub> составили: Мо – 125 тыс. т (при содержании 0,03 %), Си – 240 тыс. т (0,15 %), Au – 32 т (0,2 г/т).

Пекинская СМЗ объединяет Пекинский ареал позднепалеозойских интрузивов, представленных массивами: Дорожнинский (площадью до 25 км<sup>2</sup>), Пекинский (60 км<sup>2</sup>), Симсовский (130 км<sup>2</sup>) и о. Большой (более 150 км<sup>2</sup>). На Госгеолкарте-200 [6] они отнесены к оленьинскому комплексу (В. Ф. Проскурнин), петротип которого располагается на Нижнетаймырской плошади. Впоследствии при составлении серийной легенды (В. Ф. Проскурнин и др., 2006, 2008) для п-ова Челюскин выделен в самостоятельный позднепермский пекинский комплекс умереннощелочных гранит-порфиров потенциально медно-молибден-порфировых. Пекинский ареал интрузий вытянут в северо-восточном направлении и приурочен к северо-западному окончанию Фаддеевского выступа с раннедокембрийскими образованиями. Массивы характеризуются многофазностью. Главная фаза представлена крупно-гигантозернистыми порфировидными умереннощелочными биотитовыми гранитами серо-красно-розового цвета, дополнительная средне-крупнозернистыми монцогранит-порфирами и жильно-дайковая – гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, аплитами и пегматоидными гранитами. В эндоконтактах происходит уменьшение зернистости пород. Зоны ороговикования вмещающих пород отвечают мусковитроговиковой фации. В пределах массивов широко развиты процессы калишпатизации, пропилитизации, серицитизации и окварцевания. В зоне Дорожнинского разлома (правого сдвига) гранитоиды Дорожнинскиго и Пекинского интенсивно катаклазированы. До сдвига они, видимо, представляли единый массив.

В пределах Пекинской СМЗ пункты минерализации и геохимические аномалии молибдена медно-молибден-порфирового типа отмечены только в эндо- и экзоконтактах гранитоидов Пекинского массива (А. А. Макарьев и др., 1985). В его юго-западной части выявлен один пункт

Рис. 4. Таймыромысский потенциальный рудный узел с Au-Cu-Mo-порфировым оруденением на юге о. Большевик на геологической основе (В. А. Марковский и др., 1979; В. Н. Седов и др., 1989) – А и Б – образцы с молибденитом из штокверка проявления мыса Таймыр (коллекция В. Ф. Проскурнина, 1988)

<sup>1</sup> – четвертичные отложения; 2, 3 – вендские флишоидные терригенные зеленоцветно-пестроцветные толщи: тельмановская (2), сложнинская (3); 4, 5 – позднерифейско-ранневендские турбидитовые терригенные толщи: краснореченская сероцветная (4), голышевская черноцветная (5); 6, 7 – дайковые комплексы: ахматовский раннемезозойский лампрофировый (6), ближнеостровский раннетриасовый долеритовый (7); 8 – солнечнинский комплекс диорит-гранодиоритовый ( $\gamma$ ), граниты роговообманково-биотитовые ( $\theta$ ); 9 – таймырский комплекс гранодиорит-гранит-порфировый ( $\gamma$ C<sub>1</sub>t): гранодиориты (a), граниты порфировидные биотитовые ( $\delta$ ); 12 – контактовые роговики; 11 – границы между разновозрастными образованиями (a) и фациальные ( $\delta$ ); 12 – разрывные нарушения; 13 – Солнечнинская позднепалеозойская молибденоносная структурно-минерагеническая зона; 14 – Таймыромысский потенциальный рудный узел; 15, 16 – проявления: золотосодержащие медно-молибден-порфировые (15), золото-кварцевые (16)

минерализации, где в протолочке из окварцованных сульфидизированных брекчий в тяжелой фракции установлено до 10 % молибденита. Здесь же, по данным полуколичественного спектрального анализа, обнаружены три аномалии молибдена с содержаниями Мо до 0,1 % и одна – свинца и цинка в кварцевых жилах с Zn – 0.6 % и Pb – 0,08 %. В северо-восточной части Пекинского массива выделен ореол рассеяния шеелита. В роговиках в экзоконтакте Дорожнинского массива на юго-западе отмечаются повышенные содержания W до 0,01 %. Имеющиеся данные позволяют наметить в СМЗ Пекинско-Дорожнинский ПРУ (площадью до 140 км<sup>2</sup>), перспективный на выявление медно-молибден-порфирового оруденения. Потенциал узла не оценен, но по аналогии с Таймыромысским молибденоносным узлом можно ожидать ресурсов Мо не менее 125 тыс. т (0,01 %) и Аи – 25 т (0,1 г/т?).

**Чукчинско-Коломейцевская** *СМЗ* объединяет Чукчинско-Коломейцевский ареал позднепалеозойских массивов, в составе которых В. Ф. Проскурниным (А. Ф. Хапилин и др., 2006; В. Ф. Проскурнин, 1987), [8; 9] выделены два интрузивных комплекса: ранне-среднепермский коломейцевский диорит-гранодиоритовый и позднепермский оленьинский монцогранитовый.

Коломейцевский комплекс в пределах ареала представлен крупным одноименным батолитом магматического замещения (до 1500 км<sup>2</sup>) с ответвлениями от него в верховьях ручьев Длинный, р. Зееберга, а также рядом небольших тел на участке п-ова Инклинатор. На фоне вмещающих пород интрузии комплекса выделяются слабоотрицательными магнитными аномалиями (в отличие от позднепермских гранитоидов оленьинского комплекса). В плане строение плутона простое – он вытянут в северо-восточном направлении и залегает в целом конкордантно с вмешающими флишоилными отложениями позднего рифея – нижнего кембрия. Контуры складчатой структуры вмещающих пород «просвечивают» в батолите магматического замещения и отчетливо дешифрируют на космических снимках. Ширина выхода гранодиоритов – 10–20 км при общей длине до 125 км. На северо-западном и юго-восточном окончаниях контакт ровный, слабоволнистый, на юго-западном, в районе верховьев р. Каменистая, и северо-восточном, у бухты Беспамятная, зазубренно-апофизный, послойно-инъекционный через зону мигматизации и магматического замещения. Каньон р. Мутная, вскрывающей батолит на 12 км вкрест простирания, является эталонным для изучения внутреннего состава гранитоидов.

Петрографический состав пород достаточно однороден и изменяется от крупнозернистых роговообманковых, биотит-роговообманковых диоритов и кварцевых диоритов до роговообманково-биотитовых, биотитовых гранодиоритов, а в центральных и апикальных частях — до меланократовых гранитов. Уменьшение основности пород и количества ксенолитов в них от краев к центру происходит постепенно. Экзоконтактовые изменения делятся на два типа. В случае дискордантного контакта образуются роговики амфибол-роговиковой фации метаморфизма. Ширина контактового ореола изменяется от 300 до 800 м. Второй тип контактовых изменений отмечается при дисконформной контактовой поверхности (в апикальной части массива), где образуются инъекционные мигматиты. Вмещающие породы превращены в кристаллические и гнейсоподобные породы, характерные для зон локального динамотермального метаморфизма.

Оленьинский комплекс в пределах ареала представлен штоками овальной формы с крутыми углами падения контактов в сторону вмещающих пород: Оленьинским (125 км<sup>2</sup>), Волчьим (160 км<sup>2</sup>), массивом на междуречье Обрывистая и Основная (до 50 км<sup>2</sup>), Каменистым (150 км<sup>2</sup>), оз. Светлое (150 км<sup>2</sup>) и рядом более мелких тел вдоль Чукчинского уступа. Гранитоидные массивы в плане отражены положительными магнитными аномалиями (2-6 мэ) и слаборадиоактивным полем (25-30 мкр/ч). Вмещают их докембрийские и нижнекембрийские флишоидные терригенные отложения, а также гранитоиды коломейцевского комплекса. Массивы характеризуются многофазностью (до 3-4) при близком химическом составе гранитоидов разных фаз. В эндоконтактах происходит уменьшение зернистости пород (на протяжении от 10 см до 1-2 м) с появлением гранит-порфиров (до риолит-порфиров) или от крупно-гигантозернистых гранитов к мелко- и тонкозернистым аплитовидным разновидностям. Зоны ороговикования вмещающих пород не превышают 200 м с преобладанием новообразований мусковитроговиковой фаций. Петрографический состав пород комплекса определяется преобладанием крупно-гигантозернистых биотитовых умереннощелочных гранитов, реже гранит-порфиров, кварцевых порфиров, лейкогранитов обычно серо-красно-розового цвета. Жильно-дайковая фаза представлена маломощными пегматитами, пегматоидными гранитами, гранит-порфирами, аплитами, завершающимися калишпатизацией, пропилитизацией, образованием мусковиткварц-полевошпатовых жил и флюорит-пиритмусковит-кварцевых прожилков. Жильно-дайковая фаза и гидротермально-метасоматические образования несут молибденитовую и шеелитхалькопиритовую минерализацию.

Возраст порфировидных гранитов оленьинского комплекса, по калий-аргоновым датировкам, составляет 256 млн лет (поздняя пермь). Определения возраста уран-свинцовым методом по циркону [8; 9] в четырех пробах из каньона руч. Олений, выполненные на приборе SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ, указывают на время формирования гранитов на границе перми и триаса, раннем-среднем триасе. Интервал полученных возрастов составил 251–241 млн лет. Эти данные требуют дальнейшего обоснования, так как соответствуют времени внедрения раннетриасовых даек габбродолеритов, которыми они рассекаются. Получен конкордантный возраст для гранитоидов Волчьего массива (обр. 204001) 251 ± 1 млн лет, Каменистого – 255 ± 2 млн лет, из дайки гранит-порфира (обр. 203048) руч. Зеленый озер Астрономических из зоны Главного Таймырского разлома – 251 ± 2 млн лет.

В пределах Чукчинско-Коломейцевской СМЗ пункты минерализации молибденита отмечены в умереннощелочных гранит-порфирах оленьинского комплекса, а также в их экзоконтакте и жильно-дайковых телах. К золотосодержащей молибден-порфировой формации относятся проявления с видимой молибденитовой минерализацией и многочисленные геохимические аномалии Мо, иногда комплексные с медью, вольфрамом и золотом. Наиболее масштабные из них установлены в нижнем каньоне р. Оленья (Оленьинский массив), в верховьях руч. Шумящий (Каменистый массив), на водоразделе руч. Зеленый р. Зееберга, в верховьях руч. Длинный, оз. Глубокое, по обрамлению массива Волчий, междуречье Каменистая и Обрывистая. Первые два являются типовыми.

Проявление Оленье вскрыто в каньоне р. Оленья на протяжении более 500 м, располагается в 2 км от берега бухты Беспамятная (В. Ф. Проскурнин, 1989). В зоне экзоконтакта Оленьинского штока порфировидных биотитовых гранитов и гранит-порфиров с флишоидными отложениями докембрия на участках по 100-200 м отмечаются штокверковообразные зоны минерализации. Визуально они выражены системой разноориентированных прожилков мощностью от 1 мм до 1-2 см флюорит-пирит-мусковит-кварцевого состава (до 10–15 на пог. м). Содержание сульфидов в прожилках достигает иногда 50 %, а выделения пирита -3 см и халькопирита -1 см, молибденит и шеелит установлены в протолочках. Кроме флюорита отмечаются крупные кристаллы апатита до 0,5 см и турмалина. По данным спектрального и золотоспектрохимических анализов, содержание в штокверковых зонах в каньоне Mo - 0.01 - 0.1 %, Cu - 0.01 - 0.25 %, Au - 0.2 - 0.01 - 0.025 % 0,4 г/т (0,1 г/т по данным пробирного анализа). Повышенные содержания характерны для W до 0,004 %, Ад до 0,8 г/т, Ві до 0,006 %.

Проявление Шумящее золотосодержащей молибден-порфировой формации обнаружено в верховьях руч. Шумящий [9] в эндоконтактовой зоне умереннощелочных гранит-порфиров Каменистого массива. Зона оруденения (площадью более  $200 \times 100$  м) в элювиально-делювиальных развалах представлена густой сетью тонких прожилков пирит-серицит-кварцевого состава. Из рудных минералов в протолочках установлен молибденит, пирит, халькопирит, арсенолит. Содержания Мо – 0,0083–0,1 %, Re – 0,12–0,32 г/т, Te – 4–10 г/т, Bi – 16–60 г/т, Au – 0,04 г/т.

Приуроченность золотосодержащих молибденпорфировых проявлений к определенным массивам умереннощелочных гранитов оленьинского комплекса послужила основанием для выделения ПРУ, контуры которых связаны с контурами массивов и их экзоконтактовыми зонами. На листах Госгеолкарты-1000/3 [8; 9] были выделены Оленьинский, Мутнинско-Зееберговский, Глубокий, Волчий и Каменистый ПРУ, из которых четыре первых располагаются в пределах Большого Арктического заповедника. Авторские ресурсы по кат. Р<sub>3</sub> для Каменистого ПРУ (175 км<sup>2</sup>) из расчета одного штокверка в пределах проявления Шумящее (1,5 км<sup>2</sup>) составляют для Мо – 78 тыс. т при средних содержаниях 0,02 % и Au – 15 т при средних содержаниях 0,04 г/т.

Закономерности размещения порфирового оруденения в связи с раннемезозойским магматизмом. Интрузии пестрого состава раннемезозойского возраста образуют двенадцать ареалов развития [21] вне зависимости от тектонического строения территории (рис. 5). Их содержание меняется от шрисгеймитов, шонкинитов, монцогаббро до умереннощелочных и щелочных сиенитов, граносиенитов и гранит-порфиров, от калиевых лампрофиров, лампроитов до альнеитов и лампрофиров камптонит-мончикитового ряда. Золото-(молибден)-медно-порфировое оруденение связано с кольцевыми интрузиями шошонит-латитового ряда и установлено на Западном Таймыре – в Моржовско-Убойнинском и Нижнепясинском ареалах, на Центральном Таймыре – в Верхнетарейском ареале.

Моржовско-Убойнинская и Нижнепясинская СМЗ объединяют два раннемезозойских ареала даек и малых интрузий, приуроченных к Диксоновско-Северобыррангской минерагенической мегазоне: Нижнепясинский и Моржовско-Убойнинский, выявленные в начале 1950-х годов и впервые описанные М. Г. Равичем, Л. А. Чайкой [22] и впоследствии наиболее детально изученные геологами НИИГА (Г. И. Старицыной, Н. Н. Нагайцевой, 1975; С. А. Гулиным и др., 1977) и сибирскими геологами (В. В. Беззубцевым и др., 1979; Л. П. Никуловым и др., 1990; В. А. Верниковским и др. [3]; И. И. Курбатовым, А. П. Романовым, 2008 [11]; Д. Н. Федотовым и др., 2011 [7]).

Нижнепясинский ареал малых интрузий охватывает массивы и дайки нижнепясинского комплекса гранодиорит-гранит-порфирового и пясинского – калиевых лампрофиров. Первые представлены массивами: Демсалерским горы Черная (30 км<sup>2</sup>), сопки Оленья в низовьях р. Пясина (2 км<sup>2</sup>), возможно, кольцевой интрузией п-ова Рыбный (50 км<sup>2</sup>) и о. Круглый (до 100 км<sup>2</sup>), а также дайковым полем р. Обер. В их строении принимают участие гранит-порфиры, сменяемые к периферии гранодиорит-порфирами и амфиболовыми кварцевыми диорит-порфиритами. В физических полях интрузии не выражаются, кроме массива п-ова Рыбный. Для Демсалерского массива А. П. Романовым [7] получены конкордантные возраста для цирконов (SIMS SHRIMP) из гранит-порфиров  $232.9 \pm 3.1$ ;



Рис. 5. Ареалы развития раннемезозойских комплексов малых интрузий пестрого состава Таймыро-Североземельской складчатой области

1 – главные разрывные нарушения: Главный Таймырский разлом (ГТ), Диабазовый (ДЗ), Главный Североземельский разлом (СЗ), Пясино-Фаддеевский (ПФ), Дорожнинский (Д), Пограничный (П), Центрально-Таймырский (ЦТ); 2, 3 – структурно-формационные области раннемезозойского тектоно-магматического этапа: Карская (2); Южно-Быррангская (3); 4 – граница структурно-формационных областей; 5 – внемасштабные знаки массивов (а) и даек (б) интрузий пестрого состава ранне-средне-позднетриасового возраста; 6 – ареалы развития (структурно-минерагенические зоны) раннемезозойских интрузий: Моржовско-Убойнинский (I), Нижнепясинский (II), Скотт-Гансеновский (III), Беспамятнинский (IV), Верхнетарейский (V), Дикарабигайский (VI), Фадьюкудинский (VII), Южнореченский (VII), Восточнотаймырский (IX), Песцовский (X), Прибрежнолаптевский (XI), Ахматовский (XII); 7 – потенциальные рудные узлы с типовыми золотосодержащими медно-молибден-порфировыми проявлениями; 8 – датировки рудоносных интрузивов, в квадратных скобках – литературный источник

234,9  $\pm$  3,7; 224  $\pm$  3,6 млн лет и из гранодиоритпорфиров 232,3  $\pm$  4,5 млн лет, отвечающие границе среднего-позднего триаса. В связи с этими интрузиями прямых поисковых признаков медно-молибден-порфирового типа не выявлено, но в обрамлении Демсалерского массива установлены обширные литогеохимические ореолы рассеяния Pb, Zn и Mo. Моржовско-Убойнинский ареал малых интрузий, отвечающий одноименой СМЗ, объединяет базовский комплекс шонкинит-тенсбергитовый, моржовско-убойнинский монцонит-граносиенитовый и чичаговский лампроитовый. К первому комплексу относятся интрузии горы Базовая, островов Каменные (Западный и Восточный), ко второму — островов Моржово, Расторгуева,

Убойнинский массив, массив оз. Сырута. Из второго ареала ранее [3] были датированы U-Pb методом сиениты интрузий островов Моржово  $(242 \pm 3.6 \text{ млн лет})$  и Расторгуева  $(249 \pm 5.2 \text{ млн})$ лет). Убойнинского массива (241  $\pm$  6.5 млн лет). По последнему массиву из сиенитовых порфиритов А. П. Романовым дополнительно получена датировка на SIMS SHRIMP  $230,2 \pm 3,6$  млн лет. Лампроиты чичаговского комплекса выявлены при проведении АЭФГК-200 (В. В. Беззубцев и др., 1979) и детально охарактеризованы А. П. Романовым [23]. В пределах ареала обнаружено 30 даек и 9 трубок взрыва лампроитов, неравномерно распространенных по площади. В среднем течении р. Убойная (ниже устья р. Обрывистая) выявлен пояс даек и тел трубочного типа, прослеживающийся на 7 км вдоль долины реки.

Золотосодержащее молибден-медно-порфировое оруденение приурочено к моржовскоубойнинскому ареалу интрузий. На о. Моржово в скарнированных известняках нижнего карбона экзоконтакта массива сиенитов выявлена шеелитмолибденитовая минерализация [17]. А. П. Романовым в 1989 г. (Л. П. Никулов и др., 1990) на о. Росторгуева в кварцевых сиенитах отмечено молибден-порфировое оруденение. С Убойнинским монцонит-граносиенитовым массивом связаны типовые рудопроявления (Убойное 1 и 2) золотосодержащей молибден-медно-порфировой формации.

Рудопроявления Убойное 1 и 2 (Л. П. Никулов и др., 1990; Н. Ф. Сержантов и др., 1991) приурочены к одноименному интрузиву «сквозной» зоны разломов северо-западного простирания. Массив обладает штокообразной формой (30 км<sup>2</sup>), сложен порфировыми и порфировидными разностями кварцевых монцонитов, сиенитов и граносиенит-порфиров средне-позднетриасового возраста. Дайковая фация массива представлена маломощными (1-5 м) секущими телами сиенит-порфиров. Вмещающими породами являются моноклинально залегающие терригенные отложения верхней перми, которые ороговикованы и графитизированы, а также силлы трахидолеритов тарисеймитаринского комплекса поздней перми. Вулканогенные породы нижнего триаса, залегающие к востоку от штока, контактируют с ним по дизъюнктивному нарушению. Площадь массива на 60 % перекрыта чехлом четвертичных отложений мощностью в среднем 1-5 м, редко до 10-20 м.

Рудопроявление Убойное 1 представляет собой штокверк, приуроченный к юго-восточному эндоконтакту Убойнинского массива. Рудное тело, имеющее в плане удлиненную серповидную форму, площадью 1,3 км<sup>2</sup>. По двум профилям рудная минерализация прослежена десятью скважинами на глубину 103,0 м. Максимальная глубина бурения составляла 300,1 м. Минерализованные монцонит-порфиры интенсивно калишпатизированы и окварцованы. Мощность обогащенных сульфидами участков в вертикальном разрезе варьируется от 0,4 до 6–10 м. Тип оруденения вкрапленный, жильно-брекчиевый и прожилково-вкрапленный. Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, гематит и пирротин. Минералы зоны окисления представлены лимонитом, ковеллином, халькозином, малахитом и азуритом. В рудном элювии и максимально обогащенных участках, вскрытых бурением, содержания элементов составляют (%): Cu 0,01–1,12 до 3,17; Мо 0,003–0,059 до 0,1; Pb 0,02–1,0; Zn 0,006–0,18; Ag 0,1–3,6 до 32,8 г/т; Au 0,003–0,06 до 0,11 г/т.

Рудопроявление Убойное 2 представлено зоной пиритизированных измененных пород с отдельными точками минерализации пирит-халькопиритового и пирит-галенит-сфалеритового составов. Площадь зоны – 4,1 км<sup>2</sup>. Из восьми скважин, пробуренных по двум крестообразным профилям, в семи вскрыто сульфидное оруденение в интервалах глубин 12-165 м, аналогичное проявлению Убойное 1. Максимальная глубина бурения скважин – 229,3 м, а самый обогащенный участок обладает мощностью 10 м. Рудная минерализация приурочена к гранодиорит-порфирам, кварцевым монцонитам и измененным осадочным породам перми в кровле интрузии. Содержания элементов в рудоносном элювии и максимально обогащенном участке в скважине составляют (%): Си 0.01-0.013 до 0.5; Мо 0,001-0,013; Pb 0,002-0,66; Zn 0,006-0,3; Ag 0,1-4 г/т; Аи 0,015-0,15 г/т.

По ряду петрологических и минерагенических признаков А. П. Романов считает, что Убойнинский массив стоит самостоятельно по своей рудоносности и отвечает потенциальному рудному полю (ПРП) вне узла и района. Модельюаналогом для проявлений Убойнинского ПРУ является Аксугское месторождение, расположенное в Республике Тыва на южных склонах Восточного Саяна. Авторские ресурсы по кат. Р<sub>3</sub> для Убойнинского ПРП составляют: Си 1600 тыс. т (по Л. П. Никулову), 500 тыс. т (по А. П. Романову); Мо – 20 тыс. т, Аи – 20 т.

Верхнетарейская СМЗ объединяет Верхнетарейский ареал даек и малых интрузий, приуроченных к Тарейскому валу [18], который Н. Н. Нагайцевой и В. Ф. Проскурниным [14] выделен в самостоятельный интрузивный комплекс из состава раннемезозойского фтанито-салического интрузивного комплекса, наиболее детально охарактеризованного при производстве АЭФГК и ГГК-200 (В. В. Беззубцев, 1979, 1985) [5].

В пределах рассматриваемого ареала комплекс образует пояс дайковых тел гранит-граносиенити кварцевых порфиров в бассейне рек Вента, Извилистая до верховьев ручьев Мутный, Шумный и узел из небольших штоков в верховьях рек Тарея (район высоты 525 м), Шара и Белая. Они прорывают терригенно-карбонатные углеродистые отложения позднекембрийско-ордовикского и девонско-среднекаменноугольного возраста, а также карбонатно-терригенные отложения позднего рифея и венда. Дайки лампрофиров развиты на всей территории ареала.

В бассейне р. Извилистая дайковый линейный ареал гранит-порфиров в сводовой части антиклинальной структуры включает более десяти тел, наиболее крупное из которых обладает мощностью до 37 м и прослеженную длину до одного километра. На юге гряды Геологическая (район высоты 525 м), междуречье Шара и Белая, верхнетарейские интрузии представлены штоками площадью до 5 км<sup>2</sup> и дайками мощностью 10–30 м, протяженностью до 2 км.

Комплекс характеризуется пестрым и неустойчивым составом пород с многочисленными фазофациальными переходами. В штокообразных телах выделяется до четырех фаз [5]: в раннюю фазу внедрялись монцогаббро, монцогаббродиориты, в главную – монцониты и сиениты, в третью – граносиениты, граносиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, в заключительную – лампрофиры керсантитового и камптонит-мончикитового рядов. В этих же массивах наблюдались фазовые взаимоотношения: монцогаббро прорываются дайками монцонитов, а те в свою очередь – монцогранит-порфирами.

С целью уточнения возраста пород верхнетарейского комплекса были отобраны и датированы U-Pb методом SIMS SHRIMP II цирконы [9] из монцогранит-порфиров верховьев р. Тарея (проявление Верхнетарейское) и джаспероидов (метариолитов?) горы Геологическая (рудопроявление Извилистое). Из первых получен конкордантный возраст по десяти точкам  $233 \pm 1$  млн лет, из джаспероидов — по восьми  $234 \pm 2,0$  млн лет, отвечающие низам карнийского века позднего триаса.

В пределах Верхнетарейской СМЗ наиболее известны рудопроявления золото-сурьмянортутно-мышьяковой формации. Самые крупные из них: Извилистое, ручьи Рудный и Мутный, р. Узкая, которые совместно с геохимическими аномалиями объединяются в Извилистый (800 км<sup>2</sup>) и Аятуркинский ПРУ [5]. Верхнетарейское проявление золотосодержащих медно-порфировых образований обнаружено В. Ф. Проскурниным и М. А. Проскурниной в 2014 г. при создании Госгеолкарты-1000/3, лист S-46 [9] на водоразделе верховьев рек Тарея и Шара.

Проявление Верхнетарейское располагается на юге гряды Геологическая (район высоты 525 м) и приурочено к массиву сиенитмонцогранит-порфирового состава площадью 1–1,5 км<sup>2</sup>, южному из группы трех массивов водораздела рек Тарея и Шара. Площадь трех сближенных массивов с охватом их экзоконтактовых образований – 4 км<sup>2</sup>.

Южный (собственно рудоносный) изученный массив штокообразной формы, сложен с юга на север сменяющими друг друга последовательно к центру массива пироксен-амфиболовыми крупнозернистыми монцогаббродиоритами (1 фаза), биотит-амфиболовыми порфировидными и порфировыми разностями кварцевых монцонитов, сиенитов (2 фаза) и монцогранит-порфирами (3 фаза). Вмещающими породами являются карбонатные отложения венда, которые скарнированы и мраморизованы. Углеродистые сланцы позднего кембрия — раннего ордовика, залегающие к юго-востоку от штока, контактируют с ним по разлому.

Оруденение представлено двумя типами: собственно медно-порфировым, приуроченным к центральной части штока к границе 2 и 3 фаз, и скарновому, в северо-западном экзоконтакте. Первый тип оруденения прослежен по элювиально-делювиальным развалам на протяжении не менее 150 м с широтным простиранием и ширине не менее 20 м. В редких глыбах в минерализованной зоне встречаются скарнированные карбонатные породы. Минерализованные граносиенит-порфиры и скарноиды интенсивно калишпатизированы, окварцованы, серицитизированы и сульфидизированы. На поверхности пород широко развиты охры окислов Fe, а также малахитовая зелень и азуритовая синь. Рудная минерализация распределена неравномерно и характеризуется вкрапленным, жильно-брекчиевым и прожилково-вкрапленным проявлением. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реальгаром, а минералы зоны окисления – лимонитом, ковеллином, халькозином, малахитом и азуритом. Содержания элементов в штуфных пробах составили: Си – 1,4–3,8 %, Мо – 0,01 %, Zn – 0,02 %, Аg – 12–18 г/т, Ві – 21-436 г/т (ISP-MS), Au - 0,11-0,13 г/т (атомная адсорбция).

Скарновый тип оруденения отмечен на протяжении 10 м от контакта и скрыт севернее чехлом четвертичных отложений. Скарны представлены тремолит-волластонитовыми и скаполит-форстерит-флогопитовыми разновидностями. С ними ассоциируют также мрамора и контактово-метасоматические кальшифиры слюдисто-форстеритовые, в состав которых входит вкрапленная и жильно-вкрапленная рудная минерализация, представленная в основном халькопиритом, пиритом и тем же набором минералов зоны окисления. Содержания элементов в штуфных пробах – Си 0,05 %, Мо 0,007 %, Ві 20–436 г/т, Аи 0,007 г/т. В соседнем к северу массиве монцогаббродиоритов в эндо- и экзоконтакте (по известковистым сланцам графитсодержащим) повышенные показания отмечаются для Си -0,01 %, Mo - 0,007 %, V - 0,04 %, TiO<sub>2</sub> - 0,39 %, Pd – 0,024 г/т.

Верхнетарейский ПРУ на золото-медно-порфировое оруденение оконтурен по компактному ареалу шести вышеуказанных кольцевых многофазных малых интрузий и является третьим в рассматриваемой одноименной СМЗ, которая более известна Извилистым ПРУ с золото-сурьмянортутно-мышьяковистым оруденением, сопоставляемым с месторождениями карлинского типа. Возможно, оба типа проявлений – Верхнетарейский и Извилистый – сформированы единой рудно-магматической системой. На Верхнетарейском проявлении содержания Си достигают 1,4–3,8 %, Мо – 0,01 %, Au – 0,13г/т. Потенциал узла не оценен, но по аналогии с Убойнинским можно ожидать ресурсов Cu не менее 600 тыс. т (0,5 %) и Au – 30 т (0,1 г/т).

Обсуждение полученных результатов и выводы. Краткая характеристика закономерностей размещения проявлений золотосодержащей медно-молибден порфировой формации в пределах Таймыро-Североземельского региона вполне обоснованно свидетельствует о наличии впервые выделяемого позднепалеозойско-раннемезозойского Центрально-Арктического рудоносного порфирового пояса, связанного в понимании предшественников [18; 20; 28] с позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизацией и формированием Карского сводово-плутонического поднятия. Современная трактовка геодинамических процессов в позднем палеозое и раннем мезозое [2; 3] не объясняют существование эмпирически выявленного медномолибден-порфирового пояса. Это же относится и к тектоно-геодинамической модели, принятой при составлении Госгеолкарт-1000/3 (В. Ф. Проскурнин и др., 2006, 2008), [21]. Остается вопросом, почему одни позднепалеозойские и раннемезозойские интрузии рудоносны, а другие (одновозрастные и в таких же структурно-геологических обстановках) – нет.

Тем не менее выделяемый пояс в современных геофизических полях достаточно отчетливо (рис. 6) приурочен к южной границе кольцевого Северо-Карского геоблока с сиалическим фундаментом (Хутудинско-Большевистской складчатой мегазоне) и аккреционной зоне позднего рифея Северо-Азиатского кратона с энсиматическим фундаментом (Центрально-Таймырской мегазоне). Как известно, промышленные рудные узлы медно-порфировых месторождений, по гравиметрическим данным, локализованы в фемических блоках [1]. В настоящее время на Таймыре к ним можно отнести разновозрастные проявления Кристифенсенское, Порфировое, Пекинское, Верхнетарейское, Убойное 1 и 2. Вторая закономерность, установленная по магнитометрическим полям, выражена отчетливо: все рудоносные интрузии Таймыра и Северной Земли относятся к магнетитовым магматическим сериям «молибденового металлогенического профиля», характеризующимся повышенным аномальным магнитным полем, в отличие от «оловорудного».

Ведущую роль в формировании золотосодержащих медно-молибден-порфировых проявлений Центрально-Арктического пояса играют позднепалеозойско-раннемезозойские плутоногенно-гидротермальные внутриинтрузивные рудоформирующие системы, связанные со становлением гранит-порфировых интрузий в раннем карбоне (340–330 млн лет) на Северной Земле



Рис. 6. Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс на картах гравиметрического (A) и магнитного (b) полей с элементами тектонического районирования

1-контур листов Госгеолкарты-1000/3 Таймырско-Североземельской серии; 2-Центрально-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс; 3 – Главная сутура Таймыра, разделяющая Северо-Азиатский кратон и Северо-Карский геоблок (микроконтинент); 4 – главные разрывные нарушения: Главный Таймырский разлом (ГТ), Диабазовый (ДЗ), Центрально-Таймырский (ЦТ), Прончищевско-Оленёкский (ПО); 5 – главные структуры Северо-Азиатского кратона: Сибирская платформа (СП), Таймырская складчатая система (ТСС), Восточнотаймырско-Оленёкская складчатая система (ВВС)

(таймырский комплекс), умереннощелочных гранит-порфировых — в поздней перми (264— 255 млн лет) на Северном Таймыре (пекинский, оленьинский комплексы) и сиенит-граносиенитпорфировых интрузий в раннем-позднем триасе (249-230 млн лет) на Западном, Центральном Таймыре (моржовско-убойнинский, нижнепясинский, верхнетарейский комплексы). В целом отмечается омоложение как интрузий, так и оруденения с северо-востока на юго-запад (на протяжении 1300 км): от 340-330 до 240-230 млн лет. В этом же направлении увеличивается основность и щелочность порфировых интрузий и смена проявлений семейства молибден-порфирового типа на оруденение медно-порфирового типа, что отвечает общемировой тенденции [12].

Особенность строения всех золотосодержащих медно-молибден-порфировых проявлений пояса – их связь с внутриинтрузивной калишпатолит-березитовой (филлизитовой) региональной метасоматической формацией [16]. Оруденение представлено пирит-серицит-кварцевыми прожилками, образующими густую сеть штокверкового типа. Минеральные типы рудопроявлений изменяются последовательно на востоке пояса с северо-запада (мыс Таймыр) на юго-восток (проявление Порфировое) с шеелит-молибденитового, шеелит-халькопирит-молибденитового на молибденит-халькопиритовый. По соотношению главных рудных элементов W, Cu, Mo в этом же латеральном направлении меняется рудно-геохимический тренд: от вольфрам-молибденового оруденения (мыс Таймыр, содержания Мо 0,03-1 %, W 0,01-0,4 %, Си до 0,02 %, Аи 0,01-0,04 г/т), к (вольфрам-медно)-молибденовому (Оленье, Мо 0,01-0,1 %, Си 0,01-0,25 %, W до 0,004 %, Au 0,2-0,4 г/т), к молибден-медно-порфировому (Порфировое, Си 0,01–0,6 %, Мо 0,03 %, Аи 0,1-0,5 г/т). В пределах западной части пояса, где развиты рудоносные раннемезозойские интрузии, оруденение характеризуется медно-порфировым (Верхнетарейское, Си 1,4–3,8 %, Мо до 0,01 %, Аи 0,11–0,13 г/т) и молибден-медно-порфировым (Убойное 1 и 2, Си 0,01–3,17, Мо 0,003–0,1, Аи 0,003–0,11 г/т) типами. Рудно-геохимическая зональность подчинена вмещающему гранитоиды субстрату на северо-западе он представлен сиалическими образованиями докембрия Северотаймыро-Североземельской минерагенической системы, на юго-востоке – энсиматическими Таймырской минерагенической системы. Главный Таймырский и Диабазовый разломы характеризуют переходную зону (см. рис. 2, А).

Расположение рудоносных гидротермальнометасоматических образований в пределах ПРУ Центрально-Арктического пояса в зависимости от степени их изученности позволяет использовать геолого-генетические модели, разработанные для медно-молибден-порфировых месторождений [1; 4; 12; 13; 16; 31]. Выявленные скарны и скарноиды (Верхнетарейское, о. Моржово, экзоконтакты Южнолодочниковского и Кристифенсенского массивов), джаспероиды (Извилистое), наличие геохимической зональности (Мо, Сu, W, Bi – Pb, Zn, Au, Ag – Hg, As, Au) во вторичных ореолах рассеяния (Кристифенсенский, Широкинский, Убойнинский ПРУ) свидетельствуют о существовании в пределах пояса многочисленных самостоятельных высокоперспективных медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем.

Суммарные прогнозные ресурсы золотосодержащего медно-молибден-порфирового пояса Таймыра и Северной Земли, складывающиеся из авторских ресурсов по ПРУ (Р<sub>3</sub>) и ПРП (Р<sub>2</sub>), установленным по результатам геологосъемочных работ без территорий Большого Арктического заповедника, составляют по Мо и Си 585 и 2490 тыс. т соответственно и Аи – 250 т. Выявленный на сегодня ресурсный потенциал не велик, но, учитывая слабую изученность рассматриваемого типа оруденения и региона в целом, можно с уверенностью констатировать, что минерагенический потенциал Центрально-Арктического медно-молибден-порфирового пояса значительно выше и требует дальнейшего изучения с постановкой поисковых работ.

Авторы выражают благодарность своим коллегам Б. С. Петрушкову, А. Г. Шнейдеру и М. Ю. Курапову за помощь в подготовке настоящей статьи.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Роснедра по государственному контракту № АМ-02-34/14 от 10.06.2013.

1. Бескин С. М., Алексеева А. К. Медно-порфировое оруденение России: перспективные регионы и площади. — М.: Научный мир, 2016. — 78 с.

2. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.

3. Верниковский В. А. Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма / В. А. Верниковский, В. Л. Пиис, А. Е. Верниковская, А. П. Романов, Д. Дж. Джи, А. В. Травин // Докл. РАН. — 2001. — Т. 380, № 1. — С. 87—93.

4. Волков А. В. Закономерности размещения и условия формирования Аи-содержащих Си-Мо-порфировых месторождений Северо-Востока России / А. В. Волков, Н. Е. Савва, А. А. Сидоров, В. Н. Егоров, В. П. Шаповалов, В. Ю. Прокофьев, Е. А. Колова // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48, № 6. – С. 512–539.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы: S-46-VII–VIII (р. Непонятная), S-46-IX–X (исток р. Шренк), S-46-XI–XII (р. Тихая), S-46-XIII–XIV (оз. Сожаления), S-46-XV–XVI (гр. Геологическая). Объяснительная записка / В. В. Беззубцев, И. И. Курбатов, О. А. Невьянцев. – М., 1998. – 207 с.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы T-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга), T-48-XIX, XX, XXI (п-ов Челюскин), T-48-XXII, XXIII, XXIV (о-в Самуила), T-48-XXV, XXVI, XXII (плато Лодочникова), T-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). Объяснительная записка / В. А. Марковский, В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, В. Ф. Проскурнин, Г В. Шнейдер, Л. Н. Лазарева, А. В. Гаврилов. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000. – 186 с. + 9 вкл.

7. Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Таймырская. Лист S-45-XXV, XXVI (р. Быстрая). Объяснительная записка / А. Н. Федотов, А. П. Романов, В. М. Колямкин, В. Т. Кириченко. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 120 с.

8. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер, Н. Н. Нагайцева, В. В. Мохов, В. В. Нелюбин, П. А. Громов, М. А. Степунина, А. Г. Шнейдер, А. А. Багаева, Б. С. Петрушков, Н. П. Виноградова, Д. Н. Ремизов, А. В. Проскурнина. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 424 с. + 11 вкл.

9. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 — Тарея. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер, А. В. Гавриш, Н. Н. Нагайцева, А. П. Романов, П. А. Громов, М. А. Проскурнина, В. В. Мохов, В. В. Нелюбин, Д. К. Лохов, А. В. Проскурнина, С. А. Бондаренко, Д. Н. Ремизов, Н. П. Виноградова, А. Г. Шнейдер, А. А. Багаева, Б. С. Петрушков. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 490 с. + 23 вкл.

10. Забияка А. И. Анализ металлогенической системы Таймыра как основа прогноза и развития его минерально-сырьевой базы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2006. – Вып. 7. – С. 88–106.

11. Курбатов И. И., Романов А. П. Петротип Бинюдинского ультрамафит-мафитового комплекса (Западный Таймыр). – Новосибирск: СНИИГиМС, 2008. – 169 с.

12. Медно-порфировые месторождения / А. И. Кривцов, В. С. Звездов, И. Ф. Мигачев, О. В. Минина. – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.

13. Мигачев И. Ф., Минина Л. В., Звездов В. С. Перспективы территории Российской Федерации на меднопорфировые руды // Руды и металлы. – 2015. – № 1. – С. 74–92.

14. Нагайцева Н. Н., Проскурнин В. Ф. Интрузивные образования // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000 000 (новая серия). Лист S-44-46 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – С. 124–164.

15. Петров О. В. Государственное геологическое картографирование – эффективный путь к открытию месторождений-лидеров / О. В. Петров, Е. А. Киселёв, А. Ф. Морозов, В. И. Шпикерман, Т. Н. Зубова, В. В. Шатов, Ю. П. Змиевский // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 5–10.

16. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 560 с. – (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 354).

17. Погребицкий Ю. Е., Грикуров Г. Э., Захаров В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист S-45-XIX, XX. – М., 1960. – 30 с.

18. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971. – 248 с. – (Тр. НИИГА, т. 166).

19. Проскурнин В. Ф. Новая вулкано-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности // Недра Таймыра: Сб. науч. тр. – Норильск, 1995. – Вып. 1. – С. 93–100.

20. Проскурнин В. Ф. Металлогенический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции / В. Ф. Прос-

курнин, А. Г. Листков, А. В. Гавриш, Н. В. Ванюнин // Недра Таймыра: Сб. науч. тр. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – Вып. 5. – С. 9–42.

21. Проскурнина М. А. Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре / М. А. Проскурнина, В. Ф. Проскурнин, Д. Н. Ремизов, А. Н. Ларионов // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 79. – С. 5–22.

22. Равич М. Г., Чайка Л. А. Малые интрузии хребта Бырранга (Таймырский полуостров). – Л., 1959. – 147 с. – (Тр. НИИГА, т. 88).

23. Романов А. П. Лампроиты и кимберлиты Горного Таймыра // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 291–299.

24. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / под ред. И. С. Грамберга, В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. – 187 с.

25. Самойлов А. Г., Ванюнин Н. В., Тимкин С. В. Золото архипелага Северная Земля // Минеральные ресурсы России. – 1999. – № 1. – С. 27–31.

26. Сердюк С. С., Гончаров М. М., Ояберь В. К. Основные типы и перспективная оценка золотоносных формаций Таймыро-Североземельского региона // Недра Таймыра: Сб. науч. тр. – Норильск, 1997. – Вып. 2. – С. 199–214.

27. Шануренко Н. К. Флюоритовое оруденение Быррангской структурно-металлогенической зоны // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. – Л.: НИИГА, 1979. – С. 66–73.

28. Шануренко Н. К. Золоторудные формации Таймыро-Североземельской провинции / Н. К. Шануренко, В. Г. Кузьмин, Г. А. Русаков, В. И. Фокин // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 559–571.

29. Khudoley A. K. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression / A. K. Khudoley, V. E. Verzhbitsky, D. A. Zastrozhnov, P. O'Sullivan, V. B. Ershova, V. F. Proskurnin, M. I. Tuchkova, M. A. Rogov, T. K. Kyser, S. V. Malyshev, G. V. Schneider // Journal of Geodynamics, Elsevier BV (Netherlands). – 2018. – Vol. 119. – Pp. 221–241. – DOI: https://doi.org/10.1016/ j.jog.2018.02.002

30. Lorenz H., Gee D. G., Whitehouse M. J. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // Geological Magazine. – 2007. – Vol. 144, iss. 1. – Pp. 105–125. – DOI: https://doi.org/10.1017/S001675680600272X

31. Sillitoe R. H., Bonham H. F. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems // Geology. – 1990. – Vol. 18. – Pp. 157–161.

1. Beskin S. M., Alekseeva A. K. Medno-porfirovoe orudenenie Rossii: perspektivnye regiony i ploshchadi [Copper-porphyry mineralization of Russia: promising regions and areas]. Moscow, Nauchnyy mir, 2016, 78 p.

2. Vernikovskiy V. A. Geodinamicheskaya evolyutsiya Taymyrskoy skladchatoy oblasti [Geodynamic evolution of the Taimyr fold region]. Novosibirsk, 1996, 202 p.

3. Vernikovskiy V. A., Piis V. L., Vernikovskaya A. E., Romanov A. P., Dzhi D. Dzh., Travin A. V. Rannetriasovye A-granity Taymyra – rezul'tat Severo-Aziatskogo superplyuma [Early Triassic A-granites of Taimyr – the result of the North Asian superplume]. *Doklady Akademii nauk*, 2001, vol. 380, no 1, pp. 87–93. (In Russian).

4. Volkov A. V., Savva N. E., Sidorov A. A., Egorov V. N., Shapovalov V. P., Prokof'ev V. Yu., Kolova E. A. Spatial distribution and formation conditions of Au-bearing porphyry Cu-Mo deposits in the Northeast of Russia. *Geology of Ore Deposits*, 2006, vol. 48, no 6, pp. 512–539. (In Russian).

5. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Taymyrskaya. Listy: S-46-VII–VIII (r. Neponyatnaya), S-46-IX–X (istok r. Shrenk), S-46-XI–XII (r. Tikhaya), S-46-XIII–XIV (oz. Sozhaleniya), S-46-XV–XVI (gr. Geologicheskaya). Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Taimyr series. Sheets: S-46-VII–VIII (river Neponyatnaya), S-46-IX–X (source of the Shrenk river), S-46-XI–XII (Tikhaya river), S-46-XIII–XIV (lake Sozhaleniya), S-46-XV–XVI (group Geologicheskaya). Explanatory note]. Eds.: V. V. Bezzubtsev, I. I. Kurbatov, O. A. Nev'yantsev. Moscow, 1998, 207 p.

6. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 200 000. Seriya Taymyrskaya. Listy T-47-XXVIII, XXIX, XXX (r. Marga), T-48-XIX, XX, XXI (p-ov Chelyuskin), T-48-XXII, XXIII, XXIV (o-v Samuila), T-48-XXV, XXVI, XXII (plato Lodochnikova), T-48-XXVIII, XXIX, XXX (zaliv Simsa). Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Taimyr series. Sheets T-47-XXVIII, XXIX, XXX (the Marga river), T-48-XIX, XX, XXI (Chelyuskin peninsula), T-48-XXII, XXIII, XXIV (Samuil island), T-48-XXV, XXVI, XXII (Lodochnikov plateau), T-48-XXVIII, XXIX, XXX (Simsa Bay). Explanatory note]. Eds.: V. A. Markovskiy, V. Ya. Kaban'kov, R. F. Sobolevskaya, V. F. Proskurnin, G. V. Shneyder, L. N. Lazareva, A. V. Gavrilov. St. Petersburg, Sankt-Peterburgskaya kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2000, 186 p. + 9 vkl.

7. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Izd. 2-e. Seriya Taymyrskaya. List S-45-XXV, XXVI (r. Bystraya). Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation on a scale of 1:200,000. 2nd. ed. Taimyr series. Sheet S-45-XXV, XXVI (Bystraya river). Explanatory note]. Eds.: A. N. Fedotov, A. P. Romanov, V. M. Kolyamkin, V. T. Kirichenko. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2011, 120 p.

8. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Taymyro-Severozemel'skaya. List S-47 – oz. Taymyr (western part). Ob''yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Taimyro-Severozemelskaya series. Sheet S-47 – Lake Taimyr (western part). Explanatory note]. Eds.: V. F. Proskurnin, A. V. Gavrish, G. V. Shneyder, N. N. Nagaytseva, V. V. Mokhov, V. V. Nelyubin, P. A. Gromov, M. A. Stepunina, A. G. Shneyder, A. A. Bagaeva, B. S. Petrushkov, N. P. Vinogradova, D. N. Remizov, A. V. Proskurnina. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2015, 424 p. + 11 vkl.

9. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Taymyro-Severozemel'skaya. List S-46 – Tareya. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Taimyro-Severozemelskaya series. Sheet S-46 – Tareya. Explanatory note]. Eds.: V. F. Proskurnin, G. V. Shneyder, A. V. Gavrish, N. N. Nagaytseva, A. P. Romanov, P. A. Gromov, M. A. Proskurnina, V. V. Mokhov, V. V. Nelyubin, D. K. Lokhov, A. V. Proskurnina, S. A. Bondarenko, D. N. Remizov, N. P. Vinogradova, A. G. Shneyder, A. A. Bagaeva, B. S. Petrushkov. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2016, 490 p. + 23 vkl.

10. Zabiyaka A. I. Analiz metallogenicheskoy sistemy Taymyra kak osnova prognoza i razvitiya ego mineral'nosyr'evoy bazy [Analysis of the metallogenic system of Taimyr as the basis for forecasting and development of its mineral resource base]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskogo kraya*. Krasnoyarsk, 2006, iss. 7, pp. 88–106. (In Russian).

11. Kurbatov I. I., Romanov A. P. Petrotip Binyudinskogo ul'tramafit-mafitovogo kompleksa (Zapadnyy Taymyr) [Petrotype of the Binyudinsky ultramafic-mafite complex (Western Taimyr)]. Novosibirsk, 2008, 169 p. 12. Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. Medno-porfirovye mestorozhdeniya [Porphyry copper deposits]. Moscow, 2001, 232 p.

13. Migachev I. F., Minina L. V., Zvezdov V. S. Perspektivy territorii Rossiyskoy Federatsii na medno-porfirovye rudy [Prospects of the territory of the Russian Federation for porphyry copper ores]. *Rudy i metally*, 2015, no 1, pp. 74–92. (In Russian).

14. Nagaytseva N. N., Proskurnin V. F. Intruzivnye obrazovaniya [Intrusive formations]. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1000 000 (novaya seriya). List S-44-46 - Ust'-Tareya. Ob "yasnitel'naya zapiska.* St. Petersburg, VSEGEI, 2000, pp. 124–164.

15. Petrov O. V., Kiselev E. A., Morozov A. F., Shpikerman V. I., Zubova T. N., Shatov V. V., Zmievskij Ju. P. State geological mapping, an effective way to the discovery of giant deposits. *Regional Geology and Metallogeny*, 2015, no. 64, pp. 5–10. (In Russian).

16. Plyushchev E. V., Shatov V. V., Kashin S. V. Metallogeniya gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic formations]. St. Petersburg, VSEGEI, 2012, 560 p.

17. Pogrebitskiy Yu. E., Grikurov G. E., Zakharov V. V. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. List S-45-XIX, XX [Geological map of the USSR at a scale of 1:200,000. Sheet S-45-XIX, XX]. Moscow, 1960, 30 p.

18. Pogrebitskiy Yu. E. Paleotektonicheskiy analiz Taymyrskoy skladchatoy sistemy [Paleotectonic analysis of the Taimyr fold system]. Leningrad, Nedra, 1971, 248 p.

19. Proskurnin V. F. Novaya vulkano-plutonicheskaya assotsiatsiya Severnoy Zemli i osobennosti ee metallonosnosti [New volcano-plutonic association of Severnaya Zemlya and features of its metalliferousness]. *Nedra Taymyra: Sbornik nauchnykh trudov.* Noril'sk, 1995, iss. 1, pp. 93–100. (In Russian).

20. Proskurnin V. F., Listkov A. G., Gavrish A. V., Vanyunin N. V. Metallogenicheskiy analiz i perspektivy promyshlennogo osvoeniya Taymyro-Severozemel'skoy zolotonosnoy provintsii [Metallogenic analysis and prospects for industrial development of the Taimyr-Severozemelskaya goldbearing province]. *Nedra Taymyra: Sbornik nauchnykh trudoov.* St. Petersburg, VSEGEI, 2002, iss. 5, pp. 9–42. (In Russian).

21. Proskurnina M. A., Proskurnin V. F., Remizov D. N., Larionov A. N. Ring intrusions of the Bespamyatnaya Areal: manifestations of shoshonite-latite magmatism in Northern Taimyr. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no 79, pp. 5–22. (In Russian).

22. Ravich M. G., Chayka L. A. Malye intruzii khrebta Byrranga (Taymyrskiy poluostrov) [Small intrusions of the Byrranga ridge (Taimyr Peninsula)]. Leningrad, 1959, 147 p.

23. Romanov A. P. Lamproity i kimberlity Gornogo Taymyra [Lamproites and kimberlites of Gorny Taimyr]. *Rossiyskaya Arktika: geologicheskaya istoriya, minerageniya, geoekologiya.* St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, pp. 291–299. (In Russian).

24. Severnaya Zemlya. Geologicheskoe stroenie i minerageniya [Northern Land. Geological structure and minerageny]. Ed. by I. S. Gramberg, V. I. Ushakov. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2000, 187 p.

25. Samoylov A. G., Vanyunin N. V., Timkin S. V. Zoloto arkhipelaga Severnaya Zemlya [Gold of the Severnaya Zemlya archipelago]. *Mineral'nye resursy Rossii*, 1999, no 1, pp. 27–31. (In Russian).

26. Serdyuk S. S., Goncharov M. M., Oyaber' V. K. Osnovnye tipy i perspektivnaya otsenka zolotonosnykh formatsiy Taymyro-Severozemel'skogo regiona [Basic types and prospective assessment of gold-bearing formations of the Taimyr-Severozemelskiy region]. *Nedra Taymyra: Sbornik nauchnykh trudov.* Noril'sk, 1997, iss. 2, pp. 199–214. (In Russian).

27. Shanurenko N. K. Flyuoritovoe orudenenie Byrrangskoy strukturno-metallogenicheskoy zony [Fluorite mineralization of the Byrrangskaya structural-metallogenic zone]. *Geologiya i rudonosnost' Taymyro-Severozemel'skoy skladchatoy oblasti*. Leningrad, 1979, pp. 66–73. (In Russian). 28. Shanurenko N. K., Kuz'min V. G., Rusakov G. A., Fokin V. I. Zolotorudnye formatsii Taymyro-Severozemel'skoy provintsii [Gold ore formations of the Taimyr-Severozemelskaya province]. *Rossiyskaya Arktika: geologicheskaya istoriya, minerageniya, geoekologiya.* St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, pp. 559–571. (In Russian).

29. Khudoley A. K., Verzhbitsky V. E., Zastrozhnov D. A., O'Sullivan P., Ershova V. B., Proskurnin V. F., Tuchkova M. I., Rogov M. A., Kyser T. K., Malyshev S. V., Schneider G. V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *Journal of Geodynamics*, *Elsevier BV (Netherlands)*, 2018, vol. 119, pp. 221–241. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002

30. Lorenz H., Gee D. G., Whitehouse M. J. New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin. *Geological Magazine*, 2007, vol. 144, iss. 1, pp. 105–125. DOI: https:// doi.org/10.1017/S001675680600272X

31. Sillitoe R. H., Bonham H. F. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems. *Geology*, 1990, vol. 18, pp. 157–161.

- Проскурнин Василий Федорович доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Vasily\_Proskurnin@vsegei.ru> Петров Олег Владимирович – чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <vsegei@vsegei.ru>
- Романов Андрей Павлович канд. геол.-минерал. наук, науч. консультант, Государственное предприятие Красноярского края «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья» (ГПКК «КНИИГиМС»), доцент, Сибирский Федеральный университет (СФУ). Пр. Мира, 55, Красноярск, Россия, 660049. <romanovAPkniigims@yandex.ru>
- *Курбатов Иван Иванович* зам. начальника, Департамент по недропользованию по Центрально-Сибирскому округу (Центрсибнедра). Ул. Карла Маркса, 62, Красноярск, Россия, 660049. <ivku\_57@mail.ru>

Гавриш Анатолий Владимирович – вед. специалист, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Anatoly Gavrish@vsegei.ru>

Проскурнина Мария Анатольевна – геолог, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Maria\_Kurochkina@vsegei.ru>

*Proskurnin Vasily Fedorovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. </br><Vasily\_Proskurnin@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor of Economic Sciences, Director General, VSEGEI<sup>1</sup>. <vsegei@vsegei.ru>

Romanov Andrey Pavlovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Science Advisor, State Enterprise of the Krasnoyarsk Territory «Krasnoyarsk Research Institute for Geology and Mineral Resources» (GPKK «KNIIGiMS»); Associate Professor, Siberian Federal University (SFU). 55 Prospect Mira, Krasnoyarsk, Russia, 660113. <romanovAPkniigims@yandex.ru>

*Kurbatov Ivan Ivanovich* – Deputy Head, Subsoil Use Department for the Central Siberian District (TSENTRSibnedra). 62 Ul. Karla Marksa, Krasnoyarsk, Russia, 660049. <ivku\_57@mail.ru>

Gavrish Anatoliy Vladimirovich – Leading Expert, VSEGEI<sup>1</sup>. <Anatoly\_Gavrish@vsegei.ru>

Proskurnina Maria Anatol'evna – Geologist, VSEGEI<sup>1</sup>. <Maria\_Kurochkina@vsegei.ru>

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

УДК 553.411

#### С. И. ТУРЧЕНКО, Т. Л. ТУРЧЕНКО (ИГГД РАН)

## Особенности металлогении протерозойских интракратонных бассейнов Фенноскандинавского и Канадского щитов

Специфический тип тектонических структур палеопротерозоя – интракратонные бассейны, которые глобально выражены в истории развития Земли. Они также являются важными рифтогенными рудоносными структурами. В работе приведена попытка коррелировать развитие интракратонных рифтогенных бассейнов Карельской провинции Фенноскандинавского щита (Онежского и Куолаярвинского) с аналогичными структурами (Волластон, Хурвиц и Амер) провинции Черчилл Канадского щита на период 2,3–1,9 млрд лет. Для этого времени, особенно этапа 2,1–2,0 млрд лет, отмечается хорошая корреляция по черносланцевым толщам с содержанием С<sub>орг</sub> от 2–5 до 10 %, а в Онежском бассейне вплоть до образования месторождений шунгита. Хотя корреляция этих палеопротерозойских отложений по литологическим особенностям и возрасту вполне возможна, в металлогеническом отношении они различны. Это связано с большей степенью проявления мафит-ультрамафитового магматизма в интракратонных структурах Фенноскандинавского щита с сульфидной, платинометалльной и титан-ванадиевой минерализацией по сравнению с подобными структурами Канадского щита, где золоторудная и урановая минерализация типичны.

*Ключевые слова:* корреляция, интракратонные бассейны, палеопротерозойские отложения, минерализация, Фенноскандинавский и Канадский щиты.

### S. I. TURCHENKO, T. L. TURCHENKO (IPGG RAS)

# Features of metallogeny of Proterozoic intracratonic basins in the Fennoscandian and Canadian Shields

Intracratonic basins, which were widespread throughout the world in the history of the Earth's evolution, are a specific type of tectonic structures in the Paleoproterozoic. They are also important riftogenic orebearing structures. The paper presents an attempt to correlate the evolution of intracratonic riftogenic basins in the Karelian Province, the Fennoscandian Shield (Onega and Kuolajarvi), with similar structures (Wollaston, Hurwitz, and Amer) in the Churchill Province, the Canadian Shield, for a period of 2.3 to 1.9 Ga. This period, particularly 2.1 to 2.0 Ga, is characterized by good correlation for black shale strata with Corg ranging from 2–5 to 10 %, and in the Onega basin, up to the formation of shungite deposits. Although the correlation of these Paleoproterozoic deposits in terms of lithological features and age is quite possible, metallogenically, they are different. This is due to the greater degree of mafite-ultramate magmatism in the intracratonic structures of the Fennoscandian Shield with sulfide, PGE, and Ti-V mineralization, as compared to similar structures of the Canadian Shield, where Au-U mineralization is typical.

*Keywords*: correlation, intracratonic basins, Paleoproterozoic deposits, mineralization, Fennoscandian and Canadian Shields.

Для цитирования: Турченко С. И., Турченко Т. Л. Особенности металлогении протерозойских интракратонных бассейнов Фенноскандинавского и Канадского щитов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 50–57.

**Введение.** Кратонизация континентальной коры архея на его конечном этапе создала стабильные континентальные плиты, которые в раннем протерозое были подвержены интенсивному растяжению благодаря преимущественно мантийному диапиризму и подъему астеносферных потоков, определивших формирование разнообразных тектонических режимов протерозойской коры.

Некоторые из этих режимов растяжения привели к образованию энсиалических интракратонных бассейнов, в то время как другие, имеющие линейные черты, выразились в формировании континентальных рифтов. Специфические рудоносные тектонические структуры раннего протерозоя (на этапе 2,3–1,8 млрд лет), рассматриваемые в настоящей статье, представляют собой рифтогенные ареальные тектонические структуры, которые характеризуются достаточно хорошо выраженным магматизмом. Они могут быть отнесены к типу интракратонных бассейнов, завершающих развитие линейных внутриконтинентальных палеорифтовых поясов. Другой тип бассейновых структур является амагматичным и принадлежит режиму окраинно-континентальных бассейнов или пассивных континентальных окраин. Этим свойством такой тип структур приближается к позднедокембрийским чехлам плит, характеризующих древние платформы, и в работе не рассматривается.

Интракратонные бассейны палеопротерозоя архейских провинций Фенноскандинавского и Каналского шитов и их металлогения. На Фенносканлинавском шите линейные рифтовые структуры ранней стадии протерозойского рифтогенеза, датируемые возрастным интервалом 2,45-2,35 млрд лет, маркируются расслоенными интрузиями и трогами, выполненными сумийско-сариолийскими осадочно-вулканогенными отложениями. Они наметили направления заложения и развития следующего зрелого этапа формирования рифтовых структур – их дальнейшего раскрытия и заполнения бассейнов ятулийсколюликовийскими вещественными комплексами возрастного интервала 2,3-1,85 млрд лет. Ятулийскому возрастному этапу (2,3–2,0 млрд лет), с которым связаны излияния внутриплитных базальтов и отложение ортокварцитов и доломитов, отвечало формирование интракратонных бассейнов рифтогенной природы (Онежская, Шомбозерская, Лехтинская, Куолаярвинская структуры в Карелии и Куусамо, Перапохья в Финляндии). Ятулийские отложения локализованы в пределах узких трогов и наложенных конседиментационных мульд. В процессе свекофеннского тектогенеза (1,93-1,85 млрд лет) вулканогенные и осадочные отложения в этих структурах были смяты в открытые брахисинклинали и узкие линейные антиклинали, сопровождаемые разрывными нарушениями. Одновременно вещественные комплексы подвергались рассланцеванию и метаморфизму зеленосланцевой фации.

Металлогеническая специализация этого этапа в рифтогенных интракратонных бассейнах выражена мелноколчеланным (Шуезерское, Ушаковское рудопроявления) и медно-кобальтовым (Кузоранда) оруденениями, а также рудопроявлениями медистых песчаников (Воронов Бор, Маймъярви) и гематитовых кварцитов [4]. Медноколчеданное оруденение большей частью выражено сингенетичной вкрапленностью борнита, халькозина и халькопирита в потоках базальтов. Кроме того, наблюдается эпигенетическое оруденение, представленное сетчато-жильным типом, сложенным кварцевыми, карбонатнокварцевыми и альбит-кварцевыми прожилками среди рассланцованных метабазальтов. Этот тип оруденения несет также золоторудную минерализацию, которая заметно проявлена в Куолаярвинском интракратонном бассейне, по литологостратиграфическому характеру (рис. 1), сходному с Онежским.

В отношении наложенной эпигенетической минерализации Онежский интракратонный бассейн заслуживает особого внимания в связи с тем, что здесь, наряду с известными месторождениями шунгита в углеродисто-карбонатных слоях (крупнейшее из них Зажогинское), установлены платинометалльное и хром-ванадиевое



Рис. 1. Характер стратиграфического разреза, возрастные данные и особенности рудной минерализации Куолаярвинского интракратонного бассейна в Северо-Карельском рифтовом поясе

1-11 – раннепротерозойские рифтовые системы: 1-3 – вулканиты: мафические (1), фельзитовые (2), коматиитовые (3), 4 – сланцы, 5 – псаммиты/кварциты, 6 – карбонаты, 7 – конгломераты, 8 – граниты, 9 – диориты, 10 – габбро, 11 – расслоенные интрузии; 12 – гнейсы, гранитогнейсы; 13, 14 – возраст: 13 – U-Pb, 14 – Sm-Nd; 15-17 – типы рудных месторождений: 15 – магматические, 16 – жильные, 17 – стратиформные

оруденения сложного полигенно-полихронного генезиса, связанного с углеродистой формацией. Представляется наиболее целесообразным уделить внимание особенности формирования именно платинометалльного оруденения в стратифицированных углеродсодержащих толщах палеопротерозойского рифтогенного Онежского интракратонного бассейна.

Наряду с традиционным типом магматогенных платинометалльных месторождений и вмещающих их рудных районов геолого-геохимические данные и геологоразведочные работы дали основание для выявления нового нетрадиционного типа промышленно-значимых платинометалльных месторождений, залегающих в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах стратифицированных комплексов [8]. Общие особенности этого типа платинометалльного оруденения:

 связь такого оруденения с углеродистыми осадочными и осадочно-вулканогенными породами широкого возрастного диапазона;  приуроченность углеродистых толщ к определенным геодинамическим обстановкам — длительно развивавшимся пассивным окраинам палеоконтинентов и многостадийным внутриконтинентальным палеорифтовым бассейнам;

 принадлежность платинометалльного оруденения к геохимически аномальным участкам в пределах углеродистых толщ с повышенным фоновым содержанием Ni, Cu, Co, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, As, Se, Te, U, V и их обогащенность сульфидами железа;

 низкая степень регионального метаморфизма пород осадочно-вулканогенных комплексов и высокая — проявления наложенных линейных и секущих зон складчато-разрывных дислокаций, сопровождаемых зонами низкотемпературного метасоматоза в осадочных и вулканогенных породах, свидетельствующих о проявлении активизационных процессов.

В формационном отношении рассматриваемый тип платинометалльного оруденения принадлежит к платиносодержащей полиметалльной формации черных сланцев и метасоматитов, которая входит в класс полигенных месторождений [2], поскольку ее геолого-генетическая природа связана с формированием углеродсодержащих пород в осадочно-вулканогенных рифтогенных бассейнах, их последующим низкотемпературным метаморфизмом и наложенными гидротермально-метасоматическими изменениями. Онежская рудная область в Южной Карелии [3] является наиболее перспективной в отношении специализированных на платинометалльное оруденение стратифицированных комплексов. Такое оруденение сложного полиметалльного состава (U-V-Mo-Au-Pt-Pd) было установлено работами геолого-геофизического предприятия «Невскгеология» в 1978-1988 гг. в пределах участков развития незначительной сульфидной минерализации среди вулканогенно-осадочных и углеродистых раннепротерозойских пород заонежской серии в Онежском рифтогенном бассейне [1; 3]. По закономерностям проявления платинометалльное оруденение этих районов может быть сопоставлено с известными промышленными месторождениями полиметалльно-платиноидных руд в черносланцевых толщах провинции Гуанчжоу в Южном Китае, в США, Канаде и Австралии [9]. Позднее в Онежском рифтогенном бассейне, наряду с полигенными проявлениями платинометалльного гидротермально-метасоматического типа, были обнаружены признаки платинометалльного стратиформного оруденения [5], приуроченного к углеродсодержащим отложениям. В геолого-структурном отношении Онежский интракратонный бассейн, как и Куолаярвинский, являясь частью раннепротерозойского Северонорвежско-Онежского палеорифта, представляет собой брахиформную синклинальную область, выполненную упомянутыми отложениями с горизонтами углеродсодержащих формаций, эффузивами и пластовыми телами мафит-ультрамафитового состава общей мощностью около 4 км.

Развитие Онежской палеорифтогенной структуры неразрывно связано с формированием палеопротерозойского Онежско-Сегозерского сводового поднятия, обусловленного существованием астеносферного выступа аномальной субконтинентальной мантии, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума, связанного с пониженной мощностью земной коры от 40 до 34 км [7]. Этот максимум локализован в пределах Онежского геоблока земной коры Карелии, ограниченного зонами глубинных разломов субмеридионального направления. Для них характерно более древнее, чем палеопротерозой, время заложения, что подчеркивается унаследованностью их простирания от положения архейских зеленокаменных поясов. Эти глубинные разломы, четко фиксируемые линейными структурными элементами при дешифрировании дистанционных материалов, ограничивают наиболее активную зону рифта. Наряду с такими глубинными разломами, определяющими общее простирание рифтогенной структуры, важными ее элементами являются субширотные поперечные (частью, вероятно, трансформные) разломы и диагональные разрывные нарушения северовосточного и северо-западного направлений, которые наиболее отчетливо фиксируются при структурном анализе материалов дистанционного зондирования. Поперечные разрывные нарушения Онежской рифтогенной структуры субпараллельны региональной трансформно-раздвиговой зоне, которая прослеживается по полосе высоких гравитационных положительных аномалий, связанных с локализованной в этой зоне Бураковской мафит-ультрамафитовой интрузией (с U-Pb возрастом  $2439 \pm 1,5$  млн лет) и другими вскрытыми и невскрытыми интрузиями подобного состава [6]. Диагональные разрывные нарушения и линеаменты соответствуют направлениям зон глубинных разломов, разграничивающих, по данным ГСЗ, блоки земной коры различной мощности. Онежская палеорифтовая структура, кроме ее обособленной позиции, хорошо также определяется на космоснимках положением крупной кольцевой структуры и малых кольцевых форм. Их происхождение может быть связано с морфолого-структурными особенностями рельефа, обусловленными различной степенью трещиноватости вулканогенных пород, слагающих территорию Онежского бассейна, и положением возможных вулканических эруптивных палеоцентров. Другая причина проявления подобных структур в пределах Онежского интракратонного бассейна двухэтапный характер складчатых деформаций, приведших к образованию брахисинклиналей и антиклиналей, определяющих полукруговые замыкания этих структур на эрозионной поверхности значительных площадей Онежского интракратонного бассейна.

Важнейшей его особенностью является полнота и гетерогентность разреза осадочно-вулканогенных комплексов раннепротерозойского возраста, составляющих около 3800 м его мощности. В Онежском бассейне сосредоточены отложения различного хроностратиграфического возраста (по стратиграфической шкале MCK 1989 г.), представляя надгоризонты (млн лет): сумийский – 2500–2400, сариолийский – 2400–2300, ятулийский – 2300–2100 и людиковийский – 2100–1950 (онежская серия, сложенная снизу вверх туломозерской, заонежской и суйсарской свитами). Другая особенность Онежской палеорифтовой структуры – интенсивное и неоднократное проявление на всех этапах ее развития базальтоидного мафитового и ультрамафитового магматизма, выраженного в формировании многуровенных эффузивов и внедрении пластовых интрузий диабазов, диабазовых порфиритов и пикритов.

Платинометалльное оруденение приурочено к породным ассоциациям заонежской свиты и ее контактовым частям с доломит-сланцевыми породами нижележащей туломозерской свиты или туфопикрит-алевролит-сланцевыми горизонтами вышележащей суйсарской свиты. Мафитультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация сложена толеит-базальтовой и пикритбазальтовой формациями, которые характеризуют этап вулканизма, проявленный во время отложения онежской серии. Толеит-базальтовый вулканизм выражен подводными, реже субаэральными, излияниями однородных афировых базальтов трещинно-центрального типа низкой эксплозивности. Пикрит-базальтовая формация в целом характерна для суйсарской свиты, представленной в Онежской структуре пикритами, пикритовыми и оливиновыми базальтами, их пепловыми туфами и гиалокластитами, которые контактируют с осадочными углеродсодержащими отложениями заонежской свиты. Излияния вулканитов сопровождались внедрением пластово-секущих силлов габбродолеритов и редких тел перидотитов. Для мафит-ультрамафитовых вулканитов обеих формаций характерно присутствие «рудоносных лав» — миндалекаменных базальтов с меднорудным сульфидным оруденением, мелкие месторождения которого были известны и разрабатывались здесь еще в XVIII-XIX вв.

Платинометалльная рудоносность и характерная полиметалльная металлогеническая специализация Онежской структуры связаны именно с ятулийско-людиковийским вулканогенно-осадочным структурно-формационным комплексом, который был образован в условиях рифтогенной обстановки. Максимальное накопление углеродистого вещества, происхождение которого можно связывать с углеводородным эндогенным флюиднасыщением породных систем при рифтогенезе и последующей его, возможно, биоредукцией в форме свободного углерода, приходится на время формирования как раз заонежской свиты людиковийского надгоризонта в палеопротерозойском разрезе Онежского рифтогенного бассейна. Эта концентрация углерода проявлена здесь в виде высокоуглеродистых (Сорг до 20-47 %) пластов шунгитов, шунгитсодержащих алевролитовых сланцев и туфосланцев, а также углеродистых карбонатно-глинистых туфосланцев, в которых содержание  $C_{opr}$  не превышает 10 %. Характерной особенностью углеродистых вулканогенно-осадочных горизонтов заонежской свиты является их насыщенность сульфидами железа (пирит, пирротин, иногда с халькопиритом и сфалеритом). Платинометалльное оруденение принадлежит к трем типам:

 платиноидно-полиметалльное стратиформное в замках синклинальных складок в углеродистых горизонтах заонежской свиты;

 – золото-платиноидное в кварц-сульфиднокарбонатных метасоматитах, развитых в углеродистых сланцах;

 уран-ванадий-платиноидно-полиметалльное, связанное с силлами метасоматизированных габбродолеритов, секущих черносланцевые толщи в зонах развития наложенных складчаторазрывных дислокаций [5].

Пласты платиноносных углеродистых сланцев заонежской свиты характеризуются рассеянной сульфидной вкрапленностью с содержанием металлов платиновой группы от 1 до 2–3 г/т. Кроме того, в этих же пластах наблюдаются концентрации: Au 0,05–0,8 г/т, Ag 0,5–20 г/т, Cu + Zn 0,7 %, Ni 0,2 % [5].

На Канадском щите интракратонные рифтогенные бассейны палеопротерозойского времени, особенно периода развития 2,1–1,8 млрд лет, наиболее отчетливо выражены в пределах провинции Черчилл. В ее восточной части в составе субпровинций Рэй и Хирн, разделенных тектонической зоной Сноуберд (рис. 2), выделяются линейные локальные структуры, сложенные преимущественно палеопротерозойскими (2,2–2,1 млрд лет) метаосадочными породами, перемежающимися с силлами диабазов, габбро и потоками базальтов.

Эти породы с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на тектонотермально переработанном в палеопротерозое архейском фундаменте, важной составляющей которого являются зеленокаменные пояса трех возрастных групп [10]. Они представлены:

 2,9–2,8 млрд лет – пояса Вудберн и Принц
 Альберт субпровинции Рэй, несущие золоторудное оруденение в железорудной формации, ассоциирующей с коматиит-толеитовыми вулканитами;

– 2,7–2,68 млрд лет – пояс Каминак субпровинции Хирн, в котором коматиит-толеитовые вулканиты ассоциируют с фельзитами и перемежаются с обломочными и хемогенно-кремнистыми породами. Эти пояса вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения с золотом и серебром – Хенья и Спи-Лейк провинции Черчилл, а также жильные золоторудные месторождения типа стратабаунд в железистых кварцитах;

– 2,66–2,6 млрд лет – пояса Ранкин, Магуд-Гибсон, Яхкид-Ангикуни и Эннанди, локализованные вблизи тектонической зоны Сноуберд. Эти пояса сложены вулканогенными и осадочными породами, аналогичными предыдущим поясам, но также вмещают крупные тела



Рис. 2. Типы рудных месторождений, ассоциирующих с интракратонными рифтовыми структурами поздней части палеопротерозоя (2,2–2,1 млрд лет) в провинции Черчилл, Канада

1-3 — протерозойские комплексы: 1, 2 — позднепротерозойские осадочные отложения бассейнов Атабаска (1) и Телон (2), 3 — раннепротерозойские метавулканогенные и метаосадочные породы интракратонных палеорифтовых бассейнов (группы Амер, Хурвиц и Волластон — с севера на юг); 4—6 — архейские комплексы зеленокаменных поясов различных возрастных групп (млрд лет): 4 — 2,6—2,7, 5 — 2,7—2,8, 6 — 2,8—2,9; архейский фундамент: 7 — гранитогнейсы и 8 — разломы; 9—11 — типы палеопротерозойских месторождений в рифтовых структурах: 9 — стратиформные Pb-Zn в осадочных породах, 10 — стратиформные Cu с U в осадочных породах; 12, 13 — типы архейских месторождений в зеленокаменных поясах: 12 — жильные Аи-рудные типа стратабаунд в вулканогенносадочных породах; 12 — типы архейских месторождений в зеленокаменных поясах: 12 — жильные Аи-рудные типа стратабаунд в железистых формациях, 13 — Cu-Ni с платиноидами в габбро-анортозитовых интрузиях [10]

габбро-анортозитов, несущих Cu-Ni с платиной сульфидное оруденение.

Завершающей стадией развития архейских структур была их кратонизация, выраженная во внедрении анорогенных калий-полевошпатовых гранитов с возрастом около 2,6 млрд лет. Дальнейшее развитие восточной части провинции Черчилл происходило по сценарию палеопротерозойского рифтогенеза во временных интервалах, сходных с развитием в этот же период Карело-Кольского кратона. Этот сценарий включает два похожих для сравниваемых провинций тектономагматических события:

— Интервал от 2,45 до 2,2 млрд лет, отмечаемый серией роев мафических даек (Каминак около 2,45—2,35 млрд лет, Тулемалу — 2,19 млрд лет). Они свидетельствуют о режиме корового растяжения, но не сопровождаются медно-никелевым или платинометалльным оруденением, в отличие от Карельской провинции Фенноскандинавского щита, где этот тип оруденения имеет существенное металлогеническое значение для рассматриваемого временного интервала рифтогенеза. Щелочно-карбонатитовые интрузии, несущие редкоземельную минерализацию, могут быть также коррелированы с этим рифтогенным событием.

Интервал 2,2–2,0 млрд лет, в течение которого были образованы рифтогенные последовательности трех локальных интракратонных структур западной части провинции Черчилл, представленных тремя литолого-стратиграфическими группами – Волластон, Хурвиц и Амер (рис. 3).

Все три группы сложены сходными породными ассоциациями: базальные ортокварциты и кварцевые конгломераты; черносланцевые и доломит-углеродистые отложения; верхние песчаноглинисто-алевролитовые отложения. Все породы изредка перемежаются с силлами габбро-диабазов (минимальный U-Pb возраст по бадделеиту из силла габбро группы Хурвиц 2110 млн лет) и базальтовых порфиритов, что весьма сходно с ятулийским надгоризонтом в разрезах интракратонных структур этого же возрастного интервала на Фенноскандинавском щите.

Вместе с этим металлогенические различия сходных в литологическом, структурном и возрастном отношениях интракратонных структур



Рис. 3. Литолого-металлогеническая корреляционная схема разрезов палеопротерозойских рифтогенных интракратонных бассейнов провинции Черчилл в Канаде, представленных отложениями групп (слева направо) Волластон, Хурвиц и Амер [10]

1 – архейский фундамент: вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных поясов возраста 2,6–2,8 млрд лет, гранитогнейсы, гранитоиды; 2–9 – породы протерозойских структур: 2 – конгломераты, 3 – аркозы, гравелиты, галечные кварциты, 4 – кварциты, метапесчаники, 5 – сланцы, графитистые сланцы, 6 – карбонатно-силикатные мрамора, пелиты, карбонатсодержащие аркозы, 7 – песчаники, сланцы, галечники бассейнов Атабаска и Телон, 8 – мафитовые и фельзитовые вулканиты, 9 – габбро и амфиболиты; 10-17 – проявления полезных ископаемых: 10 – U типа несогласий, 11 – U типа стратабаунд, 12 – Pb-стратиформные, 13 – U-стратиформные, 14 – U + (Cu, Zn, Pb) типа стратабаунд, 15 – Cu типа медистых песчаников, 16 – Pb-Zn типа стратабаунд, 17 – Au-рудные типа стратабаунд

Карелии и провинции Черчилл весьма существенны. Это связано, несомненно, с характером металлогении фундамента, на котором были сформированы эти структуры, и степенью их магматичности (например, высокая магматичность Куолаярвинского и Онежского интракратонных бассейнов, определившая их металлогеническую специфику).

Группа Волластон характеризуется широким спектром стратиформных осадочно-эксгаляционных и стратабаундовых (таких же, но переотложенных гидротермально-метасоматических) рудопроявлений и месторождений: Cu, U-Cu-V, Zn-Pb, U в черных сланцах.

Группа Хурвиц вмещает два типа оруденения: жильные золоторудные месторождения и медные рудопроявления. Золоторудные месторождения ассоциируют со складчато-надвиговыми структурами в палеопротерозойских породах и зонах реактивации (реювенации) золотого оруденения в зеленокаменных поясах архейского фундамента. Области рассланцевания в системах складчато-надвиговых зон являлись проводниками флюидов и гидротермальных растворов, способствующих переотложению рудного вещества для вновь создаваемых рудных жильных тел. Такого же типа реювенированные палеопротерозойские гидротермальные месторождения приурочены к архейской железорудной формации, ассоциирующей с рудоносными зеленокаменными поясами Каминак (например, золоторудное поле Мельядини). Два минералогических типа рудных тел ассоциируют с кварц-карбонатными жильными системами: пирротин + золото ± арсенопирит и арсенопирит + пирит + пирротин + золото.

Группа Амер в субпровинции Рей вмещает небольшие по запасам стратабаундовые эпигенетические и стратиформные диагенетические медные и медно-урановые месторождения.

Рассмотренные три преимущественно осадочные рифтогенные последовательности пород интракратонных бассейнов провинции Черчилл сходны по литологии и тектоническому режиму с интракратонными впадинами Ятулийского бассейна. Однако эти три последовательности в провинции Черчилл не включают в свой состав толеитовые вулканиты, широко представленные в ятулийских разрезах Фенноскандинавского щита. Соответственно группа впадин Волластон – Хурвиц – Амер характеризуется медными и урановыми осадочно-сингенетичными, как и эпигенетическими золоторудными месторождениями. Урановое оруденение в этих структурах — наиболее раннее проявление из урановой триады месторождений провинции Черчилл. Вторая группа урановых месторождений связана с орогеническими поясами Гудзонской орогении — 1,95—1,8 млрд лет, а третья — с осадочными породами неопротерозойских интракратонных бассейнов Атабаска и Телон.

Заключение. На Фенноскандинавском щите рифтовые структуры ранней стадии палеопротерозойского рифтогенеза маркируются расслоенными интрузиями и трогами, выполненными сумийско-сариолийскими осадочно-вулканогенными отложениями с U-Pb возрастом риолитов по циркону 2432 млн лет в Северной Карелии. Они наметили направления заложения и развития следующего зрелого этапа формирования рифтовых структур – их дальнейшего раскрытия и заполнения ятулийско-людиковийскими вещественными комплексами возрастного интервала 2,3–1,85 млрд лет. Ятулийскому возрастному этапу (2,3-2,0 млрд лет), с которым связаны излияния внутриплитных базальтов и отложение ортокварцитов и доломитов, отвечало формирование интракратонных бассейнов рифтогенной природы (Онежского, Куолаярвинского в Карелии и Куусамо в Финляндии), развитых в пределах палеорифтов Фенноскандинавского щита. Металлогеническая специализация этого этапа выражена медным оруденением в базальтах, рудопроявлениями медистых песчаников и гематитовых кварцитов, которые особенно отмечены в Куолаярвинском и Онежском палеорифтовых интракратонных бассейнах. Здесь же времени формирования интракратонных бассейнов отвечает образование углеродистых толщ, несущих полиметалльное Pt-Au оруденение. Ятулийские отложения интракратонных бассейнов Фенноскандинавского щита содержат толеитовые базальты и силлы габбро-диабазов, вмещающие Fe-Ti-V магматические сегрегации, формирующие оруденение, которое отсутствует в составе впадин Волластон – Хурвиц – Амер в провинции Черчилл Канадского шита.

Для интракратонных впадин провинции Черчилл Канадского щита характерен период развития 2,1-1,8 млрд лет, что соответствует на Фенноскандинавском щите времени формирования людиковийских отложений. Общим для этого времени на обоих щитах является распространение углеродистых формаций, но на Фенноскандинавском щите они несут преимущественно платинометалльную и титан-ванадиевую минерализацию с незначительной золоторудной специализацией, а в провинции Черчилл Канадского шита золото-урановая минерализация без платиноидной и титан-ванадиевой специализации типична для таких породных ассоциаций. Вероятно, это связано с разной металлогенической специализацией подстилающего фундамента и проявления на Фенноскандинавском щите в палеопротерозое подстилающих сумий-сариолийских толщ и магматических пород с Pt-Pd и Ti-V оруденением.

Работа выполнена при финансовой поддержке тем НИР: 0153-2019-0001 и 0153-2019-0003.

1. Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. — 1991. — Т. 33, № 6. — С. 3–14.

2. Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометальные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000. – 755 с.

3. Мельников Е. К., Петров Ю. В., Рябухин В. Т. Онежский рудный район с уран-золото-платинометальными месторождениями // Разведка и охрана недр. — 1993. — № 8. — С. 31—34.

Металлогения Карелии / отв. ред. С. И. Рыбаков,
 А. И. Голубев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. – 340 с.

5. Савицкий А. В., Афанасьева Е. Е., Титов В. К. Перспективы обнаружения промышленных платинометальных стратиформных месторождений в черных сланцах Онежской впадины // Платина России. Т. II. Кн. 2. – М.: Геоинформмарк, 1995. – С. 23–26.

6. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. – 2000. – № 5. – С. 10–25.

7. Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. – СПб.: Недра, 1993. – 244 с.

8. Яцкевич Б. А., Глухоедов Н. В., Филько А. С. и др. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы России. – М.: Геоинформмарк, 1994. – С. 227.

9. Coveney R. M., Nansheng C. Ni-Mo-PGE-Au rich ores in Chines black shales and speculation on possible analogues on the United States // Mineralium Deposita. – 1991. – Vol. 26, no. 2. – Pp. 83–88.

10. Miller A. R., Turchenko S. I. Comparative Precambrian tectonics and metallogeny of the Churchill Province, Canadian Shield and Karelia Province, Baltic Shield, Russia // Abstracts 9th Meeting of European Geological Society MAEGS 9, Precambrian of Europe. – St.-Petersburg, 1995. – Pp. 69–70.

2. Dodin D. A., Chernyshov N. M., Yatskevich B. A. Platinometal'nye mestorozhdeniya Rossii [Platinum deposits of Russia]. St. Petersburg, Nauka, 2000, 755 p.

3. Mel'nikov E. K., Petrov Yu. V., Ryabukhin V. T. Onezhskiy rudnyy rayon s uran-zoloto-platinometal'nymi mestorozhdeniyami [Onega ore region with uranium-gold-platinum-metal deposits]. *Razvedka i okhrana nedr*, 1993, no. 8, pp. 31–34. (In Russian).

4. Metallogeniya Karelii [Metallogeny of Karelia]. Eds.: S. I. Rybakov, A. I. Golubev. Petrozavodsk, 1999, 340 p.

5. Savitskiy A. V., Afanas'eva E. E., Titov V. K. Perspektivy obnaruzheniya promyshlennykh platinometal'nykh stratiformnykh mestorozhdeniy v chernykh slantsakh Onezhskoy vpadiny [Prospects for the discovery of industrial platinum-metal stratiform deposits in black shales of the Onega depression]. *Platina Rossii*. Moscow, 1995, vol. II, kn. 2, pp. 23–26. (In Russian).

<sup>1.</sup> Bilibina T. V., Mel'nikov E. K., Savitskiy A. V. O novom tipe mestorozhdeniy kompleksnykh rud v Yuzhnoy Karelii [On a new type of complex ore deposits in South Karelia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1991, vol. 33, no. 6, pp. 3–14. (In Russian).

6. Trofimov N. N., Golubev A. I. Geodynamic conditions of formation and metallogeny of the Onega Depression. *Ores and Metals*, 2000, no. 5, pp. 10–25. (In Russian).

7. Shcheglov A. D., Moskaleva V. N., Markovskiy B. A. Magmatizm i metallogeniya riftovykh sistem vostochnoy chasti Baltiyskogo shchita [Magmatism and metallogeny of rift systems of the eastern part of the Baltic Shield]. St. Petersburg, Nedra, 1993, 244 p.

8. Yatskevich B. A., Glukhoedov N. V., Fil'ko A. S. et al. Platina Rossii. Problemy razvitiya mineral'no-syr'evoy bazy Rossii [Platinum of Russia. Problems of the development of the mineral resource base in Russia]. Moscow, 1994, p. 227.

9. Coveney R. M., Nansheng C. Ni-Mo-PGE-Au rich ores in Chines black shales and speculation on possible analogues on the United States. *Mineralium Deposita*, 1991, vol. 26, no. 2, pp. 83–88.

10. Miller A. R., Turchenko S. I. Comparative Precambrian tectonics and metallogeny of the Churchill Province, Canadian Shield and Karelia Province, Baltic Shield, Russia. *Abstracts 9th Meeting of European Geological Society MAEGS 9, Precambrian of Europe.* St. Petersburg, 1995, pp. 69–70.

*Турченко Станислав Иванович* – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН<sup>1</sup>. <turchsi@mail.ru> *Турченко Татьяна Леонидовна* – науч. сотрудник, ИГГД РАН<sup>1</sup>.

*Turchenko Stanislav Ivanovich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IPGG RAS<sup>1</sup>. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Tatiana Leonidovna – Researcher, IPGG RAS<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, Russia, 199034.

УДК 553.411(68)

### В. А. СТЕПАНОВ (НИГТЦ ДВО РАН)

## Золоторудные месторождения провинции Зимбабве

Описан ряд золоторудных месторождений провинции Зимбабве. Показано, что основным элементом структуры провинции служит Главный разлом. Он залечен Великой Дайкой с хромитовым и платинометалльным оруденением. Золоторудные месторождения располагаются в зеленокаменных поясах позднеархейского возраста и приурочены к разломам, оперяющим Главный. Значительная часть золоторудных месторождений представлена малосульфидным кварцево-жильным типом, другая золотосульфидно-кварцевыми зонами прожилково-вкрапленного типа, третья — зонами сульфидной вкрапленности. Попутно с золотом нередко добывается антимонит.

*Ключевые слова*: провинция, золоторудные месторождения, зеленокаменный пояс, Великая Дайка, золото, антимонит.

#### V. A. STEPANOV (SRGC FEB RAS)

## Gold deposits of the Zimbabwe Province

A description of a number of gold deposits in the Zimbabwe Province is given. It is shown that the Main Fault is the main element of the structure of the province. It is healed by the Great Dyke with chromite and platinum-metal mineralization. Gold deposits are located in Late Archean greenstone belts and are confined to the faults occurring in echelon towards the Main Fault. Most of gold deposits are of low-sulfide, quartz-vein type, others are gold-sulfide-quartz zones of vein-disseminated type, even less often zones of sulfide dissemination. Antimonite is often mined as a by-product.

Keywords: province, gold deposits, greenstone belt, Great Dyke, gold, antimonite.

Для цитирования: Степанов В. А. Золоторудные месторождения провинции Зимбабве // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 58–66.

Введение. Зимбабве (бывшая Южная Родезия) занимает горное плато на высоте 1000-1500 м над уровнем моря в южной части Африки. Естественным ограничением плато являются крупные реки – Замбези со знаменитым водопадом Виктория на севере и Лимпопо с притоком Шаше на юге. В геологическом плане на территории страны расположен гранит-зеленокаменный массив (кратон) Зимбабве. Заложение зеленокаменных поясов на гранито-гнейсовом основании раннеархейского возраста произошло в период порядка 2,5-2,7 млрд лет. Кратон полностью консолидировался 2,5 млрд лет назад, то есть в самом конце архея. Его развитие завершилось в раннем протерозое внедрением по региональному разлому субмеридиональной ориентировки Великой Дайки Зимбабве. Она сложена пироксенитами и норитами с никелевым, хромитовым и платинометалльным оруденением. С юга к кратону причленяется гранулито-гнейсовый складчатый пояс Лимпопо, завершение развития которого произошло в конце раннего протерозоя. Платформенный чехол представлен позднепротерозойско-кайнозойскими образованиями, залегающими на породах фундамента в северо-западной части кратона [3].

Первые сведения о добыче золота в Зимбабве поступили от португальцев в XVI в. Местные

рудокопы задолго до прихода в страну европейцев открыли большинство золотоносных существенно кварцевых рудных месторождений и разработали их до уровня поступления обильной воды. Благодаря этому в Зимбабве известно около 4 тыс. преимущественно мелких месторождений с запасами менее одной тонны золота. В настоящее время насчитывается около 500 золотодобывающих рудников, большей частью мелких и разрабатываемых кустарным способом. По данным А. С. Марфунина, всего в провинции добыто к 1983 г. около 1900 т Аu. Значительная часть извлечена из недр в колониальный период с 1898 по 1980 г. Древняя добыча оценивается в 300–400 т [1]. На сегодня из недр Зимбабве извлечено более 2500 т Au.

Золотоносная провинция Зимбабве. Золоторудные месторождения образуют Зимбабвийскую металлогеническую провинцию, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении от крайнего юга до крайнего севера страны. Она охватывает восточную часть Зимбабвийского кратона, в состав которого входит более десяти зеленокаменных поясов позднеархейского возраста. Зеленокаменные пояса сложены главным образом вулканитами основного и среднего составов с горизонтами железистых кварцитов. Месторождения золота пространственное приурочены

Металлогения



Рис. 1. Месторождения золота Зимбабвийской провинции (по http://www.garshin.ru)

1 – гранитоиды и гранитогнейсы раннего архея; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – складчатые пояса гранулито-гнейсов;
4 – Великая Дайка; 5 – платформенный чехол; 6 – зоны разломов; 7 – золоторудные месторождения (1 – Эурека,
2 – Мюриэл, 3 – Эльдорадо, 4 – Фреда-Ребекка, 5 – Шамва, 6 – Джумбо, 7 – Конноут, 8 – Арктуро, 9 – Джайнт,
10 – Дални, 11 – Голден Валли, 12 – Петчаей, 13 – Пикстоун-Пирлесс, 14 – Инез, 15 – Тистл-Этна, 16 – Эйлин-Аллана, 17 – Кем-Мотор, 18 – Венис, 19 – Ойл, 20 – Каниэмба-Венис, 21 – Интерман-Инвинсейбл, 22 – Шервуд
Стар, 23 – Группа Себакве, 24 – Моос, 25 – Глоб-Феникс, 26 – Белл, 27 – Гайка, 28 – Коннемара, 29 – Фалкон,
30 – Голден-Квори, 31 – Кампердаун, 32 – Сюрпрайз, 33 – Бонсор, 34 – Тебекве, 35 – Монтана, 36 – Лонели,
37 – Барбертон, 38 – Даун, 39 – Куинс, 40 – Санайс, 41 – Иньяти, 42 – Олд Ник, 43 – Буштик, 44 – Хов, 45 –
Фред, 46 – Тру-Блу, 47 – Бланкет, 48 – Фреда, 49 – Хорн, 50 – Февик-Принс-Олаф, 51 – Джиланг, 52 – Джесси,
53 – Антилопа, 54 – Саби, 55 – Леннак, 56 – Ренко, 57 – Пенхаланга, Редвинг, 58 – Мазоэ); 8 – железная дорога;

главным образом к зеленокаменным поясам, с которыми, вероятнее всего, связано их формирование (рис. 1).

Стержневым элементом структуры золотоносной провинции Зимбабве является Главный разлом, вмещающий Великую Дайку. Большая часть месторожлений размешается в запалном крыле разлома. В зеленокаменном поясе Мидлендс, который включает золоторудные районы Белл, Коннемара и др., цепочки месторождений располагаются вдоль оперяющих разломов субмеридионального, а в поясе Булавайо-Буби северо-западного простираний. В восточном крыле Главного разлома месторождений заметно меньше, за исключением зеленокаменного пояса Шамва-Салисбури на северном фланге Главного разлома. Здесь основными рудоконтролирующими структурами служат разломы широтного плана.

Для понимания процессов рудообразования в провинции большое значение имеют состав, строение и рудоносность Великой Дайки Зимбабве. Протяженность ее составляет 550 км при ширине от 4 до 11 км. Она представляет собой расслоенное тело ультрамафит-мафитового состава, сформировавшееся в позднем архее  $2579 \pm 7$  млн лет [4]. По простиранию Великая Дайка подразделяется на южную и северную камеры с подчиненными им субкамерами (с юга на север): Ведза, Сегвокве, Себакве и Дарвендэл. В вертикальном разрезе дайки выделяются нижняя ультрамафитовая (мощностью более 2 тыс. м), представленная дунитами, гарцбургитами и пироксенитами с прослоями хромититов, и верхняя мафитовая (мощностью до 1120 м) серии. Наиболее крупная камера Дарвендэл в поперечном разрезе обладает формой раструба с погружением слоев по направлению к оси тела интрузии. На глубине 3-5 км она переходит в крутонаклонную корневую структуру мощностью 2-3 км. По обе стороны от Великой Дайки и параллельно ей располагаются маломощные дайки сходного состава и возраста.

В Великой Дайке находятся месторождения хромита, а также металлов платиновой группы. Месторождения хромитов (Средняя Дайка, Южная Дайка, Муторашанга и др.) связаны с нижними частями разреза, сложенными серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Рудные тела стратиформные небольшой мощности (до 45 см) и выдержанные по простиранию до 10 км или подиформные большей мощности (3-15 м), но менее выдержанные по простиранию (до 150-180 м). Месторождения платиновых руд с попутным золотом связаны с горизонтом бронзититов, залегающим в верхней части ультраосновного комплекса непосредственно на контакте его с габброидами. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные, содержащие 3,0-5,5 % сульфидов. Среди рудных минералов преобладают пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, минералы элементов платиновой группы и самородное золото.

Основную ценность представляют платиноиды, попутно добываются также медь, никель и золото. Содержание в 100%-ном сульфидном концентрате платины и палладия составляет первые сотни граммов на тонну, золота на порядок ниже — 14—15 г/т [2].

Золоторудные месторождения. Из нескольких тысяч таких месторождений Зимбабве на рис. 1 отмечены 58 наиболее значимых. Они сосредоточены главным образом в трех основных рудных районах, приуроченных к крупным зеленокаменным поясам — Мидлендс, Булавайо-Буби и Шамва-Салисбури.

Золоторудные месторождения представлены в основном кварцевыми жилами (Глоб-Феникс, Голден Валли, Сюрпрайз, Даун и др.), реже зонами прожилкового окварцевания (Кем-Мотор), еще реже – сульфидной вкрапленности (Бар 20, Вубачикве). Руды в основном малосульфидные золотокварцевые. По данным А. Э. Паупа [13], они содержат около 90 % кварца, 7 % вмещающих оруденение пород и 3 % сульфидов. Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит с примесью галенита и сфалерита. Золото обычно свободное, мелкой и средней крупности до небольших самородков. На некоторых месторождениях (Глоб-Феникс, Кем-Мотор) содержится значительное количество антимонита. Вмещающими породами служат большей частью зеленокаменные породы, иногда с прослоями железистых кварцитов, а также интрузии гранитоидов. Околорудные изменения представлены зонами окварцевания, карбонатизации и пиритизации. Мощность их меняется от 5–10 до 50–60 см. Зоны окварцевания и пиритизации нередко золотоносны и местами входят в состав рудных тел.

Район Шамва-Салисбури расположен в северной части провинции и примыкает к структуре Главного разлома с востока. Основные разломы, контролирующие размещение золоторудных месторождений, имеют широтную и меридиональную ориентировки.

Месторождение Шамва находится примерно в 80 км к северо-востоку от г. Хараре. Оно разрабатывалось подземным рудником производительностью около 600 кг золота в год до глубины 400 м от поверхности. За семидесятилетний период из руд месторождения к концу 2001 г. добыта 71 т Аи. Остаточные запасы золота составляют менее 8 т, а содержание его в рудах – около 4,0-4,5 г/т [7]. Субпараллельные рудные тела вкрапленного, прожилково-вкрапленного, а местами штокверкового типов залегают в вулканогенных породах кислого состава и контролируются зонами рассланцевания, оперяющими крупный субширотный разлом. Основное рудное тело прослежено по простиранию на один километр при мощности на верхних горизонтах от 10 до 70 м (в раздуве). Остальные рудные тела имеют длину до 200 м и мощность до 15 м. С глубиной мощность рудных тел и содержания золота уменьшаются (с 5,2 до 4,0-4,5 г/т). Руды

вкрапленные, содержащие до 7–10 % сульфидных минералов. Наряду с пиритом в них много железистого сфалерита, меньше галенита и халькопирита, встречаются мелкие гнезда пирротина и вкрапленность арсенопирита. Золото присутствует почти исключительно в виде тончайших просечек длиной 30–70 мкм в пирите, реже в сфалерите и халькопирите.

Месторождение Фреда-Ребекка расположено в 30 км восточнее месторождения Шамва. Рудник, построенный на месторождении в 1988 г., производил до 2002 г. около 3 т золота в год, но к 2007 г. добыча упала до 900 кг. Запасы месторождения оцениваются в 33 т Аи при среднем содержании его в рудах 2,4 г/т [7]. Золотоносная сульфидная минерализация месторождения Фреда-Ребекка приурочена к эндо- и экзоконтактам гранитного штока архейского возраста, прорывающего метаморфизованные и рассланцованные архейские вулканиты, туфопесчаники и аркозовые песчаники. Рудные тела достигают максимальной мощности около 50 м вблизи поверхности, а в длину вытягиваются в широтном направлении на 0,8-1,5 км. Золото ассоциирует с пиритом, пирротином и арсенопиритом. На участке Принс-Уэльс золоторудное тело представляет собой протяженную (до 1.5 км) и мощную (местами более 10 м) пирит-арсенопирит-пирротин-кварцевую жилу с редкими вкраплениями вольфрамита и молибденита. На восточном фланге участка Кимберли расположены золотосульфидно-кварцевые жилы протяженностью более 700 м. Местами они сменяются полосами прожилково-вкрапленного оруденения, контролирующегося субширотным разломом, разветвляющимся на две сближенные субпараллельные зоны рассланцевания. Золоторудные тела прослеживаются на глубину, превышающую 500 м. На участке Кимберли локализованы наиболее богатые руды месторождения, содержащие от 5 до 10 г/т Аи.

*Рудный район Мидлендс* примыкает с востока к средней части Великой Дайки. Рудоконтролирующими структурами служат разломы субмеридионального и северо-западного направлений. В этом наиболее золотоносном районе провинции известны данные о добыче золота из 269 месторождений [7]. Из них добыча менее одного килограмма отмечается на 80 месторождениях, 1–10 кг на 74, 10–100 кг на 66, 100–1000 кг на 36, 1–5 т на 7, 5–10 т на 3, 10–100 т на 2 и больше 100 т на одном.

Большая часть золоторудных месторождений (порядка 85 %) представлена отдельными или сериями малосульфидных кварцевых жил, реже жильными зонами. Вмещающими породами служат зеленокаменные породы, иногда интрузии гранитов. Мощность жил редко превышает один метр. По простиранию и на глубину они прослеживались от десятков до сотен метров. Некоторые жилы отрабатывались до глубины почти 1500 м (месторождение Глоб-Феникс). Сульфиды представлены чаще всего пиритом, арсенопиритом, реже встречались пирротин, галенит, халькопирит, тетраэдрит, джемсонит и антимонит. Золото свободное, нередко видимое, иногда образует мелкие самородки. Кроме золота на некоторых месторождениях велась попутная добыча антимонита.

Другие месторождения представляют собой пласты джеспилитов или зоны брекчий по джеспилитам, минерализованные сульфидами. Среди сульфидов преобладают арсенопирит и пирит, часто встречается антимонит, реже халькопирит, галенит, джемсонит и тетраэдрит. Золото тонкое, часто находится в сульфидах. Руды нередко упорные, труднообогатимые. Мощность рудных зон от первых до десятков метров. По падению и простиранию рудные зоны прослеживаются на сотни метров. Максимальная глубина отработки достигла 800 м (месторождение Шервуд Стар).

Месторождение Глоб-Феникс отмечается в восточной части рудного района, вблизи г. Квекве. Добыча золота из этого месторождения оценивается в 124 т Аu со средним содержанием 26,9 г/т, максимальные количества доходили до 200 г/т. Попутная добыча антимонитового концентрата оценивается в 1833 т [6]. Месторождение расположено на контакте ультрамафитовых пород с гранитогнейсами (рис. 2). Ультрамафиты вблизи контакта с гранитогнейсами превращены в магнезит-карбонатные породы, тальк-карбонатные сланцы и серпентиниты.

Рудные тела представлены серией кварцевых жил сложного строения с многочисленными апофизами. Параллельные на поверхности жилы сливаются на глубине. По данным И. Гольдберга, золотоносные жилы месторождения тесно связаны с дайками кератофиров [6]. Местами рудные тела пересечены пострудными дайками долеритового состава. Золотоносные кварцевые жилы располагаются почти исключительно среди хрупких магнезитовых сланцев. Некоторые жилы переходят в гранитогнейсы, но содержания золота в них низкие. Глубина отработки месторождения составила 1450 м.

Жилы сложены розоватым кварцем и карбонатами с вкрапленностью рудных минералов. Среди них доминирует антимонит, реже встречаются самородное золото, галенит, пирит, халькопирит, тетраэдрит и джемсонит, в небольших количествах – бертьерит, гудмундит и ауростибит [14]. Установлена вертикальная зональность оруденения. До глубины 300 м в руде преобладают пирит и джемсонит, в интервале 300–600 м – антимонит, ниже – тетраэдрит [10].

Выделяются следующие этапы формирования золотоносных жил: открытие трещин и заполнение их безрудным кварц-карбонатным материалом; формирование пиритизированных роговообманковых порфиритов и кертофировых даек; золото-антимонит-кварцевое прожилкование, прожилки содержат массу игольчатых кристаллов антимонита; антимонитовые прожилки [9]. Проба золота месторождения Глоб-Феникс в слитках аффинажного завода низкая (748 ‰) [6]. Месторождение Гайка расположено в 2 км южнее г. Квекве. С 1905 по 1986 г. из него добыто 23 т золота при среднем содержании его в руде 8,7 г/т. Наиболее богатые рудные тела отработаны до глубины 760 м. Вмещающими служат серпентинизированные и карбонатизированные ультраосновные породы, превращенные в тальккарбонатные сланцы и брейнеритовые мрамора, получившие название доломитов. Основные золотоносные кварцевые жилы выполняют трещины северо-западного простирания с наклоном на северо-восток под углами 50°-70°. Околорудные метасоматиты представлены пропилитами. Оруденение сопровождается дайками долеритового состава.

Выделяются два основных типа оруденения. В первый ранний этап в зоне разлома по раздробленным долеритам возникла золото-арсенопиритовая минерализация. Местами она ассоциирует с вкрапленностью антимонита и жилами массивного шеелита. Более молодая золото-антимониткварцевая минерализация выполняет таблитчатой или лентообразной формы жилы. Они чаще залегают среди доломитов, но встречаются также в порфиритах и среди тальковых сланцев. Этот тип слагает наиболее богатые рудные тела. Оруденение состоит из массы прожилков белого кварца, наполненного тонкорассеянным или массивным антимонитом. Мощность таких рудных тел достигает 10 м. Бедные рудные тела представлены золотокварцевыми жилами в тальковых сланцах и кварцевыми штокверками в доломитах, импрегнированных пиритом [6]. В слитках золота, полученных на аффинажном заводе, проба Аи низкая — 754 ‰ [7].

Месторождение Кем-Мотор локализовано в северной части рудного района Мидлендс. Добыча из него оценивается в 150 т. Вмещающими породами служат песчаники, сланцы и зеленокаменные породы архея. Среди них находятся три рудных тела – Кем, Мотор и Петроль, представленные кварцевыми жилами (рис. 3). С глубиной они переходят в зоны субпараллельных прожилков, сопровождаемых вкрапленностью антимонита, арсенопирита и пирита. С глубиной концентрация антимонита резко сокращается. Среднее содержание золота составляло 10–14 г/т. Месторождение отработано на глубину около 2 тыс. м.

Месторождение Белл находится в 9 км к западу от г. Квекве. Вмещающими являются осадочные породы, состоящие из граувакковых песчаников, сланцев и конгломератов. Последние содержат гальку джеспилитов и зеленокаменных пород. Месторождение отнесено к золотосульфидно-кварцевой формации. Оно представлено минерализованными сланцами и зоной жильно-прожилкового окварцевания, приуроченных к взбросу, наклоненному под углом 65° к северу. Амплитуда перемещения блоков — около 300 м. В зоне разлома обычно имеется глинка трения мощностью 1–2 см. Как правило, она окружена 1–2 м окварцованных, частично хлоритизированных осадочных пород, насыщенных



**Рис. 2. Разрез месторождения Глоб-Феникс [7]** 1 – граниты; 2 – сланцы; 3 – кварцевые жилы; 4 – геологические границы

рассеянными сульфидами, главным образом пиритом и арсенопиритом с примесью антимонита, джемсонита и тетраэдрита. Некоторые полоски гематита в гальке джеспилита полностью замещены сульфидами, а другие - фукситом. В рудном теле отмечается множество кварцевых прожилков, некоторые из которых являются минерализованными. Выделяется центральная наиболее обогащенная золотом часть рудного тела и относительно бедная периферическая (рис. 4). На глубине рудное тело пересекает дайка лампрофирового состава. В зальбандах дайки отмечаются прожилки золотоносного кварца. Месторождение отработано до глубины 400 м. При этом добыто 462 тыс. т руды, содержащей 6,7 г/т Аи. Средняя мощность рудного тела составляет 2,21 м.

Месторождение Индарама принадлежит одной из групп Себакве и расположено в 10 км к северо-западу от г. Квекве. На месторождении добывали золото и антимонит. С 1920 по 1986 г. было извлечено около 6 т Аи при содержании его в руде 9,6 г/т. Количество попутно добытого антимонитового концентрата составило 1760 т.

Месторождение представлено серией пересекающихся, сопряженных тонких золотоносных кварц-карбонатных жил с вкрапленностью антимонита. Вмещающими служат зеленокаменные породы, нередко со структурой пиллоулав, а также дайки полевошпатовых порфиритов. Дайки содержат около 5 % вкрапленности



Рис. 3. План 8-го горизонта месторождения Кем-Мотор [12] 1 – рудные жилы (а – Мотор, б – Кем, в – Петроль); 2 – зеленокаменные породы; 3 – фельзиты; 4 – песчаники; 5 – графитистые сланцы; 6 – разломы

пирита, но бедны золотом. В зальбандах жил отмечается обильная вкрапленность арсенопирита. Золотоносные жилы чаще развиты среди массивных зеленокаменных пород, чем в пиллоу-лавах или полевошпатовых порфиритах. Нередко жилы выклиниваются при переходе в блоки серпентинитов. Большинство жил вытянуто в меридиональном направлении. Основные из них наклонены на запад под углом 35°, другие на восток под углами 18°–50°. Они имеют общие ответвления и сигмообразные сочленения.

Кварцевые жилы содержат: светло-серые кварц-карбонатные прожилки, которые часто включают антимонит, иногда пирит и арсенопирит; параллельные, а иногда секущие, не минерализованные кварц-карбонатные прожилки; зоны измененных вмещающих пород, насыщенных арсенопиритом, пиритом и тонкими включениями фуксита. Антимонит отмечается в серого цвета мелких, заполненных кварцем, фрагментах внутри зон измененных пород.

В золотоносных антимонит-кварцевых жилах золото обычно тонкое свободное [5]. Судя по составу слитков, полученных на аффинажном заводе, проба Аи месторождения Индарама чрезвычайно высокая и составляет 988 ‰ [7].

*Месторождение Шервуд Стар* наиболее крупное из месторождений группы Себакве и расположено в 12 км к северо-северо-западу от г. Квекве. С 1924 по 1986 г. на нем извлекли около 14,7 т золота со средним содержанием в руде 8,0 г/т.

Рудоносным является импрегнированное сульфидами трубкообразное тело джеспилитов, ограниченное разломами. Оно залегает среди серпентинизированных и оталькованных зеленокаменных пород. Рудное тело джеспилитов имеет форму



Рис. 4. Вертикальный продольный разрез месторождения Белл [10] Содержание золота более (г/т): 1 - 17,1; 2 - 8,7

морковки. На поверхности максимальная длина рудного тела достигает 55 м, а средняя ширина 11 м. Среднее содержание золота на 1-м горизонте отработки (40 м) составляет 34 г/т. Сужение рудного тела до 1,8 м наблюдается на 2-м уровне отработки, затем оно расширяется и на 6-м уровне достигает максимальной ширины в 40 м, чуть больше его длины. Рудное тело снова сужается на 9-м уровне и расширяется на 14-м, прежде чем постепенно выклиниться на глубине 800 м.

Руды представлены полосчатыми кремнистыми красного и серого цветов джеспилитами, которые были раздроблены, а затем сцементированы и минерализованы пиритом и арсенопиритом. Джеспилиты пронизаны штокверком кварцевых, карбонатных и пиритовых жил. Частичная перекристаллизация скрыла полосы первичной породы. Богатые железом слои в брекчированных джеспилитах замещены пирротином, пиритом и арсенопиритом.

На северо-западном краю рудного тела имеются узкие жилы массивного антимонита, который отложился раньше основного оруденения. Минерализованные зеленокаменные породы – это мелкозернистая синевато-серая порода, наполненная скоплениями и кристаллами антимонита и пирита. Рудное тело минерализованных зеленокаменных пород образует линзу в висячем боку тела джеспилитов, начиная с 8-го и по 17 уровни. На 12-м уровне длина рудного тела составляет 25 м, а ширина – 11 м.

Согласно [8], месторождение Шервуд Стар является брекчиевой трубкой, локализованной в тектонически изолированной закрытой складке. Эта структура возникла в результате сдвиговых дислокаций и смещения вдоль разломов северо-северо-западного и меридионального простирания. Минерализация была сконцентрирована на пересечении этих структур в хрупких породах – джеспилитах.

Норталлертон-Антилопа Месторождение находится в 15 км к северо-западу от г. Квекве [7]. С 1901 по 1986 г. добыча золота составила всего 712 кг. Месторождение представлено малосульфидными кварцевыми жилами мощностью около одного метра среди зеленокаменных пород архея. Простирание основных жил – от субширотного до северо-западного, а наклон – от вертикального до 70° в южных румбах. Они прослежены на глубину до 150 м. На глубине 120 м мощность рудного тела составляла 0,75 см, длина 50 м при среднем содержании золота 10 г/т. Контакты жил с вмещающими зеленокаменными породами резкие, отчетливые (рис. 5). В зеленокаменных породах отмечается вкрапленность крупных кристаллов пирита. Иногда наблюдаются пиритзированные зоны окварцевания. Жилы сложены молочно-белым полупрозрачным кварцем с редкой вкрапленностью пирита и золота. Золото мелких размеров, часто видимое. Среднее содержание золота в рудах 5,8 г/т. В пределах рудного поля до сих пор ведутся небольшие поверхностные отработки кварцевых жил с видимым золотом, а также поиски мелких самородков на отвалах старых отработок с помощью металлоискателей.

Район Булавайо-Буби. Это золотоносный район в юго-западной части провинции к западу от южного окончания Великой Дайки, приуроченный к зеленокаменным поясам Булавайо-Буби и Гванда. Месторождения золота отнесены к разрывным нарушениям северо-западного и субширотного плана, а представляющие среди них наибольший интерес стратиформные золотосульфидного типа — к пластам джеспилитов.

*Месторождение Бар 20* расположено в юговосточной части зеленокаменного пояса Гванда, в 5 км западнее от одноименного города. Пояс состоит из мощной толщи слабометаморфизованных базальтовых и андезитовых вулканических и вулканогенно-осадочных пород архейского возраста.

Основное рудное тело месторождения Бар 20 представляет собой прослой железистых кварцитов среди метавулканических хлоритовых сланцев. Полосчатые железистые кварциты сложены тонкими кремнистыми полосками, которые чередуются с зеленовато-черным сидеритом и мелкозернистым пирротином. Мощность рудного тела колеблется от 2 до 5 м. Длина по простиранию и падению превышает 100 м. Отдельные слойки мощностью от нескольких миллиметров до одного сантиметра могут простираться на метры. Сульфиды сосредоточены в нижних частях слоев, богатых карбонатами. Эта особенность руды была интерпретирована как результат гравитационного осаждения аморфных сульфидных осадков во время седиментации [11]. Затем под влиянием тектонических движений компетентные железистые кварциты были повернуты под наклоном к вмещающим породам. При этом прерывистые и мелкие трешины сместили отдельные слойки кремнистых сланцев на расстояние от первых миллиметров до сантиметров и создали структуры, вдоль которых сульфиды подверглись повторной мобилизации, а кварц и карбонаты были перекристаллизованы. Содержание золота в руде достигает 5-10 г/т. Золото субмикроскопических размеров, находится в связанном состоянии в сульфидах, поэтому руда является труднообогатимой.

Месторождение Вубачикве находится в 10 км к северо-западу от месторождения Бар 20. Его золотоносные руды расположены на трех стратиграфических уровнях. Рудные тела ограничены горизонтами железистых кварцитов, протягивающимися на 3 км по простиранию и километр в глубину. Горизонты железистых кварцитов разделены межслоевыми амфиболитами толеитового состава мощностью от 1 до 25 м. Руда состоит из светлоокрашенных слойков кварцита и карбонатов (анкерит, кальцит) и темных слойков тонкозернистого хлорита, грюнерит-куммингтонита и зерен сульфидов (арсенопирит, пирротин, пирит). Редкими минералами руд являются гранат, гранит и биотит. Конкретные слойки



Рис. 5. Образец контакта кварцевой жилы и вмещающих зеленокаменных пород с вкрапленностью пирита (фото автора)

обладают мощностью до одного сантиметра. Расслоение в рудах месторождения Вубачикве гораздо более неравномерное, поэтому массивные ремобилизованные сульфиды нередко образуют стратиформные прослои. Эти рудные прослои, возникшие в результате будинажа горизонтов железистых кварцитов, претерпели ту же структурную деформацию, что и окружающие породы региона [11].

Золотая минерализация ассоциирует с сульфидами, главным образом с арсенопиритом, и ограничена горизонтами железистых кварцитов. Золото находится в виде частиц диаметром до 60 мкм или выполняет микротрещины преимущественно в арсенопирите. Проба золота высокая (920—960 ‰). Руды пригодны для цианидного выщелачивания.

*Месторождение Си майн (С тіпе)* расположено в южной части района Булавайо-Буби и представлено золотоносной кварцевой жилой субширотного простирания с крутым наклоном в южных румбах. Мощность жилы в раздувах достигает 2-5 м, протяженность до 350 м. В 1998 г. добыча производилась на 11-м горизонте (440 м). Вмещающими породами служат зеленокаменные породы раннего архея. В зальбандах жил вмещающие породы рассланцованы и серицитизированы, местами содержат вкрапленность и прожилки пирита. Параллельно жилам располагаются маломощные дайки фельзитов. Кварц крупнозернистый молочно-белого цвета, местами полосчатый, иногда брекчированный. Примесь сульфидов до 1–3 %. Они представлены пиритом и галенитом. Золото тонкое свободное. Впечатляют огромные отвалы, сложенные тонкоразмолотым белым кварцем. Они свидетельствуют о значительных параметрах отработанных золотоносных кварцевых жил и гравитационном обогащении руд.

Заключение. Зимбабвийская золотоносная провинция занимает значительную северо-восточную часть Зимбабвийского кратона. Основным структурным элементом провинции служит Главный разлом, залеченный Великой Дайкой ультраосновного состава, протягивающийся на 550 км. В пределах дайки известны месторождения хромитовых, а также платинометалльных руд с попутно добываемыми медью, никелем и золотом.

Золоторудные месторождения располагаются в зеленокаменных поясах позднеархейского возраста и приурочены к разломам, оперяющим Главный. Наиболее богат золотом рудный район Мидлендс. Он примыкает с запада к центральной части Главного разлома, залеченного Великой Дайкой. Рудоконтролирующими служат разломы субмеридионального направления в южной части района и северо-восточного плана в северной, образуя полукруг. Золоторудные месторождения концентрируются на расстоянии от 1-5 до 50-70 км от края Великой Дайки. Район Шамва-Салисбури изометричного очертания примыкает к северо-восточному краю Великой Дайки. Рудоконтролирующей является сеть ортогональных разломов субширотной и меридиональной ориентировок. Преобладают малые и средние месторождения, крупных значительно меньше. Они располагаются на большем удалении от края Великой Дайки. Район Булавайо-Буби отмечается западнее южного окончания Великой Дайки. Месторождения золота приурочены к разломам северо-западного простирания.

Несмотря на длительный период отработки золоторудных месторождений Зимбабве, регион обладает значительными перспективами на увеличение добычи за счет переоценки известных месторождений на глубину и поисков новых современными методами.

Автор выражает признательность руководству АО «Регион-Инвест» и лично Сергею Владимировичу Гришкину за предоставленную возможность ознакомиться с золоторудными месторождениями Зимбабве.

1. Марфунин А. С. История золота. – М.: Наука, 1987. – 246 с.

2. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПб.: СПбГУ, 2003. – 487 с.

3. Хаин В. Е., Лимонов А. Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов). – Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2004. – 270 с.

4. Чернышов Н. М., Чернышова М. Н. Рудонесущая роль даек сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудно-магматических систем // Вестник ВГУ. Серия геология. – 2008. – № 2. – С. 109–132.

5. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). – М.: Недра, 1974. – 256 с.

6. Goldberg I. Aspects of geology of the Phoenicx and Gaika // Rhodesian Mining and Engineering Journal. – 1962. – No. 4. – Pp. 23–24.

7. Du Toit A. The economic geology of the country around Kwekwe // Zimbabwe Geological Survey Bulletin. – 1998. – Vol. 67, pt. 2. – 84 p.

8. Foster R. P. Archean gold mineralization in Zimbabwe / R. P. Foster, A. G. Mann, C. W. Stowe, J. F. Wilson // Mineral deposits of Southern Africa. – Johannesburg, 1986. – Vol. 1. – Pp. 43–112.

9. Lightfoot B. The lager gold mines of Southern Rhodesia. – Salisbury, 1934. – 106 p. (Southern Rhodesia Geological Survey, no. 26).

10. MacGregor A. M. The geology of the country around Que Que, Gwelo district. – Salisbury, 1932. – 113 p. (Southern Rhodesia Geological Survey, no. 20).

11. Oberthür T., Saager R., Tomschi H. P. Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean Banded Iron-Formation-hosted gold deposits: Some examples from Southern Africa // Mineral deposita. – 1990. – Vol. 25. – Pp. 125–135.

12. Pelletier R. A. Mineral resources of South-Central Africa. – Cape Tawn: Oxford University Press, 1964. – 277 c.

13. Phaup A. F. Gold in Rodesia // Chamber of Mines Journal. – 1968. – Vol. 10, no. 7. – Pp. 30–32; no. 8. – Pp. 34–37.

14. Stowe C. W. Gold and associated mineralization in the Que Que Area, Rhodesia // Special Publication of the Geological Society of South Africa. -1979. - No. 5. - Pp. 39–48.

1. Marfunin A. S. Istoriya zolota [The history of gold]. Moscow, Nauka, 1987, 246 p.

2. Naldrett A. Dzh. Magmaticheskie sul'fidnye mestorozhdeniya medno-nikelevykh i platinometall'nykh rud [Magmatic sulfide deposits of copper-nickel and platinum-metal ores]. St. Petersburg, 2003, 487 p.

3. Khain V. E., Limonov A. F. Regional'naya geotektonika (tektonika kontinentov i okeanov) [Regional geotectonics (tectonics of continents and oceans)]. Tver', 2004, 270 p.

4. Chernyshov N. M., Chernyshova M. N. Rudonesushchaya rol' daek sul'fidnykh platinoidno-medno-nikelevykh rudnomagmaticheskikh system [Ore-bearing role of dikes of sulfide platinoid-copper-nickel ore-magmatic systems]. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology. Scientific journal*, 2008, no. 2, pp. 109–132. (In Russian).

5. Sher S. D. Metallogeniya zolota (Evraziya, Afrika, Yuzhnaya Amerika) [Metallogeny of gold (Eurasia, Africa, South America)]. Moscow, Nedra, 1974. 256 p.

6. Goldberg I. Aspects of geology of the Phoenicx and Gaika. *Rhodesian Mining and Engineering Journal*, 1962, no. 4, pp. 23–24.

7. Du Toit A. The economic geology of the country around Kwekwe. *Zimbabwe Geological Survey Bulletin*, 1998, vol. 67, pt. 2, 84 p.

8. Foster R. P., Mann A. G., Stowe C. W., Wilson J. F. Archean gold mineralization in Zimbabwe. *Mineral deposits of Southern Africa*. Johannesburg, 1986, vol. 1, pp. 43–112.

9. Lightfoot B. The lager gold mines of Southern Rhodesia. Salisbury, 1934, 106 p.

10. MacGregor A. M. The geology of the country around Que Que, Gwelo district. Salisbury, 1932, 113 p.

11. Oberthür T., Saager R., Tomschi H. P. Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean Banded Iron-Formation-hosted gold deposits: Some examples from Southern Africa. *Mineral deposita*, 1990, vol. 25, pp. 125–135.

12. Pelletier R. A. *Mineral resources of South-Central Africa*. Cape Tawn, Oxford University Press, 1964, 277 p.

13. Phaup A. F. Gold in Rodesia. *Chamber of Mines Journal*, 1968, vol. 10, no. 7, pp. 30–32; no. 8, pp. 34–37.

14. Stowe C. W. Gold and associated mineralization in the Que Que Area, Rhodesia. *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, 1979, no. 5, pp. 39–48.

Степанов Виталий Алексеевич – доктор геол.-минерал. наук, профессор, гл. науч. сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН (НИГТЦ ДВО РАН). Северо-Восточное шоссе, 30, г. Петропавловск-Камчатский, Россия, 683002. <vitstepanov@yandex.ru>

Stepanov Vitaliy Alekseyevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Chief Researcher, Scientific Research Geotechnological Center FEB RAS (SRGC FEB RAS). 30 Severo-Vostochnoye shosse, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, 683002. <vitstepanov@yandex.ru>

### С. И. ТРУШИН (АО «Полиметалл УК»), В. Е. КИРИЛЛОВ (ИТиГ ДВО РАН), А. С. ЛАПЕНКО (МФ АО «Полиметалл УК»)

# Благороднометалльные рудные формации зон активизации востока Яно-Колымской склалчатой системы (Магаданская область, Россия)

Рассмотрены рудные формации восточной части Яно-Колымской складчатой области, в состав которых в качестве главных компонентов входят золото и серебро. Для золото- и серебросодержащих формаций вулканогенного и плутоногенного генезиса определяются типичные для их образования структурно-тектонические обстановки, характерные продуцирующие магматические и метасоматические рудоносные формации, минеральные типы руд и металлогеническая специализация. В качестве примеров приводятся наиболее типичные рудные узлы (в том числе потенциальные), рудные поля, месторождения и рудопроявления.

Ключевые слова: рудная и рудоносная формации, минеральный тип, металлогеническая зона, золото, серебро.

> S. I. TRUSHIN (JSC «Polymetal UK»), V. E. KIRILLOV (ITIG FEB RAS), A. S. LAPENKO (MF JSC «Polymetal UK»)

# Noble metal ore formations in the activation zones in the eastern Yana-Kolyma Fold System (Magadan Region, Russia)

The article deals with ore formations in the eastern part of the Yana-Kolyma Fold Region, which host gold and silver as the main components. For gold and silver-bearing formations of volcanogenic and plutogenic genesis, structural and tectonic conditions typical of their formation, characteristic producing magmatic and metasomatic ore-bearing formations, mineral types of ores, and metallogenic trend are determined. Examples include the most typical ore clusters (including potential ones), ore fields, deposits, and ore occurrences.

Keywords: ore and ore-bearing formations, mineral type, metallogenic zone, gold, silver.

Для цитирования: Трушин С. И., Кириллов В. Е., Лапенко А. С. Благороднометалльные рудные формации зон активизации востока Яно-Колымской складчатой системы (Магаданская область, Россия) // Региональная геология и металлогения. - 2021. - № 85. - С. 67-78.

Введение. Типизация и классификация рудных формаций, основанная на анализе геологических, вещественных и генетических особенностей их проявления, - важная составляющая металлогенических и прогнозных исследований. Для Магаданской области в целом и восточной части Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС) в частности актуальность такой классификации объясняется дополнительно необходимостью упорядочения данных как по имеющимся рудным районам, так и более слабоизученным потенциальным рудным узлам.

В статье рассматриваются рудные формации востока ЯКСС, в состав которых в качестве важных промышленных компонентов входят золото и серебро.

По причине необходимости применения в настоящей работе ряда терминов, связанных с методами формационного анализа, а также многовариантности их трактовок в геологической литературе, авторы статьи используют их в следующих значениях:

— рудоносная формация — разновидность геологической формации, обладающая специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых [15]. Учитывая, что фактически все месторождения рассматриваемого района обладают эндогенной магматогенной природой, их можно подразделить на материнские и рудовмещающие рудоносные формации:

рудная формация — «группа месторождений со сходными и по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, функционально связанными с повторяющимися на всех месторождениях формации особенностями геологического строения, - приуроченностью к определенным региональным и локальным геологическим структурам, ассоциацией оруденения с соответствующими магматическими и осадочно-метаморфическими формациями» [12]. Вещественный состав руд является относительно наиболее устойчивым диагностическим признаком рудных формаций;

– комплекс рудных формаций – совокупность рудных формаций, связанных с определенной формацией магматических, метаморфических или осадочных пород и обладающих в связи с этим определенными чертами сходства [6];

– еруппа рудных формаций – совокупность рудных формаций, характерных для структурнофациальной зоны определенного типа. Обычно группа рудных формаций связана не с одной, а с несколькими формациями горных пород. Именно группа рудных формаций и определяет металлогенический профиль структурно-фациальных зон [6].

На сегодня существует значительное количество классификаций рудных формаций. По этой причине их названия принимались преимущественно с учетом наиболее известных апробированных публикаций [7; 11; 32; 38]. Для создания классификации привлекались опубликованные работы и материалы производственных отчетов.

Исследования, типизирующие месторождения золота и серебра, проводились и ранее на Северо-Восточном регионе России, известном своими благороднометалльными объектами [7; 23; 27]. Но в отличие от них предметом настоящей работы является более детальное изучение отдельной структуры в составе ЯКСС - Сугойский складчатый прогиб с наложенными зонами активизации, а классификация рассматривает не только рудные формации известных рудных районов и месторождений, но и слабоизученных потенциальных рудных районов, узлов и полей, что позволяет делать прогностические выволы о закономерностях распределения рудной минерализации разного типа в пределах структурнометаллогенических зон.

Геологическое строение района. Рассматриваемая территория (рисунок) относится к северной части Омсукчанского и восточной – Среднеканского районов Магаданской области и охватывает бассейны рек Сугой, Коркодон и Балыгычан (правые притоки Колымы).

*Геологическое и тектоническое строение.* ЯКСС относится к Верхояно-Чукотскому складчатому поясу и выражена в ее восточной части Сугойским прогибом. Последний является крупной (52 000 км<sup>2</sup>) структурой, геологическое строение которой рассматривалось в ряде научных публикаций [5; 17; 34] и в настоящей работе представлено кратко.

Осадочные формации ЯКСС принадлежат турбидитовым и сланцевым террейнам осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит [37]. Терригенные образования, входящие в состав ЯКСС и его Сугойской зоны, сформировались на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона в результате морского осадконакопления в период времени поздний палеозой — юра и в конце этого периода претерпели региональную складчатость вследствие перехода к орогенной стадии развития.

Сугойский прогиб (СП) разветвляется на две ветви. Восточная часть СП вытянута в субмеридиональном направлении на 330 км при ширине 100-130 км и ограничена Омолонским массивом, на юге образования восточной части СП с резким угловым несогласием перекрывается вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Западная и северная части СП принадлежат Сугойскому синклинорию – дугообразной в плане структуре, вытягивающейся в целом в северо-восточном направлении на 400 км при ширине 100-160 км, ограниченной на западе и севере Приколымским, а на юге – Балыгычанским поднятиями, на юго-западе по Сеймчано-Буюндинской впадине – Иньяли-Дебинским мегасинклинорием [5]. Предположительно, отмечаемая внутренняя гетерогенность прогиба может быть связана с различной глубиной залегания структур основания, компетенцией участвующих в его строении толщ и историей развития его отдельных частей. От соседних структур СП отличается резко увеличенной мощностью толщ и более напряженным характером складчатости. Терригенные породы прогиба относятся к верхоянскому комплексу, в составе которого присутствуют три осадочных формации – аспидная (верхняя пермь – карнийский ярус верхнего триаса), преобладающая флишоидная (норийский – байосский ярусы верхнего триаса – средней юры) и шлировая (батский ярус средней юры – верхняя юра) [22]. В целом в пределах Сугойского прогиба триас и юра сходны по составу, имеют признаки быстрого накопления материала. отличаются повышенной органогенной углеродистостью и характеризуются преобладанием тонкообломочных пород при подчиненной роли песчаников.

Интрузивные образования района представлены тремя магматическими комплексами. Наяханский комплекс сложен интрузивными телами Коркодон-Наяханского вулкано-плутонического ряда  $K_2$  В южной части, на границе с ОЧВП, комплекс выражен крупными батолитообразными массивами, а к северу, в пределах Сугойского прогиба, размеры интрузий уменьшаются. Южная и центральная части Коркодон-Наяханской зоны (КНЗ) характеризуются диоритами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами. По химическому составу породы комплекса относятся к магнезиальным, мета- и высокоглиноземистым разностям, умеренно- и высококалиевой известково-щелочной сериям и сходны с гранитоидами вулканических дуг [1; 9].

Вторым по распространенности в пределах рассматриваемого района является омсукчанский комплекс K<sub>1</sub>—K<sub>2</sub> возраста [31], который объединяет массивы, главным образом распространенные



Карта металлогенического районирования региона Сугойского прогиба и его обрамления (по [5] с дополнениями)

1-4 – металлогенические провинции и пояса: 1 – Омолонская провинция, 2 – Приколымо-Черско-Полоуснинский пояс, 3 – Яно-Колымский пояс, 4 – мезозойские терригенные впадины, сочленяющиеся с Яно-Колымским поясом на Омолонском массиве; 5 – Охотско-Чукотский пояс; 6, 7 – границы: 6 – металлогенических провинций, 7 – структурно-металлогенических зон (БС – Балыгычано-Сугойская, КН – Коркодон-Наяханская, С – Сеймчанская зоны); 8–11 – рудные узлы с оруденением: 8 – золото-серебряным и серебряным, 9 – золото-редкометалльным, 10 – золото-серебро-полиметаллическим и серебряным, 11 – золото-серебро-полиметаллическим и золото-редко-металльным; 12 – границы Сугойского прогиба. Для рудных узлов: 1 – Джегдянский, 2 – Громадинский, 3 – Тунгусский, 4 – Мутнинский, 5 – Арылахский, 6 – Дукатский, 7 – Ачагинский, 8 – Верхнемедвежинский, 9 – Аксуйский, 10 – Вехнекоркодонский, 11 – Трудненский, 12 – Хакырчанский, 13 – Босуевский, 14 – Левоайнанэнский, 15 – Верхнеомолонский, 16 – Олынджинский

в восточной части Яно-Колымской тектономагматической зоны. Большая их часть представляет собой лакколитообразные трещинные тела, отдельные интрузии имеют форму плутонов. Основную роль в их строении играют крупнокристаллические порфировидные биотитовые лейкограниты.

Субвулканические образования района представлены липаритами, гранит-порфирами илинь-тасского комплекса J<sub>3</sub> (водораздел Колымы и Балыгычана в западной части Сугойско-го синклинория) и липаритами K<sub>2</sub>, вероятно комагматичными наяханской свите вулканитов (южная часть KH3).

Структуры активизации. В пределах Сугойского прогиба выделяются наложенные на него структуры постаккреционной тектоно-магматической активизации (TMA) орогенной стадии мелового возраста, представленные интрузивными поднятиями и вулканогенными впадинами. К наиболее крупной из них относится ОЧВП — субаэральный окраинно-континентальный андезит-риолитовый вулканический пояс, сформировавшийся в результате общего надсубдукционного растяжения [2]. Во внешней зоне ОЧВП отмечается серия поперечных к нему оперяющих линейных субмеридиональных перивулканических структур вдоль косых меридиональных сдвигов [26]. На рассматриваемой территории они представлены Омсукчанским континентальным рифтограбеном или Балагычано-Сугойским рифтогенным прогибом (БСРП) и интрузивновулканогенной КНЗ. Перечисленные структуры расположены на преимущественно терригенном основании, где вулканиты залегают со структурно-стратиграфическим несогласием.

БСРП находится в центральной части СП, вытянут в меридиональном направлении на 270 км при ширине 20–50 км. В низах прогиба залегает угленосная моласса верхнеюрского – нижнемелового возраста, перекрываемая выше толщей вулканитов среднего ( $K_{1-2}$ ) и кислого составов ( $K_1$  и  $K_2$ ). Стратифицированные образования прорываются интрузиями (в том числе субвулканическими) шороховского, наяханского и омсукчанского комплексов.

КНЗ находится в восточной части СП, где вытягивается в субмеридиональном направлении на 240 км при ширине 20-40 км, трассируясь цепочками меловых интрузий гранитоидов, штоками интрузий среднего состава и полями субаэральных вулканитов. Магматические образования КНЗ контролируются крупными субмеридиональными разломами высокой проницаемости и зонами раздвигов. Вулканогенные образования сохранились в виде разрозненных полей и вулкано-тектонических структур (ВТС). Для центральной и южной частей структуры характерны пестрый петрографический состав вулканитов с повышенной ролью кислых образований. Предполагается, что накопление вулканогенно-осадочных образований началось на этапе раннего мела в вытянутом в субмеридиональном направлении мульдообразном прогибе вдоль зоны Коркодон-Наяханского разлома.

К структурам активизации мелового возраста можно отнести интрузивно-купольные, объединяющиеся в линейно-вытянутые ореолы. Наиболее значительна из них в западной части Сугойского прогиба Сеймчанская зона, где ореол гранитоидных интрузий вытягивается в северо-восточном направлении на расстояние в 80 км согласно вмещающим складчатым толщам.

Металлогения и рудные формации Сугойского прогиба. Золото- и серебросодержащие месторождения района приурочены преимущественно к ОЧВП. Наиболее значительными по размерам и металлогенически продуктивными являются его внешние части – линейные прогибы.

Почти все рудные узлы (РУ), потенциальные рудные узлы (ПРУ) и рудные поля Сугойского прогиба локализуются в трех структурно-металлогенических зонах (рисунок):

– Балыгычано-Сугойская металлогеническая зона (БСМЗ) соответствует одноименному рифтогенному прогибу. Эта структура, известная своей высокой рудоносностью золото-серебро-редкометалльно-полиметаллического профиля, хорошо изучена в геологическом и минерагеническом отношениях [7; 23; 28];

– Коркодон-Наяханская металлогеническая зона (КНМЗ) – параллельная для БСМЗ, исследована значительно хуже и рассматривается как перспективная для выявления месторождений золота, серебра, полиметаллов и молибдена [37]. Для рудных объектов КНМЗ (как правило, слабоизученных) в большинстве случаев отсутствуют данные об их формационной принадлежности;

– Сеймчанская металлогеническая зона (СМЗ) выделяется в западной части Сугойского синклинория, где приурочена к ареалу позднемезозойского гранитоидного магматизма северо-восточного направления. Рудные узлы этой зоны объединяют месторождения и проявления Sn, Au, W, Co и реже Sb.

Большая часть рудных месторождений рассматриваемого района, особенно крупных, хорошо изучены с позиций их структурных условий локализации и геохимической специализации. Для большинства установлена связь с рудогенными магматическими формациями. Менее изучены вопросы их вещественного выражения (минералогические особенности руд и околорудных метасоматитов, их латеральная и вертикальная зональности), а также генетические особенности руд.

Типизируя рудные формации, авторы принимали во внимание геологическую обстановку рудообразования, а также вещественный состав металлоносных метасоматитов и руд с учетом генетических (при возможности) особенностей их формирования.

Все выявленные к настоящему времени рудные объекты на территории Сугойского прогиба связаны с вулканогенными или плутоногенными системами. В ряде случаев устанавливается комплексная природа минерализации с участием приповерхностных (вулканических) и более глубинных (плутонических) источников их происхождения. Практически все оруденение прогиба относится к одному генетическому классу (магматогенному) и двум подклассам - плутоногенному высокотермальному и мезотермальному и вулканогенному эпитермальному. Рудно-магматические системы (РМС) связаны с зонами активизации мелового времени, представленными вулкано-тектоническими депрессионными или интрузивно-сводовыми структурами. Вмещающие их рудные узлы сформировались в до- пост- и аккреционные этапы развития террейнов – флишевых бассейнов окраин континентальных блоков и континентального шельфа [28].

В таблице учтен генезис формаций (вулканогенные, плутоногенные), рассмотрены свойственные для каждой минеральные типы руд, металлогеническая специализация и в качестве примеров приведены наиболее характерные рудные поля, месторождения и рудопроявления.

Ниже кратко охарактеризованы геологические (структурные, вещественные) особенности проявления рудных формаций для каждой из зон активизации.

Группы вулканогенная и вулканогенно-плутоногенная. Вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные Au-Ag месторождения относятся к четырем основным рудным формациям: золото-серебряной, золото-серебро-полиметаллической (золото-серебро-сульфидной), оловосеребро-полиметаллической и олово-серебряной [19], каждая из которых отличается большим разнообразием минеральных типов и ассоциаций. Золото-серебряная формация является, по А. А. Сидорову с соавторами [27; 28], производной базовой «золото-сульфидной вкрапленных руд» формации, остальные принадлежат к единому серебро-сульфидному рудно-формационному ряду, обусловленному эволюцией олово (золото)-серебро-порфировых рудных систем.

## Рудные формации зон активизации Сугойского прогиба

| Рудная формация   | Минеральный тип<br>или характерный минеральный парагенезис   | Металлогени-<br>ческая специа-<br>лизация       | Пример (месторождение,<br>рудопроявление, рудное<br>поле)                                       |
|---|--|---|---|
| Группа вулканогенная и вулканно-плутоногенная (субаэральных вулканоструктур)      |  |   |   |
| Золото-серебряная.<br>Субформация золото-<br>серебряная адуляровая                | Кварц-адуляр-акантит-пираргиритовый, акантит-электрум- пираргиритовый  | Au, Ag, As,<br>Sb, Se, Hg                       | Проявления Мутнинско-<br>го РУ, м-ние Роговик   |
| Золото-серебряная.<br>Субформация серебря-<br>ная с золотом                       | Серебро-полисульфидный с кюстелитом, кварц-адуляр-родонит-акантитовый, фрейбергит-акантитовый  | Ag, Pb, Zn<br>(Au, Cu, As,<br>Sn, Co)           | М-ния Арылах, Лунное,<br>Зеленое Арылахского РУ   |
|   | Арсенопирит-аргентитовый   | Ag, As (Au)                                     | Проявления Олынжин-<br>ского РУ, РП Стрелка,<br>Олынжа  |
| Золото-кварцевая<br>умеренно сульфидная   | Золото-кварцевый, золото-адуляр-квар-<br>цевый, золото-кварц-арсенопиритовый   | Au, Ag, As,<br>Sb, Pb, Zn,<br>Cd, Mo            | Проявления Левоайна-<br>нэнского ПРУ (РП Вил-<br>ка, Полезный)                                  |
| Золото-серебро-по-<br>лиметаллическая.<br>Серебряная субформа-<br>ция [21]        | Кварц-адуляр-акантит-серебросульфо-<br>сольный, кварц-полевошпат-родонит-<br>серебро-акантитовый [23], электрум-ар-<br>гентитовый [7], аргентитовый [19]               | Ag, Pb, Zn,<br>Mn (Au)                          | Проявления и рудопро-<br>явления Дукатского РП,<br>м-ние Дукат, проявления<br>Хакырчанского ПРУ |
|   | Серицит-ортоклаз-серебряный с сульфо-<br>солями и селенидами серебра   | Ag (Hg, As,<br>Sb, Se)                          | Роговик   |
| Олово-серебряная  | Кварц-касситерит-серебро-<br>(пирофиллит)-полисульфидный,<br>кварц-касситерит-вольфрамит-серебро-<br>полисульфидный, серебро-касситерит-<br>кварцевая с полисульфидами | Sn, Ag, Pb,<br>Zn, As, Mn<br>(Au, W)            | М-ния Невское, Лесное,<br>Труд, Галимое, Контак-<br>товое                                       |
| Олово-серебро-полиме-<br>таллическая  | Кварц-адуляр-фрейбергит-станнин-<br>полисульфидный, пираргирит-стефани-<br>товый   | Ag, Pb, Zn,<br>Sn                               | М-ние Тидид   |
|   | Кварц-мангансидерит-станнин-<br>полисульфидный   | Ag, Pb, Zn, Sn<br>(Cu, Sb, Mn)                  | М-ние Гольцовое   |
|   | Фрейбергит-касситерит-полисульфид-<br>ный, кварц-хлорит-полисульфидный<br>с акантитом и самородным серебром,<br>фрейбергит-пираргиритовый                              | Ag, Pb, Zn,<br>Sn (Cu, As,<br>Mn)               | М-ния Мечта,<br>Напористое  |
| Серебро-полиметалли-<br>ческая  | Пираргирит-аргентитовый  | Ag, Pb, Zn<br>(Cu, As)                          | М-ния Гольцовое, При-<br>ветливое Трудненско-<br>го РУ  |
| Группа плутоногенная  |  |   |   |
| Золото-редкометалль-<br>ная формация сульфид-<br>ного ряда [25]                   | Золото-теллуридно-висмутовый, золото-<br>висмут-арсенопиритовый  | Au, Bi, Te,<br>As, Ag (Mo)                      | Рудопроявление Солнеч-<br>ное, проявление Ачагин-<br>ское                                       |
|   | Кобальт-сульфоарсенидно-полиметалли-<br>ческий с золотом и висмутом  | Co, As (Au,<br>Bi, Cu, Sb)                      | Рудное поле Солнечное   |
|   | Золото-жозеит-висмутиновый, золото-<br>кобальт-теллуридный   | Te, Bi, Au,<br>Co                               | М-ние Халали, РП По-<br>рожистое, Подгорное   |
| Серебро-полиметалли-<br>ческая  | Серебро-полиметаллический  | Ag, Pb, Zn<br>(Cu, As, Au)                      | Рудное поле Солнечное   |
| Золото-полисульфид-<br>но-кварцевая   | Золото-серебро-полисульфидный, золо-<br>то-полиметаллический, золото-арсено-<br>пиритовый, золото-пирротиновый   | Au, Ag, Pb,<br>Zn (Mo, Sb,<br>Cu, W)            |   |
| Золото-редкометалль-<br>но-кварцевая (с W, Sn),<br>золото-вольфрамовая<br>по [20] | Золото-кварц-шеелит-вольфрамитовый,<br>золото-кварц-молибденитовый, золото-<br>кварц-касситерит-вольфрамитовый,<br>золото-кварц-лёллингит-<br>арсенопиритовый          | W, Sn, Au<br>(Bi, Ag, As,<br>Zn, Pb, Cu,<br>Sb) | М-ния Чепак, Тунгус,<br>Громада   |
Для рассматриваемого района характерно пространственное совмещение золотого и оловянного оруденений, что типично для рудных районов с многоэтапным вулканизмом, в том числе северо-востока России. Олово и золото способны формироваться в единый этап рудоотложения, и такие месторождения будут принадлежать к олово-золото-серебряной рудной формации [21].

Рудные месторождения перечисленных формаций относятся к ранне- и позднемеловому времени (136–72 млн лет) и образовались в два основных этапа. Первый из них характеризовался появлением Au-Ag рудно-магматических систем (PMC), связанных с андезит-гранодиоритовой ассоциацией субдукционной известковощелочной серии; второй – полихронных вулканоплутоногенных РМС, специализированных на Ag и Sn и относящихся к риодацит-лейкогранитной ассоциации постсубдукционной трахириолитбазальтовой серии [8; 10].

Золото-серебряная формация является одной из наиболее распространенных в Тихоокеанском металлогеническом поясе, в том числе на северовостоке России, и описана в ряде работ [7; 24; 27; 30]. Относящиеся к этой формации месторождения обладают определенными минералогогеохимическими и геологическими признаками: связью с вулканогенными формациями, сходством минерального состава (электрум, серебро, адуляр), однотипными гидротермальными изменениями (пропилиты, аргиллизиты, березиты низкотемпературной гидросерицитовой фации) и сходной специализацией (Au, Ag, иногда с As, Sb, Hg).

Золото-серебряная адуляровая субформация представлена месторождением Роговик Мутнинского РУ в северной части БСМЗ. Материнская формация достоверно не определена. Возможно, она выражена интрузивным телом, фиксирующимся по геофизическим данным на глубине. Рудовмещающей формацией является вулканогенно-осадочная толща омсукчанской свиты, сложенная туфами и туфогенными брекчиями. Околорудные изменения относятся к аргиллизитам кварц-каолинит-гидрослюдистого состава с примесью углеродистых частиц и сульфидов с кварц-адуляровыми прожилками в центральных частях ореолов метасоматитов. Рудная минерализация представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, мельниковитом, акантитом, пруститом, пираргиритом, кюстелитом, науманитом, штернбергитом, теннантитом, тетраэдритом, самородным серебристым золотом, самородным серебром и электрумом [14; 17]. Основной минеральный тип определен как кварц-адуляр-акантит-пираргиритовый.

Серебряная с золотом субформация характерна для Омсукчанского рифтограбена и южной части КНЗ. В Омсукчанском грабене она выражена месторождениями Арылах, Лунное и Зеленое Арылахского РУ, в КНЗ – рудопроявлением Стрелка.

На наиболее значительном месторождении Лунное рудопродуцирующей является диорит-гранодиоритовая формация быстринского комплекса, рудовмещающими – раннемеловые андезиты и туфопесчаники каховской свиты. Околорудные изменения представлены пропилитами и аргиллизитами. Оруденение связано с жильно-прожилковыми минерализованными зонами адуляр-родонит-кварцевого и кварц-карбонатного составов. Основные рудные минералы – пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и халькопирит; минералы серебра – акантит, ленаит, сульфосоли и селениды серебра. Установлены два минеральных типа: кварц-адуляр-серебро-полисульфидный с кюстелитом и кварц-адуляр-родонит-акантитовый. Температура рудоотложения определена в 420-130 °С при устойчивом режиме снижения температур к поздним стадиям [23].

На месторождении Арылах, расположенном в краевой части палеокальдеры, рудоносной материнской формацией является гранодиорит-гранитная субвулканической фации, рудоносной рудовмещающей формацией — континентальная угленосная моласса. Околорудные изменения представлены березитами с кварц-адуляровыми рудоносными прожилками. Характерные рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пираргирит, кюстелит, самородное серебро и макинстриит [23], минеральный тип относится к фрейбергит-акантитовому.

Рудопроявления серебра с золотом Стрелка и Олынжа, а также многочисленные проявления серебра в южной части КНМЗ (Олынжинский ПРУ) связаны с наяханским комплексом субвулканических и гипабиссальных интрузий (материнская рудоносная формация), рудовмещающие – вулканокластические вулканиты кислого состава наяханской свиты. Околорудные изменения представлены окварцованными. сульфидизированными и аргиллизированными породами, к рудоносным отнесены кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-адуляровые Минеральный тип определен жилы. как арсенопирит-аргентитовый.

Золото-кварцевая умеренно сульфидная формация изучена недостаточно. Проявления и рудопроявления этой формации встречаются в пределах или по периферии эродированных BTC КНЗ (Верхнекоркодонский, Левокоркодонский, Хакырчанский ПРУ) и в Доломнанской впадине на востоке СП (Левоайнанэнский ПРУ). Оруденение приурочено к корневым частям вулканических палеоаппаратов. Рудоносной магматической формацией является наяханский комплекс гранит-гранодиоритовой серии, рудовмещающей – терригенные толщи юрского и триасового возраста. Околорудные метасоматиты представлены пропилитами и окварцованными породами с хлоритом и сульфидами. Золотое оруденение связано с кварц-адуляровыми, кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и прожилками с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом (количество

сульфидов 1–5 %). По минеральным парагенезисам описываемая формация близка к золотосеребряной, с которой сопряжена вертикальной зональностью (проявляется ниже последней). Наиболее близкие аналоги этого типа – крупные месторождения Албазино Ульбанского террейна Нижнеамурской складчатой области и Донлин-Крик на Аляске [35].

Золото-серебро-полиметаллическая формация. Серебряная субформация. Проявления и месторождения этого типа встречаются в пределах Омсукчанского рифтограбена (Дукатское рудное поле) и КНЗ (слабоизученные проявления Олынжинского и Хакырчанского ПРУ).

В пределах Дукатского рудного поля определена группа взаимосвязанных рудных формаций, главная из которых (по масштабам проявленности) — золото-серебро-полиметаллическая. Наиболее значительное месторождение этого типа — Дукат, локализованное в вулкано-купольной палеопостройке. Вулканические, плутонические, гидротермально-метасоматические и рудные образования Дукатского рудного поля связаны с единой длительно развивавшейся магматогенно-гидротермальной системой.

Материнскими рудогенерирующими формациями на разных стадиях формирования рудной системы являлись интрузии ультракалиевых риолитов, диоритов, монцонитов, лейкогранитов, вмещающими – вулканиты риолитовой, дацит-риолитовой формаций – эффузивы, туфы и игнимбриты преимущественно аскольдинской свиты. Околорудные изменения характеризуются как березитизация серицит-хлорит-гидрослюдистой и серицит-гидрослюдистой фаций. Оруденение связано с кварц-адуляр-полисульфидными жилами. Главные рудные минералы – галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, акантит и самородное серебро, второстепенные – фрейбергит, пираргирит, стефанит, пиролюзит, псиломелан, браунит и гаусманит. Кроме них отмечены многочисленные (33 минерала) более редкие рудные минералы, включая самородное золото [10; 23; 27; 29].

Для руд установлено два основных минеральных типа: кварц-адуляр-акантит-серебросульфосольный более ранний, связанный с формированием вулканического купола; кварц-полевошпат-родонит-серебро-акантитовый поздний, обусловленный внедрением интрузии лейкогранитов и появлением скарноподобных минеральных ассоциаций с родонитом, гранатом, аксинитом, бустамитом и тефроитом [23; 36].

Для руд Дукатского месторождения определены температуры образования в 250–410 °C и вариации давления в 25–250 атм. с устойчивым повышением температур от ранних стадий к поздним и одновременным увеличением содержаний летучих соединений (H<sub>2</sub>S, HF, HCl) [30].

Золото-серебро-полиметаллическая формация проявилась на месторождении Роговик во второй этап рудогенеза вслед за золото-серебряной формацией и гипсометрически ниже нее [13]. Предполагается, что оруденение этого этапа связано с внедрением крупного позднемелового интрузивного тела [16], по всей видимости, – рудоносной материнской формации. Рудовмещающими являются туфогенные брекчии и туфы омсукчанской свиты. Околорудные изменения представлены адуляр-ортоклаз-серицитовыми метасоматитами. Минералы серебра многочисленны, среди них наиболее часто встречаются самородное серебро с высокими содержаниями Se и Hg, сульфосоли серебра (прустит, пираргирит, стефанит) и селениды серебра (науманнит, агвиларит), реже кюстелит, акантит, штернбергит, штромейерит, полибазит, полиаргирит, миаргирит, теннантит, тетраэдрит и фрейбергит. Кроме того, распространены сульфиды Pb, Zn, Cu [13]. Минеральный тип определяется как серицитортоклаз-серебряный с сульфосолями и селенидами серебра.

Олово-серебро-полиметаллическая формация представлена месторождениями Тидид, Мечта и рядом других в БСМЗ [23]. Кроме того, на этих же объектах отмечаются руды серебряной субформации золото-серебряной формации.

Для месторождений Тидид и Мечта рудоносная материнская фельзит-риолитовая формация принадлежит шороховскому комплексу субвулканических интрузий.

Для Тидида рудовмещающими являются терригенные породы омсукчанского комплекса. Оруденение связано с кварц-адуляр-сульфидными жилами, главные рудные минералы – серебросодержащие сфалерит и галенит. Разнообразная серебряная минерализация представлена фрейбергитом, пираргиритом, стефанитом, миаргиритом, овихиитом, акантитом, алларгентумом; минералы олова – станнином и окартитом.

На месторождении Мечта околорудные изменения по игнимбритам риолитов относятся к аргиллизитам кварц-серицит-хлоритгидрослюдистого состава. Рудные минералы представлены серебросодержащими галенитом и сфалеритом, фрейбергитом, пираргиритом, стефанитом, пруститом, дискразитом, овихиитом, акантитом, самородным серебром; минералы олова — станнином и касситеритом.

Олово-серебряная формация характерна для месторождений Галимое, Контактовое, Труд и ряда других небольших месторождений и рудопроявлений в Омсукчанском рифтограбене. Оруденение обнаруживает связь как с интрузиями субщелочных гранитов омсукчанского комплекса, так и с кислыми вулканитами и субвулканическими телами наяханского комплекса. Рудовмещающими породами являются вулканиты кислого состава. Околорудные метасоматиты относятся к формациям аргиллизитов (преобладают), вторичных кварцитов, пропилитов и турмалин-хлорит-кварцевых метасоматитов. Рудные тела представлены сульфидсодержащими кварцевыми жилами и прожилково-жильными зонами; рудные минералы – фрейбергитом, матильдитом, касситеритом, станнином,

сфалеритом, серебросодержащим галенитом, пираргиритом, блеклыми рудами, халькопиритом, антимонитом и буланжеритом. Для руд характерны олово-серебряные сульфиды – окартит и канфильдит. По составу руд выделяются две основные минеральные ассоциации: кварцкасситерит-серебро-полисульфидная (более распространенная) и кварц-касситерит-вольфрамитсеребро-полисульфидная. Можно предположить, что эти ассоциации обусловлены наложением более поздней оловянной минерализации (в связи с внедрением гранитов) на более раннюю серебро-полиметаллическую (сформировалась в вулканогенный этап).

Серебро-полиметаллическая формация представлена месторождениями Гольцовое и Приветливое Трудненского РУ в южной части БСМЗ. На крупном Гольцовом месторождении рудоносной вмещающей формацией являются вулканиты среднего и кислого составов покровной фации, рудоносной материнской формацией – субвулканические интрузии риолитов и невадитов. Околорудные метасоматиты относятся к аргиллизитам, руды представлены кварц-карбонатсульфидными жилами с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, блеклой рудой, основные минералы серебра – аргентит и пираргирит [5].

Вулканогенно-плутоногенные золото-сереброполиметаллическая, серебро-полиметаллическая, олово-серебро-полиметаллическая и олово-серебряная рудные формации объединяются в группу родственных формаций в пределах рудно-магматических систем Омсукчанского рифтограбена.

Плутоногенные рудные формации. В пределах рассматриваемого района плутоногенное золотое, редко серебряное оруденение, связано с золото-редкометалльной, золото-кварцевой, золотополисульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формациями.

Золото-редкометалльная формация широко проявлена на северо-востоке России и Аляске, связана с гипабиссальными интрузиями ранних этапов развития вулканогенных поясов [3; 25]. Характеризуется двумя типами минерагенической специализации: сульфидного профиля (Bi, Te) и касситерит-сульфидного профиля (W, Sn). Месторождения сульфидного профиля формируются в условиях сжатия в связи с коллизионными процессами, оловорудных РМС – в условиях растяжения [4]. Общая их особенность –высокое золото-серебряное отношение и незначительное присутствие или отсутствие минералов серебра.

В пределах Сугойского прогиба рудные проявления этой формации «сульфидного» профиля встречаются в северной части КНМЗ (Верхнемедвежинский, Аксуйский ПРУ) и Ачагинского ПРУ, а также в южной – БСМЗ (месторождение Халали и рудопроявления Подгорное, Порожистое) [5; 23]. Базовыми для нее в ЯКСС являются зоны тонко рассеянной золотоносной сульфидизации (пирит, арсенопирит) в углисто-глинистых толщах триаса в основании ОЧВП; специализированные на золото и редкие металлы магматические образования ряда диориты — гранодиориты — биотитовые граниты — адамелиты [25].

Для рудопроявлений КНМЗ рудоносная материнская формация – раннеорогенный надсубдукшионный наяханский диорит-гранодиоритовый комплекс повышенной щелочности с возрастом формирования 90-75 млн лет. Рудовмещающая формация – флишоидная, представленная осадочными образованиями триаса с повышенным содержанием фосфора и углерода. Оруденение приурочено, как правило, к ороговикованным экзоконтактовым, реже эндоконтактовым зонам интрузий, где контролируется тектоническими нарушениями. Метасоматическая рудоносная формация может быть охарактеризована как мезотермальная грейзен-березитовая, оруденение связано с линейными штокверками кварцевых, кварц-сульфидных жил и прожилков в центральных частях зон метасоматитов.

Наиболее характерные примеры этого типа – рудопроявления Солнечного рудного поля (Аксу, Солнечное, Высокий, Хетагчан и др.) и проявления потенциального Ачагинского рудного поля. Золото заключено преимущественно в арсенопирите, но может присутствовать и в свободной форме. Температура образования кварцполисульфидной ассоциации с золотом оценена в 313-156 °С [9]. Рудные минералы (5-10 % объема гидротермалитов) представлены самородным золотом и висмутом, тетрадимитом, галенитом, марказитом, пирротином, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, пиритом, кобальтином, гунмундитом, в зоне гипергенеза встречаются ковеллин, акантит, англезит, халькозин и хлопьевидное коллоидное золото. В пределах Солнечного поля выделено несколько минеральных типов рудной минерализации золото-редкометалльной формации: золото-теллуридно-висмутовый, золото-висмут-арсенопиритовый, золото-серебро-полисульфидный золото-арсенопиритовый, кобальт-сульфоарсенидно-полиметаллический с золотом и висмутом. Золотосодержащие минеральные ассоциации приурочены к периферическим частям порфировой системы с молибденовой минерализацией (шток Аксу) [18].

К описываемой порфировой системе, кроме золото-редкометалльной преобладающей, отнесено еще несколько генетически связанных рудных формаций, объединяющихся в единый комплекс: золото-сульфидная в роговиках, золото-полисульфидная кварцевая и серебро-полиметаллическая.

Для руд месторождения Халали, а также рудопроявлений Порожистое и Подгорное Дукатского РУ материнской рудоносной формацией являются лейкограниты и риолиты омсукчанского комплекса, вмещающими – терригенные породы омсукчанской серии. Рудоносные метасоматиты представлены кварцевыми, кварцтурмалиновыми и кварц-хлоритовыми гидротермалитами, рудная минерализация – арсенопиритом, самородным висмутом и висмутином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, жозеитом (золото-жозеит-висмутиновый минеральный тип), на рудопроявлении Порожистом — еще и кобальтином (золото-кобальт-теллуридный минеральный тип).

Золото-редкометалльная формация оловянновольфрамового профиля характерна для Сеймчанской минерагенической зоны (Джегдянский, Громадинский РУ и Тунгусский ПРУ). Наиболее значительные рудные объекты – мелкие месторождения жильного типа Чепак (Джегдянский РУ) и Громада (Громадинский РУ).

Рудоносной материнской формацией является омсукчанский гранит-лейкогранитовый и быстринский диорит-гранодиоритовый комплексы. Все рудные объекты связаны с интрузивно-купольными структурами, где размещаются в эндо- и экзоконтактных зонах гранитоидов, иногда в их апикальной зоне.

Рудоносные метасоматические формации могут быть охарактеризованы как высокотемпературная грейзеновая (первая стадия процесса) и мезотермальная березитовая (последующая). Оруденение связано с линейными штокверками кварцевых, кварц-сульфидных жил и прожилков в центральных частях зон метасоматитов.

Рудные минералы выражены вольфрамитом, шеелитом, станнином, касситеритом, халькопиритом (грейзеновая стадия); пираргиритом, галенитом, сфалеритом кюстелитом, пиритом, фрейбергитом, блеклой рудой, антимонитом, штернбергитом, арсенопиритом, стефанитом, лёллингитом, самородными золотом, серебром и висмутом (березитовая стадия). В кварце, арсенопирите и лёллингите содержатся включения самородного золота, висмута, теллуридов висмута, сульфотеллуридов и жозеита.

Минеральные ассоциации представлены золото-кварц-лёллингит-арсенопиритовым, золото-кварц-молибденитовым и золото-кварцкасситерит-вольфрамитовым типами.

Описанные золото-редкометалльные «грейзен-березитовые» объекты могут быть разделены на два геохимических типа: золото-вольфрамовые (месторождение Чепак, рудопроявление Тунгус) и более низкотемпературные золото-сереброоловянные (Громада).

Золото-полисульфидно-кварцевая формация установлена в пределах Солнечного рудного поля. Материнской рудопродуцирующей формацией являются гранитоиды наяханского комплекса, рудоносными вмещающими породами — осадочные породы триаса. Формация представлена тонковкрапленным типом руд в ороговикованных толщах триаса. Биотит-мусковитовые и кордиеритовые роговики содержат густую вкрапленность пирротина, пирита, марказита, арсенопирита и сульфоарсенидов кобальта, а также мелкое самородное золото. Минеральный тип определяется как золото-пирротиновый и золото-арсенопиритовый.

Золото-кварцевая формация в пределах Сугойского прогиба распространена ограниченно в отличие от прилегающего с запада района (Иньяли-Дебинского синклинория). Проявления этого типа встречаются в пределах Сеймчанской зоны (Громаднинский РУ), связаны с линзовидными кварцевыми жилами и прожилками с редкими сульфидами и золотой минерализаций. Рудоносная формация — диорит-гранодиоритовая, вмещающие — глинистая (черносланцевая) и диамиктитовая.

Золотосодержащая медно-порфировая, золото-антимонитовая и золото-скарновая формации в районе представлены редуцированно и не связаны с какими-либо крупными концентрациями рудной минерализации.

Для рудных узлов БСМЗ характерна минерагеническая латеральная зональность следующего вида: от периферии к центру РМС – сурьмяно-ртутная, золото-серебряная, серебро-полиметаллическая, олово-серебряная формации (вулканогенная группа формаций); золото-редкометалльная, молибденит-кварцевая, вольфраммолибденовая, касситерит-кварцевая и касситерит-силикатная формации (плутоногенная группа формаций) [33]. Отмечается и сходная вертикальная зональность формаций, выражающаяся в размещении эпитермальных (вулканогенных) формаций в верхних частях рудно-магматических систем, высокотемпературных – в нижних. Серебросодержащие формации занимают периферические части РМС в верхнем структурном этаже, а золотосодержащие размещаются в верхнем этаже или в верхах нижнего. В ряде случаев отмечается наложение высокотемпературных формаций на эпитермальные и наоборот.

Для Коркодон-Наяханской СМЗ латеральная минерагеническая зональность проявляется по смене основных формаций в следующем виде: с севера на юг — золото-редкометалльная формация — серебро-полиметаллическая золото-серебряная серебряной (с Ag) субформации. Возможно, такой латеральный ряд отражает уровни эрозионного среза КНЗ, где золото-редкометалльная формация отмечается в порфировых (с Mo, Cu) рудно-магматических системах гипабиссального уровня, эпитермальные формации — в верхнем структурном этаже.

Сеймчанская СМЗ эродирована значительнее остальных, эпитермальные рудные формации в ее пределах отсутствуют или встречаются в редуцированном виде. С запада на восток отмечается увеличение распространения оловянной минерализиции, уменьшение вольфрамовой. Месторождения и рудопроявления этой зоны объединяются в группу плутоногенных формаций (касситерит-силикатная, золото-кварцевая, золото-редкометалльная).

Заключение. Масштабно проявившееся оруденение на территории Сугойского прогиба связано с зонами активизации и активного магматизма ранне- и позднемелового времени.

Золото- и серебросодержащие рудные проявления и месторождения зон активизации характеризуются значительным формационным и минералогическим разнообразием, что объясняется: их связью с разнотипными комплексами специализированных магматических пород (в основном гранитоидного ряда от кваршевых диоритов до монцонитоидов и гранитов); наложенностью стадий минералообразования при формировании полихронных РМС; геохимической спецификой рудовмещающих пород. Важную роль играла и структурно-тектоническая обстановка (прогибы, рифтогенный прогиб, интрузивные и вулкано-интрузивные поднятия), в целом определившая минерагеническую специализацию СМЗ. Наиболее рудонасыщенные узлы в пределах CM3, характеризующиеся значительным разнообразием рудных формаций, приурочены к вулканоплутоническим структурам длительного многофазного развития.

В пределах СМЗ проявляется латеральная минерагеническая зональность, определяемая по смене рудных формаций и их комплексов. В пределах рудных полей и РМС зональность выражается в смене формаций и характерных минеральных парагенезисов. Эпитермальное Au-Ag и Ag оруденение классического типа приурочено к слабоэродированным ВТС (Олынжинский, Мутнинский, Верхнеомолонский, Левоайнанэнский узлы). Наиболее крупные РМС характеризуются рудно-формационными рядами с золото-редкометалльными и редкометалльными (Sn, Mo, Bi, Te) порфировыми системами в их центральных частях.

1. Акинин В. В. Возраст гранитоидов и ассоциирующегося молибден-порфирового оруденения Коркодон-Наяханской зоны, Северо-Восток России / В. В. Акинин, Е. Е. Колова, Н. Е. Савва, Н. А. Горячев, В. Т. Маматюсупов, В. М. Кузнецов, А. В. Альшевский, Г. О. Ползуненко // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2019. – № 4. – С. 3–8.

2. Ващилов Ю. Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. — 1982. — № 4. — С. 45—57.

3. Волков А. В. Перспективы открытия на Северо-Востоке России богатых золото-редкометалльных месторождений / А. В. Волков, А. А. Сидоров, Н. Е. Савва, В. Ю. Прокофьев, Е. Е. Колова // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2015. – № 4. – С. 16–27.

4. Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. Перспективность золотоносности оловорудных районов Северо-Востока России // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. К 100-летию академика Н. А. Шило: Тезисы докл. на Всерос. науч. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 73.

5. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка / В. М. Кузнецов, М. Х. Гагиев, Е. Ф. Дылевский и др. – Магадан, 1998. – 270 с.

6. Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций // Геология рудных месторождений. — 1964. — № 6. — С. 54—65.

 Горячев Н. А. Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии / Н. А. Горячев,
 А. В. Волков, А. А. Сидоров, Г. Н. Гамянин, Н. Е. Савва,
 В. М. Округин // Литосфера. – 2010. – № 3. – С. 36–50.  Государственная геологическая карта РФ. Масштаб
 1 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-56 – Сеймчан.
 Объяснительная записка / Отв. ред. В. И. Шпикерман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – 426 с.

9. Колова Е. Е., Маматюсупов В. Т., Соболев А. В. Мо и Аu оруденение Коркодон-Наяханского металлогенического пояса // Чтения памяти академика К. В. Симакова: Материалы докладов Всерос. науч. конф. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2017. – С. 82–85.

10. Константинов М. М., Стружков С. Ф. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского пояса. – М.: Научный мир, 2005. – 320 с.

11. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973. — 216 с.

12. Константинов Р. М. Проблемы эндогенного рудообразования. – М.: Наука, 1974. – С. 68–82.

13. Кравцова Р. Г., Макшаков А. С., Павлова Р. А. Минералогия и состав, закономерности распределения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 10. – С. 1739–1759.

14. Кравцова Р. Г., Макшаков А. С. Оценка уровня эрозионного среза эпитермального месторождения Роговик по геохимическим данным (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 6. – С. 544–558.

15. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978. — 607 с.

16. Кузнецов В. М. Золото-серебряное оруденение в криптовулканической структуре / В. М. Кузнецов, 3. А. Палымская, В. П. Пузырев, Р. З. Пчелинцева, В. А. Степанов, В. И. Щитова // Колыма. – 1992. – № 3. – С. 5–8.

17. Кузнецов В. М., Ливач А. Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 156–176.

18. Маматюсупов В. Т., Михайлицына Т. И. Минералого-геохимическая характеристика порфировой системы Аксу // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы III Всерос. конф., посвященной памяти А. П. Васьковского и в честь его 105-летия. – Магадан: СВКНИИ, 2016. – С. 164–166.

19. Найбородин В. И., Сидоров А. А. О вулкано-плутоногенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе // Геология и геофизика. — 1971. – № 9. – С. 3–11.

20. Нигай Е. В. Золоторудные формации как основа для выделения геолого-промышленных типов золоторудных месторождений // Известия вузов. Горный журнал. – 2008. – № 7. – С. 3–10.

21. Некрасов И. Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология рудных месторождений. – 1990. – № 1. – С. 98–104.

22. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1 : 500 000 / М. И. Терехов, П. П. Лычагин, В. М. Мерзляков. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – 144 с.

23. Савва Н. Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. – М.: Триумф, 2018. – 544 с.

24. Сидоров А. А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. — Магадан, 1978. — 350 с.

25. Сидоров А. А. О золото-редкометалльных формациях на Северо-Востоке СССР // Геология рудных место-рождений. — 1989. — № 6. — С. 95–98.

26. Сидоров А. А., Волков А. В., Ващилов Ю. Я. О зонах субмеридиональных глубинных разломов Северо-Востока России // Докл. РАН. – 2008. – Т. 423, № 4. – С. 507–510.

27. Сидоров А. А. Золото-серебряные месторождения и рудные комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. РАН. – 2009. – Т. 427, № 6. – С. 814–820.

28. Сидоров А. А. Вулканогенные пояса окраинноморской литосферы Северо-Востока России и их рудоносность / А. А. Сидоров, А. В. Волков, А. Д. Чехов, Н. Е. Савва, В. Ю. Алексеев, К. В. Уютнов // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 6. – С. 21–35.

29. Сидоров А. А. Эволюционно-историческая модель Дукатского серебряного гиганта / А. А. Сидоров, А. Г. Филимонова, А. В. Волков, Н. В. Трубкин, А. В. Чугаев // Докл. РАН. – 2012. – Т. 444, № 5. – С. 523–528.

30. Сидоров А. А., Волков А. В., Савва Н. Е. Вулканизм и эпитермальные месторождения // Вулканология и сейсмология. – 2015. – № 6. – С. 3–12.

31. Соболев А. П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. – М.: Наука, 1989. – 249 с.

32. Строна П. А. Главные типы рудных формаций. – Л.: Недра, 1978. – 199 с.

33. Стружков С. Ф. Зональность золоторудных узлов в структурах активизации Северо-Востока России / С. Ф. Стружков, М. М. Константинов, В. В. Аристов, О. Б. Рыжов, Ю. П. Шергина // Колыма. – 1997. – № 1. – С. 5–16.

34. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснит. записка к тектон. карте Сев.-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000) / С. М. Тильман, В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, Н. А. Шило. – Магадан, 1969. – 79 с. – (Труды Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института; вып. 33).

35. Трушин С. И., Кириллов В. Е. Месторождение Албазино – новый для Дальнего Востока промышленный тип золотого оруденения // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 73. – С. 60–67.

36. Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В., Чугаев А. В. Минеральные типы зон гидротермальных изменений Дукатского рудного поля и их соотношения с лейкогранитами и эпитермальными золото-серебряными рудами (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2014. – Т. 56, № 3. – С. 195–228.

37. Ханчук А. И., Иванов В. В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1635–1645.

38. Шило Н. А. К проблеме систематики золоторудных месторождений // Проблемы геохимии эндогенных процессов. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 110–117.

1. Akinin V. V., Kolova E. E., Savva N. E., Goryachev N. A., Mamatyusupov V. T., Kuznetsov V. M., Alshevsky A. V., Polzunenkov G. O. Age of granitoids and the associated molybdenum-porphyry mineralization in the Korkodon-Nayakhan zone, North-East of Russia. *Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences Far East Branch*, 2019, no. 4, pp. 3–8. (In Russian).

2. Vashchilov Yu. Ya. Glubinnaya struktura i razvitie Okhotsko-Chukotskogo vulkanogennogo poyasa po geofizicheskim dannym [Deep structure and development of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic Belt according to geophysical data]. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 1982, no. 4, pp. 45–57. (In Russian).

3. Volkov A. V., Sidorov A. A., Savva N. E., Prokof'ev V. Yu., Kolova E. E. Prospects for discovering rich gold-rare metal deposits in Northeast Russia. *Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences Far East Branch*, 2015, no. 4, pp. 16–27. (In Russian). 4. Gamyanin G. N., Goryachev N. A. Perspektivnost' zolotonosnosti olovorudnykh rayonov Severo-Vostoka Rossii [Prospects for gold content in tin ore regions of the North-East of Russia]. Rudoobrazuyushchie protsessy: ot geneticheskikh kontseptsiy k prognozu i otkrytiyu novykh rudnykh provintsiy i mestorozhdeniy. K 100-letiyu akademika N. A. Shilo: Tezisy dokladov na Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii. Moscow, 2013, p. 73. (In Russian).

5. Kuznetsov V. M., Gagiev M. Kh., Dylevskiy E. F. et al. Geologicheskaya karta i karta poleznykh iskopaemykh Kolymo-Omolonskogo regiona masshtaba 1 : 500 000. Ob"yasnitel'naya zapiska [Geological map and a map of minerals of the Kolyma-Omolon region on a scale of 1:500,000. Explanatory note]. Magadan, 1998, 270 p.

6. Gorzhevskiy D. I. O metallogenicheskom znachenii rudnykh formatsiy [On the metallogenic value of ore formations]. *Geology of Ore Deposits*, 1964, no. 6, pp. 54–65. (In Russian).

7. Goryachev N. A., Volkov A. V., Sidorov A. A., Gamyanin G. N., Savva N. E., Ocrugin V. M. The epithermal Au-Agmineralization in volcanic Belts of northeast Asia. *Lithosphere*, 2010, no. 3, pp. 36–50. (In Russian).

8. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List R-56 – Seymchan. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet P-56 – Seimchan. Explanatory note]. Ex. ed. V. I. Shpikerman. St. Petersburg, VSEGEI, 2007, 426 p.

9. Kolova E. E., Mamatyusupov V. T., Sobolev A. V. Mo и Au metallization of the Korkodon-Nayakhan metallogenic Belt. *Chteniya pamyati akademika K. V. Simakova: Materialy dokladov Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii*. Magadan, 2017, pp. 82–85. (In Russian).

10. Konstantinov M. M., Struzhkov S. F. Metallogeniya zolota i serebra Okhotsko-Chukotskogo poyasa [Metallogeny of gold and silver of the Okhotsk-Chukotka Belt]. Moscow, Nauchnyy mir, 2005, 320 p.

11. Konstantinov R. M. Osnovy formatsionnogo analiza gidrotermal'nykh rudnykh mestorozhdeniy [Fundamentals of formation analysis of hydrothermal ore deposits]. Moscow, Nauka, 1973, 216 p.

12. Konstantinov R. M. Problemy endogennogo rudoobrazovaniya [Problems of endogenous ore formation]. Moscow, Nauka, 1974, pp. 68–82.

13. Kravtsova R. G., Makshakov A. S., Pavlova L. A. Mineral and geochemical compositions, regularities of distribution, and specific formation of ore mineralization of the Rogovik gold-silver deposit (northeastern Russia). *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 10. pp. 1739–1759. (In Russian).

14. Kravtsova R. G., Makshakov A. S. Erosion level of the epithermal Rogovik deposit estimated from geochemical data, northeast Russia. *Geology of Ore Deposits*, 2016, vol. 58, no. 6, pp. 544–558. (In Russian).

15. Kriterii prognoznoy otsenki territoriy na tverde polezne iskopaeme [Criteria for the predictive assessment of territories for solid minerals]. Ed. D. V. Rundkvist. Leningrad, Nedra, 1978, 607 p.

16. Kuznetsov V. M., Palymskaya Z. A., Puzyrev V. P., Pchelintseva R. Z., Stepanov V. A., Shchitova V. I. Zoloto-serebryanoe orudenenie v kriptovulkanicheskoy strukture [Gold-silver mineralization in the cryptovolcanic structure]. *Kolyma*, 1992, no. 3, pp. 5–8. (In Russian).

17. Kuznetsov V. M., Livach A. E. Stroenie i metallogenicheskoe rayonirovanie Balygychano-Sugoyskogo progiba [Structure and metallogenic zoning of the Balygychan-Sugoi depression]. *Problemy metallogenii rudnykh rayonov Severo-Vostoka Rossii*. Magadan, 2005, pp. 156–176. (In Russian).

18. Mamatyusupov V. T., Mikhaylitsyna T. I. Mineralogical and geochemical characteristics of Aksu porphyry system. Geologiya, geografiya, biologicheskoe raznoobrazie i resursy Severo-Vostoka Rossii: Materialy III Vserossiyskoy konferentsii, posvyashchennoy pamyati A. P. Vas'kovskogo i v chest' ego 105-letiya. Magadan, 2016, pp. 164–166. (In Russian). 19. Nayborodin V. I., Sidorov A. A. O vulkano-plutonogennom ryade zolotorudnykh formatsiy v Okhotsko-Chukotskom vulkanogennom poyase [On the volcano-plutonogenic series of gold ore formations in the Okhotsk-Chukotka volcanogenic Belt]. *Russian Geology and Geophysics*, 1971, no. 9, pp. 3–11. (In Russian).

20. Nigay E. V. Gold-ore formations as the basis for distinguishing of geological-industrial types of gold-ore deposits. *Izvestiya vuzov. Gornyy zhurnal*, 2008, no. 7, pp. 3–10. (In Russian).

21. Nekrasov I. Ya. O prichinakh sovmeshcheniya olovyannoy, serebryanoy i zolotoy mineralizatsii v mestorozhdeniyakh Tikhookeanskogo rudnogo poyasa [On the reasons for the combination of tin, silver and gold mineralization in the deposits of the Pacific ore Belt]. *Geology of Ore Deposits*, 1990, no. 1, pp. 98–104. (In Russian).

22. Ob"yasnitel'naya zapiska k geologicheskoj karte mezhdurech'ja Sugoja, Korkodona, Omolona, Oloja i Gizhigi masshtaba 1 : 500 000 [Explanatory note to the geological map of the interfluve of the Sugoi, Korkodon, Omolon, Oloy and Gizhiga at a scale of 1:500,000]. Eds.: M. I. Terehov, P. P. Lychagin, V. M. Merzljakov. Magadan, 1984, 144 p.

23. Savva N. E. Mineralogiya serebra Severo-Vostoka Rossii [Silver mineralogy of the North-East of Russia]. Moscow, Triumf, 2018, 544 p.

24. Sidorov A. A. Zoloto-serebryanaya formatsiya Vostochno-Aziatskikh vulkanogennykh poyasov [Gold-silver formation of the East Asian volcanic Belts]. Magadan, 1978, 350 p.

25. Sidorov A. A. O zoloto-redkometall'nykh formatsiyakh na Severo-Vostoke Sovetskogo Soyuza Sotsialisticheskikh Respublik [About gold-rare metal formations in the North-East of the Soviet Union of Socialist Republics]. *Geology of Ore Deposits*, 1989, no. 6, pp. 95–98. (In Russian).

26. Sidorov A. A., Volkov A. V., Vashchilov Yu. Ya. O zonakh submeridional'nykh glubinnykh razlomov Severo-Vostoka Rossii [On zones of submeridional deep faults in the North-East of Russia]. *Doklady Rossijskoj akademii nauk*, 2008, vol. 423, no. 4, pp. 507–510. (In Russian).

27. Sidorov A. A. Zoloto-serebrjanye mestorozhdenija i rudnye kompleksy Ohotsko-Chukotskogo vulkanogennogo pojasa [Gold-silver deposits and ore complexes of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic Belt]. *Doklady Rossijskoj akademii nauk*, 2009, vol. 427, no. 6, pp. 814–820. (In Russian).

28. Sidorova A. A., Volkova A. V., Chekhovb A. D., Savva N. E., Alekseeva V. Yu., Uyutnov K. V. Volcanogenic Belts of the marginal sea lithosphere in the Russian Northeast and

their ore potential. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2011, no. 6, pp. 21–35. (In Russian).

29. Sidorov A. A., Filimonova A. G., Volkov A. V., Trubkin N. V., Chugaev A. V. Evolutionary historical model of the Dukat silver giant. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2012, vol. 444, no. 5, pp. 523–528. (In Russian).

30. Sidorov A. A., Volkov A. V., Savva N. E. Volcanism and epithermal deposits. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2015, no. 6, pp. 3–12. (In Russian).

31. Sobolev A. P. Mezozojskie granitoidy Severo-Vostoka Sovetskogo Soyuza Sotsialisticheskikh Respublik i problemy ih rudonosnosti [Mesozoic granitoids of the North-East of the Soviet Union of Socialist Republics and the problems of their ore content]. Moscow, Nauka, 1989, 249 p.

32. Strona P. A. Glavnye tipy rudnyh formacij [Main types of ore formations]. Leningrad, Nedra, 1978, 199 p.

33. Struzhkov S. F., Konstantinov M. M., Aristov V. V., Ryzhov O. B., Shergina Ju. P. Zonal'nost' zolotorudnyh uzlov v strukturah aktivizacii Severo-Vostoka Rossii [Zoning of goldore nodes in the structures of activation of the North-East of Russia]. *Kolyma*, 1997, no. 1, pp. 5–16. (In Russian).

34. Tektonika Severo-Vostoka Sovetskogo Soyuza Sotsialisticheskikh Respublik (Ob"yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoj karte Severo-Vostoka Sovetskogo Soyuza Sotsialisticheskikh Respublik masshtaba 1 : 2 500 000) [Tectonics of the North-East of the USSR (Explanatory note to the tectonic map of the North-East of the Soviet Union of Socialist Republics on a scale of 1:2,500,000)]. Eds.: S. M. Til'man, V. F. Belyy, A. A. Nikolaevskiy, N. A. Shilo. Magadan, 1969, 79 p.

35. Trushin S. I., Kirillov V. E. Albazino Deposit is a new industrial type of gold mineralization for the Far Easst. *Regional Geology and Metallogeny*, 2018, no. 73, pp. 60–67. (In Russian).

36. Filimonova L. G., Trubkin N. V., Chugaev A. V Mineral types of hydrothermal alteration zones in the Dukat ore field and their relationships to leucogranite and epithermal gold-silver ore, northeastern Russia. *Geology of Ore Deposits*, 2014, vol. 56, no. 3, pp. 195–228. (In Russian).

37. Khanchuk A. I., Ivanov V. V. Meso-Cenozoic geodynamic settings and gold mineralization of Russian Far East. *Russian Geology and Geophysics*, 1999, vol. 40, no. 11, pp. 1635–1645. (In Russian).

38. Shilo N. A. K probleme sistematiki zolotorudnyh mestorozhdenij [To the problem of systematics of gold deposits]. *Problemy geohimii jendogennyh processov*. Novosibirsk, Nauka, 1977, pp. 110–117. (In Russian).

Кириллов Вадим Евгеньевич — ст. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН). Ул. Ким Ю Чена, 65, Хабаровск, Россия, 680000. <kirillow.vadim2013@yandex.ru>

*Лапенко Александр Сергеевич* – нач. управления, МФ АО «Полиметалл УК». Набережная р. Магаданки, 9, Магадан, Россия, 685000. <lapenko@magadan.polymetal.ru>

*Trushin Sergey Ivanovich* – Deputy General Director, JSC «Polymetal UK». 2 Prospekt Narodnogo Opolcheniya, St. Petersburg, Russia, 198216. <Trushin@polymetal.ru>

*Kirillov Vadim Evgen'evich* – Senior Researcher, Institute of Tectonics and Geophysics named after Yu. Kosygin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (ITiG FEB RAS). 65 Ul. Kim Yu Chen, Khabarovsk, Russia, 680000. <kirillow.vadim2013@yandex.ru>

Lapenko Alexander Sergeevich – Head of the Department, MF JSC «Polymetal UK», 9 Embankment of the Magadanka river, Magadan, Russia, 685000. <lapenko@magadan.polymetal.ru>

*Трушин Сергей Иванович* – зам. ген. директора, АО «Полиметалл УК». Пр. Народного ополчения, 2, Санкт-Петербург, Россия, 198216. <Trushin@polymetal.ru>

### А. С. ДУХАНИН) (ООО «КАД-КОПИ Сервис»), С. Г. АЛЕКСЕЕВ (ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА»), Н. П. СЕНЧИНА, О. Ф. ПУТИКОВ (СПГУ)

## Подвижные формы нахождения металлов при электрохимическом воздействии на сульфидные минералы

Приведены результаты изучения электрохимических процессов на сульфидных минералах с возникновением подвижных форм нахождения металлов, способных мигрировать с газовыми потоками. Определены концентрации и фазовый состав подвижных компонентов (в том числе наночастиц). Показаны условия сорбции металлов при прохождении через горные породы. Дается оценка времени формирования струйного ореола рассеяния глубокозалегающего месторождения.

*Ключевые слова:* сульфидный минерал, электрохимический процесс, газовый поток, наночастица.

A. S. DUKHANIN (OOO «CAD-COPY Servis»), S. G. ALEKSEEV (CJSC «ROSGEOPHYZIKA»), N. P. SENCHINA, O. F. PUTIKOV (SPMU)

## Mobile forms of metal speciation under electrochemical action upon sulfide minerals

Results of investigation of electrochemical processes using sulfide minerals with the emergence of mobile forms of metal speciation, able to migrate with gas streams are presented. Concentrations and phase composition of mobile components (including nanoparticles) have been determined. Conditions for the metals sorption when passing through rocks are shown. The estimate of the dispersion jet halo formation time for deep-seated ore is given.

Keywords: sulfide mineral, electrochemical process, gas stream, nanoparticles.

Для цитирования: Духанин А. С. Подвижные формы нахождения металлов при электрохимическом воздействии на сульфидные минералы / А. С. Духанин, С. Г. Алексеев, Н. П. Сенчина, О. Ф. Путиков // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 79–92.

Закономерности преобразования сульфидных минералов с переходом металлов в подвижное состояние крайне важны при анализе процессов рудо- и ореолообразования, а также в экологии [2-4; 12; 17-19]. Такие преобразования наблюдаются в различных условиях, но особенно интенсивно происходят в зоне гипергенеза при участии кислорода [18] и разделяются на окислительные (анодные) и восстановительные (катодные) реакции [15]. Характер протекающих на минералах реакций часто определяют значениями их электрохимических потенциалов. В табл. 1 приведены значения основных потенциалов анодных и катодных электрохимических реакций для некоторых сульфидных минералов. измеренные в лабораторных условиях.

Наиболее хорошо изучены анодные процессы. При возбуждении анодных процессов на халькопирите при потенциале 0,2 В примерно половина прошедшего электричества затрачивается на окисление серы [11]. Выходы по току, определяемые как отношения количества электричества, вынесенного ионами в раствор, к общему прошедшему через минерал, для меди и железа составляют в среднем соответственно 27 и 20 %, а при анодном растворении галенита свинца – 37 % [15]. При более высоких потенциалах (0,7 В и более) на поверхности минералов наблюдается разложение воды с образованием газообразного кислорода и ионов гидроксония [15].

Катодные реакции на сульфидных минералах изучены менее подробно. На эти процессы сильное влияние оказывает кислород окружающей среды, который восстанавливается

### Таблица 1 Наблюдаемые потенциалы (в вольтах) электрохимических реакций на некоторых сульфидных минералах [16]

| Maranaa     | Анодный | і процесс | Катодный процесс |        |  |
|-------------|---------|-----------|------------------|--------|--|
| минерал     | Первый  | Второй    | Первый           | Второй |  |
| Галенит     | 0,3     | 1,7       | -0,75            | -1,5   |  |
| Пирит       | 0,6     | 1,2       | -0,5             | -1,3   |  |
| Сфалерит    | 0,05    | 2,3       | -1,2             | -2,1   |  |
| Халькопирит | 0,2     | 0,7       | -0,6             | -1,4   |  |

© Духанин А. С., Алексеев С. Г., Сенчина Н. П., Путиков О. Ф., 2021

до гидроксил-иона. Последующая стадия катодных процессов на сульфидных минералах по Ю. С. Рыссу происходит при потенциалах до -1,3 В согласно схеме [15]:

$$MeS + 2e^{-} = Me^{0} + S^{-2}.$$
 (1)

Т. М. Овчинникова, изучая эту стадию катодного процесса на халькопирите, показала последовательное изменение поверхностного минерального состава вплоть до самородной меди через борнит — ковеллин — халькозин с появлением в растворе ионов двухвалентного железа [11]. При потенциалах в диапазоне от —1,3 до —2,1 В, наряду с указанной выше реакцией, начинается разложение воды с образованием газообразного водорода и гидроксил-иона.

$$H_2O + 2e^- = H_2 + 2OH^-.$$
 (2)

Для изучения электрохимических процессов на электронно-проводящих минералах в естественном залегании был разработан контактный способ поляризационных кривых. Результаты наблюдений этим способом в различных регионах от Кольского полуострова до Урала, Средней Азии и Дальнего Востока показали соответствие потенциалов, наблюдаемых в полевых условиях, данным лабораторных опытов (табл. 1) [15], что свидетельствует об однотипности протекаемых электрохимических реакций в разнообразных геологических обстановках.

Несмотря на значительное количество публикаций, касающихся изучения процессов электрохимического преобразования сульфидных минералов, до сих пор остаются неясными концентрации металлов, появляющихся в формах нахождения, способных переноситься с потоками газов на значительные расстояния, размеры мигрирующих частиц, условия их перехода в закрепленное состояние. Цель настоящего исследования — изучение этих процессов в лабораторных условиях.

**Лабораторные опыты.** *Методика работ.* Опыты по изучению электрохимических процессов на сульфидных минералах проводились в специально изготовленной ячейке из фторопласта, имеющей длину 15 см и диаметр камер 5 см (рис. 1, 2).

В качестве объектов исследования были взяты основные минералы колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (галенит, халькопирит и сфалерит). Отбирались визуально мономинеральные образцы близкой к кубической формы с размером граней 2—4 см. Для хорошего электрического контакта на одну грань минерала гальванически наносился слой меди из раствора медного купороса. К полученной медной подложке припаивался провод для подключения к источнику электрического тока. Вся поверхность минерала с этим проводом, за исключением противоположной (рабочей) грани, заливалась эпоксидной смолой. Перед каждым опытом рабочая поверхность минерала шлифовалась на стеклянном круге и тщательно промывалась дистиллированной водой. Площадь этой поверхности для всех образцов составляла 10–12 см<sup>2</sup>. К сожалению, нам не удалось гальванически осадить медь на поверхность сфалерита. Поэтому электродные процессы изучались только на халькопирите и галените.

Подготовленные минералы (рис. 1, *3*, *8*) помещались в отдельные камеры ячейки (анодную и катодную), разделяющиеся между собой мембраной из растительного пергамента (рис. 1, *5*). Ячейка закрывалась и через патрубки в ее верхней части заполнялась раствором электролита, в качестве которого применялся раствор хлорида натрия как основного компонента природных вод. С целью уменьшения растворимости газов, образующихся в ходе электрохимических процессов, использовался насыщенный раствор, который для удаления первоначально растворенных газов перед каждым опытом предварительно кипятили.

Чтобы задержать возможные капли жидкости, в патрубки ячейки вставлялись фильтры Петрянова с диаметром пор 10 мкм, а после них трубчатые ампулы (рис. 1, 7) для отбора проходящих газов. Основное поглощение мигрирующих с газовыми потоками металлов осуществлялось в барботерах (рис. 1, *I*), заполненных раствором однонормальной азотной кислоты и фильтрами Шотта для «разбивания» проходящих газов на мелкие пузырьки.

После сбора установки через минералы пропускался постоянный электрический ток заданной величины. Сила тока выбиралась с таким расчетом, чтобы на поверхности минералов возбуждались электрохимические процессы с образованием газообразных продуктов (возможных переносчиков металлов): на катоде — водорода, на аноде — окислов серы и кислорода.

Для измерения потенциалов протекающих электрохимических реакций использовались неполяризующиеся хлорсеребряные электроды (рис. 1, 6), подведенные к рабочей поверхности минералов. С помощью шприца из трубчатых ампул (рис. 1, 7) отбирались газы для последующего хроматографического определения содержаний кислорода, азота, водорода и углеводородов от метана до бутана.

В ряде опытов с халькопиритом для оценки размеров мигрирующих частиц перед барботерами подключались камеры (рис. 1, *12*) с наборами из четырех фильтров (трековых мембран, любезно предоставленных сотрудниками Курчатовского института) для поглощения аэрозольных частиц [20]. Диаметр пор фильтров последовательно уменьшался и составлял 2; 0,6; 0,05 и 0,02 мкм.

Во время изучения процесса образования подвижных форм металлов при прохождении газов через сульфидные минералы использовался куб из органического стекла (рис. 1, *13*). Для подключения к установке в нижней части куба и на съемной верхней крышке имелись патрубки.



Рис. 1. Схема установки для изучения электрохимических реакций на минералах

1- барботер – поглотительный сосуд с пористой пластиной и раствором кислоты; 2- корпус ячейки; 3- исследуемый сульфидный минерал – анод; 4- рабочий электролит – раствор хлорида натрия; 5- разделительная пергаментная мембрана; 6- неполяризующиеся хлорсеребряные электроды для измерения потенциалов электрохимических реакций; 7- трубчатые ампулы для отбора проб проходящих газов с фильтрами Петрянова в нижней части; 8- исследуемый сульфидный минерал – катод; 9- эпоксидная смола, покрывающая нерабочую поверхность минералов; 10- источник постоянного тока – аккумулятор; 11- стабилизатор тока. Дополнительные модули, подключаемые между барботером (1) и трубчатыми ампулами (7): 12- камера с фильтрами для поглощения аэрозольных частиц с последовательным уменьшением диаметра пор по пути потока газов от 2 до 0,02 мкм; 13- кубическая камера из органического стекла для размещения сульфидных минералов или цилиндра с кварцевым песком. Стрелками по-казано направление движения газообразных продуктов электрохимических реакций

Куб закреплялся на штативе и заполнялся соответствующим минералом (раздельно халькопиритом, галенитом или сфалеритом). Предварительно минералы дробились до фракции 1-2 см и просеивались через сито 0,5 см для удаления мелких частиц. Патрубок в нижней части куба соединялся с трубчатой ампулой катодной камеры ячейки (рис. 1, 7). Куб герметично закрывался верхней крышкой и заполнялся раствором хлорида натрия однонормальной концентрации. К патрубку на верхней крышке подсоединялся барботер. В качестве электродов в ячейке использовались пластинки платины. При пропускании электрического тока на катоде происходило разложение воды с образованием газообразного водорода по реакции (6).

При изучении сорбции подвижных форм металлов в процессе переноса через кварцевый песок в этот же куб (рис. 1, *13*) вставлялся стакан из фторопласта высотой 10 см и внутренним диаметром 4 см, который заполнялся кварцевым песком с раствором требуемого электролита. В нижней части стакана имелся патрубок для подвода газа, а в крышке — для отвода. Перед каждым опытом стакан с песком и раствором электролита выдерживался в течение 24 ч, после чего включался между трубчатыми капсулами катодной камеры ячейки и барботером. В качестве катодного электрода как источника металлов использовался халькопирит.

Растворы барботеров, а также смывы с фильтров, проводимые однонормальной азотной кислотой, анализировались эмиссионным спектральным способом с индуктивно-связанной плазмой (аппаратура фирмы Jobin Yvon модель IY-70-II) на железо, медь и цинк с пределами обнаружения соответственно 0,005, 0,005 и 0,01 ppm (г/т). Определение свинца проводилось атомноабсорбционным способом аппаратурой AAS-3 с пределом обнаружения 0,002 ppm (аналитик Т. Н. Васильева), а концентраций газовых составляющих – хроматографическим способом анализа с использованием аппаратуры X/1-80 при пределах обнаружения для H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> –  $n \cdot 10^{-4}$  об. %, УВ –  $2,7 \cdot 10^{-7}$  (аналитик А. Л. Павлов). Погрешность химико-аналитических работ не превышала 15 %. Достоверность опытов определялась путем проведения контрольных наблюдений, относительная погрешность определяемых масс в которых не превышала 20 %.

При пропускании электрического тока за счет электрохимических реакций разложения воды наблюдалось изменение pH растворов: в катодной камере значения pH увеличивались до 11–12, а в анодной – уменьшались до 3–4.

Перед началом опытов была проверена чистота установки и фильтров (рис 1, *11*). Для этого через ячейку, заполненную раствором хлорида натрия, с помощью электродов из платины пропускался электрический ток силой 20 мА в течение 167 ч. После пропускания тока анализировались смывы с фильтров и раствор барботера. Во всех растворах концентрации меди, цинка и свинца составляли 0,01 мг/т, железа — 0,025 мг/т. Указанные значения и были приняты за фоновые и вычитались из получаемых в растворах концентраций.

Для оценки полноты поглощения металлов в первых сериях опытов с каждой стороны ячейки ставились по два последовательно соединенных барботера. Было установлено, что в растворах вторых барботеров обнаруживались только фоновые содержания металлов. Подвижные формы меди и железа при электрохимических процессах на халькопирите. В первой серии опытов с халькопиритом через ячейку пропускался электрический ток 40 мА в течение 75 ч. Через 2; 5,5; 25,5; 46,3; 70,5 ч пропускания тока отработанные барботеры заменялись новыми.

Сразу же после включения электрического тока на анодном электроде устанавливался потенциал 0,9 В, который в течение времени постепенно увеличивался до 1,1 В, а на катодном электроде – потенциал –1,1 В, изменяющийся до –1,4...–2 В. Фиксировалось прохождение пузырьков газа через раствор кислоты в барботерах, значительно более интенсивное при катодном, чем анодном процессе.

Зависимости количеств меди и железа, накапливаемых в растворах барботеров, от времени пропускания тока приведены на рис. 2. Учитывая значительные различия концентраций, получаемых в ходе катодных и анодных процессов, графики зависимостей представлены в различных масштабах. Для катодного — левая шкала, для анодного — правая.

В результате электрохимических реакций на халькопирите образуются медь и железо, способные мигрировать из водного раствора с потоками газов. Массы металлов, мигрирующих из катодной области, значительно больше, чем из анодной. Во всех случаях массы железа существенно превышают количества меди, хотя в формуле минерала наблюдается обратное соотношение их концентраций, равное 1:1,14. Вероятнее всего, это связано с тем, что при катодных процессах в растворе появляются дополнительно ионы железа [18].

Наиболее интенсивное образование подвижных форм нахождения металлов происходит в начальный период времени (до 6 ч). После 5 ч пропускания тока скорость накопления металлов уменьшается, что связано с пассивацией поверхности минералов. Поверхность халькопирита



Рис. 2. Зависимости количеств меди и железа, анализируемых в растворах барботеров в ходе протекания катодных и анодных электрохимических реакций на халькопирите, от времени пропускания тока силой 40 мА. Индексы А и К – извлечение из анодной и катодной областей соответственно

после анодных реакций была покрыта толстым слоем осадков серого цвета, вероятно сульфатов и хлоридов, выступающих за начальную поверхность минерала. Такой же осадок был обнаружен и на дне анодной камеры. Поверхность халькопирита после катодных процессов стала шероховатой и приобрела серый цвет с сине-фиолетовыми пятнами (цвет ковеллина).

Для характеристики изменения содержания металлов во внешнем слое катодного образца после его многократной промывки в дистиллированной воде был проведен ионный микроанализ с использованием цериевого источника, электронной пушки и регистрацией масс-спектров. Исследования выполнены в ЗАО «Региональный аналитический центр Механобр Инжиринг аналит» с использованием вторично-ионного микроанализатора-микроскопа САМЕСА IMS-4F. На рис. 3 приведена характеристика изменения содержания элементов (интенсивность – C/S) в зависимости от глубины минерала.

Содержание меди по глубине минерала остается постоянным. Вместе с тем в поверхностном слое минерала наблюдается увеличение концентрации железа, вероятно восстанавливаемого из раствора. Отмечается резкое повышение концентрации натрия, который встраивается в структуру минерала и не смывается дистиллированной водой.

Для оценки состава газообразных продуктов электрохимических реакций, получаемых при пропускании электрического тока, через интервалы времени 25,5 и 48 ч проводился отбор проб из трубчатых капсул ячейки *6* рис. 1 с последующим хроматографическим анализом (табл. 2).

В процессе пропускания электрического тока в катодном пространстве увеличивается концентрация водорода и уменьшается — азота. Содержание кислорода остается практически без изменений. В продуктах анодных реакций наблюдается уменьшение концентраций азота, кислорода, хотя последний и должен образовываться в ходе разложения воды. Отмечается уменьшение суммарной объемной плотности регистрируемых газов. Вероятнее всего, это объясняется образованием на анодном электроде газообразных соединений серы, содержание которых определялось качественно.

При пропускании электрического тока отмечено повышение концентраций этана с  $3,3 \cdot 10^{-3}$  до  $1,6 \cdot 10^{-2}$  % и этилена с  $3,8 \cdot 10^{-3}$  до  $7,6 \cdot 10^{-2}$  %, возможно связанного с выделением их из фторопласта ячейки в слабокислом растворе. Эти концентрации являются крайне незначительными и не сказываются на протекании электрохимических процессов. Наличие других анализируемых углеводородных газов (метана, пропана и бутана) не зафиксировано.

Подвижные формы свинца при электрохимических процессах на галените. Следует отметить, что применяемый в качестве электролита раствор хлорида натрия неблагоприятен для подвижных форм нахождения свинца, так как в нем



Рис. 3. Изменение концентрации металлов (показанной в качестве интенсивности C/S) по глубине образца халькопирита после катодной поляризации в растворе хлорида натрия

образуется малорастворимое в воде соединение хлорида свинца.

С целью оценки воспроизводимости получаемых результатов в первой серии опытов были проведены два параллельных эксперимента при силе тока 40 мА. Учитывая полученные результаты на халькопирите (значительно большие массы подвижных форм нахождения металлов при катодных процессах), образцы галенита подключались только к отрицательному полюсу источника тока. Электродный потенциал галенита изменялся от -0,75 В (в начальный момент времени) до -1,5 В (через полчаса после начала опыта), что соответствовало прохождению двух реакций при потенциалах -0,7 и -1,4 В. Известно, что при значениях потенциалов -1,3...-1,5 В происходят процессы разложения волы с образованием газообразного водорода. В барботерах фиксировалось прохождение пузырьков газа через раствор кислоты.

Замена барботеров с определением в растворах содержаний свинца производилась через интервалы времени 24, 72, 144 и 170 ч после начала пропускания тока. Зависимости масс накапливаемого свинца от времени пропускания тока приведены на рис. 4.



Рис. 4. Зависимости количеств свинца в ходе протекания катодных электрохимических реакций на галените, анализируемого в растворе барботера, от времени пропускания тока 40 мА в двух параллельных опытах

Таблица 2

Содержания газов в трубчатых капсулах ячейки (рис. 1, 7) при пропускании через образцы халькопирита постоянного электрического тока 40 мА

|                 | Prova       | Анодная камера |                   |                   |       | Катодная камера |                |                   |       |
|-----------------|-------------|----------------|-------------------|-------------------|-------|-----------------|----------------|-------------------|-------|
| Номер<br>опыта  | пропуска-   |                | Содержания, об. % |                   |       |                 |                |                   |       |
|                 | ния тока, ч | N <sub>2</sub> | O <sub>2</sub>    | H <sub>2</sub>    | Сумма | N <sub>2</sub>  | O <sub>2</sub> | H <sub>2</sub>    | Сумма |
| Перед<br>опытом | 0           | 78,1           | 20,9              | $5 \cdot 10^{-4}$ | 99    | 78,1            | 20,9           | $5 \cdot 10^{-4}$ | 99    |
| 1               | 25,5        | 72,7           | 18,0              | $1 \cdot 10^{-3}$ | 90    | 72,7            | 22,0           | 5,6               | 99,3  |
| 2               | 48          | 68,0           | 16,0              | $1 \cdot 10^{-3}$ | 84    | 69,0            | 20,7           | 8,3               | 98    |

Масса свинца, мкг



Рис. 5. Зависимости масс свинца, анализируемого в растворе барботера, от времени пропускания электрического тока. Индексы К, А – соответственно для свинца, получаемого в ходе катодного и анодного процессов. Цифры после индекса – сила электрического тока (мА)

При действии электрического тока на галенит в катодной области протекают электрохимические процессы, приводящие к появлению подвижных форм свинца, мигрирующих от минерала через раствор и растворяющихся в кислоте барботера. Относительная погрешность извлекаемых масс свинца не превышает 20 %.

Во второй серии опытов с галенитом изучались зависимости получаемых количеств подвижных форм свинца от времени в ходе как катодных, так и анодных реакций при силах тока 15, 30 и 50 мА (рис. 5).

В процессе катодных реакций наблюдается практически линейная зависимость получаемых количеств свинца от времени пропускания электрического тока (сплошные линии). С увеличением времени возрастают и массы накапливаемого свинца.

Во время анодных реакций на начальных этапах пропускания электрического тока (до 80 ч) отмечаются меньшие массы подвижных форм свинца, чем катодных. Наблюдается и меньшее выделение газа в барботерах, чем в ходе катодных процессов. После этого происходит резкое увеличение масс накапливаемого свинца. В это же время отмечается и увеличение потенциалов электрохимических реакций с более интенсивным газовыделением в барботерах. Вероятнее всего, это связано с интенсивным разложением воды на галените с выделением газообразного кислорода.

Распределение подвижных форм меди и железа из халькопирита по размерам частиц. В этой серии опытов изучалось распределение мигрирующих

Таблица З

| Массы меди и железа, мигрирующие в ходе пропускания |
|---|
| электрического тока через халькопирит, задержанные  |
| на аэрозольных фильтрах с различными диаметрами пор |
| и поглощенные в барботерах                          |

| Время  | Размер                | Анодная<br>камера |       | Катодная<br>камера |      |  |  |
|--------|-----------------------|-------------------|-------|--------------------|------|--|--|
| и сила | пор филь-<br>тра, мкм | Масса, мкг        |       |                    |      |  |  |
| Тока   |                       | Cu                | Fe    | Cu                 | Fe   |  |  |
| 400 ч  | 2,0                   | 0,01              | 0,32  | 0,1                | 7,0  |  |  |
| 30 мА  | 0,6                   | 0,01              | 0,28  | 0,7                | 5,1  |  |  |
|        | 0,05                  | 0,03              | 0,31  | 0,2                | 1,1  |  |  |
|        | 0,02                  | 0,02              | 0,32  | 0,1                | 4,7  |  |  |
|        | Барботер              | 0,12              | 0,44  | 9,6                | 2,4  |  |  |
|        | Сумма                 | 0,30              | 1,67  | 10,7               | 20,3 |  |  |
| 160 ч  | 2,0                   | 0,005             | 0,155 | 0,007              | 0,16 |  |  |
| 5 мА   | 0,6                   | 0,005             | 0,1   | 0,007              | 0,1  |  |  |
|        | 0,05                  | 0,007             | 0,09  | 0,0065             | 0,3  |  |  |
|        | 0,02                  | 0,005             | 0,18  | 0,008              | 0,2  |  |  |
|        | Барботер              | 0,036             | 0,35  | 0,54               | 0,16 |  |  |
|        | Сумма                 | 0,06              | 0,88  | 0,57               | 0,92 |  |  |

меди и железа по размерам частиц. К ячейке подключались камеры (рис. 1, *12*), имеющие фильтры для поглощения аэрозольных частиц с последовательным уменьшением диаметра пор от 2 до 0,6; 0,05 и 0,02 мкм. Было проведено два опыта с токами 30 и 5 мА и продолжительностью 400 и 160 ч соответственно. Массы металлов, задержанных на фильтрах, а также прошедших через них и поглощенных в барботерах, приведены в табл. 3.

Общая масса мигрирующего железа, как и в предыдущих опытах, превышает количество меди. При этом железо поглощается на фильтрах в больших количествах, чем медь. Наиболее наглядно это можно проиллюстрировать на графиках зависимостей относительных масс задержанных металлов от размера пор фильтров (рис. 6).

Приведенные на рис. 6 данные показывают, что доля подвижных форм меди, образующейся в ходе катодных процессов, при токе 30 мА составляет 87 % от общего количества, а при токе 5 мА возрастает до 95 %. Подвижное железо более равномерно распределено по фракциям. При электрическом токе 30 мА через фильтр 0,02 мкм проходит 11 % железа, а при токе 5 мА уже 17 %. В ходе анодных процессов доля меди, поглощенной в барботере при токе 30 мА, составляет 40 %, при токе 5 мА увеличивается до 62 % от общего количества. Отмечается тенденция к уменьшению размера мигрирующих частиц при сокращении плотности действующего тока.

Полученные данные на халькопирите и галените показывают, что в результате электрохимических

#### Металлогения



Рис. 6. Распределение количеств меди и железа (в процентах от общей мигрирующей массы) по размеру частиц при условиях проведения опытов a - 30 мА, 400 ч и  $\delta - 5$  мА, 160 ч в барботере (диаметр частиц < 0,02 мкм) Усл. обозн. см. на рис. 2

реакций на сульфидных минералах образуются металлы, способные мигрировать с газовыми потоками с размером менее 0,02 мкм. Из общего количества мигрирующего металла, образовавшегося в ходе катодного процесса, более 95 % меди и 65 % железа относятся к классу наночастиц (размер менее 100 нм). Электрохимический способ получения наночастиц при катодной поляризации металлов известен [9]. Результаты опытов показывают, что такой процесс может происходить и на поверхности рудных объектов в естественном залегании. При этом в окружающей среде появляются наночастицы металлов в состоянии, которое может быть названо квазигазообразным (КГС) [5].

Образование подвижных форм нахождения металлов в КГС при прохождении газов через образцы сульфидных минералов. В ходе лабораторных опытов проводилось пропускание водорода через раздробленные сульфидные минералы, помещаемые в куб (рис. 1, 13). Водород получался в ходе электрохимического разложения воды на платиновом катодном электроде. Сила пропускаемого тока составляла 45 мА, что обеспечивало скорость прокачки водорода 0,02 л/ч. В процессе пропускания водорода определялись массы металлов, накапливаемые в барботерах. Графики зависимостей масс получаемых металлов от объема пропущенного водорода приведены на рис. 7.

Наиболее высокие скорости образования металлов наблюдаются в начальные интервалы времени пропускания водорода. При этом, как и в ходе электрохимического воздействия на халькопирит, железо извлекается в больших количествах, чем медь. С увеличением времени пропускания водорода скорости образования металлов в КГС уменьшаются, а после 60 ч примерно стабилизируются на более низком уровне, чем в начальный интервал времени.

Любопытно сопоставить между собой данные по образованию подвижных форм нахождения при электродных реакциях и пропускании водорода через минералы. На рис. 8 приведены зависимости масс меди и железа, получаемые при катодном процессе на халькопирите и пропускании водорода через этот же минерал, от объема прошедшего водорода. Для электродных процессов объем водорода рассчитывался в предположении, что все количество электричества расходуется на образование газообразного водорода при разложении воды.

Для меди в КГС, получаемой из халькопирита при электродных процессах и пропускании газообразного водорода через образцы, наблюдаются практически равные количества. Для железа большие количества образуются в ходе электродного процесса. Это может быть связано со своеобразием катодных реакций на халькопирите, когда в окружающий минерал раствор переходит избыточное количество ионов железа.

Аналогичные зависимости для галенита приведены на рис. 9.

Для галенита в ходе катодных процессов масса образующегося свинца в 5–6 раз больше, чем при пропускании через раздробленный галенит водорода. Зависимости масс извлекаемого свинца от объема прошедшего водорода (практически от количества электричества, прошедшего через



Рис. 7. Зависимости количеств металлов в КГС (железа и меди из халькипирита, свинца из галенита и цинка из сфалерита) от объема газообразного водорода, проходящего через раздробленные минералы

минерал) показывают, что наибольшие массы этого металла наблюдаются при минимальном токе (15 мА). При токах через минерал 30 и 50 мА эти зависимости практически совпадают, подтверждая, что эффективность процесса появления металлов в КГС, определяемая как выход по току, увеличивается с уменьшением плотности воздействующего электрического тока.

Перенос меди и железа в КГС из халькопирита в квариевом песке. В этой серии опытов изучалась сорбция металлов в подвижных формах нахождения при их прохождении через кварцевый песок

Масса металла, мкг



Перед началом опыта в кислотном смыве с кварцевого песка (однонормальная азотная кислота) определялись концентрации меди и железа. После завершения эксперимента также осуществлялся кислотный смыв и по разности полученных и первичных значений определялась масса металла, сорбированного в песке за



время опыта. Масса свинца, мкг 6



Рис. 8. Зависимости количеств подвижных форм меди и железа в КГС от объема прошедшего газообразного водорода для халькопирита. В названиях элементов индексы 1 - металл, полученный при электродном процессе, 2 – при пропускании газообразного водорода через образцы халькопирита

Рис. 9. Зависимости количеств свинца в КГС от объема прошедшего газообразного водорода для галенита. Индексы в условных обозначениях свинца 15, 30 и 50 - токи через галенит в мА, Н - массы свинца, получаемые при пропускании газообразного водорода

| Массы меди и железа, сорбирова | анные в кварцевом песке и накопленные в барботерах |
|--------------------------------|--|
| с объема                       | ами пропущенного водорода                          |

|                         |           | Количество кварцевого песка, мкг |        |      |      |             |                            |         |     |  |
|-------------------------|-----------|----------------------------------|--------|------|------|-------------|----------------------------|---------|-----|--|
| Время Расчетный         |           |                                  | чис    | гого |      | с           | с раствором хлорида магния |         |     |  |
| тока, ч                 | дорода, л | в барб                           | ботере | в пе | еске | в барботере |                            | в песке |     |  |
|                         |           | Cu                               | Fe     | Cu   | Fe   | Cu          | Fe                         | Cu      | Fe  |  |
| 0                       | 0         | 0                                | 0      | 4,3  | 6,5  | 0           | 0                          | 4,3     | 6,5 |  |
| 3,5                     | 0,055     | 0                                | 0,13   |      |      | 0,55        | 0,9                        |         |     |  |
| 24                      | 0,38      | 0                                | 0,52   |      |      | 0,8         | 0,9                        |         |     |  |
| 48                      | 0,75      | 0                                | 0,91   |      |      | 0,95        | 1,3                        |         |     |  |
| 72                      | 1,13      | 0                                | 0,91   |      |      | 1,05        | 1,42                       |         |     |  |
| 125                     | 1,96      | 0                                | 0,91   |      |      | 1,15        | 1,57                       |         |     |  |
| 144                     | 2,26      | 0                                | 1,31   | 10,2 | 12,5 | 1,27        | 1,63                       | 5,2     | 7,2 |  |
| Масса ме-<br>талла, мкг |           | 0                                | 4,7    | 5,9  | 6    | 5,8         | 7,7                        | 0,9     | 0,7 |  |

В качестве катода (источника металлов) использовался подготовленный образец халькопирита. Было проведено два опыта, в каждом из которых при токе 30 мА экспозиция составляла 144 ч. Через различные промежутки времени проводилась смена барботеров, в которых определялись концентрации меди и железа.

В первом опыте кварцевый песок заливался дистиллированной водой. При этом раствор приобретал кислую реакцию (значение рН составляло 3,8 и сохранялось постоянным в течение опыта). Во втором опыте кварцевый песок насыщался раствором хлорида магния однонормальной концентрации (значение рН раствора в начале опыта составило 6,5, после завершения - 6,2). После окончания каждого опыта проводился кислотный смыв с кварцевого песка, в котором также определялись концентрации меди и железа. Массы меди и железа как накопленные в барботерах, так и сорбированные в кварцевом песке приведены в табл. 4. Там же приведены расчетные значения объема водорода, образующегося при катодном разложении воды в ходе электродного процесса на халькопирите.

Из данных таблицы следует, что общая масса КГС меди и железа в первом опыте составила 5,9 и 10,7 мкг соответственно, во втором – 6,7 и 8,4 мкг, а это коррелируется с относительной погрешностью для меди 6 и железа 12 %.

В чистом кварцевом песке (pH = 3,8) наблюдается сорбция подвижных форм нахождения меди и железа. В песке поглощается около 57 % поступающего из халькопирита железа (6 из 10,7 мкг) и практически 100 % меди. В этом случае наблюдается некоторая аналогия с поглощением металлов в растворе кислоты барботера.

При добавке к кварцевому песку раствора хлорида магния (pH = 6,5) поглощается уже 8,3 % железа (0,7 из 8,4 мкг) и 13 % меди (0,9 из 6,7 мкг). Вероятнее всего, уменьшение

поглощения связано с блокированием магнием центров сорбции кварца. При этом во время пропускания тока наблюдается уменьшение pH водной вытяжки из кварца с 6,7 до 6,2 единиц, что также отмечается при образовании ореолов рассеяния [23] и описано нами ранее [6].

**Пример расчета струйного ореола.** В качестве практической иллюстрации полученных данных можно рассмотреть процесс формирования струйного ореола на примере Захаровского колчеданно-полиметаллического месторождения, расположенного в Рубцовском рудном районе Алтайского края.

Участок месторождения сложен вулканогенно-осадочными отложениями средне-верхнедевонского возраста (рис. 10) и перекрыт рыхлыми аллохтонными отложениями неогена мощностью до 110 м [8]. Общие запасы металлов в рудах Захаровского месторождения по категории С<sub>1</sub> составляют меди, свинца и цинка соответственно 57, 162 и 260 тыс. т. Сфалерит и пирит в рудах находятся примерно в равных количествах. В верхней части месторождения развита зона окисления, максимальная глубина нижней границы которой составляет 133 м, а масса окисленных руд – 15 % от общих запасов месторождения [7].

На детализационной площади (рис. 10, *3* в районе разведочного профиля XIII) нами была проведена атмохимическая съемка [6] с прокачкой почвенного воздуха через фильтр с диаметром пор 0,5 мкм (для удаления аэрозольных частиц) и последующим поглощением металлов в барботере с одноосновной азотной кислотой. Непосредственно над головой рудного тела была зафиксирована аномалия шириной 20 м и интенсивностью по меди и свинцу соответственно 100 и 32 нг/м<sup>3</sup> при фоновых содержаниях 40 и 11 нг/м<sup>3</sup>. Литохимических ореолов меди и свинца в почвах по этому профилю не зафиксировано.



Рис. 10. Схематическая геологическая карта Захаровского месторождения по [8] с контуром площади детализационных работ



В ходе ранее проведенных исследований доказана способность миграции металлов с газовыми пузырьками [13; 14; 16]. Общий газовый поток на дневной поверхности состоит из региональной (глубинная дегазация Земли) и локальной (зона окисления сульфидных руд, месторождения УВ и др.) составляющих. Можно предположить, что наибольшую роль в переносе будут играть газы, плохо растворяющиеся в водных растворах: метан, водород и др. Усредненный поток метана в земной коре насчитывает с квадратного километра территории около 2 м<sup>3</sup>/год [22]. Примерно в эквивалентных количествах мигрирует и водород [10]. Учитывая, что площадь месторождения — 0,16 км<sup>2</sup>, годовой поток метана и водорода — 0,64 м<sup>3</sup>.

На сульфидных месторождениях локальные потоки газов возникают при окислении рудных минералов. Связь зоны окисления с источником газообразования известна давно и подробно описана в работах академика С. С. Смирнова [18]. Основные реакции, протекающие при окислении сульфидов, для:

пирита

$$2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4;$$
 (3)

халькопирита

$$CuFeS_{2} + 2Fe_{2}(SO_{4})_{3} + 2H_{2}O + 3O_{2} =$$
  
= CuSO\_{4} + 5FeSO\_{4} + 2H\_{2}SO\_{4}; (4)

галенита  $PbS + 2O_2 = PbSO_4$  и далее в присутствии карбонатов

$$2PbSO_4 + Ca(HCO_3)_2 =$$
  
= 2PbCO\_3 + CaSO\_4 + H\_2SO\_4; (5)

сфалерита

$$2ZnS + 2Fe_2(SO_4)_3 + 3O_2 + 2H_2O =$$
  
= 2ZnSO\_4 + 4FeSO\_4 + 2H\_2SO\_4. (6)

В процессе окисления руд выделяются сероводород (H<sub>2</sub>S), сернистый газ (SO<sub>2</sub>), водород (H<sub>2</sub>), а также серная кислота, которая при наличии карбонатных пород приводит к образованию углекислого газа по реакции:

$$H_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$
 (7)

При расчете в качестве локального будем учитывать только поток углекислого газа, получаемого по реакции 7, так как потоки других образующихся газов определять достаточно сложно. Следует указать, что концентрации углекислого газа на ряде месторождений Алтайского края прямо коррелируют с содержаниями металлов в струйных ореолах [6]. При этом в водных растворах с высокой концентрацией солей (рудные воды Захаровского месторождения) и повышенной температурой растворимость углекислого газа уменьшается.

В табл. 5 последовательно определены массы окисленных металлов (как указывалось выше, 15 % от запасов), образующейся серной кислоты в соответствии со стехиометрией реакций (3, 4, 5, 6), углекислого газа (реакция 6) и его объем (при нормальных условиях).

Расчетный объем углекислого газа составил  $39 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>. Предполагая, что руды были перекрыты отложениями девона и карбона, а процесс их денудации с образованием коры выветривания начался в раннем палеогене (66 млн лет), можно оценить ежегодный объем образующегося углекислого газа, который составит  $39 \cdot 10^6/66 \cdot 10^6 =$ 

Таблица 5

Расчет объема углекислого газа, образовавшегося при окислении рудного тела № 1 Захаровского месторождения

|     | Металл                            |   |   |  |  |
|-----|-----------------------------------|---|---|--|--|
| Fe  | Cu                                | Zn  | Pb  |  |  |
| 260 | 57                                | 260   | 162   | 739  |  |
| 39  | 9                                 | 39  | 24  | 111  |  |
| 68  | 27                                | 58  | 22  | 175  |  |
| 30  | 12                                | 26  | 10  | 78   |  |
| 15  | 6                                 | 13  | 5   | 39   |  |
|     | Fe<br>260<br>39<br>68<br>30<br>15 | Me           Fe         Cu           260         57           39         9           68         27           30         12           15         6 | Метлл           Fe         Cu         Zn           260         57         260           39         9         39           68         27         58           30         12         26           15         6         13 | Неталл           Fe         Cu         Zn         Pb           260         57         260         162           39         9         39         24           68         27         58         22           30         12         26         10           15         6         13         5 |  |

= 0,59 м<sup>3</sup>/год. Суммарный расчетный годовой объем водорода, метана и углекислого газа, мигрирующих вверх, насчитывает 1,23 м<sup>3</sup>.

По данным рис. 8, каждый кубометр газа способен перенести 5 мг металла. Таким образом, за год образующийся газ может перенести 6,2 мг, а за 66 млн лет – 400 кг металла.

Представляет интерес оценить время, за которое этот газ способен образовать струйный ореол в надрудной толще пород над головной частью рудного тела. Объем этих пород насчитывает  $1,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3 (800 \cdot 30 \cdot 110 \text{ м})$ . В этом объеме поровое пространство с газом составляет не более 10 %или  $0,17 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ .

Концентрации меди в газовом ореоле Захаровского месторождения, определяемые как разность между минимально аномальной (100 нг/м<sup>3</sup>) и фоновой (40 нг/м<sup>3</sup>) содержаниями, составляют 60 нг/м<sup>3</sup> [6]. Для заполнения указанного выше объема (0,17 · 10<sup>6</sup>) до равномерного распределения в нем металла с концентрацией 60 нг/м<sup>3</sup> необходимо 10 мг металла. При интенсивности годового потока в 6,2 мг потребуется полтора года. Полученные данные показывают сравнительно небольшое в геологическом плане и необходимое время для формирования струйного ореола подвижных форм нахождения металлов. Приведенный расчет является ориентировочным и не учитывает некоторые аспекты формирования наложенных ореолов.

Во-первых, миграция металлов и газов от рудных тел к дневной поверхности происходит не одним общим потоком, а отдельными струями диаметром в несколько метров, расширяющимися вблизи дневной поверхности [6]. Концентрации металлов в этих струях будут возрастать по отношению к их равномерному распределению во всем пространстве горных пород.

Во-вторых, скорость накопления осадков составляет от сотых долей до первых миллиметров в год [1]. Отсюда и металлам не надо проходить через всю толщу пород, а в год преодолевать только этот сравнительно тонкий слой.

Полученные результаты позволят наметить направления дальнейших работ по изучению механизмов возникновения как первичных, так и вторичных ореолов рассеяния с последующей миграцией металлов с газовыми потоками.

Выводы. При протекании анодных и катодных электрохимических процессов на поверхности сульфидных минералов наблюдается переход металлов в окружающее пространство с последующей их миграцией с газовыми потоками. Отмечается соответствие составов минералов и металлов в формирующихся потоках, однако стехиометрические соотношения между ними нарушаются. В халькопирите содержание меди больше, чем железа, в то время как масса железа в подвижных формах превышает массу меди.

Мигрирующие металлы переносятся в формах нахождения, имеющих в основном размеры наночастиц. Например, значительная масса меди (90–95 %) и железа (15–20 %) из халькопирита мигрирует в частицах размером менее 20 нм. Такие частицы способны проходить через пористые среды, а форма нахождения вещества может быть названа квазигазообразным состоянием. С уменьшением плотности воздействующего электрического тока относительная доля частиц с меньшими размерами увеличивается.

Соотношение количеств металлов в КГС, образующихся в ходе катодных и анодных реакций, изменяется в зависимости от плотности воздействующего электрического тока. При малых плотностях в ходе катодных процессов наблюдаются большие концентрации металлов в КГС, чем при анодных, несмотря на то, что как раз в последних осуществляется непосредственный переход металлов из минералов в раствор в виде ионов. Это свидетельствует о том, что основной причиной образования металлов в КГС является наличие газообразных соединений. В катодном процессе происходит разложение воды с образованием газообразного водорода. С увеличением плотности тока возрастает относительное количество образующегося на аноде кислорода и массы металлов в ходе анодного и катодного процессов становятся сравнимыми.

Металлы в КГС возникают при прохождении газов (водорода) через сульфидные минералы. При начальной прокачке газа из исследованных минералов наибольшие массы наблюдаются для цинка из сфалерита. При прохождении газов через халькопирит массы железа примерно в полтора раза превышают содержание меди. Значительно меньшие количества свинца в КГС отмечаются при прохождении газов через галенит, что свидетельствует о большей устойчивости этого минерала в хлоридных растворах. Сравнивая зависимости количеств металла в КГС от объема прошедшего водорода, можно заметить, что при электродных процессах наблюдаются большие массы железа из халькопирита и свинца из галенита, чем в процессе простого пропускания газов через эти минералы. В свою очередь количества меди в указанных выше процессах совпадают.

Экспериментально показана зависимость количеств подвижных форм нахождения металлов, проходящих через раздробленные горные породы, от свойств этих пород, в частности от значений pH. В породах с низким значением pH = 3,8 наблюдается почти полное поглощение меди и потери до 90 % железа. Через кварцевый песок, насыщенный раствором хлорида магния (pH = 6,5), в той же геометрии проходит 85 % подвижных форм нахождения меди и 92 % – железа.

Полученные данные показывают возможность формирования наложенных ореолов струйного типа в результате протекания электрохимических процессов на рудных телах и простого воздействия газов на сульфидные минералы. В процессе миграции металлы осаждаются на геохимических барьерах, что может привести к образованию «оторванных» ореолов на горизонтах сорбции. Такие ореолы могут возникнуть как в коренных породах, так и в аллохтонных отложениях.

Глубинная литохимическая съемка при наличии аллохтонных отложений большой мощности обычно проводится только до фундамента. При отсутствии аномальных содержаний в коренных породах выявленные в различных горизонтах повышенные содержания металлов часто признаются бесперспективными, как это было на Захаровском месторождении в 1960 г. [21]. При интерпретации геохимических данных следует учитывать возможность формирования таких «оторванных» ореолов от рудных тел, в том числе и в слепом залегании.

При полевых работах в комплексе с методами селективного определения концентраций конкретных форм нахождения металлов следует измерять предложенные Джеральдом Говеттом физико-химические характеристики почв (pH, Eh, электропроводность) [23] с выявлением газов (водорода, углекислого газа, метана и др.). Это позволит исключить часть техногенных аномалий и более точно прогнозировать наличие глубокозалегающих руд.

Предлагается обратить внимание на более детальное изучение закономерностей протеканий катодных электрохимических процессов [9]. Это позволит не только изменять структуру минерала, внедряя в него элементы-примеси, например натрий в халькопирит (см. рис. 3), но и синтезировать его искусственно, выбирая состав электролита и режимы электрического воздействия. При этом в минерал можно внедрять не только ионы металлов, но и разнообразные комплексные соединения. С экологической точки зрения данные по распределению металлов в КГС по размеру частиц показывают необходимость более внимательного отношения к методике измерения их концентраций в атмосферном воздухе. Согласно принятой в настоящее время методике, улавливающие частицы 0,34 мкм и более производят осаждение металлов на фильтрах типа АФА\*. Полученные результаты опытов (см. табл. 3 и рис. 6) свидетельствуют о том, что значительная часть металлов может не улавливаться такими фильтрами и воздействовать на организм человека.

Авторы с глубокой скорбью сообщают, что во время правки окончательного варианта текста статьи скоропостижно скончался организатор работ Андрей Станиславович Духанин.

1. Адаменко О. М. Мезозой и Кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 165 с.

2. Алексеенко В. А. Экологическая геохимия. – М.: Логос, 2000. – 627 с.

3. Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. – М.: Наука, 1987. – 296 с.

4. Ворошилов Н. А., Алексеев С. Г., Штокаленко М. Б. Поиски рудных месторождений по наложенным ореолам рассеяния // Российский геофизический журнал. – 2016. – № 55–56. – С. 10–39.

5. Духанин А. С. Распределение тяжелых металлов в газовых пробах месторождений полезных ископаемых // Вторая Всесоюзная конференция по анализу неорганических газов: Тезисы докладов. – Л.: ЛГУ, 1990. – С. 255–256.

6. Духанин А. С., Алексеев С. Г., Сенчина Н. П. Структура струйных ореолов рассеяния глубокозалегающих месторождений Рудного Алтая // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 80. – С. 75–94.

7. Зырянова Л. А., Строителев А. Д., Доронин А. Я. Строение и состав зоны окисления Захаровского месторождения (Рудный Алтай) // Геологические формации Сибири и их рудоносность. – Томск: Изд-во Томского университета, 1983. – С. 47–54.

8. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона Северо-Западной части Рудного Алтая / И. В. Гаськов, Э. Г. Дистанов, Н. Ю. Миронова, В. М. Чекалин. – Новосибирск: Наука, 1991. – 121 с.

9. Методы получения и свойства нанообъектов / Н. И. Минько, В. В. Строкова, И. В. Жерновский, В. М. Нарцев. – М.: Наука, 2009. – 168 с.

10. Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе. – Новосибирск: Наука, 1981. – 142 с.

11. Овчинникова Т. М. Об электродных процессах на пирите и халькопирите // Методика и техника разведки. – Л., 1969. – № 65. – С. 17–27.

12. Приходько Е. Ф., Морозов А. Ф., Володько С. А. Эволюция наночастиц в литосфере // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 67–76.

13. Путиков О. Ф., Духанин А. С. О возможном механизме формирования «струйных» ореолов рассеяния // Докл. РАН. – 1994. – Т. 338, № 2. – С. 219–221.

<sup>\*</sup> РД 52.44.593–2015. Массовая концентрация тяжелых металлов в атмосферном воздухе. Методика измерений методом атомно-абсорбционной спектрометрии с беспламенной атомизацией. – 46 с. (Дата введения 01.07.2016); Фильтры аналитические аэрозольные АФА. ТУ 2282-004-00208982–2012 / ΦГУП «НИФХИ им. Л. Я. Карпова». – 13 с. (Дата введения 25.01.2012).

14. Путиков О. Ф. Основы теории нелинейных геоэлектрохимических методов поисков и разведки. – СПб.: Санкт-Петербургский гос. горный ин-т им. Г. В. Плеханова, 2008. – 534 с.

15. Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки. – Л.: Недра, 1983. – 255 с.

16. Рысс Ю. С. Струйная миграция вещества в образовании вторичных ореолов рассеяния / Ю. С. Рысс, И. С. Гольдберг, С. Г. Алексеев, А. С. Духанин // ДАН СССР. – 1987. – Т. 297, № 4. – С. 956–958.

17. Сает Ю. Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. — М.: Наука, 1982. — 168 с.

18. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. – Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. – 292 с.

19. Соколов С. В. Концептуальная модель образования наложенных сорбционно-солевых и нанохимических ореолов / С. В. Соколов, Е. Ф. Приходько, А. Г. Марченко, С. А. Володько // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 61. – С. 111–114.

20. Флеров Г. Н. Использование ускорителей тяжелых ионов для изготовления ядерных мембран / Г. Н. Флеров, П. Ю. Апель, А. Ю. Дидык, В. И. Кузнецов, Р. Ц. Оганесян // Атомная энергия. –1989. – Т. 67, вып. 4. – С. 274–280.

21. Чекалин В. М. Вклад Томской школы геологов в создание и освоение минерально-сырьевой базы северозападного Алтая // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В. А., Усова М. А., Урванцева Н. Н. до наших дней: сборник трудов конф. – Томск, 2013. – С. 94–101.

22. Штокаленко М. Б., Ворошилов Н. А., Путиков О. Ф. Физико-химические условия миграции метана в обводненных породах // Российский геофизический журнал. – 2004. – № 33–34. – С. 12–19.

23. Govett G. J. S. Detection of deeply buried and blind sulphide deposits by measurement of H+ and conductivity of closely spaced surface soil samples // Journal of Geochemical Exploration. -1976. - Vol. 6. - Pp. 359–382.

1. Adamenko O. M. Mezozoy i Kaynozoy Stepnogo Altaya [Mesozoic and Cenozoic of the Stepnoy Altay]. Novosibirsk, Nauka, 1974, 165 p.

2. Alekseenko V. A. Ekologicheskaya geokhimiya [Ecological geochemistry]. Moscow, Logos, 2000, 627 p.

3. Baranov E. N. Endogennye geokhimicheskie oreoly kolchedannykh mestorozhdeniy [Endogenous geochemical halos of pyrite deposits]. Moscow, Nauka, 1987, 296 p.

4. Voroshilov N. A., Alekseev S. G., Shtokalenko M. B. Poiski rudnykh mestorozhdeniy po nalozhennym oreolam rasseyaniya [Search for ore deposits by superimposed dispersion halos]. *Rossiyskiy geofizicheskiy zhurnal*, 2016, no. 55–56, pp. 10–39. (In Russian).

5. Dukhanin A. S. Raspredelenie tyazhelykh metallov v gazovykh probakh mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh [Distribution of heavy metals in gas samples of mineral deposits]. *Vtoraya Vsesoyuznaya konferentsiya po analizu neorganicheskikh gazov: Tezisy dokladov.* Leningrad, 1990, pp. 255–256. (In Russian).

6. Dukhanin A. S., Alekseev S. G., Senchina N. P. Structure of jet-like dispersion halos of deeply buried mineral deposits in the Rudny Altai. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 75–94. (In Russian).

7. Zyryanova L. A., Stroitelev A. D., Doronin A. Ya. Stroenie i sostav zony okisleniya Zakharovskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altay) [Structure and composition of the oxidation zone of the Zakharovskoye deposit (Rudny Altai)]. *Geologicheskie formatsii Sibiri i ikh rudonosnost'*. Tomsk, Izd-vo Tomskogo universiteta, 1983, pp. 47–54. (In Russian). 8. Gas'kov I. V., Distanov E. G., Mironova N. Yu., Chekalin V. M. Kolchedanno-polimetallicheskie mestorozhdeniya verkhnego devona Severo-Zapadnoy chasti Rudnogo Altaya [Pyrite-polymetallic deposits of the Upper Devonian of the North-Western part of the Rudny Altai]. Novosibirsk, Nauka, 1991. 121 p.

9. Min'ko N. I., Strokova V. V., Zhernovskiy I. V., Nartsev V. M. Metody polucheniya i svoystva nanoob"ektov [Methods of obtaining and properties of nanoobjects]. Moscow, Nauka, 2009, 168 p.

10. Molchanov V. I. Generatsiya vodoroda v litogeneze [Generation of hydrogen in lithogenesis]. Novosibirsk, Nauka, 1981, 142 p.

11. Ovchinnikova T. M. Ob elektrodnykh protsessakh na pirite i khal'kopirite [About electrode processes on pyrite and chalcopyrite]. *Metodika i tekhnika razvedki*. Leningrad, 1969, no. 65, pp. 17–27. (In Russian).

12. Prikhodko E. F., Morozov A. F., Volodko S. A. Evolution of nanoparticles in the lithosphere. *Regional Geology and Metallogeny*, 2013, no. 55, pp. 67–76. (In Russian).

13. Putikov O. F., Dukhanin A. S. O vozmozhnom mekhanizme formirovaniya «struynykh» oreolov rasseyaniya. *Doklady Rossyiskoy akademii nauk Soyuza Sovetskikh Sotsialisticheskikh Respublik*, 1994, vol. 338, no. 2, pp. 219–221. (In Russian).

14. Putikov O. F. Osnovy teorii nelineynykh geoelektrokhimicheskikh metodov poiskov i razvedki [Fundamentals of the theory of nonlinear geoelectrochemical methods of prospecting and exploration]. St. Petersburg, 2008, 534 p.

15. Ryss Yu. S. Geoelektrokhimicheskie metody razvedki [Geoelectrochemical methods of exploration]. Leningrad, Nedra, 1983, 255 p.

16. Ryss Yu. S., Gol'dberg I. S., Alekseev S. G., Dukhanin A. S. Struynaya migratsiya veshchestva v obrazovanii vtorichnykh oreolov rasseyaniya. *Doklady Akademii nauk Soyuza Sovetskikh Sotsialisticheskikh Respublik*, 1987, vol. 297, no. 4, pp. 956–958. (In Russian).

17. Saet Yu. E. Vtorichnye geokhimicheskie oreoly pri poiskakh rudnykh mestorozhdeniy [Secondary geochemical halos in the search for ore deposits]. Moscow, Nauka, 1982, 168 p.

18. Smirnov S. S. Zona okisleniya sul'fidnykh mestorozhdeniy [Zone of oxidation of sulfide deposits]. Leningrad, 1936, 292 p.

19. Sokolov S. V., Prikhod'ko E. F., Marchenko A. G., Volod'ko S. A. Conceptual formational model of imposed sorption-salt and nanochemical halos. *Regional Geology and Metallogeny*, 2015, no. 61, pp. 111–114. (In Russian).

20. Flerov G. N., Apel' P. Yu., Didyk A. Yu., Kuznetsov V. I., Oganesyan R. Ts. Ispol'zovanie uskoriteley tyazhelykh ionov dlya izgotovleniya yadernykh membran [The use of heavy ion accelerators for the manufacture of nuclear membranes]. *Atomic Energy*, 1989, vol. 67, iss. 4, pp. 274–280. (In Russian).

21. Chekalin V. M. Vklad Tomskoy shkoly geologov v sozdanie i osvoenie mineral'no-syr'evoy bazy severo-zapadnogo Altaya [Contribution of the Tomsk school of geologists to the creation and development of the mineral resource base of the northwestern Altai]. *Razvitie mineral'no-syr'evoy bazy Sibiri: ot Obrucheva V. A., Usova M. A., Urvantseva N. N. do nashikh dney: sbornik trudov konferentsii.* Tomsk, 2013, pp. 94–101. (In Russian).

22. Shtokalenko M. B., Voroshilov N. A., Putikov O. F. Fiziko-khimicheskie usloviya migratsii metana v obvodnennykh porodakh [Physicochemical conditions of methane migration in flooded rocks]. *The Russian Geophysics Journal*, 2004, no. 33–34, pp. 12–19. (In Russian).

23. Govett G. J. S. Detection of deeply buried and blind sulphide deposits by measurement of H+ and conductivity of closely spaced surface soil samples. *Journal of Geochemical Exploration*, 1976, vol. 6, pp. 359–382.

<u>Духанин Андрей Станиславович</u> – ген. директор, ООО «КАД-КОПИ Сервис». Петроградская наб., 18, корп. 3, литер В, пом. 10Н, оф. 9, Санкт-Петербург, Россия, 197046. <asd@cadgeo.ru>

*Алексеев Сергей Георгиевич* – канд. геол.-минерал. наук, геофизик, ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА». Ул. Ольминского, 10А, пом. 5H, Санкт-Петербург, Россия, 192029. <sga49@mail.ru>

*Сенчина Наталия Петровна* – канд. геол.-минерал. наук, ст. преподаватель, СПГУ<sup>1</sup>. <senchina\_np@pers.spmi.ru> *Путиков Олег Федорович* – доктор геол.-минерал. наук, профессор, СПГУ<sup>1</sup>. <oput@OP4130.spb.ed>

Dukhanin Andrey Stanislavovich – Director General, OOO «CAD-COPY Servis», 18 Petrogradskaya nab., korp. 3, liter B, pom. 10H, of. 9, St. Petersburg, Russia, 197046. <asd@cadgeo.ru>

*Alekseev Sergey Georgievich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Geophysicist, CJSC «ROSGEOPHYZIKA». 10A Ul. Ol'minskogo, pom. 5N, St. Petersburg, Russia, 192029. <sga49@mail.ru>

Senchina Nataliya Petrovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Lecturer, SPMU<sup>1</sup>. <senchina np@pers.spmi.ru>

Putikov Oleg Fedorovich - Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, SPMU<sup>1</sup>. <oput@OP4130.spb.ed>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, д. 2, Санкт-Петербург, Россия, 199106. Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, Russia, 199106.

### Г. А. ОЛЕЙНИКОВА, Ю. Н. БОРИН, В. Л. КУДРЯШОВ, В. А. ШИШЛОВ, С. С. ШЕВЧЕНКО, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ)

## Восстановительное разложение — основа универсальной методики анализа горных пород на содержание благородных металлов

Описана новая методика анализа горных пород различного состава на содержание благородных металлов — Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, главной особенностью которой является отказ от кислот-окислителей, использующихся при разложении проб. Приведены результаты отечественных и международных сличительных испытаний, демонстрирующих, что в подавляющем большинстве случаев новая методика обладает неоспоримыми преимуществами по сравнению с традиционно используемыми, в том числе с пробирной плавкой.

*Ключевые слова:* горные породы, благородные металлы, кислотное разложение, пробирная плавка, масс-спектрометрия.

### G. A. OLEYNIKOVA, YU. N. BORIN, V. L. KUDRYASHOV, V. A. SHISHLOV, S. S. SHEVCHENKO, O. V. PETROV (VSEGEI)

## Reductive decomposition: A basis for the universal technique of analyzing rocks for noble metals content

The paper describes a new technique for analyzing rocks of various compositions for the content of noble metals, such as Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, by inductively coupled plasma mass spectrometry, the main feature of which is the abandonment of acids – oxidizers, which are used in sample decomposition. Results of domestic and international comparison tests, which show that in the overwhelming majority of cases the new technique has undeniable advantages over the traditionally used ones, including with assay melting are provided. *Keywords:* rocks, noble metals, acid decomposition, assay melting, mass spectrometry.

Для цитирования: Олейникова Г. А. Восстановительное разложение — основа универсальной методики анализа горных пород на содержание благородных металлов / Г. А. Олейникова, Ю. Н. Борин, В. Л. Кудряшов, В. А. Шишлов, С. С. Шевченко, О. В. Петров // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 85. — С. 93–102.

Введение. По мере истощения запасов богатых месторождений снижаются и требования к минимальным промышленным концентрациям, которые входят в подсчет запасов минерального сырья. В связи с тем, что содержания химических элементов в таких объектах на порядок и более ниже, чем в богатых рудных месторождениях, к анализу проб предъявляются особые требования: снижение предела обнаружения элемента при сохранении высокой точности и воспроизводимости анализа. Особенно большое значение эти факторы имеют при разработке геохимических методик поиска редких химических элементов.

Геохимические методики поиска твердых полезных ископаемых нацелены на выявление территорий с аномальными значениями концентраций искомых химических элементов в приповерхностных горизонтах рыхлого покрова, которые образуются как вторичные ореолы рассеяния от рудных тел, залегающих на определенной глубине от поверхности. Если месторождения к тому же перекрыты рыхлыми отложениями повышенной мощности или находятся в сложных ландшафтно-геохимических условиях, геохимические методики поиска по вторичным ореолам рассеяния оказываются не только экономически гораздо более выгодными, но и единственно возможными.

В свою очередь, точность прогноза напрямую зависит от правильного выделения участков с аномальной концентрацией химических элементов. При этом чем более дифференцированы аномальные поля по концентрациям, тем информативнее и ценнее результаты проведенной работы. Оптимальным вариантом является построение карт аномальных полей, начиная с кларковых значений химических элементов (кларк - среднее содержание химического элемента в земной коре). Очевидно, что для таких ценных и редких элементов, как благородные металлы, рений, некоторые редкоземельные элементы, имеющие очень низкие кларковые значения, снижение пределов обнаружения до кларковых и ниже кларковых значений имеют особую важность. Кроме того, это дает возможность получения дополнительной ценной поисковой информации, например установление корреляционных связей между элементами поиска и элементами-спутниками. Концентрации элементов-спутников,

как правило, на несколько порядков выше, чем редких и редчайших элементов, в частности благородных металлов, поэтому разработка методик, обеспечивающих получение *количественных* характеристик для редких элементов на низких уровнях концентраций (а не просто указание ниже предела обнаружения), имеет для этих целей определяющее значение.

При разработке методики, цель которой – снижение предела обнаружения элемента, необходимо использовать приемы, исключающие или снижающие матричные эффекты на всех этапах проведения анализа. Использование новейших высокочувствительных приборов – атомноабсорбционных спектрометров и атомно-эмиссионных и масс-спектрометров с индуктивносвязанной плазмой (ИСП АЭС и МС) с функцией подавления спектральных помех или изобарических наложений также способствует минимизации фонового поглощения и обеспечивает высокую степень превышения сигнала аналита над фоновым поглощением.

Краткий обзор методик определения благородных металлов в минеральном сырье. Многообразие генетических типов пород, содержащих золото и элементы платиновой группы, условий накопления элементов и форм их существования в породах и рудах представляет конкретные трудности для создания единой методики количественного определения содержания благородных металлов в минеральном сырье.

Пробы горных пород, почв, руд переводят в раствор путем сплавления пробы с различными флюсами (пробирная плавка, сплавление с пероксидом натрия, щелочами и др.), либо вскрывают с помощью концентрированных кислот или используют различные комбинации двух этих способов. Технологическую операцию перевода пробы в раствор выбирают с учетом как природы исследуемого материала, так и требований по представительности пробы, пределам обнаружения и прочим показателям.

Пробирный метод [1; 2; 4; 8; 11-13] был разработан в начале прошлого века специально для анализа малых содержаний благородных металлов в горных породах (порядка грамма и долей грамма на тонну породы). Считалось, что методы кислотного растворения в этом случае непригодны, поскольку навеска пробы слишком мала для количественного определения этих элементов существовавшими тогда методами анализа. В основу пробирного метода положена легкая растворимость золота, серебра и металлов платиновой группы в расплавленном свинце. С учетом состава породы подбирается шихта – смесь веществ, с которым порода образует наиболее легкоплавкую смесь и при расплавлении - наименее вязкий расплав. Кроме оксида свинца (глета) в шихту вводятся восстановители (уголь, мука и др. компоненты), их соотношение зависит от состава анализируемого образца. Расплавленный металлический свинец растворяет благородные металлы и опускается на дно тигля, а после охлаждения расплава он механически отделяется от стекловидного шлака. Все дальнейшие операции призваны удалить свинец-коллектор, сохранив благородные металлы. В процессе так называемой шерберной плавки свинец окисляется и улетучивается в виде паров оксида свинца, а в ходе купелирования - плавки на капелях, изготовленных из костяной муки, - происходит впитывание раствора свинца в стенки капелей. При этом на их поверхности остается микроскопический королек, который в дальнейшем подвергают разварке, т. е. растворению в кислотах. Если необходимо было выделить все благородные металлы по отдельности, процедура сильно усложнялась, так как количество металла рассчитывали на последней стадии анализа взвешиванием твердого металлического осалка.

На сегодня для определения концентраций благородных металлов в полученных после разварки королька растворах используют современные методы анализа — атомно-абсорбционную спектрометрию, атомно-эмиссионную и массспектрометрию с ИСП. Разработаны также методики, в которых в качестве коллектора используют никель (плавка на никелевый штейн), а также серебро (серебряный королек).

К преимуществам пробирной плавки относят, во-первых, возможность работы с большими навесками. Как уже упоминалось, это решало вопрос об анализе низких содержаний в породах благородных металлов, что невозможно было сделать, используя кислотное разложение. Для определения золота брали навеску от 200 до 500 г, а анализа платиновых металлов – более 500 г. Если и этого было недостаточно, корольки, полученные из нескольких плавок, объединяли, а затем все вместе растворяли в небольшом объеме, тем самым многократно увеличивая концентрацию элемента, соответственно снижая пределы его определения. Кроме того, большая навеска увеличивает представительность пробы. В наибольшей степени это касается определения золота. Самородное золото обладает высокой ковкостью, поэтому при подготовке проб горных пород к анализу – дроблении и истирании горной породы – самородное золото плющится, превращаясь в микрочешуйки, и распределяется по пробе крайне неравномерно. Разумеется, данный эффект будет наиболее значимым только в случае наличия в породе крупных частиц самородного золота. В любом случае заранее, перед проведением химического анализа, невозможно знать, какая именно масса навески пробы обеспечит ее достаточную представительность по содержанию золота во всем объеме (в геологии принята единица концентрации грамм на тонну). Считается, что чем больше масса пробы, тем она представительней и тем правильней анализ. Именно поэтому пробирная плавка до сих пор является обязательным (и арбитражным) методом при подсчете запасов благородных металлов при разработке месторождений. Однако, чем больше

навеска, тем дороже анализ, причем его цена может возрасти многократно, а производительность столь же многократно упасть. Поэтому экономически и практически чрезвычайно важно определить, какая же минимальная масса навески необходима для обеспечения гомогенности пробы при определении золота. Следует отметить, что все остальные вопросы, в частности анализ низких содержаний, с успехом решаются с применением новых высокочувствительных приборов, позволяющих обходиться весьма малыми навесками. В настоящее время для пробирной плавки используют навески 30–50 г.

Другое существенное преимущество пробирной плавки — в ее процессе происходит отделение благородных металлов от матричных элементов и их концентрирование в корольке. Это обстоятельство приводит к значительному облегчению состава анализируемых растворов и возможности их анализа современными методами.

Хотя пробирная плавка и является эффективным и общепризнанным способом растворения проб, тем не менее технология ее применения очень сильно зависит от состава пробы, поэтому зачастую качество анализа определяется опытом и мастерством исполнителя. Кроме того, используемые реактивы должны иметь высокую степень чистоты, поскольку это обстоятельство оказывает первостепенное влияние на обеспечение низких пределов обнаружения химических элементов. Поскольку в данном способе разложения используется большое количество реактивов, это приводит к значительному удорожанию анализа. Еще одним осложняющим моментом является необходимость предварительного обжига пробы, содержащей серу (сульфиды), мышьяк и сурьму, так как эти элементы обусловливают неполноту перехода благородных металлов в королек при дальнейшей плавке. В случае большого разнообразия матричного состава в одной партии проб гораздо более предпочтительны методики кислотного растворения как более универсальные.

Используют азотную, соляную, серную, плавиковую (фтороводородную) кислоты, фторид аммония, пероксид водорода – в различных комбинациях (в том числе, царскую водку) [2; 6; 7–9; 12; 13]. Для наиболее полного переведения в раствор благородных металлов, содержащихся в пробе, не растворившийся после обработки кислотами остаток сплавляют со щелочами и/или пероксидом натрия или другими плавнями, выщелачивают и полученный раствор присоединяют к полученному на предыдущей стадии.

Во всех известных способах, основанных на кислотном вскрытии, первая стадия разложения является окислительной и имеет целью полное переведение всего вещества пробы в раствор, включая как основные элементы, так и анализируемые благородные металлы.

Основные технологические операции для определения количественного содержания благородных металлов в исследуемых пробах горных пород в известных методиках: 1. Окислительная стадия с использованием концентрированных плавиковой, азотной, соляной кислот, царской водки, перекиси водорода — всего примерно 300 мл кислот.

2. Растворение остатка в 2Н соляной кислоте, фильтрование и сохранение раствора для анализа.

3. Сплавление нерастворимого осадка, остающегося на фильтре, с сильным окислителем, например с пероксидом натрия.

4. Выщелачивание плава и соединение этого раствора с полученным на стадии 2.

5. Концентрирование благородных металлов на активированном угле (или другом сорбенте), коллекторе или экстракцией в органический растворитель или ионные жидкости [5].

Таким образом, конечный раствор будет содержать всю пробу в виде солей (кроме силикатной части). Фторид-ион невозможно полностью вытеснить азотной кислотой, поэтому в растворе остаются нерастворимые соли плавиковой кислоты, а также гели солей алюминия и остатков кремниевой кислоты. Осадки и гели долго отстаиваются и плохо фильтруются из-за высокой общей концентрации солей, в том числе и малорастворимого фторида кальция.

Получаемый на первой стадии раствор содержит соли основных элементов в количествах, во много раз превышающих концентрацию определяемых микрокомпонентов. В этом случае определение благородных металлов вызывает большие затруднения ввиду их весьма низких содержаний в пробах на фоне мешающего влияния основных компонентов.

В известных способах определения количественного содержания благородных металлов в растворах в подавляющем большинстве применяют метод атомно-абсорбционной спектрометрии. Однако он требует индивидуального подхода к анализу каждого элемента, что сильно усложняет процедуру и становится источником дополнительных ошибок. Поэтому непременная часть атомно-абсорбционного анализа – выделение и концентрирование благородных металлов в органических растворителях, на сорбентах (Полиоргс IV) или коллекторах – металлах или солях (теллур).

В последнее время получает развитие метод масс-спектрометрического анализа, позволяющий одновременно анализировать Au и МПГ в растворе при условии, что его состав не содержит мешающие компоненты, которые вследствие изобарических наложений в процессе съемки масс-спектра могут помешать правильному определению концентраций химических элементов.

Принципы, положенные в основу новой методики по анализу геологических проб на содержание благородных металлов. В ЦЛ ВСЕГЕИ была разработана новая методика определения Au и элементов платиновой группы Pt, Pd, Rh, Ru, Ir из одной навески методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, основанная на техническом решении, защищенном патентом РФ № 2425363 (патентообладатель ФГБУ «ВСЕГЕИ») [10].

Существенное отличие этой методики от предыдущих — замена окислительной стадии на восстановительную в процессе переведения твердых проб в раствор.

Восстановительная сталия реализуется новой специальным образом подобранной средой (вес. %): щавелевая кислота (2-3), концентрированные серная (10–12), фосфорная (9–11) и плавиковая (70-80) кислоты в соотношении масса пробы и масса кислот от 1:5 до 1:10. Каждому компоненту этой среды отводится своя роль. Плавиковая (фтороводородная) кислота реагирует с силикатами пробы и, образуя легколетучий фторид кремния, способствует его удалению из раствора. Серная и фосфорная кислоты вытесняют фторид-ион из труднорастворимого фторида кальция. Щавелевая кислота обеспечивает восстановительную среду и переводит в металлическую форму благородные металлы, присутствующие в пробе в виде растворимых солей, что было подтверждено экспериментально. После проведения стадии разложения раствор выпаривают до состояния влажных солей и добавляют к остатку горячую воду. Получаемый раствор имеет умеренно-кислую реакцию, что обеспечивает хорошую растворимость серно- и фосфорнокислых солей, при этом все благородные металлы остаются в осадке. Раствор с осадком тщательно переносят в центрифужную пробирку объемом 50 мл и центрифугируют в течение 10 мин при скорости вращения центрифуги 3000 об/мин. Супернатант отбрасывают, осадок промывают еще два раза горячей водой, повторяя процедуру центрифугирования. Затем осадок переносят на фильтр, высушивают, озоляют фильтр и сплавляют остаток с пероксидом натрия, как предусмотрено стандартными методиками.

В результате такой обработки пробы происходит фактическое уменьшение навески в 2–10 раз за счет удаления балластных компонентов. При этом осуществляется концентрирование благородных металлов. Предварительный обжиг проб для удаления сульфидной серы и углистой компоненты не требуется. Более того, наличие углистой компоненты способствует удержанию благородных металлов в нерастворимой части пробы в начальной стадии разложения. В дальнейшем эта операция совмещается с высушиванием и обжигом пробы перед сплавлением с пероксидом натрия. В табл. 1 представлены основные стадии методик и их наиболее важные отличия.

Новую методику с масс-спектрометрическим окончанием можно отнести к универсальному способу количественного определения благородных металлов в горных породах и рудах различного состава, поскольку, во-первых, состав проб в большой степени нивелируется посредством пробоподготовки, а во-вторых, конструкционные возможности современных масс-спектрометров с ИСП позволяют избежать ошибок, связанных с изобарическими наложениями, которые могут быть обусловлены сложным матричным составом проб. Оптимизация параметров анализа способствует минимизации помех.

Применение масс-спектрометров Agilent 7700х или Agilent 7900 в режиме работы с гелием позволяет обеспечить самое эффективное удаление полиатомных интерференций (помех) при анализе образцов сложного и переменного составов. В табл. 2 приведены оптимальные параметры работы данного масс-спектрометра, которые автоматически выполняются при анализе проб на шесть элементов.

Разработанная методика позволяет достичь низких пределов определения для всех шести

Таблица 1

| Стадия | Стандартные методики   | МП № 22 ЦЛ ВСЕГЕИ  |
|--------|--|--|
| 1      | Предварительный обжиг для удаления сульфидной<br>серы и углистой компоненты. Промывка пробы<br>разбавленной соляной кислотой для разложения<br>карбонатов и удаления водорастворимых солей | Не требуется   |
| 2      | Окислительная стадия – 300 мл кислот (HNO <sub>3</sub> , HCl, HF, царская водка)   | Восстановительная стадия — 60 мл кислот (HF, $H_2SO_4, H_3PO_4) + C_2O_4H_2$   |
| 3      | Растворение остатка в 2H HCl, фильтрование и со-<br>хранение раствора для анализа  | Остаток тщательно промывают горячей водой,<br>центрифугируют осадок, «промывку» отбрасыва-<br>ют – фактическое уменьшение навески в 2–10 раз |
| 4      | Сплавление нерастворимого остатка с пероксидом натрия  | Сплавление нерастворимого остатка с пероксидом натрия  |
| 5      | Выщелачивание плава и соединение раствора с по-<br>лученным на стадии 2  | Выщелачивание плава  |
| 6      | Концентрирование Аи и ЭПГ на активированном угле или экстракцией в органический растворитель   | Не требуется   |
| 7      | Анализ методом атомно-абсорбционной спектро-<br>метрии (одноэлементный анализ экстрактов; по-<br>очередно)   | Анализ методом масс-спектрометрии с индуктив-<br>но-связанной плазмой (одновременный анализ<br>шести элементов из одного раствора)           |

Основные стадии стандартных методик и методики ЦЛ ВСЕГЕИ

### Таблица 3

Таблица 2

Основные параметры работы масс-спектрометра Agilent 7700х, адаптированные к анализу проб на содержание благородных металлов и обеспечивающие низкие пределы обнаружения

| Параметр съемки                                   | Химические элементы    |                          |  |  |  |
|---|------------------------|--------------------------|--|--|--|
| масс-спектра                                      | Au, Pt, Ru, Ir         | Pd, Rh                   |  |  |  |
| Режим   | HE-HMI<br>Dilution Gas | НЕне-НМІ<br>Dilution Gas |  |  |  |
| Мощность генератора                               | 1600 Вт                | 1600 Вт                  |  |  |  |
| Скорость потока основ-<br>ного газа (аргона)      | 0,34 л/мин             | 0,34 л/мин               |  |  |  |
| Скорость потока<br>разбавляющего газа<br>(аргона) | 0,57 л/мин             | 0,57 л/мин               |  |  |  |
| Скорость потока гелия<br>в ОРУ *                  | 4,3 мл/мин             | 10 мл/мин                |  |  |  |
| Напряжение дискрими-<br>нации в ОРУ *             | 3 B                    | 7 B                      |  |  |  |
| Время измерения одно-<br>го аналита               | 1 c                    | 1 c                      |  |  |  |
| Время промывки систе-<br>мы ввода                 | 5 мин                  | 5 мин                    |  |  |  |

\* Столкновительная ячейка.

элементов — 0,002 г/т (предел обнаружения еще в 3 раза ниже) на масс-спектрометре с ИСП Agilent 7700х при исходной навеске пробы 10 г.

Существенное преимущество новой методики — сокращение времени проведения анализа, поскольку в данном случае не требуется ни дополнительных предварительных операций (они совмещаются со стадией восстановительного разложения либо высушивания и обжига остатков пробы перед сплавлением), ни затрат времени и сил на избирательное концентрирование Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir перед стадией анализа растворов.

Кроме этого, к неоспоримым достоинствам новой методики относятся:

 уменьшение расхода кислот в 5 раз, что значительно улучшает экологическую обстановку в лаборатории и финансовую составляющую анализа,

 исключение потери аналита и повышение правильности анализа как следствие устранения ряда стадий процесса разложения и массспектрометрического определения,

повышение производительности труда
 в 4–5 раз за счет сокращения длительности процесса.

Оценка работоспособности новой методики по критериям качества анализа в межлабораторных сличительных испытаниях. Объективным критерием работоспособности методики и ее применимости для анализа разных типов пород и руд являются результаты участия лаборатории в независимых экспериментах — межлабораторных сличительных испытаниях (МСИ).

| Результаты анализа платиносодержащих руд |  |
|--|--|
| на концентрацию платины, г/т             |  |

| а про-<br>а МСИ<br>0-2016<br>санное<br>ие |                      | По                   | лученное<br>начение  | lekc                 | чение                      |  |
|---|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------------|--|
| Шифр<br>образи<br>вайдер<br>N <u></u> 7-Р | Припь<br>значен      | AAC                  | ИСП МС               | <sup>д</sup> ни-[Z]  | Заклю                      |  |
| QC-35<br>QC-36<br>QC-37                   | 0,23<br>0,82<br>2,05 | 0,27<br>0,71<br>1,98 | 0,27<br>0,74<br>2,03 | 0,59<br>0,49<br>0,10 | Удовл.<br>Удовл.<br>Удовл. |  |

В России функционирует ряд провайдеров МСИ, которые проводят испытания по различным схемам. Признанными провайдерами в области испытаний геологических образцов на определение химического состава в нашей стране являются ФГБУ «ВИМС» и ООО «НТЦ «Мин-Стандарт», которые постоянно организуют МСИ по различным программам анализа горных пород и руд: цветным и благородным металлам, углероду, сере и др. В этих программах обычно участвует от 5 до 10 профильных лабораторий, в том числе и ЦЛ ВСЕГЕИ, по объектам, включенным в область аккредитации. С целью апробации новой методики лаборатория принимала участие в ряде программ по определению золота и элементов платиновой группы в геологических образцах.

Оценку качества результатов проводят, как правило, по Z-показателю, рассчитывающемуся по формуле Z = (x - X)/s, где x – результат участника, X – опорное значение, в качестве которого часто принимают среднее по выборке (приписанное значение), за исключением результатов аутсайдеров, s – оценка стандартного отклонения среднего значения. Иногда величина s рассчитана как функция Горвица [14] и задана заранее. При нормальном распределении ожидается, что 95 % результатов попадает в интервал, полуширина которого равна двум стандартным отклонениям среднего значения. Исходя из этого, при  $|Z| \le 2,0$ результат считают удовлетворительным относительно данной выборки.

В табл. 3 приведены результаты МСИ № 7-РО-2016 по определению содержания платины в платиносодержащих рудах (провайдер ООО «НТЦ «МинСтандарт»). В программе приняли участие пять лабораторий. ЦЛ ВСЕГЕИ представила данные, полученные по методике с атомноабсорбционным окончанием и новой методике.

По данным таблицы очевидно, что лаборатория успешно справилась с поставленной задачей: *Z*-индекс оказался намного меньше 2. Более того, методика с масс-спектрометрическим окончанием позволила получить результаты, более близкие к среднему значению.

В программе МСИ № 3.7/2017 «Руды цветных металлов и продукты их переработки» (провайдер ФГБУ «ВИМС») участвовали 14 лабораторий. Таблица 4

Результаты анализа образцов руды на содержание золота и платиноидов, г/т

| Шифр<br>образца | Химический<br>элемент | Приписанное<br>значение | Полученное<br>значение | Z -индекс | Заключение |
|-----------------|-----------------------|-------------------------|------------------------|-----------|------------|
|                 |                       | Руда сульфилная         | мелно-ни               | келева    | я          |
| *               |                       | медистовк               | рапленная              | R         |            |
| 17              | Au                    | $0.29 \pm 0.05$         | 0,34                   | 0,56      | Удовл.     |
| /20             | Pt                    | $1,15 \pm 0,08$         | 1,17                   | 0,06      | »          |
| 11              | Pd                    | $4,53 \pm 0,34$         | 5,02                   | 0,51      | »          |
| K1              | Rh                    | $0,025 \pm 0,004$       | 0,030                  | 0,63      | »          |
| 0               | Ru                    | $0,0062 \pm 0,0009$     | 0,0074                 | 0,63      | »          |
|                 | Ir                    | $0,0025 \pm 0,0003$     | 0,0024                 | 0,13      | »          |
|                 |                       | Хвосты о                | твальные               |           |            |
| *               | Au                    | $0,047 \pm 0,006$       | 0,042                  | 0,36      | Удовл.     |
| 201             | Pt                    | $0,37 \pm 0,05$         | 0,39                   | 0,18      | »          |
| 12/             | Pd                    | $1,15 \pm 0,04$         | 1,24                   | 0,32      | »          |
| E               | Rh                    | $0,22\pm0,03$           | 0,24                   | 0,29      | »          |
| OK              | Ru                    | $0,07\pm0,02$           | 0,08                   | 0,50      | »          |
|                 | Ir                    | $0,024 \pm 0,002$       | 0,022                  | 0,29      | *          |
| *               | Ру                    | да сульфидная мед       | но-никеле              | вая бо    | гатая      |
| 1               | Au                    | $0,18 \pm 0,03$         | 0,19                   | 0,20      | Удовл.     |
| 20]             | Pt                    | $1,38 \pm 0,09$         | 1,29                   | 0,24      | »          |
| 13/             | Pd                    | $6,5 \pm 0,4$           | 7,2                    | 0,54      | *          |
| X1              | Rh                    | $0,89\pm0,09$           | 0,92                   | 0,13      | *          |
| IO I            | Ru                    | $0,27 \pm 0,04$         | 0,26                   | 0,13      | »          |
|                 | Ir                    | $0,087 \pm 0,015$       | 0,091                  | 0,15      | *          |
| * *             |                       |                         |                        |           |            |
| /16             |                       | Рула мелная             | (MST-A1                | 22)       |            |
| 35,             | Au                    | 0.091                   | 0.082                  | 0.33      | Уловл.     |
| 0-1             | 1.10                  | 0,051                   | 0,002                  | 0,00      | • domi     |
|                 |                       |                         |                        |           |            |
| ** 9            | X                     | восты отвальные м       | едного пр              | оизвод    | ства       |
| 6/1             |                       | (MST                    | -A123)                 |           |            |
| -13(            | Au                    | 0,065                   | 0,050                  | 0,77      | Удовл.     |
| Ċ               |                       |                         |                        |           |            |
| -               |                       |                         |                        |           |            |

\* Провайдер ФГБУ «ВИМС», МСИ № 3.7/2017.

\*\* Провайдер ООО «НТЦ «МинСтандарт», МСИ № G-Ср-2018.

Определяемые характеристики — никель, медь, кобальт, платина, палладий, родий, рутений, иридий, золото, серебро, мышьяк, селен, цинк, свинец. Было проанализировано три образца, Результаты по определению золота и элементов платиновой группы представлены в табл. 4.

В МСИ № G-Ср-2018 (провайдер ООО «НТЦ «МинСтандарт») определяемыми характеристиками были низкие содержания золота в медных рудах и хвостах отвальных медного производства. ЦЛ ВСЕГЕИ представила данные, полученные по новой методике с масс-спектрометрическим окончанием (табл. 4).

Из табл. 4 следует, что *Z*-индекс по всем элементам значительно ниже критического значения 2,0 (меньше 1,0), что подтверждает соответствие полученных результатов средним значениям по выборке.

Таким образом, единственным принципиальным моментом при выборе между пробирной плавкой и кислотным разложением остается вопрос, обеспечивает ли навеска 10 г. используемая в данной методике, необходимую представительность при стандартной процедуре истирания проб до крупности зерна 0,074 мкм (200 меш). В основном этот вопрос имеет принципиальное значение при анализе проб на золото. Следует отметить, что в научной литературе полностью отсутствуют сведения о проведении полномасштабных экспериментов по определению оптимальной навески пробы для получения достоверных результатов при анализе платиноидов, однако по умолчанию считают данный вопрос не столь существенным, как для золота.

Для объективной оценки этого обстоятельства были использованы результаты межлабораторных экспериментов, проводимых в рамках международной программы проверки квалификации Round Robin (Geostats Pty Ltd, Австралия) по анализу горных пород и руд различного состава, в которой с 2010 г. участвует на постоянной основе ЦЛ ВСЕГЕИ. Наряду с определением базовых элементов (Cu, Pb, Zn, Ni, Co и As), а также серебра, серы, углерода большое внимание уделяется определению золота в различных матрицах в широком интервале концентраций (от тысяч грамм на тонну до первых милиграмм на тонну). Следует подчеркнуть, что участие в данной программе – единственная возможность оценить качество определения лабораторией сверхнизких содержаний золота в независимом эксперименте.

Программа включает два раунда в год, в ней принимает участие более 240 лабораторий мира. Из всего списка лабораторий-участниц только семь — формально российских. При этом две из них — филиалы ALMS (Alex Stewart), одна — филиал SGS. Количество лабораторий горнорудных предприятий — 101, коммерческих — 140.

Многие лаборатории являются филиалами крупнейших мировых сетевых лабораторных организаций – ACTLABS, SGS, ALSM.

Все лаборатории были условно разделены провайдером на две категории: коммерческие (к ним отнесена ЦЛ ВСЕГЕИ) и шахтные (горнорудные). По всем разделам программы последние лидируют по количеству «выскакивающих» результатов. Особенно велики эти «отскоки» (в сторону увеличения) для раздела программы «низкие содержания золота». Недаром в руководстве по качеству компании AngloGold Ashanti (ЮАР) запрещается привлекать для анализа на золото лаборатории горнорудного производства при проведении поисковых и разведочных работ: очень велика опасность заражения проб. Вообще количество лабораторий-участниц по этому разделу обычно в 2-3 раза меньше общего числа участников программы.

С момента участия ВСЕГЕИ в этой программе золото после переведения пробы в раствор определялось методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Начиная с 2016 г. для определения низких содержаний золота в пробах (до 1 г/т) наряду со стандартной методикой использовали описанную выше масс-спектрометрическую. Результаты раундов 2016—2018 гг. сведены в табл. 5. Приведены данные ЦЛ (средние значения из трех параллельных опытов), средние значения по выборке из результатов всех участников, за исключением аутсайдеров, стандартные отклонения по выборке от среднего, показатель Z. Критическим абсолютным значением показателя Z организаторами программы выбрано значение 3,0.

Из таблицы следует, что *Z*-индекс по всем пробам и в этом случае значительно ниже критического значения (по абсолютной величине). А это указывает на полное соответствие полученных результатов средним значениям по выборке. На рисунке приведено распределение *Z*-индекса при анализе проб с низким содержанием золота,

Таблица 5

| Результаты определения низких содержаний золота в образцах горных пород и руд |
|---|
| по программе Round Robin (Австралия), г/т                                     |

| Раунд        | Шифр образца  | ЦЛ ВСЕГЕИ  | Среднее  | Стандартное<br>отклонение  | Z  | Оценка                                    |  |
|--------------|---|--|--|--|--|---|--|
| Апрель 2016  | GLG-316-1<br>GLG-316-2<br>GLG-316-3<br>GLG-316-4<br>GLG-316-5<br>G-316-1<br>G-316-3<br>G-316-4<br>G-316-5 | $\begin{array}{c} 0,078\\ 0,169\\ < 0,002\\ < 0,002\\ < 0,002\\ 0,32\\ 0,21\\ 0,24\\ 0,53\end{array}$        | $\begin{array}{c} 0,077\\ 0,151\\ 0,003\\ 0,003\\ 0,004\\ 0,31\\ 0,21\\ 0,24\\ 0,50\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} 0,006\\ 0,013\\ 0,002\\ 0,002\\ 0,003\\ 0,02\\ 0,01\\ 0,01\\ 0,02\\ \end{array}$ | 0,14<br>1,45<br>#<br>#<br>0,66<br>0,22<br>0,27<br>1,09                       | Удовл.<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»<br>» |  |
| Октябрь 2016 | GLG-916-1<br>GLG-916-2<br>GLG-916-3<br>GLG-916-4<br>GLG-916-5<br>G-916-3<br>G-916-4                       | $\begin{array}{c} 0,002\\ 0,002\\ < 0,002\\ < 0,002\\ 0,022\\ 1,05\\ 0,54 \end{array}$                       | $\begin{array}{c} 0,005\\ 0,003\\ 0,003\\ 0,003\\ 0,023\\ 1,01\\ 0,51 \end{array}$                 | 0,003<br>0,002<br>0,002<br>0,002<br>0,003<br>0,04<br>0,02  | -1,04<br>-0,87<br>#<br>#<br>-0,43<br>1,12<br>1,25                            | »<br>»<br>»<br>»<br>»                     |  |
| Апрель 2017  | GLG-317-1<br>GLG-317-2<br>GLG-317-3<br>GLG-317-4<br>GLG-317-5<br>G-917-6<br>G-917-7                       | $\begin{array}{c} 0,142\\ 0,186\\ 0,091\\ < 0,002\\ 0,080\\ 0,772\\ 0,757\end{array}$                        | $\begin{array}{c} 0,150\\ 0,190\\ 0,096\\ 0,003\\ 0,077\\ 0,76\\ 0,75 \end{array}$                 | $\begin{array}{c} 0,010\\ 0,012\\ 0,007\\ 0,002\\ 0,006\\ 0,04\\ 0,03 \end{array}$                 | $\begin{array}{c} -0,96\\ -0,34\\ -0,56\\ \#\\ 0,70\\ 0,3\\ 0,23\end{array}$ | »<br>»<br>»<br>»<br>»                     |  |
| Октябрь 2017 | GLG-917-1<br>GLG-917-2<br>GLG-917-3<br>GLG-917-4<br>GLG-917-5   | 0,0578<br>0,1977<br>0,2452<br>0,0023<br>< 0,002  | 0,060<br>0,190<br>0,222<br>0,004<br>0,004  | 0,004<br>0,010<br>0,014<br>0,004<br>0,003  | $\begin{array}{c} -0,55\\ 0,77\\ 1,66\\ -0,42\\ \#\end{array}$               | »<br>»<br>»<br>»                          |  |
| Апрель 2018  | GLG-318-1<br>GLG-318-2<br>GLG-318-3<br>GLG-318-4<br>GLG-318-5<br>G-318-1<br>G-318-3<br>G-318-7<br>G-316-8 | $\begin{array}{c} 0,266 \\ < 0,002 \\ 0,200 \\ 0,242 \\ < 0,002 \\ 1,09 \\ 0,66 \\ 0,29 \\ 0,82 \end{array}$ | 0,259<br>0,003<br>0,214<br>0,239<br>0,003<br>1,05<br>0,73<br>0,31<br>0,79                          | $\begin{array}{c} 0,013\\ 0,002\\ 0,013\\ 0,013\\ 0,002\\ 0,04\\ 0,03\\ 0,01\\ 0,03\\ \end{array}$ | $0,51 \\ # \\ -1,06 \\ 0,26 \\ # \\ 1,03 \\ -1,24 \\ -1,11 \\ 1,07 \\ $      | »<br>»<br>»<br>»<br>»                     |  |
| Октябрь 2018 | GLG-918-1<br>GLG-918-2<br>GLG-918-3<br>GLG-918-4<br>GLG-918-5   | 0,094<br>0,044<br>0,107<br>0,023<br>0,013  | 0,098<br>0,046<br>0,083<br>0,025<br>0,015  | 0,009<br>0,007<br>0,011<br>0,005<br>0,005  | $-0,41 \\ -0,27 \\ 2,19 \\ -0,41 \\ -0,37$                                   | »<br>»<br>»<br>»                          |  |
| Октябрь 2019 | GLG-919-1<br>GLG-919-2<br>GLG-919-3<br>GLG-919-4<br>GLG-919-5   | 0,118<br>0,686<br>0,077<br>0,012<br>0,036  | 0,122<br>0,636<br>0,077<br>0,011<br>0,035  | 0,008<br>0,035<br>0,006<br>0,002<br>0,003  | $\begin{array}{c} -0,43 \\ 1,43 \\ 0,02 \\ 0,38 \\ 0,32 \end{array}$         | »<br>»<br>»                               |  |

Таблица б

Результаты определения золота в пробах горных пород различными методами с «полным» разложением проб по программе профессионального тестирования Round Robin (Geostats Pty Ltd, Австралия), г/т

| Раунд           | Шифр  | Среднее, про-<br>бирная плавка –<br>ААС, 50 г  | ВСЕГЕИ. Кислот-<br>ное разложение –<br>ИСП МС, 10 г   | <i>Z</i>   | Соответствие отрас-<br>левому нормативу<br>ОСТ 41-08-214-04 | Becquerel<br>Lab. Канада<br>NAA  | 2  | IQR,<br>ppm  |
|-----------------|---|--|---|--|---|--|--|--|
| Апрель<br>2016  | G-316-1<br>G-316-2<br>G-316-3<br>G-316-4<br>G-316-5<br>G-316-6<br>G-316-7<br>G-316-8<br>G-316-9<br>G-316-10 | $\begin{array}{c} 0,31\\ 1,04\\ 0,21\\ 0,24\\ 0,50\\ 1,40\\ 5,85\\ 6,11\\ 1,75\\ 4,65\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} 0,32\\ 1,01\\ 0,21\\ 0,24\\ 0,53\\ 1,40\\ 6,06\\ 6,32\\ 1,78\\ 5,96\end{array}$           | $\begin{array}{c} 0,66\\ 0,90\\ 0,22\\ 0,27\\ 1,09\\ 0,06\\ 1,15\\ 1,02\\ 0,24\\ 4,85 \end{array}$   | Соотв.  | $\begin{array}{c} 0,33\\ 1,26\\ 0,22\\ 0,24\\ 0,50\\ 1,37\\ 6,37\\ 6,10\\ 1,57\\ 4,33 \end{array}$     | $\begin{array}{c} 1,16\\ 6,25\\ 0,99\\ 0,27\\ 0,16\\ 0,65\\ 2,81\\ 0,04\\ 1,51\\ 1,16\end{array}$    | $\begin{array}{c} 0,03\\ 0,05\\ 0,02\\ 0,01\\ 0,03\\ 0,06\\ 0,23\\ 0,26\\ 0,16\\ 0,36\\ \end{array}$ |
| Октябрь<br>2016 | G-916-1<br>G-916-2<br>G-916-3<br>G-916-4<br>G-916-5<br>G-916-6<br>G-916-7<br>G-916-8<br>G-916-9<br>G-916-10 | $1,72 \\ 1,98 \\ 1,01 \\ 0,51 \\ 19,92 \\ 30,94 \\ 4,51 \\ 3,20 \\ 3,13 \\ 2,81$                     | $ \begin{array}{c} 1,74\\2,03\\1,05\\0,54\\21,20\\32,70\\4,70\\3,63\\3,91\\3,54\end{array} $                | 0,28<br>0,79<br>1,12<br>1,25<br>1,86<br>2,01<br>1,37<br>3,58<br>4,11<br>5,21                         | »<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»                                  |  |  | $\begin{array}{c} 0,07\\ 0,07\\ 0,05\\ 0,03\\ 0,75\\ 0,92\\ 0,20\\ 0,14\\ 0,24\\ 0,17\\ \end{array}$ |
| Апрель<br>2017  | G-317-1<br>G-317-2<br>G-317-3<br>G-317-4<br>G-317-5<br>G-317-6<br>G-317-7<br>G-317-8<br>G-317-9<br>G-317-10 | 11,03<br>12,97<br>16,81<br>23,97<br>4,23<br>0,21<br>1,75<br>5,85<br>6,11<br>9,82                     | $ \begin{array}{c} 10,26\\ 13,96\\ 18,25\\ 27,00\\ 4,19\\ 0,32\\ 2,00\\ 5,88\\ 6,68\\ 10,70\\ \end{array} $ | 1,98<br>2,55<br>2,37<br>3,65<br>0,28<br>5,5<br>2,07<br>0,18<br>2,76<br>2,75                          | »<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»                                  |  |  | 0,47<br>0,50<br>0,78<br>1,02<br>0,18   |
| Октябрь<br>2017 | G-917-1<br>G-917-2<br>G-917-3<br>G-917-4<br>G-917-5<br>G-917-6<br>G-917-7<br>G-917-8<br>G-917-9<br>G-917-10 | 48,52<br>24,36<br>24,59<br>5,10<br>4,90<br>0,76<br>0,75<br>17,12<br>12,14<br>3,33                    | 48,67<br>24,3<br>24,67<br>5,14<br>4,88<br>0,772<br>0,757<br>17,14<br>12,16<br>3,12                          | $\begin{array}{c} 0,13\\ 0,08\\ 0,14\\ 0,22\\ 0,11\\ 0,3\\ 0,23\\ 0,04\\ 0,05\\ 1,61\\ \end{array}$  | »<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»                                  |  |  | $\begin{array}{c} 1,24\\ 0,85\\ 0,76\\ 0,22\\ 0,21\\ 0,04\\ 0,04\\ 0,54\\ 0,50\\ 0,15\\ \end{array}$ |
| Апрель<br>2018  | G-318-1<br>G-318-2<br>G-318-3<br>G-318-4<br>G-318-5<br>G-318-6<br>G-318-7<br>G-318-8<br>G-318-9<br>G-318-10 | 1,05 2,04 0,73 5,93 3,90 2,70 0,31 0,79 1,15 4,58  | 1,09<br>2,03<br>0,66<br>5,92<br>3,83<br>2,78<br>0,29<br>0,82<br>1,17<br>4,03                                | $\begin{array}{c} 1,03\\ 0,15\\ 1,24\\ 0,05\\ 0,56\\ 0,83\\ 1,11\\ 1,07\\ 0,36\\ 3,23\\ \end{array}$ | »<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»                                  | 1,072,050,726,304,102,600,310,781,174,80   | $\begin{array}{c} 0,57\\ 0,12\\ 0,01\\ 1,85\\ 1,59\\ 1,00\\ 0,02\\ 0,22\\ 0,36\\ 1,31\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} 0,05\\ 0,08\\ 0,04\\ 0,25\\ 0,15\\ 0,11\\ 0,02\\ 0,03\\ 0,06\\ 0,21\\ \end{array}$ |
| Октябрь<br>2018 | G-918-1<br>G-918-2<br>G-918-3<br>G-918-4<br>G-918-5<br>G-918-6<br>G-918-7<br>G-918-8<br>G-918-9<br>G-918-10 | $\begin{array}{c} 0,36\\ 1,43\\ 0,52\\ 1,24\\ 0,86\\ 3,38\\ 5,87\\ 33,57\\ 48,26\\ 1,46\end{array}$  | $\begin{array}{c} 0,37\\ 1,51\\ 0,51\\ 1,25\\ 0,82\\ 3,60\\ 5,91\\ 39,18\\ 47,05\\ 1,47 \end{array}$        | $\begin{array}{c} 0,57\\ 1,27\\ 0,40\\ 0,24\\ 1,08\\ 2,06\\ 0,18\\ 4,75\\ 0,68\\ 0,14\\ \end{array}$ | »<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»<br>»                        | $\begin{array}{c} 0,37\\ 1,46\\ 0,53\\ 1,25\\ 0,87\\ 3,55\\ 6,00\\ 33,00\\ 48,50\\ 1,50\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} 0,39\\ 0,50\\ 0,39\\ 0,24\\ 0,18\\ 1,58\\ 0,61\\ 0,49\\ 0,14\\ 0,71\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} 0,03\\ 0,08\\ 0,03\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,14\\ 0,22\\ 1,10\\ 1,98\\ 0,07\\ \end{array}$ |



Значения Z-индекса по результатам ЦЛ ВСЕГЕИ при анализе проб с низким содержанием Au (Round Robin)

которое наглядно показывает соответствие полученных результатов очень строгим требованиям провайдера, причем наблюдается симметричное распределение отрицательных и положительных значений относительно нулевой линии, что свидетельствует об отсутствии систематики в погрешности анализа.

В табл. 6 приведены данные по анализу проб с более высокими содержаниями золота, которые были получены разными методами: все участники применяли пробирную плавку (навеска 50 г), ЦЛ ВСЕГЕИ – новую методику с кислотным вскрытием и ИСП МС окончанием (навеска 10 г). Для сравнения приведены также результаты анализа части проб, выполненные канадской лабораторией методом нейтронной активации.

Данные таблицы, полученные одним методом в разных лабораториях, очень близки друг другу, а рассчитанное отклонение от среднего (интерквартильный размах выборки – IQR) весьма незначительно. Тем не менее данные, полученные в ЦЛ ВСЕГЕИ по альтернативной методике с использованием в пять раз меньшей навески, чем в ходе пробирной плавки, в подавляющем большинстве случаев укладываются в интервал допустимых значений даже при столь строгой оценке результатов. В тех же случаях, где наблюдается небольшое превышение допустимых значений Z-индекса, результаты, однако, полностью соответствуют отраслевому нормативу ОСТ 41-08-214-04 для методик III категории точности [3].

Заключение. Отметим, что до сих пор бытующее в геологических кругах мнение о незаменимости пробирной плавки для определения золота сильно преувеличено. Скорее, это связано с некоторой инерционностью подхода к анализу геологических материалов, а также, несомненно, с отсутствием публикаций по широким независимым сравнительным экспериментам с использованием арбитражных и новейших методик. Современные методы исследования вещества, в ряду которых ИСП МС занимает лидирующее место, позволяют достичь более низких пределов определения благородных металлов из навесок, меньших в 3–5 раз, но с той же точностью, что и было доказано с помощью независимых международных экспериментов. При этом используется гораздо более универсальный прием вскрытия проб различного состава – кислотное разложение, менее затратное и более экологичное. Разумеется, речь не идет о крупном золоте месторождений, но в этом случае и навеска 50–100 г не гарантирует правильности определения в единицах грамм на тонну.

Новая методика переведения проб различного матричного состава в раствор с массспектрометрическим окончанием, разработанная в ЦЛ ВСЕГЕИ, обладает универсальностью и позволяет анализировать пробы горных пород в широком диапазоне концентраций благородных металлов, в том числе и вблизи заявленных пределов определения, соответствуя по точности III категории отраслевого стандарта.

1. Анализ минерального сырья / Ю. Н. Книпович, Ю. В. Морачевский. Изд-е второе, перераб. и доп. – Л.: Ленгосхимиздат, 1956. – 1055 с.

2. Аналитическая химия металлов платиновой группы: Сборник обзорных статей / Сост. и ред. Ю. А. Золотов, Г. М. Варшал, В. М. Иванов. Изд-е 2-е, стереотипное. – М.: Едиториал УРСС, 2005. – 592 с.

3. Внутренний лабораторный контроль точности (правильности и прецизионности) результатов количественного химического анализа. Управление качеством аналитических работ: ОСТ 41-08-214-04. УКАР. – Введ. 2005.06.01. – М.: РИС ВИМС, 2004. – 92 с.

4. Данилова Ф. И., Федотова И. А., Назаренко Р. М. Пробирно-химико-спектральное определение металлов группы платины и золота в сульфидных медно-никелевых рудах и продуктах их переработки // Заводская лаборатория. – 1982. – Т. 48, № 8. – С. 9–10.

5. Смирнова С. В., Плетнев И. В. Новые ионные жидкости для экстракционного концентрирования // Журнал аналитической химии. – 2019. – Т. 74, № 1. – С. 3.

6. Способ извлечения благородных металлов из раствора сорбцией: пат. 2267544 Российская Федерация / В. Г. Лобанов, Б. К. Радионов, В. И. Скороходов, О. Ю. Горяева, С. А. Лобанова, А. А. Притчин. – № 2004123277/02; заявл. 28.07.2004; опубл. 10.01.2006. Бюл. № 01. – 7 с.

7. Способ качественного и количественного определения органических соединений благородных металлов в породах различного состава: пат. 2354967 Российская Федерация / А. Ф. Сметанников, Б. Л. Серебряный, А. Е. Красноштейн. – № 2007134762/28 2; заявл. 18.09.2007; опубл. 10.05.2009.

8. Способ определения золота: авт. свид. 880985 СССР / А. С. Бажов, Е. А. Соколова. – № 2843784; заявл. 05.10.1979; опубл. 15.11.1981. Бюл. № 42. – 3 с.

9. Способ определения содержания палладия и платины в рудах: пат. 2283356 Российская Федерация / Ю. А. Миргород, В. Ю. Аникин, А. С. Бычихин. – № 2005100165/02; заявл. 11.01.2005; опубл. 10.09.2006. Бюл. № 25. – 4 с.

10. Способ определения количественного содержания благородных металлов в горных породах и отвалах горнорудного производства: пат. 2425363 Российская Федерация / Г. А. Олейникова, М. Н. Сербина, И. В. Реутова – № 2010119745/15; заявл. 17.05.2010; опубл. 27.07.2011. Бюл. 21. – 12 с.

11. Способ пробирного определения золота в рудах и продуктах их переработки: пат. RU 2 288 288 Российская Федерация / Б. Л. Серебряный, Ю. Б. Макаров, Л. Г. Симакова, Л. В. Чекашкина, А. В. Мандругин. – № 2005115829/02; заявл. 25.05.2005; опубл. 27.11.2006.

12. Способ совместного отделения металлов платиновой группы: пат. 2004128063 Российская Федерация / С. Асано, С. Хегури, Й. Манабе, М. Касаи, Х. Курокава. – № 2004128063/02; заявл. 20.09.2004; опубл. 27.04.2009. Бюл. № 12. – 21 с.

13. Afenia P. Treatment of Refractory Gold Ores // Minerals Engineering. – 1991. – Vol. 4. – Pp. 1043.

14. Albert R, Horwitz W. The amazing Horwitz Function // Journal of Analytical Chemistry. – 1997. – Vol. 69. – Pp. 789.

1. Analiz mineral'nogo syr'ya [Analysis of mineral raw materials]. Ed. by Yu. N. Knipovich, Yu. V. Morachevsky. Izd. vtoroe, pererabotannoe i dopolnennoe. Leningrad, Lengos-khimizdat, 1956, 1055 p.

2. Analiticheskaya khimiya metallov platinovoy gruppy: Sbornik obzornykh statey [Analytical chemistry of platinum group metals: Collection of review articles]. Compilers and editors: Yu. A. Zolotov, G. M. Varshal, V. M. Ivanov. Izd. 2-e, stereotipnoe. Moscow, 2005, 592 p.

3. Vnutrenniy laboratornyy kontrol' tochnosti (pravil'nosti i pretsizionnosti) rezul'tatov kolichestvennogo khimicheskogo analiza [Internal laboratory control of the accuracy (correctness and precision) of the results of quantitative chemical analysis]. Upravlenie kachestvom analiticheskikh rabot: OST 41-08-214-04. UKAR. Introduced 2005.09.01. Moscow, 2004, 92 p.

4. Danilova F. I., Fedotova I. A., Nazarenko R. M. Probirno-khimiko-spektral'noe opredelenie metallov gruppy platiny i zolota v sul'fidnykh medno-nikelevykh rudakh i produktakh ikh pererabotki [Assay-chemical-spectral determination of metals of the platinum and gold group in sulfide copper-nickel ores and products of their processing]. *Zavodskaya laboratoriya*, 1982, vol. 48, no. 8, pp. 9–10. (In Russian).

5. Smirnova S. V., Pletnev I. V. New ionic liquids for extraction preconcentration. *Journal of Analytical Chemistry*, 2019, vol. 74, no. 1, pp. 3. (In Russian). 6. Lobanov V. G., Radionov B. K., Skorokhodov V. I., Goryaeva O. Yu., Lobanova S. A., Pritchin A. A. Sposob izvlecheniya blagorodnykh metallov iz rastvora sorbtsiey [Method for extracting noble metals from solution by sorption]. Patent 2267544 Rossiyskaya Federatsiya no. 2004123277/02 (2006).

7. Smetannikov A. F., Serebryanyy B. L., Krasnoshteyn A. E. Sposob kachestvennogo i kolichestvennogo opredeleniya organicheskikh soedineniy blagorodnykh metallov v porodakh razlichnogo sostava [Method for the qualitative and quantitative determination of organic compounds of noble metals in rocks of various composition]. Patent 2354967 Rossiyskaya Federatsiya no. 2007134762/28 2 (2009).

8. Bazhov A. S., Sokolova E. A. Sposob opredeleniya zolota [Method for determining gold]. Avtorskoe svidetel'stvo 880985 Soyuz Sovetskikh Sotsialisticheskikh Respublik no. 2843784 (1981).

9. Mirgorod Yu. A., Anikin V. Yu., Bychikhin A. S. Sposob opredeleniya soderzhaniya palladiya i platiny v rudakh [Method for determining the content of palladium and platinum in ores]. Patent 2283356 Rossiyskaya Federatsiya no. 2005100165/02 (2006).

10. Oleynikova G. A., Serbina M. N., Reutova I. V. Sposob opredeleniya kolichestvennogo soderzhaniya blagorodnykh metallov v gornykh porodakh i otvalakh gornorudnogo proizvodstva [Procedure for determination of quantitative contents of valuable metals in rock and piles of metal mining production]. Patent 2425363 Rossiyskaya Federatsiya no. 2010119745/15 (2011).

11. Serebryanyy B. L., Makarov Yu. B., Simakova L. G., Chekashkina L. V., Mandrugin A. V. Sposob probirnogo opredeleniya zolota v rudakh i produktakh ikh pererabotki [Method for assay determination of gold in ores and products of their processing]. Patent RU 2 288 288 Rossiyskaya Federatsiya no. 2005115829/02 (2006).

12. Asano S., Kheguri S., Manabe Y., Kasai M., Kurokava Kh. Sposob sovmestnogo otdeleniya metallov platinovoy gruppy [Method of joint separation of platinum group metals]. Patent 2004128063 Rossiyskaya Federatsiya no. 2004128063/02 (2009).

13. Afenia P. Treatment of Refractory Gold Ores. *Minerals Engineering*, 1991, vol. 4, pp. 1043.

14. Albert R., Horwitz W. The amazing Horwitz Function. *Journal of Analytical Chemistry*, 1997, vol. 69, pp. 789.

Кудряшов Валерий Леонидович – зав. лабораторией, ЦЛ, ВСЕГЕИ 1. <Valery\_Kudryashov@vsegei.ru

Шевченко Сергей Семенович – канд. геол.-минерал. наук, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <Sergey\_Shevchenko@vsegei.ru> Петров Олег Владимирович – чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>.

<vsegei @vsegei.ru>

*Oleynikova Galina Andreevna* – Candidate of Chemical Sciences, Chief, Central Laboratory, VSEGEI<sup>1</sup>. <Galina\_Oleynikova@vsegei.ru>

Borin Yuriy Nikolaevich - Head of Sector, Central Laboratory, VSEGEI 1. < Iouri\_Borin@vsegei.ru>

Kudryashov Valeriy Leonidovich – Head of Laboratory, Central Laboratory, VSEGEI<sup>1</sup>. <Valery\_Kudryashov@vsegei.ru>

Shishlov Vladimir Anatol'evich - Leading Engineer, Central Laboratory, VSEGEI<sup>1</sup>. <Vladimir\_Shishlov@vsegei.ru>

*Shevchenko Sergey Semenovich* – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy General Director, VSEGEI<sup>1</sup>. <Sergey\_Shevchenko@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI<sup>1</sup>. <vsegei@vsegei.ru>

*Олейникова Галина Андреевна* — канд. хим. наук, начальник, Центральная лаборатория (ЦЛ), ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <Galina\_Oleynikova@vsegei.ru>

Борин Юрий Николаевич – зав. сектором, ЦЛ, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <Iouri\_Borin@vsegei.ru>

Шишлов Владимир Анатольевич – вед. инженер, ЦЛ, ВСЕГЕИ <sup>1</sup>. <Vladimir\_Shishlov@vsegei.ru>

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.

## В. С. ШКОДЗИНСКИЙ (ИГАБМ СО РАН)

## Эволюция геодинамических обстановок в истории Земли

На основании полученных доказательств горячей гетерогенной аккреции Земли выделены три новые геодинамические обстановки, связанные с присутствием глобального магматического океана на ранней стадии эволюции. Приведены доказательства существования на этой стадии обратного геотермического градиента в мантии и отсутствия современных геодинамических обстановок. Последние появились в конце протерозоя после прогрева мантии ядром. Магмы формировались в результате фракционирования магматического океана и путем декомпрессионного и фрикционного переплавления его дифференциатов.

Ключевые слова: геодинамические обстановки, магматический океан, генезис магм.

### V. S. SHKODZINSKIY (DPAMGI SB RAS)

## **Evolution of geodynamic settings in the Earth history**

Three new geodynamic settings associated with the presence of the global magmatic ocean that existed at an early stage of evolution have been identified based on the obtained data of hot heterogeneous accretion of the Earth. Evidence is given for the existence of a reverse geothermal gradient in the mantle at this stage and the lack of recent geodynamic settings. The latter emerged in the late Proterozoic after the mantle was heated by the core. Magmas were formed due to the fractionation of the magmatic ocean and by the decompression and frictional remelting of its differentiates.

Keywords: geodynamic settings, magmatic ocean, magma genesis.

Для цитирования: Шкодзинский В. С. Эволюция геодинамических обстановок в истории Земли // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 85. – С. 103–113.

Введение. Крупнейшим достижением геологической науки является установление во второй половине прошлого столетия расширения океанического дна и разработка на этой основе теории тектоники литосферных плит. Эта теория убедительно объяснила природу главных современных геодинамических обстановок — океанических, субдукционных и коллизионных.

Но непонятными остаются обстановки ранних стадий развития Земли и генезис магм. Очевидно, что для решения этих проблем необходимо знать происхождение Земли. По господствующей гипотезе холодной гомогенной аккреции [22], в раннем докембрии должны были существовать те же обстановки и процессы магмообразования, что и в фанерозое. Однако к настоящему времени получено большое количество доказательств ошибочности этой гипотезы. Они указывают на горячее гетерогенное формирование Земли.

О таком ее происхождении свидетельствуют расчеты, показавшие, что импактное тепловыделение при образовании Земли равно около 9000 ккал/г. Оно было способно разогреть ее вещество на 34 тысячи градусов [12]. Большую величину этого тепловыделения демонстрируют плавление и частичное испарение вещества падающих метеоритов. Следовательно, аккреция была горячей. Это подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах и раннедокембрийских ортогнейсовых комплексах, полным соответствием среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации их различных пород последовательности образования при фракционировании, проекцией ранних геотермических градиентов в область высокой температуры на земной поверхности (до 1000 °C) и многими другими данными [19].

Резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом в отношении содержания в них хорошо растворимых в железе сидерофильных элементов, в двадцать тысяч раз более высокая фугитивность в них кислорода [12; 26], распространение на Земле Н<sub>2</sub>О и  $CO_2$ , а не продуктов их восстановления ( $H_2$ ) и СО), и другие данные указывают, что железные и силикатные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах. Аккреция была гетерогенной. Ядро образовалось раньше мантии в результате объединения железных частиц под влиянием магнитных сил [24], поскольку при небольшом размере тел они были в миллиарды раз мощнее гравитационных [19]. Наглядно это иллюстрирует быстрое объединение намагниченных мелких железных предметов (например, скрепок), тогда как под влиянием сил гравитационного притяжения они никогда не объединятся. Вследствие нахождения на стадии

Т Тельца формирующееся Солнце в это время имело в тысячи раз более мощное магнитное поле, чем сейчас. Это обусловило сильное намагничивание железных частиц протопланетного лиска после остывания его до температуры Кюри и их быстрое объединение. Огромная вязкость мантии (10<sup>22</sup>-10<sup>23</sup> пуаз) и ее высокая окисленность противоречат предположениям о продолжающемся до настоящего времени выделении вещества ядра из мантии [15] или выделению его в архее, что согласуется с данными по изотопам Hf, W, Pb. Они демонстрируют, что на Земле аккреция и выделение ядра имели место в первые 100 млн лет [4; 25; 28], а на Луне – в первые 40 млн лет [8]. Исчезновение протопланетных дисков вокруг звезд с возрастом более 10 млн лет [27] указывает, что аккреция и объединение железных частиц произошли примерно через 5-10 млн лет после образования дисков.

Хадейская панмагматическая геодинамическая обстановка. Импактное плавление вещества при аккреции обусловило возникновение глобального магматического океана. Это позволяет сделать очень важный вывод о том, что при аккреции мантии и некоторое время после завершения ее (в хадее) поверхность Земли была покрыта магмой и на ней существовала панмагматическая геодинамическая обстановка (рис. 1). В опубликованных многочисленных моделях магматического океана обычно не учитывается сильное влияние давления на его кристаллизацию. Поэтому чаще всего предполагается очень большая его глубина – до 3500 км [16]. Однако, как иллюстрирует положительный наклон линий кристаллизации расплава при отсутствии флюидной фазы на Р-Т диаграмме для кислых магм (рис. 2), чтобы не затвердеть до такой глубины температура верхней части магматического океана должна быть около семи тысяч градусов. Большинство слагающих Землю элементов испаряются при первых тысячах градусов. Поэтому при такой высокой температуре верхняя часть магматического океана должна была бы испаряться и теряться в космическом пространстве под влиянием солнечного ветра и большой скорости броуновского движения атомов. Земля прекратила бы свой рост и была бы намного меньше современной.

Процессы кристаллизации придонных частей магматического океана под влиянием роста давления нагрузки возникающих при аккреции верхних частей сильно ограничивали его глубину. Максимальное давление при кристаллизации в 8,0 ГПа, устанавливаемое в ксенолитах, вынесенных придонными кимберлитовыми остаточными расплавами океана, указывает на предельную глубину его около 250 км. Относительно небольшая глубина магматического океана объясняет отсутствие идеальной расслоенности Земли, которая должна была бы возникнуть при существовании стадии ее полного расплавления.

При такой глубине приповерхностные части магматического океана имели температуру около 2200 °С, часть его вещества находилась в газообразном состоянии и на Земле существовала плотная атмосфера из паров высоколетучих компонентов. Потеря этих паров в космическое пространство обусловила обедненность Земли летучими компонентами по сравнению с углистыми хондритами [12] – предполагаемым исходным веществом Земли. Например, калия на ней в шесть раз меньше, а натрия – в четыре раза. Приповерхностные породы Луны еще больше обеднены ими, а также легкоплавкими элементами. Это связано с более чем в два раза меньшей мощностью на ней мантии и намного меньшими масштабами накопления в ее синаккреционном магматическом океане расплавофильных элементов, обычно являющихся легкоплавкими. Отсутствие на Луне кислой коры противоречит



Рис. 1. Схема образования различных геодинамических обстановок и магм

*I* – кислых; *2* – основных; *3* – анортозитовых; *4* – щелочно-основных; *5* – щелочно-ультраосновных карбонатитсодержащих; *6* – кимберлитовых; *7* – океанических и траппов, иногда содержащих ксенолиты ядра

гипотезе ее ударного генезиса преимущественно из вещества Земли.

При горячей гетерогенной аккреции Земли легко решаются все генетические проблемы петрологии, не имевшие обоснованного решения с позиций гипотезы ее холодного образования. Распределение по плотности расплавов в магматическом океане привело к возникновению в нем слоистости, к отсутствию обширной от дна до поверхности конвекции расплавов при остывании и к затвердеванию его сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь после прекращения аккреции. Такое остывание является в десятки раз более медленным, чем с участием конвекции. Судя по отсутствию пород древнее 3,8 млрд лет, в течение первых примерно 0.75 млрд лет поверхность Земли была покрыта расплавом.

Это обусловило отсутствие на Земле очень древних пород и редкость кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Чаще всего эти явления объясняют уничтожением наиболее ранних пород и кратеров поздними геологическими процессами [13]. Однако широкое распространение на Луне пород с возрастом 4,3–4,5 млрд лет [12] и хорошо видимых гигантских импактных бассейнов размером более тысячи километров противоречат предположению об уничтожении их поздними процессами.

Присутствие в это время глобального магматического океана полностью объясняет отсутствие на Земле очень древних пород и редкость очень крупных кратеров. Вследствие примерно в 8 раз меньшей массы Луны по сравнению с Землей ее магматический океан затвердел значительно раньше. Это является причиной существования на ней очень древних пород и кратеров с возрастом около 4.0-3.8 млрд лет. На 0.5-0.7 млрд лет более молодой возраст кратеров Луны, чем возраст ее аккреции, обусловлен длительным существованием на ней, как и на Земле, магматического океана. Невнимание к этому факту привело к широкому распространению представлений об оторванности гигантской метеоритной бомбардировки от процессов аккреции и о существовании в Солнечной системе этапа перераспределения астероидов и планет под влиянием движения Юпитера. При учете существования магматического океана гигантская метеоритная бомбардировка не была оторвана от процессов аккреции и завершала ее, что хорошо объясняет выпадение в этот период преимущественно очень крупных тел и зависимость времени образования ими кратеров от момента затвердевания на них магматических океанов.

В панмагматической геодинамической обстановке выделяются две стадии — ранняя синаккреционная и поздняя постаккреционная. В течение синаккреционной стадии на Земле происходили гигантские по масштабам процессы придонной кристаллизации и фракционирования магматического океана под влиянием роста давления



Рис. 2. Р-Т диаграмма фазового состава и эволюции (линии со стрелками) кислых магм с содержанием 1  $\%~H_2O$  и 0,1  $\%~CO_2$ 

1-10 – линии эволюции магм при всплывании (1, 8–10) и тектоническом выжимании (2–7) [18]. Рс – расплав,  $\Phi$  – флюид, Тв – твердая фаза; А – палеогеотерма Алданского щита,  $\Gamma$  – более высокотемпературная геотерма

возникавших при аккреции его верхних частей. При мощности мантии в 2900 км, а глубины постаккреционного магматического океана в 250 км объем продуктов синаккреционного фракционирования был более чем в десять раз больше, чем постаккреционного. Между тем в опубликованных моделях магматического океана обычно рассматривается только постаккреционная стадия и предполагается, что она определила главные особенности состава и строения геосфер [16]. Полученные результаты свидетельствуют об ошибочности таких представлений [19; 20].

Придонное синаккреционное фракционирование магматического океана обусловило главные особенности состава мантии и ранней коры. Малобарическая компрессионная кристаллизация и фракционирование раннего еще малоглубинного магматического океана привели к образованию большого количества кислых и толеитовых остаточных расплавов, что объясняет очень широкое распространение на Земле пород такого состава и кислой кристаллической коры. Проблема генезиса кислых магм не имеет обоснованного решения с позиций господствующей гипотезы холодной аккреции. Это связано с тем, что для образования кислых выплавок из первичных ультраосновных пород необходимо давление менее 0,2 ГПа [6]. Но при холодной аккреции на соответствующей этому давлению глубине менее 7-8 км никогда не могли

существовать крупные участки с температурой более 900 °С, необходимой для начала плавления ультраосновных пород. Многочисленным предположениям [7; 9; 13] о выплавлении кислых магм из глубинных основных пород противоречит отсутствие признаков плавления основных кристаллических сланцев даже в самых высокотемпературных метаморфических комплексах, а также кислых обособлений в многочисленных ксенолитах эклогитов в кимберлитах и наиболее раннее начало формирования кислых магматических пород (3,8 млрд лет назад) на Земле [2].

Постепенное увеличение температуры и глубины магматического океана обусловили эволюцию состава остаточных расплавов, возникавших при его придонном фракционировании, от кислых к основным и ультраосновным и образование идентичных им слоев в магматическом океане (рис. 1). Его кумулаты сформировали ультраосновные породы мантии. Постепенное накопление в магматическом океане остаточных расплавов по мере аккреции мантии приводило к увеличению содержания в нем и в осаждавшихся кумулатах расплавофильных компонентов. Это обусловило увеличение их содержания в мантийных породах снизу вверх.

образования раннедокембрий-Обстановка ских кристаллических комплексов и кислой коры в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана. Обычно предполагается, что раннедокембрийские комплексы формировались в субдукционных геодинамических обстановках [9; 13]. Иногда принимается возникновение их и в океанических условиях [9; 11]. Однако этим предположениям противоречит значительная специфичность слагающих их пород – огромное распространение гранитоидов, редкость щелочных магматических пород и молассовых толш. почти общепризнанное отсутствие офиолитов (рис. 3). Вследствие нерешенности большинства генетических проблем эти комплексы иногда называли окаменевшей бессмыслицей.



Горячая аккреция Земли и существование на ней глобального магматического океана позволяют объяснить все особенности раннедокембрийских комплексов. При таком образовании Земли постепенное неизбежное укрупнение тел в протопланетном диске, обусловившее сокращение удельных потерь импактного тепла на излучение. а также рост силы гравитационного притяжения увеличивавшейся Земли, приводили к возрастанию температуры от ранних стадий аккреции мантии к поздним. Величина этого возрастания различными исследователями оценивается в 800-3000 °С [19]. Из этого следует очень важный вывод о том, что на ранней Земле температура в мантии увеличивалась снизу вверх, в ней существовал обратный к современному геотермический градиент, как предполагалось некоторыми исследователями [14; 15]. Следовательно в это время не было всемантийной конвекции и отсутствовали современные геодинамические обстановки. Они появились в конце протерозоя после прогрева мантии изначально очень горячим ядром. Значительно меньшие по размеру ядра на других планетах земной группы не смогли прогреть их мантии. Это объясняет, казалось бы, удивительный факт отсутствия на них ясных признаков проявлений плитной тектоники и современного магматизма.

Наиболее древние гнейсы имеют изотопный возраст около 3,8 млрд лет, который свидетельствует о начале затвердевания в это время магматического океана и возникновения геодинамической обстановки образования раннедокембрийских комплексов и кислой коры путем кристаллизации кислого слоя магматического океана. Расчеты [19] показали, что плотность возникавших в результате остывания кислых и средних по составу пород (2,6–2,9 г/см<sup>3</sup>) становилась выше, чем подстилавших не закристаллизованных расплавов от кислого (2,25-2,4 г/см<sup>3</sup>) до основного (2,55-2,76 г/см<sup>3</sup>) и частично ультраосновного (более 2,76 г/см<sup>3</sup>) составов. Это приводило к периодическому погружению затвердевших пород и начавших на них формироваться осадков

# Рис. 3. Средняя распространенность различных пород в зависимости от возраста

Ки, О и Кв – распространенность для соответственно кислых (1) и основных вулканитов (2), кварцитов (3, по отношению к парапородам) по данным [13]. Цифры у точек – количество изученных регионов. С, К, Ко, Мо, Оф, Р, Що, Щу – распространенность соответственно серых гнейсов, кимберлитов, коматиитов, моласс, офиолитов, рапакиви, щелочных базитов и ультраосновных щелочных пород [3]. М и Рз (4) – изменения соответственно средней мощности образующихся осадочных пород за миллион лет [13] и среднего поперечного размера возникавших тектонических мегаструктур

и к всплыванию на их место подстилавших магм от кислого до ультраосновного составов. Такое явление объясняет широко распространенное в этих комплексах чередование ортогнейсов, парагнейсов и кристаллических сланцев. При этом ультраосновные кристаллические сланцы встречаются во много раз реже основных, что обусловлено большой плотностью их исходных наиболее мафических расплавов и поэтому неспособностью к процессам всплывания. Вследствие большого давления плотной газово-паровой оболочки излияния магм не сопровождались взрывами в результате быстрого выделения газов, что обусловило, как правило, отсутствие в кристаллических комплексах метаморфизованных вулканических брекчий.

Длительный (более 1 млрд лет) периодический подъем и излияние кристаллизовавшихся глубинных магм является причиной сонахождения иногда в одних и тех же обнажениях минеральных парагенезисов различной глубинности и изотопного возраста. Раннее затвердевание высокотемпературных основных магм по сравнению с кислыми при остывании магматического океана объясняет в среднем на сотни миллионов больший изотопный возраст основных кристаллических сланцев, чем кислых гнейсов [19]. Большая длительность остывания огромного объема глобального океана магмы обусловила огромную продолжительность формирования раннедокембрийских кристаллических комплексов, достигающую на Алданском щите более миллиарда лет.

Идентичность гистограмм распределения температуры кристаллизации гиперстенсодержащих и безгиперстеновых гнейсов [19] свидетельствует, что образование этих пород обусловлено не различной температурой их гипотетического метаморфизма, как обычно принимается, а различным содержанием воды в исходных магмах. Это подтверждается широко распространенным переслаиванием гиперстеновых и безгиперстеновых гнейсов и обычно отсутствием случаев развития гиперстенсодержащих пород по безгиперстеновым [13].

Магматический генезис большинства пород раннедокембрийских кристаллических комплексов объясняет одинаковую во всех регионах очень высокую температуру их образования (в среднем 800-850 °C) (рис. 4), только регрессивную последовательность минералообразования в них, отсутствие постепенных переходов в низкотемпературные комплексы и признаков существования мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, с теплоизолирующим влиянием которых обычно связывают их гипотетический метаморфизм.

Затвердевавшие магматические породы подвергались интенсивным процессам кислотного выщелачивания под влиянием отделявшихся от магматического океана кислотных газов – HCl, HF, H<sub>2</sub>S и др. Это объясняет преобладание среди парапород высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов (рис. 3). Большая пластичность коры и размещение ее на океане магмы – причина выравненности рельефа и отсутствия мощных пластов конгломератов, встречающихся в фанерозойских толщах.

Таким образом, раннедокембрийские кристаллические комплексы и кислая кора являются не метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, а огромным длительно формировавшимся единым многофазным магматическим телом, в котором каждая фаза образовывала преимущественно слоеподобные тела над более ранними. Поздними тектоническими процессами оно было расчленено на блоки и комплексы.

По мере остывания и кристаллизации глубинных частей магматического океана их плотность повышалась. Поэтому затвердевавшие верхние части кислого слоя переставали погружаться и формировали древние ядра консолидации. Первыми переставали тонуть самые верхние и гранитные части кислого слоя вследствие их пониженной плотности, что и обусловило преимущественно гранитоидный состав самых древних из этих ядер. Подстилавшие более основные и плотные их части продолжали тонуть после значительной кристаллизации. Всплывавшие и растекавшиеся под пластичной корой магмы вызывали деформации возникших ядер консолидации



Рис. 4. Средние параметры образования кристаллических комплексов Алданского щита (1, среднее из 36 определений), Анабарского щита (2, 12 определений), Лапландского пояса (3, 11 определений), Украинского щита (4, 4 определения), Антарктиды (5, 1 определение), Урала (6, 10 определений), Беломорья (7, 12 определений) по данным [5]. Лк и Ло, Ск и Со – соответственно ликвидусы и солидусы кислых и основных магм; Рк и Ро – расплавы соответственно кислого и основного и основные; Ф – флюид; Э – минералы гранитов; 10 %Рк и 10 %Ро – содержания соответственно кислого и основного расплава; Рк<sup>(0,1)</sup> – кислый расплав с отношением количества CO<sub>2</sub> к H<sub>2</sub>O, равным 0,1 [18]
и формирование на них грабеноподобных опусканий. Заполнение их осадками и вулканическими породами приводило к образованию зеленокаменных толщ. Вследствие незначительной закристаллизованности еще пикритового слоя его магмы иногда в значительном количестве заполняли наиболее ранние впадины, что и обусловило широкое распространение коматиитов в самых древних зеленокаменных поясах.

Всплывавшие магмы под влиянием силы Кориолиса сильно отклонялись к западу. Это приводило к перемещению их и перекрывавшей пластичной коры в этом направлении и объясняет преимущественно субмеридиональное простирание раннедокембрийских кристаллических комплексов и зеленокаменных поясов и широко распространенное на Алданском щите надвигание с востока на запад раннедокембрийских гнейсовых пластин.

После возникновения ранних ядер консолидации на земной поверхности сохранялись также участки выхода расплавов магматического океана, более мафических и первоначально более глубинных, чем гранитные. С течением времени количество таких выходов магм уменьшалось, а среди оставшихся все больше увеличивалась доля основных по составу. В этом причина чаще всего более молодого возраста (в среднем на 0,8 млрд лет) гранулитовых комплексов Алданского щита по сравнению с серыми гнейсами [19]. Более глубинные мантийные ксенолиты из кимберлитов имеют еще более молодой возраст (в среднем 1,777 в лерцолитовых и 0,713 млрд лет в вебстеритовых), что отражает кристаллизацию магматического океана сверху вниз. Движение ядер консолидации на запад под влиянием давления силы Кориолиса на всплывавшие магмы, видимо, приводило к скучиванию их и возникновению ранних протоконтинентов. За их пределами располагались выходы затвердевших более глубинных и мафических частей магматического океана. Они, видимо, были покрыты мелководными морями. Вследствие небольшого размера конвективных ячеек в океане магмы в это время существовала тектоника малых пластичных коровых плит.

Отделение рудоносных эманаций кислого слоя магматического океана привело к образованию многочисленных рудных месторождений преимущественно в зеленокаменных поясах. Огромный объем кислого слоя обусловил возникновение иногда уникально больших запасов этих месторождений. Например, суммарная мощных рудных пластов на железорудных месторождениях иногда составляет более километра. На месторождении Витватерсранд уже извлечено около 40 % золота, добытого человечеством. Наибольшее содержание летучих компонентов в кислых магмах позволяет предполагать присутствие уникально крупных месторождений в участках максимальной мощности коры наиболее кислого состава. Такая кора находится в районе уникального месторождения Витватерсранд. Эти участки содержат повышенное количество зеленокаменных поясов.

Обстановка образования литосферы древних платформ в результате кристаллизации глубинных частей магматического океана. Наиболее молодые гранулитовые комплексы обычно имеют изотопный возраст около 2 млрд лет. Он отражает время завершения процессов затвердевания большинства кристаллических комплексов и кислой коры и возникновения *геодинамической обстановки образования литосферы древних платформ путем затвердевания глубинных слоев магматического океана*. Наиболее важным процессом этой обстановки было формирование и всплывание остаточных расплавов глубинных слоев магматического океана.

На поздних стадиях кристаллизации кислого слоя магматического океана в нем формировались лейкократовые остаточные кислые расплавы. Это является причиной широко распространенного внедрения в раннедокембрийские кристаллические комплексы гранитных интрузий иногда лейкократового субщелочного состава (рис. 1). Последующая кристаллизация более глубинных среднего и основного по составу слоев обусловила образование и всплывание субщелочных и щелочных остаточных расплавов и формирование соответствующих по составу пород. Полъем богатых плагиоклазовыми кумулатами магм привел к образованию автономных анортозитов, широко распространенных на древних щитах. После полного затвердевания верхних частей магматического океана внедрение их прекратилось. Это объясняет ограниченный возрастной интервал (2,8-1,1 млрд лет [2]) образования автономных анортозитов и их обычно значительную древность. Участие в их формировании среднего по составу слоя магматического океана - причина часто андезинового состава их плагиоклаза.

По экспериментальным данным, кристаллизация мафических магм, содержащих более 0,6 мольной доли углекислоты во флюидной составляющей, приводит к образованию карбонатитовых остаточных расплавов при давлении менее 2,5 ГПа и кимберлитовых – при более высоком, что обусловило формирование карбонатитов и кимберлитов на древних платформах. Кристаллизация магматического океана сверху вниз – причина более древнего возраста карбонатитов по сравнению с кимберлитами в среднем соответственно 688 и 236 млн лет [19]. Раздвижение континентальной литосферы при образовании океанических областей - причина обычно отсутствия в них кимберлитов (правило Клиффорда). Таким образом, кристаллизация магматического океана объясняет генезис, состав и последовательность образования магматических пород на древних платформах.

Интенсивность геологических процессов в период 2,2–1,2 млрд лет назад была самой низкой в истории Земли (рис. 3). Этот период получил название мертвой земли [8]. Причина этого в том, что на тот момент глобальный магматический океан почти полностью остыл и затвердел, а процессы всемантийной конвекции еще не начались.

Возникновение преимущественно фанерозойских океанических и сублукционных обстановок. Постепенный прогрев мантии изначально очень горячим ядром должен был привести к возникновению прямого геотермического градиента и мощной всемантийной конвекции. Резкое возрастание после 1,2 млрд лет назад интенсивности тектонических процессов, мощности формировавшихся осадков и возраст дна современных океанов менее 0,15 млрд лет [13] указывают, что интенсивная конвекция началась в конце протерозоя. При горячей гетерогенной аккреции Земли должны существовать два типа мантийных плюмов – очень крупные преимущественно ультраосновные и более мелкие основные. Прогрев мантии горячим ядром приводил к всплыванию ее горячих нижних ультраосновных частей после установления прямого геотермического градиента. В результате большого размера этих частей и небольшой разницы плотностей подогретых и не подогретых пород (сотые доли грамм на сантиметр кубический) возникали огромные суперплюмы. Преимущественно ультраосновной состав их вещества обусловил пониженную степень декомпрессионного плавления при подъеме и его огромную вязкость. Судя по вязкости астеносферы, она составляет около 10<sup>19</sup> пуаз. Вследствие очень большой ее величины растекавшееся под литосферой вещество суперплюмов оказывает на нее огромное динамическое воздействие. Оно приводит к ее раздвижению, возникновению океанических и складчатых областей и к другим проявлениям тектоники литосферных плит. Эти суперплюмы в большей степени тектоногенерирующие.

Возникавшие при аккрешии на дне магматического океана импактные кратеры заполнялись преимущественно основными придонными его магмами, которые быстро компрессионно затвердевали и формировали крупные тела основных пород. Они имеют в среднем примерно на 0,1-0,2 г/см<sup>3</sup> меньшую плотность, чем вмещающие ультраосновные породы, поэтому должны всплывать после установления в мантии прямого геотермического градиента. То есть, кроме конвекции, связанной с подогревом мантийного вещества ядром, существует конвекция, обусловленная первичной неоднородностью состава мантии. Вследствие легкоплавкости вещество основных плюмов почти полностью переплавлялось под влиянием огромной декомпрессии при подъеме и поэтому имело в миллиарды раз меньшую вязкость (первые пуазы), чем ультраосновное вещество суперплюмов. По этой причине основные плюмы оказывали небольшое механическое воздействие на литосферу. Но расплавленное состояние их вещества приводило к быстрому образованию больших объемов магматических пород. Это объясняет формирование преимущественно в фанерозое за 1-2 млн лет и меньше гигантских полей траппов объемом в миллионы кубических километров. Такие плюмы преимущественно магмогенерирующие.

В траппах иногда присутствуют крупные (до десятков тонн) тела самородного железа и мелкозернистые железо-силикатные агрегаты, возникшие из остаточных расплавов с растворенным железом. Обычно отсутствие пространственной связи с углеродсодержащими толщами противоречит иногда предполагаемому их образованию в результате ассимиляции этих толщ. Фугитивность кислорода при формировании мантийных пород, в двадцать тысяч раз большая, чем в случае химической равновесности их с железом [26], а также другие данные указывают, что они не могли образоваться под влиянием подъема гипотетических потоков волорола, а солержание никеля (до 7 %) и другие примеси – на близость их по составу к низкотемпературным железным метеоритам, являющимся обломками ядер мелких планет [10]. Поэтому они должны быть ксенолитами внешних частей земного ядра, возникшими в наиболее ранних импактных кратерах на дне магматического океана (рис. 1). Эти ксенолиты захватывались всплывавшим основным веществом. Они позволяют оценить состав примесей в ядре [20].

Связь движений литосферных плит с ультраосновными суперплюмами, а магматизма — преимущественно с основными плюмами иногда приводит к совмещению процессов движения плит и магматизма. Это объясняет существование магматизма «горячих точек». Он обусловлен длительным подъемом относительно стационарных небольших основных плюмов под движущимися плитами, что повлекло образование цепочек магматических тел с уменьшающимся возрастом.

Вследствие гетерогенной аккреции и фракционирования при образовании Земли глобального магматического океана содержание накапливавшихся в расплавах компонентов увеличивается в мантии снизу вверх. Поэтому возникшие в результате декомпрессионного переплавления ранних основных пород нижней мантии базальты срединно-океанических хребтов и траппов с ксенолитами ядра наиболее бедны калием (в среднем менее 0,5 %, овал П на рис. 5) и другими расплавофильными компонетами. Раннедокембрийские кристаллические сланцы (поле Д) намного богаче ими (до 2,7 %  $K_2O$ ), так как они возникали из вещества позднего магматического океана, в котором накопились эти компоненты.

В результате постепенного укрупнения тел в протопланетном диске крупные импактные кратеры и сформировавшиеся в них исходные для магм большинства траппов и рифтов мантийные основные породы возникали преимущественно на поздней стадии аккреции, когда магматический океан был обогащен расплавофильными компонентами. Это является одной из причин высокого (до 4 % и более в поле Р на рис. 5) содержания в платформенных базитах оксида калия. Последний накапливался в остаточных



Рис. 5. Соотношение  $K_2O-TiO_2$  в базитах раннего докембрия (Д), континентальных рифтов (Р), зон субдукции (С) и срединно-океанических хребтов (П)

Тренды фракционирования: Щ – щелочной, ИЩ – известково-щелочной, Т – толеитовый [19]

расплавах и при высокобарическом фракционировании магм во время замедления их подъема под толстой литосферой. В этом заключается другая причина его высокого содержания. При высокобарическом фракционировании в большем количестве осаждался гранат. По сравнению с другими темноцветными минералами он был беден титаном. Это привело к повышенному содержанию оксида титана в остаточных расплавах и в сформированных из них платформенных базитах (до 3 % и более TiO<sub>2</sub>).

На основании гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли обычно предполагается, что магмы образуются в результате отделения выплавок в подплавленных глубинных породах. Степень частичного плавления первичных ультраосновных пород принимается небольшой (от 0,1 % для кимберлитовых магм до примерно 15 % для основных [6]), поскольку при большей степени выплавки не имеют состава природных магм. Однако за почти столетнюю историю использования гипотезы частичного плавления не было приведено ни одного эмпирического доказательства ее справедливости. Наоборот, к настоящему времени получено большое количество свидетельств ее ошибочности.

Изучение единственного доступного непосредственному изучению примера массового частичного плавления мигматитов показало, что анатектический жильный материал из них не удаляется даже при содержании около 40 % [1; 17]. Иногда встречающиеся в них крупные гранитные тела имеют другой состав и возраст, чем анатектический жильный материал. Автохтонность выплавок подтверждается отсутствием процессов разделения расплава и твердых фаз в экспериментах по плавлению перидотитов менее чем на 30–35 % [23]. Это связано с огромной вязкостью слабоподплавленных пород.

Астеносфера с обычно принимаемым содержанием расплава 6 % имеет вязкость около 10<sup>19</sup> пуаз. Как показали расчеты по формуле Стокса [18], при такой вязкости капли основного расплава радиусом 1 см за всю историю Земли (4,5 млрд лет) способны всплыть менее чем на 2 мм. Следовательно всплывание выплавок не является причиной магмообразования. Как иллюстрируют линии подъема на P-T диаграмме (рис. 2), в природных гранитных магмах под влиянием высокого давления в глубинных условиях содержание твердых фаз возрастает до 60-80 %. Поэтому из очагов зарождения магм начинает подниматься не расплав, а преимущественно твердофазные мигмы. При подъеме твердые фазы в них переплавляются под воздействием декомпрессии и фрикционного тепловыделения, что подтверждается гомогенизацией вещества гранито-гнейсовых диапиров при всплывании [18]. Поэтому кроме импактного тепловыделения при аккреции мантии мощными магмообразующими факторами являются декомпрессия и фрикционное тепловыделение. Поле основных пород субдукционных обстановок (С на рис. 5) в малокалиевой области совпадает с полем раннедокембрийских кристаллических сланцев. Это подтверждает образование магм зон субдукции путем переплавления пород литосферы в результате огромного фрикционного тепловыделения в зонах интенсивных тектонических деформаций. Как известно, даже холодные приповерхностные породы иногда плавятся в зонах тектонических разломов с образованием псевлотахилитов.

Большая эффективность фрикционного плавления подтверждается массовым современным вулканизмом на небольшом спутнике Юпитера Ио. На нем интенсивные деформации под влиянием переменного гравитационного притяжения то приближающихся, то удаляющихся Европы, Ганимеда и Юпитера при вращении приводят к извержению более четырехсот вулканов и образованию лавовых озер диаметром до 200 км. Фрикционное переплавление средних и кислых по составу пород литосферы – причина постоянного образования большого количества магматических пород такого состава в субдукционных обстановках. Снижение интенсивности тектонических деформаций с удалением от океанов объясняет увеличение доли более низкотемпературных кислых магматических пород в этом направлении. Обычно повышенные величины начальных отношений изотопов стронция в субдукционных магматических породах (до 0,7226 в кислых вулканитах Перу) обусловлено большим накоплением радиогенного стронция за длительное время (более миллиарда лет) существования

раннедокембрийских кислых пород в континентальной кристаллической коре до периода их фрикционного переплавления. Это и близость состава субдукционных кислых магматических пород к раннедокембрийским подтверждают фрикционное происхождение субдукционных магм. Такая близость обусловлена не образованием раннедокембрийских пород в этих обстановках, как обычно предполагается [11], а возникновением субдукционных магм путем переплавления кристаллической коры. Присутствие высококалиевых разновидностей субдукционных основных пород (рис. 5), видимо, связано с протеканием иногда процессов высокобарического фракционирования возникших магм.

Изучение [21] показало, что коллизионные граниты Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области по составу идентичны раннедокембрийским гранитоидам Алданского щита, удаленного от них на многие сотни километров. Этот факт, а также высокое начальное отношение изотопов стронция (до 0,715), прямая корреляция объемов возникших гранитоидов с масштабом деформаций коры и выполненные расчеты свидетельствуют о формировании коллизионных гранитов путем фрикционного переплавления наиболее легкоплавких пород кристаллической коры при тектонических деформациях ее под влиянием мощного давления океанических плит.

Очевидно, что в океанических областях тела основных пород в поднимающемся веществе суперплюмов должны плавиться и формировать основные магмы. Это объясняет массовое распространение базальтов в этих областях. Подъем из каждого плавящегося тела основных пород в мантии должен был приводить к образованию на океаническом дне поднятий и островов. Их обилие в океанах указывает на существование большого количества линз основных пород в мантии. Смена во времени на островах толеитового магматизма щелочным подтверждает процесс фракционирования магм на глубинных этапах подъема.

Заключение. Учет данных о горячей гетерогенной аккреции Земли позволил выделить три принципиально новых геодинамических обстановки — панмагматическую, образования кислой коры и раннедокембрийских комплексов путем кристаллизации кислого слоя магматического океана и формирования литосферы древних платформ в результате затвердевания его глубинных слоев. Он объясняет происхождение и эволюцию различных геодинамических обстановок, магм и главные особенности состава, возраста и размещения магматических пород на Земле, а также некоторые особенности эволюции планет земной группы. Из полученных данных следует, что главная причина эволюции геодинамических обстановок и магматизма – остывание Земли. Разнообразие состава магматических пород обусловлено процессами синаккреционного и постаккреционного фракционирования глобального магматического океана, а не разной степенью частичного плавления глубинных пород при образовании магм путем гипотетического отделения выплавок. Это обусловлено в миллиарды раз меньшей вязкостью магм по сравнению со слабоподплавленными породами.

Существует четыре главных механизма образования магм: подъем расплавов из магматического океана (первичные и первично-остаточные магмы древних платформ); декомпрессионное переплавление затвердевших дифференциатов этого океана во всплывавших плюмах (декомпрессионно-плюмовые магмы траппов, рифтов, океанических областей); преимущественно фрикционное переплавление этих дифференциатов в зонах интенсивных тектонических деформаций (фрикционные магмы субдукционных, коллизионных и частично океанических областей) и в результате фракционирования в магматических камерах в условиях различной глубинности (вторично-остаточные магмы поздних фаз магматических комплексов различных обстановок).

1. Аплонов С. В. Геодинамика. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. — 360 с.

2. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. – М.: Наука, 1985. – 221 с.

3. Богатиков О. А., Богданова С. В., Борсук А. М. Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. – 439 с.

4. Витязев А. В., Печерникова Г. В. Ранняя Земля в тесном окружении молодых звезд // Проблема происхождения жизни. – М.: ПИН РАН, 2009. – С. 131–157.

5. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб., 2007. – 407 с.

6. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана / ред. Э. Буллард, Дж. Канн, Д. Метьюз. – М.: Мир, 1973. – С. 242–261.

7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии / ред. И. Д. Рябчиков. – М.: Мир, 1968. – С. 118–131.

8. Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. – Новосибирск: НГУ, 2011. – 492 с.

9. Добрецов Н. Л., Туркина О. М. Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 7. – С. 1250–1274.

10. Додд Р. Т. Метеориты. Петрология и геохимия. – М.: Мир, 1986. – 382 с.

11. Розен О. М., Щипанский А. А., Туркина О. М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). – М.: Научный мир, 2008. – 184 с. – (Труды Геологического института; вып. 584).

12. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. – М.: Недра, 1982. – 294 с.

13. Салоп Л. Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л.: Недра, 1982. – 343 с.

14. Сафронов В. С. Происхождение Земли. – М.: Знание, 1987. – 46 с.

15. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002. – 506 с.

16. Федорин Я. В. Модель эволюции ранней Земли. – Киев: Наукова думка, 1991. – 112 с.

17. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). – Новосибирск: Наука СО, 1976. – 224 с.

18. Шкодзинский В. С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. – М.: Наука, 1985. – 232 с.

19. Шкодзинский В. С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2018. – 244 с.

20. Шкодзинский В. С. Вынос обломков земного ядра основными магмами // Наука и техника в Якутии. – 2020. – № 1. – С. 3–6.

21. Шкодзинский В. С., Недосекин Ю. Д., Сурнин А. А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1992. – 237 с.

22. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 132 с.

23. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Institution of Washington Yearbook. – 1977. – Vol. 76. – Pp. 424–428.

24. Harris P. G, Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. – 1967. – No. 215. – Pp. 1449–1451.

25. Holliday A. H. Hf-W chronometry and inner solar system accretion rates // Space Science Reviews. -2000. - Vol. 92. - Pp. 53–63.

26. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. - 1990. - Vol. 25, no. 4. - Pp. 395.

27. Протопланетный диск: [Электронный ресурс] // Википедия. – URL: https://ru.wikipedia.org/?curid=91614 0&oldid=110327183 (дата обращения: 06.11.2020).

28. Wood B. J. The formation and differentiation of Earth // Physics Today. -2011. - Vol. 64. - No. 2. - Pp. 40–45. - URL: https://doi.org/10.1063/PT.3.1362 (дата обращения: 12.02.2021).

1. Aplonov S. V. Geodinamika [Geodynamics]. St. Petersburg, 2001, 360 p.

2. Balashov Yu. A. Izotopno-geokhimicheskaya evolyutsiya mantii i kory Zemli [Isotope-geochemical evolution of the Earth's mantle and crust]. Moscow, Nauka, 1985, 221 p.

3. Bogatikov O. A., Bogdanova S. V., Borsuk A. M. Magmaticheskie gornye porody. T. 6: Evolyutsiya magmatizma v istorii Zemli [Magmatic rocks. Vol. 6: Evolution of magmatism in the history of the Earth]. Moscow, Nauka, 1987, 439 p.

4. Vityazev A. V., Pechernikova G. V. Rannyaya Zemlya v tesnom okruzhenii molodykh zvezd [Rannyaya Zemlya v tesnom okruzhenii molodykh zvezd]. *Problema proiskhozh-deniya zhizni*, Moscow, 2009, pp. 131–157. (In Russian).

5. Granulitovye kompleksy v geologicheskom razvitii dokembriya i fanerozoya: Materialy II Rossiyskoy konferentsii po problemam geologii i geodinamiki dokembriya [Granulite complexes in the geological development of the Precambrian and Phanerozoic. Materials of the II Russian conference on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian]. St. Petersdurg, 2007, 407 p.

6. Grin D. Kh. Sostav bazal'tovykh magm kak kriteriy usloviy ikh vozniknoveniya pri okeanicheskom vulkanizme [The composition of basaltic magmas as a criterion for the conditions of their occurrence during oceanic volcanism]. *Petrologiya izverzhennykh i metamorficheskikh porod dna okeana*, Eds.: E. Bullard, Dzh. Kann, D. Met'yuz. Moscow, Mir, 1973, pp. 242–261.

7. Grin D. Kh., Ringvud A. E. Proiskhozhdenie magmaticheskikh porod izvestkovo-shchelochnogo ryada [The origin of calc-alkaline magmatic rocks]. *Petrologiya verkhney mantii*, Ed.: I. D. Ryabchikov. Moscow, Mir, 1968, pp. 118–131. (In Russian).

8. Dobretsov N. L. Osnovy tektoniki i geodinamiki [Foundations of tectonics and geodynamics]. Novosibirsk, 2011, 492 p.

9. Dobretsov N. L., Turkina O. M. Rannedokembriyskaya istoriya Zemli: rol' pleyt- i plyum-tektoniki i kosmicheskogo faktora [Early Precambrian history of the Earth: the role of plate and plume tectonics and the cosmic factor]. *Geologiya i geofizika*, 2015, vol. 56, no. 7, pp. 1250–1274. (In Russian).

10. Dodd R. T. Meteority. Petrologiya i geokhimiya [Petrology and Geochemistry]. Moscow, Mir, 1986, 382 p.

11. Rozen O. M., Shchipanskiy A. A., Turkina O. M. Geodinamika ranney Zemli: evolyutsiya i ustoychivost' geologicheskikh protsessov (ofiolity, ostrovnye dugi, kratony, osadochnye basseyny) [Early Earth geodynamics: stadility vs. evolution in geological processes (ophiolites, island arcs, cratons, and sedimentary basins)]. Moscow, Nauchnyy mir, 2008, 184 p.

12. Ringvud A. E. Proiskhozhdenie Zemli i Luny [The origin of the Earth and the Moon]. Moscow, Nedra, 1982, 294 p.

13. Salop L. N. Geologicheskoe razvitie Zemli v dokembrii [Geological development of the Earth in the Precambrian]. Leningrad, Nedra, 1982, 343 p.

14. Safronov V. S. Proiskhozhdenie Zemli [The origin of the Earth]. Moscow, Znanie, 1987, 46 p.

15. Sorokhtin O. G., Ushakov S. A. Razvitie Zemli [Development of the Earth]. Moscow, 2002, 506 p.

16. Fedorin Ya. V. Model' evolyutsii ranney Zemli [Model of the evolution of the early Earth]. Kiev, Naukova dumka, 1991, 112 p.

17. Shkodzinskiy V. S. Problemy fiziko-khimicheskoy petrologii i genezisa migmatitov (na primere Aldanskogo shchita) [Problems of physical and chemical petrology and genesis of migmatites (on the example of the Aldan Shield)]. Novosibirsk, 1976, 224 p.

18. Shkodzinskiy V. S. Fazovaya evolyutsiya magm i petrogenezis [Phase evolution of magmas and petrogenesis]. Moscow, Nauka, 1985, 232 p.

19. Shkodzinskiy V. S. Global'naya petrologiya po sovremennym dannym o goryachey geterogennoy akkretsii Zemli [Global petrology according to modern data on hot heterogeneous accretion of the Earth]. Yakutsk, 2018, 244 p.

20. Shkodzinskiy V. S. Vynos oblomkov zemnogo yadra osnovnymi magmami [Carrying out of fragments of the Earth's core by the main magmas]. *Nauka i tekhnika v Yakutii*, 2020, no. 1, pp. 3–6. (In Russian).

21. Shkodzinskiy V. S., Nedosekin Yu. D., Surnin A. A. Petrologiya pozdnemezozoyskikh magmaticheskikh porod Vostochnoy Yakutii [Petrology of Late Mesozoic magmatic rocks of Eastern Yakutia]. Novosibirsk, Nauka, 1992, 237 p.

22. Shmidt O. Yu. Proiskhozhdenie Zemli i planet [Origin of the Earth and planets]. Moscow, 1962, 132 p.

23. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 1977, vol. 76, pp. 424–428.

24. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system. *Nature*, 1967, no. 215, pp. 1449–1451.

25. Holliday A. H. Hf-W chronometry and inner solar system accretion rates. *Space Science Reviews*, 2000, vol. 92, pp. 53–63.

26. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth. *Meteoritics*, 1990, vol. 25, no. 4, pp. 395.

27. Protoplanetnyy disk [Protoplanetary disk]. *Vikipediya*, available at: URL: https://ru.wikipedia.org/?curid=916140&o ldid=110327183 (accessed 6 November 2020).

28. Wood B. J. The formation and differentiation of Earth. *Physics Today*, 2011, vol. 64, no. 2, pp. 40–45, available at: https://doi.org/10.1063/PT.3.1362 (accessed 12 February 2021).

- Шкодзинский Владимир Степанович доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ СО РАН). Пр. Ленина, 39, Якутск, Россия, 677980. <shkodzinskiy@diamond.ysn.ru>
- Shkodzinskiy Vladimir Stepanovich Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (DPAMGI SB RAS). 39 Prosp. Lenina, Yakutsk, Respublika Sakha (Yakutiya), Russia, 677980. <shkodzinskiy@diamond.ysn.ru>

### Анатолию Михайловичу Карпунину – 85 лет

3 февраля 2021 г. исполнилось 85 лет Анатолию Михайловичу Карпунину — старшему научному сотруднику отдела геологии урановых месторождений и радиоэкологии ВСЕГЕИ, кандидату геолого-минералогических наук, заслуженному геологу Российской Федерации, специалисту в области стратиформных месторождений цветных металлов и экзогенных месторождений урана.

Анатолий Михайлович родился 3 февраля 1936 г. в Душанбе. В 1959 г. окончил геологическое отделение Таджикского государственного университета по специальности «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». До 1964 г. участвовал в поисковосъемочных работах в Гиссарском хребте, Западном Алтае Таджикской депрессии. Полученные материалы легли в основу кандидатской диссертации (1966), а позднее – «Стратиформмонографии ные месторождения цветных металлов» (1974). Новый этап в жизни связан исключительно с Санкт-Петербургом.

Работа Анатолия Михайловича во Всесоюзном научно-исследовательском институте разведочной геофизики (ВИРГ) в 1964—1972 гг. была посвящена совершенствованию методов комплексных геофизических исследований при поисках месторождений в главных рудных районах страны — Забайкалья, Дальнего Востока, Средней Азии.

С 1972 г. основная деятельность Анатолия Михайловича тесно связана с отделом специальной металлогении ВСЕГЕИ. Главные направления его работ – металлогения урана осадочных бассейнов, оценка ураноносности крупных районов и провинций – Русской, Сибирской и Западно-Сибирской платформ, Кавказа, Туранской плиты, Казахстана и Украины.

Особая веха в жизни Анатолия Михайловича — работа директором Центрального научноисследовательского геологоразведочного музея им. Ф. Н. Чернышёва (1990—2004 гг.). В тяжелые годы перестройки музей сохранил богатейшие коллекции, участвовал в комплексных исследованиях по охране окружающей среды. По



его инициативе была создана выставка-ярмарка «Мир камня», до сих пор радующая жителей и гостей Санкт-Петербурга блеском самоцветов.

С 2005 г. он вновь стал работать в «родном» отделе геологии урановых месторождений и радиоэкологии. Среди его наиболее крупных проектов – оценка рудоносности черносланцевых формаций, ураноносности Вьетнама, перспектив промышленного освоения урановорудных районов европейской части России.

Многочисленные отчеты, публикации и научные доклады (более 100) отражают плодотворный путь геолога-исследователя. При его участии соз-

даны монографии «Геологические памятники природы России» (1998, содержит информацию о наиболее значимых геологических объектах нашей страны), «Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России» (2015) и исследование «Особенности радиогеохимии и радиоэкологические аспекты Саксо-Тюрингии (Германия)» (2015).

Его важнейшие черты характера как специалиста и человека — это ответственность, трудолюбие, высокая квалификация и целеустремленность. За свой безупречный труд он был отмечен знаком «Отличник разведки недр» (1991), званием «Заслуженный геолог РФ» (1996), медалью Международной академии наук о природе и обществе «За развитие культуры и искусства» (1999).

Поздравляем Анатолия Михайловича с юбилеем, желаем здоровья, удачи и дальнейших творческих успехов. Мы убеждены, что при свойственном природном оптимизме и замечательном характере ему по силам еще не одна юбилейная вершина.

Коллектив отдела геологии урановых месторождений и радиоэкологии Центра прогнозно-минерагенических исследований ВСЕГЕИ, сотрудники ЦНИГР музея им. Ф. Н. Чернышёва

## Перечень статей, опубликованных в 2020 году

# 81

| 75-летию ПОБЕДЫ ПОСВЯЩАЕТСЯ /<br>DEDICATED TO THE 75th ANNIVERSARY OF VICTORY  |        |
|--|--------|
| И. Н. Курек  | 5-10   |
| Ленинградцы, гордость моя!   |        |
| I. N. Kurek<br>Leningraders, Pride of Mine!  |        |
| РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ / REGIONAL GEOLOGY   |        |
| <i>Т. Н. Богданова</i><br>Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии. Раннемеловые<br>Astartoidea Мангышлака и западных и южных районов Туркменистана  | 11–26  |
| <i>T. N. Bogdanova</i><br>Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia) of Central Asia. Early Cretaceous<br>Astartoidea of Mangyschlak, West and South Turkmenistan |        |
| В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова<br>Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия,<br>происхождение                                    | 27-44  |
| V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, Ju. S. Egorova<br>Neoarchaean granite of the Karelian Province: geological setting, geochemistry, origin  |        |
| А. Н. Сироткин, А. Н. Евдокимов  | 45-59  |
| Новые данные по U-Pb датированию метаморфизованных интрузий основного<br>и ультраосновного составов северной части полуострова Ню-Фрисланд (остров Западный<br>Шпицберген)         |        |
| A. N. Sirotkin, A. N. Evdokimov<br>New data on U-Pb dating of basic and ultrabasic metamorphosed intrusions<br>in the north Ny-Friesland Peninsula (West Spitsbergen)              |        |
| П. В. Рекант, Д. И. Леонтьев, Е. О. Петров<br>Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события,<br>связь тектоники и осадконакопления                | 60-72  |
| <i>P. V. Rekant, D. I. Leontiev, E. O. Petrov</i><br>Neotectionic stage of the Arctic Basin evolution: New ideas, timing and regional correlation                                  |        |
| А. Г. Григорьев, В. А. Жамойда, Д. В. Прищепенко, Д. В. Рябчук   |        |
| Формы нахождения химических элементов в верхнечетвертичных отложениях восточной части Финского залива  |        |
| A. G. Grigor'ev, V. A. Zhamoida, D. V. Prishchepenko, D. V. Ryabchuk<br>Forms of chemical elements occurrence in the Upper Quaternary sediments of the eastern Gulf<br>of Finland  |        |
| А. В. Амантов, Л. М. Кэслс, М. Г. Амантова<br>Прогибание земной коры в результате развития городов как составная часть<br>геологической угрозы Санкт-Петербурга                    | 83–96  |
| A. V. Amantov, L. M. Cathles, M. G. Amantova<br>Crustal subsidence caused by urban development: a component of geological hazard<br>in the Saint-Petersburg region                 |        |
| МЕТАЛЛОГЕНИЯ / METALLOGENY   |        |
| С. И. Турченко<br>Металлогения протерозоя (2,5–0,65 млрд лет): геодинамика Земли (цикл суперконтинента)<br>и рудообразование   | 97–104 |

*S. I. Turchenko* Proterozoic Metallogeny (2.5–0.65 Ga): geodynamics of the Earth (supercontinent cycle) and ore forming processes Н. И. Гусев, А. В. Антонов

Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) – продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом

105-118

119

*N. I. Gusev, A. V. Antonov* Kimberlites of the Serbeyan Prospect (Anabar Shield): melt products enriched with sodium, chlorine, carbonate

### НЕКРОЛОГИ / OBITUARIES

Памяти Давида Абрамовича Додина

In memory of David A. Dodin

## 82

| РЕГИОІ                                      | НАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ / REGIONAL GEOLOGY   |       |
|---|---|-------|
| Т. Н. Богд                                  | анова   | 5-15  |
|   | Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии. Раннемеловые Crassatelloidea и Astartoidea юго-востока Туркменистана  |       |
|   | <i>T. N. Bogdanova</i><br>Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia) of Central Asia. Early Cretaceous<br>Crassatelloidea and Astartoidea of southeastern Turkmenistan   |       |
| <u>Д</u> . В. Наза                          | ров, О. А. Никольская, А. С. Гладышева, И. В. Жигмановский, М. В. Ручкин, А. В. Меркульев<br>Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная<br>и палеонтологическая характеристики                             | 16-34 |
|   | D. V. Nazarov, O. A. Nikolskaia, A. S. Gladysheva, I. V. Zhigmanovskiy, M. V. Ruchkin,<br>A. V. Merkuljev<br>Pleistocene marine formations of the lower Yenissei basin, Arctic Russia: OSL age,<br>facial and paleontological characteristics |       |
| П. В. Река                                  | нт, О. В. Петров, Д. В. Прищепенко  | 35-59 |
|   | Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа<br>Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов  |       |
|   | <i>P. V. Rekant, O. V. Petrov, D. V. Prishchepenko</i><br>The history of the formation of southern East-Siberian sea shelf thrust-and-fold zone. Results<br>of the comprehensive seismic and geological data interpretation                   |       |
| Е. А. Данилова                              |   | 60-68 |
|   | Присдвиговые цветковые структуры юго-запада Оренбургской области  |       |
|   | E. A. Danilova<br>Near-fault flower-shaped structures in the southwestern Orenburg Region   |       |
| М. Д. Сидоров, А. В. Разумный, Е. П. Исаева |   | 69-82 |
|   | Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса   |       |
|   | <i>M. D. Sidorov, A. V. Razumny, E. P. Isaeva</i><br>Crustal model and tectonic zoning of the continent-ocean transition zone<br>in the Chukchi-Koryak-Kamchatka sector of the Pacific Fold Belt  |       |
| В. А. Винов                                 | градов  | 83-87 |
|   | О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов интрузива возвышенности Тулай-Киряка на Юго-Восточном Таймыре  |       |
|   | V. A. Vinogradov<br>Basite and granite age and structural relationships in the intrusion of the Tulai-Kiryak Rise,<br>Southeast Taimyr  |       |
| В. Ф. Прос                                  | скурнин, М. В. Наумов   | 88-90 |
|   | Дополнение к статье В. А. Виноградова «О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов интрузива возвышенности Тулай-Киряка на Юго-Восточном Таймыре»  |       |
|   | <i>V. F. Proskurnin, M. V. Naumov</i><br>Addition to the article by V. A. Vinogradov "Basite and granite age and structural relationships<br>in the intrusion of the Tulai-Kiryak Rise, Southeast Taimyr"                                     |       |

| <i>М. Р. Жураев</i><br>Методические рекомендации по выявлению перспективных площадей распространения<br>сероводородных вод | 91–102  |
|--|---------|
| <i>M. R. Zhuraev</i><br>Methodological guidelines for identifying areas promising for hydrogen sulfide water               |         |
| МЕТАЛЛОГЕНИЯ / METALLOGENY   |         |
| А. А. Байрамов<br>Золото-сульфидная вкрапленная минерализация месторождения Гадир (Малый Кавказ,<br>Азербайджан)           | 103-112 |
| A. A. Bayramov<br>Gold-sulphide disseminated mineralization of the Gadir deposit (Lesser Caucasus, Azerbaijan)             |         |
| 75-летию ПОБЕДЫ ПОСВЯЩАЕТСЯ /  |         |
| DEDICATED TO THE 75th ANNIVERSARY OF VICTORY   |         |
| Л. И. Красный  | 113–114 |
| Свет и тени прошедших лет  |         |
| L. I. Krasnyy  |         |
| Light and shadows of past years  |         |
| Ю. М. Шувалов  | 115     |
| Ветераны о войне   |         |
| Yu. M. Shuvalov  |         |
| Veterans about the War   |         |
| ЮБИЛЕИ / ANNIVERSARIES   |         |
| Андрей Федорович Морозов   | 116-117 |
| Andrey Fedorovich Morozov  |         |
| НЕКРОЛОГИ / OBITUARIES   |         |
| Памяти Бориса Александровича Яцкевича  | 118     |
| In memory of Boris A. Yatskevich   |         |
| Памяти Сергея Павловича Шокальского  | 119-120 |
| In memory of Sergev P. Shokalsky   |         |
|  |         |

Региональная геология и металлогения № 85/2021

# 83

| РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ / REGIONAL GEOLOGY   |       |
|--|-------|
| М. А. Алексеев, Г. В. Шнейдер  | 5-13  |
| Юрские фораминиферы из разрезов скважин залива Терезы Клавенес (Восточный Таймыр)  |       |
| M. A. Alekseev, G. V. Shneyder   |       |
| Jurassic foraminifers from boreholes in the aquatorries of the Teresa Claveness Bay<br>on the eastern coast of the Taimyr Peninsula  |       |
| А. А. Кременецкий, А. Г. Пилицын, Л. И. Веремеева, А. Ф. Морозов, О. В. Петров, Е. И. Петров<br>Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики | 14-32 |
| A. A. Kremenetskiy, A. G. Pilitsyn, L. I. Veremeeva, A. F. Morozov, O. V. Petrov, E. I. Petrov   |       |
| Circumpolar Arctic: Basement evolution, rifting and hydrocarbon potential  |       |
| Н. М. Глебова  | 33-40 |
| Ультрамафиты Карабашского массива (Южный Урал): минералогия, геохимия, метаморфизм   |       |
| N. M. Glebova  |       |
| Ultramafic rocks of the Karabash Massif (South Urals): mineralogy, geochemistry, metamorphism  |       |

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ / METALLOGENY

| О. В. Пет                     | ров, А. И. Ханчук, В. В. Иванов, Е. А. Киселёв, В. В. Шатов, Ю. П. Змиевский, А. В. Молчанов,<br>А. В. Терехов, С. А. Сергеев<br>U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых<br>проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье)      | 41–56   |
|-------------------------------|---|---------|
|                               | O. V. Petrov, A. I. Khanchuk, V. V. Ivanov, E. A. Kiselev, V. V. Shatov, Yu. P. Zmievskiy,<br>A. V. Molchanov, A. V. Terekhov, S. A. Sergeev<br>U-Pb SIMS geochronology of ore-bearing magmatic rocks of the Malmyzh and Poni gold-copper-<br>porphyry ore fields (Lower Amur River Region) |         |
| Ф. Д. Лаза                    | арев, Д. А. Белов, П. В. Кирплюк, И. В. Молодцов  | 57-67   |
|                               | Выделение перспективных участков на поиски скарново-магнетитовых и золото-<br>полиметаллических оруденений по результатам комплексных аэрогеофизических съемок<br>в пределах Буреинского массива (Хабаровский край)   |         |
|                               | F. D. Lazarev, D. A. Belov, P. V. Kirplyuk, I. V. Molodtsov   |         |
|                               | Identification of areas promising for the exploration of combined skarn-magnetite, gold-polymetallic mineralization based on results of integrated airborne geophysical surveys within the Bureya Massif  |         |
| Ю. Г. Кутинов, З. Б. Чистова  |   | 68-75   |
|                               | Возможности обнаружения месторождений полезных ископаемых на территории<br>Архангельской области (по геолого-геофизическим данным)  |         |
|                               | Y. G. Kutinov, Z. B. Chistova   |         |
|                               | The possibility of discovering new mineral deposits in the Arkhangelsk Region   |         |
| А. В. Мель                    | ников, В. А. Степанов   | 76-87   |
|                               | Крупные самородки золота в рудно-россыпных узлах Приамурья  |         |
|                               | A. V. Melnikov, V. A. Stepanov<br>Large gold nuggets in ore-placer clusters of the Amur Region  |         |
| Д. Г. Мизиряк, А. Г. Марченко |   | 88-100  |
|                               | Выявление геолого-структурных условий локализации медно-молибденового и золотого<br>оруденений в Монголийском рудном поле на основе расшифровки структурного рисунка<br>аномальных геохимических полей  |         |
|                               | D. G. Miziriak, A. G. Marchenko   |         |
|                               | Identification of geostructural conditions for the localization of the copper-molybdenum and gold mineralization in the Mongoli ore field based on the interpretation of anomalous geochemical field structural patterns  |         |
| ПАМЯТ                         | ТНЫЕ ЛАТЫ / MEMORIALS   |         |
| Л. Р. Колб                    |   | 101-114 |
|                               | Советские геологи на ХХ сессии Международного геологического конгресса (Мехико, 1956)   | 101 111 |
|                               | L. R. Kolbantsev  |         |
|                               | Soviet geologists at the 20th International Geological Congress (Mexico City, 1956)   |         |
| 75-летин<br>DEDICA            | ю ПОБЕДЫ ПОСВЯЩАЕТСЯ /<br>ATED TO THE 75th ANNIVERSARY OF VICTORY   |         |
| A R Evan                      |   | 115_117 |
| 21. D. Dyno                   | На фронт  | 115-117 |
|                               | A V Bulvchev  |         |
|                               | To the Front  |         |
| Л. Ф. Шт                      | ейн   | 118-119 |
|                               | Потом я уже ничего не боялась   | 110 117 |
|                               | L. F. Shteyn  |         |
|                               | I was not afraid of anything after that   |         |

# **84**

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ / REGIONAL GEOLOGY

My school years

| О. В. Петров,<br>С.<br>Ка<br>шт<br>1 :              | . Е. А. Киселёв, А. В. Молчанов, В. В. Шатов, Т. Н. Зубова, А. В. Терехов, В. Н. Белова,<br>В. Кашин, В. В. Семёнова, А. Е. Соболев, Н. С. Соловьёв, В. А. Шамахов<br>арта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России мас-<br>габа 1 : 2 500 000 (на основе комплектов государственных геологических карт масштаба<br>1 000 000 третьего поколения)                         | 5-24    |
|---|--|---------|
| O.<br>S.<br>Ma<br>(ba                               | <i>V. Petrov, E. A. Kiselev, A. V. Molchanov, V. V. Shatov, T. N. Zubova, A. V. Terekhov, V. N. Belova,</i><br><i>V. Kashin, V. V. Semenova, A. E. Sobolev, N. S. Solov'ev, V. A. Shamakhov</i><br>ap of distribution patterns of copper-gold-porphyry deposits in Russia at a scale of 2,500,000<br>ased on state geological mapping at 1 : 1 M scale, the 3rd generation)                              |         |
| Л. А. Дараган-<br>Ис<br>ск                          | -Сущова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сущов, Д. И. Леонтьев, И. Н. Савельев<br>стория формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмиче-<br>им данным  | 25-44   |
| <i>L</i> .<br>Hi                                    | A. Daragan-Sushchova, O. V. Petrov, Yu. I. Daragan-Sushchov, D. I. Leont'ev, I. N. Savel'ev istory of formation of the Eurasian basin, the Arctic Ocean, based on seismic data   | 15 50   |
| А. И. Малов<br>Эв<br>нь                             | золюция изотопного состава урана в песчано-глинистом водоносном горизонте палеодоли-<br>и Северо-Двинской впадины  | 45-53   |
| A.<br>Ev<br>in                                      | <i>I. Malov</i><br>volution of uranium isotopic composition in the sandy-clay aquifer of the paleo-valley<br>the Northern Dvina depression   |         |
| МЕТАЛЛО   | ГЕНИЯ / METALLOGENY  |         |
| <i>О. В. Петров,</i><br><i>А.</i><br>Ра<br>но<br>го | , Е. А. Киселёв, А. И. Ханчук, В. В. Иванов, В. В. Шатов, А. А. Аленичева, А. В. Молчанов,<br>В. Терехов, В. И. Леонтьев, Н. В. Родионов, Б. В. Беляцкий, С. А. Сергеев<br>испределение элементов-примесей (РЗЭ + Y, Hf, U, Th, Pb) в цирконе как индикатор рудо-<br>росности магматических пород Au-Cu-порфировых проявлений Малмыжского и Понийско-<br>рудных полей (Нижнее Приамурье, Дальний Восток) | 55-70   |
| O.<br>A.<br>RE<br>of                                | V. Petrov, E. A. Kiselev, A. I. Khanchuk, V. V. Ivanov, V. V. Shatov, A. A. Alenicheva,<br>V. Molchanov, A. V. Terekhov, V. I. Leont'ev, N. V. Rodionov, B. V. Belyatskiy, S. A. Sergeev<br>EE + Y, Hf, U, Th, and Pb distribution in zircon as an indicator for fertility of magmatic rocks<br>the Malmyzh and Pony Cu-Au-porphyry ore fields (Trans-Amur Region, Russian Far East)                     |         |
| <i>Н. В. Шатова</i><br>Гео<br>на                    | а, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, О. В. Петров, А. В. Терехов, В. Н. Белова, В. И. Леонтьев охимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Юж-<br>я Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения   | 71–96   |
| N.<br>V   | V. Shatova, V. V. Shatov, A. V. Molchanov, O. V. Petrov, A. V. Terekhov, V. N. Belova,<br>L. Leont'av  |         |
| Ge<br>Ya  | eochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks of the Ryabinovoe ore field (South kutia) as the basis for prediction of gold-copper-porphyry ore mineralization   |         |
| В. И. Иващени<br>Бл<br>и 1                          | ко, К. А. Коневин<br>пагороднометалльное оруденение протерозойских габбродолеритовых интрузий Мотко<br>Куолисма (Карелия)  | 97–105  |
| V.<br>No  | <i>I. Ivashchenko, K. A. Konevin</i><br>oble metal mineralization of Motko and Kuolisma Proterozoic gabbrodolerite intrusions (Karelia)  | 106 116 |
| Ю. Б. Мироно<br>Мо                                  | ив, А. М. Карпунин, В. З. Фукс<br>еталлогения тория Российской Федерации   | 100-110 |
| <i>Yu</i><br>Th                                     | a. B. Mironov, A. M. Karpunin, V. Z. Fuks<br>norium metallogeny in the Russian Federation  |         |
| 75-летию П  | ЮБЕДЫ ПОСВЯЩАЕТСЯ /  |         |
| DEDICATE  | CD TO THE 75th ANNIVERSARY OF VICTORY  | 117 110 |
| 3. И. Глезер<br>Мо<br>Z.                            | ои школьные годы<br>I. Glezer  | 11/-119 |

### К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

#### Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ.

Статьи, требующие доработки, высылаются авторам. Если статья не принимается редколлегией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках – английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы.

К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

При подготовке статей редакция просит руководствоваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата A4. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, междустрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графических материалов равен 3000 см<sup>2</sup>.

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы – 16 × 25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала ( $16 \times 25$  см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах \*.cdr (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), \*.eps (Encapsulated Post Script) и \*.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100 % Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подрисуночные подписи собираются в отдельный текстовой файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках – русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу — транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала — транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника — перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации – https://translit.ru/ru/bgn/.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

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

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74 Журнал «Региональная геология и металлогения»

*Телефон редакции:* 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)

E-mail: izdatel@vsegei.ru