

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**2020
84**



*Редакционная
коллегия
поздравляет
авторов
и читателей
нашего журнала
с Новым 2021 годом
и Рождеством!*

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

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



№ 84/2020

Главные редакторы

А. Ф. МОРОЗОВ

О. В. ПЕТРОВ

Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV

Oleg PETROV

Санкт-Петербург ♦ Издательство ВСЕГЕИ

Регистрационное свидетельство № П 0305 от 10.03.1993 (Перерегистрация ПИ № ФС 77-29340 от 24 августа 2007 г.)

Главные редакторы:

Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук
Петров О.В., чл.-корр. РАН

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD
Petrov O.V., Corr. Member of RAS

Заместители главного редактора:

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

Deputies Editors-in-Chief:

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

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., д-р геол.-минерал. наук (ИГД 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)
Ошуркова М.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГТМ 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)

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., D.Sc. (IPGG RAS)
Larichev A.I., PhD (VSEGEI)
Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)
Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)
Oshurkova M.V., D.Sc. (VSEGEI)
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)

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>

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, А. Ю. Салахова, С. В. Шербакова

Подписано в печать 18.12.2020. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 19,15. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000612

Адрес издательства

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
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, 199178, Россия
Тел. (812) 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru
www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*О. В. Петров, Е. А. Киселёв, А. В. Молчанов,
В. В. Шатов, Т. Н. Зубова, А. В. Терехов,
В. Н. Белова, С. В. Кашин, В. В. Семёнова,
А. Е. Соболев, Н. С. Соловьёв, В. А. Шамахов*

Карта закономерностей размещения
золото-медно-порфировых месторождений России
масштаба 1 : 2 500 000 (на основе комплектов
государственных геологических карт масштаба
1 : 1 000 000 третьего поколения)

*Л. А. Дараган-Суцкова, О. В. Петров,
Ю. И. Дараган-Суцков, Д. И. Леонтьев,
И. Н. Савельев*

История формирования Евразийского бассейна
Северного Ледовитого океана
по сейсмическим данным

А. И. Малов

Эволюция изотопного состава урана
в песчано-глинистом водоносном горизонте
палеодолины Северо-Двинской впадины

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*О. В. Петров, Е. А. Киселёв, А. И. Ханчук,
В. В. Иванов, В. В. Шатов, А. А. Аленичева,
А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. И. Леонтьев,
Н. В. Родионов, Б. В. Беляцкий, С. А. Сергеев*

Распределение элементов-примесей
(P3Э + Y, Hf, U, Th, Pb)
в цирконе как индикатор рудоносности
магматических пород Au-Cu-порфировых проявлений
Малмыжского и Понийского рудных полей
(Нижнее Приамурье, Дальний Восток)

*Н. В. Шатова, В. В. Шатов, А. В. Молчанов,
О. В. Петров, А. В. Терехов, В. Н. Белова,
В. И. Леонтьев*

Геохимия и петрография
гидротермально измененных пород
Рябиновского рудного поля (Южная Якутия)
как основа прогноза
золото-медно-порфирового оруденения

В. И. Иващенко, К. А. Коневин

Благороднометалльное оруденение
протерозойских габбродолеритовых интрузий
Мотко и Куолиσμα (Карелия)

Ю. Б. Миронов, А. М. Карпунин, В. З. Фукс
Металлогения тория Российской Федерации

REGIONAL GEOLOGY

*O. V. Petrov, E. A. Kiselev, A. V. Molchanov,
V. V. Shatov, T. N. Zubova, A. V. Terekhov,
V. N. Belova, S. V. Kashin, V. V. Semenova,
A. E. Sobolev, N. S. Solov'ev, V. A. Shamakhov*

Map of distribution patterns
of copper-gold-porphyry deposits in Russia at
a scale of 2,500,000
(based on state geological mapping
at 1 : 1 M scale, the 3rd generation)

*L. A. Daragan-Sushchova, O. V. Petrov,
Yu. I. Daragan-Sushchov, D. I. Leont'ev,
I. N. Savel'ev*

History of formation of the Eurasian basin,
the Arctic Ocean,
based on seismic data

A. I. Malov

Evolution of uranium isotopic composition
in the sandy-clay aquifer of the paleo-valley
in the Northern Dvina depression

METALLOGENY

*O. V. Petrov, E. A. Kiselev, A. I. Khanchuk,
V. V. Ivanov, V. V. Shatov, A. A. Alenicheva,
A. V. Molchanov, A. V. Terekhov, V. I. Leont'ev,
N. V. Rodionov, B. V. Belyatskiy, S. A. Sergeev*

REE + Y, Hf, U, Th, and Pb distribution
in zircon as an indicator
for fertility of magmatic rocks
of the Malmyzh and
Pony Cu-Au-porphyry ore fields
(Trans-Amur Region, Russian Far East)

*N. V. Shatova, V. V. Shatov, A. V. Molchanov,
O. V. Petrov, A. V. Terekhov, V. N. Belova,
V. I. Leont'ev*

Geochemistry and petrography
of hydrothermally altered rocks
of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia)
as the basis for prediction
of gold-copper-porphyry ore mineralization

V. I. Ivashchenko, K. A. Konevin

Noble metal mineralization of Motko and Kuolisma
Proterozoic gabbrodolerite intrusions
(Karelia)

Yu. B. Mironov, A. M. Karpunin, V. Z. Fuks
Thorium metallogeny in the Russian Federation

**75-ЛЕТИЮ ПОБЕДЫ
ПОСВЯЩАЕТСЯ**

**DEDICATED TO THE 75th ANNIVERSARY
OF VICTORY**

З. И. Глезер 117 *Z. I. Glezer*
Мои школьные годы My school years

О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ), Е. А. КИСЕЛЁВ (Роснедра),
А. В. МОЛЧАНОВ, В. В. ШАТОВ, Т. Н. ЗУБОВА, А. В. ТЕРЕХОВ,
В. Н. БЕЛОВА, С. В. КАШИН, В. В. СЕМЁНОВА, А. Е. СОБОЛЕВ,
Н. С. СОЛОВЬЁВ, В. А. ШАМАХОВ (ВСЕГЕИ)

Карта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России масштаба 1 : 2 500 000 (на основе комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения)

Рассматриваются содержание, методика и прогнозно-минерогеническая составляющая Карты закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России масштаба 1 : 2 500 000, впервые созданной на основе обобщения результатов работ по составлению комплектов государственных геологических карт Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения. Карта подготовлена в соответствии с государственным заданием Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) в 2017–2019 гг. в рамках международного сотрудничества по проекту «Глубинные структуры и металлогения Северной, Центральной и Восточной Азии» и оформлена в виде ГИС-проекта (в формате ArcGIS 10.2). Содержит в качестве основных тематических «слоев» геологические, гидротермально-метасоматические, геохимические, космоструктурные, геофизические и др. критерии, представленные на соответствующих специализированных картах геологического содержания масштаба 1 : 2 500 000. На карте отражено положение 297 рудных и потенциально рудных узлов, в том числе 205 по территории Дальневосточного федерального округа, перспективных на обнаружение рудной минерализации золото-медно-порфирового типа. Приводятся рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ на порфировое оруденение.

Ключевые слова: золото-медно-порфировые месторождения России, металлогения, закономерности размещения порфировых объектов.

O. V. PETROV (VSEGEI), E. A. KISELEV (Rosnedra),
A. V. MOLCHANOV, V. V. SHATOV, T. N. ZUBOVA, A. V. TEREKHOV,
V. N. BELOVA, S. V. KASHIN, V. V. SEMENOVA, A. E. SOBOLEV,
N. S. SOLOV'EV, V. A. SHAMAKHOV (VSEGEI)

Map of distribution patterns of copper-gold-porphyry deposits in Russia at a scale of 2,500,000 (based on state geological mapping at 1:1 M scale, the 3rd generation)

The content, preparation procedure and predictive-mineragenic component of the 1:2.5 M Map of distribution patterns of copper-gold-porphyry deposits in Russia, first compiled based on summarizing the results of work on compiling sets of State geological maps of the Russian Federation at a scale of 1:1 M, the 3rd generation are discussed. The Map has been prepared from 2017 to 2019 as part of the International project «Deep Structure and Metallogeny of Northern, Central and Eastern Asia». The Map is designed in the form of a GIS project (in ArcGIS 10.2) and includes as thematic “layers” geological, hydrothermal-metasomatic, geochemical, cosmostructural, geophysical and other criteria, represented on relevant special-purpose geological maps, scale 1:2.5 M. The Map reflects the location of 297 ore and potentially ore clusters, including 205 clusters in the Russian Far East, promising for the discovery of ore mineralization of the gold-copper-porphyry type. The article provides recommendations on the direction of further exploration aimed at forecasting gold-copper-porphyry deposits.

Keywords: gold-copper-porphyry deposits of Russia, metallogeny, patterns of porphyry distribution.

Для цитирования: Петров О. В. Карта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России масштаба 1 : 2 500 000 (на основе комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения) / О. В. Петров, Е. А. Киселёв, А. В. Молчанов, В. В. Шатов, Т. Н. Зубова, А. В. Терехов, В. Н. Белова, С. В. Кашин, В. В. Семёнова, А. Е. Соболев, Н. С. Соловьёв, В. А. Шамахов // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 5–24.

Введение. В настоящее время во ВСЕГЕИ накоплен обширный фактический материал по характеристике золото-медно-порфировых месторождений территории России, обстановкам их проявления и закономерностям размещения, а также количественным оценкам прогнозных ресурсов перспективных объектов порфирового типа, полученный в ходе проведения работ по составлению комплектов государственных геологических карт Российской Федерации м-ба 1 : 1 000 000 третьего поколения (ГК-1000/3) и положенных в основу создания Карты закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России м-ба 1 : 2 500 000 (далее Карта закономерностей).

Кроме того, при составлении карты широко использовались новые данные по оценке возраста кристаллизации рудоносных магматических пород, окологорудных метасоматитов и руд порфировых месторождений России. Такая информация в последние годы стала доступной для использования благодаря широкому применению в структурных подразделениях ВСЕГЕИ инновационных методов изотопной геохимии и геохронологии, а также комплекса геофизических, геохимических, космогеологических и других методов исследований при проведении регионального металлогенического анализа. Обобщение и интерпретация полученных данных на региональном уровне позволили авторам статьи подойти к созданию рассматриваемой Карты закономерностей.

Методика работ. В основу создания ГИС-проекта Карты закономерностей, подготовленного в программной среде ArcGIS с использованием основного приложения платформы ArcMap (версия 10.2), были положены подходы к региональному металлогеническому анализу территории Российской Федерации, разработанные в разные годы при участии таких известных представителей металлогенической научной школы ВСЕГЕИ, как Ю. А. Билибин, С. С. Смирнов, А. Д. Щеглов, Д. В. Рундквист, А. А. Смыслов, А. И. Семёнов, Е. Д. Карпова, А. П. Никольский, В. С. Домарев, П. М. Татаринов, Е. Т. Шаталов, Н. П. Михайлов, Ю. В. Богданов, Н. С. Малич, Е. П. МIRONЮК, В. С. Кормилицын, Ю. Г. Старицкий, В. М. Терентьев, В. П. Феоктистов, Е. В. Плющев, О. В. Петров и многие другие [16].

Авторами статьи был проанализирован обширный фактический материал по вопросам генезиса и геодинамического положения месторождений порфирового семейства, включая геолого-генетические модели отдельных золото-медно-порфировых месторождений, нашедший отражение в различных опубликованных и фондовых источниках [2–14; 17; 21; 22; 29; 30; 32–38], а также данные, полученные в ходе собственных геологических исследований в различных регионах России.

Кроме того, в статье использованы сведения А. И. Ханчука [23–25], О. В. Петрова и соавторов

[18; 19] по характеристике геологических, *минерогенических*, петрохимических и геохимических особенностей коллизионных позднеальб-сеноманских рудоносных магматических пород в связи с открытием в Хабаровском крае крупного золото-медно-порфирового месторождения Малмыж. Изучался опыт проведения прогнозно-металлогенических и поисковых работ в различных регионах мира и России, нацеленных на выявление золото-медно-порфировых месторождений в различных геодинамических и геологоструктурных обстановках.

В результате были разработаны региональные критерии прогнозирования золото-медно-порфировых месторождений, которые отражены в легенде и на полотне самой карты.

Созданный ГИС-проект по составу и строению является многослойным (рис. 1), что позволило авторам рассматривать местоположение разноранговых минерогенических таксонов (минерогенических зон, рудных и потенциально рудных районов и узлов) и конкретных порфировых месторождений в потенциальных геофизических полях, областях развития различных типов гидротермально-метасоматических изменений, в пределах развития различных по возрасту, генезису и составу магматических ареалов, на площадях интерпретационных структур космофотоматериалов, в региональных геохимических полях (геохимических зонах, районах, узлах) и т. д.

При создании ГИС-проекта применялись данные, полученные различными исследователями при подготовке комплектов ГК-1000/3. В некоторых случаях для уточнения границ минерогенических таксонов использовались материалы комплектов Госгеолкарт-200/2. По конкретным минерогеническим таксонам, включая провинции, зоны, районы, узлы, а также в целом по федеральным округам Российской Федерации анализировались и обобщались сведения по прогнозным ресурсам различных категорий (P_3 , P_2 , P_1).

На созданной таким образом Карте закономерностей в форме ГИС-проекта отдельные тематические «слои» фактически отражают закономерности распределения конкретных прогнозных критериев: геологических (магматических), тектонических, геофизических, космоструктурных, гидротермально-метасоматических, геохимических, минерогенических (рудноформационных) и т. д.

С учетом проведенного анализа степени проявленности конкретных прогнозных критериев предложен список номенклатурных листов по федеральным округам для проведения ГДП-200/2 первой и второй очередей как перспективных для локализации площадей под поиски крупнотоннажных месторождений золото-медно-порфирового типа.

Общие положения. Остановимся кратко на освещении некоторых общих вопросов генезиса, зональности и строения рудоносных порфировых

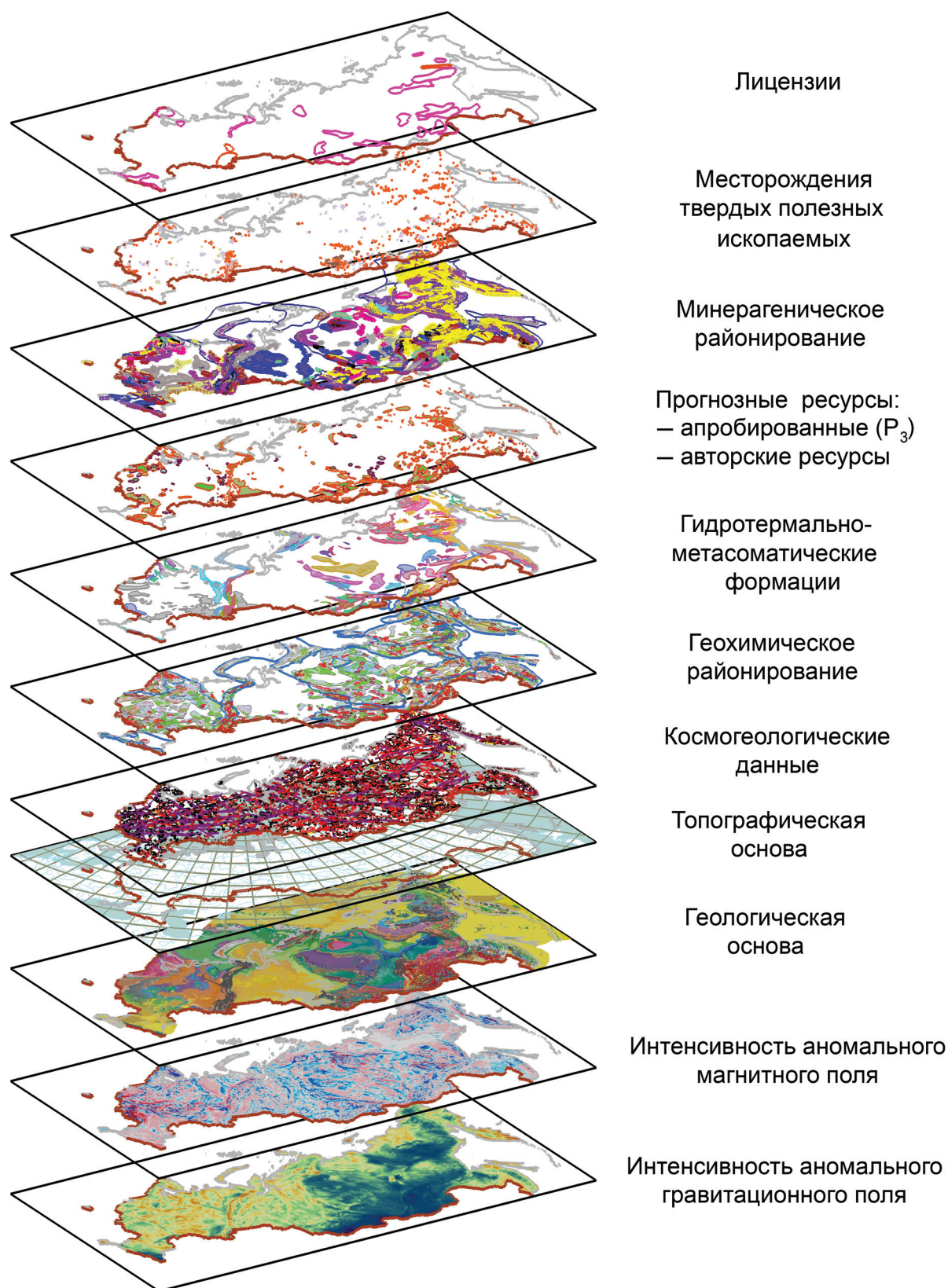


Рис. 1. Компоненты (тематические «слои») ГИС-проекта Карты закономерностей

систем на основе изучения отечественных и зарубежных литературных источников.

Месторождения порфирового семейства относятся к классу постмагматических гидротермальных и представляют собой крупные скопления

небогатых медных, молибденово-медных, золото-медных и молибденовых руд прожилково-вкрапленного штокверкового типа с большим объемом гидротермально-метасоматических изменений рудовмещающих пород. Руды неразрывно

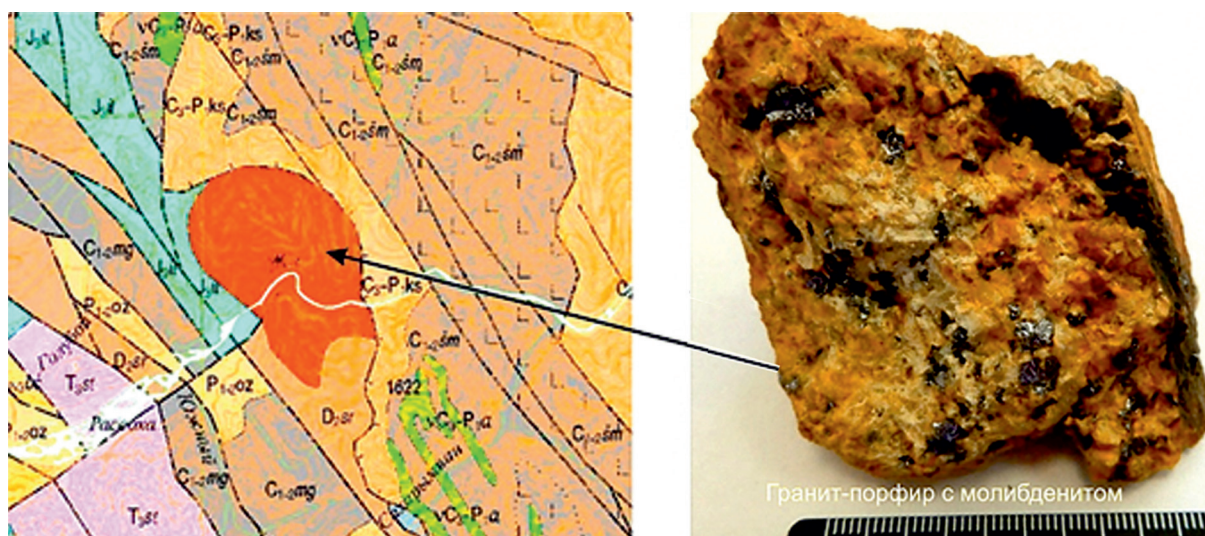


Рис. 2. Молибденитовая минерализация в гранит-порфирах Рассошинского массива позднеюрского возраста (слева фрагмент геологической карты листа Q-55-XXIX, XXX)

связаны в пространстве и времени с порфировыми интрузивами гранитоидного (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты), монцониоидного (габбро-монциты, монциты, кварцевые монциты) и щелочного (щелочно-полевошпатовые сиениты, кварцевые сиениты) составов, принадлежащими калий-натриевым, калиевым и ультракалиевым магматическим ассоциациям и, как правило, формирующимися вслед за полнокристаллическими (фанеритовыми) разностями магматических пород [12; 21; 30]. При этом существенно медное оруденение, развитое в фанеритовых породах, локализуется в интрузивах повышенной основности, а молибденное в гранитах. Главная масса руд молибден-медно-порфировых месторождений сосредоточена исключительно в интрузивных породах (рис. 2), тогда как среди медно-порфировых месторождений выделяются участки, в которых рудные тела залегают и во вмещающих породах — в эффузивах, осадочных и метаморфических толщах (рис. 3).

Главными эпохами проявления порфирового рудообразования на планете являются:

— *кайнозойская*, с которой связано формирование 43 % месторождений, или 345 рудных объектов из 800 учтенных. Среди них Cu, Cu-Au, Cu-Mo и Mo-порфировые месторождения Средиземноморско-Азиатского, Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского подвижных поясов — Грасберг, Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Рио-Бланко, Кляймакс, Пангуна, Бингем, Дизон, Хендерсон и др.

— *мезозойская*, в период которой образуется 35 % месторождений (278 объектов). Среди них преимущественно порфировые месторождения Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского окраинно-континентальных интрузивно-вулканических поясов и Средиземноморско-Азиатского подвижного пояса: Пиббл, Песчанка, Малмыж, Бор, Медет, Хайлэнд Вaley, Эггингтон и др.

— *палеозойская*, с которой связано формирование 15 % месторождений (120 объектов). Среди них месторождения порфирового семейства преимущественно Урало-Монгольского подвижного пояса, включая складчатые структуры Казахстана, Средней Азии, Монголии и Юго-Восточного



Рис. 3. Коренные выходы интенсивно смятых терригенных и терригенно-вулканических образований палеозойского возраста с обильной медной минерализацией

Китая, а также Центральной Европы и Северо-Американских Аппалачей: Кальмакыр, Оюу-Толгой, Эрдэнэт, Коунрад, Нурказган, Бошекуль, Коксай, Актогай, Михеевское, Сорское, Ак-Суг и др.

— *протерозойская*; в этот период образовалось менее 7 % месторождений (48 объектов). Среди них порфировые объекты, распространенные преимущественно в пределах складчатых структур древних щитов — в Австралии, Африке, Южной и Северной Америке, на территории Восточно-Европейской платформы: Лобаш, Маунт-Плезант, Гаспе, Боддингтон и др. В ряде случаев их принадлежность к данному типу оспаривается, а палеорекострукции с выделением вулканоплутонических поясов невозможны из-за высокой интенсивности метаморфизма соответствующих магматических комплексов.

Установленная закономерность нарастающего проявления порфирового рудообразования в истории Земли от древних эпох к молодым не является уникальной. Близкие тенденции формирования во времени характерны также для ртутных, сурьмяно-ртутных и золото-серебряных месторождений. Природа такой направленной эволюции порфирового рудообразования не до конца понятна и является предметом жарких споров среди ученых [9; 12; 30; 36].

Порфировые месторождения относятся к числу главных источников меди, молибдена и золота на нашей планете. На долю порфировых месторождений приходится от 50 до 60 % мирового производства меди, 35–40 % — золота и более 95 % мирового производства молибдена. По состоянию на декабрь 2005 г. суммарные разведанные запасы меди, сосредоточенные в приблизительно 800 учтенных средних, крупных и уникальных по размерам порфировых месторождениях, оцениваются в 450 млн т металла, а золота — в 17 тыс. т металла.

Порфировые месторождения характеризуются штокверковой формой проявления рудной минерализации и преимущественно крупными размерами рудных тел с невысокими содержаниями и относительно равномерным пространственным распределением главных полезных компонентов в рудах, что создает благоприятные условия для открытого способа их эксплуатации.

Средние содержания Cu в рудах порфировых месторождений — 0,3–0,9 % (в зоне окисления они возрастают до 1,5 %), Au — 0,1–0,9 г/т и Mo — 50–500 г/т. Учитывая крупные объемы минерализованных горных пород на порфировых месторождениях, их нередко называют большеобъемными, или крупнотоннажными. Средние объемные параметры рудных тел порфировых месторождений измеряются многими сотнями кубических метров и редко первыми кубическими километрами (0,4–0,8 до 1,1–1,3 км³). Для сравнения — средние размеры медно-колчеданных рудных залежей в 6–10 раз меньше.

Средние запасы Cu в медно- и молибден-медно-порфировых месторождениях измеряются

многими миллионами тонн металла. Например, в рудах самых крупных на планете уникальных медно-молибден-порфировых месторождений Эль-Теньенте, Рио-Бланко и Чукикамата в Чили содержится 82, 80 и 68 млн т Cu соответственно.

Средние запасы Au в медно- и золото-медно-порфировых месторождениях измеряются первыми сотнями тонн, реже первыми тысячами тонн металла. Например, в рудах самых крупных на планете уникальных золото-медно-порфировых месторождений Грасберг в Папуа — Новая Гвинея, Кальмакыр в Узбекистане, Бингэм в США, Оюу-Толгой в Монголии и Пиббл на Аляске содержится 2600, 2350, 1800, 1400 и 1350 т Au соответственно.

Средние запасы Mo в молибден- и молибден-медно-порфировых месторождениях измеряются первыми сотнями тысяч тонн, реже первыми миллионами тонн металла. Например, в рудах самых крупных на планете уникальных медно-молибден-порфировых и молибден-порфировых месторождений Кляймакс в США, Чукикамата и Эль-Теньенте в Чили, Хендерсон в США сосредоточено 3,0, 2,8, 2,6 и 1,5 млн т Mo соответственно [9; 12; 30; 36].

К примеру, рудник *Грасберг* и одноименное месторождение — это самый крупный горнодобывающий комплекс в мире по золоту и третий по меди. Он расположен в провинции Папуа (Индонезия), на западе о. Папуа — Новая Гвинея, вблизи наивысшей горной вершины Папуасского хребта, горы Пункак (Puncak Jaya) высотой около 5000 м. Общие запасы руды (доказанные + + вероятные) комплекса Грасберг на конец 2007 г. оценивались в 2712 млн т при среднем содержании в рудах Cu — 1,04 %, а Au — 0,9 г/т [33; 34]. Карьерная добыча в Грасберге будет оставаться эффективной еще многие десятилетия. После перехода на подземную отработку работа рудника будет продолжаться по крайней мере еще столетие. Доказанные запасы оцениваются более чем в 70 млрд долларов США при текущей цене за металл (> 4 млрд т при содержаниях 0,6 % Cu и 0,5 г/т Au), по данным Геологической службы США. Без сомнения, месторождение Грасберг является одним из крупнейших открытий в горнодобывающей отрасли этого века.

Следующим примером может выступать недавно открытое гигантское месторождение *Пиббл* на Аляске, расположенное в 320 км к юго-западу от Анкориджа и имеющее наибольшие (после Грасберга) запасы золота по сравнению с любым другим порфировым месторождением в мире (3033 т Au при содержании 0,35 г/т). Оруденение связано с интрузивными телами батолита Касканак, прорывающего юрско-меловые флишеидные отложения Кахилтна. Месторождение Пиббл формировалось в течение 10 млн лет, начиная с внедрения гранодиоритовых и диоритовых пластовых интрузивов, щелочных пород и связанных с ними брекчий, а затем субщелочных гранодиоритов батолита Касканак, возраст которого насчитывает 90 млн лет. Месторождение Пиббл делится на два

блока — Восточный и Западный, которые отличаются особенностями проявления гидротермально-метасоматической деятельности [29]. Западный рудный блок погружен примерно на 500 м от поверхности, в то время как восточный перекрыт осадочными и вулканическими позднемеловыми-эоценовыми толщами мощностью до 1700 м. Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, пиритом, самородным золотом и электролитом. По состоянию на 31.01.2009 разведанные запасы меди этого месторождения оцениваются в 36,6 млн т при бортовом содержании условной Cu — 0,3 %, Au 3042 т и Mo — 2529 тыс. т (при средних содержаниях металла 0,35 г/т и 0,02 % соответственно).

Возможность отработки штокерковых руд порфировых месторождений карьерами, высокий коэффициент извлечения металлов, комплексный характер руд — все это обеспечивает низкую себестоимость добычи «порфировой» меди и золота.

В то же время в России сейчас отсутствуют промышленные предприятия, нацеленные на добычу медно-порфировых руд в крупных и уникальных месторождениях [3].

Открытие в последние годы большого числа медно-порфировых месторождений (Пеббл, Малмыж, Песчанка и др.) в уже известных и новых рудных районах дает основание предполагать, что роль порфировых объектов в мировой экономике в будущем будет только неуклонно возрастать [13; 17; 26–28; 30; 35; 36; 38]. Например, в *Приаргунской металлогенической зоне* возможно открытие объектов, подобных крупному месторождению Быстринское (см. рис. 16).

Рудные тела медно-порфировых месторождений характеризуются комплексным пирит-халькопиритовым, иногда с борнитом и магнетитом, составом и представляют собой штокерки сульфидных и сульфидсодержащих прожилков (рис. 4). Среди главных рудных минералов в рудах порфировых месторождений преобладают пирит, халькопирит, молибденит и магнетит. Реже встречаются борнит, халькозин, энаргит, сфалерит, галенит, пирротин и тетраэдрит. Среди нерудных минералов большую часть составляют кварц, серицит, мусковит, хлорит, биотит, калиевый полевой шпат, анкерит, кальцит и каолинит. Редкими являются эпидот, актинолит, турмалин, ангидрит, альбит, цуниит, диаспор, андалузит, корунд и др.

Морфология рудных тел на месторождениях порфирового семейства определяется

морфологией порфировых интрузивов, с которыми ассоциирует оруденение, а также с планом разрывных нарушений.

Установлено [11–15], что в качестве основных геодинамических обстановок проявления рудных объектов порфирового типа выступают области:

— *тектонно-магматической активизации древних кратонов*, для которых характерны щелочные калиевые гранитоиды с преимущественно молибденовым оруденением (кордильерский тип);

— *активных континентальных окраин* с широким проявлением монцитонитовидного магматизма над зонами субдукции, в том числе в пределах восточной части Тихого океана (андийский тип), с молибденово-медным оруденением;

— *островодужных обстановок* вдоль активных континентальных окраин, в том числе и в пределах западной части Тихого океана, с известково-щелочным (диоритовым) рудоносным магматизмом. Для этого типа характерно в основном золото-медное порфировое оруденение.

На территории Российской Федерации в настоящее время известно 68 разномасштабных месторождений порфирового типа, 469 проявлений минерализации (Cu, Mo, Au), относящихся к порфировому семейству, и 229 пунктов минерализации. Подавляющее большинство этих рудных объектов было выявлено в ходе проведения геологосъемочных работ ГК-1000/3, ГСР-200/1 и ГДП-200/2.

Наиболее крупными по запасам месторождениями медно-порфирового типа на территории Российской Федерации являются: Песчанка на Чукотке, Малмыж в Хабаровском крае, Томинское и Михеевское на Урале, Ак-Сугское в Туве, Сорское в Алтае-Саянской области, Бамское и Морозкинское на территории БАМ и др.

Гидротермально-метасоматические образования на месторождениях порфирового семейства представлены во внешней зоне прожилитами с локальными телами скарнов и скарноидов, а во внутренних частях самих порфировых массивов — биотитовыми фельдшпатолитами, филлизитами, березитами и аргиллизитами. При этом кварц-серицитовые метасоматиты или филлизиты, как правило, развиваются на медно-молибденовых месторождениях, а хлорит-карбонат-серицитовые гидротермалиты березитового облика — на медно-золоторудных. Кроме рассмотренных типов метасоматических изменений на месторождениях, связанных с брекчиевыми образованиями, широким развитием пользуется турмалинизация [9; 12; 15; 20; 21; 31; 35; 36].

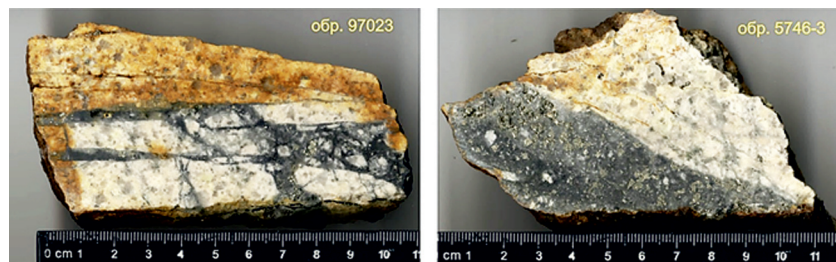


Рис. 4. Форма проявления рудной минерализации на золото-молибден-порфировом рудопроявлении Голец Билибина (Алданский щит, лист О-52-XXVII)

Рудопроявление обнаружено сотрудниками Алданской партии ВСЕГЕИ в полевой сезон 2016–2017 гг. при проведении ГДП-200/2

Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях медно-порфирового типа проявлена как по вертикали, так и латерали и имеет в подавляющем большинстве случаев концентрически-зональный характер при отчетливой подчиненности их морфологии «геометрии» рудоносных интрузивных массивов [20; 31].

Важным обстоятельством является то, что на месторождениях порфирового семейства гидротермально-метасоматические преобразования пород проявлены на значительно больших площадях, чем промышленная минерализация. Это касается, прежде всего, периферических зон пропилитизации и развитых в их пределах ореолов пиритизации, нередко достигающих в поперечнике первых километров, что, безусловно, может быть использовано в качестве одного из *гидротермально-метасоматических признаков* прогнозирования месторождений порфирового семейства.

В обобщенной рудно-геохимической зональности порфировых систем молибденовая минерализация преимущественно тяготеет к их центру, которая во все стороны от него и вверх по восстанию при некотором перекрытии сменяется сначала медной, а затем, тоже с перекрытием, полиметаллической рудной минерализацией. Нередко при незначительном эрозионном срезе на верхних горизонтах порфировых рудно-метасоматических систем во вмещающих аргиллизированных вулканитах отмечается эпитермальное золото-серебряное оруденение с медью [5–10; 12; 14; 30; 35; 36].

Таким образом, анализ приведенных выше опубликованных материалов по месторождениям порфирового семейства демонстрирует с большой долей вероятности, что разновозрастные (кайнозойские, мезозойские и палеозойские) вулканоплутонические пояса (ВПП) территории России обладают высокой перспективностью на выявление в их пределах месторождений порфирового (Cu-Au-Mo) семейства. При этом было установлено, что крупные медно-порфировые месторождения приурочены, как правило, к вулканоплутоническим поясам, характеризующимся структурно-неоднородным фундаментом мозаичного строения [17]. В пределах металлогенических поясов рудные районы локализуются в блоках с преобладающим фемическим типом разреза и приурочены к палеоподнятиям с редуцированно проявленным орогенным вулканизмом и широким развитием интрузивного магматизма габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-сиенит-диоритовой и близких им по составу формаций.

В структурно-тектоническом отношении типовая позиция крупных и средних месторождений порфирового семейства определяется участками пересечения разнопорядковых глубинных разломов линейного типа как между собой, так и с оперяющими их более мелкими разрывами, а также с кольцевыми и купольными структурами. При этом месторождения порфирового типа локализуются преимущественно в эндоэкзоконтактовых зонах малых порфировых тел, представляющих собой поздние дифференциаты

сложных многофазных плутонов. Формирование порфировых интрузивов, к которым приурочено порфировое оруденение, представляет одно из звеньев в длинной цепи магматических событий [21]. Вместе с близкими по возрасту эффузивами и фанеритовыми интрузивными породами порфиры входят в состав сложнопостроенных вулканоплутонических ассоциаций. При этом, по мнению И. Г. Павловой [17], образование крупных порфировых месторождений происходит только в тех случаях, когда их формирование было сложным, длительным и напряженным.

Карта закономерностей размещения золото-медно-порфировых месторождений России масштаба 1 : 2 500 000. Как показано на рис. 1, рассматриваемая карта подготовлена в форме ГИС-проекта, отдельные тематические «слои» которого фактически отражают закономерности распределения конкретных прогнозных критериев: геологических (магматических), тектонических, геофизических, космоструктурных, гидротермально-метасоматических, геохимических, минерагенических (рудноформационных) и т. д.

Легенда к карте состоит из двух блоков: геологического и собственно металлогенического.

Геологический блок легенды представлен условными обозначениями различных геологических подразделений, показанных на изданной в 2016 г. Геологической карте России и прилегающих акваторий м-ба 1 : 2 500 000 (сост. Стрельников С. И. и др., 2016). Границы геологических подразделений, которые не имеют существенного влияния на формирование и (или) размещение оруденения порфирового семейства, показываются черным цветом, а их внутреннее наполнение остается белым. Те же геологические подразделения, которые прямо или косвенно влияют на формирование и (или) размещение в геологическом пространстве порфирового оруденения, в легенде и на полотне карты обозначены цветом в соответствии с возрастом (стратифицированные толщи) или вещественным составом (магматические образования).

Геологические критерии. Разноранговые рудные объекты порфирового семейства отчетливо тяготеют к ВПП двух типов – базальтоидным, развивающимся в островодужном или рифтогенном режимах на базальтоидном раннеостроводужном субстрате, и окраинно-континентальным андезитоидным, становление которых в орогенно-активизационном режиме происходило на различном по составу и времени формирования фундаменте [12; 14].

Для *базальтоидных ВПП* продуктивными на медно-порфировое оруденение являются вулканоплутонические ассоциации, завершающие натровые серии базальтоидного магматизма и закономерно сменяющие во времени и по латерали однородные базальтовые и колчеданосные контрастные и непрерывные формации.

Для *андезитоидных ВПП* потенциально рудоносны (молибден-медно-порфировые

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ГИПАБИССАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Состав (ассоциации магматических пород)		Возрастные интервалы основных этапов магматизма																		
		N	K ₂ -P	J ₂ -K ₁	J	T	P-T	P	C-P	C	D	O-S	C-O	C	V-C	V	RF- PR ₂	PR ₁	AR ₂	AR ₁
Лейкограниты, граниты, граносиениты	(ly)																			
Граниты, гранодиориты, граносиениты, плагиограниты	(γ)																			
Чарнокиты, эндиориты, Плагиограниты, граниты, гранодиориты	(ēh) (pγ)																			
Плагиограниты, габбро, диориты, габбродиориты	(vγ)																			
Гранодиориты, граниты, кварцевые диориты, диориты	(γδ)																			
Диориты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты	(δ)																			
Кварцевые диориты	(δq)																			
Габбродиориты, диориты, плагиограниты	(vδ)																			
Габбро, нориты, габбронориты, габбродиориты	(v)																			
Анортозиты, габброанортозиты, габбронориты	(η)																			
Габбродолериты, долериты	(vβ)																			
Трахидолериты	(фβ)																			
Пикродолериты	(ωβ)																			
Клинопикроксениты, горблендиты, вериты	(v)																			
Перидотиты, дуниты, серпентиниты	(σ)																			
Габбро, перидотиты, габбронориты, ортопикроксениты	(vσ)																			
Граниты-рапакиви	(γ ^r)																			
Умереннощелочные: граниты, лейкограниты, сиениты	(eγ)																			
Граносиениты, сиениты, лейкограниты	(γξ)																			
Сиениты, кварцевые сиениты	(ξ)																			
Монциты, монцодиориты, сиениты, граносиениты	(μ)																			
Монцодиориты, кварцевые монцодиориты	(μδ)																			
Монцогаббро, монциты, сиениты, габбро, диориты	(μv)																			
Щелочные граниты	(Eγ)																			
Щелочные граносиениты	(Eγξ)																			
Щелочные сиениты, (бесфелдшпатовидные)	(Eξ)																			
Фельдшпатовидные сиениты	(φξ)																			
Щелочные габброиды	(Ev)																			
Щелочные ультраосновные, (оливиниты, меллититолиты, ийолиты, уртиты)	(Eσ)																			
Щелочные ультраосновные с карбонатами (оливиниты, клинопикроксениты, нефелиновые сиениты, карбонаты)	(Eσδ)																			
Габбро, нефелиновые сиениты, габбропикроксениты, монцогаббродиориты, ийолиты, уртиты, в ряде случаев щелочные граниты	(vφξ)																			
Клинопикроксениты, нефелиновые сиениты	(vφξ)																			
Карбонаты	(δ)																			

Индикация плутоноидных образований проводится по преобладающему типу пород в ассоциации (выделены жирным курсивом)

* Точный возраст магматических образований и дань указывается в индексе. Интрузивные комплексы широкого возрастного диапазона, охватывающего смежные возрастные интервалы, отображаются цветом более молодого интервала

и медно-молибден-порфировые объекты) вулканоплутонические ассоциации андезито-диоритового профиля, сформировавшиеся на ранних этапах становления поясов.

Золото-медно-порфировое оруденение отчетливо ассоциируется как с зонами интенсивного вулканизма, так и сопряженного с ними интрузивного магматизма, фиксируемого малыми интрузиями монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, монзонитов, монзонит-порфиров, калишпатизированных габбро, габбродиоритов и диоритов. Характерны также дайковые комплексы, среди которых выделяются: *ранние* — субщелочные и лейкократовые граниты, граносиениты и *поздние* — монзонит-порфиры, гранодиорит-

порфиры, диоритовые и габбродиоритовые порфиры. Указанные интрузивные образования слагают габбро-диорит-граносиенитовую и монзонит-сиенитовую формации.

Молибден-порфировые месторождения, так же расположенные в андезитоидных поясах или вне их на кратонных территориях, сопряжены с гранит-лейкогранитовыми интрузивными сериями [1; 2] и локализованы, как правило, в пределах штоков гранит-порфиров.

В разделе легенды «Плутонические и гипабиссальные комплексы», а соответственно и на полотно карты, различными цветами выделены три ассоциации рудоносных интрузивных пород: гранит-лейкогранитовая, диорит-гранодиоритовая

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

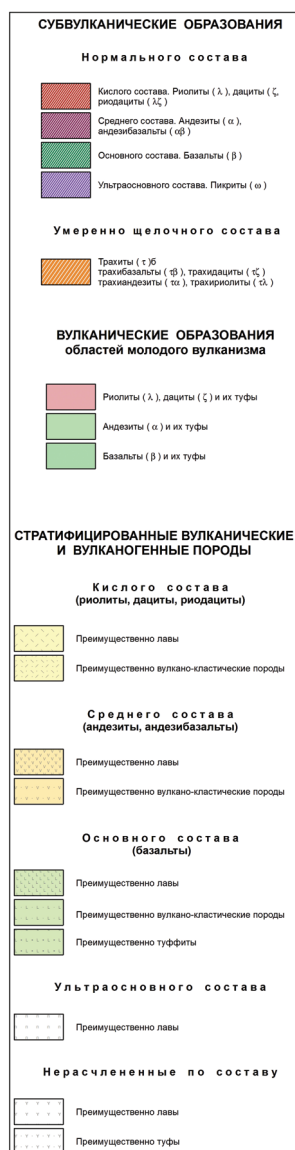


Рис. 5. Фрагмент легенды. Плутонические и гипабиссальные комплексы. Вулканические, осадочно-вулканические образования (далее на рис. 6–11 рассмотрены фрагменты легенды)

и монцитит-граносиенитовая в возрастном интервале от неогена до венда — кембрия включительно (рис. 5).

Также цветом показаны контуры стратифицированных вулканических и вулканогенных пород основного, среднего и кислого составов, субвулканические образования нормального и умереннощелочного составов и вулканические образования областей молодого вулканизма.

Исходя из приведенных геологических критериев наиболее благоприятными обстановками локализации порфировых объектов являются зрелые энсиматические островные дуги, рифтогенные вулканические зоны активных окраин континентов. В связи с этим по одному из

критериев выделения площадей, перспективных для прогнозирования месторождений порфировых систем, были исключены плитные комплексы чехла древних платформ (Сибирской и Восточно-Европейской) и территория молодой — Западно-Сибирской плиты. Анализ подвергались лишь вулканоплутонические пояса, складчато-надвиговые системы и щиты древних платформ.

В разделе легенды «Тектонические критерии» плитный комплекс показан в цветовой гамме (рис. 6) и считается не перспективным на выявление месторождений порфирового семейства, в связи с чем он исключен из рассмотрения.

Оруденение порфирового типа тяготеет к зонам глубинных разломов на флангах региональных палеоподнятий, контролирующих ареалы распространения штокообразных интрузивных массивов. В более локальном плане характерно сочетание линейных и дуговых разрывных структур, контролирующих сближенные штокообразные интрузивы от кислого до субщелочного составов.

Гидротермально-метасоматические критерии.

При формировании порфировых месторождений существенную роль играли гидротермально-метасоматические процессы, приводящие к образованию различных типов околорудных изменений, характеризующихся зональным распределением вокруг порфировых интрузивных массивов. Для анализа использовалась Карта гидротермально-метасоматических формаций России м-ба 1 : 2 500 000 (сост. Плюшев Е. В. и др., 2014).

В региональном плане месторождения порфирового типа сопровождаются ареалами проявления плутоногенных гидротермально-метасоматических формаций — филлизитовой, гумбеито-березитовой и оксеталитовой — и вулканогенных — калишпатофировой, фельдшпатофировой и альбитофировой. В легенде к карте в блоке «Метасоматические критерии» эти формации показаны цветной штриховкой применительно к зонам, районам, узлам и площадям их распространения (рис. 7).

Геофизические критерии. Чрезвычайно важным для локализации площадей, перспективных на выявление золото-медно-порфирового оруденения, являются геофизические критерии (рис. 8). На карте выделены два типа площадей — благоприятные и неблагоприятные на выявление месторождений порфирового типа. К первым из них относятся площади, характеризующиеся дифференцированным, знакопеременным аномальным магнитным и гравиметрическим полями [3; 7; 11; 22; 28]. Для анализа использовалась Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) России м-ба 1 : 2 500 000 (сост. Литвинова Т. П. и др., 2012) и материалы цифровой основы Гравиметрической карты России м-ба 1 : 2 500 000 (сост. Степанов П. П. и др., 1999).

Космоструктурные критерии. На рассматриваемой карте различными знаками показаны кольцевые и линейные структуры (рис. 9), поскольку в региональном плане порфировое оруденение



Рис. 6. Тектонические критерии

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ		ТИПЫ И ВИДЫ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ	РАНГИ АРЕАЛОВ ГМФ			
			Области	Районы	Узлы	Площади
ПЛУТОНОВЫЕ	МЕЗОЗОИЧНЫЕ	ОКС - оксепалитовый: оксепалитовая (нерасчлененная) березит-оксепалитовая, биотит-оксепалитовая, гумбеит-оксепалитовая, лиственит-оксепалитовая, скарн-оксепалитовая, пропилит-оксепалитовая				
		ФИЛ - филлизитовый: филлизитовая (нерасчлененная), гумбеит-филлизитовая				
		ГББ - гумбеит-березитовый: гумбеит-березитовая				
ВУЛКАНОВЫЕ	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ КРАТОНАЦИОННЫЕ	КФ - калишпатофировый: калишпатофировая (нерасчлененная), калишпатофир-аргиллизитовая, калишпатофир-эйситовая, калишпатофир-березитовая				
		ФФ - фельдшпатофировый: фельдшпатофировая (нерасчлененная), фельдшпатофир-пропилитовая, фельдшпатофир-вторичнокарбонатная, фельдшпатофир-березит-аргиллизитовая, фельдшпатофир-адюларитовая				
	ОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОВЫЕ	АФ - альбитофировый: альбитофировая (нерасчлененная), альбитофир-пропилит-березитовая, альбитофир-адюларитовая, альбитофир-березитовая, альбитофир-аргиллизитовая				

Рис. 7. Метасоматические критерии



Рис. 8. Геофизические критерии

тяготеет к куполовидным сводовым палеоподнятиям, дуговым и радиальным элементам кольцевых макроморфоструктур диаметром 1000 км и более, а также к участкам сопряжения региональных (глубинных) линейных зон с морфоструктурами центрального типа, развитых в пределах вулканоплутонических поясов.

Геохронологические критерии. Возраст рудоносных магматических комплексов для различных регионов мира заметно отличается. Как было показано выше, наиболее широко они формировались на кайнозойском, мезозойском и палеозойском этапах развития планеты.

Геохимические критерии. В легенде к карте геохимические критерии отражены цветом границы геохимических таксонов в соответствии с их

специализацией (благородные, цветные и редкие металлы, а также их сочетание), благоприятные для выявления порфировых объектов (рис. 10).

В легенде, помимо охарактеризованных прогнозных критериев, показаны условные обозначения металлогенических таксонов, а именно: металлогенические зоны проявления месторождений порфирового семейства, рудные или потенциально рудные районы и узлы (рис. 11), а также ранг самих порфировых месторождений, проявления порфировой минерализации и их видовой состав (рис. 12).

Кроме того, на карте нашли отражение границы минерагенических провинций и зон, а также рудных и потенциально рудных районов и узлов, специализированных на рудные объекты

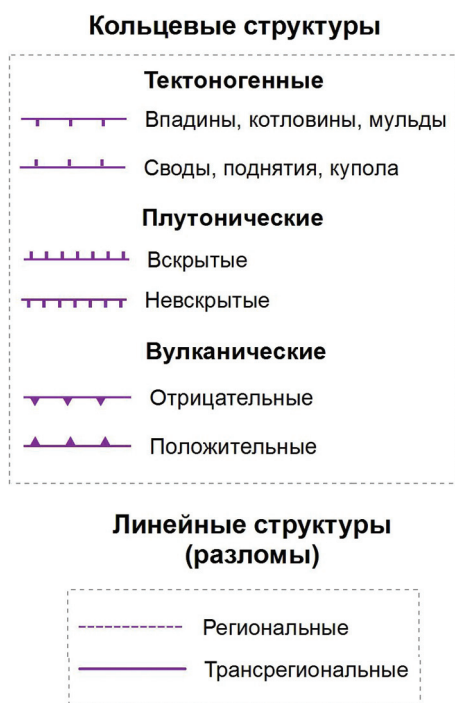


Рис. 9. Космоструктурные критерии

Геохимические таксоны и их специализация

Рис. 10. Геохимические критерии (по материалам ИМГРЭ)

порфирового семейства (рис. 11). Все минерогенические подразделения на карте имеют свой индекс, по которому в атрибутивных таблицах ГИС-проекта можно найти их полную характеристику. На карте показаны также разноранговые месторождения и проявления минерализации, относимые к порфировому семейству (рис. 12).

В металлогенический блок добавлены обозначения перспективных площадей в ранге листов Госгеолкарты-200, требующих постановки ГДП-200/2 или прогнозно-металлогенических работ, нацеленных на локализацию площадей для постановки поисковых и поисково-оценочных работ на месторождения порфирового семейства.

Вышеприведенные прогнозные критерии положены в основу структуры и состава

подготовленного в формате ArcGIS 10.2 ГИС-проекта Карты закономерностей (рис. 13).

На рис. 14–16 приведены фрагменты карты по отдельным минерогеническим провинциям, которые иллюстрируют характер проявления в их пределах различных прогнозных критериев.

Прогнозный анализ и рекомендации по постановке дальнейших работ, нацеленных на выявление рудных объектов порфирового типа. При создании рассматриваемой карты авторами статьи использовались региональные пространственно-временные закономерности распределения оруденения золото-медно-порфирового семейства по территории Российской Федерации и масштабность его проявления в разноранговых металлогенических подразделениях — провинциях, зонах, районах и узлах.

Наиболее ярко региональные прогнозные критерии, отраженные в легенде к карте, проявлены в пределах минерогенических провинций: Дальневосточного ФО (Верхояно-Колымская, Ляховско-Святоноская, Колымо-Омолонская, Охотско-Чукотская, Охотско-Корякская, Олюторско-Камчатская и Колымо-Чукотская, Алдано-Становая, Сихотэ-Алиньская), Сибирского ФО (Байкальская, Алтае-Саянская) и Уральского ФО (Уральская). При этом золото-медно-порфировое оруденение сосредоточено главным образом в пределах мезо-кайнозойских ВПП и контролируется депрессионными и купольными вулканоструктурами, в отдельных случаях — обособленными интрузивными и субвулканическими массивами мафическо-салического профиля. Медно-порфиновый потенциал провинций определяется количеством принадлежащих им рудных узлов. По их числу лидируют активнокрайинные *Охотско-Чукотская* (рис. 14) и *Олюторско-Камчатская минерогенические провинции*. Наиболее ранняя рудоносность (PZ₂, J₃, K₁) свойственна *Колымо-Омолонской*, а наиболее молодая (P–Q) — *Олюторско-Камчатской провинциям*.

Так, на севере *Колымо-Омолонской провинции* находится уникальное медно-порфировое месторождение *Песчанка* (Чукотский АО), крупное по запасам меди, молибдена, золота и среднее по серебру с промышленными концентрациями в рудах платиноидов, свинца, цинка, серы и селена, которое является ведущим объектом Баимского рудного узла (рис. 15).

На территории узла известна также серия близких по формационной принадлежности перспективных проявлений меди, молибдена, золота и других полезных ископаемых. Сам рудный узел при дальнейшем изучении может войти в число мировых золотоносных медно-порфировых гигантов [13; 27].

В границах *Охотско-Чукотской провинции* известны только малые месторождения молибден-порфировое Осеннее и эпитепмальное серебро-золоторудное Нявленга с адуляр-кварцевыми рудами, в том числе галенит-сфалерит-халькопиритового минерального типа, что позволяет

Металлогенические таксоны и их специализация

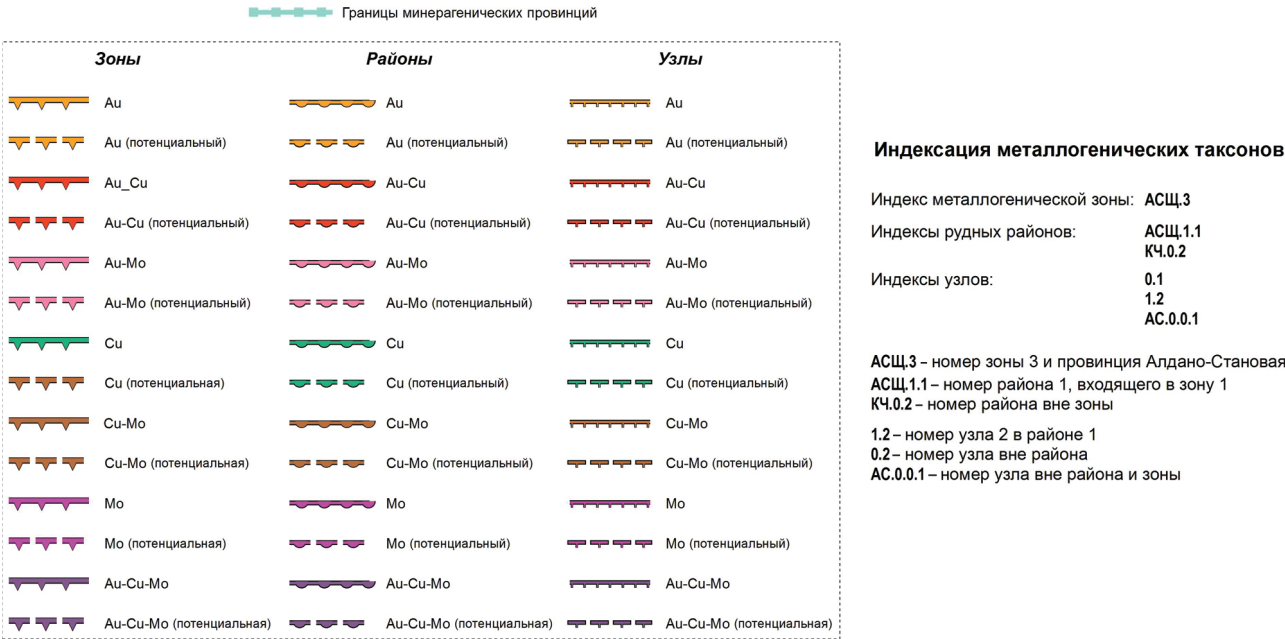


Рис. 11. Металлогеническое районирование

Золото-медно-порфировые месторождения

	Крупные	Средние	Малые	Проявления
Au				
Au-Cu Cu-Au				
Cu				
Cu-Mo Mo-Cu				
Mo-Cu-Au Au-Cu-Mo Cu-Mo-Au				
Mo				
Au-Mo Mo-Au				

Рис. 12. Ранг рудных объектов порфирового семейства, отраженных на Карте закономерностей

предполагать наличие здесь и медно-порфировой минерализации. В связи с этим особое внимание заслуживает месторождение Кумроч (среднее по золоту и малое по серебру) Олюторско-Камчатской провинции с телескопированным оруденением – медно-порфировым на глубине и эпитеpмальным серебро-золоторудным у поверхности. На остальной части провинции известны медно-, молибден-, золото-медно- и медно-молибден-порфировые проявления и пункты минерализации, относящиеся к медно-порфировому семейству по [12], а также индикаторные шлиховые и литогеохимические аномалии.

На территории Дальневосточного ФО силами сотрудников Рассошинского отряда (нач. А. В. Рогов, отв. исп. С. Н. Сычѳв) отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ВСЕГЕИ при выполнении в 2017 г. работ по оценке геолого-геофизической изученности листа Q-55-XXIX, XXX был выделен Урадан-Рассошинский потенциальный медно-молибден-золоторудный узел, а в гранитоидах Рассошинского массива (J₃) – молибден-порфировое рудопроявление с обильной молибденитовой минерализацией (см. рис. 2) и видимым золотом. В рамках узла локализована площадь Рассошинская, перспективная на обнаружение в ее пределах золото-молибден-порфирового месторождения. В 2019 г. при наземной заверке АГСМ-аномалий силами сотрудников Норильского филиала ВСЕГЕИ (А. Н. Онищенко, А. В. Полтавцев, П. В. Мельников и др.) перспективная площадь была существенно увеличена.

К северу от Рассошинского массива в перекрывающей его вулканогенно-терригенной толще обнаружены многочисленные проявления обильной медной рудной минерализации (см. рис. 3), геохимические аномалии золота и полиметаллов, а также ореолы масштабного проявления процессов окварцевания, пропилитизации, эпидотизации и сульфидизации. В интенсивно измененных породах диагностируются пирит, арсенопирит, халькопирит, борнит, ковеллин, галенит, сфалерит, а также малахит и азурит. Прогнозные ресурсы кат. Р₃ для Рассошинской площади составили: Мо – 330 тыс. т (по эталону Бугдаинского рудного поля); Cu – 2,5 млн т (по эталону Баимского рудного поля) и Au – 175 т (по эталону Баимского рудного поля или рудопроявления Лора).

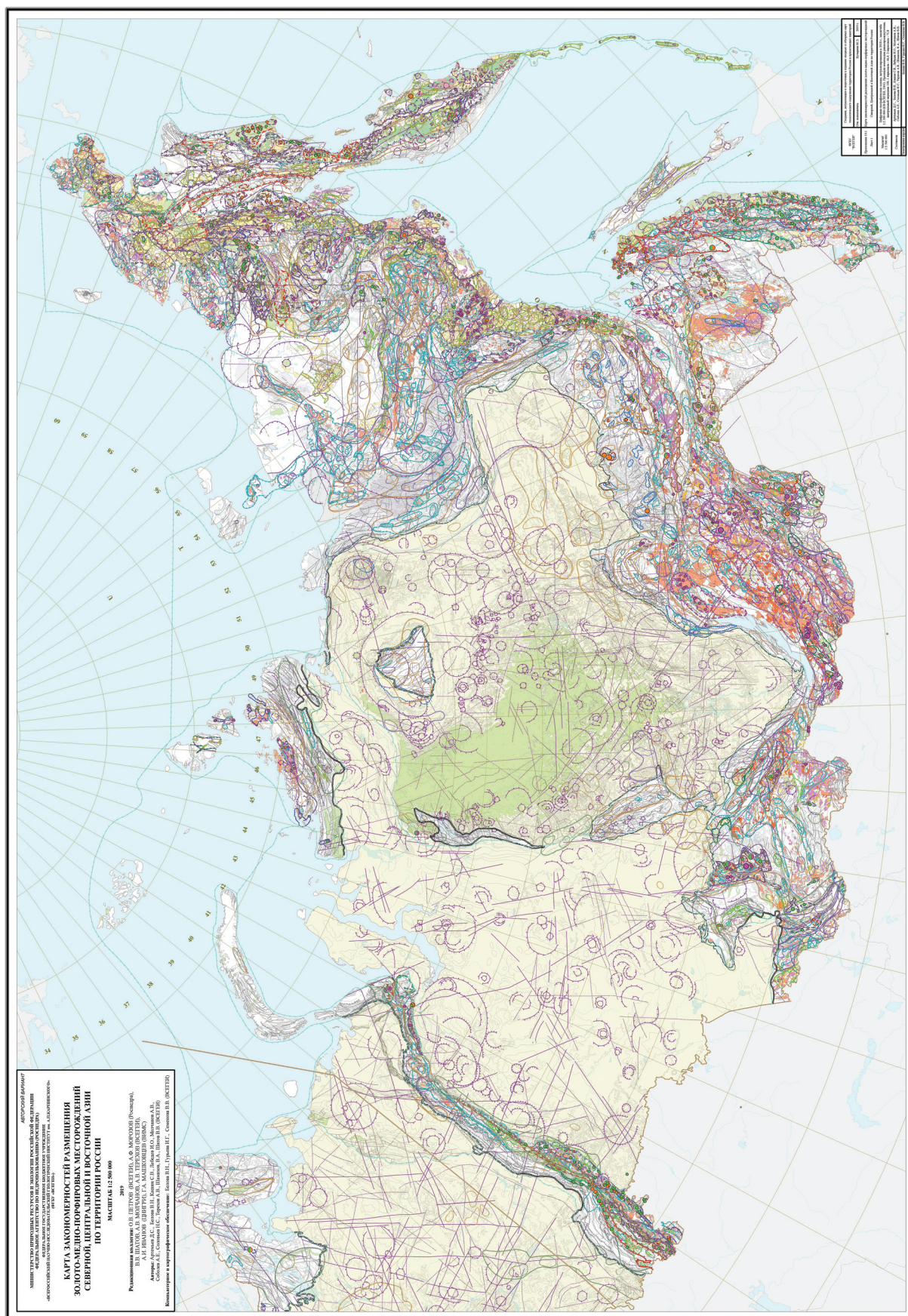


Рис. 13. Карта законмерненная по российской части территории международного проекта «Глубинные структуры и металлогения Северной Центральной и Восточной Азии»

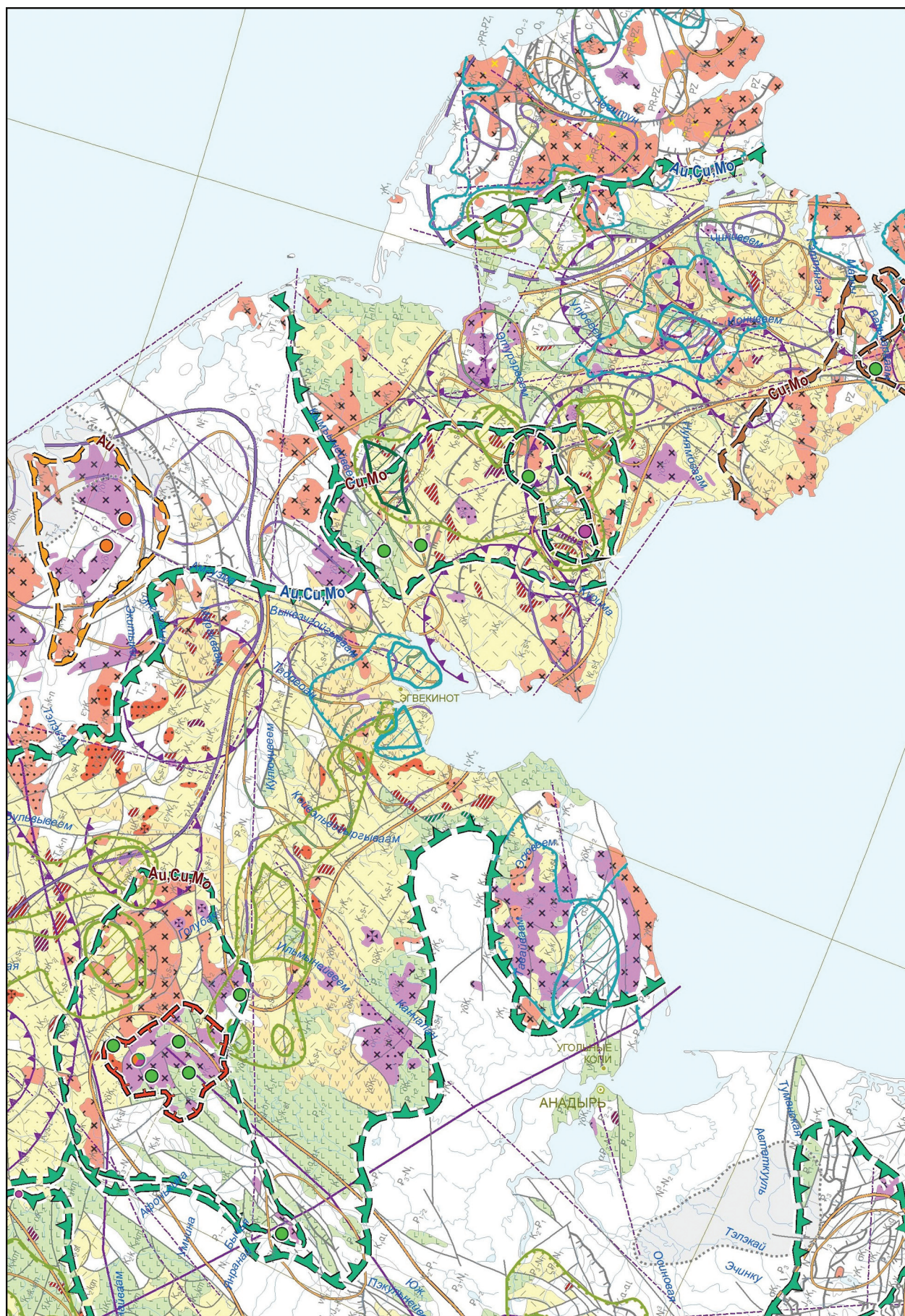


Рис. 14. Фрагмент макета Карты закономерностей: Чаун-Чукотская металлогеническая (потенциальная) зона (далее на рис. 14–16 рассмотрены фрагменты макета)

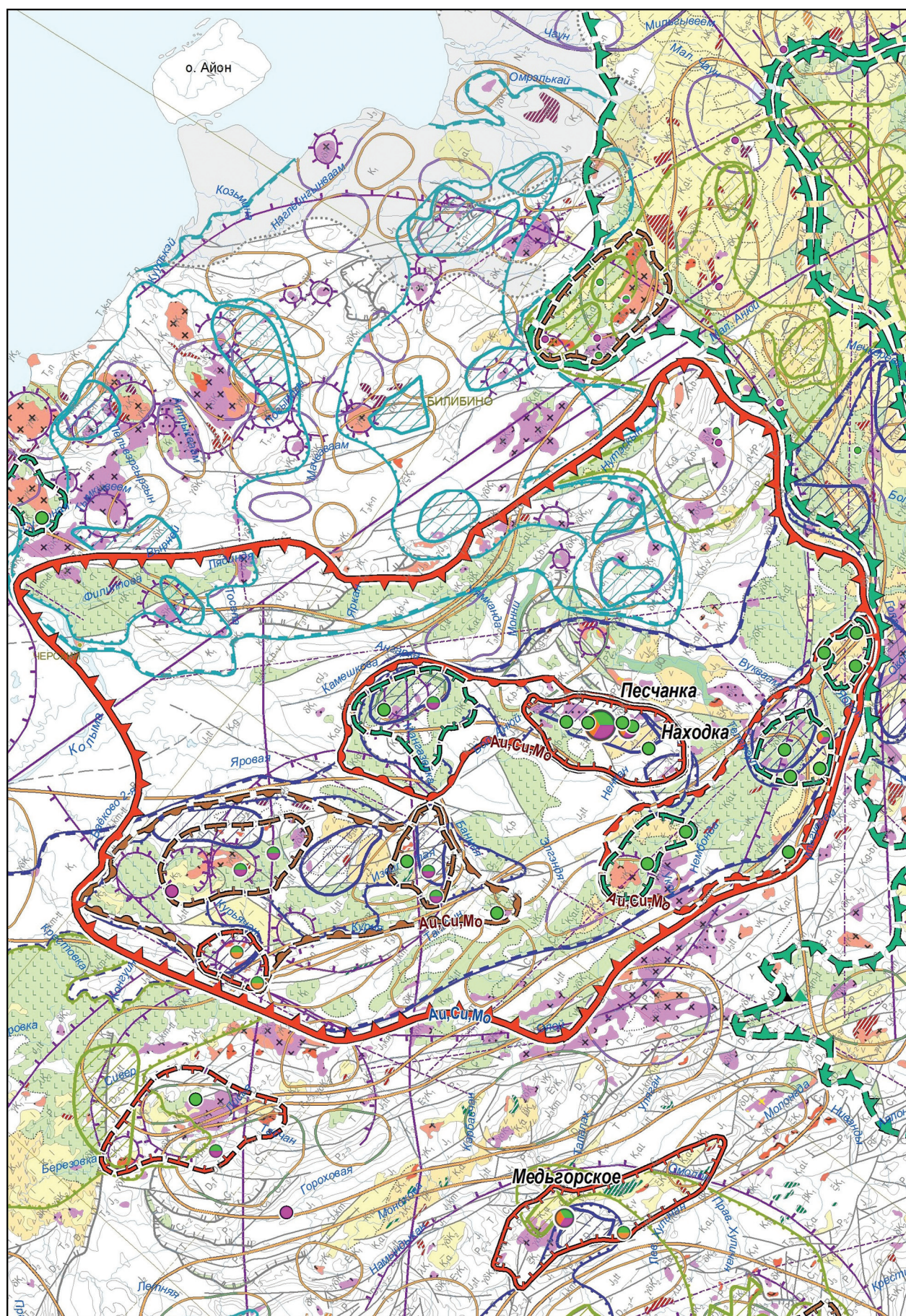


Рис. 15. Олойская металлогеническая зона

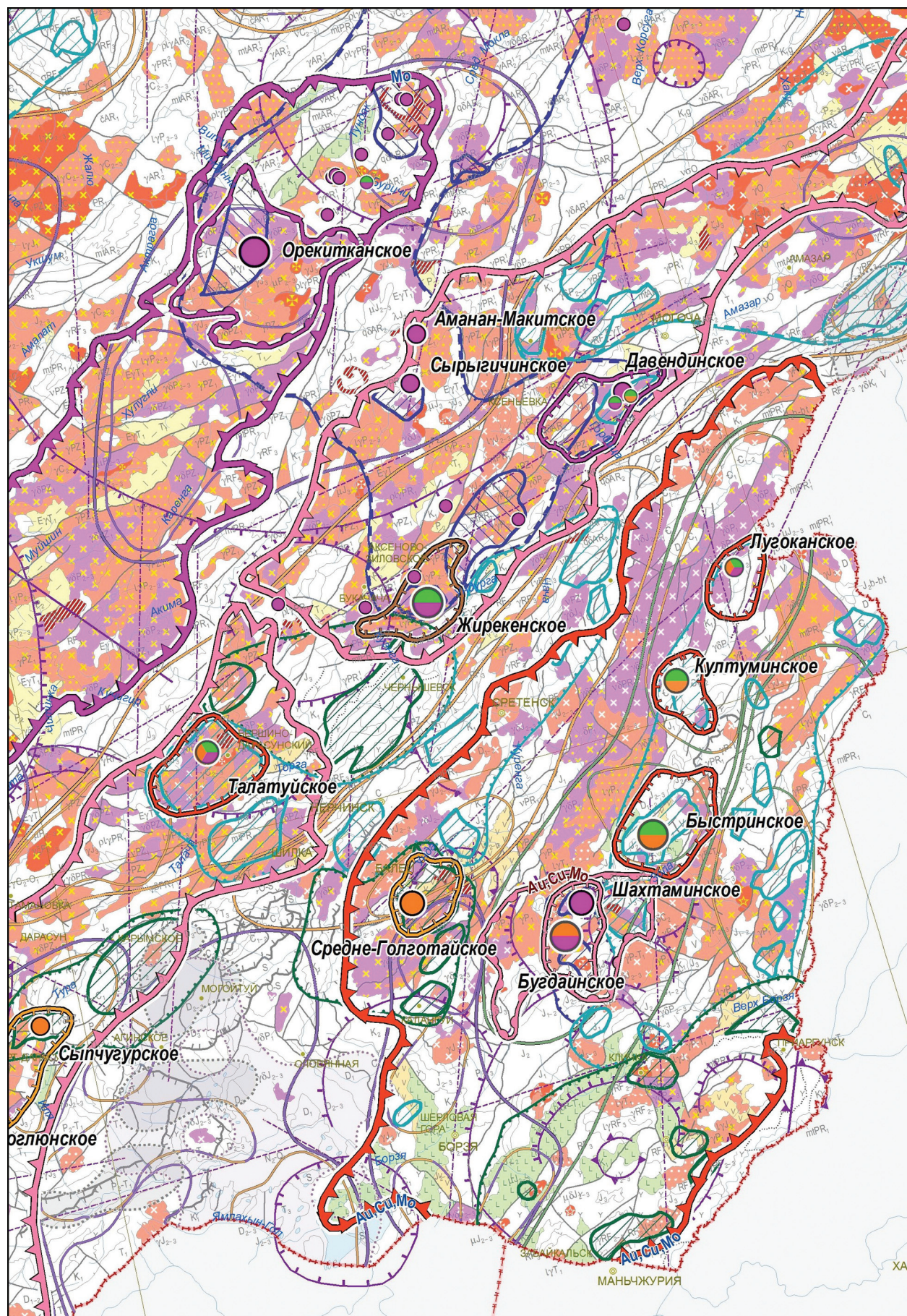


Рис. 16. Еравнинско-Тунгокоченская, Дарасун-Могочинская и Приаргунская металлогенические зоны

Общее количество номенклатурных листов масштаба 1 : 200 000 на постановку ГДП-200/2 по конкретным федеральным округам Российской Федерации как наиболее благоприятным для локализации месторождений порфирового семейства

Федеральный округ	Без учета ООПТ и изученности	С учетом ООПТ и изученности	Перспективные участки	
			1-й очереди	2-й очереди
Дальневосточный				
без Республики Саха (Якутия)	279	179	50	129
Республика Саха (Якутия)	46	32	9	23
Крымский	0	0	0	0
Приволжский	7	0	0	0
Северо-Западный	1	0	0	0
Северо-Кавказский	0	0	0	0
Сибирский	102	44	23	0
Уральский	28	1	1	21
Центральный	0	0	0	0
Южный	0	0	0	0
В целом по России	463	256	83	173

По совокупности структурно-геологических, магматических, геохимических и геофизических признаков Рассошинская перспективная площадь напоминает обстановку территории, в пределах которой располагается уникальное по запасам золота, меди и молибдена месторождение Пиббл на Аляске.

В границах Алдано-Становой минерагенической провинции чрезвычайно высоко перспективен на выявление месторождений порфирового семейства Ломацкий потенциально рудный район, на территории которого сотрудниками ОМГПИ ВСЕГЕИ локализованы Билибинский и Сеймджакский потенциально рудные узлы с обильной молибденовой, золотой и медной минерализацией порфирового типа [15]. Здесь рекомендуется проведение крупномасштабных прогнозно-металлогенических или поисковых работ.

Высокими перспективами на выявление золото-медно-порфировых месторождений в зоне Алдано-Становой провинции обладает также Центрально-Алданский рудный (Лебединский рудный узел) и Верхне-Амгинский потенциально рудный районы, а также Нингамский потенциально рудный узел. Кроме того, для локализации площадей, перспективных на выявление месторождений порфирового семейства, следует провести прогнозно-металлогенические исследования в Становом блоке Алдано-Становой минерагенической провинции.

Выводы. На рассматриваемой Карте закономерностей показано положение 297 рудных и потенциально рудных узлов, в том числе 205 по территории Дальневосточного ФО, выделенных по результатам ГРР и в разной степени перспективных на оруденение порфирового типа.

По многим из этих рудных объектов утверждены прогнозные ресурсы золота, меди и молибдена категорий P_1 и P_2 , а по узлам в целом — кат. P_3 .

Некоторые узлы локализованы по совокупности территориально сближенных пунктов минерализации, шлиховых, металлометрических ореолов меди и молибдена. Названия и контуры большинства узлов перенесены с изданных или переданных в издание листов ГК-1000/3. Контуры некоторых из них скорректированы с учетом геологической ситуации, как правило, в сторону их расширения. Например, по границам рудоносных интрузивов или субвулканов, а также за счет вовлечения соседствующих магматических тел, близких по составу и возрасту телам с установленной рудоносностью.

На некоторых рудных узлах наряду с медно-порфировым оруденением установлено скарно-медно-молибденовое, грейзеновое молибденовое, эпитемальное золото-серебряное, жильное золото-кварцевое, золото-редкометалльное и другое эндогенное оруденение, представленное в основном проявлениями, а в отдельных случаях и месторождениями. Предполагаемая общность рудогенерирующих и рудо локализирующих обстановок по отношению к разным полезным ископаемым и их формационным типам становится косвенным аргументом для позитивной переоценки перспектив потенциальных рудных объектов на медно-порфировое оруденение и, соответственно, обоснованием для последующей заверки рекомендаций с применением горно-буровых работ.

Анализ составленной карты закономерностей позволил авторам наметить листы м-ба 1 : 200 000 для постановки ГДП-200/2 и (или) прогнозно-металлогенических работ как наиболее благоприятные для прогнозирования порфировых месторождений.

Общее количество листов по конкретным федеральным округам Российской Федерации приведено в таблице с учетом тех, в пределах которых уже проведено ГДП-200/2, а также входящих в состав особо охраняемых парков и территорий (ООПТ).

1. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редко-металльные гранитовые формации. — Л.: Недра, 1979. — 280 с.
2. Бескин С. М. Металлогеническое районирование областей гранитоидного плутонизма. — М.: ИМГРЭ, 2007. — 108 с.
3. Бескин С. М., Алексеева А. К. Медно-порфировое оруденение России: перспективные регионы и площади. — М.: Научный мир, 2016. — 78 с.
4. Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). — Екатеринбург: Наука, 1992. — 199 с.
5. Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Прогнозно-поисковые модели комплексных рудномагматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. — 2011. — № 3. — С. 13–21.
6. Звездов В. С. Обстановки формирования и критерии прогноза крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений // Геология и охрана недр. — 2019. — № 4 (73). — С. 4–19.
7. Кигай И. Н. Редокс-проблемы «металлогенической специализации» магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология. — 2011. — № 3. — С. 316–334.
8. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983. — 256 с.
9. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986. — 236 с.
10. Крупные медно-порфировые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция / О. В. Минина [и др.] // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений металлических полезных ископаемых. — 1991. — С. 1–55. — (Обзор ВИЭМС; вып. 6).
11. Лишневский Э. Н., Бескин С. М. Аномальное магнитное поле как фактор металлогенического районирования областей гранитоидного магматизма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1994. — Т. 69, вып. 5. — С. 47–58.
12. Меднопорфировые месторождения / А. И. Кривцов, В. С. Звездов, И. Ф. Мигачев, О. В. Минина. — М.: ЦНИГРИ, 2001. — 232 с.
13. Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М., Шишаков В. Б. Медно-порфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы. — 1995. — № 3. — С. 48–58.
14. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Перспективы территории Российской Федерации на медно-порфировые руды // Руды и металлы. — 2015. — № 1. — С. 74–92.
15. Молчанов А. В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, К. А. Кукушкин, Д. С. Козлов, Н. В. Шатова // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 71. — С. 93–111.
16. Молчанов А. В. Отдел металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ВСЕГЕИ — прошлое и настоящее (к 65-летию отдела) / А. В. Молчанов, Л. И. Гурская, С. В. Кашин, Н. С. Соловьёв, А. В. Терехов, В. А. Шамахов // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 97–107.
17. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. — Л.: Недра, 1978. — 275 с.
18. 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.
19. Петров О. В. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулканоплутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 / О. В. Петров, Е. А. Киселёв, В. И. Шпикерман, Ю. П. Змиевский // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 50–74.
20. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — 560 с. — (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; т. 354).
21. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибденпорфировых месторождений. — М.: Наука, 1977. — 201 с.
22. Попов В. С. Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления // Записки Всесоюзного минералогического общества. — 1984. — Вып. 1. — С. 3–14.
23. Ханчук А. И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. — Владивосток: Дальнаука, 2000. — С. 5–34.
24. Ханчук А. И., Гребенников А. В., Иванов В. В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. — 2019. — Т. 38, № 3. — С. 4–37.
25. Ханчук А. И. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня / А. И. Ханчук, В. В. Иванов, Е. К. Игнатьев, С. В. Коваленко, Д. В. Семёнова // Докл. РАН. — 2019. — Т. 488, № 3. — С. 69–73.
26. Читалин А. Ф. Малмыж — новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине / А. Ф. Читалин, А. А. Ефимов, К. И. Воскресенский, Е. К. Игнатьев, А. Г. Колесников // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. — 2013. — № 3. — С. 65–69.
27. Читалин А. Ф. Порфирово-эпитермальные системы Баймской рудной зоны, Западная Чукотка / А. Ф. Читалин, Ю. Н. Николаев, И. А. Бакшеев, В. Ю. Прокофьев, Е. В. Фомичев, В. В. Усенко, Е. В. Нагорная, Л. И. Марушенко, Ю. Н. Сидорина, Г. Т. Деджея // Смирновский сборник — 2016. Ч. I: Проблемы минерации, экономической геологии и прогноза месторождений. — М.: МАКС Пресс. — 2016. — С. 82–114.
28. Шашорин Б. Н. Геолого-геофизическая модель Малмыжской рудно-магматической системы и возможности ее использования в прогнозировании (Северный Сихотэ-Алинь) / Б. Н. Шашорин, Ф. И. Макаров, В. В. Руднев, Д. Е. Выдрич // Разведка и охрана недр. — 2018. — № 2. — С. 9–16.
29. Oliver J. R., Roberts K. Geology and magmatic-hydrothermal evolution of the giant Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Southwest Alaska // Economic Geology. — 2013. — Vol. 108. — Pp. 437–462.
30. John D. A. Porphyry copper deposit model / D. A. John, R. A. Ayuso, M. D. Barton, R. J. Blakely, R. J. Bodnar, J. H. Dilles, F. Gray et al. // Scientific Investigations Report 2010-5070-B, U.S. Geological Survey. — Reston, Virginia. — 2010. — 169 p.
31. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Economic Geology. — 1970. — Vol. 65, no. 4. — Pp. 373–408.
32. Müller D., Groves D. I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. — Springer. — 2016. — 311 p. — DOI: 10.1007/978-3-319-23051-1
33. Rio Tinto: Annual Report. — 2008. — 180 p.
34. Rogerson R., McKee C. Geology, volcanism and mineral deposits of Papua New Guinea // Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea / F. E. Hughes

- (ed.). — Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph 14. — 1990. — Pp. 1689–1701.
35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 3–45.
36. Sinclair W. D. Porphyry deposits // *Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada Special Publication 5*. — 2007. — Pp. 223–243.
37. Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1155. Online version. — 2008.
38. Soloviev S. G. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics / S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, S. S. Dvurechinskaya, V. E. Vasyukov, D. A. Shumilin, K. I. Voskresensky // *Ore Geology Reviews*. — 2019. — Vol. 113. — Pp. 1–27.
-
1. Beskin S. M., Larin V. N., Marin Yu. B. Redkometall'nye granitovye formatsii [Rare metal granitic formations]. Leningrad, Nedra, 1979, 280 p.
2. Beskin S. M. Metallogenicheskoe rayonirovanie oblastey granitoidnogo plutonizma [Metallogenetic zoning of granitoid magmatism areas]. Moscow, IMGRE, 2007, 108 p.
3. Beskin S. M., Alexeeva A. K. Medno-porfirovye orudnenie Rossii: perspektivnye regiony i ploshchadi [Copper-porphyry deposits of Russia: Perspective regions and prospecting areas]. Moscow, Nauchny mir, 2016, 78 p.
4. Grabezhev A. I., Belgorodsky E. A. Produktivnye granitoidy i metasomatity medno-porfirovykh mestorozhdeniy (na primere Urala) [Fertile granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits (the Urals as an example)]. Yekaterinburg, Nauka, 1992, 199 p.
5. Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. The prediction-prospecting models of complex ore-magmatic systems of Russian Eastern Volcanic-Plutonic Belts. *National Geology*, 2011, no. 3, pp. 13–21. (In Russian).
6. Zvezdov V. S. Formational environments and forecast criteria for large and giant porphyry copper deposit. *Prospect and Protection of Mineral Resources*, 2019, no. 4 (73), pp. 4–19. (In Russian).
7. Kigay I. N. Redoks-problemy «metallogenicheskoy spetsializatsii» magmatitov i gidrotermal'nogo rudoobrazovaniya [Redox-problems of “metallogenetic specialization” of magmatic rocks and hydrothermal ore-forming systems]. *Petrology*, 2011, no. 3, pp. 316–334. (In Russian).
8. Krivtsov A. I. Geologicheskie osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovykh mestorozhdeniy [Geological grounds of forecasting and prospecting of copper-porphyry deposits]. Moscow, Nedra, 1983, 256 p.
9. Krivtsov A. I., Migachev I. F., Popov V. S. Medno-porfirovye mestorozhdeniya mira [Copper-porphyry deposits of the world]. Moscow, Nedra, 1986, 236 p.
10. Minina O. V., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Girfanov M. M. Krupnye medno-porfirovye rudno-magmaticheskie sistemy i ikh geotektonicheskaya pozitsiya [Large copper-porphyry ore-forming magmatic systems and their geodynamics setting]. *Geologiya, metody poiskov, razvedki i otsenki mestorozhdeniy metallicheskih poleznykh iskopaemykh*. Moscow, 1991, pp. 1–55. (In Russian).
11. Lishnevsky E. N., Beskin S. M. Anomal'noe magnitnoe pole kak faktor metallogenicheskogo rayonirovaniya oblastey granitoidnogo magmatizma [Anomalous magnetic field as a base of metallogenetic analysis of granitic magmatism areas]. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologicheskii*, 1994, no. 5, pp. 47–58. (In Russian).
12. Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. Mednoporfirovye mestorozhdeniya [Copper-porphyry deposits]. Moscow, TSNIGRI, 2010, 232 p.
13. Migachev I. F., Girfanov M. M., Shishakov V. B. The Peschanka copper porphyry deposit. *Ores and Metals*, 1995, no. 3, pp. 48–58. (In Russian).
14. Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S. Perspektivy territorii Rossiyskoy Federatsii na medno-porfirovye rudy [Perspectives of the Russian Federation territory for copper-porphyry ores]. *Ores and metals*, 2015, no. 1, pp. 74–92. (In Russian).
15. Molchanov A. V., Terekhov A. V., Shatov V. V., Petrov O. V., Kukushkin K. A., Kozlov D. S., Shatova N. V. Gold ore districts and ore clusters of the Aldanian metallogenetic province. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 71, pp. 93–111. (In Russian).
16. Molchanov A. V., Gurskaya L. I., Kashin S. V., Solov'ev N. S., Terekhov A. V., Shamakhov V. A. Department of metallogeny and geology of mineral deposits, VSEGEI, — past and present (65th anniversary of the department). *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 97–107. (In Russian).
17. Pavlova I. G. Medno-porfirovye mestorozhdeniya [Copper-porphyry deposits]. Leningrad, Nedra, 1978, 275 p.
18. Petrov O. V., Kiselev E. A., Morozov A. F., Shpikerman V. I., Zubova T. N., Shatov V. V., Zmievskiy Yu. P. State geological mapping, an effective way to discovery of giant deposits. *Regional Geology and Metallogeny*, 2015, no. 64, pp. 5–10. (In Russian).
19. Petrov O. V., Kiselev E. A., Shpikerman V. I., Zmievskiy Yu. P. Anticipating the distribution of gold-copper-porphyry-type deposits in volcanic-plutonic belts of Russia's eastern regions based on results of compiling sheets of the State Geological Map-1000/3. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 50–74. (In Russian).
20. Plyushchev E. V., Shatov V. V., Kashin S. V. Metallogeniya gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic alterations]. St. Petersburg, VSEGEI Press, 2012. 559 p.
21. Popov V. S. Geologiya i genezis medno- i molibden-porfirovykh mestorozhdeniy [Geology and genesis of copper- and molybdenum-porphyry deposits]. Moscow, Nauka, 1977, 201 p.
22. Popov V. S. Olovorudnye i molibdenovye provintsii i prichiny ikh prostranstvennogo obosobleniy [Tin and molybdenum ore provinces and reasons of their spatial isolating]. *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva*, 1984, no. 1, pp. 13–24. (In Russian).
23. Khanchuk A. I. Paleogeodynamic analysis of ore deposit formation in the Russian Far East. *Rudnye mestorozhdeniya kontinental'nykh okrain*. Vladivostok, Dal'nauka, 2000, pp. 5–34. (In Russian).
24. Khanchuk A. I., Grebennikov A. V., Ivanov V. V. Albian-Cenomanian orogenic belt and igneous province of the Pacific Asia. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2019, vol. 38, no. 3, pp. 4–37. (In Russian).
25. Khanchuk A. I., Ivanov V. V., Ignatiev E. K., Kovalenko S. V., Semenova D. V. Albian-cenomanian granitoid magmatism and copper ore genesis in Sikhote-Alin (Far East, Russia). *Doklady Earth Sciences*, 2019, vol. 488, no. 3, pp. 69–73. (In Russian).
26. Chitalin A. F., Yefimov A. A., Voskresensky K. I., Ignatiev Y. K., Kolesnikov A. G. Malmyzh — a new large world-class porphyry copper-gold system in Sikhote-Alin. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*, 2013, no. 3, pp. 65–69. (In Russian).
27. Chitalin A. F., Nikolaev Yu. N., Baksheev I. A., Prokofiev V. Yu., Fomichev E. V., Usenko V. V., Nagornaya E. V., Marushchenko L. I., Sidorina Yu. N., Dzhezheya G. T. Porfirovo-epitermal'nye sistemy Baimskoy rudnoy zony, Zapadnaya Chukotka [Porphyry-epithermal systems of the Baimskaya ore

zone, Western Chukotka]. *Smirnovskiy sbornik*, 2016, iss. I, pp. 82–114. (In Russian).

28. Shashorin B. N., Makarov F. I., Rudnev V. V., Vyd- rich D. E. Geological-geophysical model Malmyzhskiy ore- magmatic system and the possibility of its use in forecasting (the Northern Sikhote-Alin). *Prospect and Protection of Mineral Resources*, 2018, no. 2, pp. 9–16. (In Russian).

29. Oliver J. R., Roberts K. Geology and magmatic-hydro- thermal evolution of the giant Pebble porphyry copper-gold- molybdenum deposit, Southwest Alaska. *Economic Geology*, 2013, vol. 108, pp. 437–462.

30. John D. A., Ayuso R. A., Barton M. D., Blakely R. J., Bodnar R. J., Dilles J. H., Gray F. et al. Porphyry copper de- posit model. *Scientific Investigations Report 2010-5070-B*, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2010, 169 p.

31. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical altera- tion-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 1970, vol. 65, no. 4, pp. 373–408.

32. Muller D., Groves D. I. *Potassic igneous rocks and as- sociated gold-copper mineralization*. Springer, the 4th Edition, 2016, 311 p.

33. Rio Tinto: Annual Report, 2008, 180 p.

34. Rogerson R., McKee C. Geology, volcanism and mi- neral deposits of Papua New Guinea. In F. E. Hughes (ed.): *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Mono- graph 14, 1990, pp. 1689–1701.

35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems. *Economic Geo- logy*, 2010, vol. 105, pp. 3–45.

36. Sinclair W. D. Porphyry deposits. *Mineral deposits of Canada: Geological Association of Canada Special Publication 5*, 2007, pp. 223–243.

37. Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version*, 2008.

38. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechinskaya S. S., Vasyukov V. E., Shumilin D. A., Voskresensky K. I. The super- large Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mi- neralization, and fluid inclusion characteristics. *Ore Geology Reviews*, 2019, vol. 113, pp. 1–27.

Петров Олег Владимирович — чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹. <vsegei@vsegei.ru>

Киселёв Евгений Аркадьевич — зам. министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации, руководитель, Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра). Большая Грузинская ул., 4/6, стр. 1, Москва, 125993, Россия.

Молчанов Анатолий Васильевич — доктор геол.-минерал. наук, директор, Центр прогнозно-металлогенических иссле- дований ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Шатов Виталий Витальевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист, ВСЕГЕИ¹. <vitally_shatov@vsegei.ru>

Зубова Татьяна Николаевна — зам. ген. директора, ВСЕГЕИ¹. <tatiyana_zubova@vsegei.ru>

Терехов Артем Валерьевич — канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Белова Валентина Николаевна — ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <valentina_belova@vsegei.ru>

Кашин Сергей Васильевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <sergey_kashin@vsegei.ru>

Семёнова Валентина Васильевна — вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <valentina_semenova@vsegei.ru>

Соболев Александр Евгеньевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист, ВСЕГЕИ¹.

Соловьёв Николай Сергеевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <nikolay_soloviev@vsegei.ru>

Шамахов Владимир Алексеевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

Petrov Oleg Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Kiselev Evgeniy Arkad'evich — Deputy Minister of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, Head, Federal Agency of Mineral Resources (Rosnedra). 4/6 Bol'shaya Gruzinskaya, str. 1, Moscow, 125993, Russia.

Molchanov Anatoly Vasilievich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Centre of Predictive Metallogenic Studies of VSEGEI¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Shatov Vitaly Vitalievich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹. <vitally_shatov@vsegei.ru>

Zubova Tat'yana Nikolaevna — Deputy General Director, VSEGEI¹. <tatiyana_zubova@vsegei.ru>

Terekhov Artem Valer'evich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Belova Valentina Nikolaevna — Senior Researcher, VSEGEI¹. <valentina_belova@vsegei.ru>

Kashin Sergey Vasil'evich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <sergey_kashin@vsegei.ru>

Semenova Valentina Vasil'evna — Leading Engineer, VSEGEI¹. <valentina_semenova@vsegei.ru>

Sobolev Alexander Evgenievich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Expert, VSEGEI¹.

Solov'ev Nikolay Sergeevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <nikolay_soloviev@vsegei.ru>

Shamakhov Vladimir Alexeevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.

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

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

Л. А. ДАРАГАН-СУЩОВА, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
Ю. И. ДАРАГАН-СУЩОВ (ВНИИОкеангеология),
Д. И. ЛЕОНТЬЕВ, И. Н. САВЕЛЬЕВ (ВСЕГЕИ)

История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным

В результате анализа современных сейсмических материалов выполнена поэтапная реконструкция истории формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Показано, что Евразийский бассейн, по геологическим и сейсмическим данным, возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга — примерно на 60–120 млн лет раньше. Для прилаптевоморской части котловины Амундсена, южной оконечности хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднекиммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля. В прилаптевоморской части Евразийского бассейна в акустическом фундаменте выявлены продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры. Ближайшим возрастным и морфологически схожим аналогом Евразийского бассейна является Красноморский регион.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, сейсмофациальный анализ, волновые поля, хребет Гаккеля, рассеянный спрединг, протрузии.

L. A. DARAGAN-SUSHCHOVA, O. V. PETROV (VSEGEI),
YU. I. DARAGAN-SUSHCHOV (VNIIOkeangeologia),
D. I. LEONT'EV, I. N. SAVEL'EV (VSEGEI)

History of formation of the Eurasian basin, the Arctic Ocean, based on seismic data

Analysis of recent seismic materials resulted in the step-by-step reconstruction of the history of formation of the Eurasian Basin, the Arctic Ocean was performed. It is shown that according to geological and seismic data, the Eurasian Basin formed long before the beginning of spreading postulated by magnetostratigraphy, approximately 60–120 Ma earlier. In the part of Amundsen basin adjacent to the Laptev Sea, in the southern part of the Lomonosov Ridge, and the Eastern Lomonosov Basin, the sedimentary cover has appeared from the Aptian, overlapping the Late Cimmerian folded basement. It is quite possible that from the Taimyr Peninsula and Barents-Kara margin, the age of basal horizons of the cover is older, Jurassic – Early Cretaceous. The Miocene-Quaternary age of the Gakkel Ridge was established. Multi-age folded complexes of the Taimyr and Laptev Sea Shelf continuing into the ocean, as well as numerous protrusions which supplied subcrustal material to the cover and the basement have been identified in the acoustic basement of the Eurasian Basin adjacent to the Laptev Sea. These facts indicate the continental type of the crust in this part of the Eurasian Basin, which was subjected to the processes of scattered spreading and the initial stage of basification of the earth's crust. The closest analog similar in age and morphology to the Eurasian Basin is the Red Sea region.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian Basin, seismic facies analysis, wave fields, Gakkel Ridge, scattered spreading, protrusions.

Для цитирования: Дараган-Сушова Л. А. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушков, Д. И. Леонтьев, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 25–44.

По геолого-геофизическим данным, в глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) выделяют Евразийский и Амеразийский бассейны. Евразийский бассейн представляет собой океаническую впадину, вытянутую более чем на 2000 км от узкого пролива Фрама

на западе, соединяющего бассейн с Северной Атлантикой, до Лаптевоморской континентальной окраины на востоке. Ширина Евразийского бассейна изменяется от 900 км у подводных поднятий Морис Джесуп и Ермак и сокращается до 500 км у Лаптевоморского шельфа. В отличие

от Амеразийского бассейна, имеющего сложное строение и целую гамму моделей его эволюции, структура Евразийского бассейна проста: две глубоководные впадины Нансена и Амундсена и разделяющий их срединный хр. Гаккеля. Общепринято, что для Евразийского бассейна характерны: линейное знакопеременное аномальное магнитное поле, океанический тип коры, повышенная сейсмическая активность вдоль осевой рифтовой долины хр. Гаккеля, базальтовый и перидотитовый состав магматических пород, драгированных на хребте.

По современным представлениям, Евразийский океанический бассейн — новообразованный и ранее на его месте существовал массив с континентальной корой [24; 25]. Однако возраст бассейна, масштабы океанизации и роль спрединга в формировании океанической коры понимаются по-разному. В соответствии с доминирующей концепцией, Евразийский бассейн возник вследствие давления Гренландии на хр. Ломоносова и постепенного отодвигания (спрединга) последнего от Баренцево-Карской окраины [33]. Магнито-стратиграфическая трактовка линейных магнитных аномалий, трассирующих фланги срединного хр. Гаккеля и почти весь бассейн, позволяет утверждать, что спрединг начался на рубеже палеоцен-эоцена (с 24 млн лет) и продолжается до сих пор с ультрамедленной скоростью. Согласно этой тектонической парадигме, в настоящее время весь Евразийский бассейн подстилается спрединговой океанической корой. Такой позиции придерживаются практически все западные исследователи и значительная часть отечественных [16; 44; 48].

В то же время под давлением новых наблюдений последователи тотального спрединга вынуждены корректировать события, признавая процесс формирования Евразийского бассейна не таким простым и очевидным. К таким новым данным относятся: установление асимметрии магнитных и гравитационных аномалий относительно простирания хр. Гаккеля и его наложенный характер на уже существовавший структурный план Евразийского бассейна [19]; асимметрия морфологии котловин Амундсена и Нансена [47]; асимметрия положения современной оси спрединга относительно хр. Гаккеля [34]; выявление более древних (чем палеоцен-эоцен) сейсмических горизонтов в осадочном чехле бассейна [6; 7]; результаты драгирования на хр. Гаккеля [29; 41], позволяющие предполагать частично тектоническую природу хребта; длительное автономное развитие Евразийского бассейна, не зависимое от спрединговых процессов в Северной Атлантике до раскрытия пролива Фрама [32]; отсутствие трансформных разломов и др. По выполненным в последние годы сейсмическим профилям, являющимся единственным достоверным источником информации о строении осадочного чехла Евразийского бассейна, установлено, что до возникновения спрединга, а значит и океанической коры, бассейн уже существовал [10; 11]. Сделан

вывод, что хр. Гаккеля более молодой и его формирование в виде рифтовых гор произошло в результате аккреции магматического вещества в поздне-третичное время без значительного разрастания океанического дна [2; 22]. Интерпретация результатов драгирования также позволяет считать хр. Гаккеля новейшей морфоструктурой Евразийского бассейна и объяснять природу полосовых магнитных аномалий протрузией субстрата в верхние горизонты земной коры [26]. Очевидно, что новые данные противоречат хронологической трактовке магнитных аномалий, позволяющих раскрывать Евразийский бассейн на всю современную ширину и, соответственно, считать всю кору бассейна океанической.

Анализ многочисленных данных по Евразийскому бассейну СЛО убеждает, что корректировка существующей парадигмы невозможна без отказа от датировки событий по магнито-стратиграфическим реперам. Давно показано, что разрешающая способность сейсмометрии с максимальной детальностью выделять и картировать трехмерные тела произвольной конфигурации в недрах на один-два порядка и более превышают таковую у всех остальных методов геофизики [14]. При магнитометрических и гравиметрических измерениях фиксируют только интенсивность сигнала. Варьируя двумя параметрами, амплитудой сигнала и размерами аномалиеобразующего объекта, можно получить множество эквивалентных решений для объяснения аномалий. В сейсмометрии используется много параметров, что определяет сравнительно низкий диапазон эквивалентных решений. Несмотря на ограничения в виде проникающей и разрешающей способностей сейсмических методов, материалы сейсмометрии формируют основную базу наиболее достоверных знаний о строении недр, особенно осадочных бассейнов, представленных слоистыми толщами. Итогом сейсморазведочных работ является «рентгеновский» снимок слоистой структуры бассейна, интерпретация которого методами сейсмо-стратиграфии позволяет провести стратификацию осадочного чехла и выполнить палеоструктурный и сейсмофациальный анализы.

Для реконструкции истории геологического развития Евразийского бассейна с учетом полученных данных необходимо ответить на ряд вопросов, ключевых для построения модели. Ранее нами было определено время главного погружения до океанических глубин для всего СЛО и роль рифтогенеза для этого события [11]. Теперь надо рассмотреть возраст Евразийского бассейна, масштабы спрединга и время появления хр. Гаккеля, тип коры в котловинах Нансена и Амундсена.

Фактические данные и методика их интерпретации. В Евразийском глубоководном бассейне нет ни одной скважины, и вряд ли они возникнут в обозримом будущем. Поэтому основной объект изучения — результаты сейсмического профилирования, появившиеся в значительном

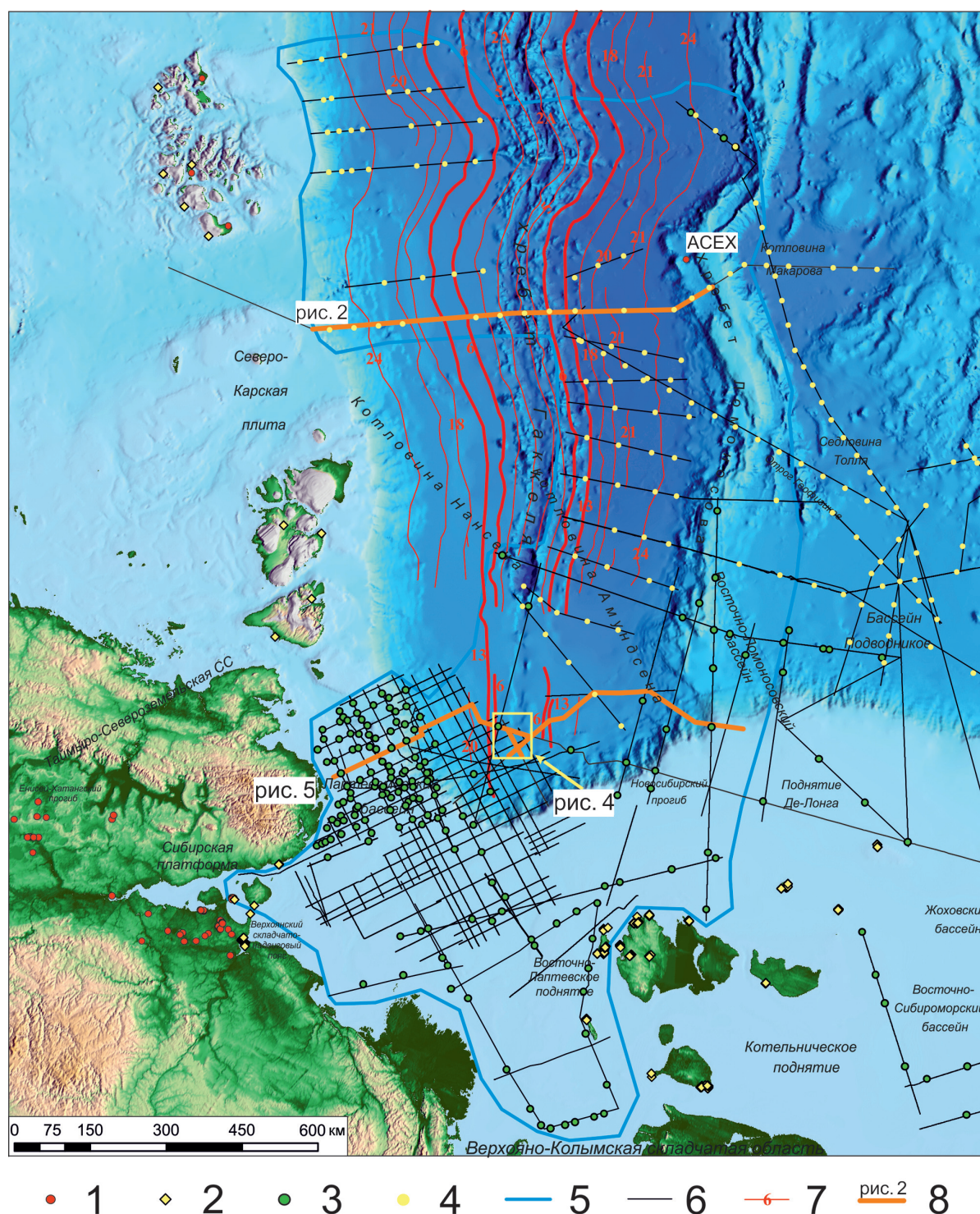


Рис. 1. Схема сейсмогеологической изученности

1 – скважины глубокого бурения; 2 – обнажения; 3 – скоростные колонки, рассчитанные по данным МОВ ОГТ; 4 – зондирование КМПВ; 5 – область сейсмогеологических данных для структурных построений; 6 – сейсмические профили МОВ ОГТ; 7 – магнитные аномалии с номерами (Tectonic map of the Arctic / Editors-in-Chief O. V. Petrov, M. Pubellier. – St. Petersburg, 2019. – Далее Tectonic map); 8 – сейсмические профили, представленные в статье

объеме в последние годы. Дополнительную информацию дают результаты драгирования на хр. Гаккеля. Для реконструкции истории формирования Евразийского бассейна СЛО использованы все доступные профили МОВ ОГТ, пересекающие котловины и хр. Гаккеля (рис. 1).

Информативность профилей, полученных в разные годы, определяется меняющейся ледовой обстановкой и прогрессом в методике полевых работ и обработки данных и их интерпретацией. Тем не менее все профили пригодны для решения поставленной задачи, а более качественные

материалы последних лет позволяют детализировать и уточнять ранее полученную информацию. Данные потенциальных полей учитывались только в той мере, в какой они не противоречат новой сейсмической информации по строению чехла бассейна. Методика интерпретации сейсморазведочных данных в различных районах Арктического бассейна изложена нами ранее [9; 10; 30]. В основу исследований положены постоянно развивающиеся принципы сеймо-стратиграфии [23]. Последовательный анализ заключается в выделении опорных отражающих горизонтов (ОГ) и квазисинхронных сеймо-стратиграфических комплексов (КССК) и их латеральном прослеживании (корреляции) с учетом типов границ ОГ (согласных, несогласных, эрозионных и др.) и выявлении особенностей волновых полей, позволяющих прогнозировать сейсмофации. Дополнительный, но не определяющий параметр — распределение по разрезу пластовых скоростей. Результаты исследований заключаются в построении структурных карт и карт мощностей, сеймофациальных профилей и карт сейсмофаций, палеотектонических профилей. При выделении и прослеживании опорных ОГ и КССК обязательно учитывается классический принцип хронологической взаимозаменяемости признаков и их гомотаксальность [17].

Отдельным вопросом является датировка ОГ и КССК, особенно послеаптских, прослеженных в глубоководной части СЛО практически повсеместно. Нами для возрастной идентификации привлекались результаты глубокого бурения в приполюсной части хр. Ломоносова [42] и глубокие скважины Аляскинского шельфа [30]. Геологические выводы дополнялись и корректировались наблюдениями на арктических островах, материке и, прежде всего, на Новосибирских островах, п-ве Таймыр, архипелаге Северная Земля и Баренцево-Карской окраине. Существующая тенденция использования приемов сеймостратиграфии при выделении и прослеживании опорных ОГ и КССК и в то же время их датировки путем привязки к линейным магнитным аномалиям (ЛМА) Евразийского бассейна [1; 44] нам представляется методически неправильной, игнорирующей новые фактические данные. Специальными исследованиями по выявлению природы магнитных аномалий в океанах доказано [21], что при возрасте более 5-й аномалии (средний миоцен) резко доминирует химическая остаточная намагниченность, хронологическая идентификация которой весьма сомнительна. Более того, специалисты по изучению спрединговых хребтов пришли к выводу, что вся геоисторическая интерпретация линейных магнитных аномалий в значительной мере пока принимается на веру и в основном зависит от опыта и квалификации исследователя. Резльтирующий вывод монографии — аномальное магнитное поле океанов связано со всей толщей океанической коры, включая магнитоактивные серпентиниты верхней мантии.

Вопросы, которые необходимо рассмотреть для поэтапной реконструкции истории формирования Евразийского бассейна, решаются принципиально по-разному магнитометрией и сейсморазведкой. Если принимать магнитостратиграфическую хронологию событий, неизбежно следует, что почти под всем Евразийским бассейном океаническая кора, во всяком случае до 24 ЛМА, которая начала формироваться на рубеже палеоцена-эоцена, т. е. 56 млн лет назад. Соответственно, на протяжении почти всего кайнозоя в Евразийском бассейне происходил спрединг с ультрамедленной скоростью и существовал срединный хр. Таккеля. Для формирования непротиворечивой сейсмогеологической концепции необходимо учитывать, что погружение до океанических глубин для всего СЛО, включая Евразийский бассейн, началось не раньше среднего миоцена, а это полностью соответствует результатам глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова. Значит, океан в Евразийском бассейне начал образовываться только с раннего неогена 15–18 млн лет назад. Не является причиной образования СЛО и меловой рифтогенез (грабенообразование), слишком большой разрыв во времени наблюдается между формированием горсто-грабеновой структуры и опусканием до океанических глубин [11]. Все последующие построения не должны вступать в противоречие с этими установленными закономерностями.

Результаты исследований и их обсуждение. *Возраст Евразийского бассейна.* Интерпретация сейсмических профилей МОВ ОГТ позволила сделать вывод, что базальные горизонты чехла в Евразийском бассейне и на Лаптевоморском шельфе представлены мелом, причем как верхним отделом, так и апт-альбскими толщами раннего мела. Более того, постаптские меловые комплексы зафиксированы примерно в тех же стратиграфических объемах в отдельных трогах хр. Ломоносова, уцелевших от последующего размыва, а также в Восточно-Ломоносовском бассейне, который является продолжением в океан шельфового Новосибирского прогиба. Сеймофациальный анализ осадочного чехла проиллюстрируем профилем Arc_14_07, пересекающим весь Евразийский бассейн и хр. Ломоносова (рис. 2), и картами меловых сейсмофаций (рис. 3, а, б), на которых показаны их современные и ретроспективные ареалы, что позволяет выявить разноглубинные осадочные бассейны региона и наметить динамику их развития. В основе выделения сейсмофаций лежит анализ волновых полей, соответствующих сеймокомплексам и мощности сформированных отложений. Дополнительными характеристиками при определении сейсмофаций были характер их границ, которые нередко маркируются разломами и флексурами, а также области сноса и эрозионные поверхности толщ. Расчленение разреза на сеймокомплексы, выделение и возрастная привязка ОГ проводились по зоне сочленения хр. Ломоносова с российским шельфом вблизи

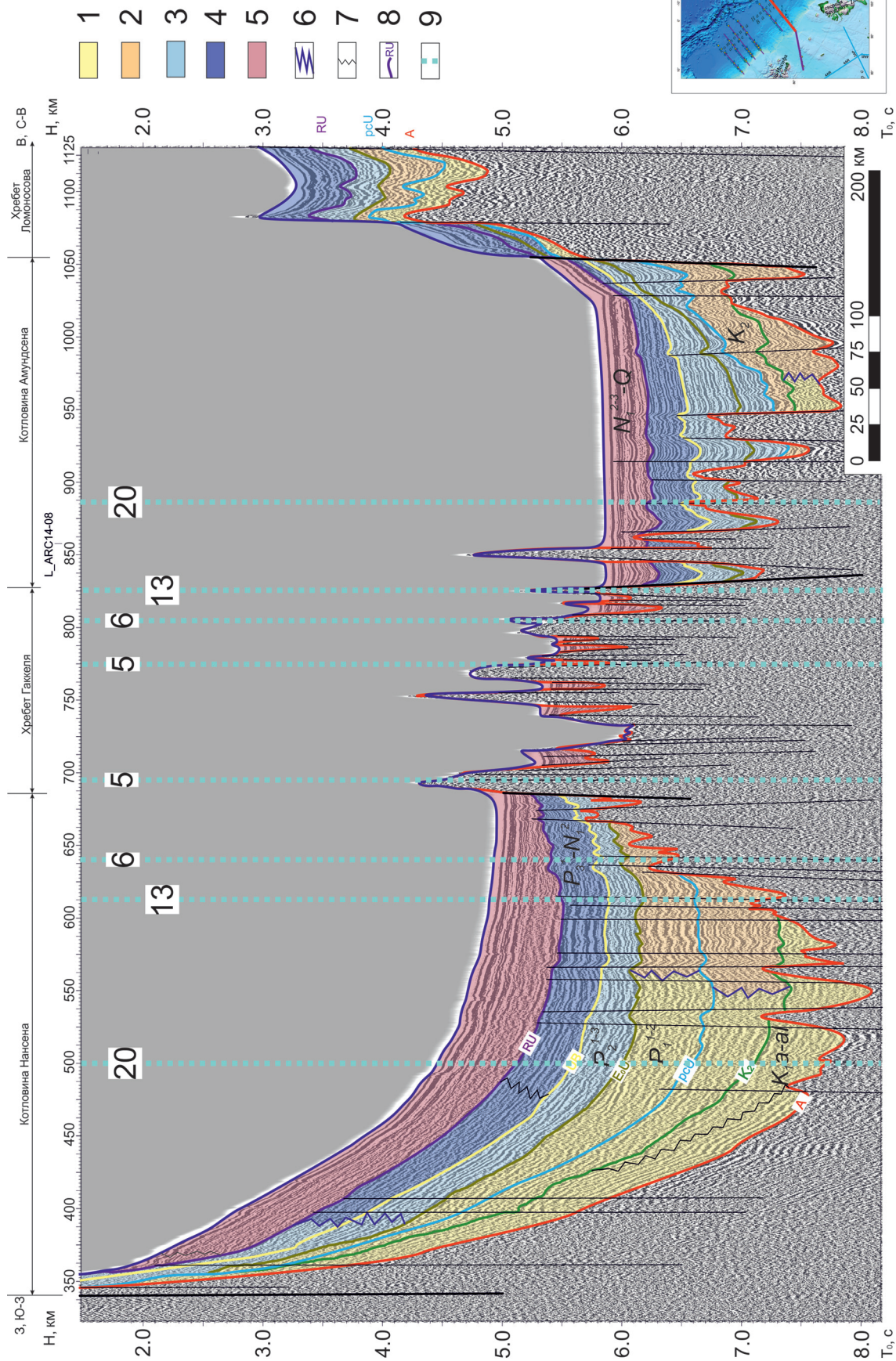


Рис. 2. Сейсмофациальный разрез по профилю Arc_14_07

1, 2 – сейсмифации шельфа: 1 – нерасчлененного (глубина моря 0–200 м); 2 – умеренно погруженных (глубина моря от солен метров до 1 км), 4 – умеренно погруженных (глубины моря до 1,5 км), 5 – глубокопогруженных (глубины моря более 1,5 км); 6 – границы между сейсмифациями; 7 – фациальные переходы внутри сейсмифаций; 8 – опорные сейсмические горизонты; 9 – магнитные аномалии с номерами (Tectonic map) и их индексы

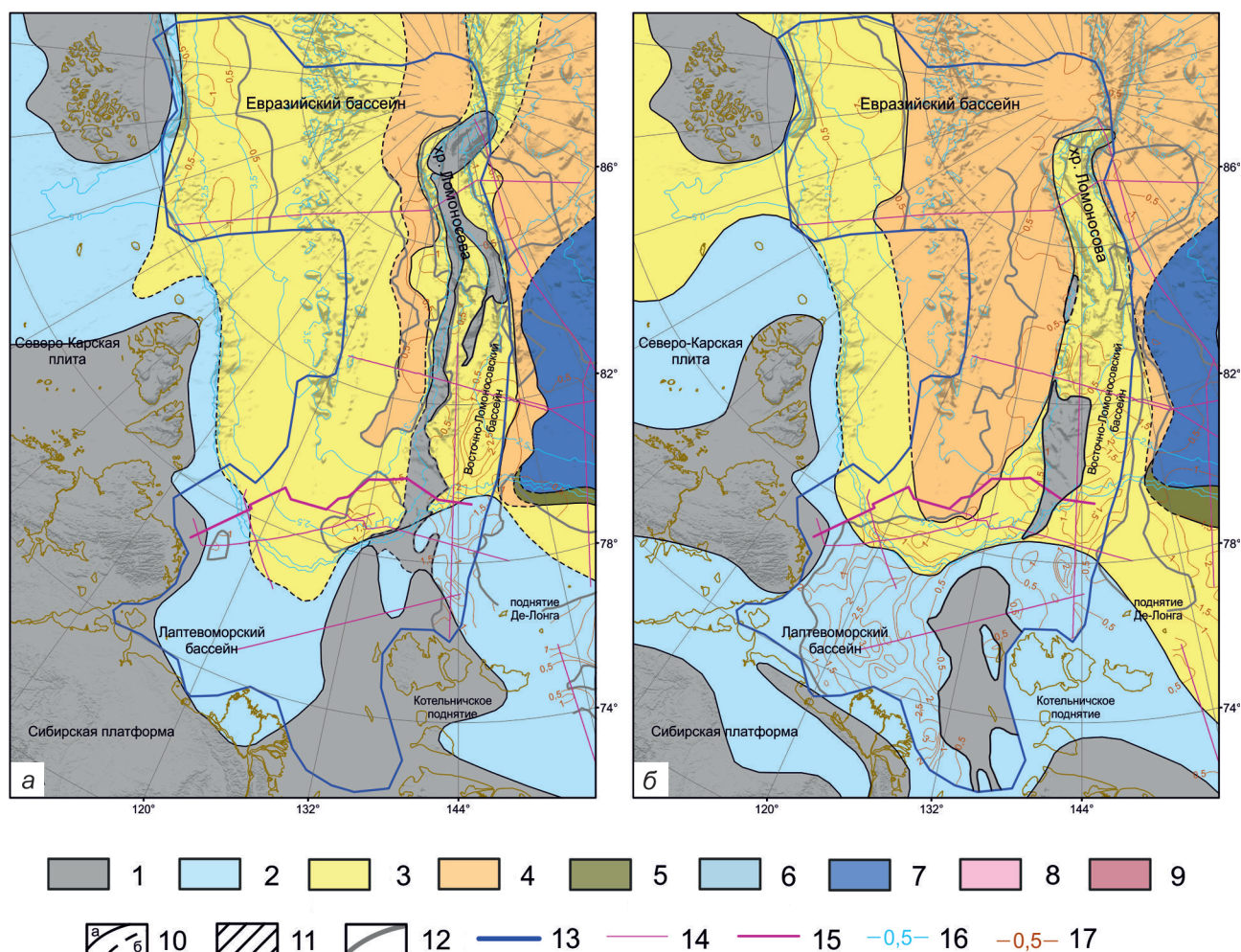


Рис. 3. Сейсмофациальные карты: *а* – нижнемелового (ОГ BU – K₂) и *б* – верхнемелового (ОГ K₂ – pCU) КССК

1 – область суши; 2 – мелкое море, прибрежные равнины; 3 – шельф нерасчлененный (0–200 м); 4 – шельф глубокий (> 200 м); 5 – склон; 6–9 – впадины и котловины: 6 – слабопогруженные и их краевые части, 7 – умеренно погруженные (до 1500 м), 8 – подводные конуса выноса, 9 – глубоководные (> 1500 м); 10 – границы сейсмофациально-палеогеографических зон: *а* – установленные, *б* – предполагаемые; 11 – область распространения свода хр. Гаккеля в среднемиоценово-четвертичное время; 12 – границы фактического распространения КССК; 13 – область сейсмических данных; 14 – опорные сейсмофациальные профили; 15 – композитный профиль, представленный в статье; 16 – изобаты, км; 17 – изопакиты КССК, км

о. Котельный Новосибирского архипелага. Здесь, по результатам экспедиций 2011–2012 гг., надежно установлен апт-альбский возраст базальных горизонтов осадочного чехла. Между региональным несогласием, повсеместно выделяемым как ОГ pCU (см. рис. 2), и акустическим фундаментом позднемелового-четвертичного возраста выделено по крайней мере два подкомплекса, которые по характеру волновых полей, согласованных с наземными наблюдениями, соответствуют апт-альбу и верхнему мелу [30].

На профиле Arg_14_07 отчетливо видно, что оба меловых КССК в Евразийском бассейне связаны между собой, образуя постепенные фациальные переходы, впоследствии нарушенные внедрившимся хр. Гаккеля. Апт-альбские комплексы раннего мела (ОГ BU – K₂) представлены в Евразийском бассейне в основном сейсмофациями неглубокого шельфа, распространявшегося далеко за пределы современного

Евразийского бассейна практически до Амерзийского бассейна (рис. 3, *а*). Значит, в конце раннего мела котловин Нансена и Амундсена еще не было и хр. Ломоносова, вероятно, представлял собой субмеридионально вытянутую цепь островов посреди разноглубинных шельфовых морей. Уже в это время намечается асимметрия Евразийского бассейна, восточная часть котловины Амундсена явно глубже и заполнена сейсмофациями более глубокого шельфа. Хребт Ломоносова перекрыт осадками не равномерно, вероятно, осадконакопление здесь сопровождалось глыбовыми движениями. Характерно, что границы областей сноса и накопления осадков внутри хр. Ломоносова преимущественно эрозийные, тогда как границы хребта и котловины Амундсена проходят по разломам. На Лаптево-морском шельфе происходит преимущественный размыв субстрата, поставляя терригенный материал в шельфовые моря Евразийского бассейна,

хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна. Здесь локальные бассейны фиксируются только в Анисинском и Новосибирском прогибах. Мощность осадочных толщ этого времени изменяется от 0,4–1,0 км в Евразийском бассейне до 2 км в Восточно-Ломоносовском бассейне и до 1,6 км в шельфовых прогибах. Изопахиты явно срезаны хр. Таккеля, что убеждает в его более позднем внедрении.

В верхнем мелу (ОГ К₂ – рCU) глубокий шельф расширяется, заполняя почти всю котловину Амундсена и прилегающие к хр. Таккеля отдельные участки котловины Нансена (рис. 3, б). На хр. Ломоносова, большей части котловины Нансена и в Восточно-Ломоносовском бассейне доминирует неглубокий шельф. Нет верхнемеловых осадков лишь в наиболее приподнятой южной части хр. Ломоносова. На Лаптевоморском шельфе, за исключением Восточно-Лаптевского поднятия, распространены исключительно мелкие моря и прибрежные равнины. Расширение ареала глубокого шельфа и явное срезание хр. Таккеля изопахит свидетельствуют о существовании в это время единого бассейна осадконакопления. Мощности верхнемеловых толщ в Евразийском бассейне в основном не превышают 800 м. К югу по направлению к современной суше на Лаптевоморском шельфе мощности комплекса значительно увеличиваются до 1,6–2,8 км. Снос обломочного материала происходил с юга на север – чем дальше от разрушавшихся верхоянских гор, тем меньше мощность комплекса.

Апт-альбский возраст основания осадочного чехла в Евразийском бассейне, установленный сейсморазведкой, не вполне согласуется с геологическими наблюдениями на островах и сопредельной суше. Хотя геологические данные далеко не всегда определены и однозначны, что связано с разным возрастом размывающегося субстрата. Так, минералогический анализ пород из триасовых терригенных толщ Земли Франца Иосифа (ЗФИ) позволил сделать вывод, что к северу от архипелага в это время должна была располагаться суша, на существование которой задолго до получения фактических аргументов указывали многие известные геологи. Уже для юрских толщ данные о поступлении материала с севера отсутствуют. Существенно, что региональное несогласие в подошве юры связано с важным рубежом перестройки структурного плана и именно с этого времени начинает формироваться собственно мезо-кайнозойский бассейновый комплекс в СЛО [6]. С другой стороны, глубокое параметрическое бурение на Баренцевом море показало, что здесь нет верхнего мела и практически кайнозоя. Зато есть юрские и неокомовые комплексы в значительных объемах. Для Восточно-Северо-Карской впадины, открытой в глубоководье, мощность юрских отложений не менее 600 м, тогда как для Восточно-Баренцевской впадины, охватывающей восточную часть ЗФИ, юрских отложений накопилось до 1,5–2,0 км. В неокоме

мощность отложений на севере Северо-Карского шельфа доходит до одного километра [8]. Иными словами, юрско-неокомовые осадки, вероятно, отдельными языками поступали в будущий Евразийский бассейн [46], а начиная с верхнего мела размывалась вся Баренцево-Карская окраина, вплоть до Шпицбергена. Не исключено, что при дальнейших исследованиях сейсмическими методами с лучшим разрешением в зоне сочленения котловины Нансена с Баренцево-Карской окраиной будут обнаружены юрско-неокомовые комплексы.

На Таймыре размывались герцинские и ранне-киммерийские складчатые сооружения. Важную роль для понимания масштаба юрско-мелового размыва сопредельной суши сыграли работы И. М. Мигая (1952 г.), посвященные геологическому строению мыса Цветкова на восточном побережье Таймырского полуострова. На основании оценки метаморфизма пермских углей в центральных частях хр. Бырранга был сделан вывод, что в центральных частях полуострова пермские формации перекрывались мощными толщами мезозоя, которые после раннекиммерийских дислокаций (рет – нижний лейас) были размыты [20]. А это как минимум первые километры мощности.

Наконец, недавно была опубликована работа, авторы которой, разочаровавшись в надежности и валидности сейсмостратиграфических построений, предлагают выделять в осадочном чехле крупные комплексы по фиксации палеопенепленов, связанных, по их мнению, с основными структурными перестройками в регионе [26]. Возраст базальных горизонтов осадочного чехла Евразийского бассейна предлагается удревнить до позднего палеозоя, а пенеплены (сейсмические ОГ) привязать к герцинским, ранне- и позднекиммерийским событиям. При всей привлекательности такого подхода представляется, что авторы неправильно понимают природу ОГ, которые фиксируют любые перерывы в осадконакоплении, не только структурные, но и стратиграфические, доминирующие среди ОГ чехла Евразийского бассейна. В таком виде это чисто умозрительная концепция, тогда как сейсмостратиграфия опирается на фактические наблюдения. Кроме того, сейсмический метод отраженных волн пригоден только для слоистых сред, не подвергшихся дислокациям. Для этого метода смятые в складки толщи сразу превращаются в акустический фундамент. Конечно, хорошо бы распознать события в таком фундаменте, как делают геологи, но возможно ли это осуществить на закрытых для непосредственных наблюдений акваториях, в океанах?

Итак, по геологическим и сейсмическим данным, Евразийский бассейн возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше. Возраст базальных горизонтов осадочного чехла определяется возрастом акустического фундамента и разрешающими возможностями

сейсморазведки. Для восточной половины прилаптевоморской глубоководной части СЛО, южной части хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднекиммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины, т. е. на континентальном склоне котловины Нансена, возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Характерно, что со стороны Таймыра на прилаптевоморском шельфе и глубоководье ниже позднекиммерийского фундамента, представленного ОГ А, наблюдается слабодислоцированный слоистый комплекс ранних киммерид с ОГ А₁ (см. рис. 5) в подошве. Далее, по направлению к Северо-Карскому шельфу, этот комплекс увеличивается в мощности, его дислоцированность практически пропадает и, весьма вероятно, что акустический фундамент удревняется до герцинского возраста. Судя по распределению меловых сейсмофаций, наиболее погруженной областью Евразийского бассейна с самого его зарождения была будущая котловина Амундсена. Значит, изначально бассейн был асимметричен.

Масштабы спрединга и время появления хр. Гаккеля. Отказ от хронологии кайнозойских событий по ЛМА значительно усложняет задачу. Тем не менее для определения возможных масштабов спрединга надо учитывать уже проведенные исследования, которые являются определяющими при решении данного вопроса и ограничивают любые умозрительные построения и априорные модели. Выше было показано, что до начала спрединга на рубеже палеоцена-эоцена Евразийский осадочный бассейн уже существовал и хр. Ломоносова не является фрагментом Баренцево-Карской плиты [11]. Погружение до батимальных глубин в Евразийском бассейне началось лишь в олигоцене, а настоящее погружение до абиссальных глубин произошло в среднем миоцене и продолжается до сих пор. Со среднего миоцена формируется современный континентальный склон, а это означает, что Евразийский бассейн превратился в океан именно с этого времени, а не раньше. Соответственно, на формирование спрединговой океанической коры остается всего 15–18 млн лет. Плащеобразный характер верхнего КССК (средний миоцен – квартал), перекрывающего сплошным слоем близкой мощности как положительные, так и отрицательные морфоструктуры СЛО, указывает на син- и постседиментационный характер их формирования. Значит, современные котловины Нансена и Амундсена являются поздненеогеновыми или нетектоническими структурами и, следовательно, разделяющий их хр. Гаккеля, который определяет их морфологию, тоже совсем молодой [8].

Надо признать, что любая из существующих концепций должна считаться с проблемой пролива Нарес шириной всего 15–20 км, разделяющего Гренландию и о. Элсмир. По результатам геологического картирования одновозрастных

формаций доказано их смещение на противоположных берегах пролива не более чем на 25 км. А по магнитометрическим построениям, для объяснения масштабного спрединга моря Баффина и раскрытия Евразийского бассейна требуется переместить Гренландию к северу в общей сложности на 300 км, что предполагает левосторонний сдвиг (трансформный разлом) вдоль пролива Нарес на 250 км. Проблема существует давно [43], но так и не решена. Ранее мы предлагали ограничить масштабы спрединга в Евразийском бассейне 6-й ЛМА (в пространственном измерении без хронологической трактовки), что позволяет увязать противоречия между геологическими и магнитометрическими выводами [7]. Кстати, расстояние между известными подводными плато Морис-Джесуп и Ермак до раздвигавшимся единым континентальным массивом так же ограничено 6-й, пусть даже 13-й, ЛМА [3], однако это не останавливает сторонников тотального спрединга. Такое сокращенное пространство между обоими плато в единицах ЛМА привело ряд исследователей к мысли, что Евразийский бассейн развивался автономно от Северной Атлантики [32] до раскрытия пролива Фрама, т. е. до олигоцена или миоцена по хронологии ЛМА. Однако это противоречит признанному механизму формирования Евразийского бассейна вследствие давления Гренландии [33] начиная с 24-й ЛМА, или конца палеоцена по магнитостратиграфии.

Для оценки масштабов спрединга в Евразийском бассейне интересны детальные геофизические исследования международной экспедиции на хр. Гаккеля (2001 г.), которые показали, что магнитные аномалии при крупномасштабном рассматривании не являются линейными. Они сегментированы и приурочены исключительно к дискретным вулканическим хребтам (протяженностью в пределах 100 км), расположенным ортогонально относительно центральной рифтовой зоны. Между такими хребтами амплитуда аномалий резко уменьшается вплоть до фоновых значений [29; 36]. Более того, поскольку интенсивные аномалии приурочены исключительно к вулканическим хребтам, а не к самой морфоструктуре хр. Гаккеля, их протяженность может указывать на масштабы спредингового процесса, ограниченного 6-й магнитной аномалией [7]. Драгированием в рифтовой долине западной, пригренландской, части хр. Гаккеля установлены значительные сегменты хребта, где отсутствуют базальты и преобладают исключительно мантийные перидотиты. Для таких сегментов магнитные аномалии отсутствуют, что однозначно свидетельствует о том, что в Евразийском бассейне ЛМА не сплошные [37]. Характерно, что по всему бассейну амплитуды ЛМА в 10 раз слабее, чем в Северной Атлантике. Естественно, наиболее выраженные аномалии фиксируются только на хр. Гаккеля, включая его фланги, т. е. в области аккреции новообразованной коры, а в котловинах Нансена и Амундсена за пределами ЛМА 6–13 аномалии плохо выражены. Приведенные аргументы в пользу ограниченных

масштабов спрединга в Евразийском бассейне позволяют утверждать, что искусственная процедура интерпретации магнитометрических данных не согласуется ни с геологическими фактами, ни с результатами куда более надежных (и проверяемых) последних сейсмических исследований по акватории. По мнению некоторых специалистов по магниторазведке, хроностратиграфическое значение магнитометрических данных иллюзорно — совпадения определений возраста литосферы, по данным магнитной съемки и бурения, предопределены технологией идентификации аномалий, основанной на устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и перенумерации аномалий [4].

На сегодняшний день точный возраст хр. Гаккеля в абсолютных цифрах геохронологии установить невозможно — нет такого инструмента. Результаты драгирования в пределах рифтовой долины хребта тоже мало информативны, т. к. молодой возраст базальтов в первые миллионы лет очевиден ввиду места отбора проб, а возраст перидотитов в 2,2 млрд лет [39] означает древний возраст протрудированной мантии, но не возраст самого хребта. Однако относительный возраст хр. Гаккеля можно определить на сейсмических профилях в месте прорыва хребтом осадочной толщи. В центральной части хр. Гаккеля, например, профиль Arc_14_07 (см. рис. 2), это сделать трудно. Здесь хребет прорывает всю толщу, что можно трактовать двояко: либо хребет древний, как и котловины Нансена и Амундсена, и их развитие происходило автономно, либо совсем молодой и окончательно сформировался уже после осадочного заполнения Евразийского бассейна, разделив его на две котловины. В пользу второго варианта свидетельствует целый ряд установленных фактов: молодой возраст океана и, следовательно, спредингового хр. Гаккеля; постепенные переходы разновозрастных сейсмofаций, впоследствии нарушенных внедрившимся хребтом; явное воздействие хр. Гаккеля на слоистую структуру чехла, что отчетливо проявлено как в подъеме осадочных слоев в зоне сочленения хребта с котловинами (особенно с котловиной Нансена), так и в виде дислоцированных волновых полей осадочных толщ всех КССК в приконтактных зонах.

Некоторые исследователи допускают пульсационное раскрытие Евразийского бассейна с чередованием эпизодов тектонического покоя с накоплением в рифтовой зоне мощной толщи осадков и импульсов растяжения, нарушающих структуру осадков [5; 47]. По результатам интерпретации сейсмических данных, в восточной части Евразийского бассейна в рифтовой долине хр. Гаккеля был обнаружен ряд локальных депозитов осадконакопления с мощностью чехла более одного километра [34]. Исходя из предположительно низкой скорости осадконакопления в океанах делается вывод о возможном палеогеновом возрасте осадочного заполнения долины и, следовательно, его трактовке как фрагментов

древнего бассейна, прорванных впоследствии хр. Гаккеля [22]. Такая реконструкция событий нам представляется совершенно неубедительной. Рифтовая долина хр. Гаккеля — это структура оседания сводовой части вулканического сооружения, о чем свидетельствует целый ряд осложняющих ее кальдер. Следовательно, она по сути моложе свода и никак не может быть заполнена палеогеновыми осадками. Слоистые толщи в рифтовой долине по природе могут быть только вулканомиктовыми, т. е. являются местными продуктами разрушения стенок рифта.

Более точно возраст хр. Гаккеля можно определить на сейсмических профилях Lat_14_04 (ОАО «МАГЭ») и Smng18_23 (Роснедра), пересекающих перекрытое осадками предполагаемое продолжение хр. Гаккеля в прилаптевоморской части СЛО. Здесь проходит профиль Arc2012_16 (с косой в 4,5 км), на котором продолжение хр. Гаккеля интерпретировалось ранее как ограниченный разломами единый горст с остаточной слоистостью, перекрытый только самыми молодыми слоями верхнего КССК (ОГ RU — дно) (рис. 4, а). Природа горста в такой интерпретации не очевидна, он может быть как прорывающим уже сформированный осадочный чехол магматическим телом, так и выступом фундамента, существовавшим до формирования чехла, т. е. тектонической структурой. Профили Lat_14_04 и Smng18_23 (рис. 4, в, г) выполнены со значительно лучшим разрешением сейсмической записи, чем на профиле Arc2012_16, с максимальной для Арктики сейсмической косой в 8 км, поэтому единый горст превратился в серию протрузий, прорывающих различные КССК и ограниченных четкими разломами. На контактах протрузий повсеместно наблюдаются задираны приконтактных осадочных толщ и дислоцированность их волновых полей. Конечно, остается неясным, чем представлены протрузии: мантийными породами или базальтовой магмой будущих вулканов — и тем не менее очевидно, что внедрения этих подкоровых масс происходило практически в одно время. Возраст этого события можно определить по центральной протрузии, прорывающей почти весь чехол и образующей морфологически выраженную ступень морского дна (рис. 4, в, 160–165 км; г, 150–155 км). На прилаптевоморской оконечности СЛО он определенно постплиоценовый. Протрузии с характерным задиранием осадочных слоев и дислоцированными волновыми полями в приконтактных зонах установлены даже вдали от предполагаемого продолжения спредингового хр. Гаккеля, на бровке прилаптевоморского континентального склона вблизи Таймыра и хр. Ломоносова (рис. 5, 163–183 и 710–770 км). Как нам представляется, выявленная в этой части СЛО система протрузий иллюстрирует то, что раньше называлось рассеянным спредингом. Массовые внедрения подкорового и мантийного материала приводят к базификации коры, что отражается в уменьшении общей мощности консолидированной части

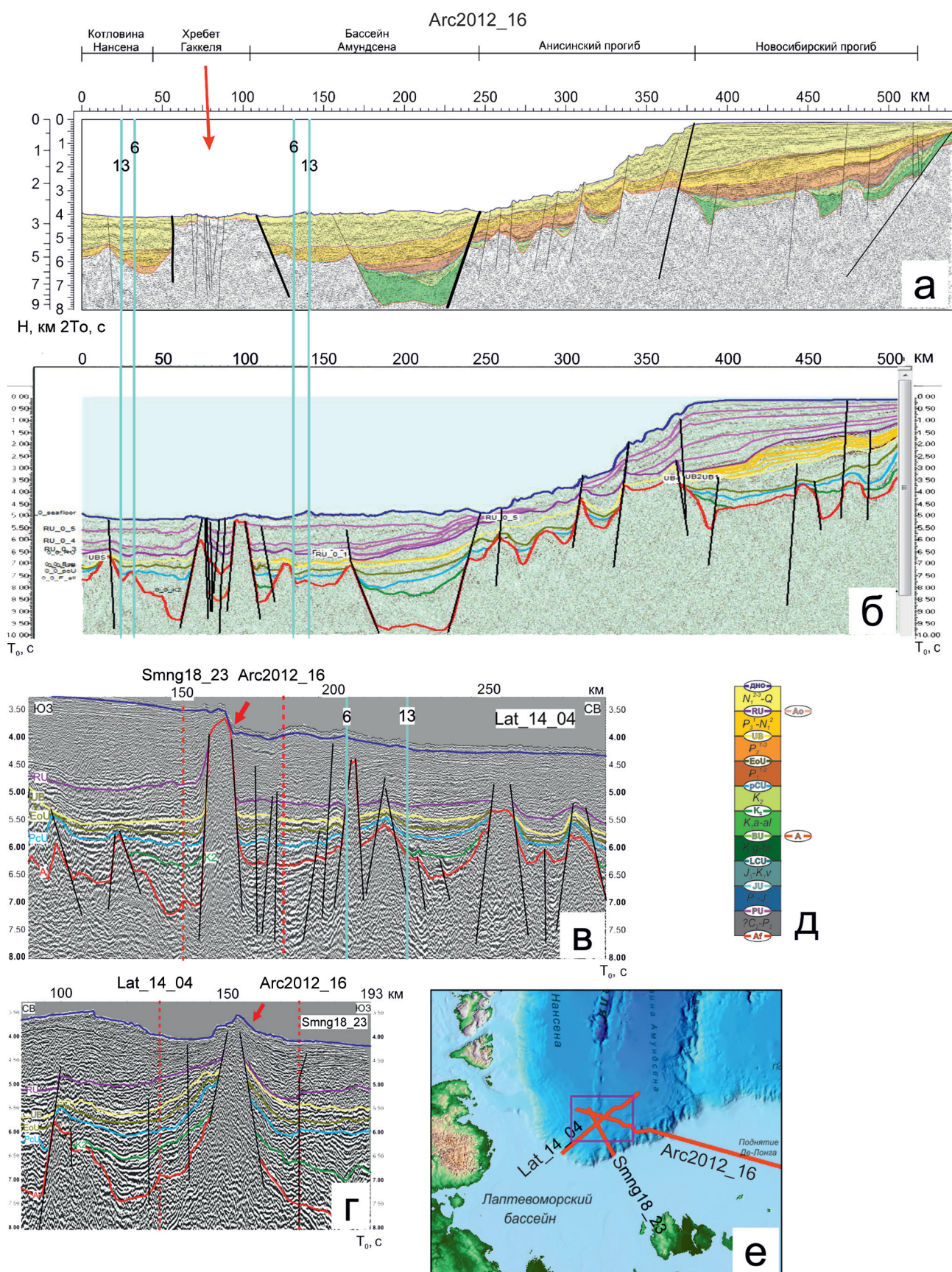


Рис. 4. Примеры протрузий на профилях Arc2012_16, Lat_14_04, Smng18_23

a, б – фрагмент профиля Arc2012_16: а – с корреляцией 2016 г.; б – с уточненной корреляцией, новыми сейсмическими профилями (2020 г.); в – фрагмент профиля Lat_14_04 (МАГЭ); з – фрагмент профиля Smng18_23 (Роснедра); д – индексация и возраст ОГ; е – схема расположения профилей. Голубой вертикальной линией показаны магнитные аномалии с номерами (Tectonic map)

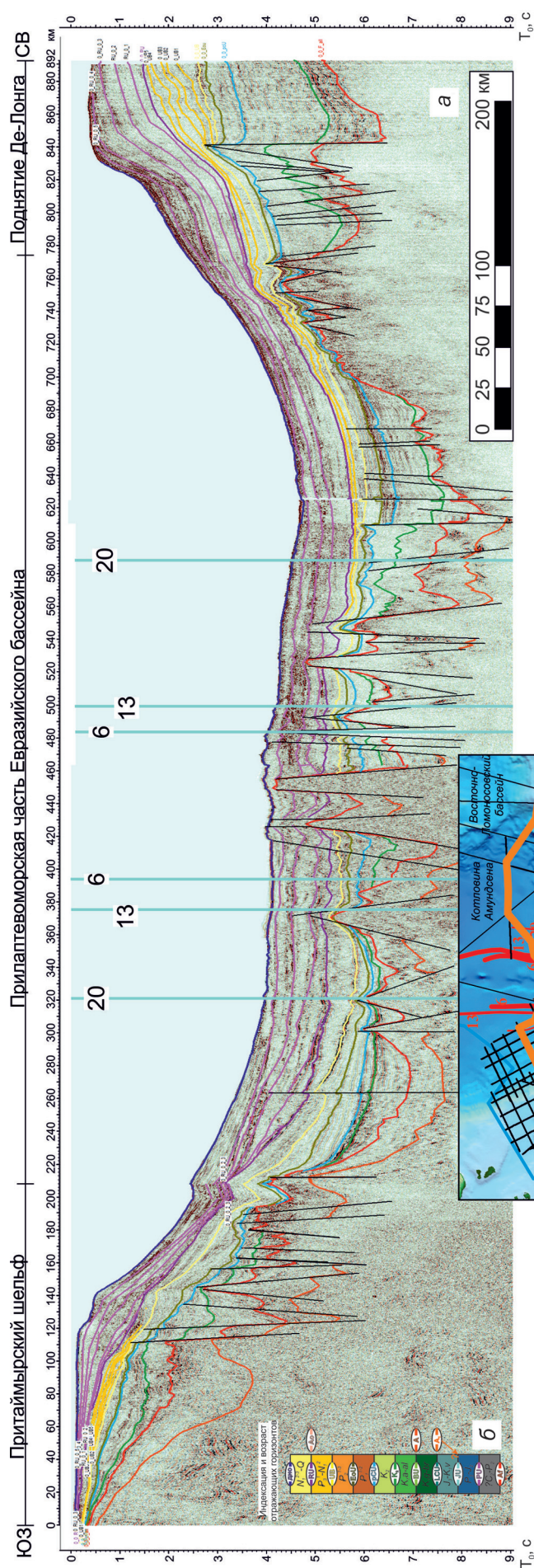


Рис. 5. Композитный профиль в прилаптевоморской части СЛО

a — композитный сейсмический профиль; b — индексация и возраст ОГ; $v-v$ — схема расположения профилей. Голубой вертикальной линией показаны магнитные аномалии с номерами (Tectonic map)

коры и появлении точечных слабовыраженных магнитных аномалий.

Итак, по сейсмическим данным установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля, возможно, олигоцен-четвертичный, но не древнее, возраст спрединга. Показано, что при крупномасштабном рассмотрении ЛМА не являются сплошными, они сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам. За пределами магнитовозмущающих вулканитов интенсивность аномалий резко уменьшается вплоть до фоновых значений. На прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где хр. Гаккеля отсутствует, выявлена система протрузий, являющихся выражением рассеянного спрединга плиоцен-четвертичного возраста. Судя по более молодому возрасту рассеянного спрединга, его преобразование в морфологически выраженный срединный хребет — дело будущего. Хотя это только предположение.

Тип коры в котловинах Нансена и Амундсена. В настоящее время вопрос типизации коры Евразийского бассейна не стоит. В соответствии с хронологической трактовкой ЛМА считается, что практически весь бассейн подстилается океанической корой. Скорее всего, именно это, а не суровые климатические условия и круглогодичные плавающие льды, общие для всего СЛО, и является главной причиной крайне низкой изученности Евразийского бассейна глубинными методами сейсморазведки КМПВ-ГСЗ даже по сравнению с Амеразийским бассейном: раз уже известно, что кора океаническая, зачем же ее еще изучать. Сведения о толщине коры в Евразийском бассейне получены в основном мелкомасштабной гравиметрической съемкой, дополненной единичными данными глубинной сейсморазведки. Несмотря на то, что мощность коры в Евразийском бассейне оценивают в 10–15 км [1], т. е. вполне соизмеримо с мощностью коры других океанов, непосредственных данных о строении земной коры очень мало, они на большей части бассейна не достоверны, постоянно пересматриваются и пересчитываются. Существующие цифры мощности коры отличаются в разы даже у одних и тех же авторов за разные годы. Эмпирически доказано, что измерять мощность коры и проводить ее типизацию по силе магнитных аномалий не надежно [37]. Например, замеренная мощность коры меняется в 2,0–2,5 раза на протяжении всех 10 км вдоль хр. Гаккеля или под вулканическими центрами она доходит до 3,5 км, а за пределами этих центров уменьшается до 1,4–2,9 км. Хотя по результатам драгирования выявлены достаточно протяженные участки хребта с нулевой мощностью коры, где подняты исключительно мантийные перидотиты [36]. По некоторым гравиметрическим данным, под хр. Гаккеля мощность коры нередко больше, чем в абиссальных котловинах, что противоречит постулату о росте мощности коры с возрастом [45]. Значительное утонение коры в котловинах обусловило появление концепции об эксгумированной мантии,

подстилающей осадочный чехол обоих котловин [40], что является явно умозрительным и не подтвержденным никакими данными выводом. Вариации мощности коры под хр. Гаккеля так же не коррелируются со скоростями спрединга [36]. Специальные исследования по изучению мощностей коры в морях и океанах показали, что различия в глубинах Мохо, определяемые по гравиметрии и сейсмометрии, достигают 5–15 и реже 5–10 км [38]. При такой ситуации метод сейсмогравиметрического моделирования, призванный корректировать доминирующие результаты гравиметрической съемки единичными сейсмическими наблюдениями, вряд ли продвигает решение вопроса.

Поскольку выше были изложены аргументы в пользу ограниченных масштабов спрединга в Евразийском бассейне и, следовательно, новообразованной океанической коры, необходимо значительное увеличение объемов исследований глубинного строения земной коры бассейна, прежде всего, методами глубинной сейсморазведки. Понимая, что это вопрос будущего, пусть и обозримого, предлагаем иные подходы к проблеме типизации коры, используя уже существующие данные, например, по прилаптевоморской части Евразийского бассейна, неплохо изученного МОВ ОГТ профилями с высоким разрешением сейсмической записи. По материалам геофизических съемок, выполненных в последние годы (ОАО «МАГЭ» и Роснедра), нами составлен и проинтерпретирован композитный профиль, который начинается от притаймырского шельфа, пересекает южную часть Евразийского бассейна и заканчивается у южной оконечности подводного хр. Ломоносова (рис. 5). Благодаря высокому качеству сейсмической записи в акустическом фундаменте притаймырской части бассейна удалось выявить два разновозрастных складчатых комплекса: продолжающиеся в океан ранние киммериды Южного и Центрального Таймыра и верхоянские поздние киммериды, которые ввиду слабой складчатости предверхоханского прогиба сохранили остаточную слоистость и распознаются в волновых полях. В приломоносовской части бассейна ранних киммерид нет, в фундаменте доминируют поздние киммериды. В такой интерпретации совершенно очевиден континентальный тип коры южной части Евразийского бассейна вплоть до морфологически выраженного хр. Гаккеля. Осадочный чехол и фундамент этой части бассейна нарушен многочисленными внедрениями протрузий, что привело к рассеянному спредингу и насыщению чехла и фундамента подкоровым материалом. Заметим, что континентальный тип коры в этой части бассейна предполагается не потому, что здесь не выражены ЛМА, во всяком случае, сплошные, как считают некоторые авторы [27], а по причине основания осадочного чехла, представленного продолжающимися в океан складчатыми комплексами, и отсутствия осевого спредингового хребта. Более того, учитывая щелочной характер молодых лав самой

восточной (прилаптевоморской) оконечности хр. Гаккеля [35], можно допустить недавнее, всего 3,65 млн лет назад, существование здесь континентальной коры, в результате контаминации которой и насыщения литофильными элементами внедряющейся магмы излились трахибазальты и трахиандезиты, а не деплетированные толеиты срединных хребтов. Вероятно, это предельный случай преобразования континентальной коры в магматическую (океаническую в геофизическом смысле) кору. Вопрос о строении и мощности коры котловин Нансена и Амундсена за пределами 6–13 ЛМА к западу от прилаптевоморского региона остается открытым и необходимы дополнительные исследования.

Изучение данных по типизации коры Евразийского бассейна показало огромный разброс значений мощности земной коры, не позволяющий в настоящий момент определенно утверждать океанический тип коры котловин. Исключением является прилаптевоморская часть Евразийского бассейна, где, несмотря на неопределенность результатов глубинных исследований, интерпретация современных профилей МОВ ОГТ выявила в акустическом фундаменте продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры.

Слабая изученность Евразийского бассейна вынуждает искать аналоги среди значительно лучше изученных океанических бассейнов. Считается, что ближайшим аналогом хр. Гаккеля является соизмеримый с ним по ультрамедленной скорости спрединга Юго-Западный Индийский хребет. В обоих хребтах присутствуют протяженные амагматические сегменты, где подняты исключительно перидотиты. Установлено отсутствие строгой зависимости морфологии хребтов и состава магматических и мантийных выплавов от скорости спрединга. Объясняется это гетерогенным составом мантии, температурой и степенью ее плавления [31]. Очевидно, что такое заключение нельзя ни подтвердить фактическими данными, ни опровергнуть. Зато на современных спутниковых картах (Google Maps) прекрасно видны морфологические отличия обоих хребтов: хр. Гаккеля значительно более узкий и полностью лишен трансформных разломов, столь характерных для типичных океанических хребтов. Распределение землетрясений на этом хребте более рассеянное, не сосредоточенное в осевой рифтовой долине, как на Юго-Западном Индийском. Хребет Гаккеля явно моложе. Примечательно, что в работе тридцатилетней давности уже был сделан вывод о морфологически выраженной рифтовой долине в срединных океанических хребтах, которая является не показателем малой скорости спрединга, а указывает на интенсивность магмовыделения:

если нет рифтовой долины и спрединг рассеянный, как на Восточно-Тихоокеанском поднятии, интенсивность магмовыделения выше [18]. Показано, что в рифтовых зонах океанов могут существовать зоны с большой скоростью спрединга и относительно малой интенсивностью базальтовых излияний, и наоборот. Эти предположения вполне соответствуют последующим наблюдениям, Восточно-Тихоокеанское поднятие полностью перекрыто базальтами, здесь мантия не выходит на поверхность дна, в то время как хр. Гаккеля в значительной мере тектоническое, а не магматическое сооружение [29].

Анализ спутниковых карт и обширной литературы позволил определить ближайший возрастной и морфологически схожий аналог Евразийского бассейна. Это Красноморский регион, являющийся ключевым объектом для понимания начальных этапов раскола континентальной коры и последующего океанического спрединга [12; 28]. Он изучен значительно лучше, чем Евразийский бассейн, и представлен молодым Красным морем, превращающимся в будущий океан, Аденским заливом, хребтами Шеба и Карлсберг с океанической корой, ЛМА и трансформными разломами, а на Африканском материке — системой Восточно-Африканских континентальных рифтов. Сравнение спутниковых изображений Евразийского бассейна и Красного моря показывает их явное сходство. Морфологически выраженный хр. Гаккеля соответствует южной и центральной частям Красноморского рифта, тогда как северная часть Красного моря, где хребет не выражен морфологически, не отличается от прилаптевоморской части Евразийского бассейна. Для Красного моря доказано, что его северная часть подстилается континентальной корой, которая по мере продвижения на юг переходит в океаническую. Масштабы спрединга увеличиваются в этом же направлении, сменяясь типично спрединговой корой Аденского залива и далее хребтами Шеба и Карлсберг. Аналогичная ситуация просматривается в морфологии хр. Гаккеля, с востока на запад рифтовая долина которого становится все более выразительной. Уже в Северной Атлантике появляется множество трансформных разломов. В Евразийском бассейне спрединг, видимо, начался раньше, чем в Красном море: 18 млн лет назад против 8–10 млн лет [28].

Специализированные работы в Красноморском регионе и Индо-Атлантическом сегменте Земли [12] продемонстрировали, что наиболее убедительный показатель смены стадий формирования океанической коры — состав магматических продуктов. Первыми на неотоненной континентальной коре изливаются щелочные базальты трапповой серии, нередко с риолитами, за ними появляются субщелочные базальты, например, трахибазальты, на утоненной коре и лишь при полном расколе коры они сменяются низкокальциевыми толеитами срединных океанических хребтов, являющихся продуктами выплавки из деплетированной, геохимически истощенной

мантии. Однако анализ геотектонических и магматических процессов начальных этапов образования Индийского и Атлантического океанов, а также в Красноморском регионе показал, что океаногенез в силу многообразия факторов носит нелинейный характер и на фоне последовательного образования магматических ассоциаций (трапп — переходные базальты — океанические толеиты) формирование структурных элементов, связанных с магматизмом, проходит довольно хаотично. Одновременный магматизм рифтогенного и спредингового характера так же свидетельствует об отсутствии прямой линейности в смене магматических ассоциаций во времени и пространстве. Неравномерность раскрытия океанов в пространстве и времени связана с особенностями строения и динамики мантийных геосфер, не исключена роль ротационных и планетарных факторов. В этой связи очевидна неопределенность хронологической идентификации магнитных аномалий за пределами океанических хребтов, прежде всего, хр. Гаккеля. Детальное изучение магнитных свойств из образцов подводных базальтов рифтовой зоны Красного моря показало отсутствие линейной зависимости в уменьшении остаточной намагниченности и увеличении степени окисленности по мере удаления от предполагаемой оси спрединга [15]. Простые и однозначные решения сложных многофакторных нередко неоднозначно решаемых проблем [13] являются иллюзорными, что неизбежно приводит к противоречию с новыми данными.

Сходство Красноморского и Евразийского бассейнов позволяет предполагать близкую динамику событий и историю их формирования. Для обоих бассейнов установлены: ограниченные площади новообразованной океанической коры; формирование бассейнов задолго до начала спрединга; одинаковая тенденция к разрастанию дна с расширением срединных хребтов вплоть до появления типичных океанических хребтов с трансформными разломами; эволюция магматизма от щелочных базальтов на континентальной коре через субщелочные вулканы до нормальных океанических толеитов в срединных хребтах и даже мантийных перидотитов. В то же время Евразийский бассейн не менее чем вдвое старше Красноморского, что сказалось на его больших размерах и современных глубинах.

История формирования Евразийского бассейна.

Реконструкция истории формирования Евразийского бассейна основана на построении серии сейсмофациальных карт для всех выделенных КССК осадочного чехла бассейна. Поскольку геофизические методы исследования в целом дают лишь современную картину строения региона, ретроспективные, т. е. исторические, реконструкции возможны только по результатам анализа комплекса сейсмогеологических данных. Ретроспективные ареалы сейсмофаций намечены с учетом сделанных выводов о возрасте Евразийского бассейна, времени появления морфологически

выраженных хр. Гаккеля и котловин и масштабов спрединга (рис. 3, 6). Изучение вопроса типизации коры показало, что Евразийский бассейн образовался на континентальной коре, возможно, подвергшейся рифтогенезу, задолго до спрединга. Считается, что практически все рифтовые системы, предваряющие раскрытие океанов, в начальные этапы своего развития закладывались в пределах разновозрастных складчатых поясов и разломных зон [12]. Однако при современной изученности Евразийского бассейна описание осадочных комплексов чехла возможно лишь с апт-альбских отложений, сформированных в результате размыва позднекиммерийского складчатого фундамента. Выделение более древних комплексов осадочного чехла и, соответственно, более древнего фундамента в настоящее время не обеспечено достаточной для построения карт информацией.

Меловые комплексы Евразийского бассейна рассмотрены ранее (см. рис. 3), поэтому перейдем к кайнозойскому этапу осадконакопления. После общего выравнивания рельефа (пенепленизации) на рубеже мела — кайнозоя (ОГ рCU — EoU) в палеоцене неглубокий шельф (до 200 м) занимал исключительно современный шельф, сменяя распространенные к югу прибрежные равнины и мелководье, а также примыкающую к Баренцево-Карской окраине часть котловины Нансена (рис. 6, а). К северу неглубокий шельф моря Лаптевых сменяется глубоким шельфом, который занимает Восточно-Ломоносовский бассейн и отдельные участки приполюсной части хр. Ломоносова, прилаптевоморскую часть котловины Амундсена и значительную часть котловины Нансена, примыкающую к хр. Гаккеля. Еще дальше к северу глубокий шельф переходит в обширную слабопогруженную котловину Амундсена. В южной части хр. Ломоносова палеоценовых отложений нет. Мощность палеоценовых толщ минимальна в слабопогруженных впадинах, варьируя от 100 до 400 м, реже увеличиваясь до 800 м в изометричных локальных впадинах котловины Амундсена. В шельфовых областях с неглубокими шельфовыми сейсмофациями мощность палеоцена увеличивается до 700–900 м. Наибольшие мощности зафиксированы в Лаптевоморском бассейне, возрастая до 2 км в отдельных изометричных впадинах прибрежных равнин и мелководья. Такое распределение мощностей палеоценовых осадков указывает на доминирующий снос с южной суши с позднекиммерийского орогена. По-прежнему изопакиты чехла котловин срезаются хр. Гаккеля. Близкие мощности комплекса на хр. Ломоносова и в котловине Амундсена указывают на основной снос с юга и постседиментационное воздымание хребта относительно котловины Амундсена.

В эоцене (ОГ EoU — UB) фациальные обстановки меняются незначительно (рис. 6, б). Палеоценовая слабопогруженная впадина расширяется, захватывая котловину Нансена, а центральная часть хр. Ломоносова превращается в область размыва (возможно, сушу), что подтверждает

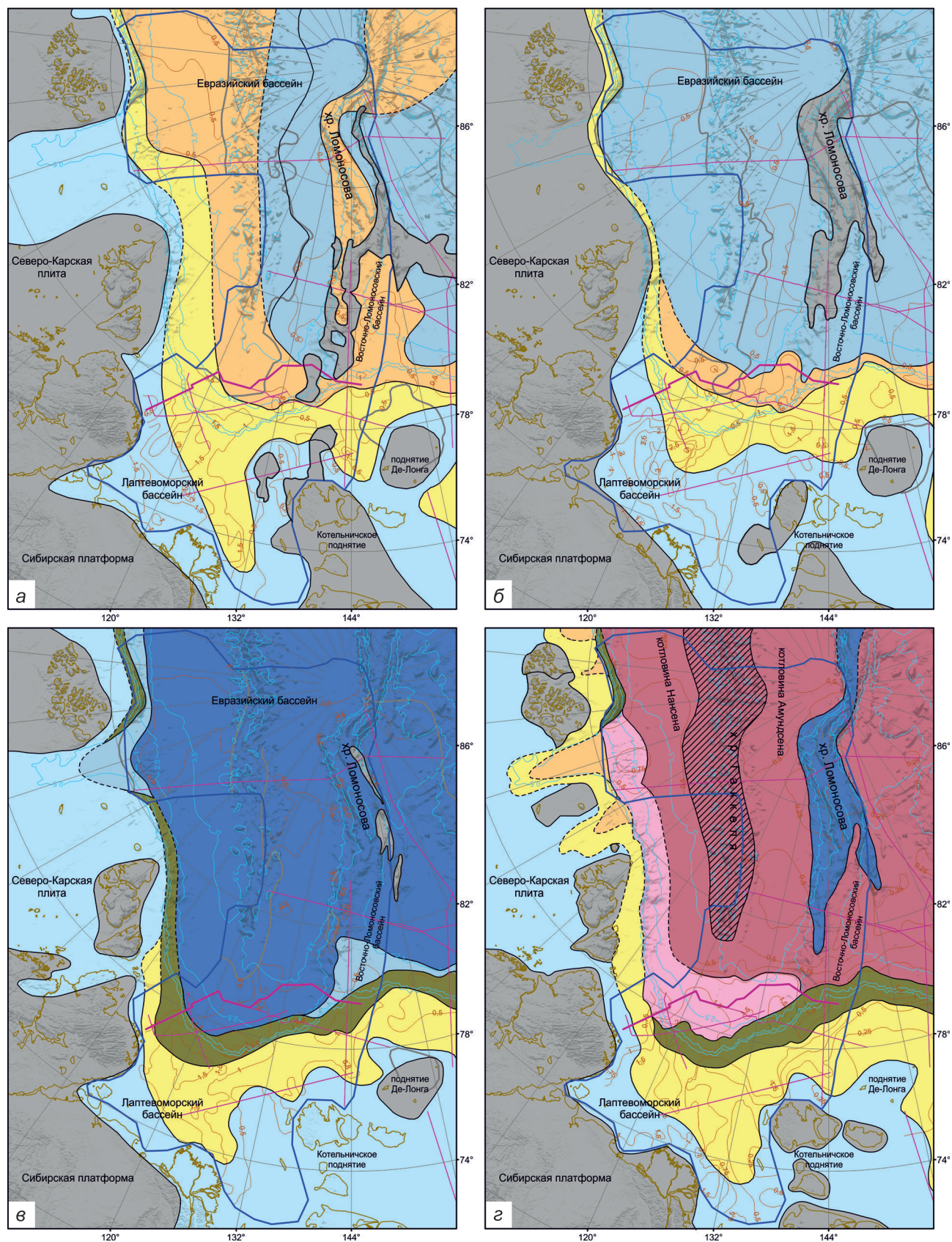


Рис. 6. Сейсмофациальные карты

а – палеоценового (ОГ рCU – EoU), б – эоценового (ОГ – EoU – UB), в – олигоцен-раннемиоценового (ОГ UB – RU), г – среднемиоценового – четвертичного (ОГ RU – дно) КССК (усл. обозн. см. на рис. 3)

результаты глубокого бурения. Южная часть хр. Ломоносова, напротив, погружается и впервые соединяет слабопогруженные впадины Амеразийского и Евразийского бассейнов. Весь современный шельф и склон занимали неглубокий и глубокий шельфы. Никаких анклавов внутри области неглубокого шельфа нет. С юга на север происходит последовательная смена мелководных и прибрежных равнин неглубоким, а затем и глубоким шельфами. Снос по-прежнему с юга. Мощности эоценовых толщ, как прежде, минимальны в слабопогруженных впадинах: преобладают 100–300 м, иногда увеличиваясь до 500–600 м в отдельных изометричных впадинах котловин Евразийского бассейна. На шельфе мощности эоценовых толщ резко возрастают до 1,7 км на лаптевоморском склоне в районе Анисинского и Новосибирского прогибов и до 2,5–3,0 км в изолированных впадинах Лаптевоморского бассейна.

В олигоцене – раннем миоцене (ОГ UB – RU) происходит существенное углубление Евразийского бассейна, появляется отчетливый склон, отделяющий неглубокий шельф от умеренно погруженной впадины до глубины в 1,5 км (рис. 6, в). На юге хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна сравнительно узкой полосой у подножья склона формируются сейсмофации слабопогруженных впадин. Такая же полоса слабопогруженных сейсмофаций выделена на юге котловины Нансена в зоне ее сочленения с Баренцево-Карской окраиной. Оligocen-раннемиоценовые осадки отсутствуют лишь на отдельных наиболее приподнятых участках осевой части хр. Ломоносова и отрога Геофизиков. Наибольшие мощности комплекса – до 1,8 км наблюдаются на Лаптевоморском шельфе и одноименном склоне. В котловинах Амундсена и Нансена мощность этого комплекса в отдельных впадинах возрастает до 700 м. Не исключено, что уже в раннем миоцене началось формирование хребта.

Верхний комплекс возраста средний миоцен – квартал (ОГ RU – дно) присутствует повсеместно (рис. 6, г). Распределение сейсмофаций по площади практически повторяет предыдущий олигоцен-раннемиоценовый комплекс, окончательно формируется континентальный склон и происходит дальнейшее погружение Евразийского бассейна до океанских глубин, сейсмофации умеренно погруженных впадин сменяются глубокопогруженными. Ареал неглубокого шельфа соответствует современному, сменяясь к югу прибрежными равнинами. Переход от шельфа к глубоководью становится более резким. Умеренно погруженные фации, т. е. погружившиеся до батимальных глубин, имеют ограниченное распространение на хр. Ломоносова и отроге Геофизиков. В подножье континентального склона на прилаптевоморской части Евразийского бассейна и в южной части котловины Нансена появились подводные конуса выноса. Вариации мощностей верхнего комплекса на большей площади карты не значительны: от 0,2 до 0,8 км, причем

преобладают мощности в 0,2–0,4 км, что не слишком зависимо от знака современных морфоструктур. Так, мощности комплекса на хр. Ломоносова и в котловинах Евразийского бассейна соизмеримы. В то же время мощность отложений среднего миоцена – квартала резко возрастает до 1,5–2,6 км в конусах выноса, трассирующих современный континентальный склон, особенно в прилаптевоморской части. По-прежнему значительны мощности комплекса на Лаптевоморском шельфе, главным образом в его западной части (Усть-Ленский грабен), где достигают 1,4–1,7 км. Анализ сейсмогеологических данных показал, что именно в это время сформировался морфологически выраженный срединный хребет, разделив Евразийский бассейн на две котловины. Тогда же происходит очередное поднятие хр. Ломоносова. С этого же времени началось разрастание океанического дна, которое, судя по процессам в более древних океанах, продолжается до сих пор.

Из рассмотренной истории формирования Евразийского бассейна следует, что вплоть до эоцена (ОГ EoU) будущая котловина Амундсена была глубже котловины Нансена, и это выражено соответствующими сейсмофациями (рис. 3, а, б; 6, а) апт-альбских, верхнемеловых и палеоценовых толщ. Начиная с эоцена и до среднего миоцена Евразийский, Восточно-Ломоносовский и значительная часть Амеразийского бассейнов представляли собой единый осадочный бассейн, последовательно погружавшийся на все большие глубины. Хребет Ломоносова, за исключением его южной части, в эоцене выходил на поверхность и превратился в размывавшуюся сушу. Тогда современная асимметрия Евразийского бассейна, проявленная в разных глубинах дна котловин и, возможно, в суммарной мощности осадочного чехла, скорее всего, обусловлена предысторией развития бассейна в раннем мелу – палеоцене. Вытянутый (троговой) характер относительно глубоководной котловины Амундсена не противоречит представлениям о рифтогенном происхождении Евразийского бассейна, по крайней мере, на ранних этапах его развития. Очевидно, что в этом случае рифт был асимметричен изначально со существенно поднятым Баренцево-Карским плечом, обусловленным его доверхнемеловым априфтом, и вторым плечом в качестве периодически воздымавшегося хр. Ломоносова, на котором с апт-альба до эоцена накапливались менее глубокие фации, чем в смежной области котловины Амундсена. Примечательно, что хр. Гаккеля внедрился как раз по границе разнофациальных толщ между будущими котловинами Амундсена и Нансена. Значит, она представляла собой флексуру, возможно, осложненную разломами. В любом случае это была ослабленная и проницаемая зона. Современная асимметрия в строении Евразийского бассейна, несмотря на историческую предрасположенность, связана с неотектоникой, что следует из плащеобразного перекрытия обоих котловин верхним КССК в примерно равных мощностях.

Закключение. С помощью анализа современных сейсмических материалов и результатов драгирования выполнена поэтапная реконструкция истории формирования Евразийского бассейна СЛО, которая позволяет сделать следующие выводы:

1. По геологическим и сейсмическим данным, Евразийский бассейн возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше. Для восточной половины прилаптевоморской глубоководной части СЛО, южной части хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднекиммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины, т. е. на континентальном склоне котловины Нансена, возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Судя по распределению меловых и палеоценовых сейсмofаций, наиболее погруженной областью Евразийского бассейна с самого его зарождения была будущая котловина Амундсена. Значит, изначально бассейн был асимметричен.

2. По сейсмическим данным, установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля. Показано, что при крупномасштабном рассмотрении ЛМА не являются сплошными, они сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам. На прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где хр. Гаккеля отсутствует, отмечена система протрузий, являющихся выражением рассеянного спрединга плиоцен-четвертичного возраста.

3. Огромный разброс значений мощности земной коры Евразийского бассейна не позволяет в настоящий момент определенно утверждать океанический тип коры котловин. В прилаптевоморской части Евразийского бассейна в акустическом фундаменте выявлены продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры.

4. Ближайшим возрастным и морфологически схожим аналогом Евразийского бассейна является Красноморский регион. Для обоих бассейнов установлены: ограниченные площади новообразованной океанической коры; формирование бассейнов задолго до начала спрединга; одинаковая тенденция к разрастанию дна с расширением срединных хребтов вплоть до появления типичных океанических хребтов с трансформными разломами; эволюция магматизма от щелочных базальтов на континентальной коре через субщелочные вулканы до нормальных океанических толеитов в срединных хребтах и даже мантийных перидотитов. В то же время Евразийский бассейн не менее чем вдвое старше Красноморского, что сказалось на его больших размерах и современных глубинах.

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / под ред. В. Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. — 291 с.
2. Артемьева Д. Е., Виноградов В. А., Гусев Е. А. Особенности строения и истории формирования южной части Евразийского суббассейна // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане: Сб. науч. трудов. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. — С. 40–47.
3. Глебовский В. Ю. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля / В. Ю. Глебовский, В. Д. Каминский, А. Н. Минakov, С. А. Меркурьев, В. А. Чилдерс, Дж. М. Брозина // Геотектоника. — 2006. — Вып. 4. — С. 21–42.
4. Гордин В. М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Мэттьюзу // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. — М.: ОИФЗ РАН, 2002. — С. 27–29.
5. Гусев Е. А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля / Е. А. Гусев, А. В. Зайончек, М. В. Мэннис, П. В. Рекант, А. С. Рудой, К. С. Рыбаков, А. А. Черных // Геолого-геофизические характеристики литосферы. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — Вып. 4. — С. 40–54.
6. Дараган-Сушов Ю. И., Дараган-Сушова Л. А., Поселов В. А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — Вып. 4. — С. 103–113.
7. Дараган-Сушова Л. А., Поселов В. А., Дараган-Сушов Ю. И. Сейсмогеологический анализ моделей развития Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. — Вып. 5. — С. 111–124.
8. Дараган-Сушова Л. А. Фанерозойская история развития Баренцево-Карского региона на основе анализа структурных и палеоструктурных карт / Л. А. Дараган-Сушова, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. Д. Рукавишников, Е. О. Петров, В. В. Соловьев, Л. Ф. Кузнецова // Региональная геология и металлогения. — 2009. — № 38. — С. 21–30.
9. Дараган-Сушова Л. А. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, Л. Р. Гринько, Н. А. Петровская // Геотектоника. — 2015. — № 6. — С. 3–19.
10. Дараган-Сушова Л. А. Геология и история формирования котловины Подводников Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, И. В. Попова // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 71. — С. 5–18.
11. Дараган-Сушова Л. А. О времени главного погружения до океанических глубин и масштабах разновозрастного рифтогенеза в Арктическом бассейне по результатам интерпретации сейсмических данных / Л. А. Дараган-Сушова, В. Н. Зинченко, Ю. И. Дараган-Сушов, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 5–20.
12. Кашиинцев Г. Л. Ранние стадии океаногенеза в Индо-Атлантическом сегменте Земли: автореф. дисс. доктора геол.-минерал. наук. — М., 2001. — 62 с.
13. Красилов В. А. Палеонтология и парадигмы современного естествознания // Экология и жизнь. — 2009. — № 5. — С. 6–12.
14. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. — М.: Недра, 1989. — 286 с.
15. Курочкина Е. С. Магнитные свойства подводных базальтов и эволюция рифтовой зоны Красного моря: автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. — М., 2007. — 22 с.

16. Лаверов Н. П. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России / Н. П. Лаверов, Л. И. Лобковский, М. В. Кононов, Н. Л. Добрецов, В. А. Верниковский, С. Д. Соколов, Э. В. Шипилов // Геотектоника. — 2013. — № 1. — С. 3–35.
17. Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии // Советская геология. — 1981. — № 9. — С. 58–69.
18. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойская геодинамика // Геотектоника. — 1991. — № 1. — С. 3–20.
19. Пискарев А. Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. — 2004. — № 6. — С. 49–66.
20. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. — 248 с. (Труды НИИГА, т. 166).
21. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / отв. ред. А. М. Городницкий. — М.: Изд-во ВНИРО, 1996. — 283 с.
22. Рекант П. В., Гусев Е. А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. — 2016. — Т. 57, № 9. — С. 1634–1640.
23. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х томах / под ред. Ч. Пейтона. — М.: Мир, 1982. — 846 с.
24. Тектоническая карта Арктики. Масштаб 1 : 10 000 000 / гл. ред. О. В. Петров, М. Пубелье. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. — 1 л.
25. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. — 152 с.
26. Трухалёв А. И., Шулятин О. Г. Геология Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана — свидетельство в пользу концепции расширяющейся Земли // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане: Сб. науч. трудов. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. — С. 56–73.
27. Шипилов Э. В., Кириллова Т. А. Тектоника зоны сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. — 2020. — № 17. — С. 563–567.
28. Bosworth W. Geological evolution of the Red Sea: Historical background, review, and synthesis // The Red Sea / eds.: N. M. A. Rasul and I. C. F. Stewart. — Springer-Verlag, 2015. — Pp. 45–78.
29. Cochran J. R., Kurras G. J., Edwards M. H., Coakley B. J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // Journal of Geophysical Research. — 2003. — Vol. 108. — 2116 p. DOI: 10.1029/2002JB001830
30. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N. and Daragan-Sushchov Yu. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts // American Journal of Geosciences. — 2015. — Vol. 5, no. 1. — Pp. 1–11.
31. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. — 2003. — Vol. 426. — Pp. 405–412.
32. Engen Ø., Faleide J. I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. — 2008. — Vol. 450. — Pp. 51–69.
33. Gaina G., Nikishin A. M., Petrov E. I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region — a link to the Eureka orogeny? // Ark-tos. — 2015. — Vol. 1, no. 16. — URL: <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8> (дата обращения: 28.09.2020).
34. Jokat W., Mickisch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31. — URL: <https://doi.org/10.1029/2003GL018352> (дата обращения: 28.09.2020).
35. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A., Miggins D. P. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // American Geophysical Union. — 2019 (in press). DOI: 10.1029/2019GC008297
36. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C., Drachev S., Gauger S. & Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. — 2003. — Vol. 423, no. 26. — Pp. 962–965.
37. Jokat W., Schmidt-Aursch M. C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. — 2007. — Vol. 168. — Pp. 983–998.
38. Kashubin S. N., Petrov O. V., Androsov E. A., Morozov A. F., Kaminsky V. D., Poselov V. A. Crustal thickness in the Circum Arctic // ICAM VI Proceedings. — 2014. — 17 p.
39. Liu Ch.-Z. et al. Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. — 2008. — Vol. 452. — Pp. 31–316.
40. Lutz R., Franke D., Berglars K., Heyde I., Schreckengberger B., Klitzke P., Geissler W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. — 2018. — Vol. 118. — Pp. 154–165.
41. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E., Goldstein S. L., Graham D. W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R. & Edmonds H. N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. — 2003. — Vol. 423, no. 6943. — Pp. 956–961.
42. Moran K. Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean / K. Moran, J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J. Gattacceca, M. Jakobsen, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Koc, A. Krylov, N. Martinez, J. Matthiesen, D. McInroy, T. C. Moore, J. Onodera, M. O'Regan, H. Pälike, B. Rea, D. Rio, T. Sakamoto, D. C. Smith, R. Stein, K. St. John, I. Suto, N. Suzuki, K. Takahashi, M. Watanabe, M. Yamamoto, J. Farrell, M. Frank, P. Kubik, W. Jokat, Y. Kristoffersen // Nature. — 2006. — Vol. 441, no. 7093. — Pp. 601–605. — URL: <https://doi.org/10.1038/nature0480> (дата обращения: 28.09.2020).
43. Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics / eds.: P. R. Dawes & J. W. Kerr. — Meddelelser om Grønland, Geosciences, 1982. — Vol. 8. — 392 p.
44. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. — 2017. — URL: <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006> (дата обращения: 28.09.2020).
45. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — A review // Tectonophysics. — 2014. — Vol. 628. — Pp. 1–25.
46. Petrov O. V., Sobolev N. N., Koren T. N., Vasiliev V. E., Petrov E. O., Larssen G. B. & Smelror M. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins // Norwegian Journal of Geology. — Trondheim, 2008. — Vol. 88. — Pp. 227–234.
47. Sekretov S. B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin Arctic Ocean // Tectonophysics. — 2002. — Vol. 351, no. 3. — Pp. 193–243.
48. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean // Geotectonics. — 2008. — Vol. 42, no. 2. — Pp. 105–124.

-
1. Арктический бассейн (геология и морфология) [Arctic basin (geology and morphology)]. Ed. by V. D. Kaminsky. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2017, 291 p.
 2. Artem'eva D. E., Vinogradov V. A., Gusev E. A. Osobennosti stroeniya i istorii formirovaniya yuzhnoy chasti Evraziyskogo subbasseyna [Features of the structure and history of the formation of the southern part of the Eurasian sub-basin].

70 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane: sbornik nauchnykh trudov. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2018, pp. 40–47. (In Russian).

3. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as Inferred from Geohistorical Analysis of the Anomalous Magnetic Field. Eds.: V. Yu. Glebovsky, V. D. Kaminsky, A. N. Minakov, S. A. Merkur'ev, V. A. Childers, J. M. Brozena. *Geotectonics*. 2006, Iss. 4, pp. 21–42. (In Russian).

4. Gordin V. M. Ob interpretatsii anomal'nogo magnitnogo polya okeanov po Vaynu-Mett'yuzu [On the Vine-Matthews interpretation of the anomalous magnetic field of the oceans]. *Spornye aspekty tektoniki plit i vozmozhnye al'ternativy*. Moscow, Institut fiziki Zemli Rossiyskoy akademii nauk, 2002, pp. 27–29. (In Russian).

5. Gusev E. A., Zayonchek A. V., Mennies M. V., Rekant P. V., Roudoy A. S., Rybakov K. S., Chernyh A. A. The End of the Gakkel Ridge in The Laptev Sea. *Geological-geophysical features of the lithosphere of the Arctic Region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2002, no. 4, pp. 40–54. (In Russian).

6. Daragan-Sushchov Yu. I., Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A. On the question of the stratigraphy of the sedimentary cover of the Eurasian basin of the Arctic Ocean. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, iss. 4, pp. 103–113. (In Russian).

7. Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A., Daragan-Sushchov Yu. I. Seismogeological analysis of models of Eurasian basin development. *Geological-geophysical features of the lithosphere of the Arctic Region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2004, no. 5, pp. 111–124. (In Russian).

8. Daragan-Sushchova L. A., Daragan-Sushchov Yu. I., Rukavishnikov D. D., Petrov E. O., Solov'ev V. V., Kuznetsova L. F. Fanerozoyskaya istoriya razvitiya Barentsevo-Karskogo regiona na osnove analiza strukturnykh i paleostrukturnykh kart [Phanerozoic history of the development of the Barents-Kara region based on the analysis of structural and paleostructural maps]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2009, no. 38, pp. 21–30. (In Russian).

9. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geology and Tectonics of the Northeast Russian Arctic Region. Based on Seismic Data. *Geotectonics*. 2015, no. 6, pp. 3–19. (In Russian).

10. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Popova I. V. The geology and history of formation of the Arctic ocean Podvodnikov basin based on seismic data. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 71, pp. 5–18. (In Russian).

11. Daragan-Sushchova L. A., Zinchenko V. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Savel'ev I. N. The time of the main submergence to the oceanic depths and the scale of different age rifting in the Arctic Basin based on the results of seismic data interpretation. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 5–20. (In Russian).

12. Kashintsev G. L. Rannie stadii okeanogeneza v Indo-Atlanticheskom segmente Zemli [Early stages of oceanogenesis in the Indo-Atlantic segment of the Earth]. Abstract of Doctor's degree dissertation. Moscow, 2001, 62 p.

13. Krassilov V. A. Paleontology and paradigms of modern natural sciences. Science is a knowledge tool and aspiration for the truth is more important than consensus of opinion. *Ekologiya i zhizn*, 2009, no. 5, pp. 6–12. (In Russian).

14. Kunin N. Ya. Stroenie litosfery kontinentov i okeanov [The structure of the lithosphere of continents and oceans]. Moscow, Nedra, 1989. 286 p.

15. Kurochkina E. S. Magnitnye svoystva podvodnykh bazal'tov i evolyutsiya riftovoy zony Krasnogo morya. Abstract of Ph. D. thesis. Moscow, 2007, 22 p.

16. Laverov N. P., Lobkovsky L. I., Kononov M. V., Dobretsov N. L., Vernikovskiy V. A., Sokolov S. D., Shipilov E. V. A geodynamic model of the evolution of the Arctic Basin and adjacent territories in the Mesozoic and Cenozoic and the

outer limit of the Russian continental shelf. *Geotectonics*, 2013, vol. 47, no. 1, pp. 1–30. (In Russian).

17. Meyen S. V. Ot obshchey k teoreticheskoy stratigrafii [From general to theoretical stratigraphy]. *Sovetskaya geologiya*, 1981, no. 9, pp. 58–69. (In Russian).

18. Milanovskiy E. E. Riftogenez i ego rol' v tektonicheskom stroenii Zemli i ee mezo-kaynozoyetskaya geodinamika [Riftogenesis and its role in the tectonic structure of the Earth and its Meso-Cenozoic geodynamics]. *Geotektonika*, 1991, no. 1, pp. 3–20. (In Russian).

19. Piskarev A. L. The basement structure of the Eurasia Basin and Central Ridges in the Arctic Ocean. *Geotektonika*, 2004, no. 6, pp. 49–66. (In Russian).

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

21. Priroda magnitnykh anomalii i stroenie okeanicheskoy kory [The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust]. Executive editor A. M. Gorodnitskiy. Moscow, Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut rybnogo khozyaystva i okeanografii, 1996, 283 p.

22. Rekant P. V. and Gusev E. A. Sediments in the Gakkel Ridge rift zone (Arctic ocean): Structure and history. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 9, pp. 1634–1640. (In Russian).

23. Seismicheskaya stratigrafiya. V 2-kh tomakh [Seismic stratigraphy. In 2 volumes]. Ed. by Ch. Peytona. Moscow, Mir, 1982, 846 p.

24. Tektonicheskaya karta Arktiki. Masshtab 1 : 10 000 000 [Tectonic map of the Arctic. Scale 1:10,000,000]. Editors-in-Chief O. V. Petrov, M. Pubel'e. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2019, 1 list.

25. Tektonostratigraficheskiy atlas Vostochnoy Arktiki [Tectonostratigraphic atlas of the Eastern Arctic]. St. Petersburg, VSEGEI, 2020, 152 p.

26. Trukhalev A. I., Shulyatin O. G. Geologiya Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana – svidetel'stvo v pol'zu konseptsii rasshiroyayushcheystva Zemli [Geology of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean – evidence in favor of the concept of the expanding Earth]. *70 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane: sbornik nauchnykh trudov*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2018, pp. 56–73. (In Russian).

27. Shipilov E. V., Kirillova T. A. Tektonika zony sochleneniya Evraziyskogo basseyna i khrebt Lomonosova s kontinental'noy okrainoy Sibiri [Tectonics of the junction zone of the Eurasian Basin and the Lomonosov Ridge with the continental margin of Siberia]. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii Gosudarstvennogo instituta Kol'skogo nauchnogo tsentra Rossiyskoy akademii nauk*, 2020, no. 17, pp. 563–567. (In Russian).

28. Bosworth W. Geological evolution of the Red Sea: Historical background, review, and synthesis. In N. M. A. Rasul and I. C. F. Stewart (eds.): *The Red Sea*, Springer-Verlag, 2015, pp. 45–78.

29. Cochran J. R., Kurras G. J., Edwards M. H. & Coakley B. J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates. *Journal of Geophysical Research*, 2003, vol. 108, 2116 p. DOI: 10.1029/2002JB001830

30. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N. and Daragan-Sushchov Yu. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts. *American Journal of Geosciences*, 2015, vol. 5, no. 1. – Pp. 1–11.

31. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 2003, vol. 426, pp. 405–412.

32. Engen Ø., Faleide J. I., Dyrreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*, 2008, vol. 450, pp. 51–69.

33. Gaina G., Nikishin A. M., Petrov E. I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region – a link to the Eureka orogeny? *Arktos*, 2015, vol. 1, no. 16, available at: <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8> (accessed 28.09.2020).

34. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2004, vol. 31, available at: <https://doi.org/10.1029/2003GL018352> (accessed 28.09.2020).
35. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A., Miggins D. P. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *American Geophysical Union*, 2019 (in press). DOI: 10.1029/2019GC008297
36. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C., Drachev S., Gauger S. & Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge. *Nature*, 2003, vol. 423, no. 26, pp. 962–965.
37. Jokat W., Schmidt-Aursch M. C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*, 2007, vol. 168, pp. 983–998.
38. Kashubin S. N., Petrov O. V., Androsov E. A., Morozov A. F., Kaminsky V. D., Poselov V. A. Crustal thickness in the Circum Arctic. *ICAM VI Proceedings*, 2014, 17 p.
39. Liu Ch.-Z. et al. Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Nature*, 2008, vol. 452, pp. 31–316.
40. Lutz R., Franke D., Berglara K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Journal of Geodynamics*, 2018, vol. 118, pp. 154–165.
41. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E., Goldstein S. L., Graham D. W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R. & Edmonds H. N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*, 2003, vol. 423, no. 6943, pp. 956–961.
42. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S. C., Cronin T., Dickens G. R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobson M., Jordan R. W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T. C., Onodera J., O'Regan M., Pälke H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D. C., Stein R., John K. St., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 2006, vol. 441, no. 7093, pp. 601–605. available at: <https://doi.org/10.1038/nature0480> (accessed 28.09.2020).
43. Dawes P. R. & Kerr J. W. (eds.). *Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics*. Meddelelser om Grønland, Geosciences, 1982, vol. 8, 392 p.
44. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data. *Tectonophysics*, 2017, available at: <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006> (accessed 28.09.2020).
45. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review. *Tectonophysics*, 2014, vol. 628, pp. 1–25.
46. Petrov O. V., Sobolev N. N., Koren T. N., Vasiliev V. E., Petrov E. O., Larssen G. B. & Smelror M. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins. *Norwegian Journal of Geology*, Trondheim, 2008, vol. 88, pp. 227–234.
47. Sekretov S. B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin Arctic Ocean. *Tectonophysics*, 2002, vol. 351, no. 3, pp. 193–243.
48. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean. *Geotectonics*, 2008, vol. 42, no. 2, pp. 105–124.

Дараган-Суцкова Лидия Анатольевна — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <LDaragan@vsegei.ru>
 Петров Олег Владимирович — чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹.
 <vsegei@vsegei.ru>

Дараган-Суцов Юрий Иосифович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеан-геология). Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия. <ydarag@vniio.nw.ru>

Леонтьев Денис Игоревич — зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Савельев Иван Николаевич — инженер, ВСЕГЕИ¹. <Ivan_Savelyev@vsegei.ru>

Daragan-Sushchova Lidia Anatol'evna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VSEGEI¹. <LDaragan@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Daragan-Sushchov Yuriy Iosifovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, Academician I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia). 1 Angliyskiy prospekt, St. Petersburg, 190121, Russia. <ydarag@vniio.nw.ru>

Leont'ev Denis Igorevich — Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Savel'ev Ivan Nikolaevich — Engineer, VSEGEI¹. <Ivan_Savelyev@vsegei.ru>

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

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

Эволюция изотопного состава урана в песчано-глинистом водоносном горизонте палеодолины Северо-Двинской впадины

Описано происхождение и перераспределение изотопов U в водоносном горизонте песчано-глинистых отложений венда в палеодолине на северо-западе России. Процессы химического выветривания вендских отложений привели к образованию мощной зоны окисления, развившейся выше –250 абс. м. Обратная корреляция между концентрациями урана и железа связана с удалением U со склонов палеодолины в окислительных условиях и накоплением на ее дне в восстановительных условиях, наряду с накоплением Fe на склонах и удалением со дна. В результате для подземных вод вблизи окислительно-восстановительного барьера характерны наиболее высокие концентрации U и активности изотопа ^{234}U , затрудняющие их использование для питьевых и лечебных целей. Наиболее безопасными в радиологическом отношении являются подземные воды, тяготеющие к областям питания.

Ключевые слова: радиоактивные изотопы, вендские отложения, датирование подземных вод.

A. I. MALOV (FCIARctic)

Evolution of uranium isotopic composition in the sandy-clay aquifer of the paleo-valley in the Northern Dvina depression

The origin and redistribution of U isotopes in the aquifer of Vendian sandy-clay deposits of a paleo-valley in northwestern Russia is described. Chemical weathering of Vendian deposits led to the formation of a thick oxidation zone developed above 250 m.b.s.l. The inverse correlation between U and Fe concentrations is a result of U removal from paleo-valley slopes under oxidizing conditions and its accumulation on the bottom under reducing conditions, and accumulation of Fe on the slopes and its removal from the bottom. Accordingly, the groundwater near the redox barrier is characterized by the highest U concentration and the activity of the ^{234}U isotope that handicaps their use for drinking and medicinal purposes. Radiologically, the groundwater located near recharge zones is the safest.

Keywords: radioactive isotopes, Vendian deposits, groundwater dating.

Для цитирования: Малов А. И. Эволюция изотопного состава урана в песчано-глинистом водоносном горизонте палеодолины Северо-Двинской впадины // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 45–53.

Изотопы урана широко используются в качестве индикаторов природных процессов [19]. Они также необходимы для определения радиологической безопасности подземных вод [16] и применяются при разведке рудных тел [12]. Особый интерес представляет изучение перераспределения изотопов урана в песчаниках и алевролитах водоносных горизонтов палеодолин, с которыми связано формирование повышенных концентраций урана как в породах, так и в подземных водах [20]. Типичным районом с аналогичными условиями является Северо-Двинская впадина (СДВ) — палеодолина на северо-западе России (39°30'–41°57' восточной долготы и 64°06'–64°48' северной широты) (рис. 1). Крупная промышленная и городская агломерация Архангельск — Северодвинск — Новодвинск находится на этой территории, и ее централизованное водоснабжение в настоящее время осуществляется за счет поверхностных вод, загрязненных в результате антропогенного воздействия. Подземные

воды обладают лучшим качеством, но требуется обоснование радиологической безопасности их использования.

Цель статьи — оценка направленности эволюции уран-изотопного состава горных пород и подземных вод в плейстоцене — голоцене на территории СДВ с помощью палеорекострукции геолого-гидрогеологических условий.

Представляют интерес следующие вопросы:

— Какие тенденции наблюдаются в эволюции уран-изотопного состава горных пород?

— Уран почти полностью попадает в подземные воды из водоносных отложений через трещины и поры, по которым вода перемещается из областей питания в области разгрузки. Где сосредоточены максимальные концентрации урана в водовмещающих породах и насколько широко они развиты?

— Эксплуатация водозаборных скважин может привести к подтягиванию воды с более высокой

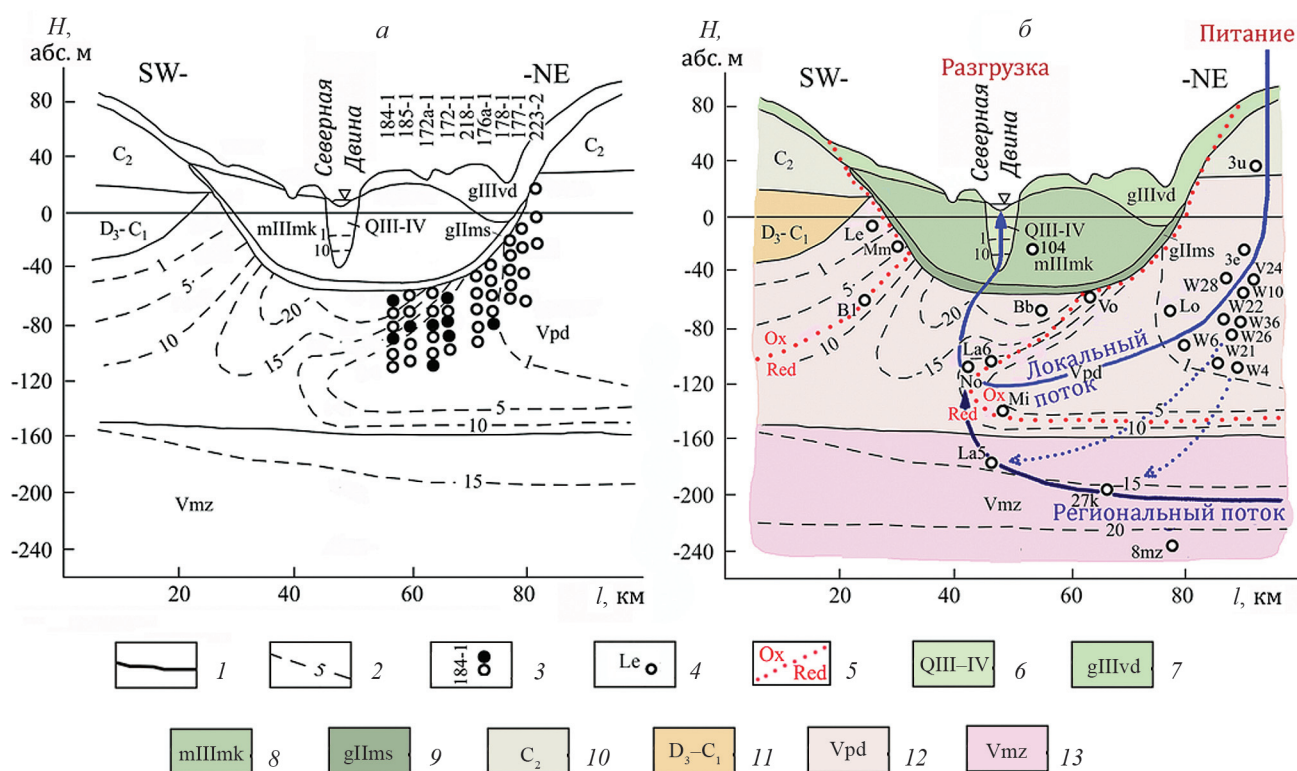


Рис. 1. Схематический гидрогеологический разрез, перпендикулярный тальвегу СДВ, от областей питания на водоразделах до области разгрузки в долине реки

Места отбора проб горных пород (а) и подземных вод (б).

1 – геологические границы; 2 – изолинии общей минерализации подземных вод, г/л; 3 – номера скважин и места отбора проб горных пород, черные кружки – зеленоцветные породы, пустые – красноцветные; 4 – места отбора проб воды с наименованием пробы; 5 – граница между окислительными и восстановительными условиями в водоносном горизонте; 6 – песчано-глинистые отложения, поздний плейстоцен – голоцен; 7 – моренные суглинки Валдайского ледникового; 8 – глины Микулинского межледниковья; 9 – моренные суглинки Московского ледникового, средний плейстоцен; 10 – карбонатные отложения, средний карбон; 11–13 – терригенные отложения: 11 – верхний девон – нижний карбон, 12 – падунской свиты венда, 13 – мезенской свиты венда

радиоактивностью из нижележащих горизонтов. На каких участках СДВ это наиболее опасно?

– Влияние урана на качество воды определяется его концентрацией и активностью изотопов (химический и радиологический аспекты). Как время пребывания (возраст) подземных вод в водоносном горизонте влияет на их радиоактивность?

Материал и методы. Объект этого исследования – водоносный горизонт алевролитов и песчаников падунской свиты венда СДВ, представляющей собой продолжение на суше Двинского залива Белого моря. Она образовалась в толще отложений разного возраста: карбонатно-терригенных среднего карбона (C_2), терригенных верхнего девона – нижнего карбона (D_3-C_1) и терригенных падунской (Vpd) и мезенской (Vmz) свит венда (рис. 1).

Длина впадины 120 км, максимальные размеры поперечного сечения (по берегу Двинского залива): ширина поверху 100–110 км, ширина дна 30–40 км, абсолютная отметка дна –60 м. Уклон склонов – $2^\circ-3^\circ$. Заполнена впадина в основном глинистыми отложениями бореального моря микулинского межледниковья (mIIImk).

Снизу глины подстилаются 10–15-метровым слоем суглинков московской морены (gIIIm). Ниже залегает мощная толща терригенных отложений венда, представленная переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов падунской, мезенской и усть-пинезской свит. Мощность ее составляет 600–700 м. Сверху микулинские глины перекрываются 10–15-метровым слоем отложений валдайского ледникового, представленных в основном моренными валунными суглинками. На локальных участках развиты флювиогляциальные и озерно-ледниковые пески. Долина р. Северная Двина заполнена песчано-глинистыми отложениями верхнего плейстоцена и голоцена (QIII–IV).

Верхняя часть вендского водоносного горизонта в центральной части СДВ характеризуется инверсионным типом вертикальной гидрохимической зональности со снижением минерализации подземных вод от 30 до 5–10 г/л (рис. 1). Эта закономерность в первую очередь вызвана опреснением подземных вод вследствие длительного существования континентальных условий в мезозое и кайнозое. Опреснение грунтовых вод прекратилось после трансгрессии Микулинского моря примерно 130 тыс. лет назад. Впоследствии

Таблица 1

**Содержание U и отношение активностей его изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
в породах падунской свиты венда (Vpd) на территории СДВ**

Номера скважин	Типы пород	Глубина отбора проб, м	U, мг/кг	²³⁴ U/ ²³⁸ U	Номера скважин	Типы пород	Глубина отбора проб, м	U, мг/кг	²³⁴ U/ ²³⁸ U	
Пробы, отобранные из пород в центральной части СДВ (дно СДВ)					Пробы, отобранные из пород на склоне СДВ (склон СДВ)					
184-1	ЗелАл	106	3,15 ± 0,33	0,65 ± 0,10	218-1	КрАл	72,8	1,02 ± 0,19	1,12 ± 0,19	
	КрАл	116,4	1,13 ± 0,22	1,17 ± 0,17		КрАрг	82,5	1,26 ± 0,21	1,19 ± 0,20	
	КрАл	127,2	1,92 ± 0,36	1,09 ± 0,15		КрП	89,4	1,16 ± 0,18	1,23 ± 0,21	
	ЗелАл	127,2	20,9 ± 3,52	0,54 ± 0,08		КрАл	108,1	0,63 ± 0,11	1,07 ± 0,18	
	КрАл	143,2	0,86 ± 0,15	1,21 ± 0,18		КрАл	114	0,81 ± 0,14	1,34 ± 0,21	
185-1	КрАл	156	0,63 ± 0,11	1,14 ± 0,16	176a-1	КрП	68,5	1,01 ± 0,16	1,5 ± 0,25	
	КрАл	122,8	0,8 ± 0,14	1,21 ± 0,18		КрАл	72,1	1,7 ± 0,26	1,13 ± 0,19	
	КрАл	133	0,68 ± 0,11	0,81 ± 0,12		КрАл	85,6	1,69 ± 0,25	1,02 ± 0,18	
	ЗелАрг	144,1	1,52 ± 0,28	1,03 ± 0,15		КрАрг	97	1,2 ± 0,19	1,26 ± 0,20	
	ПАл	153,4	2,16 ± 0,37	1,21 ± 0,18		ЗелАрг	97	3,45 ± 0,48	1,18 ± 0,19	
172a-1	КрАл	160	0,11 ± 0,03	0,99 ± 0,15	177-1	КрАлП	52	0,58 ± 0,12	1,3 ± 0,21	
	КрАлП	110,6	0,76 ± 0,13	0,99 ± 0,15		КрАл	60,8	1,03 ± 0,16	1,33 ± 0,22	
	ПАл	120	1,11 ± 0,22	1,3 ± 0,19		КрАл	78,1	1,79 ± 0,27	1,17 ± 0,19	
	ЗелАл	133,6	4,96 ± 0,75	1,21 ± 0,18		КрАрг	89	1,26 ± 0,21	1,07 ± 0,18	
	КрАл	133,6	1,14 ± 0,23	1,12 ± 0,16		178-1	КрАл	72,5	1,5 ± 0,23	1,07 ± 0,18
КрАл	150,9	1,45 ± 0,27	1,18 ± 0,17	КрП	79,4		1,74 ± 0,27	1,17 ± 0,19		
ЗелАл	150,9	14,9 ± 2,31	0,77 ± 0,11	КрАл	83		0,85 ± 0,15	1,21 ± 0,21		
172-1	ЗелАл	114	1,46 ± 0,23	1,07 ± 0,15	223-2		КрП	92	1,73 ± 0,27	1,13 ± 0,18
	КрАл	119,6	1,57 ± 0,25	0,97 ± 0,15			КрП	101,5	0,84 ± 0,15	1,25 ± 0,2
	ЗелАл	119,6	3,11 ± 0,38	0,93 ± 0,14		КрАл	49	2,89 ± 0,78	1,51 ± 0,25	
	ЗелАл	131,6	2,1 ± 0,35	0,9 ± 0,14		КрАл	70	0,83 ± 0,15	1,16 ± 0,19	
	КрАл	145	1,11 ± 0,22	1,12 ± 0,16		КрАл	92	1,01 ± 0,17	1,05 ± 0,17	
Среднее			3,07 ± 0,50	1,03 ± 0,16	Среднее			1,36 ± 0,23	1,2 ± 0,20	
Средние:			общее		U = 2,22 ± 0,36 мг/кг, ²³⁴ U/ ²³⁸ U = 1,12 ± 0,18					
			для зеленоцветных пород		U = 6,17 ± 0,99 мг/кг, ²³⁴ U/ ²³⁸ U = 0,92 ± 0,15					
			для красноцветных пород		U = 1,20 ± 0,2 мг/кг, ²³⁴ U/ ²³⁸ U = 1,16 ± 0,19					

Типы пород: ЗелАл – зеленоцветные алевролиты, КрАл – красноцветные алевролиты, ЗелАрг – зеленоцветные аргиллиты, КрАрг – красноцветные аргиллиты, ПАл – пестроцветные алевролиты, КрАлП – красноцветные алевропесчаники, КрП – красноцветные песчаники.

в эту зону инфильтрационных вод стали поступать седиментогенные соленые поровые воды из морских глин микулинского межледникового, отжимаясь под весом валдайского ледника.

После того, как эрозионная деятельность потоков от тающего ледника привела к образованию долины р. Северная Двина, прорезающей толщу микулинских глин почти на полную мощность (см. рис. 1), соленые воды из водоносного комплекса терригенных отложений падунской свиты венда стали перетекать в долину реки, а на смену им начали подтекать пресные воды из областей питания.

Отложения падунской свиты в районе исследований накапливались в прибрежной морской среде. Падунская свита венда обладает мощностью 90–170 м и расположена выше –150 абс. м. Она состоит из алевролитов и песчаников

с прослоями аргиллитов. Породы характеризуются красновато-коричневым цветом на склоне СДВ со светло-зелеными линзами и пятнами под ее центральной частью.

Сорок четыре пробы алевролитов были отобраны из девяти скважин на глубину до 160 м и 25 проб подземных вод из 23 скважин на глубину до 250 м (рис. 1; табл. 1 и 2).

Температура воды, pH, Eh, содержание кислорода, щелочность, общая минерализация (М), концентрации Fe, U, отношение активностей его изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ были определены в подземных водах по [15], а содержание Fe, U, отношение активностей его изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в пробах горных пород – по [17].

Модель поршневого вытеснения была использована для оценки времени пребывания подземных вод в водоносном горизонте радиоуглеродным

Некоторые показатели химического и изотопного составов и расчетные значения радиоуглеродного и уран-изотопного возрастов подземных вод
(по [15] с дополнениями)

Таблица 2

Номера проб	М, мг/л	рН	O ₂ , мг/л	T, °C	¹⁴ C, рпс	δ ¹³ C, ‰	Возраст, тыс. лет	Eh, мВ	Щелочность, ммоль/л	Fe, мкг/л	U, мкг/л	²³⁴ U/ ²³⁸ U
Пробы, отобранные из подземных вод в центральной части СДВ (дно СДВ)												
8 mZ ²⁰¹⁴	22 246	7,6	0	6,7	0	7,6	460 ± 70 **	н/а	0,16	8097	0,2 ± 0,004	2,97 ± 0,45
27 ²⁰¹²	15 724	7,9	1,1	5,9	н/а	н/а	160 ± 25 **	-23	0,92	826	1,39 ± 0,03	5,45 ± 0,81
La5 ²⁰¹²	15 158	9	0	6,8	н/а	н/а	110 ± 17 **	-151	0,15	6031	0,12 ± 0,002	6,19 ± 0,93
La6 ²⁰¹²	9 065	8,4	0,3	6,3	н/а	н/а	90 ± 15 **	-42	0,70	708	0,47 ± 0,01	6,53 ± 0,98
NO ²⁰¹⁴	8 954	8,3	1,2	6,8	0	н/а	80 ± 14 **	-82	0,57	1352	0,28 ± 0,01	6,72 ± 1,05
Bb ²⁰⁰³	20 619	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/в	н/а	3,97	400	н/а	н/а
B1 ²⁰¹²	8 399	7,7	1,2	5,7	5,78 ± 0,24	-16,6	27,3 ± 0,6 *	-38	4,18	1872	15,22 ± 0,3	5,46 ± 0,82
B1 ²⁰¹⁴	9 193	7,6	н/а	5,8	5,79 ± 0,19	-15,6	26,1 ± 0,6 *	н/а	4,07	776	15,38 ± 0,3	5,41 ± 0,81
Vo ²⁰¹²	13 370	7,7	0	5,3	н/а	н/а	22,2 ± 3,3 **	н/а	2,18	н/а	13,84 ± 0,3	4,75 ± 0,71
MI ²⁰¹⁴	5 317	7,4	0	5	1,7 ± 0,26	-14,6	33 ± 2,3 *	-25	1,74	439	9,86 ± 0,2	7,16 ± 0,94
MM ²⁰¹²	4 362	7,8	н/а	4,8	н/а	н/а	16,6 ± 2,4 **	2	3,75	443	7,24 ± 0,14	6,4 ± 0,96
Пробы, отобранные из подземных вод на склоне СДВ (склон СДВ)												
3e ²⁰¹⁵	138	8,7	3,5	4,8	34,18 ± 0,59	-12,3	2,1 ± 0,3 *	-68	1,62	203	12,15 ± 0,24	2,26 ± 0,34
W10 ²⁰¹⁴	387	9,1	1,4	4,1	н/а	н/а	11,7 ± 1,8 **	101	3,67	5,6	11,22 ± 0,22	2,39 ± 0,36
W6 ²⁰¹⁴	738	8,9	0,6	4,5	25,3 ± 0,64	-9,6	4 ± 0,3 *	99	3,75	9,5	5,21 ± 0,92	2,86 ± 0,42
W21 ²⁰¹⁴	647	8,6	2,9	4,6	н/а	н/а	4,8 ± 0,8 **	23	3,44	18,2	7,55 ± 0,15	1,99 ± 0,3
W4 ²⁰¹²	638	9	0	4,7	н/а	н/а	16,4 ± 2,4 **	106	3,97	3,9	7 ± 0,14	4,76 ± 0,72
V24 ²⁰¹²	307	8,6	1,5	3,8	н/а	н/а	8,9 ± 1,4 **	-12	3,33	71,9	5,71 ± 0,11	3,51 ± 0,52
3u ²⁰¹⁴	285	7,7	н/а	4	44,97 ± 1,08	-8,7	1,3 ± 0,2 **	н/а	3,21	65,7	4,01 ± 0,84	1,46 ± 0,22
3u ²⁰¹⁵	93	7,8	н/а	4,9	н/а	н/а	н.в.	н/а	1,02	94,9	0,25 ± 0,01	1,28 ± 0,21
W22 ²⁰¹⁴	383	8,4	1,2	4,1	24,86 ± 0,43	-10,1	4,6 ± 0,4 *	-8	3,02	14,3	6,37 ± 0,13	1,63 ± 0,24
W28 ²⁰¹⁴	260	8,2	3,3	3,9	58,4 ± 0,89	-11	2 ± 0,3 **	106	3,05	9,3	2,99 ± 0,06	2,39 ± 0,36
W26 ²⁰¹⁴	365	8,1	0,8	4,4	н/а	н/а	2,8 ± 0,4 **	-34	3,61	10,8	2,38 ± 0,05	3,04 ± 0,45
W36 ²⁰¹⁴	348	8,2	2,7	5,2	25,01 ± 0,47	-11,7	5,8 ± 0,4 *	-62	3,56	59,1	2 ± 0,04	4,81 ± 0,62
Lo ²⁰¹⁴	790	9	1,8	4,7	37,03 ± 0,67	-11,2	5,4 ± 0,8 **	н/а	5,25	26,4	1,78 ± 0,04	5,94 ± 0,84
Le ²⁰¹²	209	8,2	6	5	51,67 ± 0,63	-11,5	0,3 ± 0,05 **	-24	2,61	165	1,7 ± 0,03	1,43 ± 0,21

Примечания: 1. ¹⁴C, рпс – ненормализованное значение активности ¹⁴C. 2. Возраст: * – ¹⁴C, ** – ²³⁴U–²³⁸U. 3. н/а – не анализировались; н/в – не вычислялись.

методом. Основное уравнение для датирования подземных вод:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{14}} \ln \frac{{}^{14}C_{TDIC}}{{}^{14}C_0},$$

где t — время (возраст) пребывания подземных вод в водоносном горизонте, λ_{14} — постоянная распада ${}^{14}C$, ${}^{14}C_{TDIC}$ — отношение измеренной активности радиоуглерода в общем растворенном неорганическом углероде (TDIC) к активности стандарта современного углерода, ${}^{14}C_0$ — начальное значение ${}^{14}C_{TDIC}$ в области питания [10].

При этом использовались следующие модели определения ${}^{14}C_0$: 1) для $\delta^{13}C < 0,5$ ($\delta^{13}C_g + \delta^{13}C_s$) — модель Mook, учитывающая изотопный обмен между почвенным CO_2 и TDIC (индексы «g» и «s» — почвенный CO_2 и твердые карбонатные минералы соответственно); 2) для $\delta^{13}C > 0,5$ ($\delta^{13}C_g + \delta^{13}C_s$) — модель Han and Plummer с учетом изотопного обмена между твердыми карбонатами и TDIC.

Кроме того, модель баланса массы была использована для оценки времени пребывания подземных вод в водоносном горизонте в окислительных для U условиях уран-изотопным методом.

Основные расчетные уравнения [14; 15]:

$$t = \frac{\ln(k^{-1})}{\lambda_4}, \text{ где } k = 1 - \frac{C^W \cdot R \cdot (AR_t - 1)}{M_s \cdot C^R \cdot p},$$

λ_4 — постоянная распада ${}^{234}U$, C^W — измеренная концентрация ${}^{238}U$ в отобранной пробе воды, R — коэффициент запаздывания, AR_t — измеренное отношение активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ в отобранной пробе воды, M_s — отношение массы минеральной части к массе воды в единичном объеме горной породы, C^R — концентрация ${}^{238}U$ в твердой фазе и p — коэффициент потерь ${}^{234}U$ при отдаче ${}^{234}Th$ вследствие распада ${}^{238}U$ в породе.

$$k = e^{-\lambda_4 t} = 1 - \lambda_4 t \frac{AR_t - 1}{AR_{0R} - 1},$$

где AR_{0R} — начальное отношение активностей ${}^{234}U/{}^{238}U$ для изотопов U, мигрирующих в воду из породы [15].

Модель радиоактивного распада ${}^{234}U$ в водном потоке была использована для оценки времени пребывания подземных вод в водоносном горизонте в восстановительных для U условиях уран-изотопным методом.

Основное расчетное уравнение приобретает следующий вид [11]:

$$t = \frac{1}{R\lambda_4} \ln \frac{AR_0 - 1}{AR_t - 1},$$

где AR_0 — максимальное значение отношения активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ в воде вблизи окислительно-восстановительного барьера.

Результаты. Подземные воды на склоне СДВ (рис. 2, б, г; табл. 2) представляют собой пресную воду: Eh $-68...+106$ мВ, pH $7,7-9,1$ и щелочность $1,0-5,2$ ммоль/л. Время (возраст) пребывания этой воды $(0,3 \pm 0,05)-(16,4 \pm 2,4)$ тыс. лет. Характеризуется очень низкой концентрацией железа ($4-203$, в среднем 41 мкг/л), среднее отношение активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ ($1,3-5,9$, в среднем 3) и сравнительно высокая концентрация U ($0,3-12,5$, в среднем $5,4$ мкг/л). На дне СДВ, около окислительно-восстановительного барьера, возраст соленой воды $(16,6 \pm 2,4)-(33 \pm 2,3)$ тыс. лет, M $4-13$ г/л, Eh $-38...+2$ мВ, pH $7,4-7,8$ и щелочность $1,7-4,2$ ммоль/л. Отмечаются максимальные концентрации U ($7,2-15,4$, в среднем 12 мкг/л) и Fe ($0,4-1,9$, в среднем $0,8$ мг/л), а также высокие отношения активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ ($4,8-7,2$, в среднем $5,9$). Ниже по потоку подземных вод от окислительно-восстановительного барьера находятся самые древние (возраст от 80 ± 14 до 460 ± 70 тыс. лет) и соленые (M $9-22$ г/л) воды. Eh находится в диапазоне $-23...-151$ мВ, pH $7,6-9$, щелочность $0,15-0,92$ ммоль/л. Отмечаются минимальные концентрации U ($0,1-1,4$, в среднем $0,4$ мкг/л) и максимальные — Fe ($0,7-8,0$, в среднем $3,7$ мг/л). Отношения активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ уменьшаются от $7,16 \pm 0,94$ до $2,97 \pm 0,45$.

Ниже окислительно-восстановительного барьера, на дне СДВ, уран восстанавливается до U^{4+} и выпадает в осадок (рис. 2, б), его концентрация в породах достигает $20,9$ мг/кг, а отношение активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ в породах уменьшается до $0,5-0,9$ (рис. 2, а, в; табл. 1). Однако полного осаждения не происходит, потому что процесс потери ${}^{234}U$ при распаде ${}^{238}U$ в породе продолжается и оба изотопа U попадают в воду. На каждый атом ${}^{234}U$ в породе приходится $\sim 18\,000$ атомов ${}^{238}U$, поэтому атомы отдачи неизбежно сталкиваются с другими атомами ${}^{238}U$ и выбивают их из кристаллической решетки, создавая область разупорядочения. Атомы урана из этой области в первую очередь переносятся в воду, что приводит к нарушению радиоактивного равновесия в воде. Доказательством того, что атомы отдачи не вылетают в воду изолированно, а увлекают за собой определенное количество атомов ${}^{238}U$, служит тот факт, что отношение активностей изотопов ${}^{234}U/{}^{238}U$ в воде в восстановительных условиях обычно не превышает $10-20$. Это возможно, если $1000-2000$ атомов ${}^{238}U$ переносятся в воду с каждым атомом отдачи ${}^{234}Th$ [15].

Максимальное значение ${}^{234}U/{}^{238}U$ в подземных водах, расположенных непосредственно вблизи редокс-барьера, оценивается в $7,16 \pm 0,94$ (пр. М 2014 в табл. 2). В других пробах отношение ${}^{234}U/{}^{238}U$ ниже, а именно от $6,72 \pm 1,05$ до $2,97 \pm 0,45$ (рис. 2, г; табл. 2), что предполагает больший возраст подземных вод в этих пробах в соответствии с простой моделью радиоактивного распада ${}^{234}U$ в водном потоке.

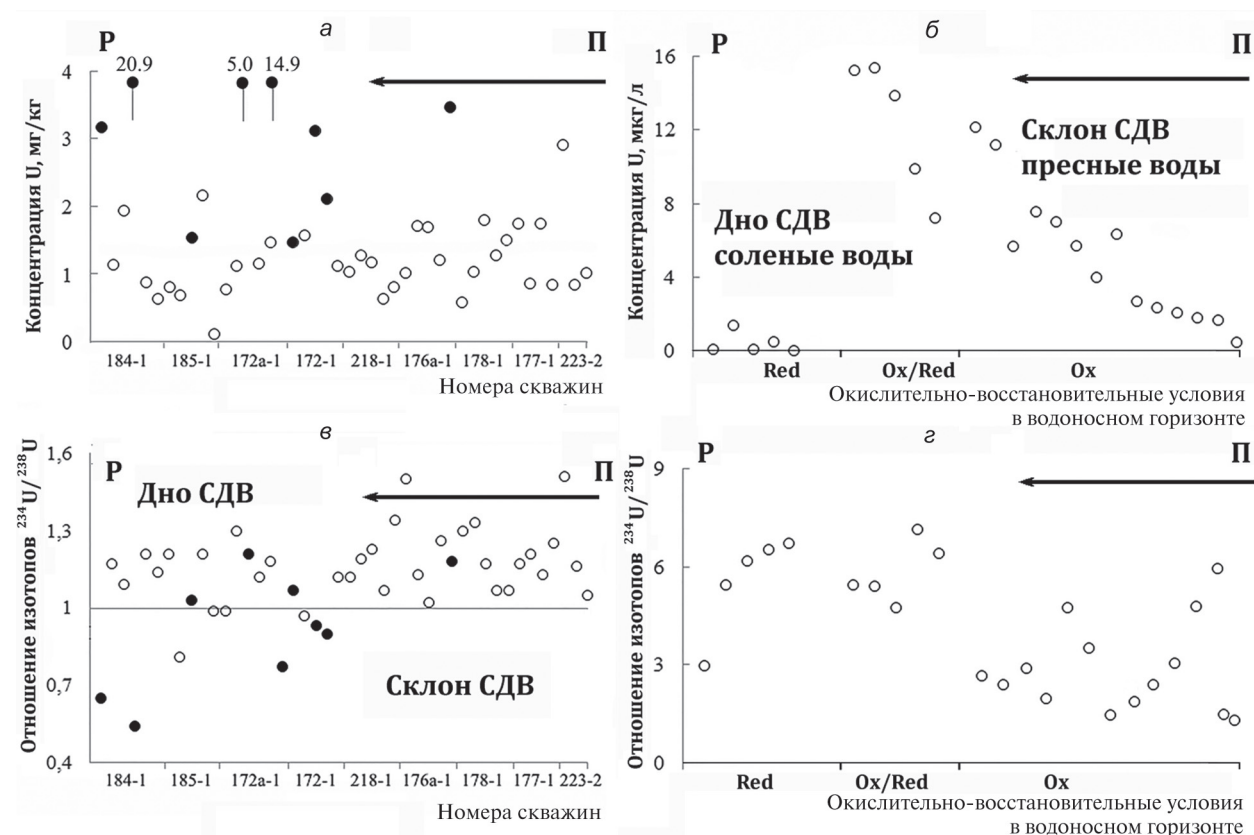


Рис. 2. Распределение концентраций U и отношения активностей его изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водоносном горизонте отложений падуновской свиты венда: область питания на водоразделе – склон СДВ и дно СДВ – разгрузка в долине реки

а, в – горные породы: красноцветные (пустые кружки) и зеленоцветные (черные кружки); б, г – подземные воды. Стрелки указывают направления: перераспределения урана (а, в) и потока подземных вод (б, г). Буквами обозначены: области питания (П) и разгрузки (Р), окислительные (Ох) и восстановительные (Red) условия

Содержание U в красноцветной породе 0,11–2,89 мг/кг, в среднем 1,2 мг/кг (табл. 1), а в зеленоцветной породе – 1,52–20,9 мг/кг, в среднем 6,17 мг/кг. Отношение активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в красноцветной породе 0,87–1,51, в среднем 1,16. Значение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в зеленоцветной породе 1,18–0,54, в среднем 0,92. Среднее содержание U на склоне СДВ – 1,36 мг/кг, отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ – 1,2; средние значения на дне СДВ – 3,07 и 1,03 соответственно (табл. 1; рис. 2, б, г).

Среднее содержание Fe в 18 пробах красноцветных алевролитов на склоне СДВ – 3,67 % [13]; в двух пробах из скважин 184-1 на дне СДВ в красноцветной породе – 2,33 %; в зеленоцветной породе – 1,83 %.

Обсуждение результатов. В верхнем венде продукты выветривания горных пород были перенесены в район исследований с близлежащей восточной оконечности Балтийского щита и отложены вместе с захороненным органическим веществом. В последующие геологические периоды (верхний девон – нижний карбон) СДВ так же находилась в прибрежных морских и озерных обстановках в условиях жаркого влажного климата [4]. В таких бескислородных средах условия раннего диагенеза способствовали восстановлению U^{6+} до

труднорастворимого U^{4+} , что снижало концентрации U в поровых водах осадочных пород [7]. Этот период вообще был наиболее благоприятным для формирования гипергенных (гидрогенных) руд [3; 6]. По-видимому, в это время и происходил основной поток урана в исследуемую область и его осаждение в результате гидролиза, адсорбции на природных сорбентах и изменения окислительных условий окружающей среды на восстановительные.

Трансгрессивный период в среднем карбоне – перми привел к формированию покрова терригенно-карбонатных отложений (см. рис. 1), однако в течение длительного континентального перерыва в мезозое – плиоцене образовалась палеодолина СДВ. Ее глубина могла достигать 250–300 м. Глубина палеодолины и ее плиоценовый возраст подтверждаются данными по другим палеодолинам Восточно-Европейской платформы [1; 2], в пределах которой палеозойские отложения были эродированы, а вендские – выведены на поверхность (см. рис. 1).

Процессы химического выветривания вендских отложений привели к образованию мощной зоны окисления, развившейся выше –250 абс. м. Этот период, вероятно, обеспечил основное перераспределение урана, накопленного во время палеозоя в водоносном горизонте отложений

падунской свиты СДВ. Обратная корреляция между концентрациями урана и железа типична для отложений падуновской свиты венда (см. выше). Это является результатом удаления U со склонов СДВ в окислительных условиях и его накопления на дне СДВ в восстановительных, а также накопления Fe на склонах и удаления со дна. В итоге значительная часть равновесного U на склонах СДВ была заменена вновь образованным гидрогенным U (выпавшим в осадок из подземных вод) с начальным отношением активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, примерно равным значению $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в современных пресных подземных водах ($AR_0 = 3$), и начальным содержанием урана, соответствующим фоновым значениям для алевролитов и песчаников Русской плиты ($U_0 = 2,6$ мг/кг) [5]. Окончание периода соосаждения гидрогенного урана с гидроксидом железа на склонах палеодолины можно оценить по уравнению [11]:

$$t_1 = \frac{1}{\lambda_4} \ln \frac{AR_0 - 1}{AR_t - 1},$$

где $\lambda_4 = 2,8263 \cdot 10^{-6}$ (лет⁻¹); AR_t — среднее значение отношения активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в красноцветных породах = 1,16 (см. табл. 1).

Получается $t_1 = 0,9$ млн лет, что должно примерно соответствовать периоду резкого похолодания в регионе и заполнению палеодолины глинистым материалом [18]. Длительность последующего удаления гидрогенного урана со склонов СДВ можно оценить по уравнению [15]:

$$t_2 = \frac{C^W \cdot R}{R_d \cdot M_s \cdot C^R},$$

где C^W — концентрация U, перешедшего из красноцветных пород в воду за время t_2 : $C^W = (U_0 + U_t)$, где $U_0 = 2,6$ мг/кг (см. выше) и U_t — среднее содержание U в красноцветных породах СДВ (1,2 мг/кг) (см. табл. 1). Соответственно, $C^W = (2,6 + 1,2) = 3,8$ мг/кг; $M_s = 9,2$; C^R — средняя концентрация U в твердой фазе за период времени t_2 : $C^R = (U_0 + U_t) : 2 = (2,6 + 1,2) : 2 = 1,9$ мг/кг; R_d — скорость растворения U, определяется из ранее полученных значений для соотношений $R : p = 24$; $R_d : p = 3,6 \cdot 10^{-6}$ лет⁻¹ [15].

Получаем $t_2 = 0,5$ млн лет. Разница ($t_1 - t_2$) примерно соответствует продолжительности оледенений и морских трансгрессий за последние 0,9 млн лет, когда движение подземных вод в водоносном горизонте отложений падуновской свиты венда было значительно заторможено или даже отсутствовало [9]. Удаления урана не происходило, но радиоактивный распад продолжался.

Более низкие значения среднего отношения активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в зеленоцветных алевролитах (0,92) (см. табл. 1) можно объяснить тем, что эти отложения достигли устойчивого состояния отношения активности $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, которое зависит только от их размера (средний размер зерна ≈ 30 мкм) [8], поскольку они

находились в восстановительных условиях более 1 млн лет. Более высокое содержание урана в них по сравнению с красными алевролитами свидетельствует о значительной изменчивости проницаемости водоносного горизонта, в результате чего они были удалены от путей фильтрации подземных вод и сохранили уран. Подобная ситуация типична для сохранившейся до наших дней линзы промышленных йодных вод (проба Вб²⁰⁰³), источником которой являются йодсодержащие водоросли из Микулинского межледникового бореального моря [16].

В заключение следует еще раз отметить, что целью данной работы являлась оценка направленности эволюции уран-изотопного состава горных пород и подземных вод в плейстоцене — голоцене на территории СДВ на основе палеорекострукции геолого-гидрогеологических условий. Установлено, что процессы химического выветривания вендских отложений в течение длительного континентального перерыва в мезозое — плиоцене привели к образованию мощной зоны окисления, развившейся на территории палеодолины выше -250 абс. м. Этот период, вероятно, обеспечил основное перераспределение U, накопленного во время палеозоя в осадочных породах. Прослеживается обратная корреляция между концентрациями U и Fe. Она является результатом выноса U со склонов палеодолины в окислительных условиях и его накопления на дне в восстановительных, наряду с увеличением Fe на склонах и удалением со дна палеодолины. Почти весь U на склонах мог быть заменен новообразованным гидрогенным U с более высоким отношением активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Окончание периода соосаждения гидрогенного урана с гидроксидом железа на склонах палеодолины закончилось по расчетам 0,9 млн лет назад. После этого его растворение и десорбция происходили со склонов в периоды без оледенений и морских трансгрессий. Повышенные концентрации U сохраняются в восстановленных линзах на дне палеодолины. Следовательно, для подземных вод вблизи окислительно-восстановительного барьера характерны наиболее высокие концентрации U и активности изотопа ^{234}U , затрудняющие их использование для питьевых и лечебных целей. В этих районах наиболее опасным является подтягивание подземных вод из нижележащих горизонтов. Кроме того, концентрации урана в воде коррелируют со временем их нахождения в водоносном горизонте, повышающемся в направлении от областей питания на водоразделах к областям разгрузки в реки. Поэтому наиболее безопасны в радиологическом отношении — подземные воды, тяготеющие здесь к областям питания.

Обсуждаемые в статье результаты получены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00045_А и Министерства образования и науки России (проект АААА-А19-119011890018-3).

1. Горещкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. — М.: Наука, 1964. — 415 с.
2. Каштанов С. Г. Новые данные к истории развития Палеокамы // ДАН СССР. — 1956. — Т. 106. — С. 708–711.
3. Михайлов Б. М., Горбачев Б. Ф., Харлашин А. П. Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые при геологической съемке масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. — 76 с.
4. Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / под ред. Б. М. Келлер, А. Ю. Розанова. — М.: Наука, 1980. — 119 с.
5. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. — Л.: Недра, 1979. — 345 с.
6. Требования по составлению карты рудоносности зон гипергенеза масштаба 1 : 1 000 000 в комплект Госгеолкарты-1000 (третьего поколения) / Г. М. Шор, В. В. Старченко, Е. П. Миронюк и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. — 47 с.
7. Barnes C. E., Cochran J. K. Uranium geochemistry in estuarine sediments: Controls on removal and release processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. — 1993. — Vol. 57. — Pp. 555–589.
8. DePaolo D. J., Maher K., Christensen J. N., McManus J. Sediment transport time measured with U-series isotopes: Results from ODP North Atlantic drift site 984 // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 2006. — Vol. 248. — Pp. 394–410.
9. Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P. L., Mangerud J., Svendsen J. I. GLACIATIONS. Middle Pleistocene in Eurasia // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Encyclopedia of Quaternary Science*. — Amsterdam: Elsevier, 2013. — Pp. 172–179.
10. Han L. F., Plummer N. A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater // *Earth-Sci. Rev.* — 2016. — Vol. 152. — Pp. 119–142.
11. Ivanovich M., Fröhlich K., Hendry M. J. Uranium-series radionuclides in fluids and solids, Milk River aquifer, AB, Canada // *Appl. Geochem.* — 1991. — Vol. 6. — Pp. 405–418.
12. Keatley A. C., Scott T. B., Davis S., Jones C. P., Turner P. An investigation into heterogeneity in a single vein-type uranium ore deposit: Implications for nuclear forensics // *J. Environ. Radioact.* — 2015. — Vol. 150. — Pp. 75–85.
13. Malov A. I. Water-Rock Interaction in Vendian Sandy-Clayey Rocks of the Mezen Syncline // *Lithol. Miner. Resour.* — 2004. — Vol. 39. — Pp. 345–356.
14. Malov A. I. The use of the geological benchmarks to assess the residence time of groundwater in the aquifer using uranium isotopes on the example of the Northern Dvina basin // *Lithol. Miner. Resour.* — 2013. — Vol. 48. — Pp. 254–265.
15. Malov A. I. Estimation of uranium migration parameters in sandstone aquifers // *J. Environ. Radioact.* — 2016. — Vol. 153. — Pp. 61–67.
16. Malov A. I. Evolution of the groundwater chemistry in the coastal aquifers of the south-eastern White Sea area (NW Russia) using ^{14}C and ^{234}U – ^{238}U dating // *Science of the Total Environment*. — 2018. — Vol. 616–617. — Pp. 1208–1223.
17. Malov A. I., Bolotov I. N., Pokrovsky O. S., Zykov S. B., Tokarev I. V., Arslanov K. A., Druzhinin S. V., Lyubas A. A., Gofarov M. Y., Kostikova I. A. et al. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes // *Appl. Geochem.* — 2015. — Vol. 63. — Pp. 93–104.
18. Markova A. K., Vislobokova I. A. Mammal faunas in Europe at the end of the Early — Beginning of the Middle Pleistocene // *Quat. Int.* — 2016. — Vol. 420. — Pp. 363–377.
19. Porcelli D. Investigating groundwater processes using U- and Th-series nuclides // *Radioact. Environ.* — 2008. — Vol. 13. — Pp. 105–153.
20. World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification // IAEA-TECDOC-1629. — Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency. — 2009. — 117 p.
1. Goreskiy G. I. Alluvii velikikh antropogenovykh prarek Russkoy ravniny [Alluvium of the great anthropogenic ancestors of the Russian Plain]. Moscow, Nauka, 1964, 415 p.
2. Kashtanov S. G. New data on the history of the development of Paleokama. *DAN SSSR*, 1956, vol. 106, pp. 708–711. (In Russian).
3. Mikhaylov B. M., Gorbachev B. F., Kharlashin A. P. Prognoznaya otsenka zon gipergeneza na tverdye poleznye iskopaemye pri geologicheskoy s"emke masshtaba 1 : 50 000—1 : 200 000 [Predictive estimation of zones of hypergenesis for solid minerals in geological surveying at a scale of 1:50,000—1:200,000]. St. Petersburg, VSEGEI, 1998, 76 p.
4. Paleogeografiya i litologiya vendi i kembriya zapada Vostochno-Evropeyskoy platformy [Paleogeography and lithology of the Vendian and Cambrian west of the East European platform]. Eds.: B. M. Keller, A. Yu. Rozanova. Moscow, Nauka, 1980, 119 p.
5. Smyslov A. A., Moiseenko U. I., Chadovich T. Z. Teplovoy rezhim i radioaktivnost' Zemli [Thermal regime and radioactivity of the Earth]. Leningrad, Nedra, 1979, 345 p.
6. Trebovaniya po sostavleniyu karty rudoznosti zon gipergeneza masshtaba 1 : 1 000 000 v komplekt Gosgeol-karty-1000 (tret'ego pokoleniya) [Requirements for compiling an ore-bearing map of ore-bearing zones of hypergenesis on a scale of 1:1,000,000 in the Gosgeolcarta-1000 set (third generation)]. Eds.: G. M. Shor, V. V. Starchenko, E. P. Mironyuk i dr. St. Petersburg, VSEGEI, 2005, 47 p.
7. Barnes C. E., Cochran J. K. Uranium geochemistry in estuarine sediments: Controls on removal and release processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, vol. 57, pp. 555–589.
8. DePaolo D. J., Maher K., Christensen J. N., McManus J. Sediment transport time measured with U-series isotopes: Results from ODP North Atlantic drift site 984. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, vol. 248, pp. 394–410.
9. Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P. L., Mangerud J., Svendsen J. I. GLACIATIONS. Middle Pleistocene in Eurasia. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam, Elsevier, 2013, pp. 172–179.
10. Han L. F., Plummer N. A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater. *Earth-Sci. Rev.*, 2016, vol. 152, pp. 119–142.
11. Ivanovich M., Fröhlich K., Hendry M. J. Uranium-series radionuclides in fluids and solids, Milk River aquifer, AB, Canada. *Appl. Geochem.*, 1991, vol. 6, pp. 405–418.
12. Keatley A. C., Scott T. B., Davis S., Jones C. P., Turner P. An investigation into heterogeneity in a single vein-type uranium ore deposit: Implications for nuclear forensics. *J. Environ. Radioact.*, 2015, vol. 150, pp. 75–85.
13. Malov A. I. Water-Rock Interaction in Vendian Sandy-Clayey Rocks of the Mezen Syncline. *Lithol. Miner. Resour.*, 2004, vol. 39, pp. 345–356.
14. Malov A. I. The use of the geological benchmarks to assess the residence time of groundwater in the aquifer using uranium isotopes on the example of the Northern Dvina basin. *Lithol. Miner. Resour.*, 2013, vol. 48, pp. 254–265.
15. Malov A. I. Estimation of uranium migration parameters in sandstone aquifers. *J. Environ. Radioact.*, 2016, vol. 153, pp. 61–67.

16. Malov A. I. Evolution of the groundwater chemistry in the coastal aquifers of the south-eastern White Sea area (NW Russia) using ^{14}C and ^{234}U — ^{238}U dating. *Science of the Total Environment*, 2018, vol. 616–617, pp. 1208–1223.
17. Malov A. I., Bolotov I. N., Pokrovsky O. S., Zykov S. B., Tokarev I. V., Arslanov K. A., Druzhinin S. V., Lyubas A. A., Gofarov M. Y., Kostikova I. A. et al. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes. *Appl. Geochem.*, 2015, vol. 63, pp. 93–104.
18. Markova A. K., Vislobokova I. A. Mammal faunas in Europe at the end of the Early – Beginning of the Middle Pleistocene. *Quat. Int.*, 2016, vol. 420, pp. 363–377.
19. Porcelli D. Investigating groundwater processes using U- and Th-series nuclides. *Radioact. Environ.*, 2008, vol. 13, pp. 105–153.
20. World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification. IAEA-TECDOC-1629. Vienna, Austria, International Atomic Energy Agency, 2009, 117 p.

Малов Александр Иванович — доктор геол.-минерал. наук, доцент, гл. науч. сотрудник, Федеральный исследовательский Центр комплексного изучения Арктики им. академика Н. П. Лавёрова Российской академии наук (ФИЦКИА РАН). Наб. Северной Двины, 23, Архангельск, 163000, Россия. <malovai@yandex.ru>

Malov Aleksandr Ivanovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, Chief Researcher, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research (FCIARctic). 23 Naberezhnaya Severnoy Dviny, Arkhangelsk, 163000, Russia. <malovai@yandex.ru>



УДК 550.42:549.514.81:552.3:553.43'411(571.620)

О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ), Е. А. КИСЕЛЁВ (Роснедра),
 А. И. ХАНЧУК, В. В. ИВАНОВ (ДВГИ ДВО РАН), В. В. ШАТОВ,
 А. А. АЛЕНИЧЕВА, А. В. МОЛЧАНОВ, А. В. ТЕРЕХОВ, В. И. ЛЕОНТЬЕВ,
 Н. В. РОДИОНОВ, Б. В. БЕЛЯЦКИЙ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

Распределение элементов-примесей (РЗЭ + Y, Hf, U, Th, Pb) в цирконе как индикатор рудоносности магматических пород Au-Cu-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье, Дальний Восток)

Обсуждаются результаты изучения на вторично-ионном масс-спектрометре (SIMS) закономерностей распределения элементов-примесей в акцессорном цирконе из магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей. Содержания элементов-примесей в цирконе определялись там же, где ранее был измерен возраст локальным U-Pb методом. Показано, что суммарное содержание РЗЭ в цирконах из малмыжских гранитоидов изменяется – 217–1158, Y 718–732, Hf 4524–4928, Pb 1,2–1,6, U 89–112 и Th 58–76 г/т. Цирконы из монцодиорит-порфиров Понийского рудного поля и гранитоидов Малмыжского района по своим геохимическим характеристикам заметно различаются. Концентрации в них практически всех элементов-примесей, особенно LREE и MREE, а также Y, Pb, U и Th в 2–3 раза и более превышают средние концентрации этих элементов в цирконах из малмыжских гранитоидов. Оценка потенциальной рудоносности магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей по геохимическим характеристикам акцессорных цирконов осуществлялась на основе использования вариационных диаграмм $Eu/Eu^* - Dy/Nd$ и $Eu/Eu^* - (Ce/Nd)/Y$. Их анализ показывает, что цирконы из малмыжских гранитоидов попадают в область рудоносных порфировых систем, а из понийских монцодиорит-порфиров – в зону безрудных объектов. Эти данные могут быть использованы при проведении прогнозно-металлогенических исследований не только в пределах территории Сихотэ-Алиня, но и всего Дальневосточного региона России.

Ключевые слова: РЗЭ + Y, Hf, U, Th и Pb в цирконах, рудоносность магматических пород, золото-медно-порфировое оруденение, Малмыжское и Понийское рудные поля, Нижнее Приамурье, Дальний Восток.

O. V. PETROV (VSEGEI), E. A. KISELEV (Rosnedra),
 A. I. KHANCHUK, V. V. IVANOV (FEGI FEB RAS), V. V. SHATOV,
 A. A. ALENICHEVA, A. V. MOLCHANOV, A. V. TEREKHOV, V. I. LEONT'EV,
 N. V. RODIONOV, B. V. BELYATSKIY, S. A. SERGEEV (VSEGEI)

REE + Y, Hf, U, Th, and Pb distribution in zircon as an indicator for fertility of magmatic rocks of the Malmyzh and Pony Cu-Au-porphyry ore fields (Trans-Amur Region, Russian Far East)

The results of studying distribution patterns of trace elements (REE + Y, Hf, U, Th, Pb) in zircons from magmatic rocks of the Malmyzh and Pony Cu-Au porphyry ore fields based on geochemical SIMS measurements of zircons are discussed in the paper. Trace elements contents in zircons were determined at the same spots in which isotopic age of crystallization was measured by SIMS U-Pb method (SHRIMP II). Σ REE content in zircons from the Malmyzh granitoids varies from 217 to 1158 ppm, Y – from 718 to 732 ppm, Hf – from 4524 to 4928 ppm, Pb – from 1.2 to 1.6 ppm, U – from 89 to 112 ppm, Th – from 58 to 76 ppm. Geochemical characteristics of zircons from the Pony monzodiorite-porphyry are strongly differing from the Malmyzh granitoid zircons. Concentrations of most trace elements in the Pony zircons, especially LREE and MREE, as well as Y, Pb, U and Th are of two-three times higher than in zircons from the Malmyzh granitoids. Assessment of magmatic rocks fertility from the Malmyzh and Pony ore fields based on geochemical characteristics of zircons was carried out using Eu/Eu^* vs. Dy/Nd and Eu/Eu^* vs. $(Ce/Nd)/Y$ plots. Analysis of these plots shows that zircons from the Malmyzh granitoids fall into the field of fertile porphyry systems whereas zircons from the Pony monzodiorite-porphyry fall into the field of barren suites. This result can be utilized during prognostic and metallogenic considerations not only within the limits of Sikhote-Alin territory but also within the whole Russian Far East region.

Keywords: REE + Y, Hf, U, Th and Pb in zircons, ore potential of magmatic rocks, gold-copper-porphyry ore mineralization, Malmyzh and Pony ore fields, the Trans-Amur Territory, Russian Far East.

Для цитирования: Петров О. В. Распределение элементов-примесей (PЗЭ + Y, Hf, U, Th, Pb) в цирконе как индикатор рудоносности магматических пород Au-Cu-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье, Дальний Восток) / О. В. Петров, Е. А. Киселёв, А. И. Ханчук, В. В. Иванов, В. В. Шатов, А. А. Аленичева, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, Н. В. Родионов, Б. В. Беляцкий, С. А. Сергеев / Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 55–70.

Введение. Месторождения порфирового семейства относятся к числу главных источников меди, молибдена и золота на нашей планете. В настоящее время на долю порфировых месторождений приходится 50–60 % мирового производства меди, 35–40 % — золота и более 95 % мирового производства молибдена (D. R. Cooke, P. Hollings, J. L. Walsh, 2005; D. A. John et al., 2010; W. D. Sinclair, 2007) [35].

Открытие в последние несколько десятилетий большого числа золото-медно-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений в уже известных и новых горнорудных районах (Пиббл на Аляске, Оюу-Толгой в Монголии, Быстринское в Забайкалье, Малмыж и Песчанка на Дальнем Востоке России и др.) дает основание предполагать, что роль порфировых объектов в мировой экономике с каждым годом будет только возрастать [2; 4; 5; 10; 12; 13; 36].

Однако хорошо известно, что лимит легкооткрываемых с поверхности рудных, в том числе порфировых, месторождений давно уже исчерпан и что новые месторождения данного геолого-промышленного типа могут быть обнаружены только за счет разработки и широкого применения на практике новых, как правило, прецизионных минералого-геохимических и изотопно-геохимических критериев прогноза порфирового оруденения.

В последние годы за рубежом, главным образом в Китае, Австралии, Канаде, США, Аргентине, Чили и других странах, основные усилия геологов были направлены на изучение петрохимических и геохимических особенностей отдельных минералов-индикаторов рудоносных порфировых систем, с помощью которых можно было бы решать широкий спектр задач как петролого-генетического, так и прогнозно-поискового характера.

Эти исследования можно условно разделить на две большие группы:

1. Изучение химического состава таких типоморфных минералов гидротермально измененных пород, как *эпидот*, *хлорит*, *турмалин*, *магнетит*, *алузит*, *серицит-мусковит* и др., с целью определения направления и расстояния до эпицентров рудоконцентрирования в пределах конкретных порфировых систем и оценки уровня их эрозийного среза [15; 20; 22; 24; 37].

2. Изучение закономерностей распределения элементов-примесей и, прежде всего, редкоземельных элементов, а также Y, Hf, Nb, Ta, U, Th, Pb, Ti, V, Sc, Ba, Sr, Li, P и др. в таких собственно магматических минералах, как *циркон*, *апатит*, *титанит*, *плагноклаз*, *магнетит*, с целью

их использования для разбраковки порфировых интрузивов на потенциально рудоносные и безрудные (J. A. Baldwin, J. A. Pearce, 1982) [26; 28; 30; 31; 40].

Результаты этих исследований показали, что из всех вышеперечисленных минералов только *циркон*, благодаря своим уникальным физическим свойствам и консервативным изотопно-геохимическим характеристикам, может рассматриваться в качестве одного из самых надежных минералов-индикаторов, продуктивных на золото-медно-порфировое оруденение интрузивных массивов. То есть циркон, будучи одним из наиболее информативных акцессорных минералов магматических горных пород, может быть использован не только для оценки радиологического возраста их кристаллизации, но и характеристики физико-химических и термодинамических условий формирования потенциально рудоносных материнских магматических расплавов.

Например, во многих публикациях по этому вопросу [1; 3; 7–9; 14; 16; 17; 19; 25; 27; 33; 38; 41–43] (Belousova E. et al., 2002; A. D. Burnham, A. J. Berry, 2012; C. Chelle-Michou et al., 2014; J. H. Dilles et al., 2015; B. Fu et al., 2008; Y. Han et al., 2013; P. W. O. Hoskin, U. Schaltegger, 2003; Sun W. D. et al., 2013; E. B. Watson, D. A. Wark, J. B. Thomas, 2006) было показано, что такие геохимические характеристики циркона, как содержание в нем Hf и Ti, величина отношений Ce/Ce^* и Eu/Eu^* — это индикаторы степени окисления материнского гранитоидного расплава, уровня его водонасыщенности и температуры кристаллизации, а также степени магматического фракционирования в расплаве рудогенных и летучих компонентов, то есть физико-химических и термодинамических параметров, во многом предопределяющих возможность проявления в связи с гранитоидными интрузивами продуктивных порфировых систем.

Экспериментальными исследованиями установлено, что величины аномалий церия (Ce/Ce^*) и европия (Eu/Eu^*) в цирконе изменяются в зависимости от степени окисленности материнского магматического расплава. Так, например, цирконы из более окисленных магматических расплавов характеризуются, как правило, *высокими значениями положительных аномалий церия и наименьшими — отрицательных аномалий европия*. Такая редокс-чувствительность имеет особое значение для прогнозирования порфировых месторождений, которые обычно формируются в тесной связи с внедрением в верхние части земной коры высокоокисленных и флюидонасыщенных известково-щелочных адакитовых расплавов [6;

10; 11; 31; 32; 35; 39] (Z.-Q. Hou et al., 2003, 2004; J. P. Richards, R. Kerrich, 2007; Y. Zheng et al., 2007).

Изучение цирконов из магматических пород, тесно ассоциирующих с рудной порфировой минерализацией, подтвердило эти закономерности. Однако, как показали результаты исследований М. А. Лоадера с соавторами [28], совместная кристаллизация или предшествующая кристаллизация апатита и/или титанита может значительно повлиять на микроэлементный состав циркона. Кроме того, этими авторами было продемонстрировано, что кристаллизация титанита имеет большое влияние на уровень отрицательных аномалий европия. Поэтому было рекомендовано использовать для анализа только высокотанталосодержащие цирконы ($> 0,2$ г/т Та), так как для них можно предположить отсутствие влияния титанита на микроэлементный состав циркона.

На основе использования этих закономерностей Ю. Лу с соавторами [29] предложили ряд дополнительных геохимических параметров для данной модели формирования порфировых систем: расчет величин отношений Eu/Eu^* , $(Eu/Eu^*)/Y$, Dy/Nd и $(Ce/Nd)/Y$, которые позволяют более надежно разбраковывать порфировые магматические комплексы на потенциально рудосносные и безрудные.

На данный момент предложенные этими авторами дискриминационные диаграммы могут рассматриваться в качестве достаточно точного и надежного инструмента для определения продуктивности порфировых интрузивных массивов. В последние годы использование подобных диаграмм набирает популярность во всем мире [16; 18; 21; 23; 27; 29; 31; 32; 34] (F. Wang et al., 2013). На территории России работы такого рода пока еще не проводились.

Поэтому **основная цель** настоящей статьи заключается в восполнении данного пробела в отечественных исследованиях, а также в демонстрации на примере магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей в Нижнем Приамурье работоспособности вышерассмотренного подхода к разбраковке порфировых интрузивов на продуктивные и безрудные на основе изучения особенностей распределения элементов-примесей (РЗЭ + Y, Hf, U, Th, Pb) в акцессорных цирконах.

Фактически эта статья является продолжением наших работ, результаты которых были опубликованы в предыдущем номере журнала «Региональная геология и металлогения» в публикации под названием «U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье)» [6].

В этой статье было показано, что магматические породы Малмыжского и Понийского рудных полей имеют весьма близкий — сеноманский радиологический возраст их кристаллизации: 97–99 и 93 млн лет соответственно. Это свидетельствует о том, что магматические породы данных рудных полей были сформированы

в рамках одного достаточно короткого по времени (4–6 млн лет) этапа проявления интрузивной магматической деятельности в пределах Журавлёвско-Амурского террейна раннемелового турбидитового осадочного бассейна.

Кроме того, на основе сравнительного анализа изученных образцов магматических пород как друг с другом, так и с магматическими породами других порфировых месторождений мира была сделана попытка уточнить геологическую и геодинамическую природы их происхождения и обозначить регионы с близкими обстановками проявления адакитового гранитоидного магматизма.

В частности, авторами [6] установлено, что:

1. Петрогеохимически изученные образцы малмыжских кремнекислых пород заметно отличаются от таковых, отобранных в пределах Понийского рудного поля. Если понийские магматические породы относятся к монцонитоидной серии и характеризуются повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 6,47\%$) при незначительном преобладании натрия над калием, то малмыжские гранитоиды принадлежат известково-щелочной серии, отличаясь нормальной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 3–4\%$) при резком преобладании натрия над калием.

2. Располагаясь в поле умеренно глиноземистых пород на границе с их высокоглиноземистыми разностями и будучи практически идентичными друг другу по этому показателю, малмыжские и понийские магматические породы практически не отличаются от гранитоидов и монцонитоидов большинства ведущих порфировых месторождений мира, что, скорее всего, указывает на проявление процессов контаминации магматических расплавов веществом вмещающих высокоглиноземистых осадочно-терригенных пород нижнемелового возраста в пределах Журавлёвско-Амурского террейна.

3. На вариационной диаграмме $Fe_2O_3/FeO - SiO_2$ фигуративные точки состава характеризуемых образцов группируются в поле *золото-медно-порфировых* и *медно-порфировых месторождений*, связанных с проявлением гранитоидного магматизма «магнетитовой» серии. В этом отношении гранитоиды и монцонитоиды Малмыжского и Понийского рудных полей практически не отличаются как друг от друга, так и от магматических пород большинства порфировых месторождений мира.

4. На вариационной диаграмме $Sr/Y - Y$ фигуративные точки состава данных образцов расположились в области «адакитовых» магматических пород порфировых месторождений Китая, Центральной Азии и Ирана. По этому показателю и уровню повышенной глиноземистости из всего многообразия порфировых месторождений мира изученные магматические породы Журавлёвско-Амурского террейна сопоставимы только со синдвиговыми интрузивными породами территории китайского Тибета, где в последние годы была открыта серия золото-медно-молибден-порфировых месторождений, связанных с проявлениями

высокоглиноземистого адакитового гранитоидного магматизма.

В настоящей статье авторы поставили перед собой задачу показать на примере ранее изученных образцов магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей, что рудообразующий потенциал порфириновых гидротермальных систем может быть оценен в том числе и с использованием индикативных геохимических особенностей циркона, указывающих, был ли материнский гранитоидный расплав в достаточной степени водонасыщен, окислен и обогащен серой и рудогенными элементами для того, чтобы запустить механизмы процесса формирования порфировой рудной минерализации.

Методика исследований. Изучение индикативных геохимических характеристик циркона, отражающих состав и металлогенические особенности среды минералообразования, требует наличия гомогенной популяции зерен этого минерала, кристаллизовавшегося из гранитоидного расплава.

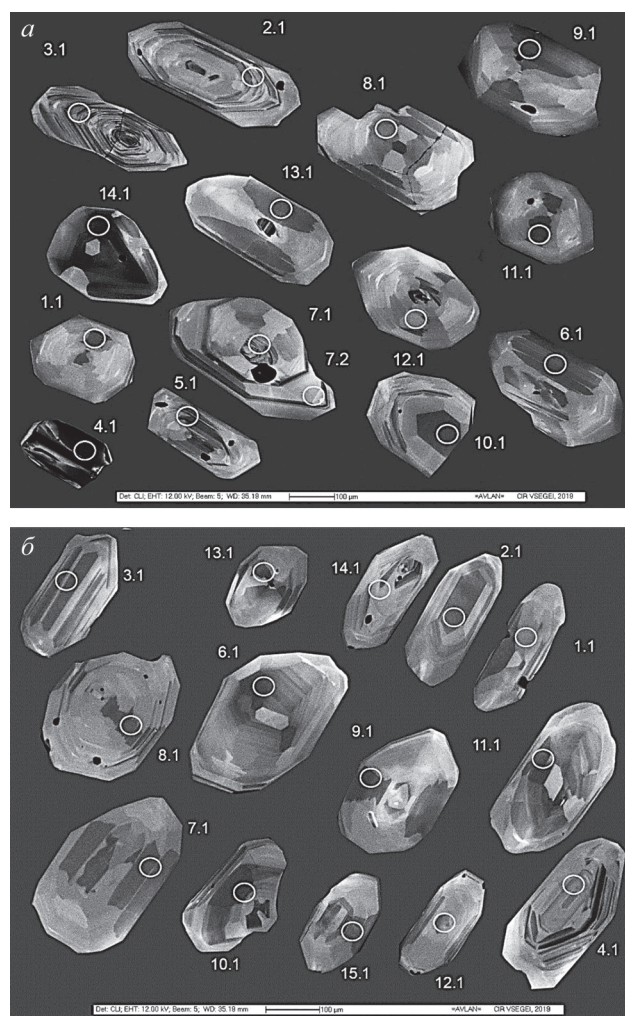


Рис. 1. Малмыжское рудное поле. Католюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений из кварцевых диоритов и диоритов Северного рудоносного участка

а — обр. ИМ-288, б — обр. ИМ-2017Del

В таких случаях для исследования непригодны кристаллы многофазные гибридного происхождения, а также содержащие значительное количество минеральных включений, древние ядра, метаморфические оболочки и т. п.

Применение вторично-ионного масс-спектрометра (SIMS) в сочетании с предварительной катодолюминесцентной (CL) и оптической документацией позволяет исключить из рассмотрения нерелевантные фазы циркона и проводить в одном микрообъеме кристалла как U-Pb изотопное определение возраста, так и определение концентраций редкоземельных и других элементов-примесей. В результате появляется однозначная привязка определенного геологического события (процесса) к его геохимическому наполнению.

В нашей статье для выделения представительной популяции акцессорных цирконов было использовано три образца диоритов, кварцевых диоритов и монцодиорит-порфиров массой около 3 кг каждый, петрографическое описание которых и геологическая привязка приводятся в статье О. В. Петрова и соавторов [6, с. 41–56].

Образцы отобраны из свежих однородных пород без признаков выветривания. Диориты и кварцевые диориты Малмыжского рудного поля представляют Боккинский массив. Образец ИМ-288 извлечен из керна скв. 081 с глубины 288 м, а обр. ИМ-2017Del — с поверхности.

Понийское рудное поле представлено обр. ИП-34-1, отобранным в пределах Медного рудоносного участка из дайкового тела, сложенного монцодиорит-порфирами.

Цирконы выделялись общепринятым способом с дроблением образцов до 300 мкм, осаждением тяжелой фракции в бромформе, извлечением немагнитной фракции и последующей ручной доочисткой. Для инструментальных исследований цирконы и цирконовые стандарты имплантировались в эпоксидные шайбы и сполировывались до середины кристаллов.

Как показано на рис. 1, полученные монофракции цирконов из малмыжских и кварцевых диоритов (образцы ИМ-288 и ИМ-2017Del) практически идентичны друг другу. Они представлены светло-желтыми прозрачными и полупрозрачными коротко-призматическими (коэффициент удлинения — КУ до 3) эвгедральными кристаллами гиагинтового габитуса размером 200–250 мкм. CL-изображения демонстрируют контрастное осцилляционное тонкозональное строение, характерное для спокойной кристаллизации из магматического расплава. Поверхности граней гладкие, ребра и вершины хорошо выражены, без следов коррозии. Зональность — от секториальной в центральных частях зерен до параллельной граням на периферии. Газово-жидкие и минеральные включения редки, тяготеют к краевым частям зерен и представлены преимущественно апатитом. U-Pb возраст этой генерации цирконов синхронный — $97,2 \pm 1,1$ млн лет для обр. ИМ-288 и $99,4 \pm 1,3$ млн

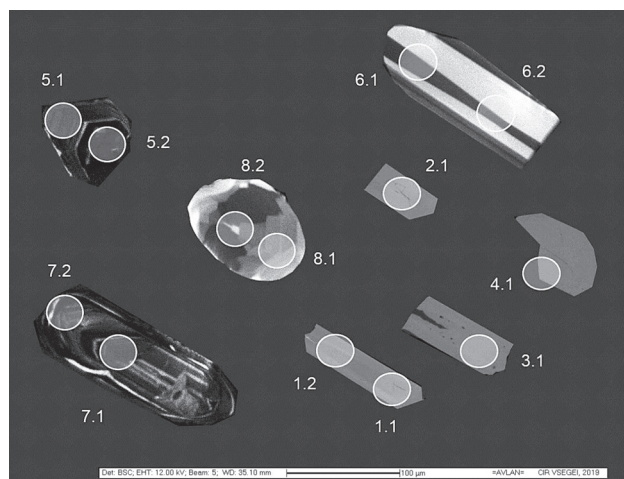


Рис. 2. Понийское рудное поле. Католюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений из монцодиорит-порфиров Медного рудоносного участка (обр. ИП-34-1)

лет для обр. ИМ-2017Del. Встречаются единичные (1–2 % от популяции) округлые, очевидно, аллохтонные зерна с корродированной поверхностью, мутные, с возрастом 120–130 млн лет.

Магматические цирконы из понийских монцодиорит-порфиров (обр. ИП-34-1 на рис. 2) длиннопризматические (КУ до 4,5), мелкие, с размером 70–100 мкм цирконового габитуса, субидiomорфные, прозрачные, с туннелеобразными газово-жидкими и пылевыми минеральными включениями. Катодное свечение практически отсутствует. Данные кристаллы сохраняют ненарушенную (конкордантную) изотопную U-Pb систему и позволяют датировать возраст магматической кристаллизации монцодиорит-порфиров в $93,3 \pm 1,2$ млн лет, что немного моложе кварцевых диоритов и диоритов Малмыжского рудного поля. Наряду с этим в понийских монцодиорит-порфирах выявлены (до 40 % популяции) ангедральные изометричные и овальные аллохтонные (захваченные) цирконы, зональные и однородные, с широким разбросом в геохимических параметрах и значениях U-Pb возраста — от 188 млн лет до 2,8 млрд лет, что указывает на сильную возрастную и вещественную гетерогенность их источников.

Несмотря на это, аналитические возможности локального исследования позволяют получить адекватную геохронологическую и геохимическую информацию по магматической генерации цирконов.

Методика проведения локального элементного анализа в цирконе. Анализ проводился на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерялись редкоземельные элементы (РЗЭ), а также иттрий и гафний по методике количественного химического анализа, предложенного П. В. Хоскиным (P. W. O. Hoskin, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных

ионов кислорода O_2^- составляла 3–4 нА, а диаметр аналитического кратера — 25–30 мкм.

Опорным пиком для нормализации относительно него измеряемых изотопов служил изотоп ^{91}Zr . Вторичные положительно заряженные ионы направлялись с помощью ускоряющего напряжения 10 кВ в масс-спектрометр и регистрировались электронным умножителем в одноколлекторном режиме.

Энергетическое фильтрование применялось для уменьшения излишне высокой интенсивности пика циркония, при этом так же подавляя изотопные наложения (ионов гидридов, окислов и других комплексов), что в совокупности с масс-разрешением 4000–5000 (1 % высоты пика) позволяло уверенно отделять каждый измеряемый полезный пик от паразитного наложения. Во время анализа регистрировалось три масс-спектра нижеперечисленных изотопов: ^{89}Y , ^{91}Zr , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{143}Nd , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{151}Eu , ^{153}Eu , ^{155}Gd , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{161}Dy , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{167}Er , ^{169}Tm , ^{171}Yb , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{180}Hf .

Время накопления вторичного тока ионов составляло: 2 с для ^{91}Zr , 10 с — ^{89}Y , от 15 до 40 с — легких РЗЭ, 5–10 с — тяжелых РЗЭ и двух изотопов Hf. Длительность анализа не превышала 40 минут. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы MS Excel. Регистрация для ряда измеряемых элементов парных изотопов позволяла осуществлять дополнительный контроль качества анализа по степени их совпадения (с учетом природной распространенности). Для учета наложения диммера $^{178}\text{Hf}^{++}$ на пик ^{89}Y вводилась поправка $^{89}\text{Y}^* = (^{89}\text{Y} - ^{178}\text{Hf})/100$. В течение измерительной сессии в качестве первичного стандарта концентраций использовалось стекло SRM NIST-611.

В качестве вторичного стандарта измерялись цирконы 91500 и M257, контрольный анализ которых считался приемлемым, если полученные содержания измеряемых элементов не превышали 15 % от известных значений (L. Nasdala et al., 2008; M. Wiedenbeck et al., 2004).

Закономерности распределения элементов-примесей в цирконах. В табл. 1 приведены содержания редкоземельных элементов, а также иттрия, гафния, свинца, урана и тория в изученных зернах цирконов на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II (см. рис. 1, 2). Содержания вышеперечисленных элементов-примесей в цирконе определялись в тех же точках, в которых ранее был измерен возраст локальным U-Pb методом [6].

При построении спектров распределения РЗЭ состав циркона нормировался на состав хондрита CI (W. F. McDonough, S. S. Sun, 1995).

Малмыжское рудное поле. Как показано на рис. 3, спектры распределения РЗЭ в цирконах из образцов ИМ-288 и ИМ-2017Del практически идентичны друг другу как по форме, так и уровням содержания индивидуальных редких земель.

Содержания (г/т) типоморфных элементов-примесей в изученных зернах цирконов

Зерно	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	
Обр. ИМ-288													
1.1	0,01	3,80	0,01	0,29	0,60	0,30	2,71	1,14	15,99	6,95	36	10	
2.1	0,04	4,34	0,02	0,23	0,63	0,22	2,90	1,26	16,47	7,31	39	11	
3.1	0,01	7,15	0,02	0,35	1,05	0,45	7,07	3,47	49,39	20,75	110	28	
4.1	0,05	17,98	0,39	6,18	9,50	1,29	36,77	13,00	152,12	55,68	241	52	
5.1	0,01	6,88	0,07	1,17	2,29	0,84	10,12	3,93	51,71	21,11	100	25	
6.1	0,01	5,23	0,04	0,76	1,56	0,67	6,19	2,56	31,29	12,33	61	16	
7.1	0,02	4,43	0,02	0,40	0,95	0,38	4,49	1,85	26,73	11,36	58	16	
7.2	0,03	5,98	0,04	0,43	0,70	0,32	3,02	1,39	19,66	9,31	48	14	
8.1	0,01	5,06	0,04	0,60	1,29	0,58	5,51	2,36	32,50	14,29	75	21	
9.1	0,02	5,33	0,03	0,70	1,44	0,65	6,81	2,55	31,00	12,17	60	16	
10.1	0,01	5,71	0,03	0,82	1,84	0,77	8,37	3,11	38,84	15,49	76	19	
11.1	0,02	4,48	0,06	0,91	1,64	0,72	6,57	2,57	32,61	13,35	65	17	
12.1	0,01	3,75	0,03	0,49	1,06	0,49	4,77	1,96	25,91	10,58	54	15	
13.1	0,02	5,51	0,04	0,58	1,28	0,59	5,29	2,01	29,31	12,47	58	15	
14.1	0,02	11,57	0,05	0,95	1,84	0,77	10,05	4,76	70,60	32,07	166	43	
Обр. ИМ-2017Del													
1.1	0,06	5,35	0,06	1,09	2,02	0,80	8,69	3,20	41,96	16,65	82	21	
2.1	0,06	5,35	0,06	1,09	2,02	0,80	8,69	3,20	41,96	16,65	82	21	
3.1	0,02	4,43	0,04	0,90	1,76	0,73	6,76	2,47	32,82	13,20	65	17	
4.1	0,04	17,32	0,04	0,79	2,09	0,86	13,66	6,36	91,81	39,82	201	52	
5.1	0,01	5,34	0,02	0,49	1,09	0,44	5,59	2,07	32,18	14,14	77	21	
6.1	0,02	6,67	0,03	0,65	1,30	0,52	5,70	2,33	36,28	16,98	92	27	
7.1	0,02	5,13	0,02	0,58	1,36	0,58	6,29	2,50	32,14	12,71	63	17	
8.1	0,01	5,88	0,08	1,13	2,12	0,74	8,08	3,18	43,14	16,70	83	21	
9.1	0,01	5,65	0,05	1,33	2,55	0,99	10,01	3,72	45,74	17,54	84	20	
10.1	0,01	8,71	0,11	1,73	2,90	1,03	11,14	4,55	61,56	26,18	130	34	
11.1	0,001	7,73	0,03	0,49	1,39	0,50	6,13	2,65	40,91	19,31	108	30	
12.1	0,01	3,75	0,01	0,24	0,50	0,25	2,69	1,25	17,05	7,43	38	10	
13.1	0,01	5,54	0,03	0,50	1,01	0,42	5,30	2,38	31,14	14,29	77	21	
14.1	0,01	5,37	0,02	0,39	0,92	0,40	4,80	2,25	31,43	14,18	75	21	
15.1	0,01	4,23	0,04	0,35	0,92	0,32	3,96	1,68	22,71	9,62	52	14	
Обр. ИП-34-1													
1.1	1,23	311,23	3,24	36,77	43,37	6,59	124,76	43,20	477,63	166,45	704	152	
2.1	0,37	164,38	1,12	13,09	19,38	2,21	63,69	22,91	282,16	102,11	503	114	
3.1	0,96	306,88	2,33	23,59	25,99	2,44	69,31	25,77	284,32	106,39	471	104	
4.1	0,53	10,26	1,28	14,30	27,18	7,83	97,39	36,03	362,99	105,39	354	61	
5.1	0,05	26,61	0,06	1,31	4,54	0,11	28,28	12,89	157,38	64,41	285	59	
6.1	0,02	6,82	0,11	1,75	3,42	0,82	16,38	6,74	89,14	36,73	175	39	
6.2	0,01	4,23	0,01	0,37	1,06	0,28	6,65	2,85	39,40	18,24	95	23	
7.1	10,37	115,62	11,84	65,23	33,28	14,69	48,66	11,98	90,02	23,80	84	16	
7.2	7,23	86,33	8,98	51,41	25,59	10,88	34,54	8,82	73,48	22,16	85	17	
8.1	0,03	8,03	0,11	1,93	3,73	0,73	17,13	7,36	99,48	41,62	209	42	
8.2	0,04	6,98	0,08	1,48	3,00	0,65	14,22	5,90	78,12	33,09	160	33	

Примечание. Номер анализа соответствует номеру и положению рассматриваемого кратера уран-свинцового изотопного анализа циркона.

Таблица 1
на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II

	Yb	Lu	Y	Hf	Pb	U	Th
113	26	283	4975	0,842	61	37	
135	31	329	5822	0,9	66	26	
308	69	939	5565	1,33	99	47	
490	83	2212	4503	8,43	482	433	
273	55	861	4935	2,05	155	98	
187	40	529	5351	1,01	77	47	
185	40	481	4813	0,973	70	34	
170	35	547	4130	0,715	54	25	
234	52	598	4386	1,02	75	32	
182	39	516	5609	1,19	89	56	
211	44	653	4910	0,969	73	48	
193	41	546	4608	0,937	72	45	
171	37	401	4722	0,7	52	24	
186	42	532	5252	0,971	75	49	
481	101	1345	4337	2,3	175	135	
236	47	737	4202	0,621	45	21	
236	47	737	4202	1,16	87	60	
189	39	536	4655	0,778	56	32	
566	113	1632	4986	0,68	49	18	
249	54	622	4294	1,8	131	105	
323	71	767	4571	2,4	182	118	
188	39	548	4933	0,606	45	25	
229	45	714	4484	1,0	74	49	
224	43	740	4271	0,977	70	50	
379	77	1099	4546	1,69	123	92	
354	75	873	4136	1,78	132	98	
125	28	306	4682	1,71	103	34	
250	54	633	4170	1,35	97	71	
241	51	608	4438	0,746	54	25	
173	38	421	4525	1,19	85	68	
1423	223	5765	5889	466	3682	9920	
1188	184	4541	5516				
1072	177	6234	3438	29,3	2356	5233	
498	74	4459	6374	177	599	73	
560	100	2325	7174	28,6	1120	450	
408	76	1469	4890	1,73	131	96	
240	47	753	4871	1,49	118	79	
142	23	956	5315	102	253	21	
156	27	755	4883	42,4	90	63	
389	74	1654	4202	1,34	100	44	
343	62	1386	4041	1,82	142	111	

Суммарное содержание РЗЭ в цирконах от 217 до 1158 г/т (при среднем значении 365 г/т) в обр. ИМ-288 и от 235 до 1105 г/т (при среднем значении 508 г/т) в обр. ИМ-2017Del (табл. 2). Характер распределения редких земель отчетливо дифференцирован с увеличением содержаний элементов от легких к тяжелым РЗЭ (Lu_N/La_N отношение в среднем по двум образцам составляет 40 052). Eu-аномалия отрицательная, выражена достаточно слабо (Eu/Eu^* в среднем 0,60). Се-аномалия, наоборот, положительная, проявлена весьма отчетливо и интенсивно (Ce/Ce^* в среднем составляет 61,4 в обр. ИМ-288 и 72,5 – в обр. ИМ-2017Del).

Содержания остальных элементов-примесей (Y, Hf, Pb, U, Th) в цирконах так же мало чем отличаются друг от друга в изученных образцах гранитоидов. Так, средние содержания иттрия в обр. ИМ-288 и ИМ-2017Del изменяются 718–732, гафния 4524–4928 и свинца 1,2–1,6 г/т. Концентрации U и Th весьма низкие. Средние значения содержаний урана лежат в интервале 89–112, а тория – 58–76 г/т при Th/U отношении 0,59–0,62.

Понийское рудное поле. Изученные зерна цирконов из монцодиорит-порфиров (обр. ИП-34-1) заметно отличаются по своим геохимическим характеристикам от цирконов из вышерассмотренных гранитоидов Малмыжского рудного поля (см. табл. 2). Концентрации в них практически всех элементов-примесей, но особенно легких и средних редких земель, а также иттрия, свинца, урана и тория в 2–3 раза и более превышают средние значения этих элементов в цирконах из малмыжских гранитоидов.

Суммарное содержание РЗЭ в цирконах из обр. ИП-34-1 колеблется от 477 до 3716 г/т при среднем значении – 984 г/т и высокой дисперсии распределения. Так же, как и в случае с малмыжскими образцами, характер поведения редких земель отчетливо дифференцирован с увеличением содержаний элементов от легких к тяжелым РЗЭ (Lu_N/La_N отношение колеблется в широких пределах, составляя в среднем 17 721). Eu-аномалия отрицательная, выражена чуть сильнее, чем в малмыжских цирконах (Eu/Eu^* в среднем 0,40). Се-аномалия положительная, проявлена менее отчетливо, чем в случае с малмыжскими гранитоидами (Ce/Ce^* в среднем 40,7).

В цирконах из понийских монцодиорит-порфиров обнаружены высокие концентрации U и Th. Средние значения содержаний урана – 859 г/т, а тория – 1609 г/т при Th/U – 0,80. Концентрации остальных элементов-примесей (Y, Hf и Pb) так же повышенные. Средние значения содержаний иттрия составляют (г/т): 2754, гафния – 5145 и свинца – 85,2.

Как показывает анализ рис. 3, среди изученных цирконов из понийских монцодиорит-порфиров выделяются две группы этого минерала. Первая группа, представленная двумя зернами (номера кратеров 1.1 и 3.1), отличается от остальных двух

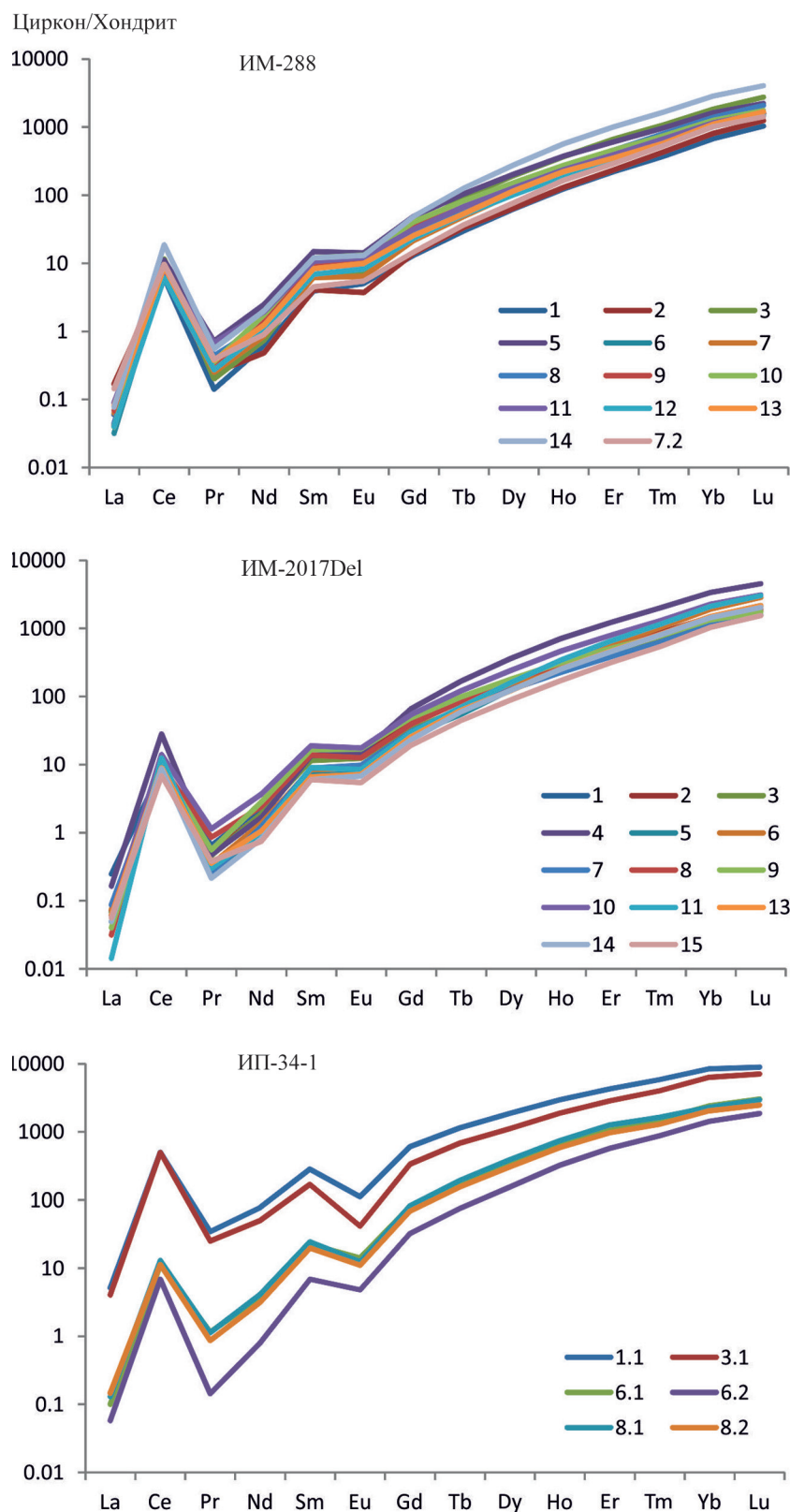


Рис. 3. Редкоземельные спектры цирконов (в нормированных единицах к содержаниям в хондритах) из магматических пород Малмыжского (образцы ИМ-288 и ИМ-2017Del) и Понийского (обр. ИП-34-1) рудных полей

**Статистические параметры распределения содержаний редкоземельных
и редких элементов-примесей (г/т) в цирконах из интрузивных пород
Малмыжского (участок Северный) и Понийского (участок Медный) рудных полей**

Элементы, индикативные показатели	Малмыжское рудное поле				Понийское рудное поле	
	Обр. ИМ-288		Обр. ИМ-2017Del		Обр. ИП-34-1	
	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение
La	<u>0,02 (0,02)</u> 0,01–0,05	0,01	<u>0,02 (0,01)</u> 0,003–0,06	0,01	<u>1,89 (0,37)</u> 0,01–10,37	0,56
Ce	<u>6,48 (5,33)</u> 3,75–17,98	1,98	<u>6,47 (5,54)</u> 3,75–17,32	3,29	<u>95,22 (26,61)</u> 4,23–311,20	156,20
Pr	<u>0,06 (0,04)</u> 0,01–0,39	0,02	<u>0,04 (0,04)</u> 0,01–0,11	0,02	<u>2,65 (1,12)</u> 0,01–11,34	1,43
Nd	<u>0,99 (0,60)</u> 0,23–6,18	0,28	<u>0,77 (0,65)</u> 0,24–1,73	0,40	<u>19,20 (13,09)</u> 0,37–65,23	15,45
Sm	<u>1,85 (1,29)</u> 0,60–9,50	0,51	<u>1,60 (1,39)</u> 0,50–2,90	0,63	<u>17,32 (19,38)</u> 1,06–43,37	17,38
Eu	<u>0,60 (0,59)</u> 0,22–1,29	0,20	<u>0,63 (0,58)</u> 0,25–1,03	0,23	<u>4,29 (2,22)</u> 0,11–14,69	2,41
Gd	<u>8,04 (6,19)</u> 2,71–36,77	2,40	<u>7,23 (6,29)</u> 2,69–13,66	2,76	<u>47,36 (34,54)</u> 6,65–124,80	46,67
Tb	<u>3,19 (2,55)</u> 1,14–13,00	1,04	<u>2,95 (2,50)</u> 1,25–6,36	1,22	<u>16,77 (11,98)</u> 2,85–43,20	15,92
Dy	<u>41,61 (31,29)</u> 15,99–152,10	14,96	<u>40,35 (36,28)</u> 17,05–91,81	17,09	<u>184,90 (99,48)</u> 39,40–477,60	169,90
Ho	<u>17,02 (12,47)</u> 6,95–55,68	6,61	<u>17,11 (16,65)</u> 7,43–39,82	7,41	<u>65,49 (41,62)</u> 18,24–166,50	57,50
Er	<u>83,20 (61,21)</u> 36,48–240,80	33,95	<u>87,61 (82,44)</u> 38,14–201,30	37,04	<u>284,00 (208,90)</u> 83,70–704,00	235,90
Tm	<u>21,20 (16,21)</u> 9,71–51,70	8,50	<u>23,34 (21,32)</u> 10,46–52,03	9,52	<u>59,98 (42,47)</u> 15,90–151,60	50,98
Yb	<u>234,70 (186,80)</u> 113,4–490,00	91,09	<u>264,90 (241,30)</u> 125,10–566,50	103,50	<u>583,60 (407,70)</u> 141,70–1423,00	482,60
Lu	<u>48,90 (40,58)</u> 25,70–101,30	19,01	<u>54,87 (50,19)</u> 27,69–112,60	20,70	<u>96,94 (74,05)</u> 23,13–222,60	72,16
ΣREE	<u>467,86 (364,90)</u> 217,10–1158,00	178,60	<u>507,88 (462,40)</u> 234,50–1105,00	199,30	<u>1479,62 (983,53)</u> 477,30–3716,00	1325,06
ΣLREE	<u>7,55 (5,98)</u> 4,00–24,60	2,29	<u>7,30 (6,24)</u> 2,29–4,00	3,73	<u>118,97 (41,19)</u> 4,63–398,64	173,64
ΣMREE	<u>72,31 (54,38)</u> 27,62–268,34	25,71	<u>69,86 (63,68)</u> 29,17–155,57	29,34	<u>336,13 (209,22)</u> 68,31–870,16	309,78
ΣHREE	<u>388,00 (304,80)</u> 185,29–883,80	152,55	<u>430,72 (395,25)</u> 201,39–932,43	170,76	<u>1024,52 (733,12)</u> 264,43–2501,20	841,64
Y	<u>718 (546)</u> 283–2212	276	<u>732 (714)</u> 306–1632	299	<u>2754 (1654)</u> 753–6234	2442
Hf	<u>4928 (4910)</u> 4130–5822	510	<u>4524 (4523)</u> 4136–4986	291	<u>5145 (4890)</u> 3438–7174	852
Pb	<u>1,6 (1,0)</u> 0,7–8,4	0,5	<u>1,2 (1,2)</u> 0,6–2,4	0,5	<u>85,2 (29,0)</u> 1,3–466,0	187,7
U	<u>112 (75)</u> 52–82	36	<u>89 (85)</u> 45–182	41	<u>859 (198)</u> 90–3682	1553

Элементы, индика- тивные показатели	Малмыжское рудное поле				Понийское рудное поле	
	Обр. ИМ-288		Обр. ИМ-2017Del		Обр. ИП-34-1	
	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение	$\frac{X_{арф} (Me)}{min - max}$	Станд. отклонение
Th	$\frac{76 (47)}{24-433}$	31	$\frac{58 (50)}{18-118}$	34	$\frac{1609 (88)}{21-9920}$	4144
Ce/Ce*	$\frac{61,4 (58,2)}{29,2-124,4}$	24,3	$\frac{72,5 (60,8)}{21,6-191,0}$	39,9	$\frac{40,7 (34,0)}{2,5-115,6}$	17,0
Eu/Eu*	$\frac{0,6 (0,6)}{0,2-0,7}$	0,1	$\frac{0,6 (0,6)}{0,5-0,7}$	0,01	$\frac{0,4 (0,3)}{0,01-1,1}$	0,1
Lu _N /La _N	$\frac{33\ 558 (25\ 483)}{7313-63\ 788}$	18 110	$\frac{46\ 546 (38\ 108)}{7576-210\ 468}$	47 215	$\frac{17\ 721 (12\ 751)}{22-32\ 445}$	13 540
Sm _N /La _N	$\frac{171,7 (156,3)}{24,1-361,6}$	104,2	$\frac{207,8 (123,5)}{53,3-634,2}$	170,9	$\frac{98,6 (83,2)}{5,0-224,2}$	71,5
Lu _N /Gd _N	$\frac{64,4 (64,0)}{18,6-96,7}$	17,4	$\frac{67,6 (68,1)}{35,6-102,8}$	22,7	$\frac{24,9 (23,8)}{3,9-57,9}$	15,0
Pr _N /Gd _N	$\frac{0,015 (0,013)}{0,006-0,027}$	0,005	$\frac{0,013 (0,012)}{0,007-0,022}$	0,005	$\frac{0,123 (0,029)}{0,004-0,573}$	0,029
Yb _N /Sm _N	$\frac{153,6 (146,1)}{47,0-265,8}$	53,4	$\frac{167,5 (171,1)}{80,2-247,1}$	63,5	$\frac{70,6 (55,8)}{3,9-207,3}$	63,9
La _N /Gd _N	$\frac{0,003 (0,002)}{0,001-0,012}$	0,003	$\frac{0,003 (0,002)}{0,001-0,006}$	0,001	$\frac{0,036 (0,005)}{0,001-0,183}$	0,005
Yb/Gd	$\frac{36,19 (35,77)}{13,33-56,34}$	9,37	$\frac{38,91 (41,48)}{22,42-57,78}$	11,92	$\frac{16,89 (18,65)}{2,91-36,16}$	8,58
Nd/Yb	$\frac{0,004 (0,003)}{0,001-0,013}$	0,001	$\frac{0,003 (0,002)}{0,001-0,006}$	0,002	$\frac{0,081 (0,011)}{0,002-0,460}$	0,011
Yb/Hf	$\frac{0,05 (0,04)}{0,02-0,11}$	0,02	$\frac{0,06 (0,05)}{0,03-0,11}$	0,02	$\frac{0,12 (0,08)}{0,03-0,31}$	0,11
U/Yb	$\frac{0,44 (0,38)}{0,31-0,98}$	0,09	$\frac{0,37 (0,32)}{0,09-0,82}$	0,13	$\frac{1,08 (0,58)}{0,001-2,59}$	1,05
Th/U	$\frac{0,59 (0,61)}{0,39-0,90}$	0,11	$\frac{0,62 (0,66)}{0,33-0,80}$	0,14	$\frac{0,80 (0,67)}{0,001-2,69}$	0,95
LREE-I	$\frac{82,59 (74,39)}{40,64-188,50}$	33,44	$\frac{85,99 (83,68)}{52,39-159,60}$	30,12	$\frac{60,17 (38,74)}{4,09-155,00}$	44,21

Примечание. В таблице для каждого образца в левой колонке: в числителе — значение среднего арифметического содержания, в скобках — медиана, в знаменателе — разброс частных значений в выборке (минимум — максимум); в правой колонке — стандартное отклонение. Образцы ИП-34-1 — монцодиорит-порфир; ИМ-2017Del — равномерно-зернистый диорит; ИМ-288 — порфировидный кварцевый диорит.

изученных зерен (номера кратеров 6.1, 6.2, 8.1 и 8.2) более высокими значениями содержаний практически всех элементов-примесей, включая редкие земли. Особенно сильно эти две группы отличаются друг от друга по уровням содержаний урана, тория и свинца. Различия между средними значениями концентраций этих элементов в обеих группах цирконов достигают 10–15 раз и более, что тем не менее не повлияло на точность оценки радиологического возраста кристаллизации этих пород локальным U-Pb методом [6].

Обсуждение результатов исследования. Оценка потенциальной рудоносности магматических

пород Малмыжского и Понийского рудных полей по геохимическим характеристикам аксессуарных цирконов осуществлялась на основе использования вариационных диаграмм Eu/Eu* — Dy/Nd и Eu/Eu* — (Ce/Nd)/Y, предложенных Ю. Лу с соавторами [29, Fig. 5 и 6], и обобщения большого фактического материала по золото-медно-порфировым и золото-медно-молибден-порфировым месторождениям Китая в сравнении их с заведомо безрудными магматическими образованиями различных регионов мира. На приведенных в этой работе вариационных диаграммах отчетливо выделяются практически не перекрывающиеся друг с другом поля, одни

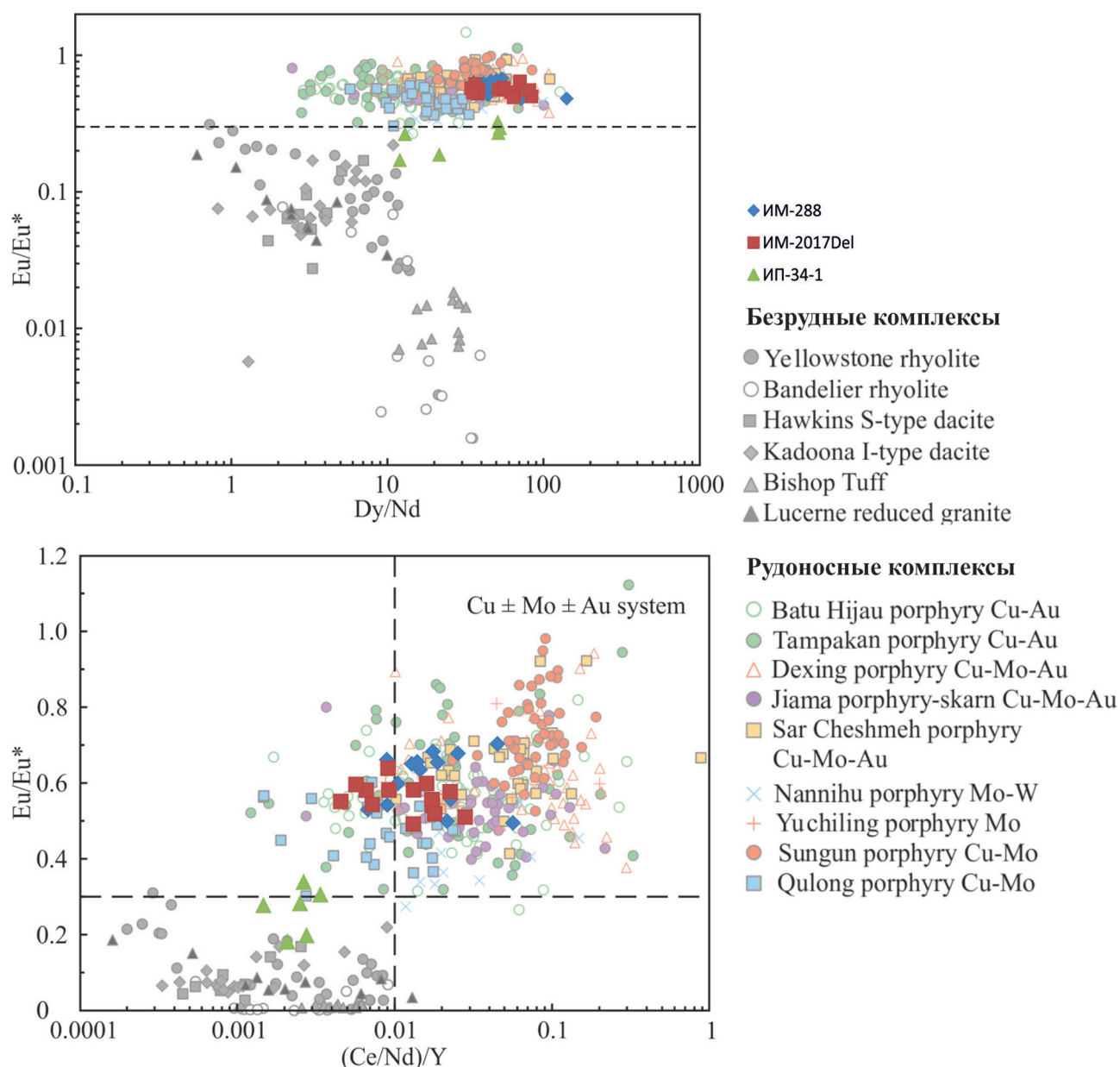


Рис. 4. Положение геохимического состава изученных зерен цирконов из образцов магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей на вариационных диаграммах, где для сравнения вынесены фигуративные точки геохимического состава цирконов из рудовмещающих интрузивных пород ведущих Au-Cu- и Au-Cu-Mo-порфировых месторождений Китая в сравнении с заведомо безрудными магматическими образованиями различных регионов мира (по [29], Fig. 5 и 6 с дополнениями авторов)

из которых отвечают цирконам из рудоносных магматических пород порфировых месторождений, а другие — заведомо безрудным магматическим комплексам.

На рис. 4 представлены вариационные диаграммы, заимствованные из работы Ю. Лу и соавторов [29], на которые специальными значками нанесены фигуративные точки геохимических составов изученных зерен циркона из магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей. Анализ диаграмм показывает, что цирконы из малмыжских гранитоидов (образцы ИМ-288, ИМ-2017Del) четко попадают в область рудоносных порфировых систем, а из понийских

монцодиорит-порфиров (обр. ИП-34-1) — в зону безрудных объектов.

Данный факт, безусловно, требует дополнительного изучения, учитывая то обстоятельство, что золоторудная минерализация порфирового и золото-кварцевого типов уже установлена в пределах Медного и Грибного участков Понийского потенциального рудного поля. Последнее, по мнению геологов АО «Росгеология», является одной из самых перспективных площадей в Хабаровском крае на обнаружение золото-медно-порфировой рудной минерализации, хотя масштаб оруденения и его промышленная значимость в пределах этих участков еще до конца

не определены. Детальные поисково-оценочные работы на территории рудного поля пока только разворачиваются усилиями компании ООО «Амур Минералс», которая по результатам прошедшего в Роснедра 20 июля 2020 г. аукциона получила право на пользование недрами и проведение дальнейших геологоразведочных работ.

Таким образом, изучение особенностей распределения элементов-примесей (P3Э + Y, Hf, U, Th, Pb) в акцессорных цирконах из магматических пород Малмыжского и Понийского рудных полей, проведенное авторами статьи на основе использования геохимических моделей, предложенных Ю. Лу с соавторами [29], действительно может помочь при разбраковке порфировых магматических комплексов на потенциально рудосные и безрудные.

Однако необходимо подчеркнуть, что до настоящего времени в зарубежной геологической литературе пока не описано ни одного случая, приведшего к открытию промышленных рудных объектов порфирового типа с помощью вышерассмотренного подхода к изучению геохимических характеристик акцессорных цирконов из магматических комплексов. Видимо, подобные методические приемы требуют дальнейшей, более широкой апробации на примере отдельных потенциально рудосных территорий, таких как Сихотэ-Алинь, либо всего Дальневосточного региона России в целом.

Предпосылки для успешной реализации подобного рода исследований в нашей стране имеются. В ходе реализации государственной программы по региональному геологическому изучению недр территории Российской Федерации в масштабе 1 : 1 000 000 (3-е поколение) и 1 : 200 000 (2-е издание) во ВСЕГЕИ в период с 2002 по 2020 г. создан банк изотопно-геохронологических данных по основным структурно-вещественным комплексам России. Этот банк насчитывает более 10 000 определений возраста локальным U-Pb методом и содержит коллекцию готовых к исследованию препаратов (эпоксидных шайб) с монофракциями цирконов, ранее продатированных на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II.

Использование этого банка данных открывает перед геологами нашей страны широкие возможности при решении прогнозно-поисковых задач, связанных прежде всего с разбраковкой порфировых магматических комплексов на потенциально продуктивные и безрудные, что должно привести к повышению поисковой эффективности геологоразведочных работ за счет выявления новых участков недр, перспективных на обнаружение рудной минерализации золото-медно-порфирового геолого-промышленного типа.

1. Глебовицкий В. А. Геохимия цирконов анатектической и диатектической стадий формирования мигматитов Северо-Западного Приладожья / В. А. Глебовицкий,

Л. М. Саморукова, И. С. Седова, А. М. Федосеенко // Докл. РАН. — 2008. — Т. 420, № 6. — С. 813–817.

2. Иванов В. В., Кононов В. В., Игнатьев Е. К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золото-медного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: VIII Косыгинские чтения. — Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2013. — С. 258–261.

3. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 134 с.

4. Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М., Шишаков В. Б. Медно-порфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы. — 1995. — № 3. — С. 48–58.

5. Петров О. В. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулcano-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Гостгеолкарты-1000/3 / О. В. Петров, Е. А. Киселёв, В. И. Шпикерман, Ю. П. Змиевский // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 80. — С. 50–74.

6. Петров О. В. U-Pb SIMS геохронология рудосных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) / О. В. Петров, А. И. Ханчук, В. В. Иванов, Е. А. Киселёв, В. В. Шатов, Ю. П. Змиевский, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, С. А. Сергеев // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 83. — С. 41–56.

7. Скублов С. Г. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из мicasитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии / С. Г. Скублов, С. Б. Лобач-Жученко, Н. С. Гусева, И. М. Гембицкая, Е. В. Толмачёва // Геохимия. — 2009. — № 9. — С. 958–971.

8. Федотова А. А., Бибикина Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. — 2008. — № 9. — С. 980–997.

9. Ферштатер Г. Б. Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала / Г. Б. Ферштатер, А. А. Краснобаев, Ф. Беа, П. Монтеро // Литосфера. — 2012. — № 4. — С. 13–29.

10. Ханчук А. И., Гребенников А. В., Иванов В. В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. — 2019. — Т. 38, № 3. — С. 4–37.

11. Ханчук А. И. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алинь / А. И. Ханчук, В. В. Иванов, Е. К. Игнатьев, С. В. Коваленко, Д. В. Семёнова // Докл. РАН. — 2019. — Т. 488, № 3. — С. 69–73.

12. Читалин А. Ф. Малмыж — новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине / А. Ф. Читалин, А. Е. Ефимов, К. И. Воскресенский, Е. К. Игнатьев, А. Г. Колесников // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. — 2013. — № 3. — С. 65–69.

13. Читалин А. Ф. Порфирово-эпitherмальные системы Баймской рудной зоны, Западная Чукотка / А. Ф. Читалин, Ю. Н. Николаев, И. А. Бакшеев, В. Ю. Прокофьев, Е. В. Фомичев, В. В. Усенко, Е. В. Нагорная, Л. И. Марущенко, Ю. Н. Сидорина, Г. Т. Деджея // Смирновский сборник — 2016. Ч. I: Проблемы минералогии, экономической геологии и прогноза месторождений. — М.: МАКС Пресс, 2016. — С. 82–114.

14. Шатова Н. В. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона / Н. В. Шатова, С. Г. Скублов, А. Е. Мельник, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, С. А. Сергеев // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 69. — С. 33–48.

15. Baker M. J. Epidote trace element chemistry as an exploration tool in the Collahuasi district, Northern Chile / M. J. Baker, J. J. Wilkinson, C. C. Wilkinson, D. R. Cooke,

- T. Ireland // *Economic Geology*. — 2020. — Vol. 115, no. 4. — Pp. 749–770.
16. Ballard J. R., Palin M. J., Campbell I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2002. — Vol. 144, no. 3. — Pp. 347–364.
 17. Bao X.-Sh. Geochemical discrimination between fertile and barren Eocene potassic porphyries in the Jinshajiang Cu-Au-Mo metallogenic belt, SW China: Implications for petrogenesis and metallogeny / X.-Sh. Bao, L.-Q. Yang, X. Gau, D. Groves, W.-Y. Hea, M.-M. Lia // *Ore Geology Reviews*. — 2020. — Vol. 116. — Pp. 1–16.
 18. Bouzari F., Hart C. J. R., Bissig T. Assessing porphyry copper deposit fertility in British Columbia batholiths using zircons // *Geoscience BC* Report 2020-08*. — MDRU Publication 450. — 2020. — Pp. 1–24.
 19. Buret Y. From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid porphyry copper emplacement: Reading the geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina) / Y. Buret, A. Quadt, Ch. Heinrich, D. Selby, M. Walle, I. Peytcheva // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2016. — Vol. 450. — Pp. 120–131.
 20. Canil D. Trace elements in magnetite from porphyry Cu-Mo-Au deposits in British Columbia, Canada / D. Canil, C. Grondahl, T. Lacourse, L. K. Pisiak // *Ore Geology Reviews*. — 2016. — Vol. 72. — Pp. 1116–1128.
 21. Chang Z.-G., Dong G.-C., Somarin A. K. U-Pb dating and trace element composition of zircons from the Gujiao ore-bearing intrusion, Shanxi, China: Implications for timing and mineralization of the Guojialiang iron skarn deposit // *Minerals*. — 2020. — No. 10. — Pp. 316–354.
 22. Cooke D. R. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper-gold-molybdenum deposits: Detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration / D. R. Cooke, P. Agnew, P. Hollings, M. Baker, Zh. Chang, J. J. Wilkinson, A. Ahmed, N. C. White, L. Zhang, J. Thompson, J. B. Gemmell, H. Chen // *The Geological Society of London. Journal of Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. — 2020. — Pp. 1–31. DOI: <https://doi.org/10.1144/geochem2019-039>
 23. Gardiner N. J. Contrasting granite metallogeny through the zircon record: A case study from Myanmar / N. J. Gardiner, Ch. J. Hawkesworth, L. J. Robb, M. J. Whitehouse, N. M. W. Roberts, Ch. L. Kirkland, N. J. Evans // *Scientific Reports*. — 2017. — No. 7. — Pp. 748–756.
 24. Hedenquist J. W., Watanabe Ya., Arribas A. Hypogene alunite from the El Salvador district, Chile, indicates potential for a blind porphyry copper center // *Economic Geology*. — 2020. — Vol. 115, no. 2. — Pp. 231–240.
 25. Kirkland C. L. Zircon Th/U ratios in magmatic environs / C. L. Kirkland, R. H. Smithies, R. J. M. Taylor, N. Evans, B. McDonald // *Lithos*. — 2015. — Vol. 122. — Pp. 397–414.
 26. Kobylinski Ch. Protracted magmatism and mineralized hydrothermal activity at the Gibraltar porphyry copper-molybdenum deposit, British Columbia / Ch. Kobylinski, K. Hattori, S. Smith, A. Plouffe // *Economic Geology*. — 2020. — Vol. 115, no. 5. — Pp. 1119–1136.
 27. Lee R. G. Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador porphyry copper deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons / R. G. Lee, J. H. Dilles, R. M. Tosdal, J. L. Wooden, F. K. Mazdab // *Economic Geology*. — 2017. — Vol. 112, no. 2. — Pp. 245–273.
 28. Loader M. A., Wilkinson J. J., Armstrong R. N. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2017. — Vol. 472. — Pp. 107–119.
 29. Lu Y. J. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au Deposits / Y. J. Lu, R. R. Loucks, M. L. Fiorentini, T. C. McCuaig, N. J. Evans, Z. Yang, Z. Hou, Ch. L. Kirkland, L. A. Parra-Avila, A. Kobussen // *Society Econ. Geology Special Publication*. — 2016. — No. 19. — Pp. 329–347.
 30. Müller D., Groves D. I. Potassic Igneous Rocks and Associated gold-copper mineralization. — Springer, the 4th Edition. — 2016. — 311 p.
 31. Park J.-W. Chalcophile element fertility and the formation of porphyry Cu $\pm$ Au deposits / J. -W. Park, I. H. Campbell, S. P. K. Malaviarachchi, H. Cocker, H. Hao, S. M. Kay // *Mineralium Deposita*. — 2019. — Vol. 54. — Pp. 657–670.
 32. Pizarro H. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits / H. Pizarro, E. Campos, F. Bouzari, S. Rouse, T. Bissig, M. Gregoire, R. Riquelme // *Ore Geology Reviews*. — 2020. — DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771>
 33. Shen P. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: Zircon trace-element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt / P. Shen, K. Hattori, H. Pan, S. Jackson, E. Seitmuratova // *Economic Geology*. — 2015. — Vol. 110. — Pp. 1861–1878.
 34. Shu Q. Zircon trace elements and magma fertility: Insights from porphyry (-skarn) Mo deposits in NE China / Q. Shu, Zh. Chang, Y. Lai, X. Hu, H. Wu, Y. Zhang, P. Wang, D. Zhai, Ch. Zhang // *Mineralium Deposita*. — 2019. — Vol. 54. — Pp. 645–656.
 35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. — 2010. — Vol. 105, no. 1. — Pp. 3–41.
 36. Soloviev S. G. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics / S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, S. S. Dvurechinskaya, V. E. Vasyukov, D. A. Shumilin, K. I. Voskresensky // *Ore Geology Reviews*. — 2019. — Vol. 113. — Pp. 1–27.
 37. Uribe-Mogollon C., Maher K. White mica geochemistry: Discriminating between barren and mineralized porphyry systems // *Economic Geology*. — 2020. — Vol. 115, no. 2. — Pp. 325–354.
 38. Vigneresse J.-L., Truche L., Richard A. How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits? // *Ore Geology Reviews*. — 2019. — Vol. 105. — Pp. 310–336.
 39. Wang L. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and S-Pb isotopic compositions of the Lietinggang iron polymetallic deposit, Tibet, China / L. Wang, J. Tang, Y. Yang, Zh. Li, X. Lin // *Ore Geology Reviews*. — 2018. — Vol. 98. — Pp. 62–79.
 40. Xie F. The different source and petrogenesis of Jurassic intrusive rocks in the southern Lhasa subterranean, Tibet: Evidence from the trace element compositions of zircon, apatite, and titanite / F. Xie, J. Tang, X. Lang, D. Ma // *Lithos*. — 2018. — Vol. 314–315. — Pp. 447–462.
 41. Zhang C. C. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China / C. C. Zhang, W. D. Sun, J. T. Wang, L. P. Zhang, S. J. Sun, K. Wu // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 2017. — Vol. 206. — Pp. 343–363.
 42. Zhang Z. Geochemistry and zircon trace elements composition of the Miocene ore-bearing biotite monzogranite porphyry in the Demingding porphyry Cu-Mo deposit, Tibet: Petrogenesis and implication for magma fertility / Z. Zhang, L. Wang, P. Tang, B. Lin, M. Sun, J. Qi, Y. Li, Zh. Yang // *Geological Journal*. — 2020. — Vol. 55, iss. 6. — Pp. 4525–4542.
 43. Zou X. Insight into zircon REE oxy-barometers: A lattice strain model perspective / X. Zou, K. Qin, X. Han, G. Li, N. J. Evans, Zh. Li, W. Yang // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2019. — Vol. 506. — Pp. 87–96.
-
1. Glebovitsky V. A., Samorukova L. M., Sedova I. S., Fedoseenko A. M. Zircon geochemistry of anatectic and diatectic stages of migmatite formation in the Northwestern Ladoga Region. *Doklady Earth Sciences*, 2008, vol. 420, no. 6, pp. 813–817. (In Russian).

2. Ivanov V. V., Kononov V. V., Ignat'ev E. K. Mineralogico-geokhimicheskie osobennosti rudnoy mineralizatsii v metasomatitakh zoloto-mednogo rudnogo polya Malmyzh (Nizhnee Priamur'e) [Mineralogical and geochemical patterns of ore mineralization in metasomatites from the Malmyzh gold-copper ore field (the Trans-Amur Territory)]. *Tektonika, glubinnoe stroenie i mineragiya Vostoka Azii: VIII Kosygin'skie chteniya*. Khabarovsk, Institut tektoniki i geofiziki im. Yu. A. Kosygina Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossiyskoy akademii nauk, 2013, pp. 258–261. (In Russian).
3. Krasnobaev A. A. Tsirkon kak idikator geologicheskikh protsessov [Zircon as an indicator of geological processes]. Moscow, Nauka, 1986, 134 p.
4. Migachev I. F., Girfanov M. M., Shishakov V. B. The Peschanka copper porphyry deposit. *Ores and metals*, 1995, no. 3, pp. 48–58. (In Russian).
5. Petrov O. V., Kiselev E. A., Shpikerman V. I., Zmievskiy Yu. P. Anticipating the distribution of gold-copper-porphyry-type deposits in volcanic-plutonic belts of Russia's eastern regions based on results of compiling sheets of the State Geological Map-1000/3. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 50–74. (In Russian).
6. Petrov O. V., Khanchuk A. I., Ivanov V. V., Kiselev E. A., Shatov V. V., Zmievskiy Yu. P., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. U-Pb SIMS geochronology of ore-bearing magmatic rocks of the Malmyzh and Poni gold-copper-porphyry ore fields (Lower Amur River Region). *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, no. 83, pp. 41–56. (In Russian).
7. Skublov S. G., Lobach-Zhuchenko S. B., Guseva N. S., Gembitskaya I. M., Tolmacheva E. V. Raspre-delenie redkozemel'nykh i redkikh elementov v tsirkonakh iz miaskitovykh lamproitov Panozerskogo kompleksa Tsentral'noy Karelii [Rare earth and trace elements distribution in zircons from miaskite lamproites of the Panozero Complex, Central Karelia]. *Geokhimiya*, 2009, no. 9, pp. 958–971. (In Russian).
8. Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geokhimiya*, 2008, no. 9, pp. 980–997. (In Russian).
9. Fershtater G. B., Krasnobaev A. A., Bea F., Montero P. Geokhimiya tsirkona iz magmaticheskikh i metamorficheskikh porod Urala [Zircon geochemistry from magmatic and metamorphic rocks of the Urals]. *Litosfera*, 2012, no. 4, pp. 3–29. (In Russian).
10. Khanchuk A. I., Grebennikov A. V., Ivanov V. V. Albian-Cenomanian orogenic belt and igneous province of Pacific Asia. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2019, vol. 38, no. 3, pp. 4–37. (In Russian).
11. Khanchuk A. I., Ivanov V. V., Ignatiev E. K., Kovalenko S. V., Semenova D. V. Albian-Cenomanian magmatism and copper ore genesis of the Sikhote-Alin. *Doklady Earth Sciences*, 2019, vol. 488, no. 3, pp. 69–73. (In Russian).
12. Chitalin A. F., Yefimov A. A., Voskresensky K. I., Ignatiev Y. K., Kolesnikov A. G. Malmyzh — a new large world-class porphyry copper-gold system in the Sikhote Alin. *Mineral resources of Russia. Economics and management*, 2013, no. 3, pp. 65–69. (In Russian).
13. Chitalin A. F., Nikolaev Yu. N., Baksheev I. A., Prokofiev V. Yu., Fomichev E. V., Usenko V. V., Nagornaya E. V., Marshchenko L. I., Sidorina Yu. N., Dzhezheya G. T. Por-firovo-epitermal'nye sistemy Baimskoy rudnoy zony, Zapad-naya Chukotka [Porphyry-epithermal systems of the Baimskaya ore zone, Western Chukotka]. *Smirnovskiy sbornik — 2016. Ch. I: Problemy mineragii, ekonomicheskoy geologii i prognoza mestorozhdeniy*. Moscow, MAKSS Press, 2016, p. 82–114. (In Russian).
14. Shatova N. V., Skublov S. G., Mel'nik A. E., Sha-tov V. V., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. Geochronology of alkaline magmatic rocks and metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) based on zircon isotopic and geochemical (U-Pb, REE) investigations. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 69, pp. 33–48. (In Russian).
15. Baker M. J., Wilkinson J. J., Wilkinson C. C., Cooke D. R., Ireland T. Epidote trace element chemistry as an exploration tool in the Collahuasi district, Northern Chile. *Economic Geology*, 2020, vol. 115, no. 4, pp. 749–770.
16. Ballard J. R., Palin M. J., Campbell I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, vol. 144, no. 3, pp. 347–364.
17. Bao X.-Sh., Yang L.-Q., Gau X., Groves D., Hea W.-Y., Lia M.-M. Geochemical discrimination between fertile and barren Eocene potassic porphyries in the Jinshajiang Cu-Au-Mo metallogenic belt, SW China: Implications for petrogenesis and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 2020, vol. 116, pp. 1–16.
18. Bouzari F., Hart C. J. R., Bissig T. Assessing porphyry copper deposit fertility in British Columbia batholiths using zircons. *Geoscience BC* Report 2020-08*, MDRU Publication 450, 2020, pp. 1–24.
19. Buret Y., Quadt A., Heinrich Ch., Selby D., Walle M., Peytcheva I. From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid porphyry copper emplacement: Reading the geo-chemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, vol. 450, pp. 120–131.
20. Canil D., Grondahl C., Lacourse T., Pisiak L. K. Trace elements in magnetite from porphyry Cu-Mo-Au deposits in British Columbia, Canada. *Ore Geology Reviews*, 2016, vol. 72, pp. 1116–1128.
21. Chang Z.-G., Dong G.-C., Somarin A. K. U-Pb dating and trace element composition of zircons from the Gujiao ore-bearing intrusion, Shanxi, China: Implications for timing and mineralization of the Guojialiang iron skarn deposit. *Minerals*, 2020, no. 10, pp. 316–354.
22. Cooke D. R., Agnew P., Hollings P., Baker M., Chang Zh., Wilkinson J. J., Ahmed A., White N. C., Zhang L., Thompson J., Gemmell J. B., Chen H. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper-gold-molybdenum deposits: Detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration. *The Geological Society of London. Journal of Geo-chemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2020, pp. 1–31. DOI: <https://doi.org/10.1144/geochem2019-039>
23. Gardiner N. J., Hawkesworth Ch. J., Robb L. J., White-house M. J., Roberts N. M. W., Kirkland Ch. L., Evans N. J. Contrasting granite metallogeny through the zircon record: A case study from Myanmar. *Scientific Reports*, 2017, no. 7, pp. 748–756.
24. Hedenquist J. W., Watanabe Ya., Arribas A. Hypogene alunite from the El Salvador district, Chile, indicates potential for a blind porphyry copper center. *Economic Geology*, 2020, vol. 115, no. 2, pp. 231–240.
25. Kirkland C. L., Smithies R. H., Taylor R. J. M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 2015, vol. 212, pp. 397–414.
26. Kobylinski Ch., Hattori K., Smith S., Plouffe A. Protracted magmatism and mineralized hydrothermal activity at the Gibraltar porphyry copper-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 2020, vol. 115, no. 5, pp. 1119–1136.
27. Lee R. G., Dilles J. H., Tosdal R. M., Wooden J. L., Mazdab F. K. Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador porphyry copper deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons. *Economic Geology*, 2017, vol. 112, no. 2, pp. 245–273.
28. Loader M. A., Wilkinson J. J., Armstrong R. N. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, vol. 472, pp. 107–119.
29. Lu Y.-J., Loucks R. R., Fiorentini M., Mc Cuaig T. C., Evans N. J., Yang Z.-M., Hou Z.-Q., Kirkland Ch. L., Parra-Avila L. A., Kobussen A. Zircon compositions as a pathfinder

for porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au Deposits. *Society Econ. Geology Special Publication*, 2016, no. 19, pp. 329–347.

30. Müller D., Groves D. I. *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Springer, the 4th Edition. 2016, 311 p.

31. Park J.-W., Campbell I. H., Malaviarachchi S. P. K., Cocker H., Hao H., Kay S. M. Chalcophile element fertility and the formation of porphyry Cu $\pm$ Au deposits. *Mineralium Deposita*, 2019, vol. 54, pp. 657–670.

32. Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bis-sig T., Gregoire M., Riquelme R. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771>

33. Shen P., Hattori K., Pan H., Jackson S., Seitmuratova E. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: Zircon trace-element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt. *Economic Geology*, 2015, vol. 110, pp. 1861–1878.

34. Shu Q., Chang Zh., Lai Y., Hu X., Wu H., Zhang Y., Wang P., Zhai D., Zhang Ch. Zircon trace elements and magma fertility: Insights from porphyry (-skarn) Mo deposits in NE China. *Mineralium Deposita*, 2019, vol. 54, pp. 645–656.

35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 2010, vol. 105, no. 1, pp. 3–41.

36. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechinskaya S. S., Vasyukov V. E., Shumilin D. A., Voskresensky K. I. The super-large Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics. *Ore Geology Reviews*, 2019, vol. 113, pp. 1–27.

37. Uribe-Mogollon C., Maher K. White mica geochemistry: Discriminating between barren and mineralized porphyry systems. *Economic Geology*, 2020, vol. 115, no. 2, pp. 325–354.

38. Vigneress J.-L., Truche L., Richard A. How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits? *Ore Geology Reviews*, 2019, vol. 105, pp. 310–336.

39. Wang L., Tang J., Yang Y., Li Zh., Lin X. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and S-Pb isotopic compositions of the Lietinggang iron polymetallic deposit, Tibet, China. *Ore Geology Reviews*, 2018, vol. 98, pp. 62–79.

40. Xie F., Tang J., Lang X., Ma D. The different source and petrogenesis of Jurassic intrusive rocks in the southern Lhasa subterranean, Tibet: Evidence from the trace element compositions of zircon, apatite, and titanite. *Lithos*, 2018, vol. 314–315, pp. 447–462.

41. Zhang C.-C., Sun W.-D., Wang J.-T., Zhang L.-P., Sun S.-J., Wu K. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, vol. 206, pp. 343–363.

42. Zhang Z., Wang L., Tang P., Lin B., Sun M., Qi J., Li Y., Yang Zh. Geochemistry and zircon trace elements composition of the Miocene ore-bearing biotite monzogranite porphyry in the Demingding porphyry Cu-Mo deposit, Tibet: Petrogenesis and implication for magma fertility. *Geological Journal*, 2020, vol. 55, iss. 6, pp. 4525–4542.

43. Zou X., Qin K., Han X., Li G., Evans N. J., Li Zh., Yang W. Insight into zircon REE oxy-barometers: A lattice strain model perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, vol. 506, pp. 87–96.

Петров Олег Владимирович — чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹. <vsegei@vsegei.ru>

Киселёв Евгений Аркадьевич — зам. министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации, руководитель, Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра). Большая Грузинская ул., 4/6, стр. 1, Москва, 125993, Россия.

Ханчук Александр Иванович — академик РАН, доктор геол.-минерал. наук, науч. руководитель, ДВГИ ДВО РАН². <axanchuk@mail.ru>

Иванов Владимир Викторович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, руководитель лаборатории, ДВГИ ДВО РАН². <d159327@yandex.ru>

Шатов Виталий Витальевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист, ВСЕГЕИ¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>

Аленичева Антонина Андреевна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <antonina_alenicheva@vsegei.ru>

Молчанов Анатолий Васильевич — доктор геол.-минерал. наук, директор, Центр прогнозно-металлогенических исследований ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Терехов Артем Валерьевич — канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Леонтьев Василий Иванович — канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <vasily_leontiev@vsegei.ru>

Родионов Николай Викторович — канд. физ.-мат. наук, зав. сектором, Центр изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ¹. <nickolay_rodionov@vsegei.ru>

Беляцкий Борис Владимирович — вед. инженер, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <bbelyatsky@mail.ru>

Сергеев Сергей Андреевич — канд. геол.-минерал. наук, директор, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <sergey_sergeev@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Kiselev Evgeniy Arkad'evich — Deputy Minister of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, Head, Federal Agency of Mineral Resources (Rosnedra). 4/6 Bol'shaya Gruzinskaya, str. 1, Moscow, 125993, Russia.

Khanchuk Alexander Ivanovich — Academician of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Research Supervisor, FEGI FEB RAS². <axanchuk@mail.ru>

Ivanov Vladimir Victorovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, Head of Laboratory, FEGI FEB RAS². <d159327@yandex.ru>

Shatov Vitaly Vitalievich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>

Alenicheva Antonina Andreevna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹. <antonina_alenicheva@vsegei.ru>

Molchanov Anatoly Vasilievich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Centre of Predictive Metallogenic Studies of VSEGEI¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Terekhov Artem Valer'evich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
<artem_terekhov@vsegei.ru>

Leont'ev Vasily Ivanovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹.
<vasily_leontiev@vsegei.ru>

Rodionov Nikolay Viktorovich – Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Head of Sector, Centre of Isotopic Research of VSEGEI¹ (CIR VSEGEI). <nickolay_rodionov@vsegei.ru>

Belyatskiy Boris Vladimirovich – Leading Engineer, CIR VSEGEI¹. <bbelyatsky@mail.ru>

Sergeev Sergey Andreevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, CIR VSEGEI¹.
<sergey_sergeev@vsegei.ru>

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

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

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН). Пр-т 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022, Россия.

Far East Geological Institute of Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences (FEGI FEB RAS). 159 Prospekt 100-letiya Vladivostoka, Vladivostok, 690022, Russia.

Н. В. ШАТОВА, В. В. ШАТОВ, А. В. МОЛЧАНОВ, О. В. ПЕТРОВ,
А. В. ТЕРЕХОВ, В. Н. БЕЛОВА, В. И. ЛЕОНТЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения

Обсуждаются результаты прогнозной оценки территории Рябинового рудного поля на золото-медно-порфировое оруденение на основе комплексного подхода к изучению петрографических и геохимических особенностей гидротермально измененных пород. Картирование полей слабопроявленных гидротермально-метасоматических образований и околорудных метасоматитов показало, что процесс внедрения Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием гидротермально-метасоматической зональности плутоногенного типа, представленной во внутренних частях массива ореолами эгириновых фельдшпатитов и гумбеитов, а в околоинтрузивном пространстве — приконтактными ореолами скарнирования, фенитизации и пропилитизации. Установлены основные петрогеохимические особенности (специализация) околорудных метасоматитов и площадных гидротермально-метасоматических изменений. Показано, что ореолы гумбеитизации в совокупности с положительными аномалиями AuAgCuBi, BaMoPb и AsSbHg составов могут быть использованы в качестве основных критериев прогнозирования золото-медно-порфировой рудной минерализации на территории Рябинового рудного поля. Предлагаются рекомендации по проведению дальнейших поисково-оценочных работ в пределах локализованных перспективных участков.

Ключевые слова: геохимия и петрография гидротермально измененных пород, прогноз золото-медно-порфирового оруденения, Рябиновое рудное поле, Южная Якутия.

N. V. SHATOVA, V. V. SHATOV, A. V. MOLCHANOV, O. V. PETROV,
A. V. TEREKHOV, V. N. BELOVA, V. I. LEONT'EV (VSEGEI)

Geochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia) as the basis for prediction of gold-copper-porphyry ore mineralization

Results of predictive assessment of gold-copper-porphyry mineralization based on combine approach to studying and mapping petrographic and geochemical characteristics of hydrothermally altered rocks within the Ryabinovoe ore field are discussed. It was established that emplacement and subsequent evolution of the Rybinovy alkaline stock were accompanied by the formation of hydrothermal-metasomatic zonation of plutogenic type. The zonation is represented by haloes of aegirine feldspathitic and gumbeyitic alteration within inner parts of the stock and by haloes of skarnification, fenitic and propylitic alteration in near-intrusion space. Main petrochemical and geochemical characteristics (specialization) of both wallrock metasomate and weakly/moderately hydrothermally altered rock are recognized. It was indicated that gumbeyitic alteration haloes in combination with positive multiplicative geochemical anomalies of AuAgCuBi, BaMoPb and AsSbHg composition could be used as main criteria for the prediction of gold-copper-porphyry ore mineralization within the Ryabinovoe ore field. The article provides recommendations on geological exploration within the located prospects.

Keywords: geochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks, prediction of gold-copper-porphyry ore mineralization, the Ryabinovoe ore field, South Yakutia.

Для цитирования: Шатова Н. В. Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения / Н. В. Шатова, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, О. В. Петров, А. В. Терехов, В. Н. Белова, В. И. Леонтьев // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 71–96.

Введение. Наряду с такими традиционными методами, как литогеохимия по вторичным и первичным ореолам рассеяния, магниторазведка, гравитарезка, электроразведка, гиперспектральная съемка и т. д., повышения надежности опознания потенциально рудоносных территорий на стадии проведения крупномасштабных

геологосъемочных и поисково-оценочных работ можно ожидать также и от широкого привлечения методов, основанных на изучении гидротермально измененных пород и околорудных метасоматитов.

В нашей стране проблемой использования гидротермально-метасоматических образований

(ГМ-образований) для целей локального прогноза и оценки перспектив рудоносности территорий в разные годы занимались такие известные ученые, как Д. С. Коржинский, В. А. Жариков, Д. В. Рундквист, Л. Н. Овчинников, Б. И. Омеляненко, В. Л. Русинов, Г. П. Зарайский, В. Г. Чекваидзе, С. Д. Шер, П. Ф. Иванкин, С. И. Набоко, Г. Л. Поспелов, Д. И. Царёв, Л. И. Шабынин, Ю. Н. Размахнин, И. П. Шербань, Г. Н. Щерба, В. Д. Боголепов, А. Е. Шлыгин, В. Н. Сазонов, О. Н. Грязнов, Г. П. Дворник, Н. И. Наконник, Н. И. Курек, А. И. Курек, Ю. В. Казыцын, И. Г. Павлова, В. В. Жданов, Э. А. Ланда, М. М. Василевский, Г. Т. Волостных, Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, Г. М. Беляев, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, С. В. Кашин и многие другие, внесшие своими исследованиями существенный вклад в формирование и развитие российской научной школы по изучению процессов метасоматизма и рудообразования.

Во ВСЕГЕИ в середине 1970-х годов была разработана и успешно применена на практике оригинальная методика проведения поисково-оценочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000 и крупнее) на основе картирования полей гидротермально измененных пород и комплексного изучения их минералого-петрографических и геохимических особенностей [19–21]. С 1974 по 2019 г. эта методика прошла апробацию в пределах многих рудных районов как Российской Федерации, так и стран ближнего и дальнего зарубежья

(Казахстан, Узбекистан, Кыргызстан, Таджикистан, Болгария, Турция, Судан, Нигер, Монголия и др.). С ее помощью во ВСЕГЕИ накоплен богатейший опыт прогнозирования скрытого гидротермального оруденения различных геолого-промышленных типов — золото-уранового, молибден-уранового, медно-колчеданного, колчеданно-золото-полиметаллического, скарнового золото-полиметаллического, стратиформного барит-полиметаллического, грейзенового редкометалльного, жильного золото-кварцевого мало-сульфидного, золото-сульфидного, эпitherмального золото-серебряного, золото-медно-молибден-порфирового и др.

Главная цель настоящей статьи — продемонстрировать на примере Рябинового рудного поля (Южная Якутия) особенности применения данной методики и ее эффективность при прогнозировании скрытой с поверхности рудной минерализации, принадлежащей золото-медно-порфировому геолого-промышленному типу.

Рябиновое рудное поле. Расположено в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии (рис. 1). В его геологическом строении преобладают мезозойские щелочные магматические породы. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового сиенитового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером

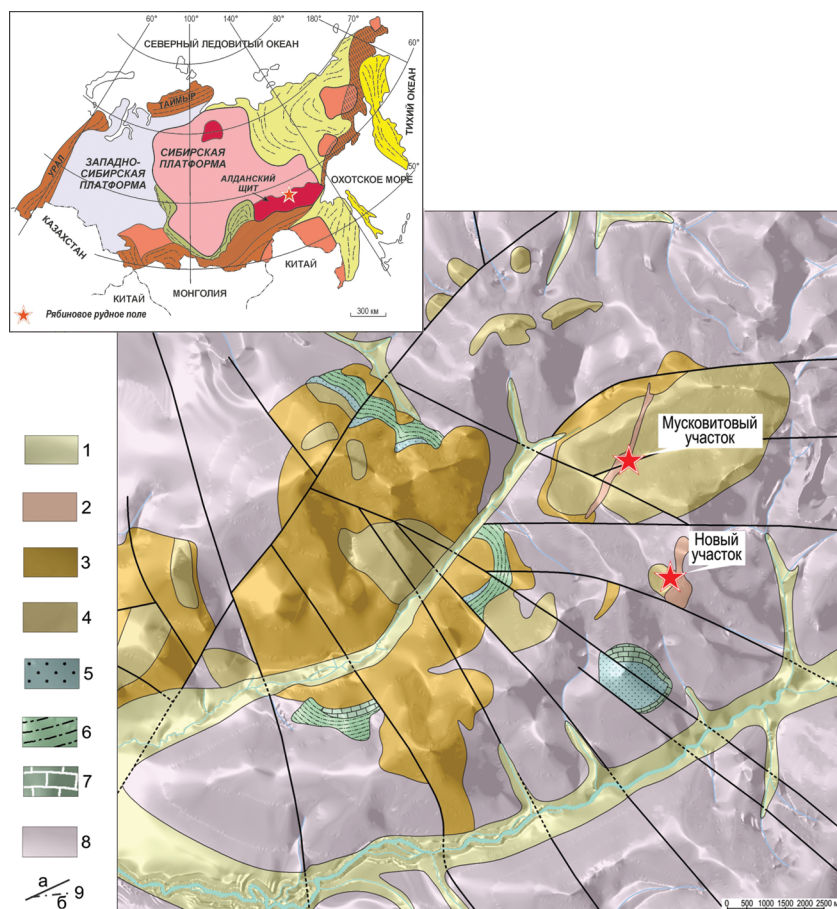


Рис. 1. Схема геологического строения Рябинового рудного поля, совмещенная с моделью рельефа местности

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — габбро-монзониты, монцодиориты, меланократовые сиениты, щелочные флогопит-пироксеновые лампрофиты и эруптивные брекчии с лампрофитовым цементом (*тобукский комплекс* — K_1); 3, 4 — алданский комплекс — J_3-K_1 (3 — порфировидные щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 4 — щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, сиенит-порфиры и нордмаркиты II фазы); 5 — песчаники полимиктовые с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов (*ютинская свита* — J_1); 6, 7 — *юдомская серия* — V_2-E_1 (6 — субаркозовые песчаники, песчаные доломиты, алевролиты, гравелиты, конгломераты, 7 — доломиты, глинистые доломиты); 8 — *протерозойский метаморфический комплекс* — PR_1 (амфиболовые, биотитовые и биотит-гранатовые гранитоиднейсы, гнейсовидные граниты, кристаллические сланцы); 9 — тектонические нарушения (a — главные, б — второстепенные)

проявления золоторудной минерализации, локализованной в пределах двух рудоносных участков — Мусковитового и Нового.

Рябиновый массив, прорывающий гнейсы и гранитогнейсы докембрия, карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения венда и юры, представляет собой интрузивное тело размером 8×5 км, контролируемое зоной пересечения двух крупных региональных разломов: Якутского меридионального и Юхтинского северо-западного.

На современном уровне эрозионного среза массив обладает формой неправильного эллипсоида, длинная ось которого ориентирована на северо-восток. Кольцевое строение массива подчеркивается характером распространения в его пределах многочисленных дайковых тел и останцев кровли вмещающих пород, представленных доломитами и терригенными отложениями венда и юры.

В строении Рябинового массива выделяются три блока, которые, по геофизическим данным, на глубине 150–200 м от поверхности объединяются в единое интрузивное тело. По данным А. Н. Угрюмова и Г. П. Дворника [24], массив имеет форму лополита с падением контактов к его центру.

При сравнительно незначительных размерах Рябиновый массив обладает большим разнообразием plutonических и гипабиссальных пород, а также брекчиевых, гидротермально-метасоматических и рудных образований.

В результате ранее проведенных авторами статьи геологических, минералого-петрографических и изотопно-геохронологических исследований были осуществлены вещественная (классификационная) идентификация и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового рудного поля и доказано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит высококалиевым сиенитам, сиенит-порфирам и кварцевым сиенитам алданского plutonического комплекса и сменяющим их во времени щелочным лампрофирам и эруптивным брекчиям с лампроитовым цементом тобукского гипабиссального комплекса [17; 23; 25–27].

Внутренние более эродированные участки Рябинового массива сложены щелочнополевошпатовыми эгирин-авгитовыми сиенитами I фазы внедрения алданского комплекса, тогда как щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, нордмаркиты и сиенит-порфиры II фазы внедрения этого комплекса обнажаются в наименее эродированной северо-восточной части массива в пределах Мусковитового и Нового рудоносных участков Рябинового месторождения, где широкое распространение получили также и гипабиссальные магматические породы тобукского комплекса.

На основе использования U-Pb и Rb-Sr изотопных систем по аксессуарным цирконам, апатитам, а также пороодообразующим минералам

(калиевому полевоому шпату, эгирин-авгиту и биотиту) был получен раннемеловой возраст магматической кристаллизации пород вышеупомянутых магматических комплексов, находящийся в интервале 142–145 млн лет — для сиенитов алданского и 130–141 млн лет — пород тобукского комплексов [26; 27].

Оруденение Рябинового месторождения относится к золото-медно-порфировому семейству и парагенетически связано с процессом внедрения и длительного становления одноименного сиенитового массива. Как было показано выше (см. рис. 1), оно локализуется в двух рудоносных участках — Мусковитовом и Новом — среди тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса на контакте с прорывающими их малыми телами меланократовых пород и эруптивных брекчий тобукского гипабиссального комплекса. Основной рудный минерал в рудах месторождения — пирит, второстепенные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом и арсенопиритом. Рудные тела образуют штоковые и минерализованные зоны с содержаниями золота, варьирующими в интервале от 1 до 4 г/т. Попутными полезными компонентами являются серебро, медь, молибден и свинец [27].

Методика исследований. В соответствии с требованиями к методике проведения крупномасштабного картирования гидротермально-метасоматических образований, основная задача полевых работ заключалась в прохождении маршрутов протяженностью 2–5 км, ориентированных с учетом фактической обнаженности района работ вкрест простирающейся основных геологических структур, интрузивных контактов, зон гидротермально измененных пород с созданием относительно равномерной сети опорных пунктов наблюдения по всей изучаемой территории района (рис. 2). Главная задача маршрутов — проведение геологических наблюдений и петрографо-геохимическое опробование коренных пород, участвующих в строении Рябинового рудного поля. В каждом фиксированном пункте наблюдения осуществлялся отбор образцов из наиболее характерных и в различной степени измененных пород, сколков для изготовления прозрачно-полированных шлифов и штучных геохимических проб весом 250–500 г. Работы велись на существующей геологической основе м-ба 1 : 50 000 с привязкой по топокартам и GPS. Всего в ходе полевых работ на площади Рябинового рудного поля размером 67 км² было отобрано 404 образца из наиболее представительных разновидностей щелочных магматических пород одноименного массива и вмещающих его гранитогнейсов и кристаллических сланцев докембрийского возраста, а также терригенно-карбонатных пород плитного комплекса и разнофациальных метасоматитов.

Минералого-петрографическое и петрогеохимическое изучение потенциально рудоносных

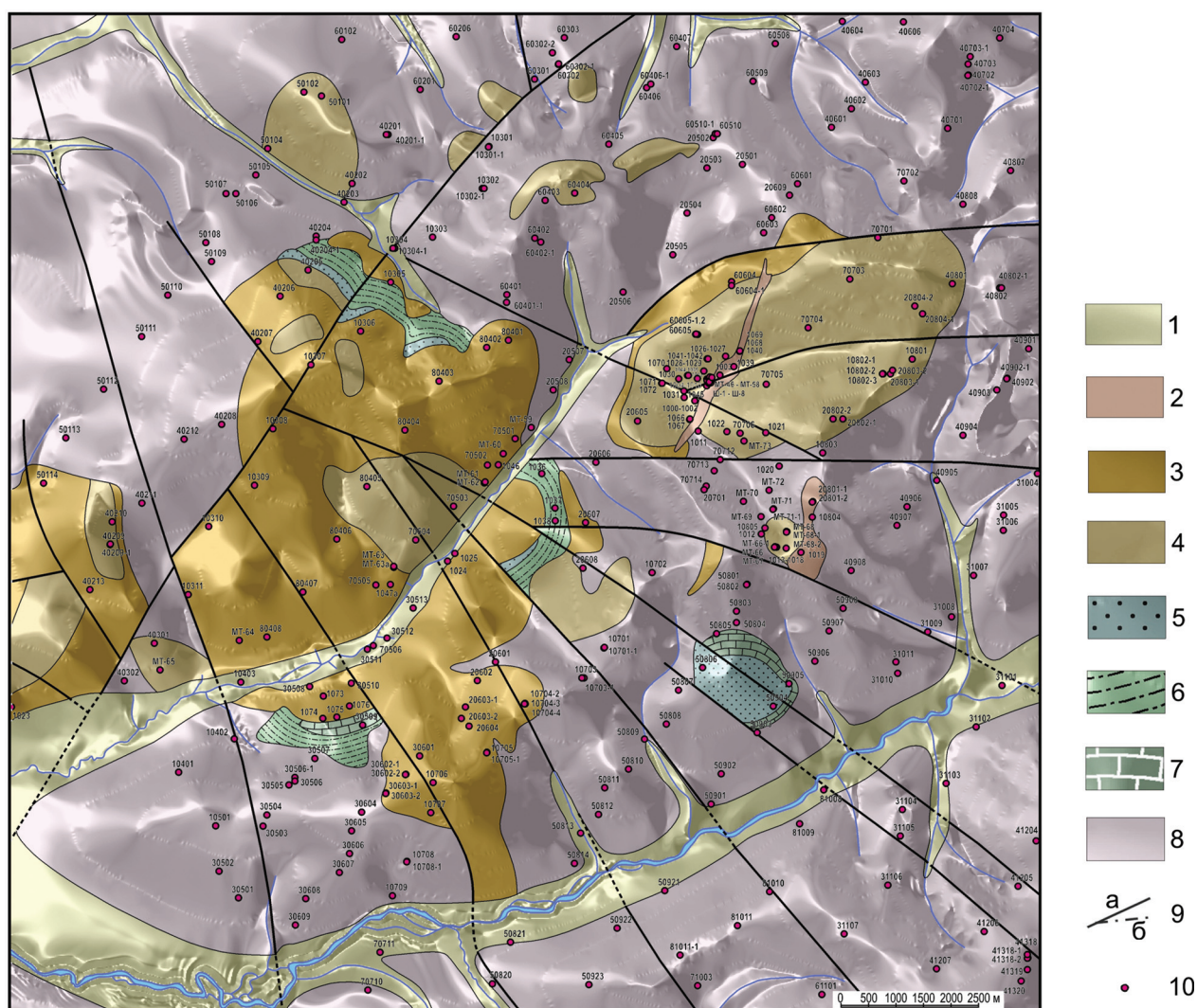


Рис. 2. Схема петрографо-геохимического опробования коренных пород Рябинового рудного поля, совмещенная с моделью рельефа местности

1–9 – см. усл. обозн. к рис. 1; 10 – пункты петрографо-геохимического опробования

участков и зон гидротермальных изменений осуществлялось путем детального опробования коренных пород вдоль наиболее представительных сечений этих зон горными выработками (канавами) или стенками карьера. Для расчета баланса движения вещества в процессах гидротермального метасоматизма проводился дополнительный отбор штучных проб весом 500–800 г, характеризующих участки пород с умеренной (5–15 % новообразований), сильной-интенсивной (15–50 %) и полной (> 70–80 %) степенями проявления гидротермально-метасоматических образований одного вида.

Изучение гидротермально-метасоматических образований строилось на основе тщательного микроскопического анализа эпигенетической минерализации во всех 404 прозрачно-полированных шлифах [19; 21; 32–34].

В основу петрогеохимических построений были положены результаты химических анализов (404 образца), выполненные в центральной лаборатории (ЦЛ) ВСЕГЕИ методами:

– индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS) на U, Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Rb, Sr, Li, Be, Sn, W, Mo, As, Sb, Ag, Bi, Pb, Zn, Cu, Sc, Ni, Co, Y и REE; атомной абсорбции (метод вскрытия царской водкой) – Au; холодного пара – Hg; инфракрасной спектроскопии – CO₂ и S;

– рентгено-спектральным флуоресцентным (XRF) на петрогенные оксиды, а также V, Cr и Ba.

Определение объемного веса горных пород, руд и метасоматитов было выполнено в 94 образцах и так же в ЦЛ ВСЕГЕИ по стандартной методике с целью расчета баланса вещества при формировании окolorудных метасоматитов.

Все вышеперечисленные материалы легли в основу проведения камеральных минералого-петрографических, петрохимических и геохимических работ, в ходе выполнения которых были установлены основные закономерности в строении гидротермально-метасоматической и геохимической (по данным опробования коренных пород) зональностей Рябинового рудного поля.

Гидротермально-метасоматическая зональность. Исследованием петрографических и петрохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований в пределах Рябинового рудного поля в разные годы занималась большая группа геологов. Тем не менее наибольший вклад в изучение гидротермально измененных пород и околорудных метасоматитов Рябинового месторождения внесли А. Н. Угрюмов и Г. П. Дворник [24], А. Я. Кочетков с соавторами [11–14], В. Г. Ветлужских с соавторами [1] и Г. П. Дворник [3–5].

Этими исследователями было доказано, что в пределах Мусковитового и Нового участков Рябинового месторождения отмечен широкий спектр разнофациальных и разностадийных гидротермально-метасоматических образований, сформированных в различных термодинамических обстановках и физико-химических условиях проявления гидротермальной деятельности, обусловленной процессом внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива. Среди них: фениты, эндо- и экзоскарны, околоскарновые породы, эгирин-щелочнополевошпатовые и мусковит-серицит-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты и серицитолиты. При этом было отмечено, что только три последние из перечисленных выше разновидностей гидротермалитов являются рудоконтролирующими. Однако проведенные этими авторами исследования метасоматитов были сосредоточены исключительно в пределах Мусковитового и Нового рудоносных участков Рябинового месторождения, то есть сконцентрированы в околорудном пространстве месторождения, и практически не захватывали остальные преобладающие по площади и, как правило, безрудные блоки пород Рябинового массива, а также вмещающие породы из области его контактового воздействия.

Использованная авторами статьи специальная методика крупномасштабного картирования гидротермально-метасоматических образований в наиболее полном объеме их проявления, то есть с учетом внешних зон слабых изменений [19–21], позволила составить карту гидротермально-метасоматической зональности рудного поля в м-бе 1 : 50 000 (рис. 3).

Всего в ходе петрографических исследований гидротермально измененных пород в качестве эпигенетических установлено более 29 минералов (табл. 1), из которых самыми распространенными оказались (в порядке убывания): кварц, калиевый полевошпат (ортоклаз, микроклин, адуляр), альбит, серицит, карбонат (анкерит, кальцит), эгирин (эгирин-авгит), хлорит, мусковит, амфибол (тремолит, актинолит), гидросерицит, эпидот (цоизит), биотит (флогопит), барит; а из рудных минералов — пирит, гематит, гетит, халькопирит, борнит, ковеллин, ярозит, малахит, азурит и др.

Отмеченные минералы проявлены в коренных породах района в самых различных сочетаниях друг с другом, образуя устойчивые в структурно-вещественном отношении ассоциации

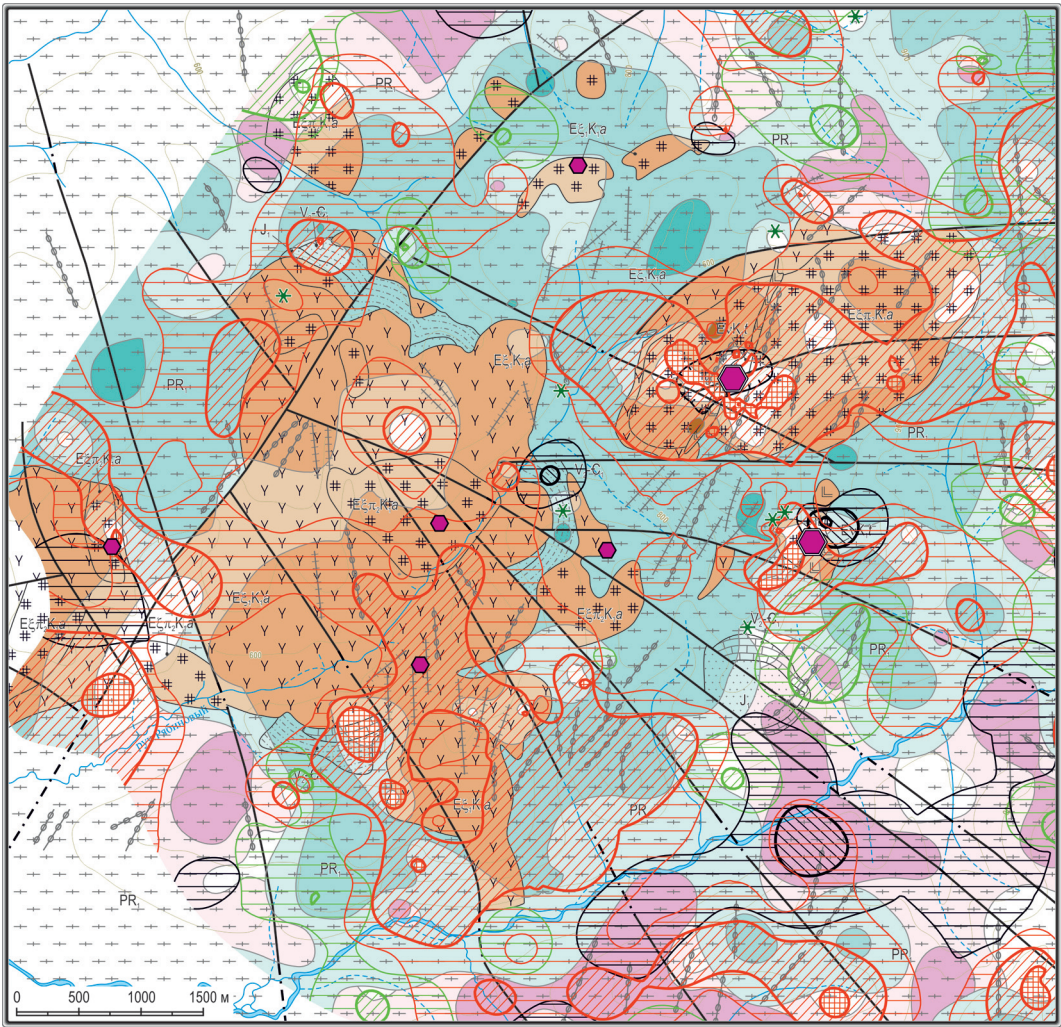
(парагенезисы). Анализ полученных материалов показал, что на территории Рябинового рудного поля зафиксирована целая группа разнофациальных и разновозрастных гидротермально-метасоматических образований, часть из которых была обусловлена процессом внедрения и длительного становления самого Рябинового сиенитового массива, а другая — сформирована на «досиенитовом» тектоногенно-метаморфогенном этапе развития. Всего в процессе петрографических работ зарегистрировано и детально описано семь таких ассоциаций эпигенетических минералов (табл. 2): А1 — гумбеитов, А2 — пропилитов, А3 — скарнов, скарноидов и околоскарновых гидротермалитов, А4 — фенитов, А5 — эгиринсодержащих фельдшпатитов, А6 — березитов и А7 — фельдшпатолитов.

При выделении вышеперечисленных ассоциаций была использована структурно-вещественная классификация гидротермалитов, приведенная в работах Е. В. Плющева с соавторами [19–21]. В соответствии с принятой классификацией гидротермалитов по типу метасоматоза [6; 28], гумбеиты — продукты щелочного углекислого калиевого ($K + CO_2$), скарны и пропилиты — субщелочного ($CaFeMg$), фениты — щелочного ($K + FeCaMg$), эгиринсодержащие фельдшпатиты — щелочного ($KNa + Fe$), березиты — кислотного + субщелочного ($Si + CaMgFe$) и фельдшпатолиты — кремнещелочного ($Si + KNa$) метасоматоза.

По структурно-вещественным характеристикам и термодинамическим параметрам из выделенных семи ассоциаций две последние — А6 и А7 — телетермальные тектоногенно-метаморфогенные образования, обусловленные проявлением на территории района приразломной амагматической гидротермальной деятельности. Остальные пять ассоциаций (А1, А2, А3, А4, А5) являются типичными плутоногенными мезотермальными образованиями и были обусловлены процессом внедрения и длительного становления Рябинового массива.

Минералого-петрографическое изучение и картирование ореолов гидротермально измененных пород позволило установить, что процесс внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием гидротермально-метасоматической зональности плутоногенного типа (рис. 3 и 4).

В околоинтрузивном пространстве массива получили широкое распространение приконтактовые ореолы *скарнирования*, *фенитизации* и *щелочноамфиболовой пропилитизации*, в размещении которых наблюдаются отчетливые признаки концентрически-зонального строения, унаследованного во многом от эллипсоидной формы самого Рябинового массива (рис. 5). *Скарны* образуют, как правило, локальные метасоматические тела на контакте с сиенитами. Тогда как ореолы *фенитизации* и *пропилитизации* уходят во все стороны от контакта с интрузивом на достаточно большое расстояние в 3–4 км и более,



Тип ГМ-изменения (индекс)			Интенсивность проявления ГМ-изменения		
			Слабая-умеренная < 15 %	Сильная-интенсивная 15-50 %	Интенсивная-полная > 50 %
ГМ-изменения, связанные с Рябиновым сиенитовым массивом	A1	Гумбеиты			
	A2	Пропилиты			
	A3	Скарны		*	*
	A4	Фениты			
	A5	Фельдшпатиты			
Досиенитовые ГМ-изменения	A6	Березиты			
	A7	Фельдшпатолиты			

Рис. 3. Гидротермально-метасоматическая зональность территории Рябинового рудного поля (по данным микроскопического анализа гидротермально-метасоматических образований в прозрачно-полированных шлифах)

образуя во вмещающих интрузив породах зонально построенное поле, геометрия которого во многом определяется морфологией обнаженной части Рябинового массива. При этом ореол пропилитизации формирует самую внешнюю, наиболее удаленную от контакта с интрузивом зону изменений, как бы объединяющую в единое целое всю совокупность гидротермально-метасоматических образований, обусловленных процессом внедрения Рябинового сиенитового массива.

Во внутренних частях массива гидротермально-метасоматическая зональность представлена

ореолами эгирин-полевошпатовых метасоматитов — фельдшпатитов и сменяющих их во времени средне-низкотемпературных околорудных гумбеитов или карбонат-серицит-мусковит-калишпатовых гидротермалитов.

Эгириновые фельдшпатиты, или производные высокотемпературного щелочного калий-натриевого метасоматоза, — это типичные аутометасоматические объемные гидротермально-метасоматические образования, проявленные в породах Рябинового массива в виде разнообразных по морфологии крупно- и метакристаллических

Таблица 1

Распространенность вторичных минералов в гидротермально измененных породах Рябинового рудного поля

Минерал	Индекс	Гидротермально-метасоматические образования						Сумма
		связанные со становлением Рябинового массива				«досиенитовые»		
		Гумбеиты	Пропи- литы	Скарны	Фельдшпа- титы и фениты	Березиты	Фельд- шпато- литы	
Кварц	Qtz	149	31	2	112	34	45	373
Ортоклаз (адуляр)	Kfs	150	—	—	160	—	52	362
Альбит	Ab	36	6	5	180	—	34	261
Серицит	Ser	109	38	—	61	37	13	258
Пирит	Py	79	31	1	66	11	11	199
Анкерит (кальцит)	Ank	115	19	5	41	15	—	195
Эгирин (эгирин-авгит)	Aeg	—	9	3	161	—	—	173
Гематит	Hm	109	—	—	—	21	—	130
Хлорит	Chl	17	33	—	12	19	1	82
Мусковит	Ms	65	—	—	—	—	—	65
Амфибол (актинолит)	Amf	—	9	6	46	—	4	65
Гидросерицит	Hser	37	—	—	—	27	—	64
Плагиоклаз	Pl	—	—	4	38	—	12	54
Лейкоксен	Sph	—	15	3	32	3	1	54
Эпидот (клиноцоизит)	Ep	—	36	1	—	9	—	46
Биотит (флогопит)	Bt	13	24	—	—	5	—	42
Рутил	Rut	25	—	—	8	—	2	35
Рибекит	Rib	—	23	—	—	—	—	23
Ярозит	Jar	23	—	—	—	—	—	23
Апатит	Ap	7	6	1	9	—	—	23
Барит	Bar	15	2	—	—	—	—	17
Флюорит	Fl	9	—	—	4	—	1	14
Гранат	Grt	—	—	1	8	—	—	9
Клинопироксен	Cpx	—	—	6	—	—	—	6
Пренит	Prh	—	—	—	—	5	—	5
Скаполит	Scap	—	—	2	—	—	—	2
Титанит (сфен)	Tit	—	—	—	2	—	—	2
Тальк	Talc	2	—	—	—	—	—	2
Серпентин	Serp	2	—	—	—	—	—	2

пегматитоподобных агрегатов замещения и перекристаллизации: жил, гнезд и прожилков нередко с параллельно-шестоватым (друзитовым) и радиально-лучистым внутренним строением (рис. 6). В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют вторичными сиенитами, или вторичными кварцевыми сиенитами, так как они обычно сохраняют внешний — магматогенный облик замещаемых интрузивных пород [8; 15].

Гумбеиты, или производные средне-низкотемпературного щелочного углекисло-калиевого метасоматоза, впервые были выделены Д. С. Коржинским [10] на примере Гумбейского золото-шеелитового месторождения на Урале. Их термодинамические и физико-химические параметры образования подробно изучены

И. П. Щербанем [28], а также В. А. Жариковым и соавторами [6]. В пределах Рябинового рудного поля термин «гумбеит» впервые был применен группой геологов ВСЕГЕИ для характеристики окolorудных метасоматитов карбонат-серицит-мусковит-калишпатового состава [23; 25–27], которые по минералого-петрографическим особенностям соответствуют «мусковит-серицит-микроклиновым, микроклин-серицитовым и кварц-адуляровым метасоматитам», выделенным и ранее описанным в работах А. Я. Кочеткова с соавторами [14], В. Г. Ветлужских с соавторами [1] и Г. П. Дворника [5]. При этом авторами настоящей статьи [27] было показано, что гумбеиты являются наиболее приближенными во времени к процессу рудообразования, и поэтому их ореолы контролируют размещение основного

**Состав, генетический тип и распространенность ГМ-ассоциаций и их фаций
в гидротермально измененных породах Рябинового рудного поля**

Генетический тип	Стадия формирования	ГМ-ассоциации (ГМ-изменения)	ГМ-фации		Распространенность		Площадь, занятая зонами ГМ-изменений, км ²
			Индекс	Состав	ГМ-фаций	ГМ-ассоциаций	
ПЛУТОНОГЕННЫЙ ГМ-изменения, связанные с внедрением и длительным становлением Рябинового сиенитового массива	Регрессивная	Гумбеиты	G1	kfs (orth) + ser (ms) + ank +/– qtz, chl, bar, py, cpy	157	195	32,5 (48 %)
			G2	kfs (ad) + ank + bar +/– qtz, py, cpy	38		
		Пропилиты	P1	ep + chl + cc + qtz +/– ab, ser	13	46	7,1 (11 %)
			P2	act + ep + chl + cc + qtz +/– ab, ser, trm, talc	9		
			P3	rib + ep + bt +/– cc, ser, chl	24		
	Прогрессивная	Скарны	S1	cpx + act + qtz	6	9	0,7 (1 %)
			S2	grt + cpx + scap +/– phl, aeg	3		
		Фениты	F4	aeg + kfs + bt (phl) +/– qtz, grt, hm, tit	–	68	45,7 (69 %)
ТЕКТОНОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННЫЙ ФОГЕННЫЙ Досиенитовые ГМ-изменения	Регрессивная	Березиты	B1	qtz + ser (ms) +/– hm, cc	8	41	5,9 (9 %)
			B2	qtz + chl + ank (cc) + ser, bt	22		
			B3	chl + qtz + ank (cc) + ep, prh	11		
	Прогрессивная	Фельдшпатолиты	F1	qtz + ab (kfs) +/– fl	8	60	18,3 (27 %)
			F2	qtz + kfs (ab) +/– fl	52		

Примечание. Распространенность приводится в виде количества случаев фиксации той или иной ГМ-ассоциации или ГМ-фации при микроскопическом изучении всех 404 прозрачно-полированных шлифов. В правой колонке – в скобках даны значения площадей параметров зон ГМ-изменений в процентах относительно общей площади рудного поля – 67,2 км².

объема прожилково-вкрапленной золото-сульфидной рудной минерализации в пределах Мусковитового и Нового участков Рябинового месторождения.

Околорудные гумбеитовые изменения проявлены в породах, как правило, в виде тонких – мощностью от 2–3 до 10–15 мм – прожилков кварц-калишпат-серицит-анкеритового состава, а также пятнистых кварц-калишпат-анкерит-серицит-мусковитовых агрегатов, пронизывающих весь объем ранее фельдшпатизированных сиенитов алданского комплекса (рис. 6). Среди гумбеитов выделяются две фациальные разновидности – карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовая (фация G1), получившая развитие преимущественно среди сиенитов Рябинового массива в интервале гипсометрических отметок от 550 до 750 м, и кварц-карбонат-барит-адуляровая (фация G2), акцентированно проявленная в породах рудного поля на гипсометрических отметках от 750 до 1100 м и выше.

Таким образом, выявленный на современном уровне эрозионного среза латеральный ряд гидротермалитов – отражение вертикальной метасоматической зональности, проявившейся на территории Рябинового рудного поля.

Как показано на рис. 7, процесс формирования плутоногенной гидротермально-метасоматической

зональности Рябинового рудного поля, связанной с процессом внедрения и длительного становления одноименного массива, может быть рассмотрен путем выделения двух гидротермально-метасоматических систем: *внутриинтрузивной* и *околоинтрузивной*.

Внутриинтрузивная гидротермальная система формировалась в интервале времени от момента внедрения сиенитового расплава до завершения его кристаллизации, то есть соответствовала докристаллизационному и раннему посткристаллизационному периодам термической истории Рябинового массива. В эти периоды температура и давление водяных паров в области контактового воздействия интрузива прогрессивно возрастали, что способствовало образованию в ближайшем околоинтрузивном пространстве локальных тел известково-магнезиальных скарнов и зонально построенного ореола фенитизации. Внутри самой интрузии возникало контрастное термоградиентное поле, которое обеспечивало образование потоков остаточных высокотемпературных надкритических щелочных железо-калий-натриевых флюидов с химической дифференциацией их состава в пространстве, что предопределило возникновение внутриинтрузивной совокупности зон, представленных на глубине массива ореолом штокверковой

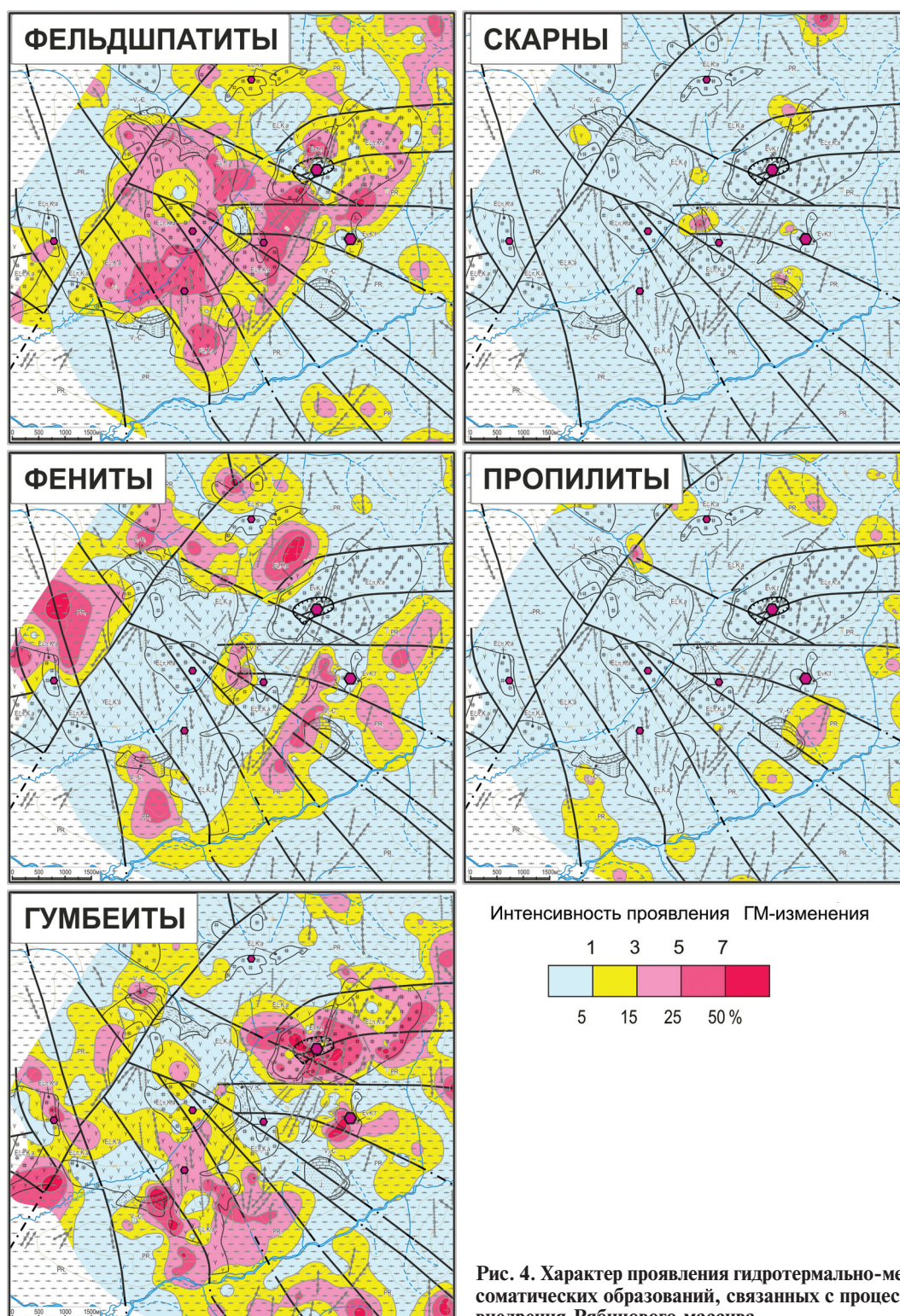


Рис. 4. Характер проявления гидротермально-метасоматических образований, связанных с процессом внедрения Рябинового массива

фельдшпатизации, а в его приповерхностных апикальных частях — ореолом развития мегакристаллических щелочнополевошпат-эгириновых гидротермалитов — фельдшпатитов-«пегматитов».

По мере остывания пород Рябинового массива в поздний посткристаллизационный период его термической истории во вмещающих породах начинает функционировать *околоинтрузивная* гидротермальная система. В этот период нагретые и преобразованные в ореоле контактового

воздействия в скарны и фениты вмещающие породы и само тело интрузии начинали остывать как единое целое, а превращенные в средненизкотемпературные гидротермальные растворы в термоградиентном поле массива вадозные (седиментационные) воды за счет резкого падения гидростатического давления в надинтрузивной области — циркулировать в сторону контакта с массивом. Эти растворы, имевшие первоначально субщелочную (CaFeMg) реакцию,

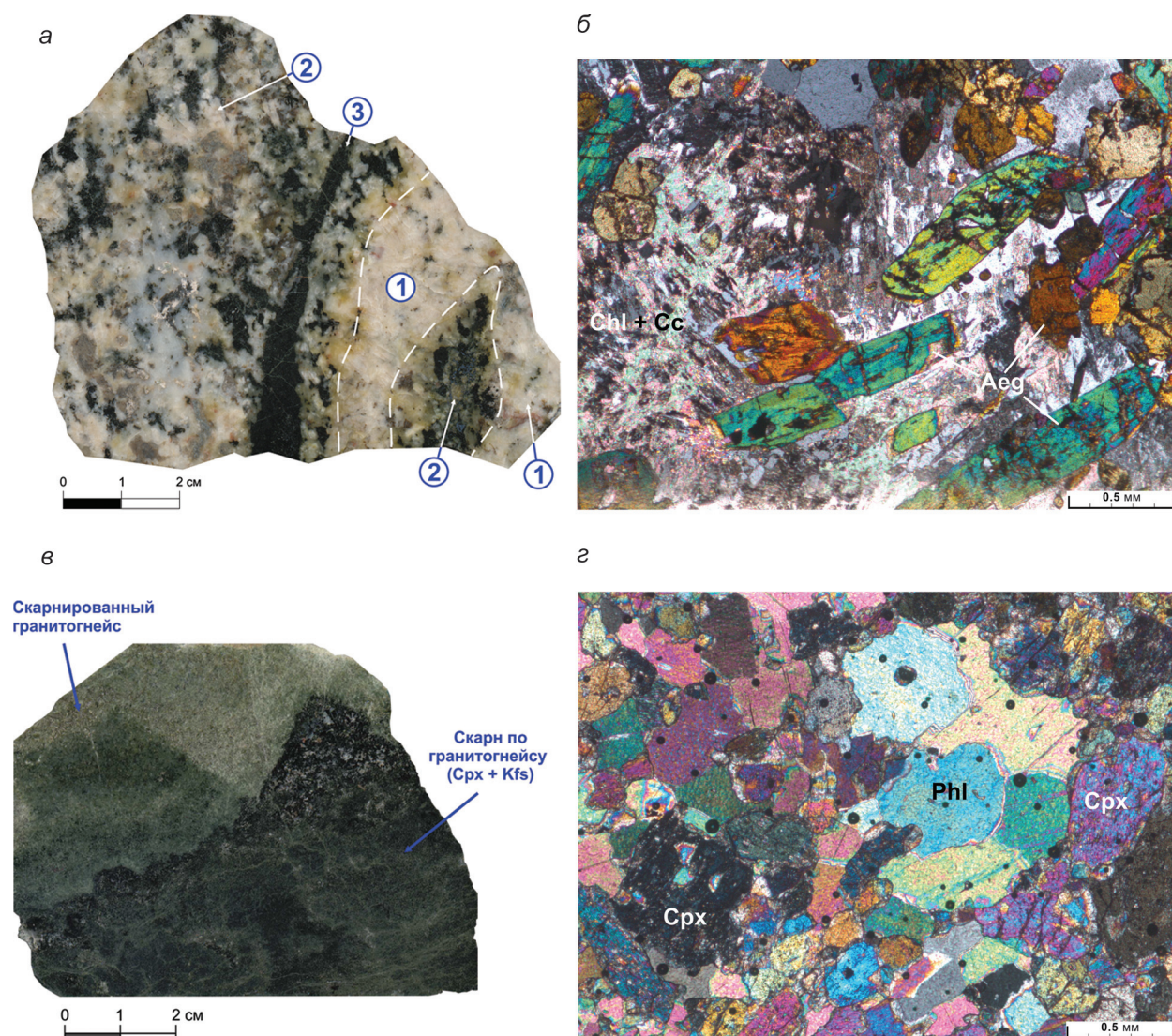


Рис. 5. Характер проявления процессов околоинтрузивной фенитизации и скарнирования во вмещающих Рябиновый массив метаморфических и осадочных породах протерозоя, венда и кембрия

а, б — обр. 1012, околоинтрузивная фенитизация, обусловленная процессом внедрения Рябинового сиенитового массива, в виде короткопрожилковых обособлений и автоморфных агрегатов незакономерного строения калишпат-эгиринового состава объемно развивается в исходных гнейсогранитах с формированием серии последовательных зон метасоматической колонки;

а — фото образца (1–3 — зоны метасоматической колонки: 1 — исходный умеренно хлоритизированный и карбонатизированный двуполовошпатовый биотит-роговообманковый гнейсогранит, 2 — зона интенсивной фенитизации с реликтами исходных гнейсогранитов, в пределах которой эгирин в ассоциации с калишпатом образует короткопрожилковые обособления и автоморфные агрегаты незакономерного строения, 3 — полнопроявленный эгириновый магнетит- и титанитсодержащий жиллообразный гидротермалит);

б — микрофотография шлифа (николи +), характеризующая зону 2 метасоматической колонки, в пределах которой эгирин (Aeg) образует крупные короткопризматические метакристаллы, развивающиеся за счет зерен хлоритизированного и карбонатизированного биотита и роговой обманки (Chl + Cc) исходной породы;

в, г — обр. 1038, проявление процесса скарнирования в гранитогнейсах докембрийского возраста из экзоконтактной области Рябинового сиенитового массива;

в — фото образца. Полнопроявленный мелкокристаллический скарновый метасоматит (темно-зеленая зона), сложенный на 85–90 % клинопироксеном и 5–10 % альбитизированным калишпатом, образует внутреннюю зону метасоматической колонки. Промежуточная зона (светло-зеленая) представлена скарнированным гранитогнейсом, сложенным на 45–50 % новообразованиями клинопироксена и 45–50 % реликтовыми минералами исходной породы — кварцем, микроклином и реже плагиоклазом;

г — микрофотография шлифа (николи +), иллюстрирующая особенности строения флогопит-клинопироксенового агрегата из внутренней зоны метасоматической колонки скарнирования доломитов, в котором клинопироксен (Cpx) слагает сплошные мелкокристаллические агрегаты и отдельные зерна короткостолбчатой формы, как бы плавающие в ксенобластическом флогопитовом (Phl) матриксе

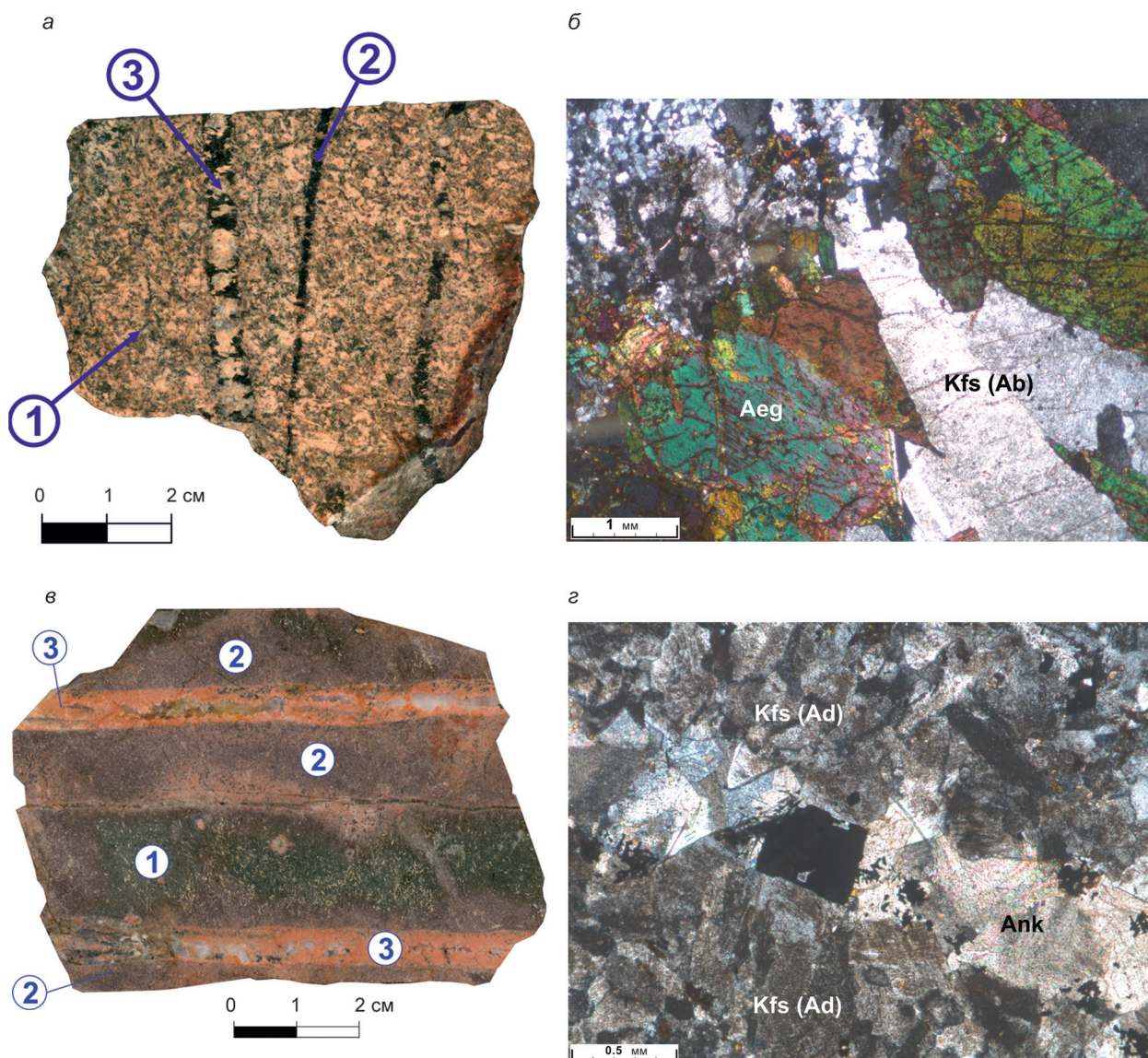


Рис. 6. Характер проявления процессов внутриинтрузивной фельдшпатизации и гмбеитизации в магматических породах Рябинового массива. Карьер Рябинового месторождения, участок Мусковитовый

а, б – обр. МТ-62, формирование тонких зонально построенных прожилков щелочнополевошпат-эгиринового состава в умеренно фельдшпатизированных кварцевых сиенитах алданского плутонического комплекса;

а – фото образца (1–3 – зоны метасоматической колонки: 1 – внешняя – исходный среднезернистый эгирин-авгитовый щелочнополевошпатовый кварцевый сиенит, 2 – промежуточная, выраженная интенсивной перекристаллизацией крупнозернистой кварц-щелочнополевошпатовой основной массы породы вдоль короткопрожилковых обособлений эгирина, 3 – внутренняя – полно проявленных фельдшпатитов);

б – микрофотография шлифа (николи +), иллюстрирующего параллельно-шестоватое внутреннее строение щелочнополевошпат-эгиринового (Kfs/Ab + Aeg) прожилка из внутренней зоны метасоматической колонки фельдшпатизации;

в, г – обр. 1002-А, проявление прожилковой гмбеитизации в средне-мелкокристаллических меланократовых эгирин-авгитовых щелочнополевошпатовых сиенитах тобукского гипабиссального комплекса;

в – фото образца (1–3 – зоны метасоматической колонки околорудной гмбеитизации: 1 – внешняя зона – исходный слабокалшпатизированный меланократовый сиенит, 2 – промежуточная зона, фиксируемая в виде оторочек незначительной мощности вдоль гмбеитовых прожилков и характеризующаяся полным разложением кристаллов эгирин-авгита и их замещением агрегатными псевдоморфозами кварц-анкерит-пирит-гематитового состава и формированием сплошных калишпатовых агрегатов бурого цвета, 3 – внутренняя зона);

г – микрофотография шлифа (николи +), характеризующего особенности строения внутренней зоны метасоматической колонки, сложенной на 70–75 % бурым адуляроподобным калишпатом – Kfs (Ad), который ближе к ядерной части прожилков сменяется анкеритом (Ank) с небольшой примесью кварца, барита и сульфидов, главным образом пирита кубической формы и реже халькопирита

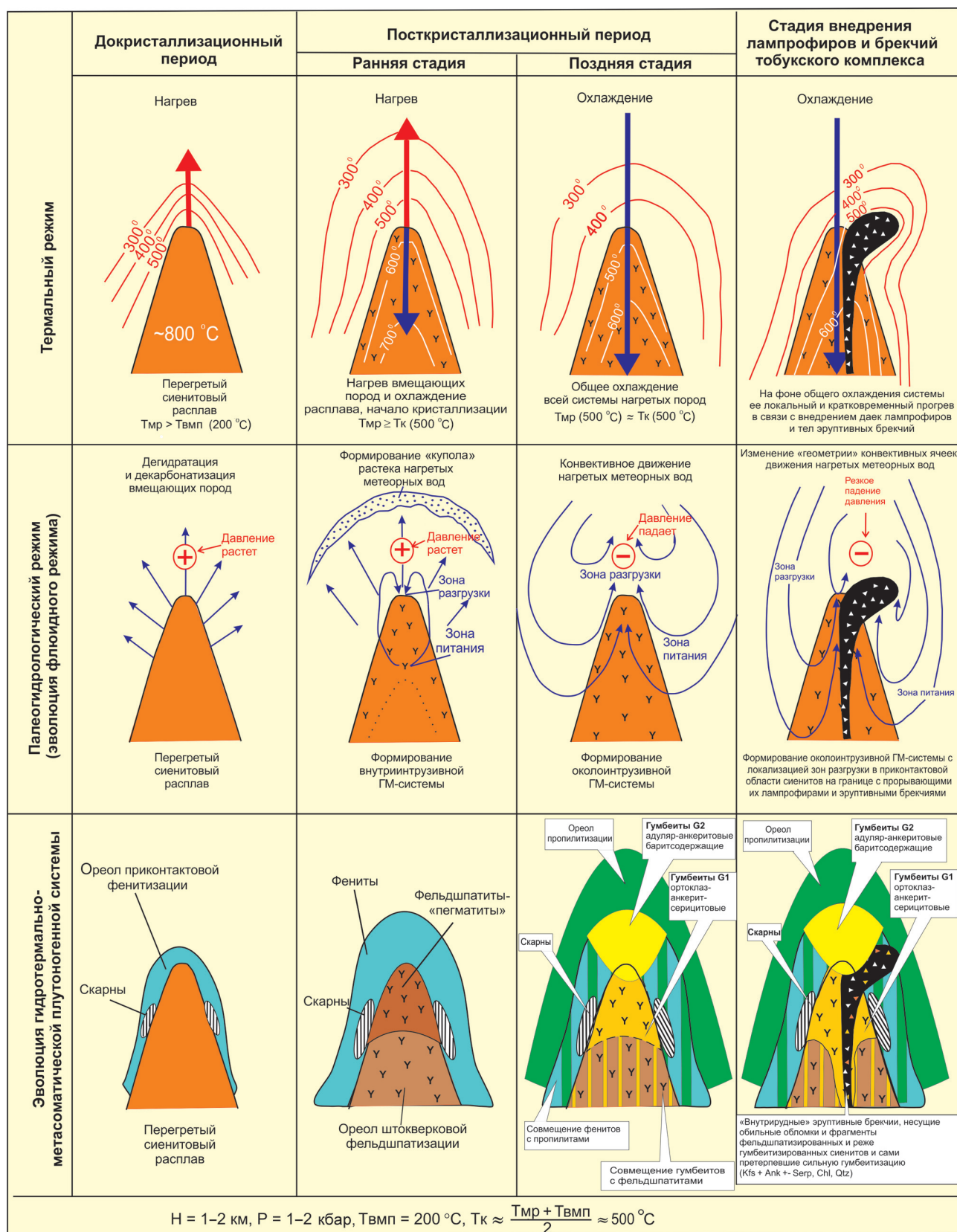


Рис. 7. Геолого-генетическая модель формирования гидротермально-метасоматической порфировой системы, обусловленной процессом внедрения Рябинового сиенитового массива

H — глубина внедрения Рябинового сиенитового массива (1–2 км); P — литостатическое давление; T_k — температура вмещающих пород на контакте с магматическим расплавом — 500 °C; $T_{мр}$ — температура магматического расплава — 800 °C; $T_{вмп}$ — температура вмещающих пород на момент внедрения сиенитового расплава — 200 °C

эволюционировали в сторону повышения щелочности, создавая в околоинтрузивном пространстве совокупность сопряженных зон пропилитизации и гумбеитизации. Возникавшие в этих условиях приконтактные зоны пропилитизации несут в себе признаки формирования в термоградиентном поле Рябинового массива. Фактически эти участки пропилитизации являлись областями питания околоинтрузивной гидротермальной системы.

В то же время область разгрузки околоинтрузивной гидротермальной системы, представленная ореолами гумбеитизации, большей своей частью оказалась совмещенной в пространстве с более ранними и высокотемпературными внутриинтрузивными фельдшпатитами-«пегматитами», что во многом и предопределило специфику и последовательность процессов минералообразования на самом Рябиновом месторождении.

Однако на этапе формирования рудоносных гумбеитов вышерассмотренная последовательность развития процессов минералообразования, обусловленная эволюцией порфировой плутоногенной гидротермальной системы Рябинового сиенитового массива, была нарушена внедрением внутригумбеитовых малых тел меланократовых магматических пород и эксплозивных брекчий тобукского комплекса, сыгравших исключительно важную роль в локализации золото-медно-порфировой минерализации. Именно к участкам гумбеитизированных сиенитов алданского комплекса на контакте с прорывающими их малыми телами тобукского и приурочено основное промышленно значимое оруденение на Рябиновом месторождении.

Скорее всего, это было обусловлено кардинальной перестройкой гидродинамического режима гидротермальной порфировой системы в связи с взрывообразным проявлением процессов брекчиеобразование и внедрения малых тел тобукского комплекса, что привело к смещению (засасыванию) потока гумбеитизирующих щелочных углекисло-калиевых флюидов в сторону контакта с этими малыми телами.

Установленная современная картина в распределении вышерассмотренных зон гидротермальных изменений является, с одной стороны, отражением вещественных и структурно-тектонических неоднородностей в строении самого Рябинового массива и его морфологии, а с другой, в условиях сильно расчлененного рельефа (600–1150 м) – неравномерного среза современной эрозионной поверхностью трех субпараллельных зон чехольного типа, сменяющих друг друга во внутриинтрузивном пространстве снизу вверх (в направлении вектора максимальной изменчивости): фельдшпатиты-«пегматиты» → гумбеиты карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой фации (G1) → гумбеиты кварц-карбонат-барит-адуляровой фации (G2). То есть в этом ряду гидротермалитов гумбеиты фации G2 занимают самое верхнее звено вертикальной метасоматической колонны. На этом основании

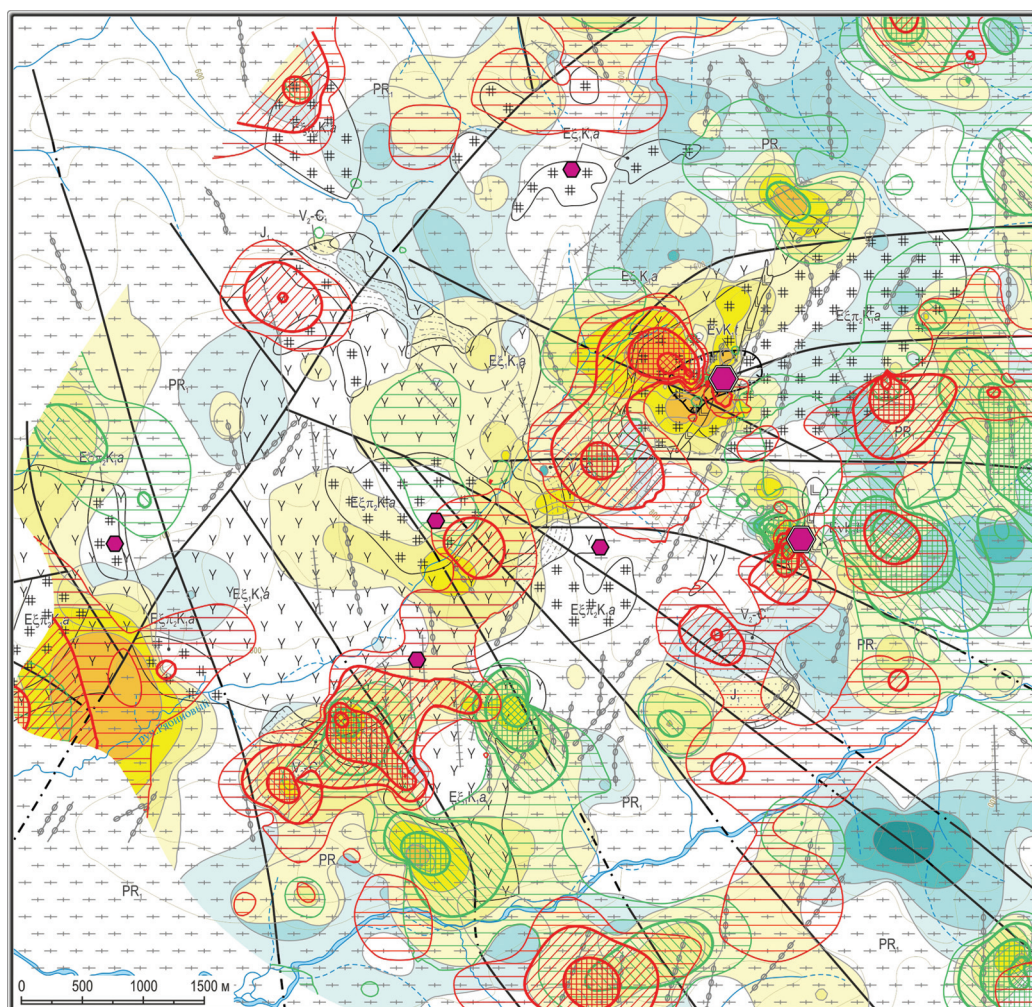
ореолы гумбеитизации фации G2 могут рассматриваться в качестве индикаторов наименьшего уровня эрозионного среза вертикальной колонны рудоносных метасоматитов на территории рудного поля.

Установленная в пределах Рябинового рудного поля вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность по многим показателям соответствует типовой модели строения вертикальной метасоматической зональности порфирового месторождения, предложенной Дж. Лоувелом и Дж. Жильбертом [30] и актуализированной Р. Силлитом [35] по результатам обобщения большого фактического материала о порфировых месторождениях мира. Главные различия между ними заключаются в преобладании в строении гидротермально-метасоматической зональности Рябинового рудного поля по сравнению с типовой моделью порфировой системы щелочных калий-натриевых, калиевых и углекисло-калиевых метасоматитов – фельдшпатитов, фенитов и гумбеитов – при почти полном отсутствии производных кремне-кислотного метасоматоза, таких как березиты, филлизиты и аргиллизиты [2; 7; 16; 18; 22; 29; 31; 36], что, скорее всего, было обусловлено ультракалиевой специализацией ($K_2O = 8–12\%$) самих магматических пород Рябинового массива, предопределивших высокую активность калия в гидротермальных флюидах на всех стадиях постмагматической плутоногенной гидротермальной деятельности.

Геохимическая зональность. В отличие от результатов минералого-петрографического изучения гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля, обсуждению их геохимических особенностей посвящено совсем небольшое количество публикаций. Среди них нельзя не отметить работы А. Я. Кочеткова с соавторами [14], В. А. Коваленкера с соавторами [9], В. Г. Ветлужских с соавторами [1], Г. П. Дворника [3–5] и др. Однако, как и в случае с метасоматитами, проведенные этими исследователями геохимические работы касались исключительно площади самого Рябинового месторождения и не распространялись на всю территорию одноименного рудного поля.

Использование авторами статьи специальной методики комплексного петрографо-геохимического изучения и картирования гидротермально-метасоматических образований позволило составить, наряду с картой гидротермально-метасоматической зональности, также и карту аномального геохимического поля (по данным опробования коренных пород) в м-бе 1 : 50 000 (рис. 8–10).

Анализ полученных геохимических материалов демонстрирует, что проявление в породах Рябинового рудного поля разнофациальных гидротермально-метасоматических образований, связанных с процессом внедрения одноименного сиенитового массива, привело к глубокому перераспределению в породах района целого ряда химических элементов и, как результат,



Геохимические ассоциации	Содержание элементов, в единицах фона			
	1.5	2.5	5.0	10.0
AuAgCuBi				
BaMoPb				
AsSbHg				
REEZrNbTaUThBe				

Рис. 8. Особенности строения аномального геохимического поля территории Рябиновского рудного поля (по данным опробования коренных пород)

формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов.

В табл. 3 приводится сводная информация о геохимической специализации главных типов гидротермально-метасоматических образований Рябиновского рудного поля.

Эгириновые фельдшпатиты-«пегматиты», наиболее масштабно проявившиеся внутри самого интрузива, по сравнению с близкими им по составу фенитами, получившими развитие в ореоле контактового воздействия Рябиновского сиенитового массива, отличаются незначительным накоплением Au, Ag, Cu, V, Zr и Hf при существенной деконцентрации Nb, Ta, U, Th, Be, Sn, Pb, Y и всех трех групп редкоземельных элементов (LREE, MREE, HREE).

Приконтактная фенитизация, наоборот, характеризуется многократным (сверх фоновых

значений) накоплением этих элементов (Nb, Ta, U, Th, Be, Sn, Pb, Y) и особенно средних и тяжелых редкоземельных (MREE, HREE), что свидетельствует о глубокой взаимосвязи и взаимообусловленности на геохимическом уровне процессов минералообразования, протекавших во внутриинтрузивной и околоинтрузивной зонах Рябиновского сиенитового массива на ранне-посткристаллизационной стадии его становления.

Скарны и пропилиты отмечаются многократным (сверх фоновых значений) накоплением Li, а также Sr, Ba, некоторых сидерофильных (Co, Ni, Cr, Mn, Ti) и редкоземельных элементов (особенно MREE и HREE).

Гумбеиты как околорудные метасоматиты отличаются ярко выраженной склонностью к концентрированию Au, Ag, Cu, Mo, Bi и в меньшей степени Ba, Mo, Pb, Hg, Sb и As.

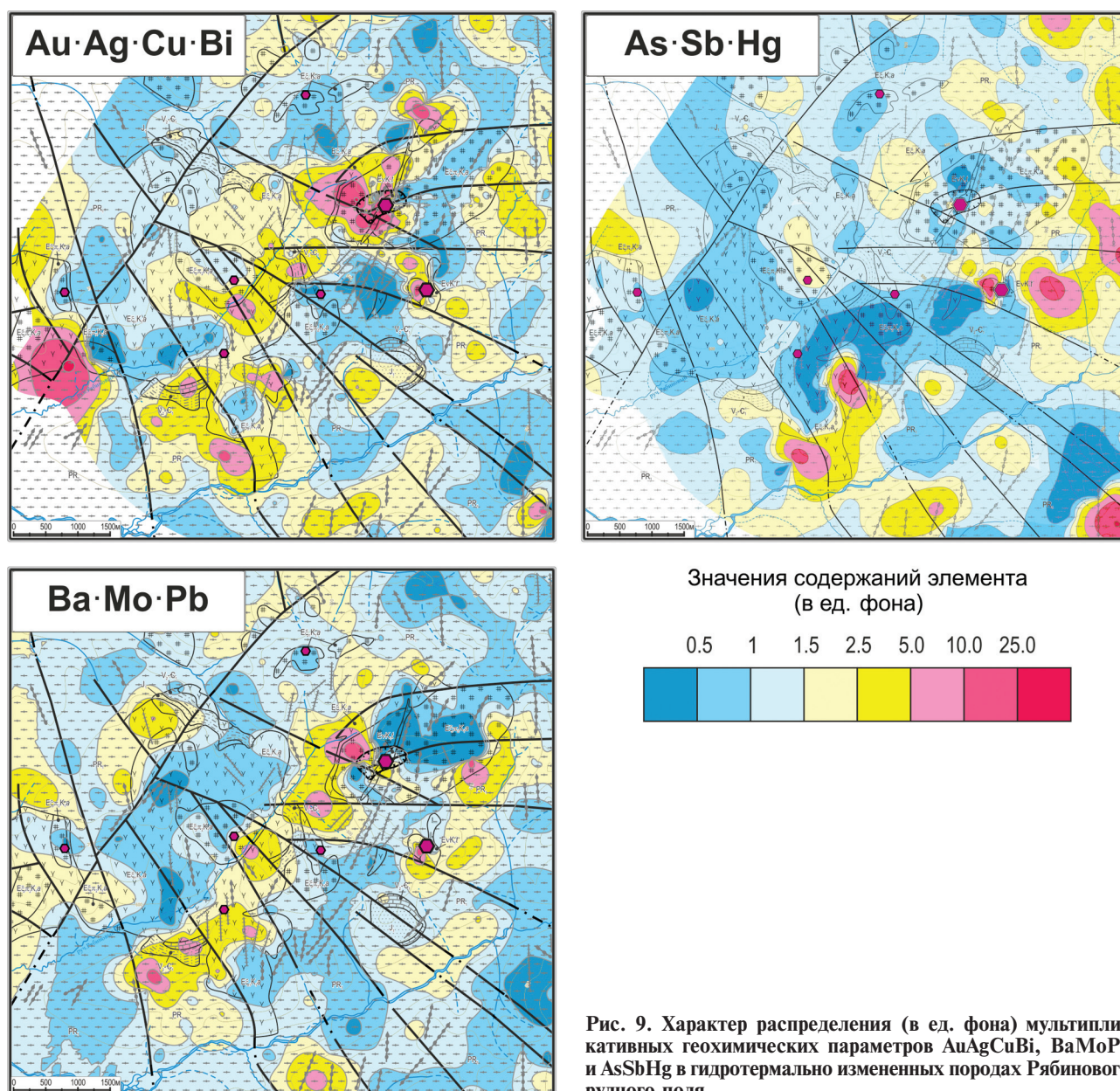


Рис. 9. Характер распределения (в ед. фона) мультипликативных геохимических параметров AuAgCuBi, BaMoPb и AsSbHg в гидротермально измененных породах Рябинового рудного поля

Выявленные геохимические характеристики гидротермально-метасоматических образований предопределили и особенности строения аномального геохимического поля, которое во многом, как показано на рис. 8–10, наследует закономерности строения гидротермально-метасоматической зональности с концентрически зональным, как и у нее, трендом в распределении положительных геохимических ореолов.

Ядро этой зональности в пределах интрузива слагают AuAgCuBi, BaMoPb и AsHgSb ореолы, связанные с проявлением там гумбеитов двух фациальных разновидностей — карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой (G1) и кварц-карбонат-барит-адуляровой (G2), а ее периферию — в приконтактной области массива среди вмещающих пород докембрия, венда-кембрия и юры — положительные геохимические ореолы

NbZrYUTh, LREE, MREE, HREE и CoNiCr составов, что обусловлено проявлением здесь процессов фенитизации и скарнирования и сменяющей их во времени пропилитизации.

Кроме того, как показано на рис. 11, в пределах самих ореолов гумбеитизации устанавливается четкая взаимосвязь между изменением с глубиной минерального состава околорудных метасоматитов, их фациальной принадлежности и геохимической специализации. Так, например, содержания Ba, Mo, Pb, As, Sb и Hg отчетливо и монотонно возрастают в околорудных метасоматитах с подрудных горизонтов (500–600 м) к верхнерудным и надрудным (> 850 м), являясь индикаторами незначительного уровня эрозионного среза вертикальной рудно-геохимической зональности современной дневной поверхности (см. рис. 8). Содержания Cu, Bi, Au и Ag в этом

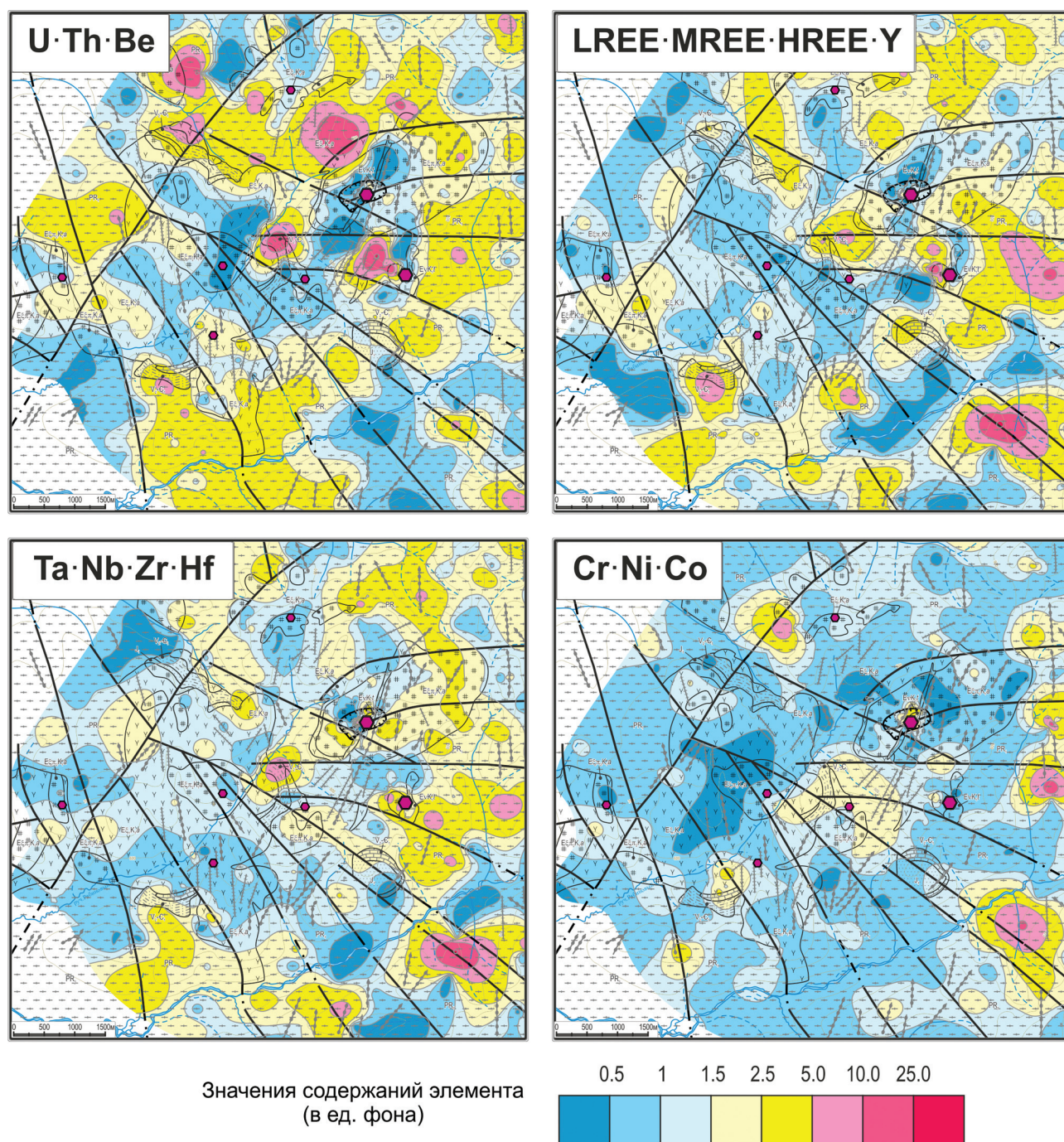


Рис. 10. Характер распределения (в ед. фона) мультипликативных геохимических параметров UThBe, LREE, MREE, HREE, Y, TaNbZrHf и CrNiCo в гидротермально измененных породах Рябинового рудного поля

направлении в интервале глубин от 650 до 850 м сначала резко накапливаются, а затем начинают постепенно падать вверх по восстанию (Cu + Bi — интенсивно, а Au + Ag — постепенно), фиксируя тем самым нижнерудный и центрорудный уровни вертикальной рудно-геохимической зональности. Содержания некоторых сидерофильных (Cr, Ni, Co) и литофильных (REE, Sn, Sr и др.) элементов вверх по восстанию вертикальной колонны околорудных метасоматитов закономерно уменьшаются во многие десятки раз, то есть испытывают в этом направлении глубокую

деконцентрацию. Таким образом, положительные мультипликативные ореолы Co, Ni, Cr, Sn и Sr определяют геохимический состав подрудных горизонтов вертикальной рудно-геохимической зональности рудного поля.

Прогнозно-минерагенический анализ. На рис. 12 приведены модели-реконструкции вертикальной гидротермально-метасоматической, геохимической и рудно-метасоматической зональностей, построенные методом интерполяции всех полученных минералого-петрографических

Таблица 3

**Привнос-вынос элементов в ходе формирования главных типов
гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля**

Элементы	Гумбеиты	Пропилиты	Скарны	Фениты	Фельдшпатиты-«пегматиты»	Березиты	Фельдшпатолиты
Si	–8	–15	–6	7	1	–4	1
Al	–4	14	–28	9	–4	–25	–10
Ti	–14	194	–22	4	–2	9	–18
Fe ³⁺	19	253	168	31	120	–19	15
Fe ²⁺	–7	73	948	57	–12	–35	–45
Mn	–35	189	155	43	30	514	–60
Mg	–15	151	4647	45	–21	538	–82
Ca	–19	604	1029	9	–34	62	–78
Na	–85	–71	–60	–36	16	–3	–20
K	10	–14	–51	61	12	11	14
P	52	59	–17	–28	–56	–50	–65
C	217	9	208	275	41	168	–38
S	2551	–40	81	12	17	0	0
H	16	160	514	–43	64	69	–21
Sc	–55	75	45	–14	–5	–18	4
V	–22	178	16	303	130	11	–18
Cr	–29	126	–50	–21	7	–6	10
Co	–39	148	285	15	–20	20	–16
Ni	–17	177	87	–41	–32	–27	–12
Rb	–29	–56	–12	5	–21	–45	26
Sr	–42	626	193	–40	–55	–10	–50
Ba	4	164	178	–68	8	88	–33
Zr	–32	–35	–12	–17	44	235	158
Hf	–29	–32	5	–20	45	265	146
Nb	13	391	152	124	–39	122	300
Ta	–1	597	425	82	–52	113	261
Th	–57	25	–27	301	–45	97	212
U	35	68	138	102	2	–18	11
Be	–30	692	122	152	–12	–12	–9
Li	–16	976	2549	–7	–31	55	24
W	104	25	–38	–7	49	–1	76
Mo	172	29	–99	–21	–7	–20	38
Sn	–15	70	40	114	69	57	105
B	10	–7	–31	0	–6	–14	19
Au	5970	–51	84	24	315	–19	–25
Ag	1021	135	898	75	270	56	104
Cu	220	40	755	7	115	13	43
Pb	70	98	357	147	–29	138	45
Zn	–8	301	1523	28	14	37	69
Bi	19	–34	112	23	–15	25	13
Hg	102	2	24	13	–12	–23	3
Sb	252	55	228	8	44	–19	–20
As	205	9	–80	–18	–39	–23	183
Ge	17	72	410	–28	15	40	22
Ga	–12	2	–30	74	14	53	17
Y	–4	156	198	116	–60	96	202
LREE	–45	61	67	2	–71	91	132
MREE	–25	116	120	23	–71	85	115
HREE	–2	149	178	97	–36	120	226
Δρ, г/см ³	–0,04	+0,24	+0,54	+0,29	+0,24	–0,04	–0,01
n	117	21	5	39	57	34	28

Примечание. Коэффициент привноса-выноса элементов (ΔC) приведен в процентах и рассчитывался по формуле: $\Delta C = (C_i - C) / C \times 100 \%$, где C_i – содержание элемента в интенсивно/полностью измененной породе, C – содержание элемента в минимально измененной породе. Для главных компонентов расчет баланса вещества осуществлялся атомно-объемным методом с учетом плотностных характеристик исходных пород и замещающих их метасоматитов (Казицын, Рудник, 1968). n – общее количество проб в сравниваемых выборках.

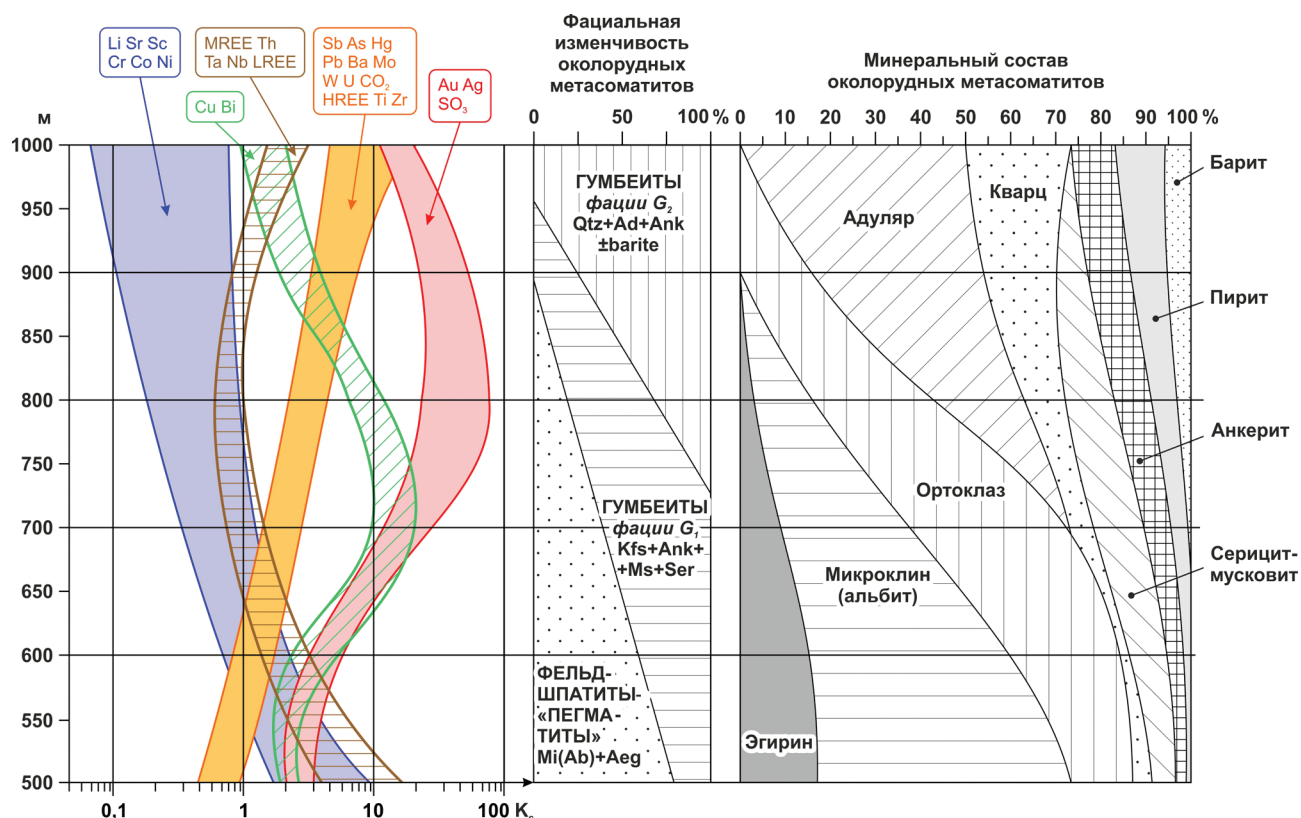


Рис. 11. Закономерности изменения с глубиной минерального состава околорудных метасоматитов, их фациальной принадлежности и геохимических особенностей в минерализованных породах Рябинового сиенитового массива

и петрогеохимических данных по профилю, пересекающему Новый и Мусковитовый участки Рябинового месторождения.

На основе обобщения всех выше рассмотренных материалов может быть предложена совокупность геоморфологических, магматических, гидротермально-метасоматических и геохимических критериев прогнозной оценки территории Рябинового рудного поля на золото-медно-порфировое оруденение рябинового типа.

На рис. 13, а демонстрируется топографическая карта рельефа местности, иллюстрирующая характер и глубину эрозионного среза территории Рябинового рудного поля, что может быть использовано в качестве одного из геоморфологических критериев прогнозной оценки изучаемой территории на золото-медно-порфировое оруденение. Белой жирной линией выделена изогипса +600 м, ниже которой, как показало разведочное бурение в пределах Рябинового месторождения, богатая рудная минерализация на глубину не распространяется. Это свидетельствует о том, что глубина эрозионного среза территории рудного поля не была значительной и по этому показателю она практически вся может рассматриваться в качестве перспективной на обнаружение порфировой рудной минерализации.

На рис. 13, б показана совмещенная с моделью рельефа местности схема геологического строения территории Рябинового рудного поля, на которой синей линией с насечками выделена область

преимущественного распространения даек и штокообразных малых тел, контролируемых зонами разломов и сложенных меланократовыми магматическими породами и эруптивными брекчиями тобукского комплекса. В пределах Рябинового месторождения именно к участкам тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса, расположенным на контакте с прорывающими их малыми телами и дайками тобукского комплекса, и приурочена промышленно значимая рудная минерализация. На этом основании такие потенциально рудо-контролирующие участки могут рассматриваться в качестве одного из структурно-магматических критериев прогнозной оценки территории Рябинового рудного поля на золото-медно-порфировое оруденение.

Процесс рудообразования на Рябиновом месторождении шел на фоне интенсивной калишпатизации и привноса в среду минералообразования калия (до 12–14 %). То есть высококалиевый характер щелочной специализации пород самого сиенитового массива хорошо согласуется с высококалиевой специализацией гумбеитовых гидротермалитов, контролирующих размещение золото-медно-порфировой прожилково-вкрапленной рудной минерализации. Именно с проявлением гумбеитизации на Мусковитовом и Новом участках Рябинового месторождения и связано формирование промышленной рудной минерализации. Поэтому сочетание ореолов

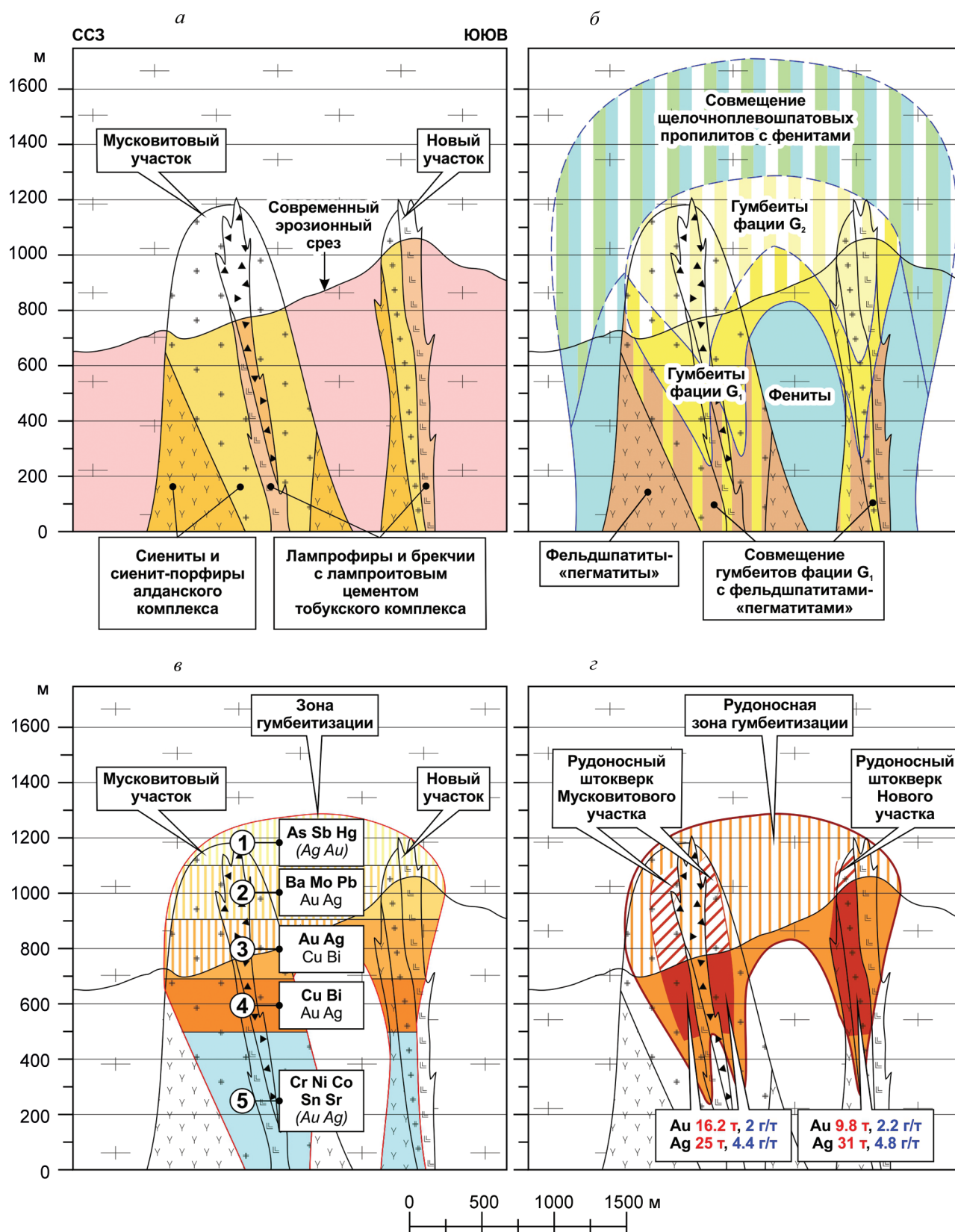
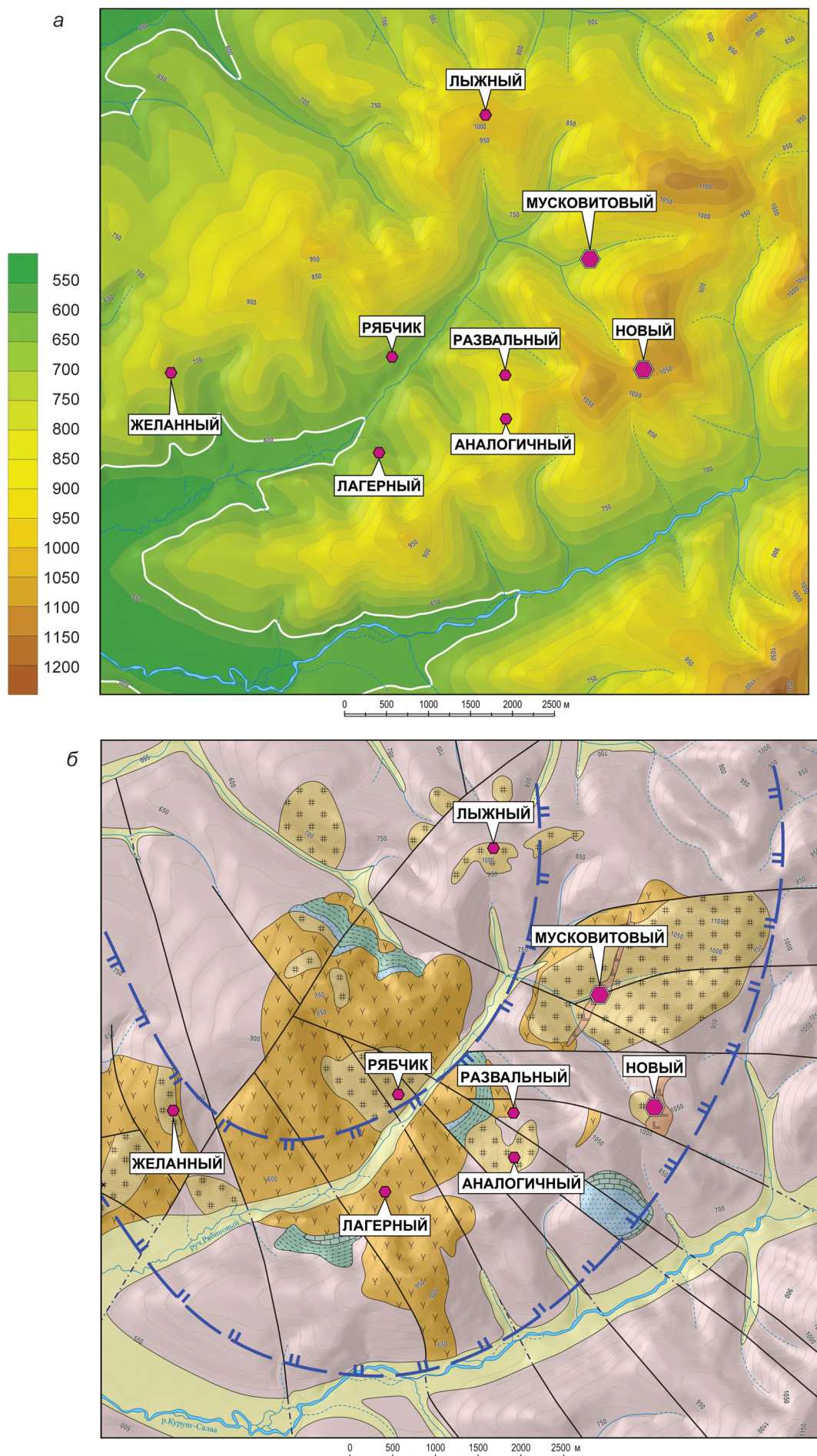
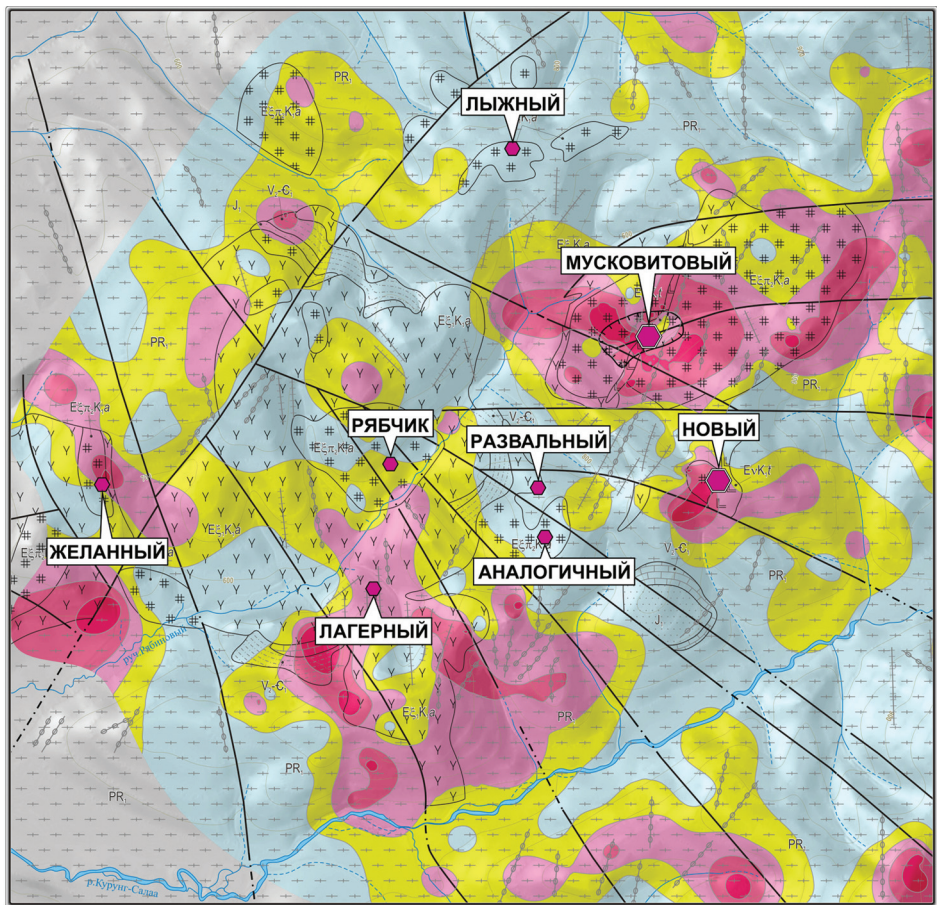


Рис. 12. Модели-реконструкции вертикальных зональностей Рябиновского рудного поля

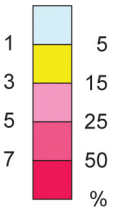
а — геологический разрез; *б* — гидротермально-метасоматическая зональность; *в* — геохимическая зональность (ореолы: 1 — надрудного, 2 — верхнего рудного, 3 — центрального рудного, 4 — нижнего рудного и 5 — подрудного уровней); *з* — рудно-метасоматическая зональность



6



Интенсивность проявления ГМ-изменения



2

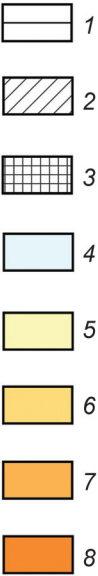
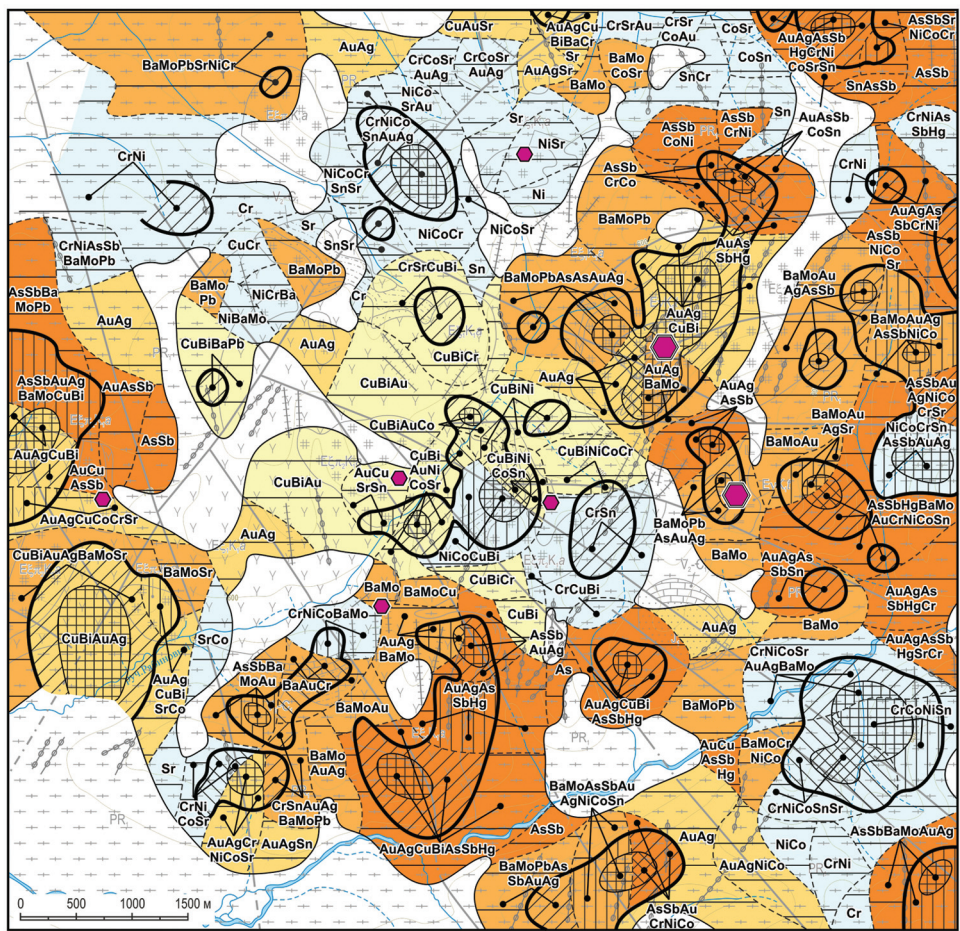


Рис. 13. Главные критерии прогнозной оценки территории Рябинового рудного поля на золото-медно-порфировое оруденение

а – геоморфологический: топографическая карта рельефа местности, иллюстрирующая характер и глубину эрозионного среза территории рудного поля. Белой жирной линией выделена изогипса +600 м, ниже которой, как показало разведочное бурение, богатая рудная минерализация, как правило, на глубину не распространяется;

б – структурно-магматический: совмещенная с моделью рельефа местности схема геологического строения территории рудного поля, на которой синей линией с насечками показана область преимущественного распространения малых тел, сложенных меланократовыми магматическими породами и эруптивными брекчиями тобукского комплекса;

в – гидротермально-метасоматический: интенсивность проявления рудоносных гумбеитов фаций G1 и G2 в коренных породах рудного поля;

г – геохимический: структура первичных геохимических ореолов. 1–3 – порядок положительных геохимических аномалий (в ед. фона): 1 – первый (1,5–5,0 C_{ϕ}), 2 – второй (5,0–10,0 C_{ϕ}), 3 – третий ($\geq 10,0 C_{\phi}$); 4–8 – геохимические ореолы – индикаторы различных уровней эрозионной рудно-геохимической зональности (см. рис. 12): 4 – подрудного [CrNiCoSnSr(AuAg)], 5 – нижнего рудного [CuBiAuAg], 6 – центрального рудного [AuAgCuBi], 7 – верхнего рудного [BaMoPbAuAg], 8 – надрудного [AsSbHg(AuAg)]

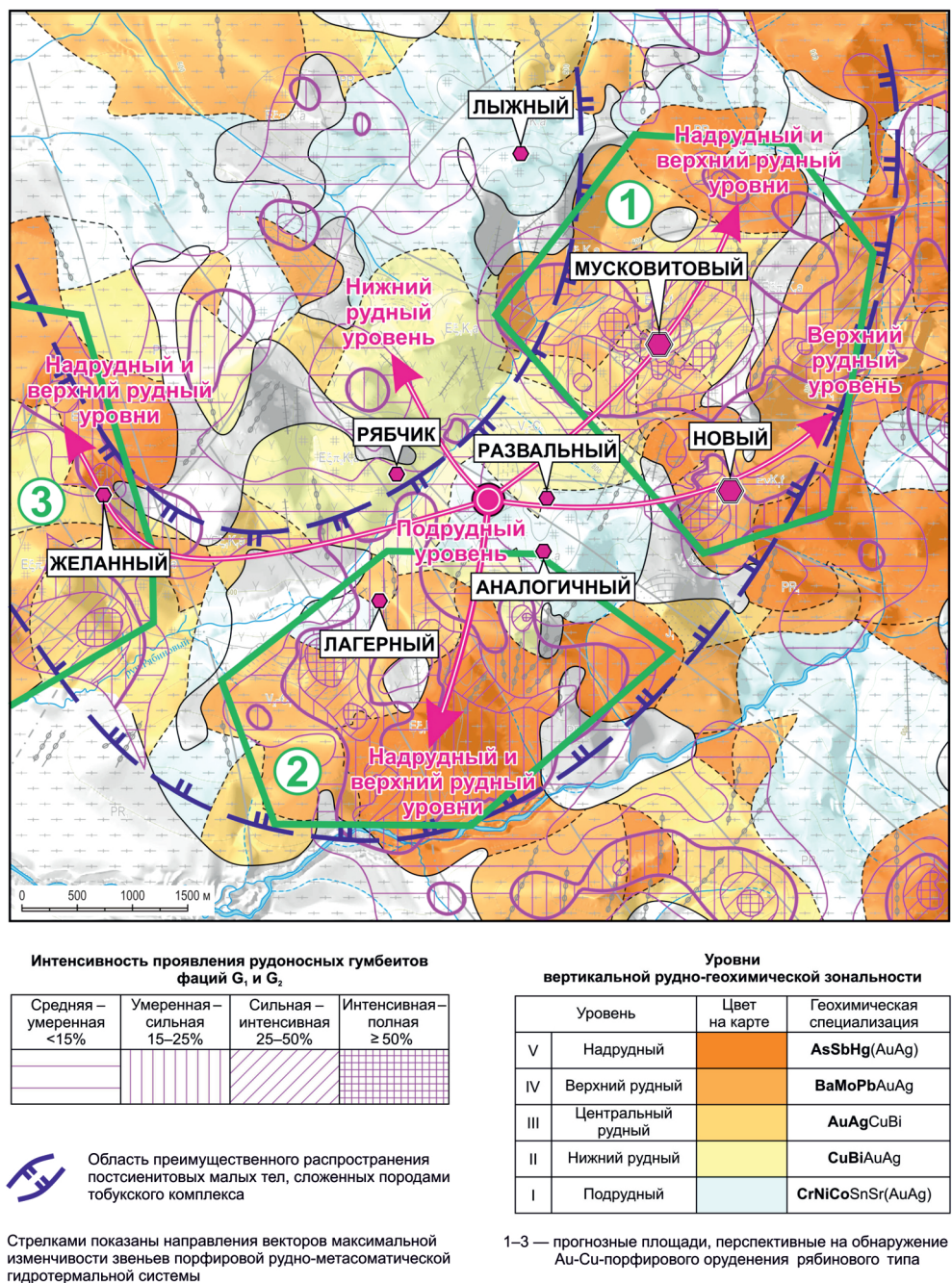


Рис. 14. Карта прогнозного районирования территории Рябинового рудного поля на золото-медно-порфировое оруденение

гумбеитизации (рис. 13, в) с близкими им по морфологии мультипликативными положительными геохимическими аномалиями AuAgCuBi, BaMoPb и AsSbHg составов (рис. 13, г) может быть использовано в качестве соответственно гидротермально-метасоматических и геохимических критериев прогнозирования золото-медно-порфировой минерализации.

На рис. 14 приводится Карта прогнозного районирования территории Рябинового рудного поля, где в графическом виде суммирована вся информация о распределении в пространстве значений всех вышеперечисленных критериев прогноза золото-медно-порфинового оруденения рябинового типа.

В результате проведенного прогнозно-минералогического анализа на территории рудного поля выделены три перспективных участка в ранге потенциально рудных месторождений, из которых участок 1 ($S = 8,3 \text{ км}^2$) соответствует территории Рябинового месторождения, то есть является определенным, тогда как два остальных участка — 2 ($S = 6,5 \text{ км}^2$) и 3 ($S = 3,3 \text{ км}^2$) могут быть отнесены к потенциальным.

Из них наиболее перспективным является участок 2. В пределах этого участка на площади в $6,5 \text{ км}^2$ закартирован обширный ореол гумбеитизации, вскрытый современной эрозийной поверхностью в интервале гипсометрических отметок от 650 до 950 м. В строении ореола адуляр- и баритсодержащие гумбеиты фации G2 преобладают над гумбеитами фации G1. К этому ореолу гумбеитизированных сиенитов, прорванных малыми телами меланократовых пород тобукского комплекса, приурочена близкая ему по морфологии и размерам крупная комплексная геохимическая положительная аномалия Au, Bi, Cu, Ag, Pb, Mo, Ba, As, Sb и Hg, в составе которой преобладают геохимические ореолы надрудного и верхнерудного уровней. Это свидетельствует о незначительном эрозионном срезе территории этого перспективного участка. В его пределах прогнозируется развитие на глубине жильково-вкрапленной рудной минерализации золото-медно-порфинового типа, проявленной как среди минерализованных сиенитов алданского комплекса, так и во вмещающих интрузив гумбеитизированных гранитоидных и кристаллических сланцах докембрийского возраста. В пределах этого перспективного участка наиболее интересным в прогножном отношении является его южная, юго-западная и центральная части, где рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с целью выявления скрытого на глубине золото-медно-порфинового оруденения.

Таким образом, применение на территории Рябинового рудного поля комплексного подхода к изучению минералогических, петрографических и геохимических особенностей гидротермально-метасоматических образований позволило расшифровать историю проявления гидротермальной деятельности в районе, наметить в ней по изотопным данным место основных рубежей

рудообразования и, как следствие, осуществить в его пределах прогнозирование скрытого на глубине золото-медно-порфинового оруденения рябинового типа.

1. Ветлужских В. Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. — 2002. — Т. 44, № 6. — С. 467–499.

2. Грабежов А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфиновых месторождений (на примере Урала). — Екатеринбург: Наука, 1992. — 199 с.

3. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. — 2009. — № 2. — С. 56–66.

4. Дворник Г. П. Распределение золота и серебра в рудных телах Рябинового и Нового месторождений (Алданский щит) // Литосфера. — 2011. — № 4. — С. 119–130.

5. Дворник Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. — 329 с.

6. Жариков В. А. Метасоматизм и метасоматические породы / В. А. Жариков, В. Л. Русинов, А. А. Маракушев, Г. П. Зарайский, Б. И. Омеляненко и др. — М.: Научный мир, 1998. — 492 с.

7. Звездов В. С. Обстановки формирования и критерии прогноза крупных и сверхкрупных медно-порфиновых месторождений // Геология и охрана недр. — 2019. — № 4 (73). — С. 4–19.

8. Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. — Л.: Недра, 1972. — 145 с.

9. Коваленкер В. А. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, Россия) / В. А. Коваленкер, И. К. Мызников, А. Я. Кочетков, В. Б. Наумов // Геология рудных месторождений. — 1996. — Т. 38, № 4. — С. 345–356.

10. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — М., 1948. — 148 с. — (Труды ИГН АН СССР; вып. 68).

11. Кочетков А. Я. О новом типе медно-порфинового оруденения // ДАН СССР. — 1982. — Т. 267, № 2. — С. 430–432.

12. Кочетков А. Я. Молибден-медно-золото-порфиговое месторождение Рябиновое // Отечественная геология. — 1993. — № 7. — С. 50–58.

13. Кочетков А. Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфиговое месторождение // Тихоокеанская геология. — 2006. — Т. 25, № 1. — С. 62–73.

14. Кочетков А. Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. — Новосибирск: Наука, 1989. — С. 79–110.

15. Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. — 143 с.

16. Медно-порфиновые месторождения / А. И. Кривцов, В. С. Звездов, И. Ф. Мигачев, О. В. Минина. — М.: ЦНИГРИ, 2010. — 232 с.

17. Молчанов А. В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции / А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, К. А. Кукушкин, Д. С. Козлов, Н. В. Шатова // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 71. — С. 93–111.

18. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). — Л.: Недра, 1978. — 275 с.
 19. Плющев Е. В. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов, Г. М. Беляев. — Л.: Недра, 1981. — 262 с.
 20. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1985. — 247 с.
 21. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — 559 с. — (Труды ВСЕГЕИ, Новая серия; т. 354).
 22. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977. — 204 с.
 23. Терехов А. В. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) / А. В. Терехов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, В. Н. Белова // Региональная геология и металлогения. — 2014. — № 60. — С. 71–86.
 24. Угрюмов А. Н., Дворник Г. П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Советская геология. — 1984. — № 9. — С. 84–94.
 25. Шатов В. В. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) / В. В. Шатов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, С. А. Сергеев, В. Н. Белова, А. В. Терехов, А. В. Радьков, О. Л. Соловьев // Региональная геология и металлогения. — 2012. — № 51. — С. 62–78.
 26. Шатова Н. В. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона / Н. В. Шатова, С. Г. Скублов, А. Е. Мельник, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, С. А. Сергеев // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 69. — С. 33–48.
 27. Шатова Н. В. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): Геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения / Н. В. Шатова, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, С. А. Сергеев, Э. М. Правосолов, Г. П. Дворник, В. И. Леонтьев // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 77. — С. 75–97.
 28. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). — Новосибирск: Наука, 1975. — 200 с.
 29. John D. A. Porphyry copper deposit model / D. A. John, R. A. Ayuso, M. D. Barton, R. J. Blakely, R. J. Bodnar, J. H. Dilles, F. Gray et al. // Scientific Investigations Report 2010-5070-B, U. S. Geological Survey. — Reston, Virginia. — 2010. — 169 p.
 30. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Economic Geology*. — 1970. — Vol. 65, no. 4. — Pp. 373–408.
 31. Muller D., Groves D. I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. — Springer International Publishing, the 4th Edition, 2016. — 311 p.
 32. Shatov V. V. Petrology and geochemistry of hydrothermal alteration related to the Kuvsky granitic pluton, Central Kazakhstan / Eds.: V. Shatov, R. Seltmann, A. Kremenetsky, B. Lehmann, V. Popov, P. Ermolov // *Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas*. — St. Petersburg: Glagol, 1996. — Pp. 315–336.
 33. Shatov V. V. Alteration-mineralization model for Cu-Mo porphyry system of the Bozshakol deposit, Central Kazakhstan / Eds.: C. J. Stanley et al. // *Mineral deposits: processes to processing*. — Rotterdam: A. A. Balkema, 1999. — Vol. 1. — Pp. 437–440.
 34. Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralization using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu-Au deposit, western Kazakhstan // *Journal of Geochemical Exploration*. — 2014. — Vol. 147, pt. A. — Pp. 26–36.
 35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 3–45.
 36. Sinclair W. D. Porphyry deposits / Ed.: W. D. Goodfellow // *Mineral deposits of Canada*. — Geological Association of Canada, Special Publication, 2007. — No. 5. — Pp. 223–243.
-
1. Vetluzhskikh V. G., Kazanskiy V. I., Kochetkov A. Ya., Yanovskiy V. M. Zolotorudnye mestorozhdeniya Tsentral'nogo Aldana [Gold ore deposits of the Central Aldan]. *Geology of Ore Deposits*, 2002, vol. 44, no. 6, pp. 467–499. (In Russian).
 2. Grabezhev A. I., Belgorodskiy E. A. Produktivnye granitoidy i metasomatity medno-porfirovyykh mestorozhdeniy (na primere Urala) [Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits (on the example of the Urals)]. Ekaterinburg, Nauka, 1992, 199 p.
 3. Dvornik G. P. Seritsit-mikroklinovye metasomatity i zolotoe orudnenie Ryabinovskogo rudnogo polya (Aldanskiy shchit) [Sericit-microcline metasomatites and gold mineralization in Ryabinovsk ore field (Aldan shield)]. *Litosfera*, 2009, no. 2, pp. 56–66. (In Russian).
 4. Dvornik G. P. Raspreделение zolota i serebra v rudnykh telakh Ryabinovogo i Novogo mestorozhdeniy (Aldanskiy shchit) [Gold and silver content distribution in ore bodies of Ryabinovoe and Novoe deposits (Aldanskiy shield)]. *Litosfera*, 2011, no. 4, pp. 119–130. (In Russian).
 5. Dvornik G. P. Metasomatizm i zolotoe orudnenie kalievyykh shchelochnykh massivov (na primere Tsentral'no-Aldanskoy shchelochnoy provintsii) [Metasomatism and gold mineralization of potassium alkaline massifs (on the example of the Central Aldan alkaline province)]. Ekaterinburg, Ural'skiy gosudarstvennyy gornyy universitet, 2014, 329 p.
 6. Zharikov V. A., Rusinov V. L., Marakushev A. A., Zarayskiy G. P., Omel'yanenko B. I. et al. Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow, Nauchnyy mir, 1998, 492 p.
 7. Zvezdov V. S. Formational environments and forecast criteria for large and giant porphyry copper deposits. *Prospect and Protection of Mineral Resources*, 2019, no. 4 (73), pp. 4–19. (In Russian).
 8. Kazitsyn Yu. V. Metasomatizm gidrotermal'nykh mestorozhdeniy [Metasomatism of hydrothermal deposits]. Leningrad, Nedra, 1972, 145 p.
 9. Kovalenker V. A., Myznikov I. K., Kochetkov A. Ya., Naumov V. B. Platinonosnoe zoloto-sul'fidnoe orudnenie Ryabinovogo shchelochnogo massiva (Tsentral'nyy Aldan, Rossiya) [PGE-bearing gold-sulphide mineralization of the Ryabinovoy alkaline massif (Central Aldan district, Russia)]. *Geology of Ore Deposits*, 1996, vol. 38, no. 4, pp. 345–356. (In Russian).
 10. Korzhinskiy D. S. Petrologiya Tur'inskikh skarnovykh mestorozhdeniy medi [Petrology of the Turinsky skarn copper deposits]. Moscow, 1948, 148 p.
 11. Kochetkov A. Ya. O novom tipe medno-porfirovogo orudneniya [On a new type of copper-porphyry mineralization]. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 1982, vol. 267, no. 2, pp. 430–432. (In Russian).
 12. Kochetkov A. Ya. Molibden-medno-zoloto-porfirovое mestorozhdenie Ryabinovoe [Molybdenum-copper-gold-porphyry Ryabinovoye deposit]. *National Geology*, 1993, no. 7, pp. 50–58. (In Russian).
 13. Kochetkov A. Ya. Ore potential of alkaline massifs of the Aldan Shield. Ryabinovsky copper-gold-porphyry deposit.

Russian Journal of Pacific Geology, 2006, vol. 25, no. 1, pp. 62–73. (In Russian).

14. Kochetkov A. Ya., Pakhomov V. N., Popov A. B. Magmatizm i metasomatizm Ryabinovogo rudonosnogo shchelochnogo massiva (Tsentral'nyy Aldan) [Magmatism and metasomatism of the Ryabinovy ore-bearing alkaline massif (Central Aldan)]. *Magmatizm medno-molibdenovykh rudnykh uzlov*. Novosibirsk, Nauka, 1989, pp. 79–110. (In Russian).

15. Marin Yu. B. Granitoidnye formatsii malykh i umerennykh glubin [Granitoid formations of shallow and moderate depths]. Leningrad, Leningradskiy gosudarstvennyy institut, 1976, 143 p.

16. Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. Medno-porfirovye mestorozhdeniya [Copper-porphyry deposits]. Moscow, Tsentral'nyy nauchno-issledovatel'skiy geologorazvedochnyy institut tsvetnykh i blagorodnykh metallov, 2010, 232 p.

17. Molchanov A. V., Terekhov A. V., Shatov V. V., Petrov O. V., Kukushkin K. A., Kozlov D. S., Shatova N. V. Gold ore districts and ore clusters of the Aldanian metallogenic province. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 71, pp. 93–111. (In Russian).

18. Pavlova I. G. Medno-porfirovye mestorozhdeniya (Zakonomernosti razmeshcheniya i kriterii prognozirovaniya) [Copper-porphyry deposits (Distribution patterns and forecasting criteria)]. Leningrad, Nedra, 1978, 275 p.

19. Plyushchev E. V., Ushakov O. P., Shatov V. V., Belyaev G. M. Metodika izucheniya gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Methods of studying hydrothermal-metasomatic alterations study]. Leningrad, Nedra, 1981, 262 p.

20. Plyushchev E. V., Shatov V. V. Geokhimiya i rudonost' gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Geochemistry and ore potential of hydrothermal-metasomatic alterations]. Leningrad, Nedra, 1985, 247 p.

21. Plyushchev E. V., Shatov V. V., Kashin S. V. Metallogeniya gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovaniy [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic alterations]. St. Petersburg, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 2012, 559 p.

22. Popov V. S. Geologiya i genezis medno- i molibden-porfirovykh mestorozhdeniy [Geology and genesis of copper- and molybdenum-porphyry deposits]. Moscow, Nauka, 1977, 204 p.

23. Terekhov A. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Belova V. N. Dva tipa rudonosnykh gumbeitov El'konskogo zoloto-uranovorudnogo uzla (Yuzhnaya Yakutiya) [Two types of ore-bearing gumbeytes of the Elkon gold-uranium ore cluster (South Yakutia)]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2014, no. 60, pp. 71–86. (In Russian).

24. Ugryumov A. N., Dvornik G. P. Shchelochnye rudonosnye metasomatity Ryabinovogo massiva (Aldanskiy shchit) [Alkaline ore-bearing metasomatites of the Ryabinovy massif (Aldan shield)]. *Sovetskaya geologiya*, 1984, no. 9, pp. 84–94. (In Russian).

25. Shatov V. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Sergeev S. A., Belova V. N., Terekhov A. V., Rad'kov A. V.,

Solov'ev O. L. Petrografiya, geokhimiya i izotopnoe (U-Pb i Rb-Sr) datirovanie shchelochnykh magmaticheskikh porod Ryabinovogo massiva (Yuzhnaya Yakutiya) [Petrography, geochemistry and isotopic (U-Pb and Rb-Sr) dating of alkaline igneous rocks of the Ryabinovy massif (South Yakutia)]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2012, no. 51, pp. 62–78. (In Russian).

26. Shatova N. V., Skublov S. G., Melnik A. E., Shatov V. V., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. Geochronology of alkaline magmatic rocks and metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) based on zircon isotopic and geochemical (U-Pb, REE) investigations. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 69, pp. 33–48. (In Russian).

27. Shatova N. V., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Shatov V. V., Petrov O. V., Sergeev S. A., Prasolov E. M., Dvornik G. P., Leont'ev V. I. Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit (Southern Yakutia): geology, noble gases isotope systematics and isotopic (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) dating of wallrock alteration and ore-forming processes. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 77, pp. 75–97. (In Russian).

28. Shcherban' I. P. Usloviya obrazovaniya nizkotemperaturnykh okolorudnykh metasomatitov (na primere Altae-Sayanskoy oblasti) [Formation conditions of low-temperature wall-rock metasomatites (on the example of the Altai-Sayan region)]. Novosibirsk, Nauka, 1975, 200 p.

29. John D. A., Ayuso R. A., Barton M. D., Blakely R. J., Bodnar R. J., Dilles J. H., Gray F. et al. Porphyry copper deposit model. *Scientific Investigations Report 2010-5070-B*, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2010, 169 p.

30. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 1970, vol. 65, no. 4, pp. 373–408.

31. Muller D., Groves D. I. *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Springer International Publishing, the 4th Edition, 2016, 311 p.

32. Shatov V. V. Petrology and geochemistry of hydrothermal alteration related to the Kuvsky granitic pluton, Central Kazakhstan. In Shatov, V., Seltmann, R., Kremenetsky, A., Lehmann, B., Popov, V., Ermolov, P. (eds.): *Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas*, St. Petersburg, Glagol, 1996, pp. 315–336.

33. Shatov V. V. Alteration-mineralization model for Cu-Mo porphyry system of the Bozshakol deposit, Central Kazakhstan. In Stanley, C. J. et al. (eds.): *Mineral deposits: processes to processing*, Rotterdam, A. A. Balkema, 1999, vol. 1, pp. 437–440.

34. Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralization using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu-Au deposit, western Kazakhstan. *Journal of Geochemical Exploration*, 2014, vol. 147, pt. A, pp. 26–36.

35. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 2010, vol. 105, pp. 3–45.

36. Sinclair W. D. Porphyry deposits. In Goodfellow, W. D. (ed.): *Mineral deposits of Canada*, Geological Association of Canada, Special Publication, 2007, no. 5, pp. 223–243.

Шатова Надежда Витальевна — канд. геол.-минерал. наук, вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <narlin.ros@mail.ru>

Шатов Виталий Витальевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист, ВСЕГЕИ¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>

Молчанов Анатолий Васильевич — доктор геол.-минерал. наук, директор, Центр прогнозно-металлогенических исследований ВСЕГЕИ¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Петров Олег Владимирович — чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹. <vsegei@vsegei.ru>

Терехов Артём Валерьевич — канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <artem_terekhov@vsegei.ru>

Белова Валентина Николаевна — ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <valentina_belova@vsegei.ru>

Леонтьев Василий Иванович — канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <vasily_leontiev@vsegei.ru>

Shatova Nadezhda Vital'evna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Engineer, VSEGEI¹.
<narlin.ros@mail.ru>

Shatov Vitaliy Vital'evich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Expert, VSEGEI¹.
<vitaly_shatov@vsegei.ru>

Molchanov Anatoliy Vasil'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Director of the Center, Centre of Predictive Metallogenic Studies of VSEGEI¹. <anatoly_molchanov@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Terekhov Artem Valer'evich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
<artem_terekhov@vsegei.ru>

Belova Valentina Nikolaevna – Senior Researcher, VSEGEI¹. <valentina_belova@vsegei.ru>

Leont'ev Vasiliy Ivanovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹.
<vasily_leontiev@vsegei.ru>

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

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

В. И. ИВАЩЕНКО (ИГ КарНЦ РАН), К. А. КОНЕВИН (ООО «Индустрия»)

Благороднометалльное оруденение протерозойских габбродолеритовых интрузий Мотко и Куолиσμα (Карелия)

Приведены результаты исследований протерозойских габбродолеритовых интрузий Мотко (2274 ± 3 млн лет) и Куолиσμα (1960 ± 2 млн лет) в Центральной Карелии. Кратко охарактеризованы их геологическое строение, степень дифференциации, состав пород. Показано, что благороднометалльное оруденение пространственно совмещено с титаномagnetитовым горизонтом и сопряжено с формированием меднорудной сульфидной минерализации. Минералы металлов платиновой группы представлены преимущественно висмутотеллуридами, арсенидами и стибноарсенидами палладия и платины с доминированием котульскита и сперрилита. Минералами-индикаторами благороднометалльного оруденения служат халькопирит, борнит и хлорсодержащий (до 5,5 %) феррогастингсит. При дополнительном изучении рудопоявления могут оказаться экономически значимыми.

Ключевые слова: Карелия, протерозой, габбродолеритовый магматизм, Fe-Ti-V-PGE-Au минерализация, минералы-индикаторы оруденения, Cl-амфибол, фаялит.

V. I. IVASHCHENKO (IG KarRC RAS), K. A. KONEVIN (OOO «Industriya»)

Noble metal mineralization of Motko and Kuolisma Proterozoic gabbrodolerite intrusions (Karelia)

Results of studies of Proterozoic gabbrodolerite intrusions of Motko (2274 ± 3 Ma) and Kuolisma (1960 ± 2 Ma) in Central Karelia are reported. A brief description of their geological structure, degree of differentiation and rock composition is given. It is shown that noble metal mineralization is spatially combined with titanomagnetite horizon and associated with the formation of copper-sulfide mineralization. Platinum group metal minerals are mainly represented by palladium and platinum bismuthotellurids, arsenides and stibioarsenides with kotulskite and sperrylite being dominant. Chalkopyrite, bornite and chlorine-containing (up to 5.5 %) ferrogastingsite are indicator minerals of noble metal mineralization. Ore occurrences can be economically significant after additional appraisal.

Keywords: Karelia, Proterozoic, gabbrodolerite magmatism, Fe-Ti-V-PGE-Au mineralization, ore indicator minerals, Cl-amphibole, fayalite.

Для цитирования: Иващенко В. И., Коневин К. А. Благороднометалльное оруденение протерозойских габбродолеритовых интрузий Мотко и Куолиσμα (Карелия) // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 97–105.

Введение. Благородные металлы являются стратегическим минеральным сырьем, остро востребованным в настоящее время как во многих современных наукоемких отраслях промышленности, так и валютно-банковском секторе мировой экономики. В последние годы мировой рынок благородных металлов претерпел резкие ценовые изменения, особенно значительные для палладия, широко используемого в производстве автомобильных катализаторов. Автопром вынужден выполнять требования по уменьшению вредных выбросов, а альтернативы палладиевым катализаторам в ближайшем будущем не предвидится. Цены на палладий возросли почти в четыре раза и стали выше, чем на золото и платину. При этом в 2018 и 2019 гг. спрос на палладий превысил его производство на 1,2–1,4 млн тройских унций [13], что, несомненно, предопределяет высокую

вероятность дальнейшего роста его цен и по окончании мирового экономического кризиса. В этой связи ряд рудных объектов на территории Карелии [2–5; 11] с невысокими средними содержаниями (~ 1 г/т) металлов платиновой группы (МПГ) и Pd/Pt (1,5–3,0) может представлять экономический интерес. Наиболее перспективны из них комплексные (Fe, Ti, V, Pt, Pd, Au, Sc) месторождения и проявления, связанные с протерозойским габбродолеритовым магматизмом. Для них характерно простое геологическое строение (стратифицированные рудные горизонты, протягивающиеся на несколько километров), пространственная совмещенность титаномagnetитового и благороднометалльного оруденения, контрастная выраженность в магнитном поле. В совокупности это положительно сказывается на результативности и экономической эффективности проводимых

поисково-оценочных и разведочных работ, что нашло свое подтверждение при разведке компанией «Полиметалл» месторождения Викша, завершившейся утверждением в Государственной комиссии по запасам ресурсов в количестве 213 млн т руды со средним содержанием ΣPt , Pd, Au — 0,98 г/т, Pd/Pt = 3 [5].

Кроме месторождений Викша и Пудожгорско-го на территории Карелии выявлено несколько тождественных им рудопоявлений [3; 4]. Результатам исследований двух из них — Мотко и Куолиisma — посвящена настоящая статья.

Аналитические исследования выполнялись с использованием современного научного оборудования — сканирующего электронного микроскопа SEM VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA ENERGY 350, лазерного микроскопа Color 3D Laser Microscope Keyence VK-9710K, ICP-MS, ЭПР (ИГ КарНЦ РАН). Определения Pt, Pd, Au осуществлялись пробирно-атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) методом (ОАО «Иргиредмет», Иркутск) и пробирным химическим (ООО «Стюарт Геокемикл Энд Эссей», Москва). Изотопные исследования по определению возраста произведены в ИГГД РАН.

Рудопоявление Мотко. Локализовано в одноименном пластовом интрузиве, расположенном в Центральной Карелии в Лубосалминской синклинорной структуре, сложенной метаосадочной толщей (конгломераты, песчаники, кварциты) янгозерской свиты ятулия. На современном эрозионном срезе площадь выхода интрузива составляет около 30 км² (рис. 1). Его средняя мощность около 350 м, углы падения контактов — от 30° в юго-восточной части до 50° в северо-западной. Интрузив осложнен тектоническими дислокациями, складчатостью, аутометасоматическими преобразованиями, в совокупности сглаживающими его исходное дифференцированное строение.

В подошве интрузива развиты массивные тонко-мелкозернистые меланократовые габбро, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу средне- и крупнозернистыми габбро, габбро-долеритами, диоритами. Они обладают сходным первичным минеральным составом (плаггиоклаз № 40–60, роговая обманка, клинопироксен), отличаясь преимущественно только количественными соотношениями главных породообразующих минералов, развивающихся по ним поздних минеральных ассоциаций, а также содержаниями магнетита, ильменита и сульфидов.

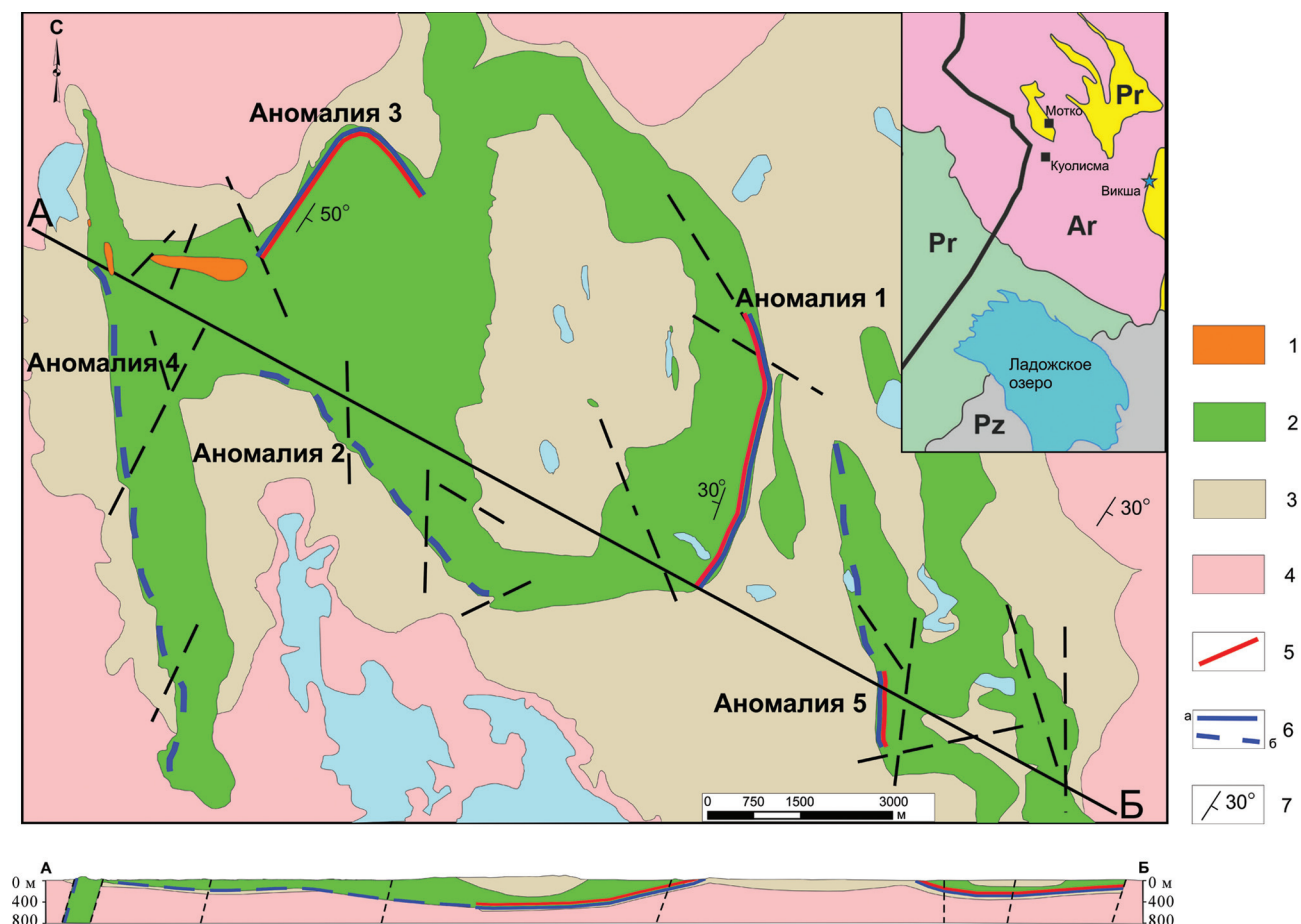


Рис. 1. Схема геологического строения интрузива Мотко [4]

1–3 — протерозой: 1 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, 2 — габбро-долериты, габбро, габбропироксениты, 3 — кварциты, кварцито-песчаники, песчаники (янгозерская свита ятулия); 4 — архей, нерасчлененный гранито-гнейсовый комплекс; 5 — зона благороднометалльного оруденения; 6 — титаномagnetитовый горизонт (а — установленный, б — предполагаемый); 7 — элементы залегания пород

Все породы интенсивно амфиболизированы и альбитизированы, местами подверглись эпидотизации и окварцеванию. Первичный клинопироксен ($Mg\# 0,60-0,80$) сохранился только в реликтах. Замещающие его амфиболы (актинолит и феррогастингсит), хлорит, биотит характеризуются более высокой железистостью ($Fe\# \geq 0,5$). Это и наличие магнетитовой вкрапленности практически во всех породах интрузива вплоть до образования рудного горизонта в его приподошвенной части обусловило контрастное выделение интрузива Мотко в магнитном поле, облегчившее проведение поисково-оценочных и разведочных работ.

Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются в местах выходов на дневную поверхность рудного титаномагнетитового горизонта. Всего выявлено пять таких аномалий (рис. 1), три из них (1, 3, 5) были заверены горно-буровыми работами (ООО «Индустрия») и исследованы до глубины 300 м.

Рассеянный рудный титаномагнетитовый горизонт мощностью 4–6 м залегает в 40–60 м от подошвы интрузива, приурочиваясь к переходной зоне меланократовых габбро к габбро или габбродолеритам. Титаномагнетитовое оруденение практически на всем протяжении рудного горизонта сопровождается пирит-халькопиритовой минерализацией и ассоциирующимися с ней минералами МПГ и золотом. Содержание сульфидов обычно не превышает 1 %, а меди соответственно – 0,2 %, и только в контурах аномалии 2 установлены содержания меди 0,2–2,0 % на мощность 0,5 м.

Зона с благороднометалльным оруденением ($Pd_y > 1$ г/т) мощностью от 1 до 3 м пространственно совмещена с титаномагнетитовым горизонтом и сопровождается ореолом меднорудной минерализации ($Cu > 0,1$ %) шириной до 12 м. В разрезе интрузива от кровли к подошве проявлена рудно-геохимическая зональность Пудожгорско-Койкарского типа: слабые геохимические аномалии Cu (0,03–0,1 %) → меднорудная зона ($Cu > 0,1$ %) → титаномагнетитовый рудный горизонт, совпадающий с благороднометалльным.

В северо-западной части интрузива в зоне проявленных дизъюнктивных и пликтивных деформаций (рис. 1) рудный горизонт залегает почти вертикально, что предопределяет высокую вероятность нахождения здесь, в замыкании структуры, оруденения офсетного типа с более высокими содержаниями благородных металлов, как это отмечается на некоторых сходных рудных объектах в других регионах [1; 15].

В пределах рудного горизонта установлены три главные последовательно образовавшиеся минеральные ассоциации ($\pm$ второстепенные рудные минералы): ильменит-титаномагнетитовая, пирит-халькопиритовая и благороднометалльная.

В наиболее ранней (позднемагматическая стадия) ассоциации титаномагнетит представлен преимущественно октаэдрическими кристаллами

со структурами распада твердого раствора, в которых ильменитовая фаза полностью замещена титанитом. Ильменит в рудах сохранился только в виде обособленных ксеноморфных частично замещенных титанитом выделений. Это замещение происходило, вероятно, синхронно с обрастанием халькопирита каймами халькозина уже в гидротермальную стадию.

Благороднометалльная минерализация, представленная на рис. 2, – золото, висмутотеллуриды, арсениды и стибииарсениды Pd и Pt, реже минеральные фазы высокотемпературных платиноидов (Ir, Os, Ru) – ассоциируется с сульфидами меди и высокожелезистым Cl-содержащим (до 1 %) амфиболом (феррогастингсит). Доминируют сперрилит и котульскит. Размерность этих минералов преимущественно 3–8 мкм.

Содержание ΣPt , Pd, Au в рудной зоне интенсивно изменяется – 0,1–1,3 г/т, Pd/Pt – 0,8.

Согласно действующим нормативным документам [16], прогнозные ресурсы благороднометалльного оруденения на основании имеющихся аналитических и геолого-геофизических данных оценены по кат. P_2 на глубину 150 м в количестве 62 т [4].

По современным требованиям к сырью такого рода [8], титаномагнетитовое оруденение интрузива является некондиционным.

Рудопроявление Куолисма. Расположено в Западно-Карельской структурно-формационной зоне Карельского кратона (рис. 1), локализуясь в приподошвенной части габбродолеритового интрузива протерозойского возраста. Интрузив прорывает разновозрастные архейские гранитоидные комплексы и вулканогенно-осадочные толщи Ялонвара-Хатту-Лендерского зеленокаменного пояса (рис. 3).

Это типично трещинная интрузия протяженностью около 17 км и мощностью 250–300 м контролируется тектонической зоной северо-западного простирания, подчеркивающейся четко выраженной гравитационной ступенью.

Интрузив Куолисма в магнитном поле отображается линейно-вытянутой положительной аномалией интенсивностью 500–1500 нТл, обусловленной как повсеместным наличием в его породах значительных количеств магнетита и титаномагнетита, так и повышенной железистостью всех фемических породообразующих минералов. Для интрузива характерно сложное дифференцированное строение с отчетливой сменой средне-крупнозернистых габбро в его центральной части средне-мелкозернистыми габбродолеритами в краевой, а также неоднократное их фациальное чередование с участием габброноритов и габбропироксенитов. Все породы подверглись в различной степени проявленным аутометасоматическим изменениям (амфиболизации, альбитизации, пренитизации, эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации), а в некоторых местах калишпатизации и окварцеванию, вероятно, связанным с наложенными

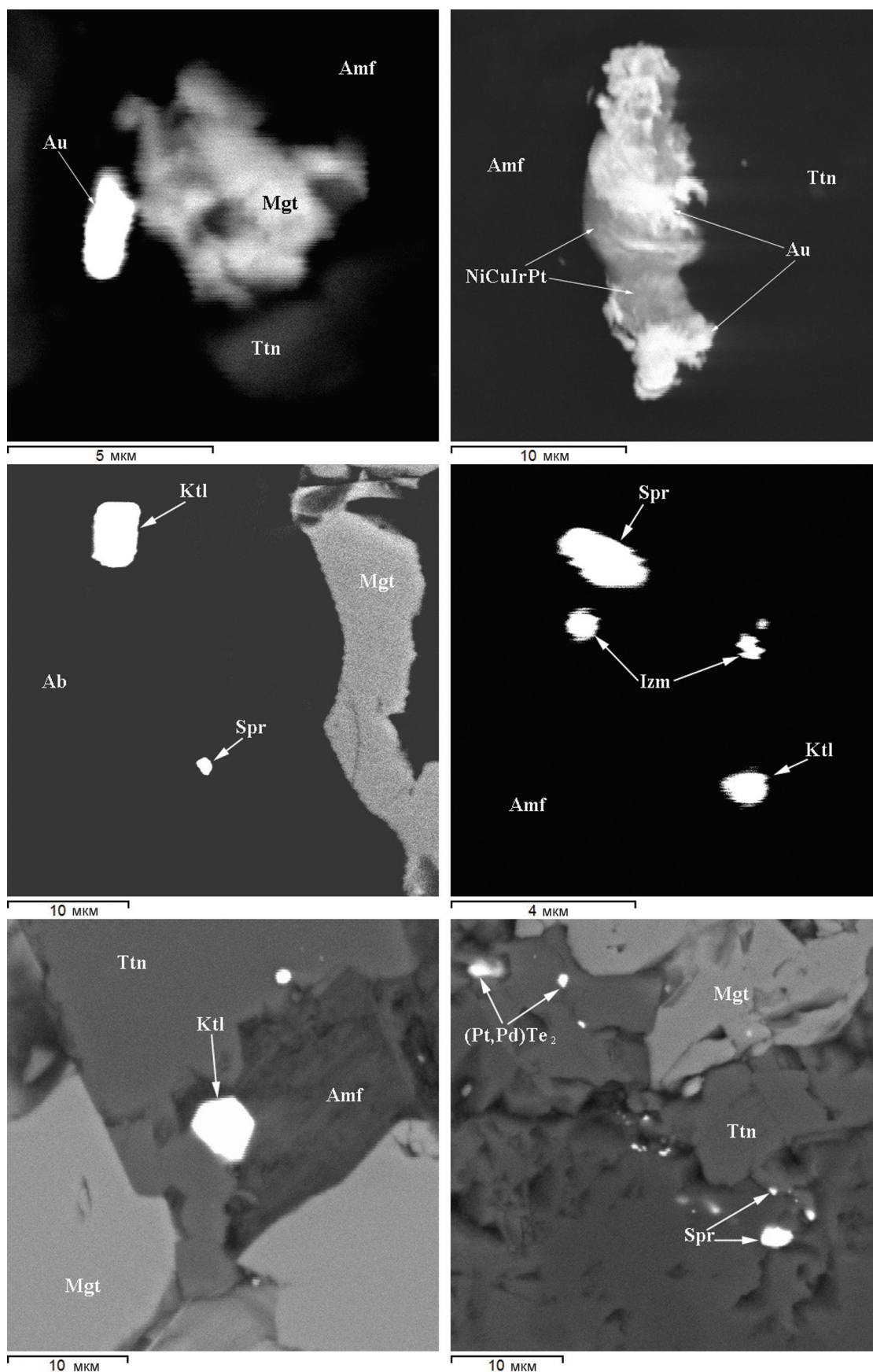


Рис. 2. Благороднометалльная минерализация интрузива Мотко. BSE-фото

Ab – альбит; Amf – амфибол; Au – золото; Izm – изомертит, $Pd_{11}Sb_2As_2$; Ktl – котульскит, PdTe; Mgt – магнетит; Spr – сперилит, $PtAs_2$; Ttn – титанит

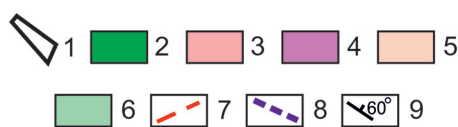
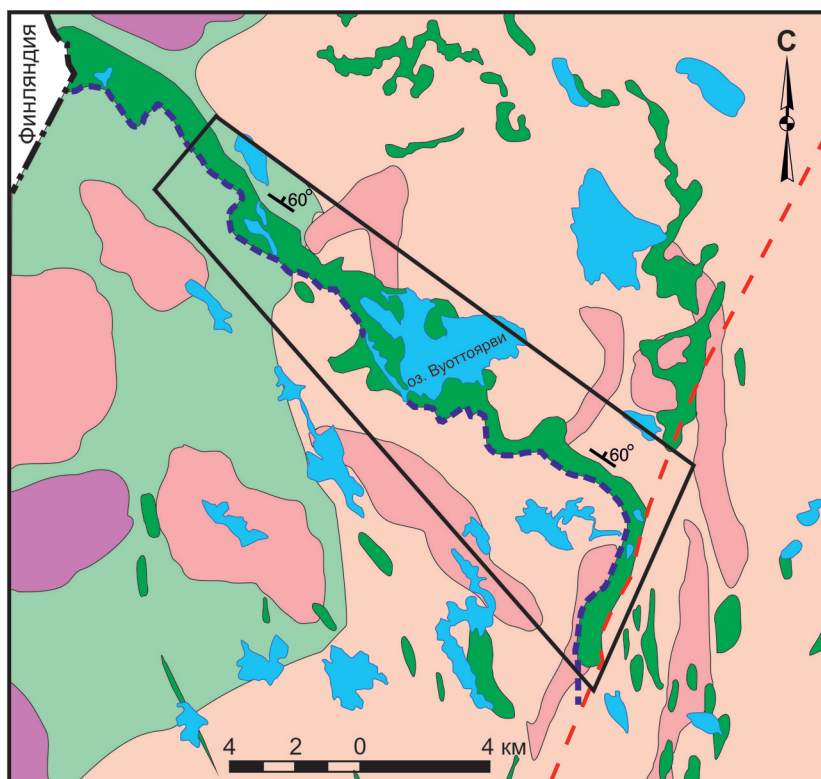


Рис. 3. Схема геологического строения района благороднометалльного проявления Куолисма (с использованием данных Карельской геологической экспедиции)

1 – границы лицензионной площади ООО «Индустрия»; 2 – протерозой: раннекарельский силлово-дайки-габбро-долеритовый комплекс; 3–6 – архей: 3 – суккозерский гранитовый комплекс, 4 – ньюкозерский диорит-гранитовый (санукитоидный) комплекс, 5 – калевальский мигматит-гнейсо-гранитный комплекс, 6 – лопийские вулканогенно-осадочные толщи (зеленокаменный пояс); 7 – глубинный разлом (сдвиговая зона); 8 – гравиметрическая ступень, частично совпадающая с рассеянным титаномагнетитовым горизонтом; 9 – элементы залегания пород



процессами. В целом дифференциаты интрузива по петрогеохимическим параметрам тождественны породам Пудожгорского и Койкарского силлов.

Титаномагнетитовое и сопряженное с ним благороднометалльное оруденение сосредоточено преимущественно в габброноритах и габбропироксенитах как в приподошвенной части интрузива, так и выше по разрезу в соответствии с особенностями его дифференцированного строения, отличающегося невыдержанным характером по простиранию. Рудная минерализация так же, как и на проявлении Мотко и месторождении Викша [5], представлена тремя последовательно образовавшимися минеральными ассоциациями – ильменит-титаномагнетитовой, медно-сульфидной и благороднометалльной. Последняя отличается большим видовым разнообразием по сравнению с проявлением Мотко. Кроме общих для обоих проявлений спериллита, котульскита, мертиита 1, меренскита и самородного золота в рудах Куолисммы распространены паларстанид, теллуropалладинит, соболевскит, брэггит, ферроплатина, самородные платина и серебро и такие редкие минералы, как торнрусит и койоненит (рис. 4).

Мощность зон с благороднометалльной минерализацией изменяется от 10 см до 6–10 м, содержания ΣPt , Pd, Au по керновому опробованию – 0,2–1,0 г/т, а штуфному – 0,5–4,15 г/т. По состоянию изученности к настоящему времени прогнозные ресурсы благородных металлов на проявлении Куолисммы не могут быть оценены с высокой достоверностью, но, учитывая масштабы интрузива ($0,3 \times 17$ км), видовое разнообразие

платиноидной минерализации и установленные высокие содержания ΣPt , Pd, Au до 4,15 г/т, они могут быть больше, чем на проявлении Мотко.

Обсуждение результатов. Высокожелезистый габбродолеритовый дайково-силловый магматизм Южной и Центральной Карелии долгое время считался ятулийским [6; 9], и только после прецизионного датирования Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого интрузивов (1,98 млрд лет) [12] и габбродолеритов района Большозера (2,23 млрд лет) [10] этот магматизм стал уверенно подразделяться на ятулийский и людиковийский [2; 11]. Более того, в связи с установлением благороднометалльной рудоносности Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого силлов [7; 11] перспективными на платиноиды стали считаться только людиковийские (1,98 млрд лет) дифференцированные габбродолеритовые интрузии [2]. В этом аспекте интрузивы Мотко и Куолисммы и связанное с ними благороднометалльное оруденение оставались неизученными. Их сравнительный анализ, наряду с определенным сходством, показал ряд различий, особенно существенных на вещественном уровне.

В строении интрузива Мотко отсутствуют габбронориты и габбропироксениты, широко представленные в интрузиве Куолисммы и являющиеся здесь наиболее рудопродуктивными. В целом все дифференциаты этого интрузива имеют более высокие содержания Fe и Ti по сравнению с Мотко, породы которого отличаются так же более интенсивными постмагматическими и метаморфическими изменениями (первичные минералы только в реликтах).

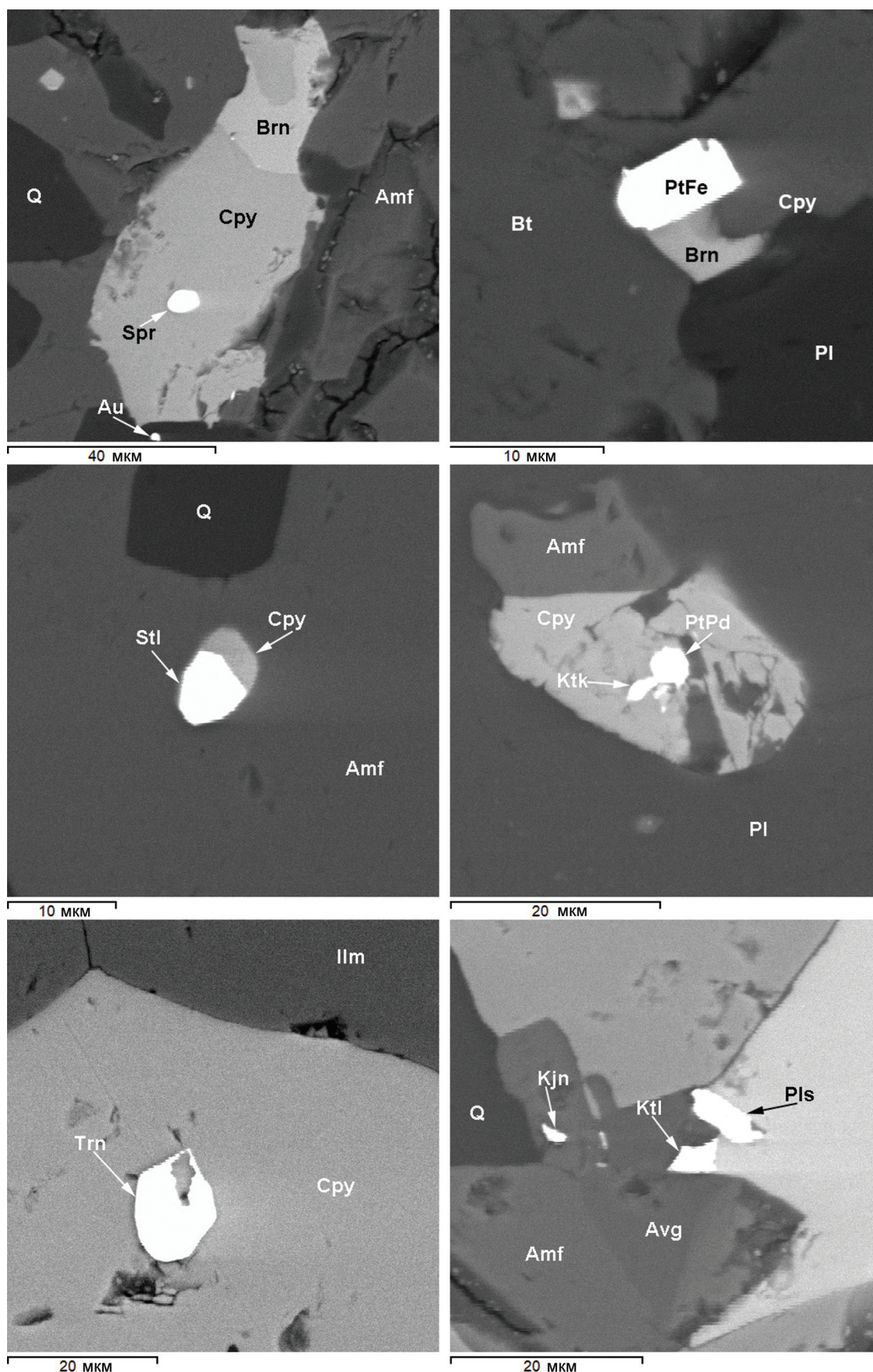


Рис. 4. Благороднометалльная минерализация рудопроявления Куолисма. BSE-фото

Amf – амфибол; Avg – авгит; Au – золото; Brn – борнит; Bt – биотит; Cpy – халькопирит; Ilm – ильменит; Kjn – койоненит, $\text{Pd}_{7-x}\text{SnTe}_2$; Ktk – кейтконит, Pd_3Te ; Ktl – котульскит, PdTe ; Q – кварц; Pl – плагиоклаз; Pls – паларстанид, $\text{Pd}_5(\text{Sn}, \text{As})_2$; PtFe – ферроплатина; PtPd – палладистая платина; Spr – сперрилит, PtAs_2 ; Stl – стиллуотерит, Pd_8As_3 ; Trn – торнрусит, $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$

Минеральные ассоциации благороднометалльного оруденения проявлений Куолиσμα и Мотко

Куолиσμα	Мотко
Минералы Fe, Ti	
Ильменит (MnO 0,1–6,08 %), магнетит (TiO ₂ 0,81–3,33, V ₂ O ₅ 1,38–3,26 %)	Магнетит, ильменит (MnO 3,1–7,5 %)
Минералы Cu, Ni, Co, Bi, Te, Se, Pb, Zn, Mo	
Халькопирит, зигенит, борнит, пирит, пирротин, галенит, галенит (Se 2–20 %), клаусталит, сфалерит (Fe 4–10 %), молибденит	Пирит, халькопирит, халькозин, ковеллин, анит, зигенит, галенит, галенит (Se 5–7 %), арсенипирит, сфалерит (Fe 1,8 %), вольфрамит (Mn 10 %), Cu ₈ Sn ₂ , Cu ₆ Zn ₄
Минералы Pt, Pd, Au, Ag	
Сперрилит, сперрилит (Rh 4 %), котульскит, котульскит-соболевскит, теллуropалладинит, мертиит-1, бреггит, меренскит, паларстанид, стиллуотерит, кейтконит, койоненит, торнрусит, фенгуанит, платина, Pd-платина, ферроплатина, золото, электрум, серебро, гессит, (Pd, Ag) ₂ (Te, Sn), Pd ₈ SnPb	Сперрилит, котульскит, изомертиит, мертиит-1 (Te 9 %), мончеит-меренскит, золото, Pd ₂ Te, (Ru, Os, Ir) _{1+x} S ₂ , NiCuIrPt
Второстепенные и аксессуарные минералы	
Циркон, бадделейт, торит, апатит (F 3 %), титанит (Al 4,3 %, Mg 1,7 %, V 0,8 %), паризит, монацит, алланит, чильманит (Ce)	Барит, титанит, циркон, торит, шеелит, паризит
Минералы рудовмещающих пород	
Fe-гастингсит (Mg# 0,12–0,25, Cl 0,1–0,87 %), авгит (Mg# 0,50–0,58), фаялит, ферросилит, грюнерит (Mg# 0,12–0,16), пижонит (Mg# 0,48–0,52), плагиоклаз (№ 19–53), биотит (Mg# 0,13–0,28, Cl 0,2–0,6 %), альбит, кварц, калишпат, пренит, хлорит (Mg# 0,38–0,88), эпидот (f 0,17–0,22), актинолит (Mg# 0,65–0,70), илваит, Fe-серпентин	Fe-гастингсит (Mg# 0,39–0,46, Cl 0,4–0,8 %), авгит (Mg# 0,60–0,70), плагиоклаз, альбит, калишпат, эпидот (f 0,24–0,32), актинолит, диопсид (Mg# 0,75–0,80), кварц, хлорит

Породы интрузива Куолиσμα сохранились лучше. В них в значительных количествах присутствуют ферросилит, пижонит (со структурами распада твердого раствора), авгит и почти стехиометричный по составу фаялит. Последний повсеместно замещается ферросилитом, а тот – хлорсодержащим феррогастингситом. Фаялит встречается также совместно с ильменитом, образуя с ним чередование удлиненных полосок, напоминающих ламели в структурах распада твердого раствора.

Если сравнивать проявления Куолиσμα и Мотко, то первое обладает более разнообразным составом пород и руд (таблица). В обоих проявлениях развитие медно-сульфидной минеральной ассоциации, в которой доминирует халькопирит, является индикаторным для нахождения в титаномagnetитовых рудах минералов МПГ и золота. Особенно четко это выражается при появлении в рудах кроме халькопирита также борнита, ковеллина и халькозина. Однако более тесная ассоциированность минералов МПГ непосредственно с сульфидами меди отмечается только на проявлении Куолиσμα (рис. 4), тогда как на проявлении Мотко эти минералы сопряжены преимущественно с магнетитом, титанитом и амфиболом (рис. 2)

Отмечаются также различия в распространенности вторичных (альбита, кварца, хлорита, пренита) и железистости фемических минералов, особенно существенные для главного породообразующего минерала в обоих проявлениях – хлорсодержащего Fe-гастингсита (рис. 5), являющегося

минералом-индикатором благороднометалльного оруденения.

Согласно расчетам в программе ILMAT 120 [14], образование ильменит-магнетитовой ассоциации происходило при температуре 466–643 °C и фугитивности кислорода – logfO₂ –18...–23 на проявлении Куолиσμα и 378–468 °C и logfO₂ –18...–27 – Мотко. Исходный титаномagnetит этой ассоциации представлен преимущественно октаэдрическими кристаллами со структурами распада твердого раствора, в которых на проявлении Куолиσμα магнетитовая фаза в большинстве случаев полностью замещена биотитом (Mg# 0,13–0,28, Cl 0,2–0,6 %) и грюнеритом (Mg# 0,16–0,20), а на проявлении Мотко ильменитовая фаза подверглась практически полному замещению титанитом. Это, вероятно, обусловлено различиями физико-химических условий образования магнетит-ильменитовой ассоциации в сравниваемых интрузивах, на что указывают вышеприведенные данные по температуре и фугитивности кислорода. В последующем тренд этих различий, по-видимому, сохранялся, приводя в одном случае к замещению только магнетита, а в другом – ильменита.

Приведенные различия интрузивов Куолиσμα и Мотко и связанного с ними оруденения могут, помимо других факторов, объясняться также и приуроченностью их формирования к различным этапам проявления протерозойского полициклического плюмового магматизма на территории Карелии. Правомерность

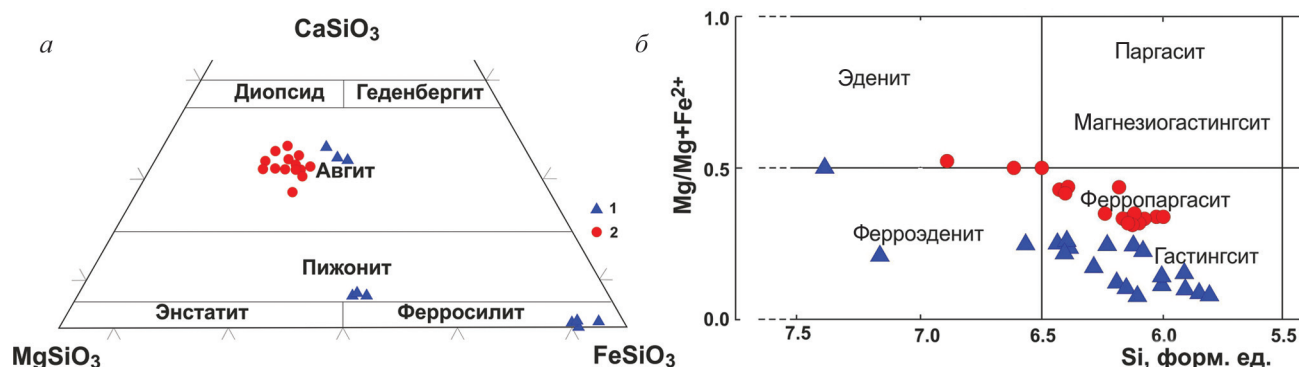


Рис. 5. Состав пироксенов (а) и амфиболов (б) рудоносных дифференциатов габбродолеритовых интрузивов Куолисма (1) и Мотко (2)

этого предположения подтверждается впервые выполненными (ИГГД РАН, U/Pb, циркон) изотопными определениями возраста этих интрузий, равными для Мотко — 2274 ± 3 млн лет и Куолисмы — 1960 ± 2 млн лет.

Выводы. Благороднометалльные проявления Куолисма и Мотко, несмотря на их общность в приуроченности к титаномagnetитовым рудным горизонтам в протерозойских габбродолеритовых интрузиях, характеризуются существенными различиями минерального состава, содержаний ΣPt , Pd, Au и Pd/Pt отношения.

Датирование цирконов, выделенных из габбродолеритов интрузивов Мотко и Куолисма, показало их разный возраст — 2274 ± 3 и 1960 ± 2 млн лет, соответственно — ятулийский и людикийский.

Минералого-геохимическими индикаторами продуктивности на платиноиды и золото титаномagnetитового оруденения в протерозойских габбродолеритовых интрузивах Центральной Карелии является развитие поздней минеральной ассоциации (амфибол $\pm$ биотит $\pm$ хлорит $\pm$ ильменит II, халькопирит, борнит), алюмосиликаты которой характеризуются повышенной железистостью ($Fe\# = 0,65-0,75$) и аномально высокими содержаниями хлора (амфибол — до 5,5 и биотит — до 3,4 %).

Вследствие резких ценовых изменений на мировом рынке благородных металлов, особенно значительных для палладия, ряд рудных объектов на территории Карелии, включая рассмотренные Мотко и Куолисма, с невысокими средними содержаниями МПГ (~ 1 г/т) и Pd/Pt (1,5–3,0) могут представлять экономический интерес.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

1. Гонгальский Б. И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. — М.: ВИМС, 2015. — 248 с.

2. Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. — 369 с.

3. Иващенко В. И., Коневин К. А. Методика и критерии прогнозно-металлогенической оценки протерозойского габбродолеритового магматизма Карелии на благороднометалльное оруденение // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Тез. VIII Междунар. науч.-практ. конф. — М.: ЦНИГРИ, 2018. — С. 48.

4. Коневин К. А., Иващенко В. И. Благороднометалльный потенциал интрузива Мотко // Горный журнал. — 2019. — № 3. — С. 35–38.

5. Корнеев А. В. Месторождение Викша — первый крупный промышленно-перспективный платинометалльный рудный объект на территории Карелии / А. В. Корнеев, А. С. Вихко, Н. В. Фатов, В. И. Иващенко // Горный журнал. — 2019. — № 3. — С. 31–34.

6. Малашин М. В. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс / М. В. Малашин, А. И. Голубев, В. В. Иваников, Н. Б. Филиппов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. — 2003. — № 1. — С. 3–33.

7. Металлогения Карелии. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. — 337 с.

8. Минеральное сырье. Краткий справочник / ред. В. П. Орлов. — М.: Геоинформмарк, 1999. — 302 с.

9. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелии Карелии. — Л.: Наука, 1979. — 208 с.

10. Степанова А. В., Ларионов А. Н., Ларионова Ю. О. Силлы 2,2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды Карельского научного центра РАН. — 2018. — № 11. — С. 3–16. — DOI: 10.17076/geo781

11. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Пудожгорское благороднометалльное титаномagnetитовое месторождение. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. — 123 с.

12. Филиппов Н. Б. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святоволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам / Н. Б. Филиппов, Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, С. А. Сергеев, Х. Хухма // Геология и полезные ископаемые Карелии: сб. науч. ст. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. — Вып. 10. — С. 49–68.

13. Finanz.ru: сайт. — URL: <https://www.finanz.ru/novosti/birzhevyie-tovary/rossiya-vzorvala-mirovoy-rynok-palladiya-1028042423> (дата обращения: 22.03.2019).

14. Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Computers and Geosciences. — 2003. — Vol. 29 (5). — Pp. 673–678.

15. O'Driscoll B., González-Jiménez J. M. Petrogenesis of the Platinum-Group Minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. — 2016. — Vol. 81. — Pp. 489–578.

16. The JORC Code: 2012 Edition. — Joint Ore Reserves Committee, 2012. — URL: http://www.jorc.org/docs/JORC_code_2012.pdf (дата обращения: 19.07.2018).

1. Gongal'skiy B. I. Mestorozhdeniya unikal'noy metallogenicheskoy provintsii Severnogo Zabaykal'ya [Deposits of the unique metallogenic province of Northern Transbaikalia]. Moscow, Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut mineral'nogo syr'ya im. N. M. Fedorovskogo, 2015. 248 p.

2. Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Zoloto i platina Karelii: formatsionno-geneticheskie tipy orudneniya i perspektivy [Gold and platinum of Karelia: formation-genetic types of mineralization and prospects]. Petrozavodsk, Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 2011, 369 p.

3. Ivashchenko V. I., Konevin K. A. Metodika i kriterii prognoznno-metallogenicheskoy otsenki proterozoyskogo gabbrodoleritovogo magmatizma Karelii na blagorodnometall'noe orudnenie [Methodology and criteria for the prognostic-metallogenetic assessment of the Proterozoic gabbrodolerite magmatism of Karelia for noble metal mineralization]. *Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov: Tezisy VIII Mezhdunaradnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. Moscow, Tsentral'nyy nauchno-issledovatel'skiy geologorazvedochnyy institut tsvetnykh i blagorodnykh metallov, 2018, pp. 48. (In Russian).

4. Konevin K. A., Ivashchenko V. I. Noble metal potential of Motko intrusion. *Gornyy Zhurnal*, 2019, no. 3, pp. 35–38. (In Russian).

5. Korneev A. V., Vikhko A. S., Fatov N. V., Ivashchenko V. I. Viksha deposit — the first large industrially promising PGM locality in Karelia. *Gornyy Zhurnal*, 2019, no. 3, pp. 31–34. (In Russian).

6. Malashin M. V., Golubev A. I., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Geochemistry and petrology of Paleoproterozoic

mafic volcanic complexes of Karelian. I. Jatulian trap complex. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Seriya 7*, 2003, no. 1, pp. 3–33. (In Russian).

7. Metallogeniya Karelii [Metallogenia of Karelia]. Petrozavodsk, Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 1999, 337 p.

8. Mineral'noe syr'e. Kratkiy spravochnik [Mineral raw materials. Quick reference]. Ed. V. P. Orlov. Moscow, Geoinformmark, 1999, 302 p.

9. Svetov A. P. Platformennyy bazal'tovyy vulkanizm karelid Karelii [Platform basaltic volcanism of karelide Karelia]. Leningrad, Nauka, 1979, 208 p.

10. Stepanova A. V., Larionov A. N., Larionova Yu. O. 2.2 Ga mafic sills in the central part of the Karelian Craton: U-Pb dating of zircons and geochemistry of gabbro-dolerites in the lake Bolshozero area. *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, 2018, no. 11, pp. 3–16. DOI: 10.17076/geo781 (In Russian).

11. Trofimov N. N., Golubev A. I. Pudogorskoe blagorodnometall'noe titanomagnetitovoe mestorogdenie [Pudogorsk precious metal titanomagnetite deposit]. Petrozavodsk, Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 2008, 123 p.

12. Filippov N. B., Trofimov N. N., Golubev A. I., Sergeyev S. A., Huhma H. Isotopic age data on the Koikary-Svyatnavolok and Pudozhgora sheeted intrusions. *Geology and Useful Minerals of Karelia*. Petrozavodsk, Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 2007, iss. 10, pp. 49–68. (In Russian).

13. Finanz.ru, available at: <https://www.finanz.ru/novosti/birzhevyie-tovary/rossiya-vzorvala-mirovoy-rynok-palladiya-1028042423> (accessed: 22.03.2019).

14. Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 2003, vol. 29 (5), pp. 673–678.

15. O'Driscoll B., González-Jiménez J. M. Petrogenesis of the Platinum-Group Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2016, vol. 81, pp. 489–578.

16. *The JORC Code: 2012 Edition*. Joint Ore Reserves Committee, 2012, available at: http://www.jorc.org/docs/JORC_code_2012.pdf (accessed: 19 July 2018).

Ивашченко Василий Иванович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН). Пушкинская ул., 11, Петрозаводск, Республика Карелия, 185910, Россия. <ivashche@krc.karelia.ru>

Коневин Константин Андреевич — геолог, ООО «Индустрия». Ул. Кирова, 25, Петрозаводск, Республика Карелия, 185035, Россия. <KonstantinKonevin@polymetal.ru>

Ivashchenko Vasily Ivanovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Geology of Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG KarRC RAS). 11 Pushkinskaya ul., Petrozavodsk, the Republic of Karelia, 185910, Russia. <ivashche@krc.karelia.ru>

Konevin Konstantin Andreevich — Geologist, ООО «Industriya». 25 Ul. Kirova, Petrozavodsk, the Republic of Karelia, 185035, Russia. <KonstantinKonevin@polymetal.ru>

Ю. Б. МИРОНОВ, А. М. КАРПУНИН, В. З. ФУКС (ВСЕГЕИ)

Металлогения тория Российской Федерации

Приведены сведения о возможности использования тория в отечественной ядерной энергетике, что делает актуальной проблему выявления и изучения его месторождений. Рассмотрены особенности геохимии и минералогии тория, генезис и эпохи формирования специализированных на торий геологических формаций, а также вещественный состав и геологическое строение ряда важных торийсодержащих объектов с комплексными рудами. Предложена их классификация, основанная на учении о рудных формациях отечественной металлогенической школы и МАГАТЭ. Даны примеры месторождений ведущих геолого-промышленных типов. Рекомендованы направления дальнейших исследований.

Ключевые слова: торий, металлогения, месторождения, рудные формации, районирование.

YU. B. MIRONOV, A. M. KARPUNIN, V. Z. FUKS (VSEGEI)

Thorium metallogeny in the Russian Federation

Information is given on the possibility of using thorium in domestic nuclear power industry that makes the problem of identifying and studying thorium deposits urgent. Features of thorium geochemistry and mineralogy, the genesis and formation epochs of thorium-oriented geological rock associations, as well as the petrological composition and geology of a number of important thorium-bearing targets with complex ores are discussed. Their classification based on studying ore formations of the domestic metallogenic school and the IAEA is proposed. Examples of ore deposits of major geological and economic types are given. Lines for further studies are recommended.

Keywords: thorium, metallogeny, mineral deposits, ore formations, zoning.

Для цитирования: Миронов Ю. Б., Карпунин А. М., Фукс В. З. Металлогения тория Российской Федерации // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 106–116.

В 1930-х годах в геологической науке возникло новое направление — радиогеология. Значительный вклад в ее становление внес выдающийся отечественный ученый В. И. Вернадский [3]. Его последователи Дж. Джоли, Р. Стретт, А. Холмс, А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, А. Н. Тихонов, А. А. Смыслов [11] и многие другие в дальнейшем успешно развивали новую науку, тем самым заложив тесную связь между геологией и ядерной физикой. Существенное значение также приобрели радиогеохимия и металлогения урана и тория, практическое использование которых открыло неисчерпаемые запасы источников энергии. Изучение закономерностей миграции радиоактивных элементов в горных породах земной коры и условий образования их промышленных концентраций занимают сегодня ведущую роль в общем комплексе геологоразведочных работ, связанных с прогнозированием, поисками и разведкой месторождений радиоактивного сырья.

Современная мировая ядерная индустрия в военном и энергетическом секторах базируется на уран-плутониевом цикле, в котором уран играет доминирующую роль [2]. В последние годы в качестве альтернативы сложившейся ситуации рассматривается вовлечение в ядерный цикл тория, являющегося реальным сырьевым ресурсом атомной энергетики будущего [9; 10].

Очевидны преимущества ториевой энергетики перед урановой. При замене урановых элементов на ториевые на АЭС можно достичь двукратного увеличения энергии, получаемой со стандартного объема активной зоны реактора. В ториевом реакторе нарабатывается не плутоний 239, а изотоп урана 233, который, благодаря предлагаемой технологии тепловыделяющих элементов, обеспечивает высокое выгорание ядерного топлива. Это снижает риск загрязнения окружающей среды. Снимается проблема накопления плутония, а следовательно, и его распространения в виде оружия. Еще один важный аргумент в пользу ториевой энергетики — реактор может работать без перезагрузки топлива 30–50 лет [5].

Рассчитывать на успешное внедрение тория в ядерный топливный цикл в нашей стране можно уже в обозримой перспективе [10]. В случае использования тория в ядерной энергетике мировые потребности в нем резко возрастут, что в итоге вызовет необходимость как освоения уже известных ториевых месторождений, так и выявления новых.

Данное обстоятельство дает основание вернуться к приостановленной в свое время проблеме поисков и научного прогноза месторождений тория в нашей стране, начало которым было положено в 1950–1980-е годы работами отдела

специальной металлогении ВСЕГЕИ при участии ряда родственных организаций — ВИМС, ВНИИХТ и др. [6].

История проблемы. В 1946–1951 гг. в рамках атомного проекта специальные на торий поисковые работы были ориентированы на выявление монацитовых четвертичных россыпей. В 1946 г. в составе Минцвета СССР было организовано Второе главное управление с задачей «руководства предприятиями по добыче ториевых руд, получения окиси и металлического тория» [6], и уже в 1949 г. на месторождениях монацитовых песков в Алданском районе начались работы. В 1972 г. на Химико-металлургическом заводе (Красноярск) создан участок по получению металлического тория, а в 1985 г. освоен новый вид продукции — нитрат тория — современное сырье для получения ториевого ядерного топлива. После завершения этих работ специальных поисков на торий не проводилось [5]. Вместе с тем попутные поиски тория как возможного сырья для резерва ядерной энергетики не прекращались.

В 1982 г. Всесоюзное геологоразведочное объединение «Союзгеологоразведка» подготовило и разослало подведомственным экспедициям Первого главного геологоразведочного управления письмо с предписанием провести работу по учету известных объектов тория. К письму прилагались «Рекомендации по учету объектов ториевой минерализации». Масштабы ториевых проявлений классифицировались следующим образом: для комплексного оруденения — по запасам основного компонента (урана, тория, редких металлов и т. д.); для собственно ториевого оруденения — к месторождениям отнесены объекты с запасами тория свыше 500 т, к рудопроявлениям — объекты, имеющие рудное пересечение с содержанием тория 0,05 % и метропроценте 0,035. Остальные ториеносные объекты характеризуются как проявления минерализации. Учету подлежали все торийсодержащие проявления, в рудах которых тория более 0,01 % в качестве попутного компонента и где он основной полезный компонент; минимальные содержания принимались аналогичными для месторождений урана — 0,05 %.

Специализированные работы по металлогении тория проводились во ВСЕГЕИ под руководством А. А. Смыслова [6]. В результате был подготовлен рациональный комплекс минералого-геохимических методов изучения пространственно-временных закономерностей и форм нахождения урана и тория в различных геологических образованиях, а также разработаны принципы и методика создания радиогеохимических карт разного масштаба и назначения. Были сформулированы положения о латеральной и вертикальной радиохимической зональности литосферы, соотношении тепловых потоков и радиогенного тепла в платформенных и складчато-надвиговых областях. Основные итоги работ освещены в монографиях [6; 11].

Торий является литофильным элементом, встречающимся в виде кислородных соединений (окислов, гидроокислов, кислородных солей и силикатов) с преобладающим ионным типом связи, и концентрируется преимущественно в верхних слоях литосферы (гранитно-метаморфический слой) [4]. В силу близости кристаллохимических свойств тория и урана предполагают идентичность их поведения в эндогенных петрогенетических процессах. Однако выявляются некоторые особенности поведения тория в различных процессах петро- и рудогенеза эндогенного и экзогенного типов. Принято считать, что эндогенное рудообразование тесно связано с производными кислого и щелочного магматизма и сопряженными с этим гидротермально-метасоматическими и гидротермальными образованиями. При процессах кислого магматизма формируются ультраметаморфогенные и ортомагматические гранитоиды. В первом случае происходит перераспределение тория совместно с ураном и редкими землями, изменение форм его нахождения и концентрация в акцессорных минералах. В гнейсах торий рассеян по породообразующим темноцветным минералам, изоморфно входя в решетки биотита, амфибола, полевых шпатов и других минералов. В развивающихся по этим гнейсам ультраметаморфогенных гранитоидах торий входит в состав различных минеральных фаз — ортита, монацита, циркона и других минералов. По содержанию радиоактивных элементов и условиям формирования гранитоидных интрузий, составу исходных магм и прочих физико-химических факторов ортомагматические гранитоиды разделяют на три типа: ураноносные (обычно лейкократ-гранитовая формация), торий-урановые и ториеносные [6].

Эндогенные накопления тория промышленного уровня связаны со щелочными формациями натриевого ряда. Ориентируясь на предполагаемую глубину зарождения исходных расплавов, условия формирования интрузий и вещественный состав слагающих их комплексов щелочные формации относят к разряду мантийных или мантийно-коровых образований. Установлено, что щелочные магматические породы содержат повышенные количества редкометалльных (тантал, ниобий, цирконий, бериллий), редкоземельных (церий, лантан, иттрий) и радиоактивных элементов, что является важнейшими геохимической и металлогенической особенностями рассматриваемой группы пород [11].

При процессах образования карбонатитов происходит интенсивное метасоматическое преобразование вмещающих пород под воздействием газовой-жидкой эманации (H_2O , CO_2 , F, P и др.). В итоге возникают специфические метасоматические породы типа камафоритов. Устанавливается прямая зависимость между содержанием тория и агаидностью пород. Наиболее высокие содержания тория отмечаются в агаитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского типа [1]. Можно отметить еще некоторую специфику геохимии

тория в эндогенных породах. Так, выявляется зависимость содержания тория от геологического возраста пород: в молодых магматических породах его содержание обычно более высокое, чем в однотипных петрохимических разностях пород, более ранних по возрасту.

При экзогенных процессах в ходе механического разрушения специализированных на торий горных пород и мобилизации осадочного терригенного материала, обогащенного рудными устойчивыми к химическому выветриванию минералами, происходит формирование россыпных месторождений тория, циркония, редких земель и тантало-ниобатов. Это, как правило, наблюдается в относительной близости от источников сноса, которыми являются в подобных случаях гранитные интрузии, орто-, парагнейсы и другие породы, содержащие в повышенных количествах торий-редкометалльно-редкоземельные минералы. Примером служат современные континентальные монацит-циркон-ильменитовые россыпи Приазовья и лопаритовые россыпи в южной части Кольского полуострова. В первом случае функцию материнских пород выполняли монацит-тоносные гранитоиды Украинского кристаллического массива, во втором — агапитовые нефелиновые сиениты ловозерского комплекса. Геохимический спектр элементов при экзогенных процессах лимитируется химическим составом устойчивых к выветриванию рудных минералов [6].

Для тория, как и для урана, выделяют геохимические и металлогенические эпохи проявления и накопления. В число первых входят: эпоха пангранитизации в раннем протерозое, когда в итоге гранитизации гнейсов формировались огромные массы высокоториевых гранитов (за счет образования акцессорных торийсодержащих, в меньшей степени собственно ториевых минералов). Средне-позднепротерозойская активизация стимулировала возникновение рудных формаций тория — торий-редкометалльно-урановой в калиевых метасоматитах, щелочных и лейкократовых гранитах, пегматоидах и пегматитах, а также торий-урановой и золото-редкоземельно-ториевой в конгломератах, гравелитах, песчаниках и кварцитах. В фанерозое заметной геохимической эпохой явилось время формирования в земной коре щелочных и субщелочных пород — позднепалеозойско-раннемезозойская (пермь — триас) глобальная эпоха.

Металлогенические эпохи. Для тория намечаются четыре металлогенические эпохи — позднепротерозойская, среднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская и неоген-четвертичная. Именно в этот период сформировались главные специализированные на торий геологические формации.

По спектру разнообразия ториевых концентраций в фанерозое и суммарным характеристикам масштабов проявления ториевого оруденения позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха является и ведущей металлогенической. Второй

по значимости — среднепалеозойская, далее — неоген-четвертичная эпохи. В фанерозое проявлен широкий спектр рудных формаций тория, при этом отмечены определенные временные закономерности [6].

Позднепалеозойско-мезозойская эпоха характеризуется преимущественным распространением эндогенных рудных формаций, последовательность развития которых отражает общую эволюцию земной коры в этот период. Намечается тенденция возрастания роли более низкотемпературных и генетически удаленных от материнской магматической формации рудных ториевых объектов. Распространенное ранее развитие высокотемпературных щелочных (преимущественно калиевых) метасоматических рудных формаций, генерированных преобладающими рудоформирующими процессами (магматизм, метаморфизм, метасоматоз), сменяется более низкотемпературными (уже преимущественно натриевыми) метасоматитами и гидротермалитами.

Со среднепалеозойской эпохой связана значительная часть ториеносных карбонатитов. В последующую эпоху сформированы кварц-полевошпатовые метасоматиты натриевой линии (альбититы) плутоногенного генезиса, лопаритовые магматические породы, поздние карбонатиты и их коры выветривания, гидротермалиты. Экзогенные, главным образом россыпные, накопления тория проявились в мезозое (отчасти) и кайнозое (наибольшее развитие). Ториеносные россыпи характерны и для четвертичного (вплоть до современного) осадконакопления [11].

Рудные формации. Находясь в неразрывной связи со структурно-формационными комплексами как во времени, так и в пространстве, рудные формации служат одним из основных критериев при металлогеническом районировании и прогнозе. Использование на практике классификации различных месторождений радиоактивных руд на формационной основе является главным принципом металлогенического районирования территорий. Подобный подход применим и для тория. В СССР прикладное значение получила классификация ториевых объектов И. В. Чиркова [14], рекомендованная в 1982 г. Первым главком Министерства геологии СССР производственным экспедициям при поисках и учете торийсодержащих объектов. Всего на территории СССР было установлено более десяти ториеворудных и ториеносных формаций. Указанная классификация сыграла положительную роль при типизации и оценке торийсодержащих объектов в разнообразных геолого-структурных обстановках.

В 1982 г. в отделении специальной металлогении ВСЕГЕИ совместно с другими организациями составлена первая металлогеническая на торий карта территории СССР м-ба 1 : 10 000 000 с объяснительной запиской к ней [6]. В основу работы были положены результаты ранее проводившихся исследований по изучению ториеносности территории СССР, а также данные, полученные в ходе

Таблица 1

Классификация месторождений тория

Номер формации	Знак	Рудная формация	Месторождения и их номера на схеме
1		Торий-редкометалльная в агпайтовых сиенитах и зонах метасоматоза	2 – Вавнбед, 3 – Ловозерское
2		Редкометалльно-ториевая в щелочных метасоматитах и флюорит-баритовых жилах	Рудопроявления в Северном Прибайкалье
3		Торий-цирконий-фосфорная в эйситах и карбонат-апатитовых жилах	Рудопроявления в Алтае-Саянской и Байкальской минерагенических провинциях
4		Торий-урановая в щелочных метасоматитах и кварц-флюорит-баритовых жилах	15 – Торгойское
5		Редкоземельно-ториевая ураноносная в альбититах и эгирин-амфиболовых метасоматитах	6 – Вишневогорское, 7 – Сибирка, 11 – Улуг-Танзек, 12 – Арысканское, 16 – Катугинское, 19 – Бугундья
6		Ториевая редкоземельно-редкометалльная с ураном в поликомпонентных метасоматитах	Рудопроявления в Северной Карелии и на Алданском щите
7		Торий-редкометалльно-урановая в калиевых метасоматитах, щелочных и лейкократовых гранитах, пегматитах	14 – Ермаковское, рудопроявления на Алданском щите
8		Редкоземельно-редкометалльно-фосфорно-ториевая в карбонатах	1 – Ковдор, 4 – Африканда, 9 – Мало-Растайское, 10 – Кийское, 17 – Селигдар, 18 – Ингилийское
9		Золото-редкоземельно-ториевая и урановая в метаморфизованных протерозойских конгломератах, гравелитах, песчаниках и кварцитах	Рудопроявления на Алдане, Урале, Енисейском кряже
10		Редкоземельно-ториевая в корях выветривания карбонатитов и специализированных на торий породах	10 – Кийское, 13 – Томтор, рудопроявления на Кольском и в других регионах
11		Торий-редкоземельно-цирконий-титановая погребенных прибрежно-морских и дельтовых россыпей	8 – Туганское
12		Редкоземельно-редкометалльно-ториевая континентальных современных россыпей	Рудопроявления в обрамлении массивов разрушавшихся торийсодержащих пород
13		Ториеносная в лигнитах и углях	Рудопроявления в чехлах платформ
14		Ториеносная в фосфатах	Рудопроявления в чехлах платформ
15		Неясной формационной принадлежности	5 – Салдинское

Формации: 1–8 – эндогенные (1–4 – щелочного и 5–7 – кислого магматизма, 8 – карбонатиты); 9 – полигенные (метаморфогенные); 10–14 – экзогенные (10 – остаточные, в корях выветривания, 11–14 – осадочные (россыпи: 11 – погребенные, 12 – современные, 13 – углеродисто-осадочные, 14 – фосфорно-осадочные); 15 – неясной формационной принадлежности.

оценки специальной изученности территории на уран и торий. На основе проведенных исследований была дана характеристика установленных закономерностей размещения ториевого оруденения на обширной территории СССР. Классификация, ранжирование и выделение металлогенических подразделений проводились по методике и на принципах, разработанных на тот период во ВСЕГЕИ. При этом учитывались результаты проведенного ранее структурно-формационного

и тектонического районирования, а также приняты во внимание вещественные и структурные критерии ториеносности территории. обстоятельно рассмотрены специализированные на торий формации различных геоструктур страны (платформы, щиты и срединные массивы, складчатые области, зоны тектонической и тектономагматической активизации) [6].

По результатам анализа накопленной информации авторами представлена на формационной

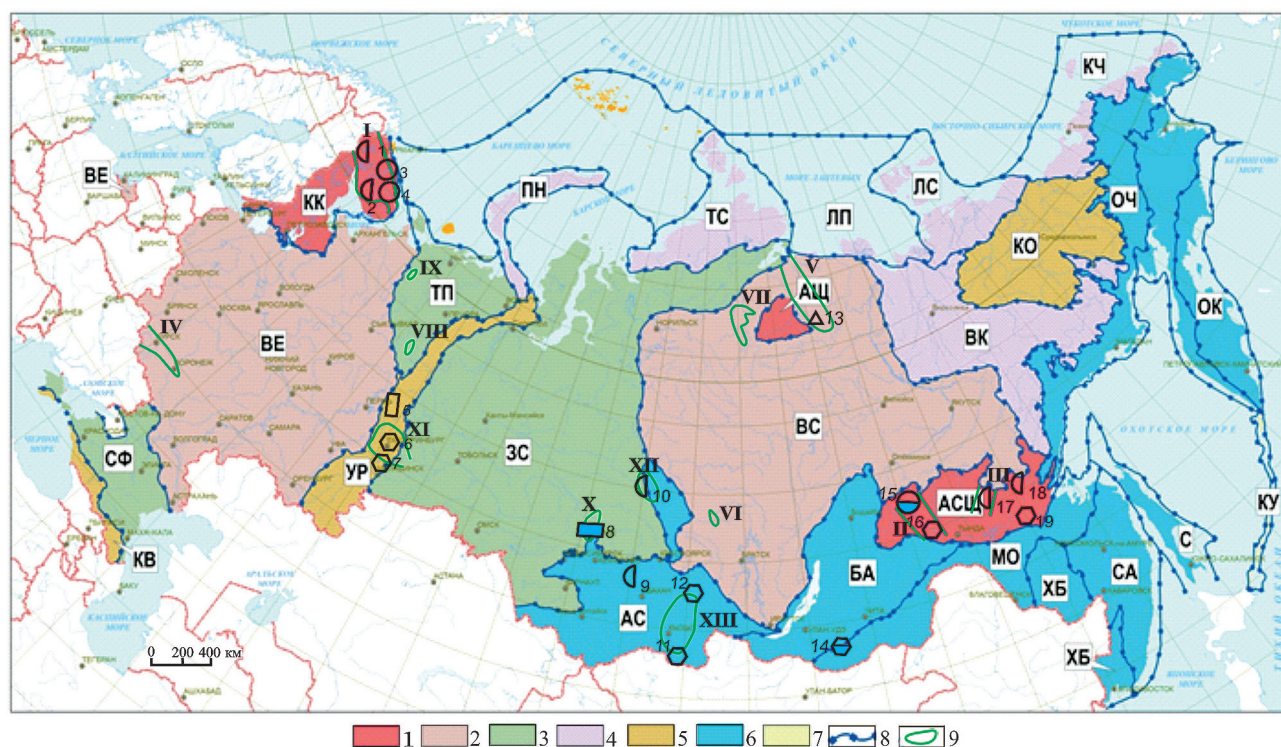


Рис. 1. Схема минерагенических провинций России

1–7 – минерагенические провинции: 1 – щитов древних платформ (АСЩ – Алдано-Становая, АЩ – Анабарская, КК – Карело-Кольская), 2 – чехлов древних платформ (ВЕ – Восточно-Европейская, ВС – Восточно-Сибирская), 3 – чехлов молодых платформ (ЗС – Западно-Сибирская, СФ – Скифская, ТП – Тимано-Печёрская), 4 – коллизионные (ВК – Верхояно-Колымская, ЛС – Ляховско-Святоноская, ЛП – Лаптевоморская, КЧ – Колымо-Чукотская, ПН – Пай-Хой-Новоземельская, ТС – Таймыро-Североземельская), 5 – аккреционно-коллизионные (КО – Колымо-Омолонская, КВ – Крымско-Кавказская, УР – Уральская), 6 – аккреционно-коллизионно-активноокеанические (АС – Алтае-Саянская, БА – Байкальская, МО – Монголо-Охотская, ОК – Олюторско-Камчатская, ОЧ – Охотско-Чукотская, СА – Сихотэ-Алинская, ХБ – Ханкай-Буреинская, С – Сахалинская), 7 – островодужные (КУ – Курильская); 8, 9 – границы: 8 – минерагенических провинций, 9 – металлогенических зон, рудных узлов, районов.

Месторождения: 1 – Ковдор, 2 – Вавнебед, 3 – Ловозерское, 4 – Африканда, 5 – Салдинское, 6 – Вишневогорское, 7 – Сибирка, 8 – Туганское, 9 – Мало-Растайское, 10 – Кийское, 11 – Улуг-Танзек, 12 – Арысканское, 13 – Томтор, 14 – Ермаковское, 15 – Торгойское, 16 – Катугинское, 17 – Селигдар, 18 – Ингилийское, 19 – Бугундя.

Металлогенические зоны (МЗ), рудные узлы (РУ) и районы (РР): I – Ковдору-Ловозерская МЗ, II – Катугинский РУ, III – Верхненимныйский РР, IV – Псёл-Чёрнокалитвенская МЗ, V – Уджинская МЗ, VI – Чадобецкий РУ, VII – Маймеч-Котуйская МЗ, VIII – Среднетиманский РР, IX – Четласский ПРУ, X – Туганский РР, XI – Верхнетурско-Новооренбургская МЗ, XII – Центрально-Енисейская МЗ, XIII – Сангиленская МЗ.

Рудопроявления и проявления минерализации тория из-за масштаба схемы не отображены, что объясняет отсутствие на схеме значков формаций 2, 3, 6, 9, 13, 14 (см. табл. 1)

основе актуализированная классификация торий-содержащих рудных объектов, включающая месторождения и рудопроявления разных формационных типов (табл. 1).

Отметим, что характеристика геоструктур страны исследователями прежних лет приводилась исходя из фиксистского подхода, тогда как их современная интерпретация предполагает мобилистскую концепцию – это обстоятельство затрудняло синтез разных подходов применительно к металлогении тория и в целях объективности обязало авторов сохранять название структур по используемым первоисточникам [6; 7].

Металлогеническое районирование. Размещение комплексных торийносных месторождений России приведено на Схеме минерагенических провинций России (рис. 1) с учетом актуализации

предыдущих схем районирования торийносных объектов [7; 8]. В качестве металлотектов в соответствии с современными представлениями ВСЕГЕИ, реализованными при составлении Прогнозно-минерагенической карты территории Российской Федерации и ее континентального шельфа м-ба 1 : 2 500 000 (2019 г.), выделены минерагенические зоны, рудные узлы и районы с объектами, представляющими интерес в отношении торийносности.

По причине масштабного ограничения на схеме показаны только типовые месторождения-представители торийсодержащих формаций.

Щиты древних платформ. В пределах Карело-Кольской минерагенической провинции (МП) выделяются: *Ковдору-Ловозерская минерагеническая зона* (МЗ) (I), включающая Ловозерский, Хибинский, Ковдорский

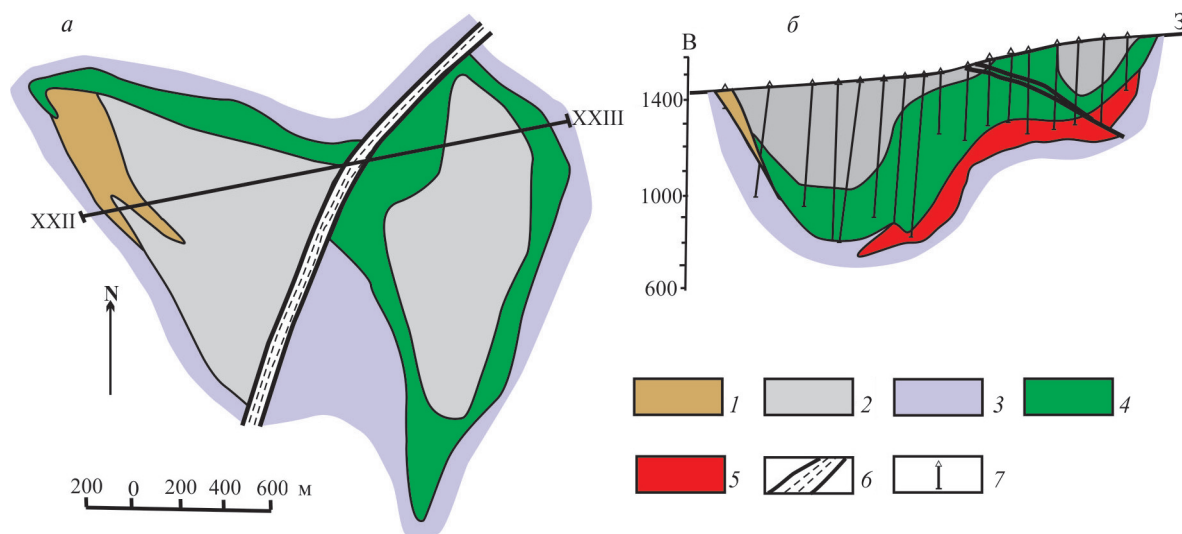


Рис. 2. Геологическое строение (а — план и б — разрез) Катугинского месторождения (по Ю. В. Быкову и др., 1987)

1, 2 — метасоматиты (1 — биотитовые, 2 — амфиболовые); 3 — кристаллические сланцы; 4 — богатые тантало-ниобиевые руды; 5 — богатые ториево-иттриево-редкоземельные руды; 6 — разрывы, сопровождающиеся мощными зонами катаклаза; 7 — скважины

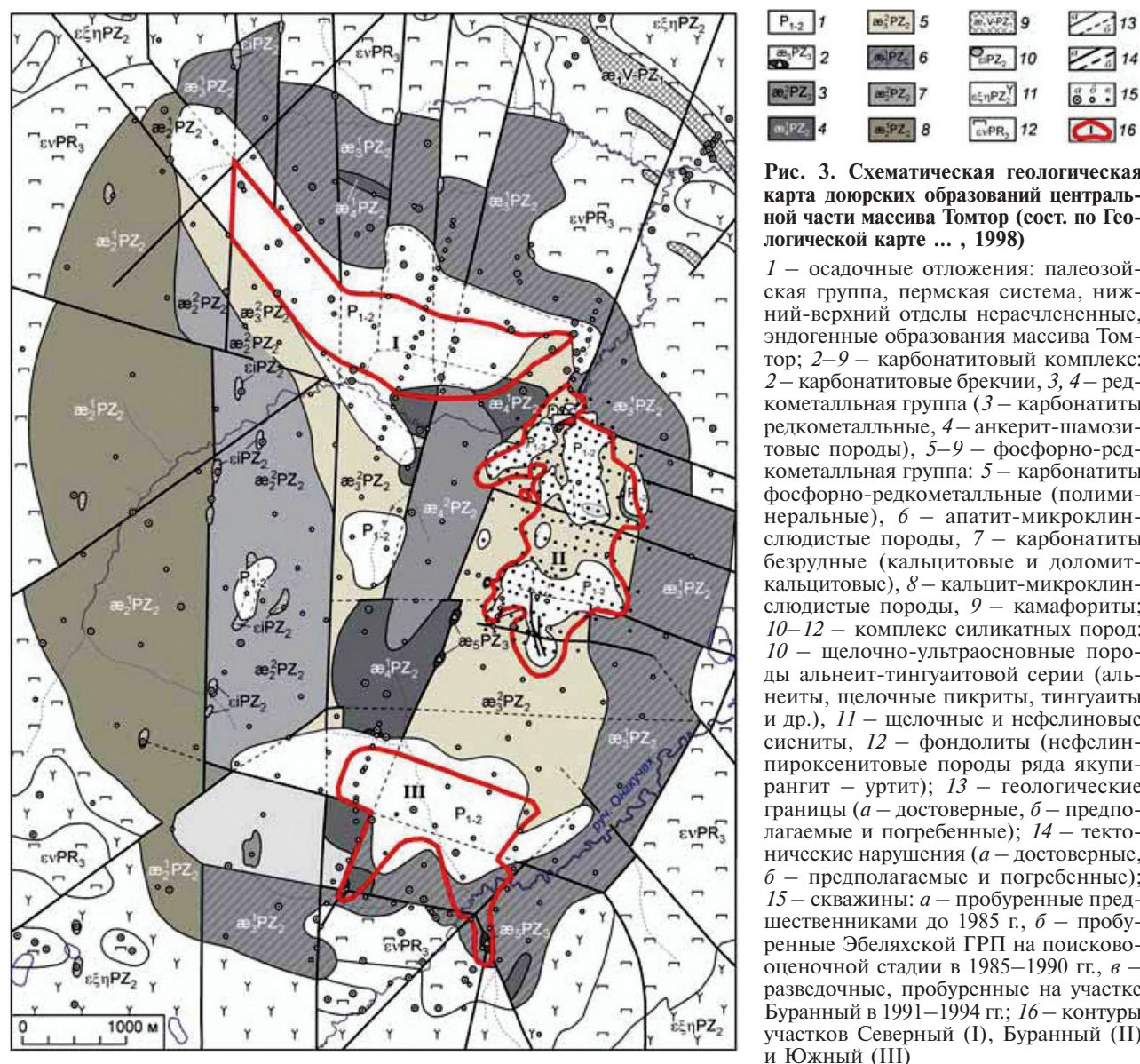
и Африкандовский рудные узлы (РУ) с месторождениями комплексных руд с торием — Ловозерское (3) и Вавнбед (2) торий-редкометалльной в агпайтовых сиенитах и зонах метасоматоза формации, Ковдор (1) и Африканда (4) редкоземельно-редкометалльно-фосфорно-ториевой в карбонатитах формации (далее — рудная формация) (см. легенду к рис. 1). В Алдано-Становой МП — Катугинский РУ (II) с одноименным месторождением редкоземельно-ториевой ураноносной в альбититах и эгирин-амфиболовых метасоматитах рудной формации (рис. 2), Верхненимныйский РР (III) с месторождением Селигдар рудной формации, а также месторождения Ингилийское (18), Бугундя (19), аналогичные рудным формациям, и Торгойское (15) — торий-урановой в щелочных метасоматитах и кварц-флюорит-баритовых жилах рудной формации.

Анабарский щит является единственным в мире, в пределах которого к настоящему времени не выявлено месторождений полезных ископаемых, хотя его потенциал на спектр полезных ископаемых у большинства геологов сомнений не вызывает. По всей вероятности, это обусловлено недостаточной его прогнозно-минерагенической, поисковой изученностью и отсутствием проведенных региональных работ по ГДП-200/2 в пределах листов, обладающих высокой поисковой перспективностью [7]. В Анабарской МП с позиций ториеносности интерес представляют Билляхская, Салтахская, Ламуйская, Ченгелен-Харапская, Котуйкан-Монголинская потенциально металлогенические зоны (ПМЗ) и Биригиндино-Мюнусахский и Монголинский потенциально рудные узлы (ПРУ) с ториевой редкоземельно-редкометалльной с ураном в поликомпонентных метасоматитах формацией, а также Мальджангарский ПРУ с той же рудной формацией.

Чехлы древних платформ. В пределах Восточно-Европейской МП месторождений тория не выявлено. Повышенные содержания тория (до 0,7 %) зафиксированы в бокситоносных формациях, в частности в бокситах Висловского и Яковлевского месторождений в центральной части платформы за счет присутствия циркона, монацита и торита.

Псёл-Чёрнокалитвенская МЗ (IV) отвечает ареалу развития титан-циркониевых россыпей в позднеолигоценно-раннемиоценовых прибрежно-морских отложениях полтавского надгоризонта мощностью от 8–10 до 45 м. Продуктивный горизонт тонко-мелкозернистых светло-желтовато-серых кварцевых песков мощностью от 1 до 15 м приурочен к верхнеберекской подсвите полтавского надгоризонта. Содержание в рудном пласте тяжелой фракции изменяется от 0,05 до 1,87 % (иногда до 5 %). Мощность рудных пластов от 2 до 9 м, а минералы тяжелой фракции в них составляют (кг/м³): ильменит 7,88–10,13, рутил 4,12–6,28, лейкоксен 2,01–3,17, циркон 3,32–6,16, сумма ставролита и турмалина 1,6–4,39, сумма дистена и силлиманита 1,7–2. Наиболее практически значимые россыпи выявлены в Обоянском ПРР. Рудоносные пески слагают здесь водоразделы рек Псёл, Ворскла, Пена, Северный Донец и размыты на наиболее высоких участках. Минерагеническая зона включает еще ряд потенциально рудных узлов — Бутровский, Высоконовский, Борисовский и Истобнянский. Прогнозные ресурсы тория в ПРУ не оценивались.

На северной части Восточно-Сибирской МП к востоку от Анабарского щита в пределах Анабаро-Оленёвской антеклизы расположена Уджинская МЗ (V). Она объединяет пять рудных узлов с массивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, три из которых выделены под



чехлом осадочных пород позднего палеозоя и мезозоя. В составе зоны наиболее хорошо изучены *Томторский РУ*, который вместе с другими приурочен к Уджинскому субмеридиональному поднятию, где на поверхность выходят карбонатно-вулканогенно-терригенные толщи рифея и венда. Они прорваны массивами щелочно-ультраосновных пород.

Томторский массив занимает ведущее положение по масштабам проявления карбонатитов и связанного с ними оруденения (рис. 3). Здесь установлены редкоземельно-редкометалльно-фосфорно-ториевая, магнетит-железно-рудная минерализация в карбонатитах, а также месторождения нефелинов в самом массиве. Формирование рудной минерализации происходило в интервале от позднего докембрия до ранней перми. Выделено три этапа в ее образовании: становление многофазного массива и карбонатитов (R–D), формирование мощной зональной коры выветривания (D₃–C) и переотложение коры в локальных впадинах (P₁). Содержание

полезных компонентов в перемытой коре резко возрастает (табл. 2). Такой горизонт с перемытой корой получил название рудного пласта. Из полезных ископаемых в нем присутствуют ниобий, редкие земли, торий, иттрий, скандий, ванадий, фосфор, стронций. По масштабам оруденения и концентрации элементов — это уникальный объект.

В западной части провинции выделен *Чадобецкий РУ* (VI), в котором в остаточной и перемытой корях выветривания по карбонатитам и щелочно-ультраосновным породам Чадобецкой интрузии установлены крупные месторождения ниобий-редкоземельно-торий-фосфатных руд (Чуктуконское) и бокситов (Центральное).

Кроме того, в целом по провинции намечена серия среднепалеозойских кимберлитовых полей (потенциальных рудных узлов), представляющихся перспективными на торий. К их числу относятся: *Верхне-Моторчинский, Чемидикянский, Нижнетомбинский, Салакутский, Юлэгрский, Хомпу-Майский, Ереминский, Барылайский.*

Средние содержания (г/т) тория и урана в породах и рудах массива Томтор
(по А. В. Толстову, А. П. Гунину, 2001)

Литолого-вещественные петрологические комплексы (разновидности) пород и руд	Количество проб	Th	U	Th/U
Песчано-глинистые отложения нижней юры	5	15,2	4	3,8
Угленосные терригенные образования перми, перекрывающие рудный пласт	162	221	24	14,3
Переотложенная кора выветривания каолинит-крандаллитового горизонта (рудный пласт)	888	1438	65	52,3
Сидеритовый горизонт, подстилающий рудный пласт	251	754	31	59,2
Гётитовый горизонт	42	425	5	116,8
Франколитовый горизонт	31	581	72	38,7
Плащевая (гидрослюдистая) кора выветривания	28	132,9	14,1	9,4
Эксплозивные карбонатитовые брекчии	20	640,5	13,7	46,8
Карбонатиты редкометалльные (анкеритовые)	33	738,3	6	124,3
Карбонатиты фосфорно-редкометалльные (полиминеральные)	109	106,4	7,1	15,0
Карбонатиты безрудные (кальцитовые и доломит-кальцитовые)	50	73,1	7,9	9,3
Комплекс силикатных пород (сиениты, фондолиты)	46	39	5	8,8

Другой особенностью, определяющей минерогенетический облик Восточно-Сибирской провинции, является ториеносная минерализация, связанная с щелочно-ультраосновными интрузиями и карбонатитами, которые объединены в *Маймеча-Котуйскую МЗ* (VII). В зону входят более 15 массивов, даек и силлов щелочно-ультраосновных массивов. Самый крупный — Гулинский массив площадью почти 2000 км². Возраст оруденения считается раннетриасовым, хотя становление части массивов или отдельных фаз произошло в поздней перми. Маймеча-Котуйская МЗ представляется перспективной в отношении ториеносности и кор выветривания по карбонатитам.

Чехлы молодых платформ. В пределах Тимано-Печёрской МП выделен ряд ториеносных металлотектов. В *Среднетиманском РР* (VIII) бокситоносная толща среднего девона перекрывает интенсивно дислоцированную сланцево-карбонатную толщу быстринской свиты рифея. Мощность бокситов от 5 до 30 м. Содержания тория до 0,7 % выявлены на Верхне-Щугорском и Центральном бокситовых месторождениях. В рудный район входят *Светлинско-Ворыквинский* и *Заостровско-Ямозерский РУ* с суммарными прогнозными ресурсами бокситов более 50 млн т.

Четласский ПРУ (IX) выделен по наличию редкоземельной минерализации иттриевой группы (0,18–0,24 % TR₂O₃) и ниобия (0,02–0,34 % Nb₂O₃) в кварц-полевошпатовых, гематит-полевошпатовых, альбит-эгириновых плагиоклазитовых жильных ториеносных метасоматитах в зонах нарушений, рассекающих сланцево-кварцитовые толщи рифея (рудопоявление тория Верхне-Мезенское). Рудоносные метасоматиты вскрыты скважинами на глубине около 160 м на Октябрьской, Новобобровской и Мезенской площадях. Сведения о ресурсах тория не приводятся [7].

В Западно-Сибирской металлогенической провинции интерес представляет *Туганский РР* (X), контролируемый зоной погружения Колыванской складчатой зоны под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты. Продуктивные россыпи залегают в мелкозернистых песках кусковской свиты люлинворского горизонта нижнего-среднего эоцена. Отрабатываемое в Туганском РУ одноименное месторождение включает пять россыпей. Площадь самой крупной из них Кусковско-Ширяевской составляет 4,2 км² [7]. В *Георгиевском РУ*, в пределах вышеуказанного рудного района, в отложениях кусковской свиты эоцена на глубине более 100 м выявлено Георгиевское месторождение, пригодное для отработки методом скважинной гидродобычи. К сожалению, ресурсы тория в перечисленных рудных узлах не оценивались.

Складчато-надвиговые области. Аккреционно-коллизийная Уральская МП включает Верхнетурско-Новооренбургскую МЗ (XI) с Вишневогорским (6) месторождением в нефелин-сиенитовых пегматитах ильменогорского комплекса P₂–T₁ в Тайгинском РУ редкометалльно-ториевой в щелочных метасоматитах и флюорит-баритовых жилах формации, а также месторождение Сибирка (7) с промышленным содержанием Nb, Ta, Zr, Th, Mo, Be. В связи с плохой обогатимостью руд обычными способами месторождение отнесено в разряд забалансовых, но при этом оно остается крупнейшим редкометалльным месторождением Урала. Месторождение сложено полевошпатовыми, фельдшпатидно-полевошпатовыми и карбонатитовыми метасоматитами с разнообразной тонкозернистой редкометалльной минерализацией.

Аккреционно-коллизийно-активноокраинная Алтае-Саянская МП включает Центральную-Енисейскую МЗ (XII), где в субширотной

полосе протяженностью около 500 км расположены месторождения Кийское (10), Татарское и Чуктуконское рудной формации [13]. В них продуктивны — карбонатиты, а вмещающие их коренные породы — преимущественно известняки и доломиты. Собственно месторождением является полоса карбонатитового штоковерка протяженностью 2,5 км при средней ширине 400 м; обогащенный участок коры выветривания по карбонатитам имеет размеры 300 × 400 м. Содержания Th в рудных охрах 0,02–0,11 %, а оксидов редких земель в пробах — 20 %, составляя в среднем 5,90 % [13]. Сангиленская МЗ (ХИП) включает месторождение Улуг-Танзек (11), представленное оруденелым штокообразным телом кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов), развивающихся по щелочным гранитоидам. Залегают они среди мраморов балыктыгхемской свиты и имеет в плане клиновидную форму протяженностью по длинной субширотной оси 1,5 км при ширине от 0,9 на востоке до 0,1 км на западе. Площадь массива — 0,9 км². Границы рудного тела довольно четкие и полностью соответствуют контурам массива. Сложен Улуг-Танзекский массив мелко-среднезернистыми породами кварц-альбит-микроклинового состава с переменным соотношением главных породообразующих минералов. Выделены две основные разновидности пород: рибекитсодержащие и полислюдистые, которые различаются по содержанию Ta и Nb, их соотношению и основным минералам-концентраторам полезных компонентов. Кроме Ta и Nb в рудах присутствуют Th, U, Zr, Li, TR, Hf, образующие редкоземельно-ториевую ураноносную в альбититах и эгирин-амфиболовых метасоматитах формацию. Ведущим типом редкометалльных руд являются полислюдистые разновидности, на долю которых приходится около двух третей запасов Ta и Nb.

В этой же минерагенической провинции расположено и Арысканское (12) месторождение аналогичной рудной формации. Редкоземельно-ториевая, Ta-Nb и Zr минерализация здесь связана с альбитизацией, преобразовавшей сиениты

и гнейсы в квальмиты. Уникальна наиболее крупная альбит-малакон-рибекитовая жила, протяженностью 170 м при средней мощности 0,45 м. Состав руд на месторождении с глубиной меняется: если на поверхности преобладает фергусонит, то на глубоких горизонтах он сменяется пирохлором. Для руд характерно резкое преобладание иттриевых земель над цериевыми, что делает рудный объект экономически особенно привлекательным.

В Монголо-Охотской МП повышенные проявления тория отмечены на Ермаковском (14) комплексном бериллиевом месторождении (формация редкоземельно-ториевая ураноносная в альбититах и эгирин-амфиболовых метасоматитах). В рудах содержится до десятых долей процента иттрия, иттербия, гафния. Торий связан с торитом, цирконом, ксенотимом. Месторождение на 47 % запасов отработано карьером. В настоящее время оно законсервировано.

Из приведенного перечня типовых (эталонных) месторождений и потенциально ториеворудных и ториеносных формаций наиболее перспективными среди эндогенных объектов представляются: редкоземельно-редкометалльно-фосфорно-ториевая в карбонатитах формация, а также в их корах выветривания, торий-урановая в щелочных метасоматитах и кварц-флюорит-баритовых жилах, редкоземельно-ториевая ураноносная в альбититах и эгирин-амфиболовых метасоматитах, а среди экзогенных — торий-редкоземельно-цирконий-титановая в погребенных прибрежно-морских и дельтовых россыпях, что определяется качеством руд, масштабом оруденения и распространенностью той или иной формации. Попутное получение тория рентабельно при отработке месторождений торий-редкометалльной в агпайтовых сиенитах и зонах метасоматоза и торий-цирконий-фосфорной в эйситах и карбонат-апатитовых жилах формаций.

Запасы и ресурсы. Существующие в мировой практике категории запасов для твердых полезных ископаемых к торию не применялись и при оценке ториеносности ограничивались, как правило,

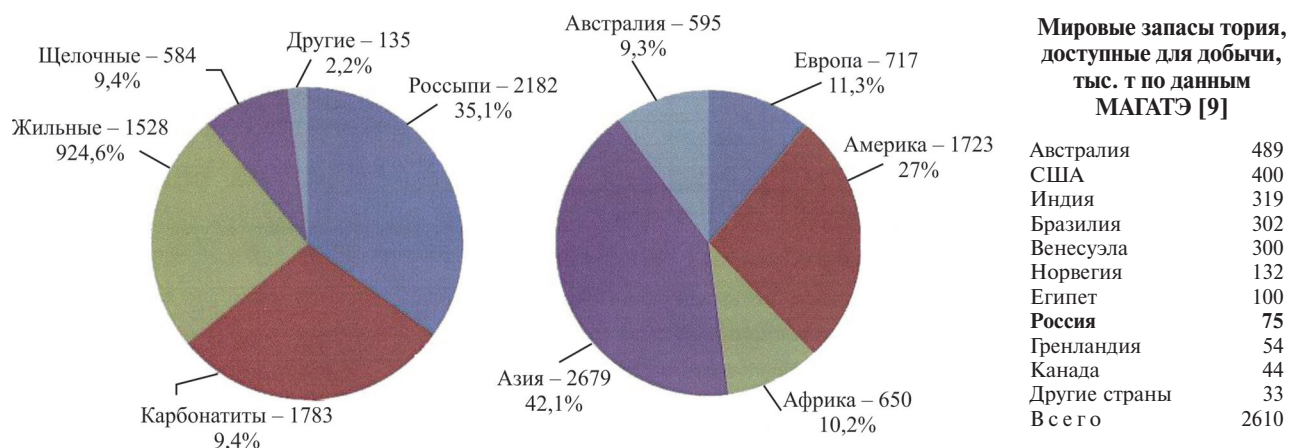


Рис. 4. Основные промышленные типы месторождений тория [12]

лишь прогнозными ресурсами. Промышленный баланс ресурсов обеспечивают четыре типа охарактеризованных выше месторождений, в первую очередь карбонатиты и россыпи (рис. 4). Характеризуя распределение ресурсов тория по континентам, Г. А. Машковцев и др. [12] полагают, что этих ресурсов вполне достаточно для обеспечения будущего развития любых вариантов использования тория в энергетических реакторах. По данным МАГАТЭ, прогнозные ресурсы тория России составляют 75 000 т [14; 15].

Предыдущими исследованиями на территории России выявлено и учтено около полутора тысяч торийсодержащих комплексных редкометалльных месторождений и рудопроявлений, запасы и ресурсы оценены на 211 объектах, в числе которых 113 четвертичных монацитовых россыпей и 61 эндогенное торий-редкометалльное месторождение и рудопроявление, при этом преобладают (86,7 %) ресурсы в эндогенных комплексных, как правило, полиметаллических и значительных по масштабам месторождениях [5].

Выводы. Выполненные исследования показали все более отчетливо проявляющуюся тенденцию в ядерной энергетике во многих странах к использованию тория в качестве ядерного топлива на АЭС, что, соответственно, вызывает необходимость оценки и укрепления сырьевой базы тория. Об этом свидетельствует все более расширяющийся круг отечественных и зарубежных публикаций на эту тему [15]. По запасам тория, доступным для добычи, Россия занимает восьмое место в мире, что неприемлемо в случае реализации проекта по использованию тория в отечественной ядерной энергетике. В целях стратегических интересов страны уже в ближайшем будущем неизбежно возобновление работ по переоценке запасов и прогнозных ресурсов и пополнению запасов тория известных и новых геолого-промышленных типов с комплексными рудами.

Для этих целей актуализирована классификация торийносных объектов на формационной основе с учетом отечественных и зарубежных (МАГАТЭ) схем типизации месторождений тория, рассмотрены особенности геохимии и минералогии тория, генезис и металлогенические эпохи формирования специализированных на торий геологических формаций, даны примеры отдельных месторождений ведущих геолого-промышленных типов. Как следствие, на базе современных представлений металлогенической школы ВСЕГЕИ проведено металлогеническое районирование территории РФ на торий с выделением перспективных структур, металлогенических зон и рудных районов.

Учитывая, что скопления тория, обладающего природной радиоактивностью, на многих месторождениях сопровождаются дефицитными редкими и редкоземельными металлами, возобновление поисков и добычи подобных комплексных руд экономически весьма рентабельно.

Рекомендуется при проведении государственного геологического картирования различного масштаба использовать апробированный комплекс радиометрических методов и ввести торий в отдельный перечень учитываемых полезных ископаемых.

1. Баюшкин И. М., Трофимов Н. С. Геохимия и минералогия урана и тория. — М.: ВИМС, 2016. — 260 с. (Минеральное сырье; № 32).
2. Бекман И. Н. Уран. — М.: Изд-во МГУ, 2009. — 300 с.
3. Вернадский В. И. Очерки геохимии. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — 696 с. (Избранные сочинения. В 5-ти томах. Т. 1).
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / А. А. Бродский, Г. А. Голева, С. Р. Крайнов и др. — М.: Недра, 1965. — 227 с.
5. Котова В. М., Скороваров Д. И. Месторождения тория СНГ и их перспективность (генетические типы месторождений) // Доклады совещания технического комитета МАГАТЭ. — Киев, 1995. — С. 87–91.
6. Металлогения урана и тория СССР / ред. А. А. Смыслов, В. М. Терентьев, М. В. Шумилин. — М.: Л., 1988. — 252 с.
7. Минерально-сырьевой потенциал недр Российской Федерации: в 2 т. Т. 1: Прогнозно-металлогенический анализ. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 224 с.
8. Миронов Ю. Б., Карпунин А. М. Металлогения тория российской части Центрально-Азиатского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. — С. 178–180.
9. Пельмский Г. А. Торий — перспективный сырьевой ресурс атомной энергетики / Г. А. Пельмский, В. М. Котова, П. А. Чехович, И. М. Капитонов // Рациональное освоение недр. — 2012. — № 1. — С. 30–45.
10. Семченков Ю. Ториевый ренессанс в ядерной энергетике? / Ю. Семченков, В. Сидоренко, С. Субботин, П. Алексеев // ОАО «Концерн Росэнергоатом». — 2014. — № 11. — С. 14–17.
11. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. — Л.: Недра, 1974. — 231 с.
12. Урановорудный потенциал России. 2015–2035 / Г. А. Машковцев, А. К. Мигута, А. В. Тарханов, В. Н. Щеточкин. — М.: ВИМС, 2017. — 118 с. (Минеральное сырье; № 33).
13. Цыкин Р. А. Редкометалльные и редкоземельные охры карбонатитовых месторождений Нижнего Приангарья // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. — 2013. — № 1 (42). — С. 96–102.
14. Чирков И. В. Ториеносные рудные формации СССР // Материалы по геологии урановых месторождений. — 1975. — Вып. 40. — С. 4–30.
15. International Symposium on Uranium Raw Material for the Nuclear Fuel Cycle: Exploration, Mining, Production, Supply and Demand, Economics and Environmental Issues (25–29 June 2018). — Vienna, International Atomic Energy Agency, 2018. — 541 p.

1. Bayushkin I. M., Trofimov N. S. Geochemistry and mineralogy of uranium and thorium. Moscow, Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut mineral'nogo syr'ya im. N. M. Fedorovskogo, 2016, 260 p.

2. Bekman I. N. Uran [Uranus]. Moscow, Moskovskiy gosudarstvennyy universitet im. M. V. Lomonosova, 2009, 300 p.
3. Vernadskiy V. I. Ocherki geohimii [Essays on geochemistry]. Moscow, Izdatel'stvo Akademii nauk SSSR, 1954, 696 p.
4. Brodskiy A. A., Goleva G. A., Kraynov S. R. et al. Instrukciya po geohimicheskim metodam poiskov rudnykh mestorozhdeniy [Instruction on geochemical methods of prospecting for ore deposits]. Moscow, Nedra, 1965, 184 p.
5. Kotova V. M., Skorovarov D. I. Mestorozhdeniya toriya SNG i ikh perspektivnost' (geneticheskie tipy mestorozhdeniy) [Thorium deposits of the CIS and their prospects (genetic types of deposits)]. *Doklady soveshchaniya tekhnicheskogo komiteta Mezhdunarodnogo agentstva po atomnoy energii*. Kiev, 1995, pp. 87–91. (In Russian).
6. Smyslov A. A., Terent'ev V. M., Shumilin M. V. (eds.). Metallogeniya urana i toriya SSSR [Metallogeny of uranium and thorium in the USSR]. Moscow, Leningrad, 1988, 252 p.
7. Mineral'no-syr'evoy potencial nedr Rossiyskoy Federacii: v 2 tomakh. T. 1: Prognozno-metallogenicheskiy analiz [Mineral resources potential of the subsoil of the Russian Federation: in 2 volumes. Vol. 1: Predictive metallogenetic analysis]. Science editor O. V. Petrov. St. Petersburg, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 2009, 224 p.
8. Mironov Yu. B., Karpunin A. M. Metallogeniya toriya rossiyskoy chasti Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa [Thorium metallogeny in the Russian part of the Central Asian mobile belt]. *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya. Iss. 17*. Irkutsk, Institut zemnoy kory Sibirskogo otdeleniya Rossiyskoy Akademii Nauk, pp. 178–180. (In Russian).
9. Pelymskiy G. A., Kotova V. M., Chekhovich P. A., Kapitonov I. M. Thorium – a promising fuel resource for the nuclear power sector. *Ratsionalnoe Osvoenie Nedr*, 2012, no. 1, pp. 30–45. (In Russian).
10. Semchenkov Yu., Sidorenko V., Subbotin S., Alekseev P. Torievyy renessans v yadernoy energetike? [Thorium Renaissance in Nuclear Power?]. *Otkrytoe Aktsionernoe Obshchestvo «Kontsern Rosenergoatom»*, 2014, no. 11, pp. 14–17. (In Russian).
11. Smyslov A. A. Uran i toriy v zemnoy kore [Uranium and thorium in the earth's crust]. Leningrad, Nedra, 1974, 231 p.
12. Mashkovets G. A., Miguta A. K., Tarkhanov A. V., Shchetochkin V. N. Uranovorudnyy potencial Rossii. 2015–2035 [Uranium ore potential of Russia. 2015–2035]. Moscow, Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut mineral'nogo syr'ya im. N. M. Fedorovskogo, 2017, 118 p.
13. Tsykin R. A. Rare-metal and rare-earth ochers of carbonatite deposits in the Angara river downstream. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy*, 2013, no. 1 (42), pp. 96–102. (In Russian).
14. Chirkov I. V. Torienosnye rudnye formatsii SSSR [Thorium-bearing ore formations of the USSR]. *Materialy po geologii uranovykh mestorozhdeniy*. Moscow, 1975, iss. 40, pp. 4–30. (In Russian).
15. *International Symposium on Uranium Raw Material for the Nuclear Fuel Cycle: Exploration, Mining, Production, Supply and Demand, Economics and Environmental Issues (25–29 June 2018)*. Vienna, International Atomic Energy Agency, 2018, 541 p.

Миронов Юрий Борисович — доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Yuri_Mironov@vsegei.ru>

Карпунин Анатолий Михайлович — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

<Anatoly_Karpunin@vsegei.ru>

Фукус Владимир Зиновьевич — ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Vladimir_Fuks@vsegei.ru>

Mironov Yuriy Borisovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.

<Yuri_Mironov@vsegei.ru>

Karpunin Anatoliy Mikhaylovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹.

<Anatoly_Karpunin@vsegei.ru>

Fuks Vladimir Zinov'evich — Senior Researcher, VSEGEI¹. <Vladimir_Fuks@vsegei.ru>

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

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



В этом году отмечается 75-я годовщина Победы в Великой Отечественной войне. В честь этой знаменательной даты наш журнал публикует отрывки из ранее изданных книг воспоминаний сотрудников ВСЕГЕИ, воевавших на фронте, эвакуированных и проводивших геологические работы во всех уголках страны, оставшихся в Ленинграде и испытывавших все лишения блокадного города. Эти люди просто и без излишней эмоциональности описывают мучительный и постоянный голод, ежедневные ночные обстрелы, смерть любимых и близких... В каждой семье была война, и каждый: кто взрослым, а кто ребенком — прошел свой путь к Победе.

З. И. ГЛЕЗЕР

Мои школьные годы

Даже сейчас, по прошествии шестидесяти с лишним лет, 900 дней и ночей блокады вспоминаются как сплошной ужас из-за страха и постоянных лишений. Начало войны было концом беззаботного детства. Это мы осознали тогда, когда увидели папу в военной форме. Он был назначен главврачом в военно-морской госпиталь в Таллинне и заехал на дачу попрощаться с нами (родителям казалось, что на даче будет безопаснее, чем в городе). Но немцы наступали стремительно, и второй раз мы увидели папу на даче, когда он примчался вывезти нас оттуда. Фашисты были уже на подходе к Гатчине, и командование разрешило папе вывезти детей в Ленинград.

После жуткого перехода таллиннской флотилии в Ленинград, когда фашисты топили даже корабли с красным крестом, остатки госпиталя временно разместили в здании ВСЕГЕИ. Тогда я впервые услышала о нашем институте. Папа рассказывал о великолепном здании, о том, как сотрудники госпиталя и раненые, которые могли ходить, собирали по кабинетам книги и коллекции и складывали их в отведенном помещении. Вскоре папу перевели в госпиталь на Ораниенбаумский «пяточок». Мы получали от него редкие письма, полные тревог от бессилия помочь нам. Он видел, как фашистские бомбардировщики летели на город, сбрасывали бомбы, и не знал, живы ли мы после очередной бомбежки. Письма обычно приносили девушки-краснофлотцы, которым

под покровом ночи удавалось по заливу пробираться в Ленинград и обратно мимо позиций немцев.

В начале сентября сомкнулось кольцо блокады. Маме как военнообязанному врачу не разрешили покинуть город, эвакуировать же меня с сестрой одних мама отказалась. Так мы (мама, бабушка, я и сестренка) остались в блокадном городе.

Первая бомбежка была 8 сентября. Она застала нас с мамой в Пушкарской бане (кстати, в последний раз). Раздались разрывы бомб. Женщины, наскоро одевшись, выскакивали на улицу. Над городом полыхало огромное пламя, всё заволакивали клубы черного дыма — горело продовольствие на бадаевских складах.

Пожары стали неотъемлемой частью жизни города, так как огонь нечем было гасить. Люди, которые могли добраться до складов, собирали землю, пропитанную черным обугленным сахаром, обгоревшие остатки продуктов.

В один из осенних дней фашистские самолеты строем пролетели над парком Ленина (ныне Александровский), пачками сбрасывая бомбы. Загорелись американские горы; огромные снопы искр, казалось, засыпали все вокруг; языки пламени поднимались чуть ли не до неба. Стоял жуткий дым от разрывов бомб, треска пожара, рева зверей в зоопарке, звона разбитых стекол.

Окна в квартире мы забили фанерой, завесили одеялами, но все равно от них очень дуло.

Позднее в наш дом попали две бомбы, но они, к счастью, не разорвались.

Едва начавшись, прекратились из-за сильных бомбежек занятия в школе. Во всех классах в учебные планы было введено военное дело. Мы изучали устройство винтовки, нам показывали, как надо стрелять, как пользоваться гранатой. Винтовки были очень тяжелые, мы с трудом удерживали их в руках.

Начались морозы, замерзли водопровод и канализация. Через парк на саночках возили воду из Невы, где у Мытнинской набережной была пробита прорубь. Люди молча стояли около нее, дожидаясь своей очереди. Бабушка, улегшись на обледенелый край проруби, ковшиком заполняла большую кастрюлю, и мы тащили ее домой.

Вскоре погасло электричество. Сначала, пока был керосин, зажигали керосиновую лампу, затем довольствовались слабым огоньком лампы, коптилки или лучины. Продовольствия становилось все меньше и меньше, на карточках оставалось все больше неотоваренных талонов. Катастрофически уменьшалась норма хлеба: до 125 граммов детям и иждивенцам, 250 — служащим, 300 — рабочим. К нам иногда заходил сосед; до войны он был обыкновенный инженер, мы играли с его дочками. В блокаду он служил в СМЕРШЕ. Он был мирный человек. Приговаривая к расстрелу изменников, он смотрел на черно-бурый, ноздреватый кусочек блокадного хлеба.

По радио звучали неутешительные сведения с фронтов — немцы стремительно наступали. Поползли слухи, что К. Е. Ворошилов, командующий Ленинградским фронтом, готовит город к сдаче — минируют мосты, заводы. Настроение у горожан резко изменилось, когда командующим фронтом назначили маршала К. М. Жукова — появилась надежда на спасение. Постепенно усиливалась противовоздушная оборона города, чаще раздавались залпы зениток, порой мы слышали ровное, как бы успокаивающее гудение наших истребителей, меньше фашистских самолетов стало прорываться в город, хотя бомбежки не прекращались.

Помимо пилки дров и заготовки воды, я много читала. Мне было невероятно стыдно, когда папа прислал обратно мое письмо, все испещрённое красным карандашом. Он писал, что нужно обязательно читать классическую литературу, чтобы стать образованным человеком. Я перечитала почти все книги домашней библиотеки — сочинения Пушкина, Лермонтова, Гоголя, Некрасова, Тургенева, Гончарова...

Когда мама возвращалась с работы (ее могли перевести на казарменное положение, но она не могла оставить нас одних), был скудный ужин,

после которого есть хотелось еще больше. Мы с мамой и сестрой, не раздеваясь, залезали в ледяную постель, согревая друг друга. Я рассказывала о прочитанном за день. Это были счастливые часы — рядом с мамой было теплее и спокойнее, даже если начинались бомбежка или обстрел. Говорили, что на Дудергофских высотах фашисты установили пушку «Толстая Бerta», снаряды которой долетали до центра города.

Сначала мы ходили в подвал соседнего дома, где было бомбоубежище, потом решили, что столь же безопасен дверной проем квартиры, ведущий на лестницу. Кроме того, не надо было идти по улице, где было светло, как днем, из-за осветительных ракет.

Весной жители города засадили каждый клочок земли во дворах, садах и парках. Не помню, где мама достала семена кормовой свеклы и турнепса. Осенью на наших грядках в парке вырос замечательный урожай. Листья свеклы мы заквасили, а корнеплоды свёклы и турнепса оказались чрезвычайно вкусными. Раньше мы даже не предполагали, что суп из селедочных голов может быть вкуснее куриного бульона, а кормовые дрожжи гораздо лучше печёночного паштета или колбасы.

С сентября 1942 года возобновились регулярные занятия в школе, мы начали учиться в 47-й школе им. Ушинского на улице Подковырова, я — в пятом, сестра — в третьем классе. Такой же тяжёлой была и блокадная зима 42/43-го годов. Хотя фашистские самолеты стали реже прорываться в город, но участились обстрелы. Они были страшнее, так как начинались внезапно. Продолжали свирепствовать голод и холод. Уцепившись друг за друга, мы с сестрой по узкой тропинке между обледенелыми громадами домов и грязными сугробами тащились в школу на Кронверкской улице. Нам навстречу на территорию Народного дома на саночках везли погибших детей и взрослых, зашитых в простыни. Было очень страшно, когда по дороге начинались бомбежки или обстрел, мы старались быстрее проскочить через Матвеевский садик, там негде было укрыться.

В школе мы ставили на печку-буржуйку чернильницы (за ночь в них замерзали чернила) и молча рассаживались по партам. В школе работали замечательные учителя-энтузиасты. Учительница истории Александра Петровна, научный сотрудник Артиллерийского музея, в потертом кожаном портфеле приносила сочинения древних поэтов. Слушали замирая, когда она читала нам трагедии Софокла. Учитель химии Георгий Ефимович Шмарakov из всех сил старался научить нас ставить опыты, Юлия Александровна Мейникс, читая нам поэмы

Гейне, сказки братьев Гримм, разыгрывала пьески, доказывала нам, что немецкий язык — это язык культурного народа, а не кучки оголтелых фашистов.

Несколько раз мы ходили с концертами в соседний госпиталь. Старательно читали стихи, пели частушки, песни, но было очень тяжело смотреть на раненых, замотанных бинтами, без рук и ног.

18 января 1943 года одержана большая победа — прорвана блокада Ленинграда. Поняли сразу, что происходит что-то необыкновенное: с утра гремела канонада, но свиста и разрывов снарядов не было.

Увеличилась норма продовольствия по карточкам. В школе появился завтрак — соевый кефир. Металлические плоские тарелочки опустошались мгновенно. На рынке меняли на вещи продукты. По папиному аттестату (900 рублей) можно было купить у спекулянтов буханку черного хлеба, на белый хлеб уже не хватало.

Весной мы вышли на очистку города, из последних силёнок долбили грязный снег и лед, складывали в кучи, потом вывозили с улиц. Ведь город находился под угрозой эпидемии, которая могла вспыхнуть вместе с наступлением тепла. Помню, сестра пришла из школы

в слезах. Вместо шайки ей досталось ведро, когда она пыталась тащить его волоком (поднять не было сил), оно опрокидывалось, приходилось снова собирать грязный снег и лед.

Самым большим праздником для нас был зимний день 27 января 1944 года — день снятия блокады.

Тяжелые дни остались позади, но блокада надолго оставила свой след, особенно в детских душах, хотя взрослые, как могли, старались уберечь детей от многих ее ужасов.

Я решила написать обо всем этом в память о моих родителях и учителях. Несмотря на то, что обрушился обычный мир, они в нечеловеческих условиях стремились дать детям образование. Уму непостижимо, как мама, которая готова была отдать за нас с сестрой жизнь, каждый день провожала нас в школу, не зная, вернемся мы домой или где-нибудь погибнем, останутся ли живы она, папа, сохранится ли наш дом или от него останутся пожарище и руины.

Невозможно представить себе, что переживал папа, когда видел город в дыму, зная, что его любимая семья подвергается смертельной опасности там, где бомбёжки, обстрелы, голод, и ничем не мог нам помочь, но в детских письмах исправлял орфографические ошибки.



Зоя Ильинична Глезер (1929–2006)

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий науч. сотрудник ВСЕГЕИ, палеоботаник, стратиграф. Известный специалист по диатомовым и кремневым жгутиковым водорослям (силикофлагеллатам) и биостратиграфии морских кремнистых отложений палеогена России и сопредельных стран. Автор более 150 научных публикаций. Ее монография по силикофлагеллатам, переведенная на английский язык, до сих пор является единственной сводной работой по группе водорослей. Награждена знаком «Жителю блокадного Ленинграда» и памятным знаком Министерства природных ресурсов РФ «300 лет горно-геологической службе России».

Текст приведен по изданию «Ветераны помнят» (СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 88–92).

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 руководство-ваться 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, межстрочный 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 см².

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 × 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 подписанные подписи собираются в отдельный текстовый 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. Мержеловского. — 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

