

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2019
79

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

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

№ 79/2019

Главные редакторы

МОРОЗОВ Андрей Федорович

Зам. руководителя Федерального агентства по недропользованию

ПЕТРОВ Олег Владимирович

Генеральный директор ВСЕГЕИ

Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV

Deputy Head of the Federal Agency of Mineral Resources

Oleg PETROV

Director General VSEGEI

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., д-р геол.-минерал. наук, д-р эконом. наук

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD
Petrov O.V., D.Sc.

Заместители главного редактора:

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

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS
Masaitis V.L., D.Sc.
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. (ВСЕГЕИ)
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. (VSEGEI)
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, О. Е. Степурко, С. В. Щербакова

Подписано в печать 17.09.2019. Печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 16,8. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000569

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, факс 321-81-53
www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*М. А. Проскурнина, В. Ф. Проскурнин,
Д. Н. Ремизов, А. Н. Ларионов*
Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала:
проявления шошонит-латитового магматизма
на Северном Таймыре

*Л. М. Буданов, А. Ю. Сергеев, Д. В. Рябчук,
В. А. Жамойда, В. И. Хориков*
Геоэкологическое районирование дна
восточной части Финского залива

М. Р. Жураев
Уточнение гидрогеохимической обстановки
при формировании сероводородной воды
в Бухаро-Хивинском артезианском бассейне

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, Т. С. Строев,
С. О. Савельев, А. Г. Шарипов,
А. Н. Ларионов, С. Г. Скублов*
U-Pb возраст, геохимия
и Lu-Hf систематика циркона
из интрузивных траппов западной части
Тунгусской синеклизы Сибирской платформы

*С. И. Трушин, В. Е. Кириллов,
В. В. Иванов, Е. А. Ноздрачев*
Вулканогенно-кремнистый комплекс
района Албазинского золоторудного поля
(Хабаровский край, Россия)

А. А. Пуговкин, Г. Б. Лебедева
Перспективы ураноносности
восточной части Амуро-Зейской впадины
(Нижне-Бурейская площадь)

*А. М. Агаев, Р. Н. Мамедалиев,
А. А. Байрамов, Э. А. Садыхов*
Везувианы Кедабекских и Шишимских скарнов:
общие и отличительные особенности

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

В. В. Шолохнев
Раскрывая архивы. К истории открытия
В. К. Котульским месторождения богатых
медно-никелевых руд Ниттис-Кумужья-Травяная
(Мончегорский рудный район, Кольский полуостров).
К 140-летию В. К. Котульского

REGIONAL GEOLOGY

*M. A. Proskurnina, V. F. Proskurnin,
D. N. Remizov, A. N. Larionov*
Ring intrusions of the Bepamyatnaya Areal:
manifestations of shoshonite-latite magmatism
in Northern Taimyr

*L. M. Budanov, A. Yu. Sergeev, D. V. Ryabchuk,
V. A. Zhamoida, V. I. Khorikov*
Geoenvironmental zoning
of the eastern Gulf of Finland bottom

M. R. Zhuraev
Refinement of hydrogeochemical setting
during the formation of hydrogen-sulfide water
in the Bukhara-Khiva artesian basin

METALLOGENY

*N. I. Gusev, L. Yu. Sergeeva, T. S. Stroeve,
S. O. Savel'ev, A. G. Sharipov,
A. N. Larionov, S. G. Skublov*
U-Pb age, geochemistry
and Lu-Hf systematics of zircon
from intrusive traps of the western
Tunguska Syneclise, the Siberian Platform

*S. I. Trushin, V. E. Kirillov,
V. V. Ivanov, E. A. Nozdrachev*
Volcanogenic-siliceous complex
of Albasino gold field
(Khabarovsk Territory, Russia)

A. A. Pugovkin, G. B. Lebedeva
Uranium mineralization potential
in the eastern part of the Amur-Zeya depression
(Nizhnyaya Bureya area)

*A. M. Agaev, R. N. Mamedaliev,
A. A. Bayramov, E. A. Sadikhov*
Vesuvianite from Gedabek and Shishim skarns:
common and distinctive features

MEMORIALS

V. V. Sholokhnev
Opening archives. History of the discovery
of the rich Nittis-Kumuzhya-Travyanaya
copper-nickel ore deposit (Monchegorsk ore field,
the Kola Peninsula) by V. K. Kotul'skiy.
To the 140th anniversary of V. K. Kotul'skiy

<i>В. И. Колесников, В. В. Андреев, Ю. А. Самохвалова,</i> <i>О. Е. Степурко, О. Н. Алексеева</i> Санкт-Петербургской картографической фабрике ВСЕГЕИ — 80 лет	112 <i>V. I. Kolesnikov, V. V. Andreev, Yu. A. Samokhvalova,</i> <i>O. E. Stepurko, O. N. Alekseeva</i> 80th anniversary of the St. Petersburg Cartographic Factory (VSEGEI)
--	---

НЕКРОЛОГИ

OBITUARIES

Памяти Андрея Витальевича Лапо	121 In memory of Andrei V. Lapo
Памяти Виктора Людвиговича Масайтиса	122 In memory of Victor L. Masaitis

М. А. ПРОСКУРНИНА, В. Ф. ПРОСКУРНИН, Д. Н. РЕМИЗОВ,
А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ)

Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре

Проведены петрографо-минералогические, петрогеохимические, изотопно-геохронологические исследования типовых интрузивов в устье р. Беспамятная одноименного ареала. Установлено их образование ассоциацией пород от монцогаббро, монцодиоритов, монзонитов до сиенитов и кварцевых сиенитов. Породы обогащены LILE (Ba, Sr, Rb, K, Cs), LREE и такими летучими компонентами, как F, P₂O₅. Характеризуются отрицательными геохимическими Ti и Ta-Nb аномалиями надсубдукционного генезиса, отличаются от классических типов гранитов и отвечают интрузивным аналогам шошонит-латитовой серии или шошонитовым гранитоидам. Результаты U-Pb датирования цирконов из разных фаз интрузивных пород свидетельствуют об их образовании в посттрапповое время — 241–233 млн лет назад (T_{2–3}) и близком возрасте проявления главной фазы раннекиммерийской складчатости в горах Бырранга. Сделан вывод о необходимости детализации палеогеодинамических реконструкций контуров Пангеи (северо-сибирской части) и Палеопацифики на позднепермско-раннетриасовое время с трапповым (суперплюмовым) магматизмом и средне-позднетриасовое, сопровождающееся коллизионным орогенезом и становлением, в частности, интрузий шошонит-латитовой серии Беспамятнинского ареала.

Ключевые слова: кольцевые интрузивы, монцогаббро, монцодиориты, монзониты, сиениты, кварцевые сиениты, шошонитовые гранитоиды, Ta-Nb аномалия, U-Pb датирование цирконов, средне-позднетриасовый магматизм, раннекиммерийский орогенез, Беспамятнинский ареал.

M. A. PROSKURNINA, V. F. PROSKURNIN, D. N. REMIZOV,
A. N. LARIONOV (VSEGEI)

Ring intrusions of the Bepamyatnaya Areal: manifestations of shoshonite-latite magmatism in Northern Taimyr

Petrographic, mineralogical, petrochemical and isotope geochronological studies of typical intrusions in the Bepamyatnaya River mouth have been carried out. The results showed that the intrusions had been formed by association of rocks from monzogabbro, monzodiorite, monzonite to syenite and quartz syenite. Granitoids are enriched with LILE (Ba, Sr, Rb, K, Cs), LREE and volatile components, such as F, P₂O₅, have negative geochemical Ti and Ta-Nb anomalies of suprasubduction nature. They differ from classical types of granites and correspond to intrusive counterparts of the shoshonite-latite series or shoshonite granitoids. Results of the U-Pb zircons dating from different intrusive phases indicate that they postdate the Siberian trap basalts being emplaced at 241–233 Ma (T_{2–3}) and are close by their age to the main phase of the Early Cimmerian orogeny in the Byrranga Mountains. The obtained results prompt for revision of paleogeodynamic reconstructions of the Pangea (North Siberian parts) and Paleopacific in the Late Permian – Early Triassic time with the trap (superplume) magmatism and Middle-Late Triassic with orogeny and formation of postorogenic intrusions of the shoshonite-latite series of the Bepamyatnaya Areal.

Keywords: ring intrusions, monzogabbro, monzodiorite, monzonite, syenite, quartz-syenite, shoshonite granitoid, Ta-Nb anomaly, U-Pb dating, Middle-Late Triassic magmatism, Early Cimmerian orogeny, the Bepamyatnaya Areal.

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

В пределах Таймыро-Североземельской складчатой области широким развитием пользуются раннемезозойские малые интрузивы пестрого состава: от шприсгеймитов, шонкинитов, монцогаббро до умереннощелочных и щелочных сиенитов, граносиенитов и гранит-порфиоров, от калиевых лампрофиоров, лампроитов до альнеитов и лампрофиоров камптонит-мончикитового ряда, коровых карбонатитов и глубинных

флюидо-эксплозивных брекчий [1, 2, 4–6, 13, 14, 17, 18].

Впервые рассматриваемые образования в качестве самостоятельной посторогенной формации малых интрузий раннего мезозоя выделены М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой [17]. Было установлено их секущее положение по отношению к траппам поздней перми — раннего триаса и нахождение обломков бостонитов (район

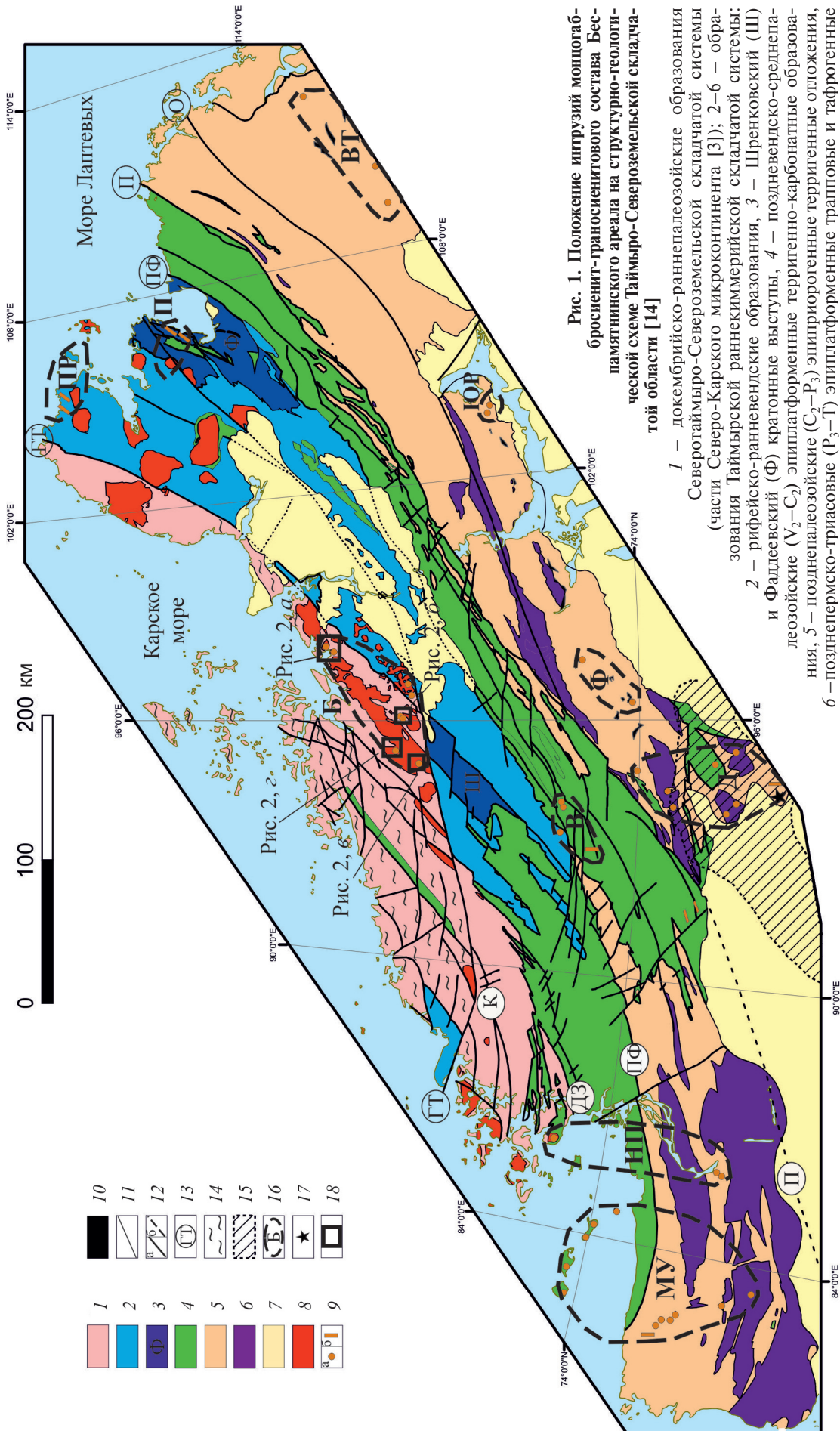


Рис. 1. Положение интрузий монотаб-
бросенит-граносиенитового состава Бес-
памятинского ареала на структурно-геологи-
ческой схеме Таймыр-Североземельской скла-
дчатой области [14]

1 – докембрийско-раннепалеозойские образования Северотаймыр-Североземельской складчатой системы (части Северо-Карской микроконтинента [3]); 2–6 – обра-
зования Таймырской раннекембрийской складчатой системы:
2 – рифейско-раннекембрийские образования, 3 – Шренковский (Ш)
и Фаддеевский (Ф) кратонные выступы, 4 – позднекембрийско-среднепа-
леозойские (V_2-C_2) эпиплатформенные терригенно-карбонатные образова-
ния, 5 – позднепалеозойские (P_3-P_3) эпиплатформенные трапповые и тафrogenные
образования; 6 – породы юрско-кайнозойского чехла; 8 – позднепалеозойские грано-
диорит-умереннощелочногранитовые интрузии; 9 – раннемезозойские малые интрузивы
10 – штоки, б – дайковые тела; 11 – раннемезозойские тела коровых карбонатов; 12 – геологические границы; 13 – главные разломы: ГТ – Главный Таймырский, ДЗ – Дабазовый, ПФ – Пясинско-Фаддеевский, П – Погранничинский, К – Конечинский, О – Основной; 14 – зоны
мигматизации; 15 – северная часть Фаддеевско-Котуйской гравиманитной кольцевой структуры; 16 – ареалы развития средне-позднекайнозойских малых интрузивов:
Моржовско-Убойнинский (МУ), Нижнепясинский (НП), Верхнетарейский (В), Дикарабугайский (Д), Фаддеевский (Ф), Южнореченский (ЮР),
Восточнотаймырский (ВТ), Песцовский (П), Прибрежнолаптевский (ПР); 17 – алмазоносные альянсы; 18 – контуры расположения участков рис. 2

р. Южная) в раннемеловых отложениях. В дальнейшем при геологической съемке все малые интрузивы гипабиссального облика датировались как средне-позднетриасовые [13], раннемезозойские [1, 18] или позднетриас-раннеюрские [14] и связывались с главной раннекиммерийской фазой орогенеза на Таймыре.

Первые U-Pb датировки цирконов (241–249 млн лет) и результаты изотопно-геохимических исследований [4], полученные для сиенитовых интрузивов Западного Таймыра, позволили отнести их к гранитоидам А-типа раннего триаса и связать с гибридным мантийно-коровым характером происхождения родоначальных магм в результате проявления Сибирского суперплюма [4, 7].

На Восточном Таймыре при изучении коровых карбонатитов в ассоциации с ними установлен ареал линейных соскладчатых и постскладчатых интрузивов монцоферрогаббродолерит-сиенит-граносиенитового состава [12, 15]. Локальный U-Pb (SIMS SHRIMP) анализ цирконов рассматриваемых пород позволил определить возраст их магматической кристаллизации как интервал 238–219 млн лет — граница среднего и позднего триаса. Основная роль в их формировании отводилась Фадьюкудинско-Котуйскому мантийному горячему пятну, связываемому с началом распада Пангеи [9, 14].

Особое значение придается интрузивам пестрого состава в связи с их рудогенерирующей ролью и ассоциацией с ними титаномагнетитового, вольфрам-молибденового, медно-молибден-порфинового, флюорит-барит-редкоземельного, серебро-свинцово-цинкового и золото-сурьмяно-ртутно-мышьякового оруденений. Установление лампроитов, алмазонасных альнеитов, коровых карбонатитов и эндогенных флюидо-эксплозивных брекчий со спутниками алмазов открывают новые аспекты в их изучении.

При проведении мелкомасштабных геологосъемочных работ (2004–2017 гг.) и создании Госгеолкарт-1000 (третьего поколения) на п-ове Таймыр в постгерцинской (постуральской) истории геологического развития выделено три тектономагматических этапа: позднепермско-раннетриасовый доскладчатый (трапповый), средне-позднетриасовый соскладчатый и позднетриасовый постскладчатый. Интрузивы пестрого состава связаны с двумя последними этапами и образуют десять ареалов развития (рис. 1), не учитывающих единичные дайки лампрофиров, сиенит- и гранит-порфиров, выявленных по всему Таймыру и приуроченных в основном к зонам Главного Таймырского, Пясинско-Фаддеевского и Пограничного разломов.

Кольцевые интрузивы монцогаббро, монцодиоритов, монцонитов, сиенитов, граносиенитов и ассоциирующее с ними медно-молибден-порфировое оруденение занимают особое место среди интрузивов пестрого состава. Дополнительные доказательства выделения интрузивных тел шошонит-латитового ряда, самостоятельности

проявления средне-позднетриасового магматизма принципиальны для разработки корректной геодинамической модели формирования раннего киммерид Таймыра. Рассматриваемый тип интрузивов установлен в шести ареалах: Моржовско-Убойнинском, Нижнепясинском, Верхнетарейском, Дикарабигайском, Южнореченском и Беспамятнинском.

Статья посвящена наименее изученным интрузивам Беспамятнинского ареала на Северном Таймыре и минералого-геохимическим, геохронологическим исследованиям одного из петротипических массивов в устье р. Беспамятная. Материалы получены при проведении специализированных работ в 2013 г. в процессе составления Госгеолкарты-1000/3 (лист S-47 — оз. Таймыр, западная часть) и частично заимствованы из фондовых источников. Для сопоставления с наиболее изученными интрузивами Западного Таймыра Моржовско-Убойнинского ареала использованы литературные данные [4].

Геологическое положение интрузивов Беспамятнинского ареала. Впервые для Северного Таймыра два сиенитовых интрузива описаны А. М. Даминовой на водоразделе рек Каменистая и Волчья и в верховьях р. Куропаточья в 1954 г. при средне-масштабной геологической съемке. Она рассматривала их в качестве поздней фазы Коломейцевского гранитоидного массива среднего палеозоя. При более поздних среднемасштабных и тематических работах интрузивы междуречья Мамонта и Коломейцева изучались Э. Н. Линдом (1978 и 1984 г.), В. В. Беззубцевым и др. (1979 и 1985 г.), В. Ф. Проскурниным, Ю. И. Захаровым (1982 г.). Вслед за М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой они были отнесены к самостоятельному посттрапповому комплексу малых тел. В дальнейшем при групповой геологической съемке [14] на левобережье р. Нижняя Таймыра были закартированы еще четыре кольцевых многофазных интрузива сиенитов в устье р. Беспамятная, междуречье Подбазная и Мутный и ряд мелких тел в верховьях рек Зеленая и Чукча, которые совместно с установленными ранее двумя в междуречье Мамонта — Коломейцева объединены в Беспамятнинский раннемезозойский ареал, или беспамятнинский интрузивный комплекс.

В тектоническом отношении интрузивные тела Беспамятнинского ареала расположены в пределах Карского позднепалеозойско-раннемезозойского сводово-плутонического поднятия [13], или геоблока [16], на границе Северотаймыро-Североземельской складчатой системы и Центрально-Таймырской складчатой мегазоны [3] Таймырской складчатой системы (рис. 1). Карский геоблок сложен складчатыми образованиями докембрия и нижнего — среднего палеозоя, сформированными, соответственно, в пассивноокраинно-орогенных и внутриконтинентальных геодинамических обстановках. В позднем палеозое они прорваны коллизионными [3] или дейтерогенными [14, 16] позднепалеозойскими герцинскими

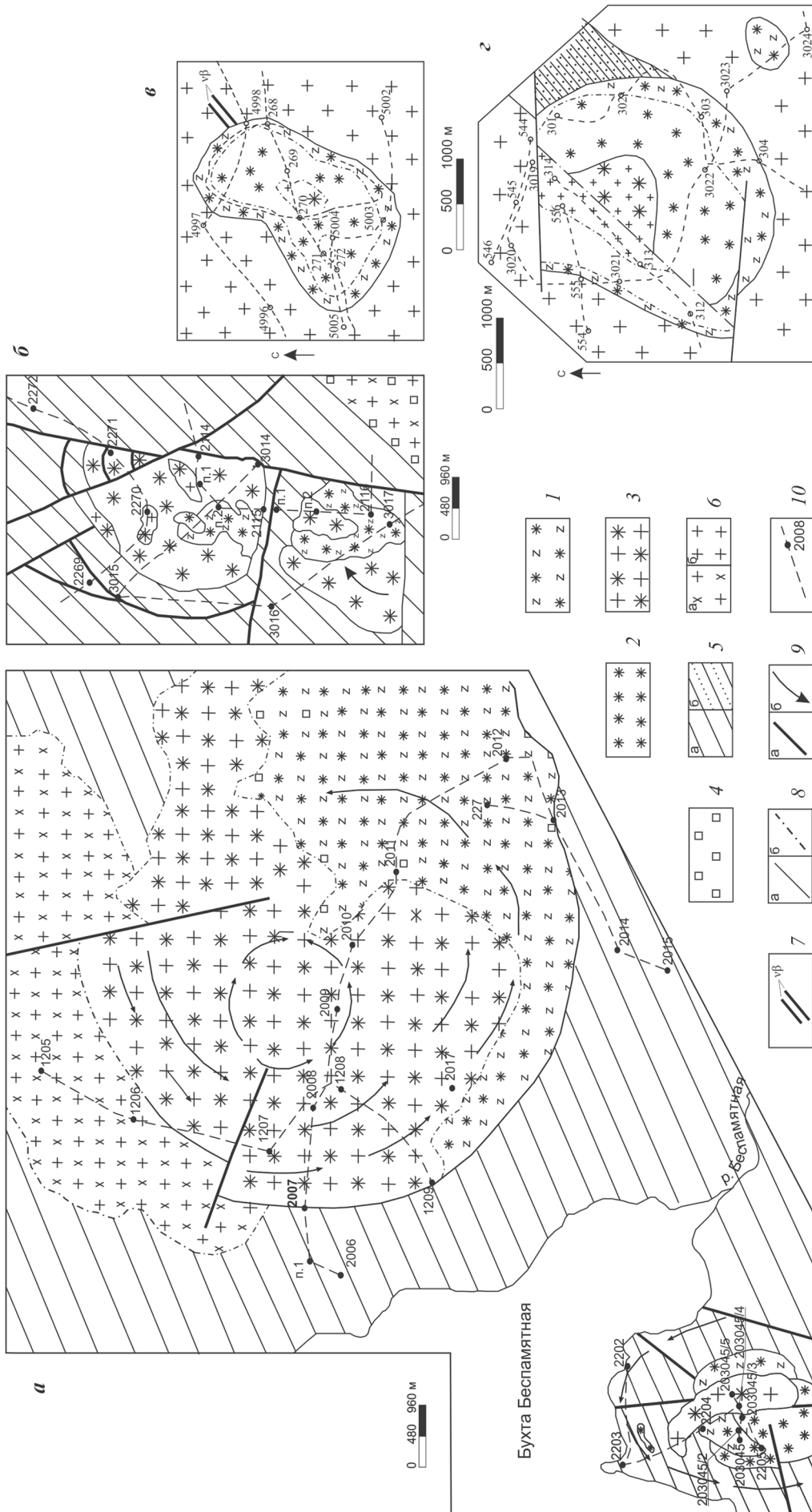


Рис. 2. Схемы геологического строения раннемезозойских кольцевых интрузивов Беспаятинского ареала

а – приустьевой части р. Беспаятная; **б** – междуречья Подбазная и Мутный; **в** – водораздела рек Каменистая и Волчья; **г** – верховьев р. Куропаточья. **а** и **б** – по В. Ф. Проскурнину (1984 г.); **в** и **г** – по В. В. Беззубцеву и др. (1985 г.) с дополнениями авторов.

1–3 – интрузивные образования штоков: **1** – монцогаббро, монцодиориты, монциты, граносиениты поздней фазы, **2** – сиениты, монциты, сиенит-порфиры и сиенитовые аплиты средней фазы, **3** – кварцевые сиениты, граносиениты ранней фазы, **4** – калишпатизированные (порфиробластные) породы; **5–7** – вмещающие образования: **5** – флишоподобные терригенные олигомиковые (**а**) и вулканомитовые (**б**) отложения докембрия, **6** – позднепалеозойские гранодиориты (**а**) и граниты (**б**), **7** – раннетриасовые дайки габродолеритов; **8** – геологические границы, **9** – разрывные нарушения, установленные (**а**) и дешифрируемые (**б**); **10** – линии маршрутов и точки наблюдений предшественников из отчета А. Ф. Хапилина и др. (1986 г.), В. В. Беззубцева и др. (1985 г.), т. н. 203045–203045/5 – М. А. Проскурниной (2013 г.)

гранитоидами — батолитами и штоками диорит-гранодиоритовой и умереннощелочногранитовой формаций. Для позднепермско-раннетриасовых габбродиоритовых дайковых поясов и средне-позднетриасовых кольцевых малых интрузивных тел геоблок представлял собой жесткую структуру.

Беспамятнинский ареал объединяет четыре группы штоков (площадь в среднем около 5 км²): в приустьевой части р. Беспамятная (рис. 2, а), междуречье Подбазная и Мутный (рис. 2, б), на водоразделе рек Каменистая и Волчья (рис. 2, в) и в верховьях р. Куропаточья (рис. 2, г), а также ряд мелких тел вдоль Чукчинского уступа. Каждая группа состоит, как правило, из двух массивов овальной формы, осложненных кольцевыми, полукольцевыми и радиальными разрывными нарушениями. Они приурочены к водораздельным пространствам, хорошо дешифрируются на аэро- и космоснимках и фиксируются разломами северо-западного простирания внутри чешуевидных крупных пластин, ограниченных главными северо-восточными зонами разломов. В геофизических полях массивы выражены положительными магнитными (до 8 мЭ) и радиоактивными (40–50 мкР/ч) аномалиями. Вмещающие породы — докембрийские флишеидные терригенные отложения, позднепалеозойские гранитоиды и дайки раннетриасовых габбродиоритов. По отношению к структурам вмещающих пород массивы резко дискордантны; экзоконтактовые зоны подвержены механическому воздействию интрузирующей магмы, брекчированы и метаморфизованы в условиях амфибол-роговиковой фации.

Интрузивы, как правило, многофазные с отчетливо зональным строением каждой из фаз: сменой крупнозернистых разностей центральных частей тел афанитовыми мелкокристаллическими и порфировыми — в эндоконтакте. В целом породы ранней, средней и поздней фаз слагают краевую, среднюю и внутреннюю части массивов соответственно. По В. В. Беззубцеву и др. [1], в раннюю фазу массивов водораздела рек Каменистая и Волчья (рис. 2, в) и верховьев р. Куропаточья (рис. 2, г) сформированы щелочные габброиды (шонкиниты?); во вторую главную — сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые (калиофилитовые?) сиениты, граносиениты; к поздней фазе отнесены маломощные дайки сиенит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров гранитного ряда. Отнесение к третьей фазе двух различных типов пород объясняется различной интенсивностью процессов ассимиляции.

При последующих исследованиях рассматриваемых интрузивов В. Ф. Проскурным и др. [14, 16] к Беспамятнинскому ареалу (интрузивному комплексу) отнесены только кольцевые многофазные тела, состав которых варьирует от монцогаббро до граносиенитов. Гранит-порфиры и риолит-порфиры (реки Спокойная, Коломейцева, Куропаточья), лампрофиры камптонит-мончикитового ряда (реки Оленья, Каменистая, руч. Основной, Быстрый) выделены

в самостоятельные подразделения ранне-среднепермского и позднетриасового возрастов. В составе кольцевых интрузивов выделено три фазы.

Ранняя фаза представлена мелко- и среднезернистыми клинопироксен-биотитовыми, клинопироксеновыми, клинопироксен-роговообманковыми монцогаббро, монцогаббродиоритами, монцодиоритами, монцонитами, монцонит-порфирами, образующими, как правило, краевые части кольцевых массивов, широко развитых в виде ксенолитов различных размеров в породах более поздних фаз. Средняя фаза характеризуется крупно-, мелко- и неравномернозернистыми породами — роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми сиенитами, монцонитами, сиенит-порфирами и сиенитовыми аплитами. Эти породы широко развиты во всех изученных массивах, в частности в штоке на левобережье Беспамятная. Крупно- и среднезернистые разновидности пород слагают центральные части штоков, сиенит-порфиры и сиенитовые аплиты — эндоконтактовые, а также жильные и дайковые тела в породах ранней фазы. В позднюю фазу внедрения формировались крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые роговообманковые, роговообманково-биотитовые, биотитовые кварцевые сиениты, граносиениты и граносиенит-порфиры. Они широко распространены в штоке правобережья р. Беспамятная, занимая до 80 % его площади. В остальных массивах граносиениты встречаются в виде даек и мелких тел, слагающих центральные части штоков.

Многочисленные фазовые взаимоотношения наблюдались в элювиальных развалах и редких коренных выходах. Обычно характерны ровные контакты между магматическими породами разного состава и ксенолиты одних, как правило, более основного состава в других. Например, на правом притоке р. Беспамятная в коренных выходах (т. н. 2011) установлено прорывание среднезернистых монцогаббродиоритов дайками меланократовых сиенит-порфиров с мелкозернистой основной массой и вкрапленниками амфибола, биотита, а также граносиенит-порфиров с фенокристаллами анортклаза, кварца и биотита. В монцогаббродиоритах широко проявлены процессы порфиробластеза — анортотлазитизации и биотитизации.

В экзоконтакте интрузивов установлены кордьерит-биотит-плагиоклаз-кварцевые роговики, образующие ареалы шириной первые десятки метров во вмещающих терригенных толщах. В массиве правобережья р. Беспамятная породы эндоконтактовой зоны и вмещающие позднепалеозойские гранодиориты калишпатизированы с образованием крупных (5–8 см) пойкилопорфиробластов анортклаза.

Петротипическими интрузивами считаются два кольцевых штока в приустьевой части р. Беспамятная (рис. 2, а) площадью на левобережье 2 км² и правобережье — до 15 км². Массивы хорошо дешифрируются и характеризуются зонально-кольцевым многофазным строением.

Для детального петрографо-минералогического, петро-геохимического и геохронологического изучения пород был опробован массив левобережья р. Беспаятная.

Аналитические методы. При петрографо-минералогических исследованиях применялись методы оптической микроскопии (микроскоп Полам Р-312 в комплекте с компьютеризированным комплексом Olympus BX51), микронзондовые исследования минералов (сканирующий электронный микроскоп CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.), аналитик Е. Л. Грузова).

Определение содержаний породообразующих элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом на приборе ARL 9800, закисного железа — титриметрическим методом (аналитик Б. А. Цимошенко), микроэлементов — методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Optima 4300 с поликислотным вскрытием проб (Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, V, Se, Sc, Li). Для редких, редкоземельных и труднолетучих (Be, Mo, Y, Cr, Ba, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Cs, Hf, Ta, W, Th, U, все TR) элементов использована масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой на приборе Elan 6100 DRC при вскрытии проб сплавлением с флюсом (мета- и тетраборат лития) с последующим кислотным растворением сплава, As — масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой при вскрытии проб царской водкой (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов). Определение F проведено ионометрическим методом (методика НСАМ 193-Х), Au — атомно-абсорбционным методом со вскрытием навески пробы смесью кислот с доплавлением остатка с флюсом (аналитики М. Н. Сербина, Е. Н. Тимашева).

Для определения возраста пород Беспаятинского массива U-Pb изотопным локальным анализом из трех проб различных фаз отобрано вручную порядка 50 цирконов с минимумом включений и трещин. Анализы и обработка изотопных аналитических данных выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на SIMS SHRIMP по стандартной методике. Экспериментальные данные обрабатывались по программе ISOPLOT/EX.

Петрографо-минералогическая характеристика пород. Типичные разновидности пород (рис. 3) штока левобережья р. Беспаятная представлены монцодиоритами (ранняя фаза), монцонитами, сиенитами (средняя фаза) и кварцевыми сиенитами (поздняя фаза). Макроскопически породы меняются от темно-серых в ранней фазе до розовато-серых в поздней с увеличением их лейкократовости. В породах ранней фазы к поздней закономерно уменьшается количество темноцветных минералов от 50 до 5–10 %, роль калиевого полевого шпата относительно плагиоклаза увеличивается. Структура пород по причине наличия вкрапленников полевых шпатов среди

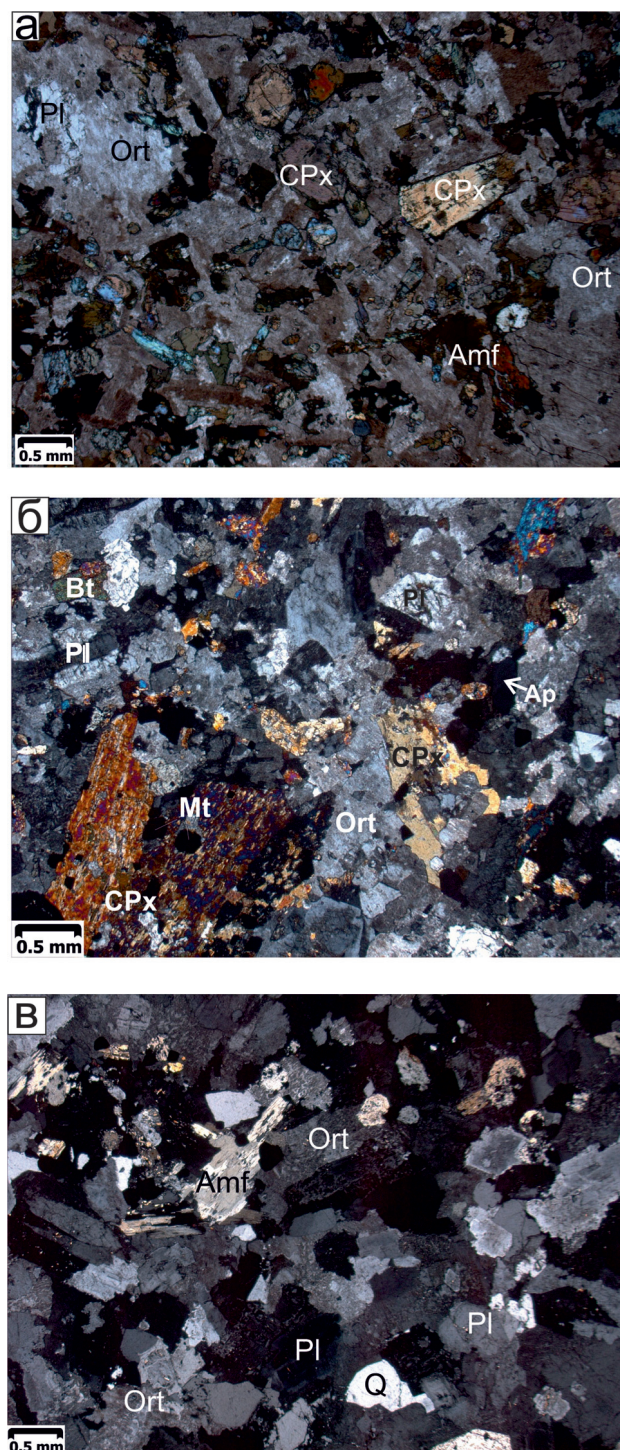


Рис. 3. Фотографии шлифов пород беспаятинского комплекса

а — монцодиоритов ранней фазы (шлиф 203045); б — монцонитов средней фазы (шлиф 203045/3); в — кварцевых сиенитов поздней фазы (шлиф 203045/4) массива левобережья р. Беспаятная. а, б, в — николи X

основной массы клинопироксен-амфибол-биотит-полевошпатового состава преимущественно порфировидная, а также монцонитовая с чертами бостонитовой, обусловленной зазубренными очертаниями щелочного полевого шпата. Для сиенитов и кварцевых сиенитов характерны гипидиоморфнозернистые и пертитовые структуры.

Минеральный состав рассматриваемых пород варьирует по фазам в следующих пределах (в об. %): калиево-натриевый полевой шпат — 20–30 (1 фаза), 25–50 (2 фаза), 40–65 (3 фаза); плагиоклаз — 25–40 (1 фаза), 20–35 (2 фаза), 15–35 (3 фаза); клинопироксен — 15–35 (1 фаза), 5–15 (2 фаза), 0 (3 фаза); роговая обманка — до 20 (1 фаза), до 15 (2 фаза), до 5 (3 фаза); биотит — 5–10 (1 фаза), 5–15 (2 фаза), 5–10 (3 фаза); кварц — 2–3 (1 фаза), 3–8 (2 фаза), 5–10 (3 фаза). Для пород ранней фазы характерно преобладание клинопироксена среди темноцветных минералов, для монцонитов, сиенитов — роговой обманки, для кварцевых сиенитов — биотита. Среди вторичных минералов отмечаются карбонат, хлорит, скаполит, а в составе акцессорных установлены идиоморфные зерна апатита (5–7 %), титаномagnetита (2–4 %), циркона (1 %) и мелкие зерна ортита, титанита, гематита, ильменита и пирита.

Калиево-натриевый полевой шпат (КПШ) образует пелитизированные агрегаты неправильной формы и вкрапленники с зазубренными очертаниями. Иногда КПШ развит в виде оторочки вокруг зерен плагиоклаза, обычно также его криптопертитовое строение. Состав КПШ, по данным электронно-зондового анализа, отвечает ортоклазу с содержанием альбитового минала 8–52 %. В породах ранней фазы КПШ проявлен всем спектром разновидностей ортоклаза от $Ab_{52}Ort_{39}An_9$ до $Ort_{92}Ab_8$, иногда с примесью CaO . В монцонитах средней фазы развит ортоклаз промежуточного состава $Ab_{33}Ort_{67} - Ab_{45}Ort_{55}$, в кварцевых сиенитах и сиенитах поздней фазы КПШ содержит лишь до четверти альбитового компонента. В ортоклазе присутствуют примеси BaO (в монцодиоритах — до 1,3 %, в монцонитах — до 1,57 %, в кварцевых сиенитах — до 0,58 %). В двух зернах ортоклаза из монцодиоритов с наибольшим содержанием альбитовой составляющей (до 52 %), помимо BaO (до 2,5 %), определена примесь FeO (0,27 и 1,2 %), характерная больше для плагиоклазов.

Плагиоклаз пород всех фаз представлен двумя генерациями, образующими простые двойники. В отличие от КПШ, плагиоклаз характеризуется относительно более идиоморфным габитусом. Первая генерация плагиоклаза — хорошо ограниченные таблитчатые или лейстовидные кристаллы, вторая генерация — ксеноморфные округлые зерна, окаймленные КПШ. Они трещиноваты с незамутненным цветом и полисинтетическими двойниками. Состав плагиоклазов определен как олигоклаз-андезиновый (An_{14-30}).

Клинопироксен в монцодиоритах, монцонитах и сиенитах выражен кристаллами гипидиоморфного таблитчатого облика размером около 2–3,5 мм. Клинопироксен по минеральному составу $En_{25-52}Wo_{25-57}Fs_{6-25}$ соответствует диопсиду и авгиту. В составе клинопироксена от монцодиоритов к сиенитам отмечается слабое увеличение FeO и MnO . $Mg\#$ в клинопироксене составляет 55–65, в сиенитах снижается до 40–55. Содержание TiO_2 в клинопироксене достигает 1,01 %.

Амфибол оливково-зеленого оттенка образует изометричные гипидиоморфные зерна, иногда с включениями клинопироксена и рудных минералов. По классификации B. E. Leake, A. R. Wooley, C. E. S. Arps et al. [29], он относится к паргаситу, ферропаргаситу ($Ca_B > 1,50$, $(Na + K)_A \geq 0,50$). Его состав довольно постоянен, что следует из соотношения модулей — $XFe_{0,31-0,41}XMg_{0,26-0,37}XC_{0,31-0,33}$. $Mg\#$ слабо варьирует около значения 50 (от 38 до 55). Концентрации TiO_2 достигают 2,96 %. В более кислых породах в амфиболе увеличиваются содержания SiO_2 и MgO и снижаются — Al_2O_3 , FeO , TiO_2 при постоянном уровне кальция в минерале — $XFe_{0,12-0,41}XMg_{0,27-0,6}XC_{0,27-0,32}$. В кварцевых сиенитах состав амфибола соответствует эдениту, который замещается актинолитом.

Биотит по сравнению с пироксеном и амфиболом менее распространен, и его количество в породах увеличивается от монцодиоритов к кварцевым сиенитам. Ксеноморфные и гипидиоморфные чешуйки биотита плеохроируют в коричнево-оливковых тонах. По химическому составу биотит принадлежит изоморфному ряду флогопит — аннит. Соотношение флогопитового и аннитового миналов составляет 44–54 и 28–32 соответственно. Биотит титанистый (TiO_2 в нем до 4,85 %) и, как и породы в целом, высокобариевый (BaO — до 4,61 %).

Апатит концентрирует редкие земли, в его состав входят десятки доли процента Ce_2O_3 и Nd_2O_3 , иногда Cl и SO_3 (0,91–1,06 %).

Титанит от ранней фазы к поздней не постоянен в соотношениях SiO_2 и TiO_2 и содержит акцессорные количества FeO (1,89–2,82 %), Al_2O_3 (0,86–1,86 %), V_2O_3 до 0,58 %.

Магнетит во всех породах может содержать (%): до 0,28 SiO_2 , до 0,72 TiO_2 и 0,28–0,72 V_2O_3 , до 0,34 MnO и до 0,24 CaO .

Петрогеохимическая характеристика пород. По химическому составу (табл. 1, 2, рис. 4) породы Беспамятинского ареала в целом отвечают умереннощелочному ряду от монцогаббро, монцодиоритов, монцонитов до сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов калиево-натриевой, калиевой серий и являются аналогами монцонитов и граносиенитов Моржовско-Убойнинского ареала Западного Таймыра [4]. Содержание SiO_2 в породах ранней фазы внедрения меняется от 52,33 до 56,27 %, средней — от 57,50 до 59,84 %, в позднюю фазу сформированы наиболее кислые разновидности с содержанием кремнезема от 61,64 до 67,62 %. По индексу Шенда, изучаемые породы металюминиевые, без избытка глинозема, преимущественно лейкократовые (цветовой индекс f' меняется от 14–15 в монцодиоритах до 4–7 — в граносиенитах). Содержание TiO_2 в породах варьирует от 0,31 до 1,27 % (в среднем 0,75 %). Породы высококальциевые (от 3,46 до 6,16 % K_2O) при среднем отношении K_2O/Na_2O , которое составляет 1,38.

Таблица 1

Химический состав пород (мас. %) массивов устья реки Беспаятная

Компо- нент	Порода											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Номер пробы											
	203045	2204/2	2012/2	203045/2	2012/3	203045/3	2203/9	203045/5	203045/4	2007	2202/5	2202/6
	Фаза											
	Ранняя					Средняя		Поздняя				
SiO ₂	53,00	53,44	54,10	54,96	56,27	57,50	58,92	61,64	62,76	64,51	66,97	67,62
TiO ₂	0,86	0,97	1,27	0,92	1,06	0,69	0,72	0,57	0,55	0,47	0,37	0,34
Al ₂ O ₃	14,50	15,77	15,47	13,70	15,97	15,10	14,96	16,60	16,60	15,37	14,73	15,78
Fe ₂ O ₃	2,67	3,85	1,77	2,86	1,94	2,45	4,02	2,57	2,16	2,20	1,50	1,49
FeO	3,90	3,66	6,40	3,60	4,78	3,13	2,51	1,96	2,04	1,88	1,53	1,83
MnO	0,13	0,11	0,14	0,12	0,11	0,107	0,09	0,09	0,07	0,06	0,02	0,05
MgO	5,76	3,98	4,08	5,30	3,43	3,72	3,14	1,47	1,60	1,77	3,07	1,38
CaO	8,54	6,75	6,90	7,95	5,69	6,35	5,37	3,59	3,70	3,00	2,03	2,42
Na ₂ O	2,74	3,52	3,76	2,85	3,46	3,49	3,97	4,23	4,41	4,18	4,02	3,63
K ₂ O	5,50	5,66	3,46	5,90	4,78	5,64	4,39	5,59	5,13	5,30	5,25	4,18
P ₂ O ₅	0,87	0,91	1,06	0,81	0,77	0,64	0,54	0,31	0,35	0,25	0,18	0,19
п.п.п.	0,61	0,77	1,48	0,50	1,47	0,61	0,83	1,00	0,27	0,83	0,75	0,66
Сумма	99,08	99,39	99,89	99,47	99,73	99,43	99,46	99,62	99,64	99,82	100,42	99,57

Примечание: 1–4 – монцодиориты; 5–7 – монцониты, сиениты; 8, 9 – кварцевые сиениты; 10–12 – граносиениты. 1, 2, 4, 6–9, 11, 12 – из массива левобережья р. Беспаятная; 3, 5, 10 – из массива правобережья р. Беспаятная. 2, 3, 5, 7, 10–12 – из колл. В. Ф. Проскурнина, А. Ф. Хапилина (1983 г.); 1, 4, 6, 8, 9 – из колл. М. А. Проскурниной (2013 г.).

Таблица 2

Химический состав пород массивов междуречья Подбазная и Мутный, водораздела рек Каменистая и Волчья беспаятнинского комплекса

Компо- нент	Порода							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Номер пробы							
	2116/1	2116/2	3530	3529/16	2270/02	2114/2	2309	2307/1
	Фаза							
	Ранняя			Средняя			Поздняя	
SiO ₂	52,33	52,68	54,97	58,36	58,91	59,84	64,29	67,55
TiO ₂	1,14	1,13	0,83	0,63	0,79	0,74	0,54	0,31
Al ₂ O ₃	15,87	15,91	15,52	14,45	14,69	15,51	16,44	15,95
Fe ₂ O ₃	4,05	4,47	3,43	2,65	2,88	2,72	1,64	1,39
FeO	4,35	3,97	4,56	2,99	3,41	3,12	1,93	1,37
MnO	0,17	0,15	0,33	0,13	0,11	0,09	0,06	0,02
MgO	4,64	4,56	3,78	3,40	4,29	2,93	1,35	0,94
CaO	7,67	7,2	6,03	4,35	5,69	4,3	2,65	1,78
Na ₂ O	3,64	3,76	3,28	3,88	3,52	4,24	3,89	4,42
K ₂ O	4,22	4,32	6,00	6,16	3,87	5,10	5,65	5,14
P ₂ O ₅	0,62	0,64	0,53	0,31	0,55	0,48	0,37	0,24
п.п.п.	1,08	0,98	0,59	3,14	0,63	0,69	0,70	0,59
Сумма	99,85	99,78	99,73	99,75	99,36	100,34	99,51	99,70

Примечание: 1–3 – монцодиориты; 4–6 – монцониты, сиениты; 7, 8 – граносиениты. 1, 2, 5–8 – из массивов междуречья Подбазная и Мутный; 3, 4 – из массива водораздела рек Каменистая и Волчья. Пробы из колл. А. Ф. Хапилина, В. Ф. Проскурнина.

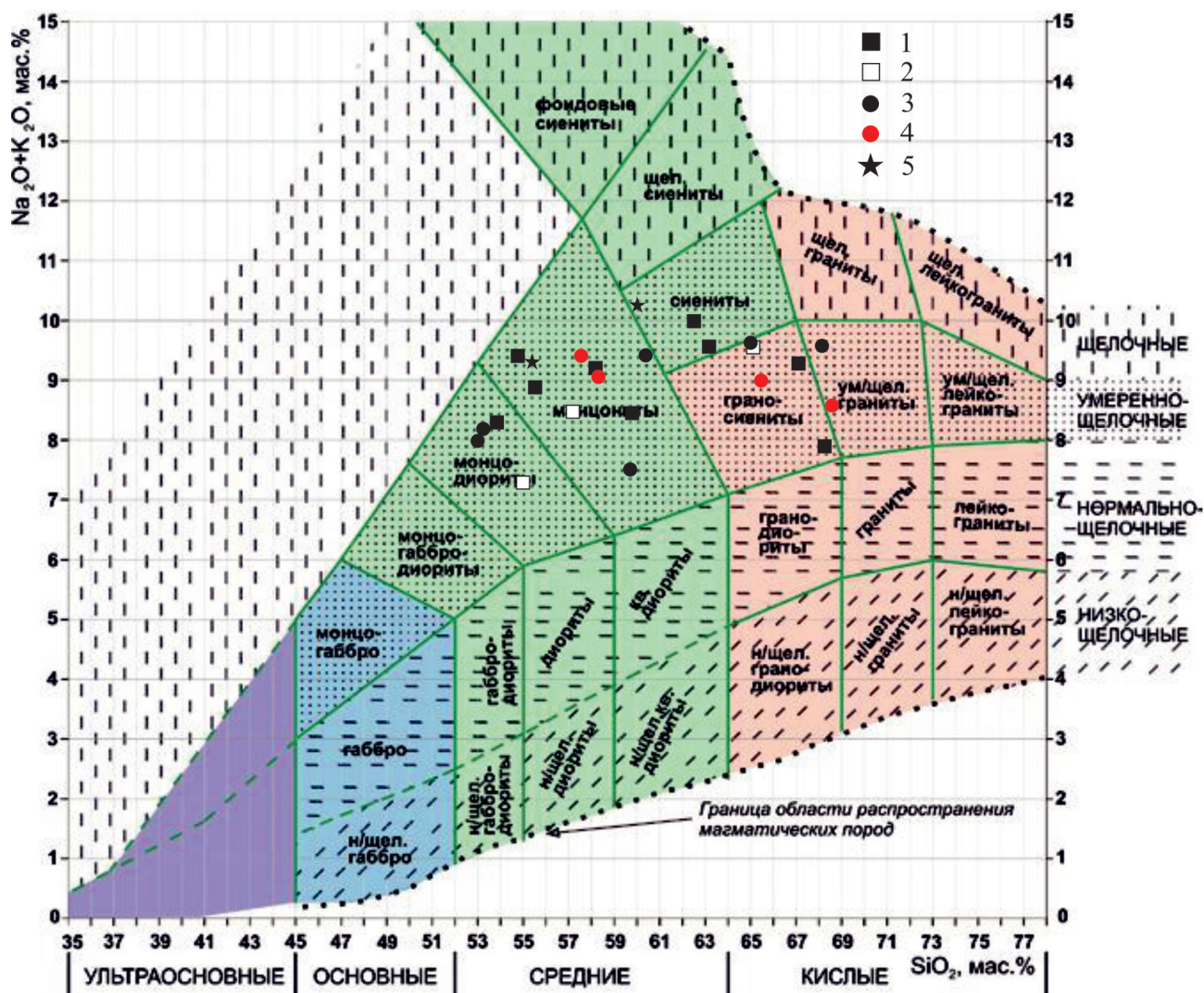


Рис. 4. Химические составы образований Беспмятинского и Моржовско-Убойнинского ареалов на TAS-диаграмме [21]
 1 – породы массива левобережья р. Беспмятная; 2 – массива правобережья р. Беспмятная; 3 – массива р. Куропаточья; 4 – породы Моржовско-Убойнинского ареала [3]; 5 – массива междуречья Каменистая и Волчья

В координатах K_2O-SiO_2 (рис. 5, а) фигуративные точки составов пород Беспмятинских интрузивов, так же как интрузий Моржовско-Убойнинского ареала, лежат в поле шшонит-латитовой серии, реже в поле щелочной серии. По классификации А. Миаширо и Б. Р. Фроста [26], изучаемые монцонитоиды относятся к магнезиальным (рис. 5, б). Отношение $FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO)$ низкое и варьирует от 0,5 до 0,76. По соотношению модифицированного индекса Пикокса, обозначаемого MAI (рис. 5, в), и SiO_2 занимает промежуточное положение рассматриваемых пород между известково-щелочной и щелочной сериями.

С геохимической точки зрения (табл. 3) в петротипических интрузивах Беспмятинского ареала, а также Моржовско-Убойнинского отмечается повышенное содержание крупноионных (Ba, Sr, Rb, K, Cs), высокозарядных элементов (Zr, Hf, Th, U, редких земель) и летучих компонентов (F, P_2O_5). Геохимическая специализация

пород комплекса отмечена для Ag (до 6 Кк), Se (до 58 Кк) и легких редкоземельных элементов (до 8 Кк).

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 6, а) близки по составу внутриплитным базальтам типа OIB или адакитам, формирующимся из глубинных мантийных источников. Породы характеризуются достаточно высокими содержаниями редкоземельных элементов (сумма РЗЭ достигает 546 г/т) и высокими величинами отношений $(La/Yb)_{CN} = 31-37$. Главная особенность горных пород состоит в наличии интенсивных отрицательных Ti-Ta-Nb аномалий (рис. 6, б). Причем даже в наиболее основных монцодиоритах аномалия Ta и Nb находится практически на уровне более кислых пород – кварцевых сиенитов. Это свидетельствует об однородности источника магмагенерации и, главное, отражает присутствие надсубдукционной компоненты в процессе магнеообразования.

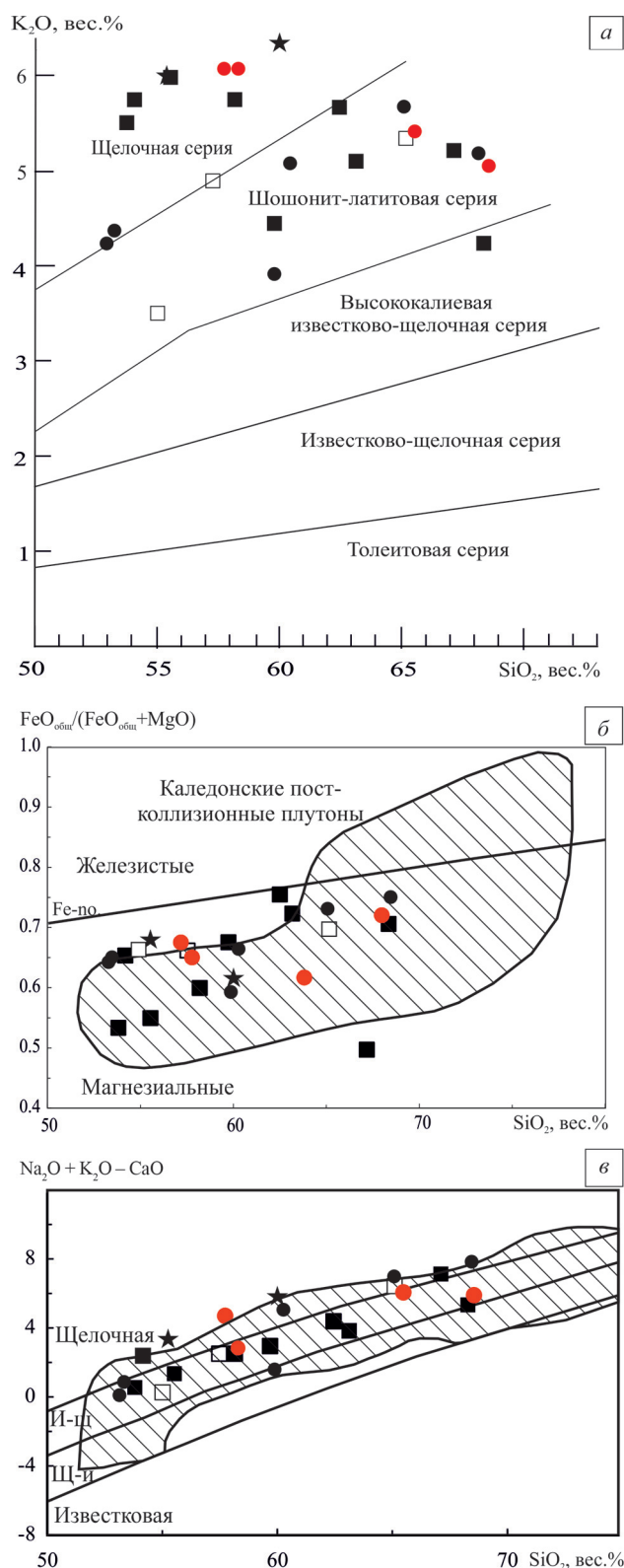


Рис. 5. Химические составы образований Беспамятнинского и Моржовско-Убойнинского ареалов

а – диаграмма K₂O–SiO₂ [27]; б – диаграмма FeO/(FeO + MgO) – SiO₂ с разделением гранитоидов на железистый и магнезиальный типы, по А. Миаширо с дополнениями [26]; в – диаграмма MALI–SiO₂, модифицированный известково-щелочной индекс [26]. Заштрихованные области – составы каледонских постколлизийных плутонов Британии и Ирландии по 135 анализам [26]. И-щ – известково-щелочная серия, Щ-И – щелочно-известковая серия. Усл. обозн. см. на рис. 4

Результаты U-Pb изотопных исследований.

Из пород интрузивов левобережья р. Беспамятная – монцодиорита ранней фазы внедрения (пр. 203045), монцонита средней (пр. 203045/3) и кварцевого сиенита поздней фаз (пр. 203045/4) было проанализировано по 10 зерен циркона, выделенных с помощью тяжелых жидкостей и магнитной сепарации. Результаты анализов представлены в табл. 4 и на рис. 7, все погрешности приведены для доверительного интервала 2σ. Зерна циркона идиоморфные и субидиоморфные, дипирамидально-призматические с ровными поверхностями граней. Невысокий коэффициент удлинения зерен характерен для пород повышенной щелочности. Цирконы содержат небольшое количество минеральных включений, иногда – полифазных. Католюминесцентные фотографии демонстрируют концентрическую зональность роста, зачастую в комбинации с секториальной. Явных унаследованных ядер и кайм нарастания или рекристаллизации не выявлено. Морфологические и структурные характеристики предполагают магматический генезис зерен цирконов в среде повышенной щелочности и отсутствие наложенных процессов.

Результаты U-Pb датирования цирконов из пород трех последовательных фаз внедрения интрузивов согласуются с геологическими данными. Более древний результат получен для монцодиорита (пр. 203045) ранней фазы – 241 ± 3 млн лет. Возрасты монцонита (203045/3) и кварцевого сиенита (203045/4) в пределах погрешности совпадают и составляют 236 ± 3 и 233 ± 1 млн лет. Примечательно, что Th/U соотношение проанализированных цирконов варьирует в диапазоне 1–2, типичном для пород повышенной щелочности. Этот факт – дополнительный аргумент кристаллизации цирконов при формировании и подтверждает корректность полученных средне-позднеэриасовых оценок возраста рассматриваемых интрузивов.

Обсуждение результатов. В формационном отношении породы кольцевых интрузивов Беспамятнинского ареала принадлежат габбро-монцонит-граносиенитовой формациям [11], являющимся обычно постскладчатыми. По степени обогащенности щелочами (K₂O + Na₂O > 8 %) и калием (K₂O/Na₂O > 1), крупноионными литофильными элементами, легкими редкими землями, высокотоксичными элементами и летучими компонентами породы Беспамятнинских интрузивов могут быть соотнесены с трахиандезитобазальтами, трахиандезитами шошонит-латитовой серии. В соответствии с классификацией Л. В. Таусона [19], породы изучаемых интрузивов отвечают латитовому геохимическому типу гранитоидов.

По своим петро- и геохимическим характеристикам беспамятнинские магматиты по ряду показателей отличаются от классических гранитоидов I-, S-, A- и M-типов (табл. 5) и в большей мере близки SH-типу шошонитовых гранитов [28].

Таблица 3
Микроэлементный состав пород (ppm) массива
левобережья р. Беспаятная

Элементы	Монцодиорит		Монцит	Кварцевый сиенит	
	Номер пробы				
	203045	203045/2	203045/3	203045/5	203045/4
	Фаза внедрения				
	Ранняя		Средняя	Поздняя	
Li, г/т	20	26,4	15,7	17,2	13,3
Be	3,98	3,68	3,11	4,31	3,91
F	1960	1740	1220	1070	933
Sc	18,1	17,2	11	4,64	5,5
V	144	137	94,4	72,8	66,3
Cr	47,2	46,6	38,3	14,9	13,5
Co	25,2	23,7	15,1	7,31	8
Ni	35	27,3	23,1	6,75	8,98
Cu	65	31,6	34,6	9,34	8,46
Zn	95,7	79	65,8	48	38
Ga	11,1	5,59	18,3	13,3	19,4
Se	4,08	3,52	3,97	2,66	2,11
Rb	172	158	140	151	128
Sr	1320	1100	1230	1120	1240
Y	25,1	23	25,1	27,7	21
Zr	239	211	217	359	283
Nb	14,6	13,9	16,1	29,2	18,6
Mo	1,34	0,96	1,27	0,87	0,78
Ag	0,099	0,063	0,049	0,024	0,047
Cs	5,77	5,07	2,47	2,13	1,34
Ba	2540	2200	2630	2200	2240
La	93,8	89,9	109	135	90,6
Ce	179	169	199	254	176

Окончание табл. 3

Элементы	Монцодиорит		Монцит	Кварцевый сиенит	
	Номер пробы				
	203045	203045/2	203045/3	203045/5	203045/4
	Фаза внедрения				
	Ранняя		Средняя	Поздняя	
Pr	19,7	19,5	22,2	26,5	17,9
Nd	77,9	72,5	77,3	88,7	63,4
Sm	14,1	13	13,7	13,7	10,3
Eu	3,34	3,17	3,21	3,21	2,48
Gd	10,1	9,58	10,5	11,3	7,92
Tb	1,06	1,08	1,14	1,18	0,84
Dy	6,08	5,42	5,61	5,72	4,24
Ho	0,89	0,84	0,94	0,96	0,74
Er	2,4	2,23	2,51	2,8	1,97
Tm	0,32	0,31	0,37	0,45	0,29
Yb	2,07	1,89	1,94	2,5	1,78
Lu	0,3	0,29	0,3	0,33	0,3
Hf	6,2	5,71	6,16	8,64	7,28
Ta	0,72	0,66	0,8	1,39	0,86
W	0,99	0,82	0,64	0,86	< 0,5
Au	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Pb	33,9	43	35,8	20,4	25,2
Th	19,2	19,8	22,3	36,7	28,3
U	5,13	5,06	4,82	6,73	3,47
REE	411	389	448	546	379
(La/Yb) ^{CN}	31	32	38	37	35
Eu/Eu*	0,85	0,87	0,82	0,79	0,84

Примечание: Пробы с массива левобережья р. Беспаятная. Содержания элементов в отношениях нормированы на хондрит [23]: $(La/Yb)_{CN}$, $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/[Gd_{CN} \times Sm_{CN}]^{1/2}$.

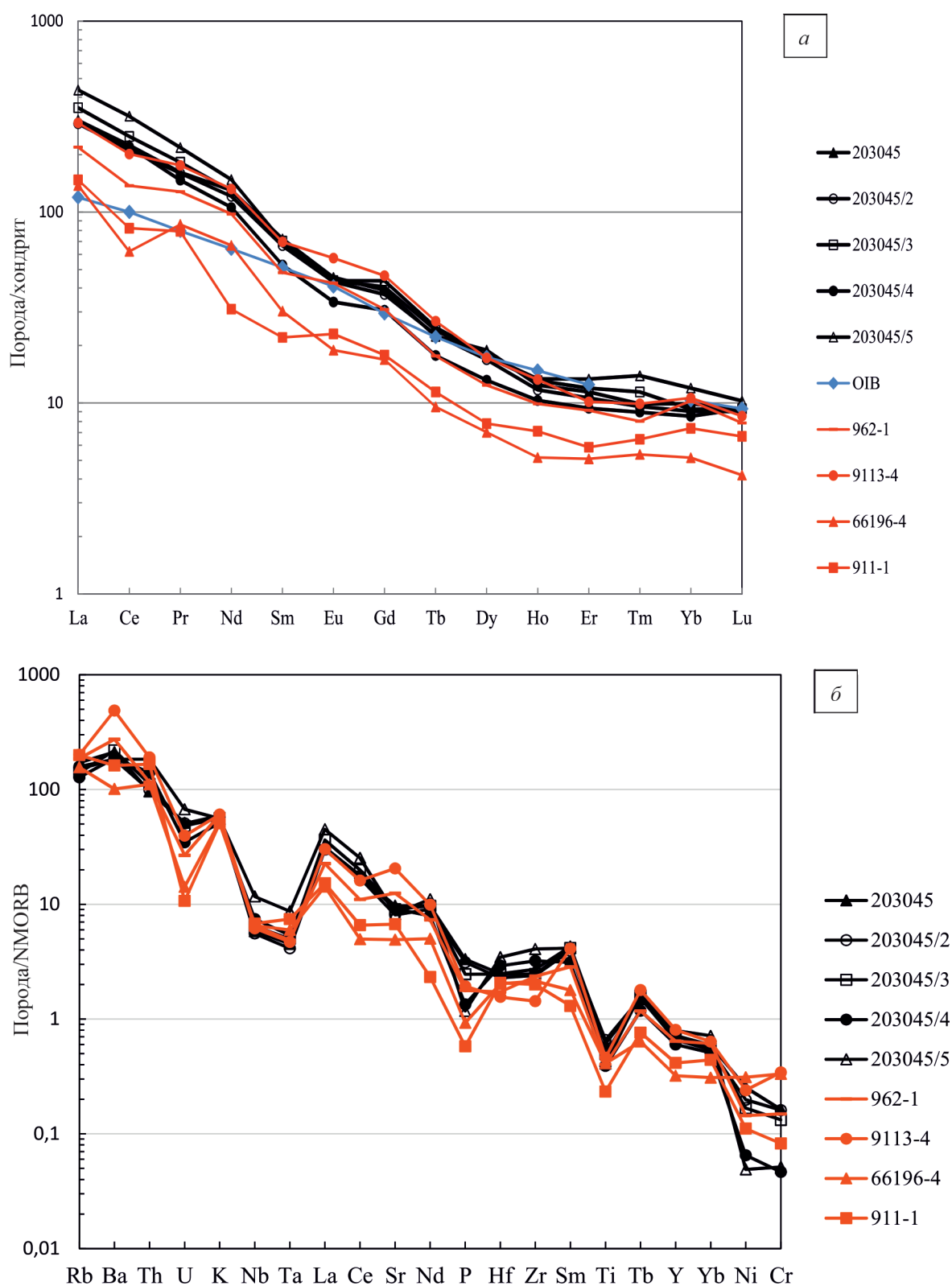


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ (а) и спайдерграмма (б) для горных пород из кольцевых интрузивов Беспамятинского (черные точки, табл. 3) и Моржовско-Убойнинского (красные точки [4]) ареалов. Хондрит – по [23], NMORB – по [30], OIB – по [31]

Таблица 4

Результаты U-Pb датирования на SIMS SHRIMP цирконов из пород беспамятинского комплекса (возраст, млн лет)

Точки измерения	²⁰⁶ Pb, %	U, г/г	Th, г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	²⁰⁶ Pb*, г/г	Возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Возраст	% Дис-корд.	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	± %	егг согг
						²⁰⁶ Pb $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Возраст									
Моншопит, пр. 203045	1.1	480	717	1,54	15,9	243,7	± 4,6	163	± 83	25,96	1,9	0,0493	3,6	0,262	4,1	474
	2.1	609	742	1,26	20,3	245	± 4,6	261	± 57	25,81	1,9	0,0514	2,5	0,2748	3,1	608
	3.1	537	378	0,73	17,4	238,2	± 4,5	81	± 110	26,57	1,9	0,0476	4,8	0,247	5,2	373
	4.1	613	831	1,40	20	240,5	± 4,5	268	± 58	26,31	1,9	0,0516	2,5	0,2705	3,2	599
	5.1	743	1460	2,03	24	237,9	± 4,4	255	± 44	26,6	1,9	0,05132	1,9	0,266	2,7	703
	6.1	960	1374	1,48	31,4	241,1	± 4,4	296	± 40	26,24	1,9	0,05225	1,7	0,2745	2,5	728
	7.1	269	214	0,82	8,85	242,9	± 4,7	167	± 85	26,04	2	0,0494	3,6	0,262	4,1	481
	7.2	984	1169	1,23	31,9	239	± 4,4	266	± 60	26,47	1,9	0,0516	2,6	0,2686	3,2	582
	8.1	605	1001	1,71	19,8	240,7	± 4,5	192	± 65	26,29	1,9	0,0499	2,8	0,262	3,4	565
	9.1	830	1759	2,19	26,9	238,5	± 4,4	228	± 59	26,53	1,9	0,0507	2,5	0,2636	3,2	595
Моншопит, пр. 203045/3	1.1	438	592	1,40	14,1	236,3	± 4,5	230	± 66	26,78	1,9	0,0508	2,9	0,2614	3,5	559
	2.1	711	845	1,23	23,6	244,3	± 4,5	228	± 50	25,89	1,9	0,0507	2,2	0,2701	2,9	659
	3.1	917	1908	2,15	29,4	236,6	± 4,4	259	± 45	26,75	1,9	0,0514	2	0,2649	2,7	691
	4.1	259	331	1,32	8,13	232,4	± 4,7	370	± 170	27,24	2,1	0,054	7,7	0,273	8	259
	5.1	363	564	1,60	11,8	238,5	± 4,6	186	± 62	26,53	2	0,0498	2,7	0,2588	3,3	593
	6.1	690	942	1,41	22,3	237,7	± 4,5	226	± 46	26,62	1,9	0,0507	2	0,2624	2,8	693
	7.1	600	984	1,70	19,3	237,5	± 4,5	297	± 79	26,64	1,9	0,0523	3,4	0,27	4	490
	8.1	441	719	1,69	14,2	238,1	± 4,5	251	± 54	26,58	1,9	0,0512	2,3	0,2657	3	638
	9.1	410	677	1,71	12,6	226,7	± 4,4	266	± 66	27,93	2	0,0516	2,9	0,2545	3,5	560
	10.1	1064	2119	2,06	33,4	231,3	± 4,3	235	± 50	27,37	1,9	0,0509	2,2	0,2562	2,9	654
Кварцевый сиецит, пр. 203045/4	1.1	402	526	1,35	13	236,7	± 1,6	161	± 100	26,73	0,69	0,0493	4,3	0,254	4,4	157
	2.1	507	588	1,20	16,3	236,2	± 1,5	240	± 76	26,79	0,63	0,051	3,3	0,2623	3,3	188
	3.1	283	438	1,60	9,04	234,2	± 1,8	184	± 110	27,02	0,77	0,0498	4,7	0,254	4,7	163
	4.1	772	1639	2,19	24,5	232,7	± 1,3	222	± 70	27,2	0,57	0,0506	3	0,2564	3,1	187
	5.1	481	835	1,79	15,4	234,6	± 1,5	221	± 76	26,98	0,65	0,0506	3,3	0,2584	3,4	193
	6.1	483	566	1,21	15,3	232,9	± 1,5	239	± 74	27,18	0,65	0,051	3,2	0,2585	3,3	199
	7.1	414	649	1,62	13,1	232,7	± 1,6	250	± 85	27,21	0,69	0,0512	3,7	0,2595	3,8	185
	8.1	570	747	1,35	18,2	234	± 1,4	161	± 74	27,05	0,63	0,0493	3,2	0,2512	3,2	194
	9.1	492	438	0,92	15,5	230,6	± 1,5	266	± 87	27,45	0,67	0,0516	3,8	0,2589	3,8	174
	10.1	525	583	1,15	16,5	229,7	± 1,5	250	± 73	27,57	0,64	0,0512	3,2	0,256	3,3	198

Примечание: Ошибки приведены для доверительного интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта 0,58 %. Изотопные отношения и содержания ²⁰⁶Pb скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. егг согг – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

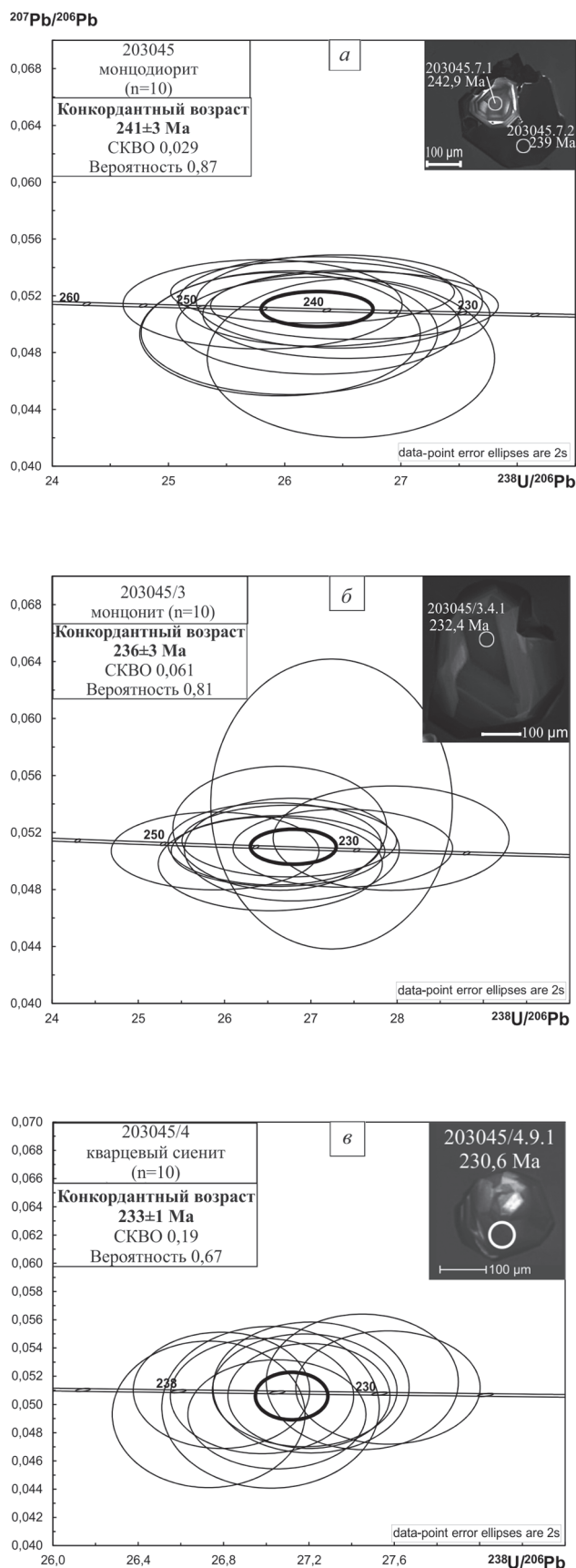


Рис. 7. U-Pb диаграммы с конкордиями по цирконам из монцодиоритов (а) ранней (203045), монцититов (б) средней (203045/3) и кварцевых сиенитов (в) поздней фаз (203045/4) из штока левобережья р. Беспаятная беспаятинского комплекса

По этим параметрам, а также высокой магнетиальности и принадлежности к щелочной и известково-щелочной сериям породы Беспаятинских массивов параллелизуются с металлюминиевыми постколлизийными каледонскими гранитными интрузиями Британии и Ирландии, имеющими шошонитовые характеристики [26] и относящимся к высоко-BaSr гранитоидам [25, 32]. На диаграмме Батчелора и Боудена (рис. 8) точки составов пород кольцевых монцогаббро-граносиенитовых Беспаятинских и Моржовско-Убойнинских интрузивов лежат в полях постколлизийных поднятий и главным образом позднеорогенных гранитоидов. Большинство исследователей [10, 24, 25, 28, 33] гранитоиды SH-типа относятся к поздне- или постколлизийным. В то же время геохимические данные и наличие выраженной Ti-Ta-Nb аномалии отражают присутствие надсубдукционной компоненты в процессе магмообразования.

Результаты U-Pb датирования цирконов из разных фаз интрузивных пород свидетельствуют об их образовании в посттрапповое (моложе 252–250 млн лет) время – 241–233 (T_{2-3}) млн лет или 249–241 (T_{1-2}) млн лет [4], близкое возрасту проявления начальной и главной фаз раннекеммерийской складчатости таймырид. Общеизвестно [13, 14], что основная проблема Таймырского раннекеммерийского орогена как с позиций геосинклинальной, так и плейттектонической парадигм – выявление причин складчато-надвиговых процессов на границе триаса и юры, смявших платформенные поздневендско-палеозойские отложения и позднепермско-раннетриасовые вулканиты чехла Сибирского кратона.

В последние годы большое внимание уделяется вопросам геологии образований, относящихся к шошонит-латитовой серии. В первую очередь интерес обосновывается их высокой рудной продуктивностью. С шошонитовым магматизмом связан золото-медно-молибден-порфировый тип месторождений. В большинстве случаев генезис пород интерпретируется как островодужный либо постколлизийный. В рамках геотектонических построений гранитоиды латитового ряда являются крайним (щелочным) членом островодужной ассоциации и занимают дальнее от океанического желоба положение. Шошонит-латитовая ассоциация широко распространена по всему миру и приурочена к зонам зрелых активных окраин (Срединный хребет и западное побережье Камчатки, западное побережье США, острова юго-запада Тихого океана, пояс Южноамериканских Анд) и зон коллизии (Западная Анатолия, Восточные Родопы).

С начальных стадий изучения монцогаббро-монцитит-граносиенитовых интрузивов Таймыра сложилось несколько представлений об их происхождении. Одни исследователи считали породы умереннощелочного и щелочного рядов малых интрузивных тел продуктами дифференциации базитовой трапповой магмы и выделяли их в самостоятельные фазы [2]. В последнее

Таблица 5

Сравнение средних составов гранитоидов I-, S-, M-, A-типов [33], шошонитовых гранитоидов SH [28] и данных по беспамятнинскому комплексу (SH*)

Оксиды и элементы	Типы гранитов					
	M N = 17	S N = 578	I N = 991	A N = 148	SH N = 21	SH* N = 20
SiO ₂ , вес. %	67,24	70,27	69,17	73,81	63,12	59,46
TiO ₂	0,49	0,48	0,43	0,26	0,57	0,75
Al ₂ O ₃	15,18	14,10	14,33	12,40	15,37	15,56
Fe ₂ O ₃	1,94	0,56	1,04	1,24	2,12	2,65
FeO	2,35	2,87	2,29	1,58	2,11	3,17
MnO	0,11	0,06	0,07	0,06	0,09	0,11
MgO	1,73	1,42	1,42	0,20	1,57	3,25
CaO	4,27	2,03	3,20	0,75	4,19	5,14
Na ₂ O	4,97	2,41	3,13	4,07	3,65	3,77
K ₂ O	1,26	3,96	3,40	4,65	5,48	5,10
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,11	0,04	0,28	0,54
Na ₂ O + K ₂ O	5,23	6,37	6,53	8,72	9,14	8,87
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	1,64	1,09	1,14	1,50	1,38
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,83	0,20	0,45	0,78	1,01	0,91
FeO/MgO	2,37	2,38	2,27	13,48	2,56	1,05
A/CNK	0,97	1,18	0,98	0,95	0,78	0,74
Rb (ppm)	17,5	217	151	169	234	150*
Sr	282	120	247	48	1020	1202*
Y	22	32	28	75	31	24*
Zr	108	165	151	528	257	262*
Nb	1,3	12	11	37	23,2	18,5*
Ba	263	468	538	352	2756	2362*
Th	1	18	18	23	53,4	25,3*
U	0,4	4	4	5	7,4	5*

Примечание: В столбце SH* звездочкой отмечены данные — среднее из пяти анализов, A/CNK — индекс Шенда; жирным выделены оксиды, их отношения и элементы, отражающие главные особенности вещественного состава пород интрузивов Беспамятнинской ассоциации.

время изотопно-геохимические и геохронологические данные позволили В. А. Верниковскому и др. [4] выделить их как гранитоиды А-типа и связать с регрессивной стадией проявления Сибирского суперплума [7]. Другие исследователи отводили ведущую роль в происхождении рассматриваемых пород процессам ассимиляции [6], анатексиса [8] вмещающих пород, щелочного посттраппового метасоматоза [5] вне связи с геотектоническими. Фадьюкудинско-Котуйская гравимагнитная кольцевая структура, отвечающая Горячему пятну Таймыра [12, 15], вполне объясняет пестрый посттрапповый магматизм и связанные с ним процессы ассимиляции, анатексиса, метасоматоза. Тем не менее оба эти варианта геодинамической связи проявления малых интрузивов с Сибирским суперплумом и Горячим пятном не могут объяснить шошонит-латитовый магматизм с надсубдукционными и постколлизийными метками и раннекеммерийский орогенез на Таймыре в среднем — позднем триасе. Кольцевые шошонит-латитовые

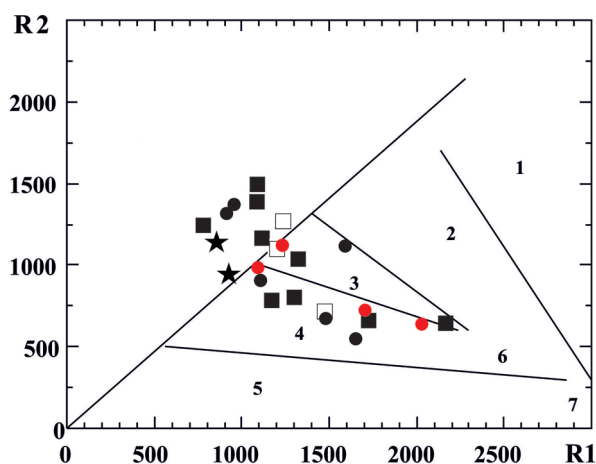


Рис. 8. Составы пород интрузивов Беспамятнинского и Моржовско-Убойнинского ареалов на дискриминационной диаграмме R1–R2 (R1: $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; R2: $6Ca + 2Mg + Al$) [22]

1 — мантийные фракционаты; 2–7 — гранитоиды: 2 — доколлизийные, 3 — постколлизийных поднятий, 4 — позднеорогенные, 5 — анорогенные, 6 — синколлизийные, 7 — посторогенные. Усл. обозн. см. на рис. 4

интрузивы выпадают из ряда интрузивов пестрого состава, несут устойчивые минералого-геохимические характеристики и свидетельствуют о формировании в условиях сжатия.

Необходима дальнейшая детализация палеогеодинамических реконструкций контуров Пангеи (северо-сибирской части) и Палеопацифики на позднепермско-раннетриасовое время с трапповым (суперплюмовым) магматизмом и среднепоздетриасовое, сопровождавшееся коллизионным орогенезом и становлением, в частности, интрузивов шошонит-латитовой серии. Последние процессы могут быть объяснены с позиций скольжения окраинноконтинентальных литосферных плит [20], приводящего к косой коллизии и становлению кольцевых интрузивов с надсубдукционными метками в средне-поздетриасовое время.

Выводы. Проведенные петрографо-минералогические и петрогеохимические исследования типовых интрузивов на левобережье р. Беспаятная одноименного ареала Северного Таймыра показали, что они образованы ассоциацией пород от монцодиоритов, монцонитов до сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов. Биотит в этих породах высокотитанистый и высокобариевый. Амфибол представлен паргаситом, ферропаргаситом из группы Са-амфиболов с переходом к эдениту в кварцевых сиенитах. Клинопироксен относится к диопсиду, иногда — авгиту. Породы содержат от 52,33 до 67,62 % SiO_2 , высокую сумму щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (более 8 %, в среднем 8,87 %), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (более 1, в среднем 1,38) и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (0,27–1,6, в среднем 0,91) и высокое содержание TiO_2 (0,34–1,27 %, в среднем 0,75 %). Магматиты обогащены LILE (Ba, Sr, Rb, K, Cs), LREE и такими летучими компонентами, как F, P_2O_5 , характеризуются отрицательными геохимическими Ti и Ta-Nb аномалиями надсубдукционного генезиса и отвечают интрузивным аналогам шошонит-латитовой серии или шошонитовым гранитоидам (SH-типа).

Результаты U-Pb датирования цирконов из разных фаз интрузивных пород свидетельствуют об их образовании в посттрапповое время 241–233 млн лет назад (T_{2-3}) и близком к возрасту проявления главной фазы раннекеммерийской складчатости в горах Бырранга.

Выделение особого шошонит-латитового магматизма на Таймыре неплюмовой природы из многообразия малых интрузивов пестрого состава требует дальнейшего их изучения и, возможно, является одним из ключевых моментов в геодинамической истории раннекеммерийского тектогенеза.

Авторы весьма признательны зав. отделом петрологии ВСЕГЕИ М. В. Наумову за конструктивные замечания и консультации, позволившие существенно улучшить статью.

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

1. Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. — Красноярск, 1986. — 177 с.

2. Вакар В. А. Трапповая формация Таймыра // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 256–340.

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

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

5. Гулин С. А. О формировании щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. — Л.: НИИГА, 1970. — С. 170–184.

6. Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образованиях пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра // Советская геология. — 1956. — № 51. — С. 75–91.

7. Добрецов Н. Л. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики / Н. Л. Добрецов, В. А. Верниковский, Ю. В. Карякин, Е. А. Кораго, В. А. Симонов // Геология и геофизика. — 2013. — Т. 54, № 8. — С. 1126–1144.

8. Золотухин В. В. Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Кирыка на Таймыре. — Новосибирск: Наука, 1990. — 110 с.

9. Кравченко С. М., Хаин В. Е. Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция / Докл. РАН. — 1996. — Т. 347, № 3. — С. 368–371.

10. Крупчатников В. И., Врублевский В. В., Крук Н. Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды Юго-Востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика. — 2015. — Т. 56, № 6. — С. 1057–1079.

11. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 387 с.

12. Петров О. В. Раннемезозойские карбонатиты Восточного Таймыра / О. В. Петров, В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, И. Н. Мозолева, К. И. Лохов, Е. В. Толмачева, Б. С. Петрушков, А. А. Багаева // Региональная геология и металлогения. — 2010. — № 44. — С. 5–22.

13. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Наука ЛО, 1971. — 248 с. (Тр. НИИГА; т. 166).

14. Проскурнин В. Ф. Два петрохимических ряда интрузий палеозойско-мезозойской магматической активизации севера Таймыра / В. Ф. Проскурнин, Ю. Г. Rogozov, А. Ф. Хапилин, С. Б. Киреев // Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим эндогенных процессов: Тезисы докладов. — Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 1985. — С. 172–179.

15. Проскурнин В. Ф. О происхождении карбонатитов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов / В. Ф. Проскурнин, О. В. Петров, Э. А. Багдасаров, М. И. Розин, Е. В. Толмачева, А. Н. Ларионов, И. В. Бильская, А. В. Гавриш, И. Н. Мозолева, Б. С. Петрушков // Записки Российского минералогического общества. — 2010. — Ч. 139. — Вып. 1. — С. 19–36.

16. Проскурнин В. Ф. Минералогический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотонного потенциала: Автореферат диссертации доктора геол.-минерал. наук. — СПб., 2013. — 40 с.

17. Равич М. Г., Чайка Л. Г. Малые интрузии хребта Бырранга. — Л., 1959. — 148 с. (Тр. НИИГА; т. 88).
18. Романов А. П. Лампроиты и кимберлиты Горного Таймыра // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — С. 291–299.
19. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. — 278 с.
20. Ханчук А. И. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы / А. И. Ханчук, Ю. А. Мартынов, А. Б. Перепелов, Н. Н. Крук // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. — Т. 1. — С. 32–37.
21. Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. — 2013. — № 56. — С. 40–50.
22. Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*. — 1985. — Vol. 48. — P. 43–55.
23. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. by P. Henderson // *Rare earth element geochemistry*. — Elsevier, 1984. — P. 63–114.
24. Eklund O., Konopelko D., Ruttanen H. et al. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // *Lithos*. — 1998. — Vol. 45. — P. 87–108.
25. Fowler M. B., Henney P. J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1996. — Vol. 126. — P. 199–215.
26. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. — 2001. — Vol. 42, N 11. — P. 2033–2048.
27. Gill J. B. The Plate Tectonic Connection // *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1981. — Vol. 16. — 390 p.
28. Jiang Y.-H., Liu Z., Jia R.-Y. et al. Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis // *Lithos*. — 2012. — Vol. 134–135. — P. 146–162.
29. Leake B. E., Wooley A. R., Arps C. E. S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist*. — 1997. — Vol. 35. — P. 219–248.
30. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. — 1995. — Vol. 120. — P. 223–253.
31. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Ed. by A. D. Saunders, M. J. Norry // *Magmatism in Ocean Basins*. — London: Geological Society Special Publications. — 1989. — P. 313–345.
32. Tarney J., Jones C. E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *Journal Geological Society*. — London, 1994. — Vol. 151. — P. 855–868.
33. Zhao J.-X., Kiraishi K., Ellis D. J. et al. Geochemical and isotopic studies from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 1995. — Vol. 59, N 7. — P. 1363–1382.
34. Vernikovskiy V. A. Geodinamicheskaya evolyutsiya Taymyrskoy skladchatoy oblasti [Geodynamic evolution of the Taimyr folded area]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, NITS OIGGM, 1996. 202 p.
35. Vernikovskiy V. A., Piis V. L., Vernikovskaya A. E., Romanov A. P., Dzhi D. Dzhi., Travin A. V. Early Triassic A-type granites of Taimyr — as a result of the North Asian Superplume. *Doklady RAN*. 2001. Vol. 380. No. 1, pp. 87–93. (In Russian).
36. Gulín S. A. About formation of alkaline and calcareous metasomatites of the Central Taimyr. *Carbonatites and alkaline rocks of Northern Siberia*. Leningrad: NIIGA. 1970. Pp. 170–184. (In Russian).
37. Daminova A. M. About role of crystal differentiation and assimilation in genesis of basaltoid rocks suite of the Central Taimyr. *Sovetskaya geologiya*. 1956. No. 51, pp. 75–91. (In Russian).
38. Dobretsov N. L., Vernikovskiy V. A., Karyakin Yu. V., Korago E. A., Simonov V. A. Meso-Cenozoic volcanism and stages of geodynamic evolution of the Central and Eastern Arctic. *Geologiya i geofizika*. 2013. Vol. 54. No. 8, pp. 1126–1144. (In Russian).
39. Zolotukhin V. V. Osobennosti differentsirovannogo intruziva Tulay-Kiryaka na Taymyre [Peculiar properties of the differentiated intrusion Tulay-Kiryaka on Taimyr Peninsula]. Novosibirsk: Nauka. 1990. 110 p.
40. Kravchenko S. M., Khain V. E. Global structures of lithosphere and mantle convection. *Dokl. RAN*. 1996. Vol. 347. No. 3, pp. 368–371. (In Russian).
41. Krupchatnikov V. I., Vrublevskiy V. V., Kruk N. N. Early Mesozoic lamproites and monzonitoides of the South-Eastern Mountain Altay: geochemistry, Sr-Nd isotope composition, sources of the melt. *Geologiya i geofizika*. 2015. Vol. 56. No. 6, pp. 1057–1079. (In Russian).
42. Kuznetsov Yu. A. Glavnye tipy magmaticheskikh formatsiy [The main types of magmatic formations]. Moscow: Nedra. 1964. 387 p.
43. Petrov O. V., Proskurnin V. F., Gavrish A. V., Mozoleva I. N., Lokhov K. I., Tolmacheva E. V., Petrushkov B. S., Bagaeva A. A. Early Mesozoic carbonatites of the Eastern Taimyr. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2010. No. 44, pp. 5–22. (In Russian).
44. Pogrebitskiy Yu. E. Paleotektonicheskiy analiz Taymyrskoy skladchatoy sistemy [Paleotectonic analysis of the Taimyr fold system]. Leningrad: Nauka. 1971. 248 p.
45. Proskurnin V. F., Rogozov Yu. G., Khapilin A. F., Kireev S. B. Two petrochemical types of the Northern Taimyr Paleozoic-Mesozoic magmatic activation intrusions. *Petrology, mineralization and correlation of magmatic and metamorphic rocks, fluid conditions of endogenous processes: Abstracts*. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO AN SSSR. 1985. Pp. 172–179. (In Russian).
46. Proskurnin V. F., Petrov O. V., Bagdasarov E. A., Rozinov M. I., Tolmacheva E. V., Larionov A. N., Bil'skaya I. V., Gavrish A. V., Mozoleva I. N., Petrushkov B. S. About the formation of the Eastern Taimyr carbonatites on the base of zircons isotope-geochemical study. *Notes of the Russian Mineralogical Society*. 2010. Pt. 139. Iss. 1, pp. 19–36. (In Russian).
47. Proskurnin V. F. Mineragenic analysis of Taimyr-Severozemelsky region and estimation of its gold mineralization potential. *Doct. Diss. (Geology)*. St. Petersburg. 2013. 40 p. (In Russian).
48. Ravich M. G., Chayka L. G. Malye intruzii khrebta Byrranga [Minor intrusions of the Byrranga mountain ridge]. Leningrad. 1959. 148 p.
49. Romanov A. P. Lamproites and kimberlites of the Mountain Taimyr. *Russian Arctic: geological history, mineralogy, geoecology*. Chief editors D. A. Dodin, V. S. Surkov. St. Petersburg: VNIIOkangeologiya. 2002. Pp. 291–299. (In Russian).
50. Tauson L. V. Geokhimicheskie tipy i potentsial'naya rudoznosnost' granitoidov [Geochemical types and potential mineralization of granitoids]. Moscow: Nauka. 1977. 278 p.
51. Bezzubtsev V. V., Zalyaleev R. M., Sakovich A. B. Geologicheskaya karta Gornogo Taymyra. Masshtab 1 : 500 000. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological Map of the Mountain Taimyr. Scale 1:500,000. Explanatory note]. Krasnoyarsk. 1986. 177 p.
52. Vakar V. A. Trappovay formation of Taimyr. *Petrography of Eastern Siberia*. Moscow: Izd-vo AN SSSR. 1962. Vol. 1. Pp. 256–340. (In Russian).

20. Khanchuk A. I., Martynov Yu. A., Perepelov A. B., Kruk N. N. Magmatism of lithospheric plates sliding zones: new data and perspectives. *Materials of the IV All-Russian symposium on volcanology and paleovolcanology*. Petropavlovsk-Kamchatskiy: IViS DVO RAN. 2009. Vol. 1, pp. 32–37. (In Russian).
21. Sharpenok L. N., Kostin A. E., Kukhareno E. A. TAS-diagram of the sum of alkalis – silicon dioxide for the chemical classification and identification of plutonic rocks. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2013. No. 56, pp. 40–50. (In Russian).
22. Batchelor, R. A., Bowden, P. 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*. 48. 43–55.
23. Boynton, W. V. 1984: Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P. (ed.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier. 63–114.
24. Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H. et al. 1998: 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*. 45. 87–108.
25. Fowler, M. B., Henney, P. J. 1996: Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 126. 199–215.
26. Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J. et al. 2001: A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42. 11. 2033–2048.
27. Gill, J. B. 1981: The Plate Tectonic Connection. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. 16. 390.
28. Jiang, Y.-H., Liu, Z., Jia, R.-Y. et al. 2012: Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. *Lithos*. 134–135. 146–162.
29. Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S. et al. 1997: Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*. 35. 219–248.
30. McDonough, W. F., Sun, S.-S. 1995: The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120. 223–253.
31. Sun, S.-S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publications. 313–345.
32. Tarney, J., Jones, C. E. 1994: Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal Geological Society*. London. 151. 855–868.
33. Zhao, J.-X., Kiraishi, K., Ellis, D. J. et al. 1995: Geochemical and isotopic studies from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59. 7. 1363–1382.

Проскурнина Мария Анатольевна – геолог, ВСЕГЕИ¹. <Maria_Kurochkina@vsegei.ru>

Проскурнин Василий Федорович – доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Vasily_Proskurnin@vsegei.ru>

Ремизов Дмитрий Николаевич – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

<Dmitry_Remizov@vsegei.ru>

Ларионов Александр Николаевич – канд. геол.-минерал. наук, ст науч. сотрудник, Центр изотопных исследований

ВСЕГЕИ¹. <Alexander_Larionov@vsegei.ru>

Proskurnina Maria Anatol'evna – Geologist, VSEGEI¹. <Maria_Kurochkina@vsegei.ru>

Proskurnin Vasily Fedorovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Department, VSEGEI¹.

<Vasily_Proskurnin@vsegei.ru>

Remizov Dmitry Nikolaevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.

<Dmitry_Remizov@vsegei.ru>

Larionov Alexander Nikolaevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Center of Isotopic

Research VSEGEI¹. <Alexander_Larionov@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.

Л. М. БУДАНОВ, А. Ю. СЕРГЕЕВ, Д. В. РЯБЧУК,
В. А. ЖАМОЙДА, В. И. ХОРИКОВ (ВСЕГЕИ)

Геоэкологическое районирование дна восточной части Финского залива

В статье рассматриваются результаты пространственного геоэкологического районирования дна восточной части Финского залива по предложенной авторами методике. Районирование выполнено на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных, полученных специалистами отдела региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ при проведении государственной геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 (1987–2000 гг.), а также многолетних тематических работ (2001–2018 гг.) в восточной части Финского залива.

Ключевые слова: геологическая среда, сейсмоакустическое профилирование, геологические опасности, Балтийское море.

L. M. BUDANOV, A. YU. SERGEEV, D. V. RYABCHUK,
V. A. ZHAMOIDA, V. I. KHORIKOV (VSEGEI)

Geoenvironmental zoning of the eastern Gulf of Finland bottom

Paper presents results of spatial geoenvironmental mapping of the eastern Gulf of Finland bottom, based on geological and geophysical data received in the course of state geological survey undertaken by specialists of VSEGEI Department of Marine and Environmental geology (scale 1:200,000) (1987–2000) and various projects realized in 2001–2018 in the eastern Gulf of Finland.

Keywords: geological environment, sub-bottom profiling, geological hazards, Baltic Sea.

Как цитировать эту статью: Буданов Л. М. Геоэкологическое районирование дна восточной части Финского залива / Л. М. Буданов, А. Ю. Сергеев, Д. В. Рябчук, В. А. Жамойда, В. И. Хориков // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 23–34.

Введение. В последние десятилетия наблюдается активное освоение дна и береговых зон Финского залива в связи с формированием насыпных территорий, прокладкой подводных коммуникаций, гидротехническим строительством, обустройством рекреационных зон и созданием берегозащитных сооружений. Расширяется зона техногенного воздействия на дно восточной части Финского залива — в Невской губе в постоянном режиме ведутся работы по дноуглублению, перемещению грунтов и созданию их подводных отвалов, обсуждается ряд проектов искусственных островов в акватории залива, на побережьях реализуются проекты высотного строительства. В 2006–2008 гг. в восточной части Невской губы был реализован крупнейший инфраструктурный проект «Морской фасад» по созданию новых территорий и пассажирского порта. В западных районах российской части залива в 2010–2011 гг. построен участок газопровода «Северный поток», в настоящее время выполнены изыскания и начинается строительство южной ветки газопровода из Нарвского залива, реализованы проекты крупных портовых комплексов «Усть-Луга» и «Бронка». В связи с этим наблюдается интенсивное изменение ландшафтов морского дна, а также загрязнение донных отложений вследствие

поступления в акваторию залива большого объема поллютантов.

Инженерно-экологические изыскания, как необходимый этап реализации проектов, сталкиваются с серьезными сложностями при изучении приповерхностного геологического разреза, особенно на прибрежном мелководье. Проблемой является недостаточный объем бурения, что не всегда позволяет однозначно интерпретировать разрез и делать соответствующие геоэкологические выводы. В этих условиях разработка методики и критериев выделения сейсмоакустических комплексов по геофизическим данным, соответствующих отложениям с различными инженерно-геологическими свойствами, представляет собой важную и актуальную задачу.

Традиционно основная направленность геоэкологических исследований и мониторинга, выполняющихся различными организациями, — оценка загрязнений водной толщи (Северо-Западное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Российский государственный гидрометеорологический университет) [10] и донных отложений (Севморгео, ВСЕГЕИ), а также состояния экосистемы (Зоологический институт РАН, Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической

безопасности РАН) [17, 19, 24]. Следует отметить, что с 2015 г. эколого-геохимические исследования донных отложений выведены из состава работ по мониторингу экологического состояния геологической среды прибрежно-шельфовой зоны, выполняемого под эгидой Роснедра, и ряды данных были прерваны.

При всем многообразии проводимых исследований до настоящего времени отсутствует системный подход к геоэкологической оценке и районированию восточной части Финского залива, основанный на пространственной характеристике геологической среды. Искключительное разнообразие и интенсивность хозяйственной деятельности диктуют необходимость внедрения системы морского пространственного планирования (МПП) [12], в основе которого должно лежать геоэкологическое районирование, что позволит еще на этапе принятия решений о реализации проектов выбирать оптимальные как с экономической, так и экологической точек зрения варианты их реализации.

Обзор истории развития подходов к геоэкологическому и эколого-геологическому картированию дна акваторий приводится в работах В. А. Шахвердова [22, 23], который приходит к выводу, что различными авторами под этими картами понимаются совершенно разные по своей сути документы, отличающиеся целевым назначением, масштабом, набором показателей и признаков, полнотой охвата картируемых компонентов геологической среды и достоверностью. Схожее мнение высказано и в работе [21] о том, что вследствие отсутствия унифицированных подходов к геоэкологическому картированию дна морских акваторий большинство специалистов, работающих в данной сфере, применяют авторские.

Отчасти комплексный подход к оценке эколого-геологических условий акватории был реализован в Атласе геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря [1].

В рамках создания госгеолкарты (ГК) м-бов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 составляются схемы: эколого-геологические (м-б 1 : 2 500 000 и 1 : 500 000 соответственно) и оценки степени эколого-геологической опасности (м-б 1 : 5 000 000 и 1 : 1 000 000), отображающие экспертный анализ экологической обстановки на картируемой площади в зависимости от эндо- и экзодинамических процессов, возможности катастроф, степени геохимического и радиоактивного загрязнения и техногенного воздействия на геологическую среду. Задачей схем является выделение площадей наибольшего эколого-геологического риска для жизни и хозяйственной деятельности человека. Эколого-геологическая обстановка оценивается по пяти градациям — от благоприятной до катастрофической [15]. Следует отметить, что детально разработанные критерии применимы преимущественно к картированию суши, а эколого-геологические схемы акваторий

в различных комплексах ГК-1000 существенно различаются своими легендами.

По результатам проведенного анализа за основу применяемой в настоящей работе геоэкологической оценки и районирования акватории восточной части Финского залива приняты категории сложности инженерно-геологических условий на шельфе из свода правил (СП) 11-114-2004 с модификациями, обусловленными геоэкологическими и физико-географическими особенностями исследуемого бассейна.

Материалы и методы. В основу районирования положены геолого-геофизические данные, полученные специалистами отдела региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ в 1980–2018 гг. при проведении государственной геологической съемки шельфа м-ба 1 : 200 000 и различных тематических работ (2001–2018 гг.) в акватории восточной части Финского залива, в ходе которых было выполнено более 8000 км геофизического профилирования и более 6000 станций донного пробоотбора. Комплексный анализ современной геофизической информации с применением новых методов обработки значительных массивов цифровых данных обеспечил построение модели верхней части геологического разреза дна и береговой зоны восточной части Финского залива. Геоэкологическое картографирование выполнено с применением ГИС-технологий.

Результаты и их обсуждение. Для создания интегральной схемы геоэкологического районирования были использованы следующие критерии, отражающие основные элементы геологической среды дна акватории и береговой зоны: геоморфологические условия, геологическое строение и тектоника, экзогенные геологические процессы, экологическое состояние, газонасыщенность грунтов, техногенное воздействие. По аналогии с существующим СП 11-114-2004, предложено ранжирование оценки опасности (благоприятности) экологического состояния геологической среды: безопасные, потенциально опасные и опасные (таблица).

Геоморфологические условия. Для оценки геоморфологических условий восточной части Финского залива принято решение учитывать наличие уклонов в рельефе морского дна, то есть его вертикальную расчлененность.

Первым шагом стало создание актуальной цифровой модели рельефа дна (ЦМРД) с использованием всех имеющихся источников данных (оцифровка морских навигационных карт м-бов 1 : 200 000–1 : 50 000, архивных геофизических профилей, выполненных в ходе работ ВСЕГЕИ 1984–2018 гг.) (рис. 1, А).

С использованием инструментов геообработки ЦМРД составлены схемы батиметрического индекса позиции, вертикального расчленения рельефа, направленности уклонов поверхности дна (рис. 1, Б, В, Г). Для ранжирования по геоморфологическому критерию проведена

Критерии оценки экологического состояния геологической среды

Критерий	Безопасные	Потенциально опасные	Опасные
Геоморфологические условия	Равнинные участки дна, рельеф нерасчлененный	Наклонные участки дна с плавным изменением глубинных отметок, рельеф слаборасчлененный	Участки дна с резкими изменениями глубинных отметок (гряды, банки и т. д.), поверхность сильно расчленена
Геологическое строение и тектоника	Выходы на поверхность дна (или близко к ней) морен, мощность послеледниковых отложений меньше 10 м, отложения современных илов отсутствуют	Мощность послеледниковых отложений больше 10 м, отложения современных илов отсутствуют	Мощность послеледниковых отложений больше 10 м, разрез завершается слоем современных илов мощностью более 0,5 м; зона разрывных нарушений; зона развития погребенных врезов
Экзогенные геологические процессы	Экзогенные геологические процессы проявлены слабо вне зоны волнового поля, скорости придонных течений недостаточны для размыва поверхностных отложений	Экзогенные геологические процессы имеют ограниченное развитие; слабое воздействие на дно волнения и течений	Активные экзогенные геологические процессы (гравитационные процессы и т. д.); интенсивное воздействие на дно волнения и течений
Экологическая обстановка	Алевропелитовые илы как депонирующая среда поллютантов отсутствуют	Алевропелитовые илы незагрязненные	Алевропелитовые илы загрязненные
Газонасыщенность грунтов	Газонасыщенные илы отсутствуют	Отдельные локальные поля газонасыщенных илов	Зоны сплошных газонасыщенных илов
Техногенное воздействие	Практически отсутствует	Незначительное техногенное воздействие	Значительное техногенное воздействие (существенные изменения геологической среды)

интеграция геопространственных данных о морфологии дна. С применением инструмента ГИС «Алгебра карт» были объединены данные об углах наклонов и расчлененности рельефа. Выделены следующие классы: 1) дно относительно ровное, слабонаклонное, сформированное подводными субгоризонтальными аккумулятивными равнинами или террасами; 2) дно с выдержанным уклоном, представляющее собой поверхность морского дна на переходе от берега к седиментационным бассейнам или между террасами разных уровней; 3) расчлененное дно, как правило образованное моренными грядами и локальными банками, резко выступающими над окружающей поверхностью дна.

Геологическое строение и тектоника. В СП 11-114-2004 предлагается производить оценку геологических условий по наличию определенного числа геологических слоев в первых тридцати метрах геологического разреза. В геологические критерии вошли данные об особенностях приповерхностного геологического строения, определяющего условия освоения геологической среды, основанные на интерпретации материалов сейсмоакустического профилирования, данные о наличии погребенных долин и положении разрывных нарушений.

Для построения интегральной схемы геологических условий выполнена интерпретация

сейсмоакустических данных в контексте поставленной задачи. На архивных и вновь полученных записях высокочастотного профилографа в ходе обработки и интерпретации акустических временных разрезов выделено три основных акустических комплекса (АК) и ряд аномальных объектов естественного происхождения. Описанные ниже интерпретационные признаки были сформулированы в ходе анализа значительного объема акустических разрезов.

В основании информативной части разреза фиксируется поверхность акустического фундамента, характеризующаяся высокой интенсивностью отраженного сигнала (рис. 2). Ниже этой поверхности происходит полное затухание сейсмического сигнала. По данным интерпретации сейсмических записей и результатам опробования донных отложений, на подавляющей части акватории акустический фундамент (АК1) представлен валунными суглинками — ледниковыми отложениями (моренами). В редких случаях акустическим фундаментом служат коренные дочетвертичные породы или песчаные отложения водно-ледникового генезиса. Поверхность морены и дочетвертичных образований, как правило, характеризуется сложно расчлененным грядовым рельефом. Поверхность кровли песчаных водно-ледниковых отложений обычно выровнена.

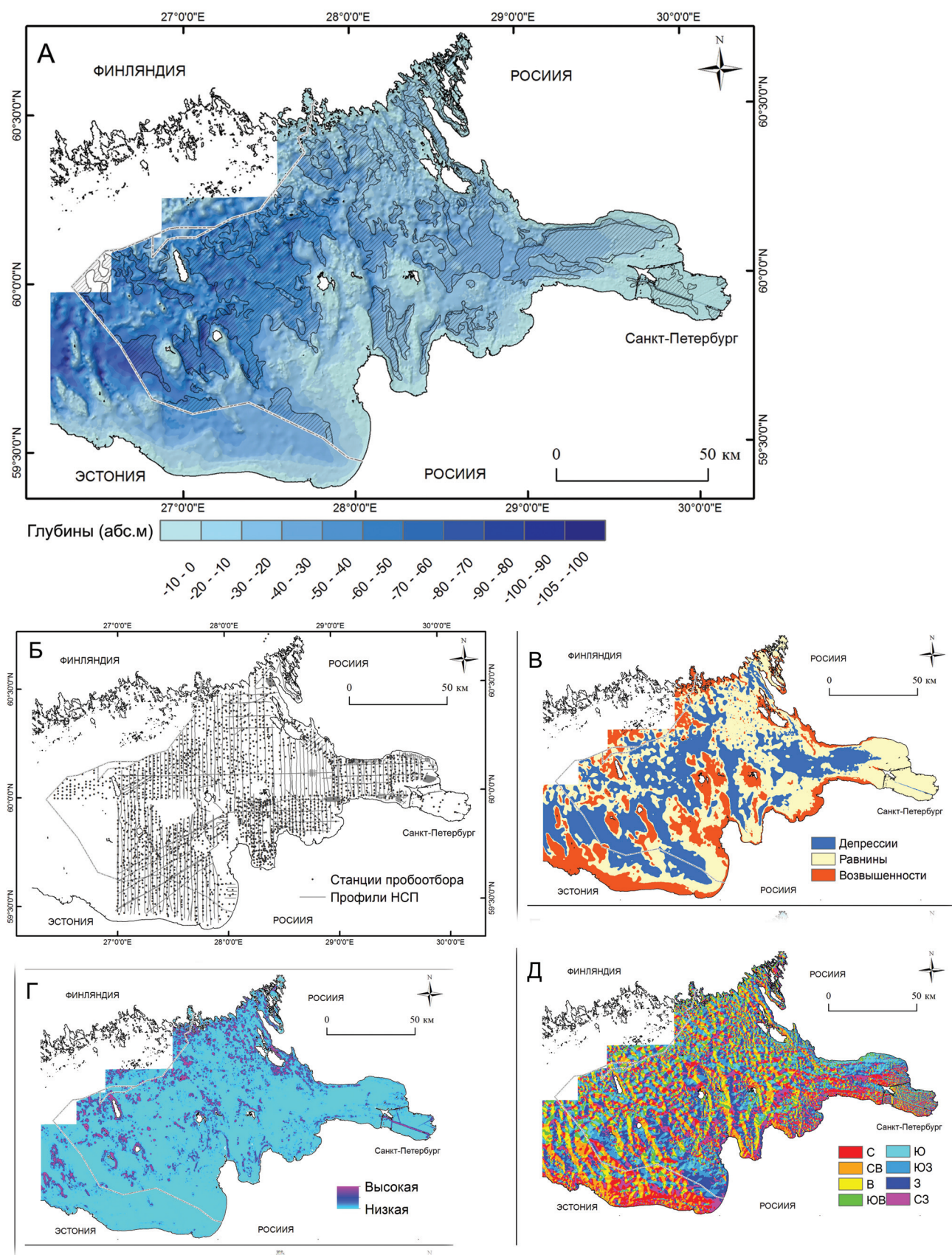


Рис. 1. Модель и схемы восточной части Финского залива

А – ЦМРД (штриховкой показаны площади развития локальных седиментационных бассейнов с накоплением современных алевропелитовых осадков); схемы: Б – геолого-геофизической изученности, В – батиметрического индекса позиции, Г – вертикального расчленения рельефа, Д – направленности уклонов поверхности дна

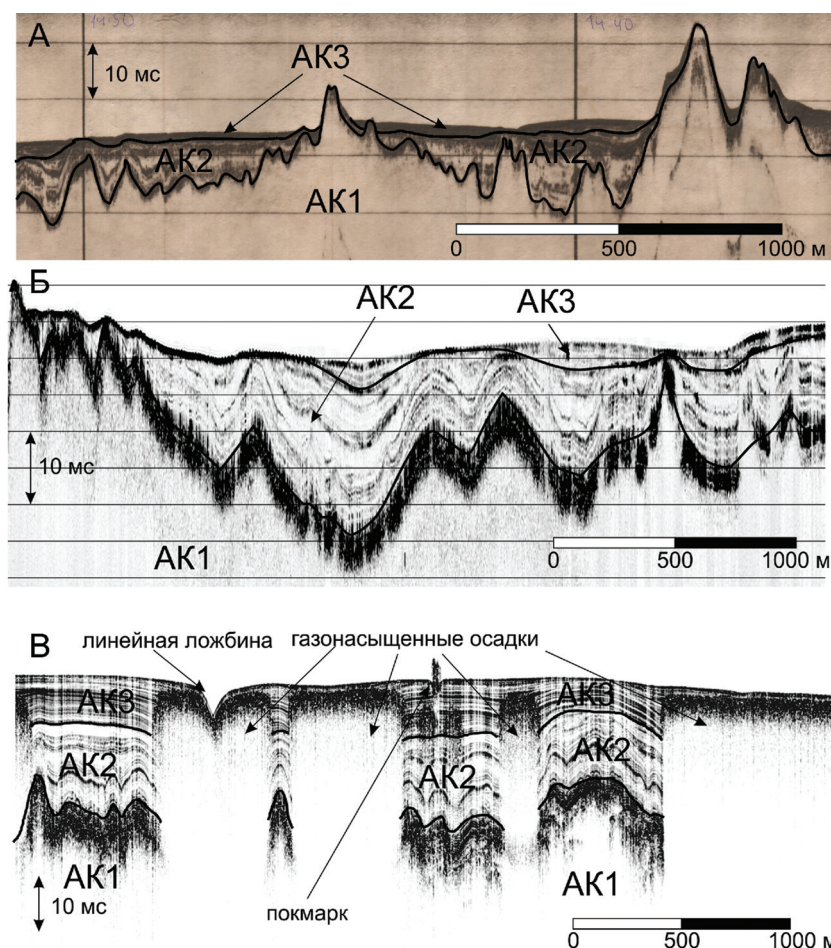


Рис. 2. Примеры интерпретации акустических разрезов с изображением характерных для восточной части Финского залива АК

А — запись, отсканированная с бумажного носителя, профилограф — ГЛ-7.5, 1987 г. (ВСЕГЕИ); *Б* — цифровая запись, профилограф — ГЛ-7.5, 2001 г. (ВСЕГЕИ); *В* — цифровая запись, профилограф — EdgeTech 3300 NM, 2017 г. (АО ИО РАН)

Морена и дочетвертичные породы пригодны для возведения инженерных сооружений. Дочетвертичные породы в северной части залива в пределах Балтийского кристаллического щита представлены гранитами, гранитогнейсами и кристаллическими сланцами архей-протерозойского возраста. Их выходы на поверхность дна были зафиксированы на акустических записях в Выборгском заливе. Данные породы характеризуются высокой прочностью и устойчивостью. На юге изучаемой площади коренные породы выражены полускальными терригенными сцементированными плотными и малодеформируемыми породами венда [2]. К достаточно плотным и прочным грунтам относятся и четвертичные отложения, слагающие акустический фундамент: песчаные — Балтийского ледникового озера и приледниковых озер, флювиогляциальные — ошастковского горизонта, а также валунные песчано-глинистые, в составе которых преобладают супеси валунные, иногда переслаивающиеся с суглинками — ледниковые ошастковского горизонта [11]. По данным ГСШ-200, эти отложения обладают следующими физико-механическими свойствами: $W_{\text{ест}}$ — 25–51 %, плотность часто около 2 г/см³, удельный вес от 2,72–2,75 г/см³, сцепление превышает 5 кПа.

Как правило, над АК1 выделяется толща, для которой характерно наличие серии протяженных

отражающих горизонтов, маркирующих границы внутренних слоев, в значительной мере повторяющих геометрию подстилающей границы (облекающая форма залегания). Интенсивность отражений изменяется по разрезу, не постоянно расстояние между слоями, что может свидетельствовать о незначительных изменениях по латерали условий осадконакопления. По данным геологического опробования, комплекс представлен существенно глинистыми ледниково-озерными отложениями позднего неоплейстоцена, от слоистых ленточных глин в основании разреза АК2 до тонкополосчатых и почти монотонных в верхней части разреза (рис. 2).

Иногда в пределах АК2 наблюдаются акустически прозрачные участки, нивелирующие (заполняющие) неровности нижележащего рельефа. Мощность комплекса выдержана и составляет в среднем 10 м. Согласно результатам инженерно-геологических исследований, выполняемых в рамках мониторинга геологической среды прибрежно-шельфовой зоны, глины АК2 имеют текучую консистенцию (IL от 2,28 до 3,80). Влажность некоторых образцов незначительно превышает 100 %, но в целом колеблется в интервале 60–100 %. Соппротивление вращательному срезу у рассматриваемых глин достигает значений в 5,9 кПа, что не является высоким показателем, однако ощутимо выше, чем

сопротивление срезу у илов вышележащего АК3. Плотность достигает $1,6 \text{ г/см}^3$. С инженерно-геологической точки зрения для отложений комплекса характерны следующие особенности: 1) специфические условия залегания (облегающие); 2) слоистость, часто тонкая у глинистых разностей, обуславливающая анизотропию инженерно-геологических свойств; 3) неоднородное в разрезе физическое состояние по плотности, пористости, влажности и консистенции. Они сильно и неоднородно сжимаемы, при уплотнении обнаруживают значительные остаточные деформации. При промерзании сильно пучатся. Отложения комплекса относятся к инженерно-геологическому типу грунтов, не пригодному для возведения инженерных сооружений, со строительной точки зрения они являются слабыми породами [11].

Выше по разрезу выделяется третий комплекс отложений (АК3). Для него характерно наличие серии субгоризонтальных отражающих горизонтов различной интенсивности (рис. 2). По данным геологического опробования, комплекс представлен алевропелитовыми илами голоценового возраста. Наличие серии границ (до 5) в пределах комплекса связано с изменениями условий седиментации, а самые интенсивные отражающие горизонты маркируют значительные изменения уровня моря в голоцене. Отложения комплекса завершают геологический разрез и, заполняя относительные понижения в рельефе кровли нижележащих комплексов, формируют современные седиментационные бассейны.

По результатам инженерно-геологических испытаний илов восточной части Финского залива, влажность поверхностного слоя этих отложений колеблется в пределах от 120 до 670 %, коэффициент водонасыщенности $0,95\text{--}1,00$, плотность $1,10\text{--}1,30 \text{ г/см}^3$, коэффициент пористости $3\text{--}16$, сопротивление срезу $0,1\text{--}0,8$, показатель консистенции $I_L 2,3\text{--}14,6$. Сопротивление вращательному срезу $4\text{--}3,6 \text{ кПа}$. Прочность илов предельно мала, поэтому разделение общего сопротивления их сдвигу на трение и сцепление нецелесообразно. Сопротивление сдвигу илов зависит не от нормального давления, а в основном от скорости развития деформаций. Угол естественного откоса стремится к нулю. При приложении к илам даже малых усилий они быстро переходят в текучее состояние. При этом пластическая прочность измеряется единицами паскалей.

Под действием вертикальных нагрузок деформации илов характеризуются свободным уплотнением, сопровождающимся выжиманием свободной воды, а при сравнительно быстром приложении таких нагрузок гидродинамическое давление, создающееся в них, вызывает их выпор из-под нагрузки. Коэффициент сжимаемости илов измеряется $0,2\text{--}0,3 \text{ МПа}$, а модуль общей деформации глинистых разностей равен $0,1\text{--}0,5 \text{ МПа}$ (в суглинистых и супесчаных изменяется от $1,0$ до $2,0\text{--}2,5 \text{ МПа}$) [11].

Илы, как правило, — отложения недоуплотненные и чувствительные к изменениям естественного сложения, после механического нарушения которого они способны восстанавливать свое состояние и прочность структурных связей, т. е. обладают способностью к тиксотропным превращениям, к чему располагает возникновение и развитие явлений синерезиса (сближение частиц под влиянием поверхностных сил с частичным вытеснением воды).

Приведенная характеристика илов указывает на то, что это слабые образования, обладающие характерными, резко выраженными специфическими свойствами, что позволяет отнести их к инженерно-геологическому типу грунтов, не пригодных для возведения инженерных сооружений.

На локальных участках исследуемой акватории в АК3 по характерным особенностям акустической записи выделяются поля газонасыщенных осадков и покмарки, которые будут рассмотрены ниже при обсуждении критерия газонасыщенности осадков.

Акустические границы между комплексами характеризуются резкими несогласиями, обусловленными историей геологического развития региона в позднем неоплейстоцене — голоцене. Подошва отложений комплекса АК2 выделяется по протяженной отражающей границе, интенсивность которой не постоянна. Как правило, эта граница идет параллельно с внутренними слоями, но на некоторых участках пересекает их, что свидетельствует о размыве отложений комплекса. Это подтверждается и фактическими геологическими данными. Верхняя граница АК2 четко фиксируется сейсмограммами по несогласному залеганию, а также на значительной площади дна залива по наличию эрозионного песчаного (песчано-алевритового) горизонта, сформировавшегося в результате резкого падения уровня Балтийского ледникового озера после его прорыва в океан ($11,7\text{--}11,5 \text{ кал. л. н.}$) и длительного регрессивного периода существования палеоводоема. Наличие четких границ комплексов позволило выделить и оцифровать поверхности поздненеоплейстоценовых ледниковых отложений и кровли вышележащих водно-ледниковых, рассчитать мощность голоценовых алевропелитовых илов и построить соответствующие модели (рис. 3).

Таким образом, анализ сейсмоакустических данных показал, что в геологическом строении верхней части разреза восточной части Финского залива практически повсеместно (за исключением локальных выходов на поверхность дочетвертичных отложений) выделяются три и более акустических комплексов. По такому числу слоев геологической среды практически всю площадь акватории Финского залива следовало бы отнести к третьей (наивысшей) категории сложности, согласно СП 11-114-2004. Однако, учитывая инженерно-геологические свойства ледниковых отложений [2, 11], позволяющие

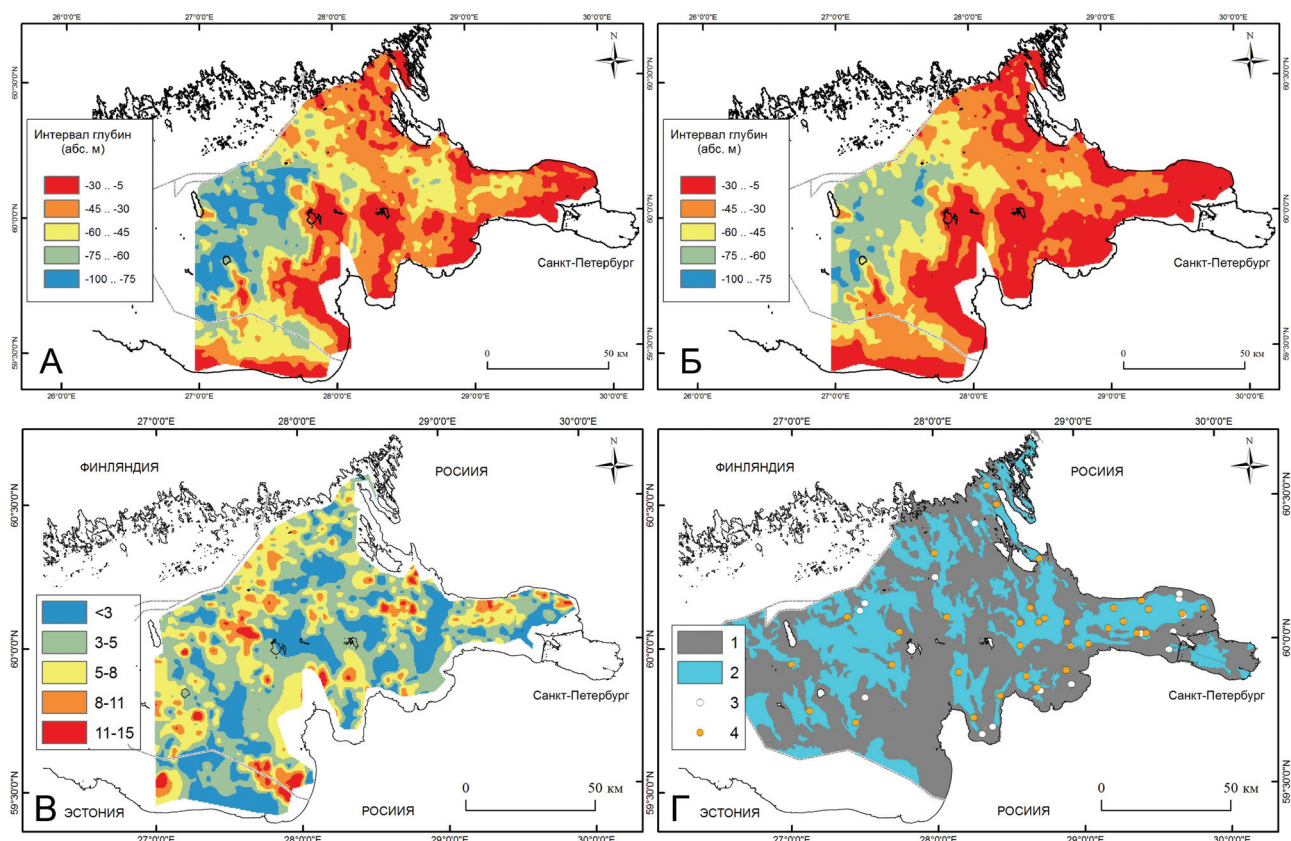


Рис. 3. Схемы частично погребенного рельефа: неоплейстоценового ледникового (А) и неоплейстоценового водно-ледникового (Б), построенного по данным интерпретации НСП; схема мощности голоценовых илов, построенная по данным интерпретации высокочастотного НСП (цветовая шкала, метры) (В); схема оценки уровня загрязненности алевропелитовых илов восточной части Финского залива (Г)

1 – зоны подводного размыва/ненакопления; 2 – зоны развития алевропелитовых илов седиментационных бассейнов; 3, 4 – станции мониторинга Севморгео 2005–2015 гг. с превышением ОДК по комплексу загрязняющих компонентов, отмечаемых эпизодически (3) и постоянно (4) [5–9]

считать их устойчивым основанием, целесообразно оценивать мощность и дифференцированность послеледниковых отложений, при этом особое внимание следует уделять наличию илов в геологическом разрезе, представляющих собой слабые грунты.

Опасные эндогенные геологические процессы, связанные с глубинными преобразованиями горных пород и структурными изменениями различного происхождения, в условиях Финского залива и его береговых зон в целом находятся на низком уровне. Тем не менее в пределах дна залива выделены разрывные нарушения [1], положение которых учитывалось при составлении схемы.

Под экзогенными геологическими процессами подразумеваются широко развитые в регионе донный размыв, оползание склонов, ледовая абразия, заносимость. Также сюда были отнесены особенности: придонной литодинамики, обусловленные в береговой зоне гидродинамическим воздействием на дно штормовых волн и индуцированных ими течений, а в глубоководных частях акватории – придонных течений, выраженные в наличии областей бассейновой седиментации и транзита, или ненакопления, современных донных осадков. Для создания карты интенсивности

волнового воздействия на дно акватории использованы результаты математического моделирования [13, 26].

Основным критерием оценки экологического состояния геологической среды в данной работе является рассчитанная по геофизическим данным площадь поверхности и мощность (объем) алевропелитовых илов седиментационных бассейнов, представляющих собой депонирующую среду для всех видов поллютантов (рис. 3). Общая площадь распространения алевропелитовых илов составляет 4,3 тыс. км², объем оценивается в 62 млрд м³. Как показало сравнение полученных данных с результатами геохимических и геоэкологических исследований и мониторинга, выполнявшихся Севморгео [5–9], на всех станциях мониторинга, расположенных в пределах выделенных седиментационных бассейнов, не менее чем за пятилетний период фиксировались превышения ОДК (ориентировочно допустимые концентрации) [16] как минимум по пяти загрязняющим компонентам (Cd, As, Pb, Zn, Cu, Ni, Cr, Cs-137, нефтепродукты). Таким образом, алевропелитовые илы седиментационных бассейнов представляют собой потенциальные источники вторичного загрязнения под воздействием как природных

(периодическое расширение бескислородных зон) [14, 25], так и техногенных (дреджинг) [20] процессов.

Газонасыщенность (преимущественно метан) — характерная черта морских голоценовых алевропелитовых отложений всех седиментационных бассейнов восточной части Финского залива (за исключением Невской губы). Согласно существующим представлениям, наиболее вероятно биогенное происхождение газа. В то же время ряд авторов не исключает вклада в их формирование эндогенных компонентов [3, 4, 18]. Высокая концентрация газа в осадке приводит к разуплотнению отложений и дальнейшему снижению плотностных свойств.

Геоэкологическое районирование. Результатом геоинформационной обработки данных о геологических, геоморфологических, литодинамических, экологических и других условиях акватории восточной части Финского залива явилось ранжирование данных по каждому из критериев с использованием балльной системы: благоприятные условия соответствуют 1 баллу; потенциально опасные — 2 баллам; опасные — 3 баллам.

Для геоморфологического критерия, наиболее значимого с точки зрения прокладки подводных коммуникаций, трубопроводов, кабелей и т. д., были выбраны данные об относительных углах склонов и вертикальной расчлененности рельефа. Результатом экспертной оценки опасности (неблагоприятности) геоморфологических условий является интегральная схема, показанная на рис. 4.

В геологический критерий, наиболее значимый с точки зрения строительства (в том числе, формирования намывных и насыпных территорий с последующей застройкой, строительства ветропарков с подводным основанием, крупных гидротехнических сооружений, высотных зданий в береговой зоне, примыкающей к палеодолинам и др.), вошли данные об особенностях приповерхностного геологического строения, определяющего условия освоения геологической среды, основанные на интерпретации материалов сейсмоакустического профилирования, наличии погребенных долин и положении разрывных нарушений (рис. 4).

В схему экзогенных геологических процессов были включены следующие параметры: области устойчивой седиментации; глубина акватории; открытость акватории волнам, определяющая активный слой дна, подверженный волновой переработки. Результат экспертной оценки опасности (неблагоприятности) оценки проявления экзогенных геологических процессов — интегральная схема, показанная на рис. 4. Полученная схема имеет наибольшее значение с точки зрения планирования и реализации берегозащитных мероприятий.

Для областей развития газонасыщенных илов средствами ГИС была построена схема плотности распределения линейных депрессий, выявленных на сейсмоакустических профилях.

Для градации данных выделены три класса: газонасыщенные илы отсутствуют; средней плотности скопления депрессий (менее одного на квадратный километр) в газонасыщенных илах и высокой плотности скопления депрессий (более одного на квадратный километр) в газонасыщенных илах.

В процессе создания интегральной геоэкологической схемы дна восточной части Финского залива с применением ГИС-технологий было установлено, что рассмотрение критерия техногенной нагрузки по методике, аналогичной анализу природных факторов, методически некорректно. Зоны хозяйственной деятельности значительно различаются по характеру воздействия на геологическую среду (фарватеры на глубинах менее 15 м, где постоянно ведется дноуглубление, и судовые ходы на остальной части акватории, где воздействие на окружающую среду не очевидно; зоны с четко установленным характером, глубиной и площадью техногенного воздействия (подводные отвалы грунта, карьеры по добыче полезных ископаемых и т. д.) и зоны, где интенсивность воздействия неизвестна (закрытые районы ВМФ и т. д.). Поэтому слой техногенной нагрузки был включен в интегральную схему геоэкологического районирования в качестве наложенного.

Интегральная схема геоэкологического районирования дна основана на суммировании баллов по всем выделенным ранее критериям, отражающим геоэкологические условия и степень опасности освоения акватории восточной части Финского залива (рис. 5).

Анализ полученной схемы показывает, что геоэкологические условия большей части площади дна (57 %) изучаемой акватории могут быть классифицированы как безопасные. Эти зоны наиболее благоприятны для хозяйственной деятельности. К категории потенциально опасных относится 32 % площади дна (бассейны седиментации с концентрацией алевропелитовых илов, являющихся средой накопления загрязнения). В естественных условиях продолжающейся устойчивой седиментации эти зоны не представляют значительной опасности, в то же время при техногенном воздействии может возникнуть кратковременное (прокладка подводных коммуникаций, газопроводов, добыча песков, песчано-гравийных смесей и железомарганцевых конкреций) либо долговременное (дноуглубление, дампинг) негативное воздействие на окружающую среду. Также к потенциально опасным зонам относятся области интенсивного волнового размыва дна в пределах прибрежных мелководий и подводных поднятий.

Зоны, опасные для хозяйственной деятельности, занимают 11 % площади акватории и преимущественно приурочены к зонам развития газонасыщенных осадков и крутым склонам подводных поднятий.

Наряду с интегральной схемой при планировании различных видов хозяйственной деятельности

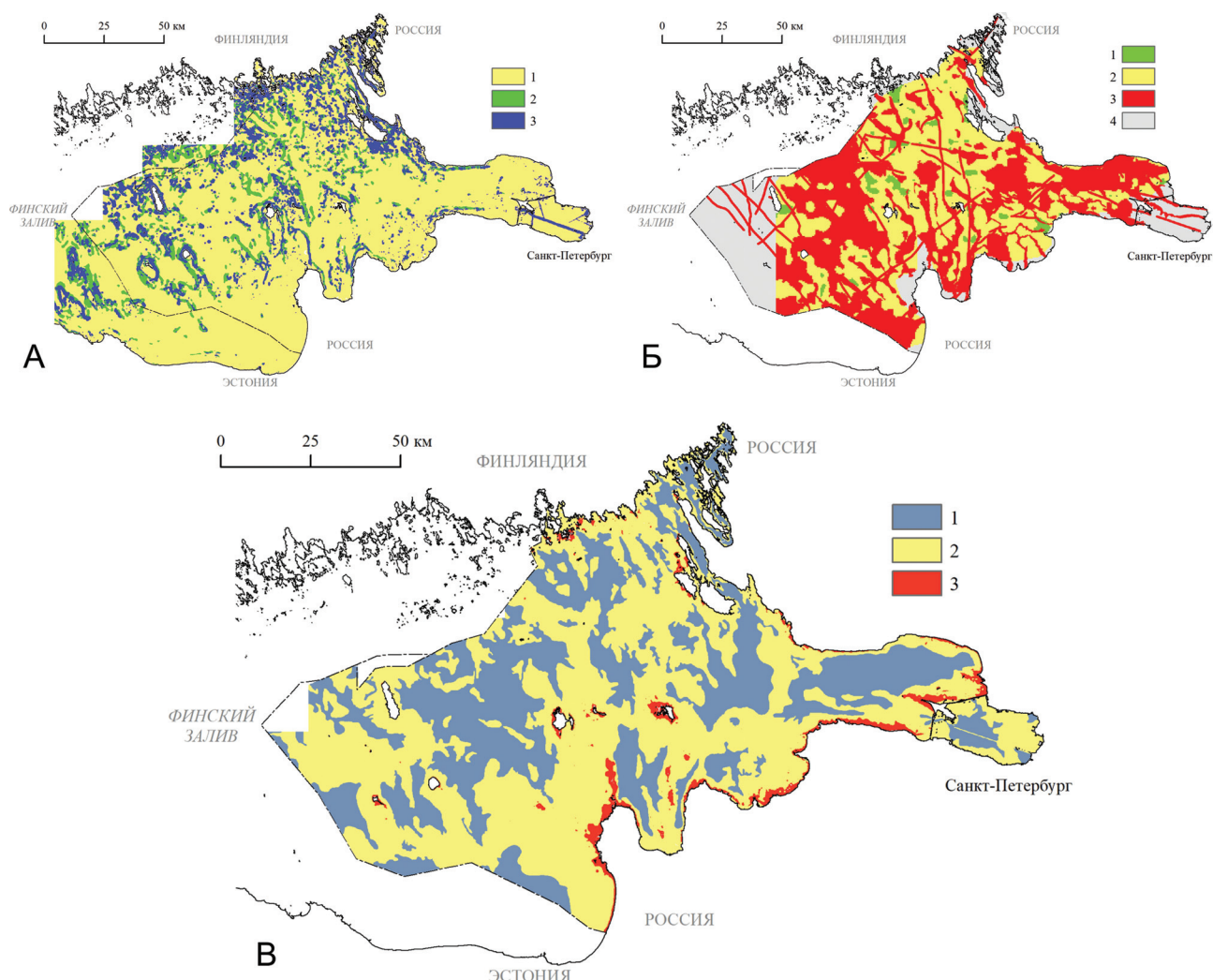


Рис. 4. Интегральные схемы дна восточной части Финского залива

А — геоморфологических условий: 1 — благоприятные (равнинные участки дна, рельеф нерасчлененный); 2 — потенциально опасные (наклонные участки дна с плавным изменением глубинных отметок, рельеф слаборасчлененный); 3 — опасные (участки дна с резкими изменениями глубинных отметок (гряды, банки и т. д.), поверхность сильно расчленена);

Б — геологических условий приповерхностного разреза: 1 — благоприятные (выходы на поверхность (или близко к ней) морены, мощность послеледниковых отложений меньше 10 м, отложения современных илов отсутствуют); 2 — потенциально опасные (мощность послеледниковых отложений больше 10 м, отложения современных илов отсутствуют); 3 — опасные (мощность послеледниковых отложений больше 10 м, разрез завершается слоем современных илов мощностью более 0,5 м; зона разрывных нарушений; зона развития погребенных врезов); 4 — данные отсутствуют;

В — экзогенных геологических процессов: 1 — благоприятные (экзогенные геологические процессы проявлены слабо вне зоны волнового поля, скорости придонных течений недостаточны для размыва поверхностных отложений); 2 — потенциально опасные (экзогенные геологические процессы имеют ограниченное развитие, слабое воздействие на дно волнения и течений); 3 — опасные (активные экзогенные геологические процессы, интенсивное воздействие на дно волнения и течений)

целесообразно использовать отдельные специализированные схемы, составленные для отдельных критериев, или их комбинации. Так, например, при строительстве гидротехнических сооружений, ветропарков, платформ и т. д. наиболее значимые критерии оценки как безопасности и эффективности проекта, так и воздействия на окружающую среду — геологический и геоморфологический. При планировании деятельности, связанной с дноуглублением, на первый план выходит экологический критерий.

Выводы. Разработанные критерии оценки геоэкологического состояния восточной части Финского залива позволяют произвести адекватную оценку степени опасности хозяйственного освоения конкретных участков акватории.

В акустических временных разрезах, полученных в восточной части Финского залива, выделяются три акустических комплекса, отложения которых обладают различными геотехническими свойствами. Породы и отложения АК1 характеризуются низкой пористостью и влажностью,

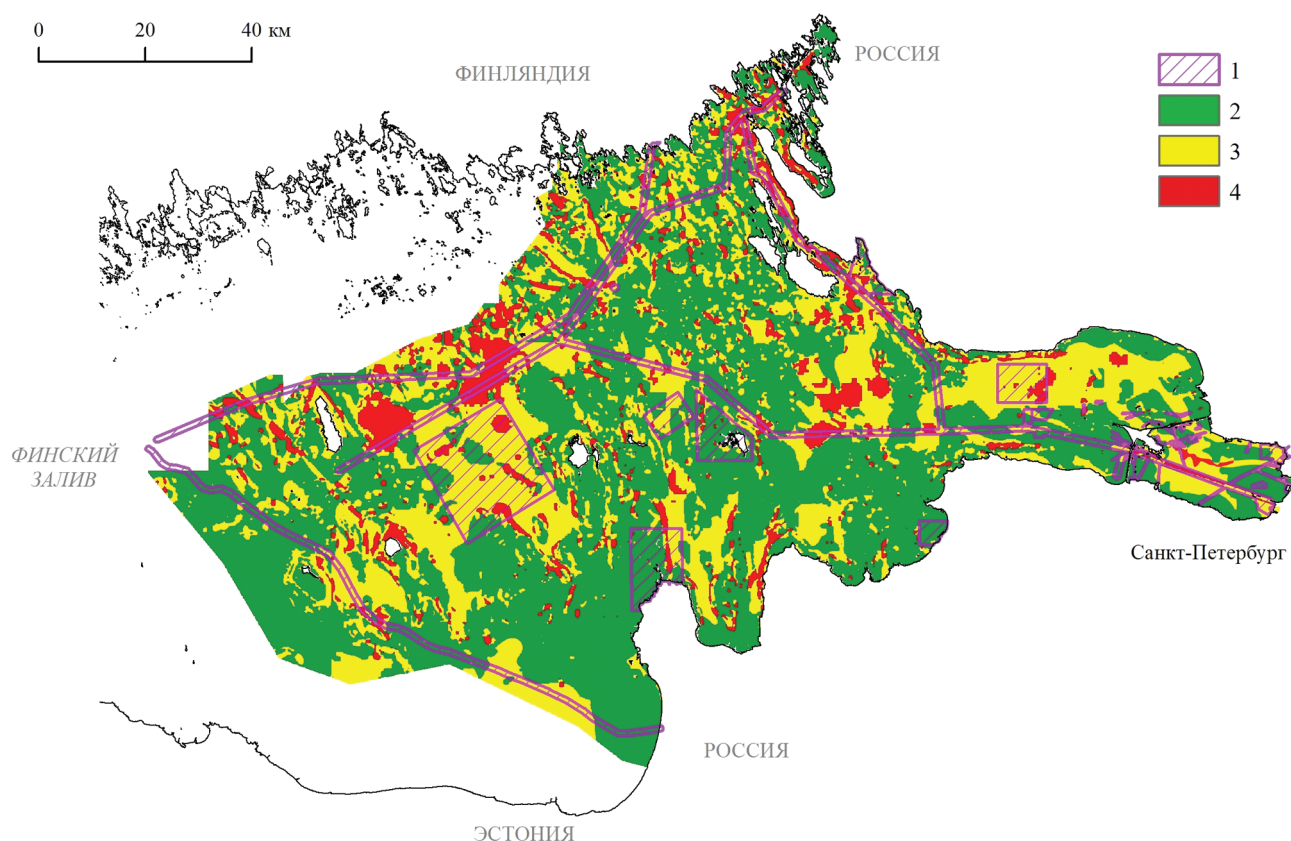


Рис. 5. Интегральная схема геоэкологического районирования дна восточной части Финского залива

1 — площади законодательно ограниченной хозяйственной деятельности; 2–4 — интегральная оценка геоэкологического состояния в баллах: 2 — 6–8 (безопасное), 3 — > 8–9 (потенциально опасное), 4 — > 9–13 (опасное)

высокой плотностью и устойчивостью и являются грунтами, пригодными для строительства. Отложения АК2, выраженные ледниково-озерными глинами, характеризующимися сравнительно высокой влажностью, пористостью и пониженной плотностью, — непригодны для строительства. АК3 представлен полужидкими алевропелитовыми илами, которые описываются минимальными в разрезе прочностными характеристиками, зачастую газонасыщены и являются депонирующей средой для всех видов загрязнителей.

В результате ГИС-анализа оцифрованных с геофизических разрезов данных получены картосхемы рельефа дочетвертичных образований, ледниковых отложений, верхнеледниковых отложений, современного рельефа дна, рассчитаны мощности голоценовых отложений (илов) для акватории восточной части Финского залива.

Разработан подход к геоэкологическому районированию акваторий, опирающийся на ряд критериев, отражающих морфологические особенности донной поверхности, геологическое строение, экологические характеристики среды. Использование интегральной балльной системы и ГИС-технологий позволяет строить схемы районирования в зависимости от наиболее важных условий при планировании различных видов хозяйственной деятельности.

Геоэкологические условия наибольшей площади дна (57 %) изучаемой акватории могут быть классифицированы как безопасные. К категории потенциально опасных относится 32 % площади дна. Зоны, опасные для хозяйственной деятельности, занимают 11 % площади акватории и пространственно приурочены к зонам развития газонасыщенных осадков и крутым склонам подводных поднятий.

1. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. — 78 с.

2. Дашко Р. Э. Особенности инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга / Р. Э. Дашко [и др.] // Развитие городов и геотехническое строительство. — 2011. — № 1. — С. 1–47.

3. Жамойда В. А. Геолого-геоморфологические условия формирования пок-маков в восточной части Финского залива / В. А. Жамойда, Д. В. Рябчук, М. А. Спиридонов, А. Г. Григорьев, Н. В. Пименов, А. В. Амантов, Ю. П. Кропачев, И. А. Неевин // Региональная геология и металлогения. — 2013. — № 54. — С. 25–37.

4. Иванова В. В., Кириевская Д. В., Болотов А. Е. Геохимическая характеристика донных отложений в зоне покмарков в восточной части Финского залива // Балтийский регион. — 2011. — № 1 (7). — С. 78–89.

5. Информационный бюллетень № 11. Состояние геологической среды прибрежно-шельфовой зоны Барен-

цева, Белого и Балтийского морей / ред. О. Ю. Корнеева. — СПб.: Севморгео, 2009. — 58 с.

6. Информационный бюллетень № 9. Состояние геологической среды континентального шельфа Балтийского, Белого и Баренцева морей. — СПб.: Севморгео. — 2007. — 57 с.

7. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2011 г. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 80 с.

8. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2012 г. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. — 112 с.

9. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2013 г. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. — 136 с.

10. Ипатова С. В. Качество морских вод и донных отложений восточной части Финского залива по данным мониторинга ФГБУ «Северо-Западное УГМС» [Электронный ресурс] // Специализированное обеспечение информацией о состоянии и загрязнении окружающей среды в больших городах: Материалы Всерос. совещ. (Ярославль, 8 сентября 2017 г.). — Ярославль, 2017. — Режим доступа: <http://oceanography.ru/index.php/component/jdownloads/finish/41/1682> (дата обращения: 14.02.2018).

11. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. 2 изд., перераб. и доп. — Л.: Недра, 1984. — 511 с.

12. Лаппо А. Д., Миленина Э. А. Эколого-ориентированный подход к территориальному и морскому пространственному планированию // Региональная экология. — 2014. — № 1–2 (35). — С. 134–140.

13. Леонтьев И. О. Бюджет наносов и прогноз развития берега // Океанология. — 2008. — Т. 48, № 3. — С. 467–476.

14. Максимов А. А. Причины возникновения придонной гипоксии в восточной части Финского залива Балтийского моря // Океанология. — 2006. — Т. 46, № 2. — С. 204–210.

15. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения): Версия 1.3. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. — 169 с.

16. Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга. Региональный норматив. — СПб.: ОАО «Ленморниипроект», 1996, 11 с.

17. Орлова М. И. Мониторинг чужеродных видов Невской губы и восточной части Финского залива // Окружающая среда Санкт-Петербурга. — 2017. — № 3 (5). — С. 45–55.

18. Пименов Н. В. Сульфатредукция, образование и окисление метана в голоценовых осадках Выборгского залива Балтийского моря / Н. В. Пименов, Т. А. Канапацкий, П. А. Сигалевич, И. И. Русанов, Е. Ф. Веслополова, А. Г. Григорьев, В. А. Жамойда // Микробиология. — 2012. — Т. 81, № 1. — С. 84–95.

19. Поляк Ю. М. Мониторинг Финского залива Балтийского моря: Влияние антропогенных факторов на биохимические процессы в прибрежной зоне / Ю. М. Поляк, Ю. И. Губелит, Т. Д. Шигаева, Л. Г. Бакина, В. А. Кудрявцева, Г. Дембска, Г. Пазиковска-Сапота // ПЭММЭ. — 2018. — Т. 29, № 2. — С. 99–117.

20. Сухачева Л. Л. Экологические и другие аспекты дреджинга при реализации крупных инженерных проектов в восточной части Финского залива: Обобщение данных многолетних аэрокосмических наблюдений // Ученые записки РГГМУ. — 2014. — № 35. — С. 124–132.

21. Холмянский М. А. Современное состояние и прогноз развития морских геоэкологических исследований / М. А. Холмянский, Е. М. Снопина, М. В. Владимиров

[и др.] // Ученые записки РГГМУ. — 2017. — № 48. — С. 216–233.

22. Шахвердов В. А. Новая карта эколого-геологического районирования восточной части Финского залива и его береговой зоны // Геология в школе и вузе: Геология и цивилизация: Материалы VI Междунар. конф. / под ред. Е. М. Нестеровой. — СПб.: Изд-во РГПУ им. А. П. Гержена. — 2009. — Т. 1. — С. 344.

23. Шахвердов В. А. Основные факторы эколого-геологического районирования восточной части Финского залива и его береговой зоны // Геоэкологические проблемы современности: Доклады 3-й Междунар. конф. / отв. ред. И. А. Карлович. — Владимир: Изд-во ВГТУ. — 2010. — С. 331–333.

24. Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы / под ред. А. Ф. Алимова, С. М. Голубкова. — М.: Товарищество научных изданий КМК. — 2008. — 477 с.

25. Kotilainen A., Vallius H., Ryabchuk D. Seafloor anoxia and modern laminated sediments in coastal basins of the Gulf of Finland, Baltic Sea // Geological Survey of Finland, Special Paper. — 2007. — Vol. 45. — Pp. 47–60.

26. Wijkmark N., Isäus M., Enhus C. Wave exposure calculations for the Russian coasts in the Baltic Sea // AquaBiota Report. — 2013. — Vol. 11. — 21 p.

1. Atlas geologicheskikh i ekologo-geologicheskikh kart Rossijskogo sektora Baltijskogo morya [Atlas of geological and ecological-geological maps of the Russian sector of the Baltic Sea]. Chief editor O. V. Petrov. St. Petersburg: VSEGEI. 2010. 78 p.

2. Dashko R. E. Features of the engineering and geological conditions of St. Petersburg. *Razvitie gorodov i geotekhnicheskoe stroitel'stvo*. 2011. No. 1, pp. 1–47. (In Russian).

3. Zhamoida V. A., Ryabchuk D. V., Spiridonov M. A., Grigor'ev A. G., Pimenov N. V., Amantov A. V., Kropachev Yu. P., Neevin I. A. Geological and geomorphological conditions for the formation of pok-poppies in the eastern part of the Gulf of Finland. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2013. No. 54, pp. 25–37. (In Russian).

4. Ivanova V. V., Kirievskaya D. V., Bolotov A. E. Geochemical characteristics of bottom sediments in the pokmark zone in the eastern part of the Gulf of Finland. *Baltiiskij region*. Kaliningrad. 2011. No. 1 (7), pp. 78–89. (In Russian).

5. Informacionnyj byulleten' No. 11: Sostoyanie geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovoj zony Barentseva, Belogo i Baltijskogo morej [Newsletter N 11. The state of the geological environment of the coastal-shelf zone of the Barents, White and Baltic Seas]. St. Petersburg: Sevmoregeo. 2009. 34 p.

6. Informacionnyj byulleten' No. 9: Sostoyanie geologicheskoy sredy kontinental'nogo shel'fa Baltijskogo, Belogo i Barentseva morej [Newsletter No. 9. State of the geological environment of the continental shelf of the Baltic, White and Barents Seas]. St. Petersburg: Sevmoregeo. 2007. 55 p.

7. Informacionnyj byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovyh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morej v 2011 g. [Newsletter on the state of the geological environment of the coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2011]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2012. 80 p.

8. Informacionnyj byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovyh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morej v 2012 g. [Newsletter on the state of the geological environment of the coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2012]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2013. 112 p.

9. Informacionnyj byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovyh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morej v 2013 g. [A newsletter on the state of the geological environment of coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2013]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2014. 136 p.

10. Ipatova S. V. The quality of sea water and bottom sediments of the eastern part of the Gulf of Finland according to monitoring data of the FSBI North-West UGMS [Elektronnyj resurs]. *Specialized provision of information on the state and environmental pollution in large cities: Materials of the All-Russian Meeting (Yaroslavl, September 8, 2017)*. Yaroslavl'. 2017. — URL: <http://oceanography.ru/index.php/component/jdownloads/finish/41/1682>. (14.02.2018). (In Russian).
11. Lomtadze V. D. *Inzhenernaya geologiya. Inzhenernaya petrologiya*. 2 izd., pererab. i dop. [Engineering geology. Engineering petrology. 2 ed., rev. and suppl.]. Leningrad: Nedra. 1984. 511 p.
12. Lappo A. D. Ecologically-oriented approach to territorial and marine spatial planning. *Regional'naya ekologiya*. 2014. No. 1–2 (35). Pp. 134–140. (In Russian).
13. Leont'ev I. O. The sediment budget and the forecast of coastal development. *Okeanologiya*. 2008. Vol. 48. Pp. 467–476. (In Russian).
14. Maksimov A. A. Reasons for the occurrence of bottom hypoxia in the eastern part of the Gulf of Finland of the Baltic Sea. *Okeanologiya*. 2006. Vol. 46. No. 2, pp. 204–210. (In Russian).
15. Metodicheskoe rukovodstvo po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu listov Gosudarstvennoj geologicheskoy karty Rossijskoj Federacii mashtaba 1 : 1 000 000 (tret'ego pokoleniya): Versiya 1.3 [Methodological guidance on the preparation and preparation for publication of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (third generation): Version 1.3]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2017. 169 p.
16. Normy i kriterii ocenki zagryaznennosti donnyh otlozhenij v vodnyh ob'ektah Sankt-Peterburga. Regional'nyj normative [Norms and criteria for assessing the pollution of bottom sediments in water bodies of St. Petersburg]. St. Petersburg. 1996. 11 p.
17. Orlova M. I. Monitoring of alien species of the Neva Bay and the eastern part of the Gulf of Finland. *Okruzhayushchaya sreda Sankt-Peterburga*. 2017. No. 3 (5), pp. 45–55. (In Russian).
18. Pimenov N. V., Kanapackij T. A., Sigalevich P. A., Rusanov I. I., Veslopolova E. F., Grigor'ev A. G., Zhamoida V. A. Sulfate reduction, the formation and oxidation of methane in Holocene sediments of the Vyborg Bay of the Baltic Sea. *Mikrobiologiya*. 2012. Vol. 81. No. 1, pp. 84–95. (In Russian).
19. Polyak Yu. M. Monitoring of the Gulf of Finland of the Baltic Sea: Influence of anthropogenic factors on biochemical processes in the coastal zone. *PEMME*. 2018. No. 2. Vol. 29, pp. 99–116. (In Russian).
20. Suhacheva L. L. Ecological and other aspects of dredging during the implementation of large engineering projects in the eastern part of the Gulf of Finland: Generalization of data from long-term aerospace observations. *Uchenye zapiski RGGMU*. 2014. No. 35, pp. 124–132. (In Russian).
21. Holmyanskij M. A. Current status and forecast of development of marine geoecological researches. *Uchenye zapiski RGGMU*. 2017. No. 48, pp. 216–233. (In Russian).
22. Shahverdov V. A. A new map of ecological and geological zoning of the eastern part of the Gulf of Finland and its coastal zone. *Geology at school and university: Geology and civilization: Materials of the VI International Conference*. St. Petersburg. 2009. Vol. 1. Pp. 344. (In Russian).
23. Shahverdov V. A. The main factors of ecological and geological zoning of the eastern part of the Gulf of Finland and its coastal zone. *Geoecological problems of our time: Reports of the 3rd International Conference*. Vladimir. 2010. Pp. 331–333. (In Russian).
24. Ekosistema estuariya reki Nevy: biologicheskoe raznoobrazie i ekologicheskie problem [Ecosystem of the estuary of the Neva River: biological diversity and environmental problems]. Ed. by A. F. Alimova, S. M. Golubkova. Moscow: 2008. 477 p.
25. Kotilainen, A., Vallius, H., Ryabchuk, D. 2007: Seafloor anoxia and modern laminated sediments in coastal basins of the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 45. 47–60.
26. Wijkmark, N., Isæus, M., Enhus, C. 2013: Wave exposure calculations for the Russian coasts in the Baltic Sea. *AquaBiota Report*. 11. 21.

Буданов Леонид Михайлович — инженер, ВСЕГЕИ¹. <Leonid_Budanov@vsegei.ru>

Сергеев Александр Юрьевич — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.
<Alexander_Sergeev@vsegei.ru>

Рябчук Дарья Владимировна — канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

Жамойда Владимир Александрович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.
<Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Хориков Виктор Игоревич — инженер, ВСЕГЕИ¹. <viktor_khorikov@vsegei.ru>

Budanov Leonid Mikhailovich — Engineer, VSEGEI¹. <Leonid_Budanov@vsegei.ru>

Sergeev Alexander Yuryevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI¹.
<Alexander_Sergeev@vsegei.ru>

Ryabchuk Daria Vladimirovna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Department Head, VSEGEI¹.
<Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

Zhamoida Vladimir Aleksandrovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
<Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Khorikov Viktor Igorevich — Engineer, VSEGEI¹. <viktor_khorikov@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.

Уточнение гидрогеохимической обстановки при формировании сероводородной воды в Бухаро-Хивинском артезианском бассейне

В статье рассмотрено влияние гидрогеохимического фактора на условия, в которых формируются сероводородные воды в газонефтяных месторождениях Бухаро-Хивинского бассейна (Узбекистан). При этом учитываются средние температуры продуктивного горизонта, а также влияние глубины залегания этих горизонтов от поверхности земли. Производится сравнение процессов образования сероводородной воды на Бухарской и Чарджоуской ступенях. При близком залегании продуктивного горизонта к поверхности земли (Бухарская ступень) проникновение кислорода усиливает процесс сульфатредукции в эвапоритовых породах, в результате сероводородные воды формируются на основе биохимического процесса. При глубоком погружении продуктивного горизонта и высоких температурах образование сероводородных вод происходит за счет термохимического процесса (Чарджоуская ступень).

Ключевые слова: пластовая температура, продуктивный горизонт, газонефтяное месторождение, термохимический процесс, Бухаро-Хивинский артезианский бассейн, Узбекистан.

M. R. ZHURAEV (SE «INSTITUTE GIDROINGEO», UZBEKISTAN)

Refinement of hydrogeochemical setting during the formation of hydrogen-sulfide water in the Bukhara-Khiva artesian basin

The paper deals with the influence of the hydrogeochemical factor on conditions of hydrogen-sulfide water formation in oil and gas fields of the Bukhara-Khiva basin (Uzbekistan). Average temperatures of the productive horizon are taken into account, as well as the influence of the depth of occurrence of these horizons from the land surface. Processes of hydrogen-sulfide water formation at the Bukhara and Chardzhou stages are compared. When the productive horizon is located close to the land surface (Bukhara stage), oxygen penetration enhances the sulfate reduction process in evaporite rocks resulting the formation of hydrogen-sulfide water due to the biochemical process. When the productive horizon is submerged deeply and temperatures are high, hydrogen-sulfide waters are formed due to the thermochemical process (Chardzhou stage).

Keywords: reservoir temperature, productive horizon, gas and oil field, thermochemical process, Bukhara-Khiva artesian basin, Uzbekistan.

Как цитировать эту статью: М. Р. Жураев. Уточнение гидрогеохимической обстановки при формировании сероводородной воды в Бухаро-Хивинском артезианском бассейне // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 35–47.

Введение. Выявление перспективных площадей на лечебно-сероводородные подземные воды по территории республики актуально. Существует информация о наличии сероводородной воды в Ферганском, Сурхандарьинском и Бухаро-Хивинском нефтегазоносных регионах. Рассмотрим степень перспективности площади распространения сероводородной воды по Бухаро-Хивинскому артезианскому бассейну (рис. 1).

Степень изученности проблемы. Вопрос происхождения сероводорода в подземной гидро- и литосфере привлекал внимание многих исследователей. В конце прошлого века ученые-гидрогеологи А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Г. Н. Плотникова, А. И. Ривман изучали и анализировали условия образования месторождений

сероводородных вод в странах СНГ (бывшем СССР) [2–4]. В Узбекистане Д. С. Ибрагимов изучал гидрогеологию месторождений сероводородных вод южной части Ферганского артезианского бассейна, Л. С. Балашов — условия формирования подземных вод Сурхандарьинского артезианского бассейна, А. И. Ривман обосновал основные гидрохимические типы сероводородных вод Ферганской и Афгано-Таджикской межгорных впадин. Все исследователи анализировали гидрогеохимические факторы и выделили основные гидрохимические типы сероводородных вод [6, 7].

Условия образования сероводорода. Области распространения сероводородных вод обычно приурочены к нефтегазоносным (или



Рис. 1. Схематическая обзорная карта. Район работ показан фиолетовым прямоугольником

перспективным на нефть) бассейнам платформенных и складчатых областей, в разрезе которых развиты эвапоритовые отложения. Наибольшее количество сероводородов наблюдается в водах открытых и разрушающихся нефтяных месторождений, т. е. там, где имеется связь с поверхностными водами [5].

Формирование сероводородов в подземных водах, их концентрирование и рассеивание определяются гидрохимическими и тесно связанными с ними гидрохимическими условиями. Его распространение, как правило, зависит от развития в них сульфатредуцирующих бактерий, но в некоторых гидрогеологических закрытых структурах с высоким содержанием сероводорода они не обнаружены. Это дало основание микробиологам утверждать, что процесс сульфатредукции осуществляется только при наличии водообмена. В процессе жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий используют сульфаты различных минералов (гипса, барита, целестина и др.) и органические соединения. Реакция идет по схеме:



За последние годы выполнены различные эксперименты по восстановлению сернокислых соединений в условиях высоких температур и давлений [7].

Опыты С. М. Григорьева (1954 г.) в автоклаве показали, что при t 100–150 °С и давлении до 10 атм. при взаимодействии метана и сернокислых солей происходит образование сероводорода по реакции:



Сакаи (Н. Sakai, 1957) доказал образование сероводорода в результате химического восстановления сульфатов метанов при температуре порядка 500 °С [7].

Поисковые критерии площади формирования сероводородных вод. Закономерная связь распространения сероводородных вод с сульфатсодержащими и нефтегазоносными осадочными комплексами определяет главные поисковые критерии на сероводородные воды и выделение перспективных областей. Среди природных факторов и условий решающее значение в процессе формирования сероводородных вод имеют: 1) литолого-фациальный состав водовмещающих пород (прежде всего, наличие сульфатсодержащих отложений) и нефтегазоносность осадочной толщи; 2) геолого-структурные условия; 3) гидрогеохимическая обстановка; 4) гидродинамические и геотермические условия [7]. Ниже рассмотрена и проанализирована на гидрогеохимическая обстановка, связанная с формированием сероводородных вод, на нефтегазоносных месторождениях Бухаро-Хивинского артезианского бассейна.

Задачи исследований. 1. Изучение и обобщение фактического материала, связанного с сероводородными водами газонефтеносных месторождений Бухаро-Хивинского артезианского бассейна.

2. Анализ гидрогеохимической обстановки юрских отложений Бухаро-Хивинского артезианского бассейна, в которых обнаружены сероводородные воды, с целью изучения сульфатсодержащих пород.

Под Бухаро-Хивинским артезианским бассейном подразумевается равнинная территория Юго-Западного и Западного Узбекистана, ограниченная с севера поднятиями Центральных Кызылкумов, с северо-востока отрогами Туркестанского и Заравшанского хребтов, на юго-востоке — юго-западными отрогами Гиссарского хребта, а на юго-западе — границей между Туркменистаном и Узбекистаном. Бухаро-Хивинская область представляет северо-восточный борт огромного Амударьинского нефтегазоносного бассейна, для которого показательна региональная продуктивность юрских и меловых отложений.

Геологическое строение. *Палеозойские отложения.* Ближайшее обнажение пород палеозойского возраста располагается в Зирабулак-Зиаэтдинских горах и Юго-Западном Гиссаре, где выявлены и допалеозойские образования. Общая их мощность превышает 10–11 км. *Мезозойская группа.* В Западном Узбекистане отложения позднего триаса достоверно зафиксированы в низовьях Амударьи (Питнякское поднятие, структуры Тюя-Муюн и Султан-Санджар), где они выражены толщей темно-серых аргиллитов и алевролитов, перекрытых отложениями лейаса. *Нижнеюрские отложения.* В равнинных пространствах Западного Узбекистана фаунистически охарактеризованные отложения лейаса выделяются в Питнякском районе и, по данным Ю. М. Кузичкиной, на площади Кимирек. Нерасчлененные ниже-среднеюрские отложения выделяются (Н. А. Крылов, А. К. Мальцева,

1967) на площади Фараб, а условно нижнеюрские — на площадях Карабаир (скв. 2), Актепе, (скв. 1), Азляртепе (скв. 1). *Верхняя юра*. В равнинных пространствах Западного Узбекистана фаунистически охарактеризованные отложения нижнего келловоя (по данным Ю. М. Кузичкиной) установлены на площадях Северный Камаш, Алат, Аккум, Кандым, Янгиказган, Кимирек, Кульбешкак и др. В нижней части Карабаира (27,5 м) разрез сложен серыми глинами с тонкими прослойками песчаника, а в верхней (52 м) светло- и темно-серыми песчаниками, разнозернистыми кварц-глауконитовыми, известковистыми, стойкими прослойками гравелитов и темно-серых глин. На породах нижнего келловоя согласно залегает мощная толща карбонатных пород, возраст которой устанавливается по органическим остаткам, найденным в различных ее частях по разрезу (Дарганата, Уртабулак, Кимирек и др.) и сходству петрографического состава с аналогичными образованиями юго-западных отрогов Гиссарского хребта. *Кимеридж — титон*. Гипсово-ангидритовые отложения гаурдакской свиты вскрываются скважинами почти на всех разведочных площадях, за исключением крайних северных — Султан-Санджар, Мешекли, Газли и др. Наиболее полные разрезы эвопоритовой формации вскрыты на площади Чарджоуской ступени, где их мощность нередко достигает 700–1000 м.

Тектоника. Бухаро-Хивинский регион представляет область ступенчатого погружения фундамента (рис. 2). Согласно этой концепции, прямой связи между складками горного обрамления и равнинной части территории не наблюдается. В этом варианте Бухаро-Хивинская область разделяется на северную, или Бухарскую, и южную, или Чарджоускую, ступени. Граница между ступенями — зона Бухарского парогерцового разлома, достоверно установленная на всех структурах зоны разлома. Северная (Бухарская) ступень отделяется от располагающихся севернее ее структур, выходящих на поверхность обнажений фундамента, глубинными разломами. Чарджоуская ступень с юга также ограничена глубинным Амударьинским разломом. Поскольку этими разломами и образованы ступени фундамента, они были названы парогерцовыми — ступенеобразующими. Однако эти разломы не только обусловили возникновение ступеней в фундаменте, но и одновременно оказались границей главных полей распространения тех или иных отложений. Так, Амударьинский разлом трассирует северную границу распространения пермо-триасовых отложений Питнякского типа, Бухарский — нижнеюрских, а Предкзылкумский — нижнемеловых отложений.

Газонефтеносность. В 60–70-х годах прошлого века с целью поиска нефти и газа на территории Бухаро-Хивинского бассейна проведены геологоразведочные работы. Было выявлено 44 месторождения, причем в основном газовые и газоконденсатные в меловых (IX, X, XI, XVa,

XII и XIII продуктивные горизонты) и юрских отложениях (XV, XVa и XVI продуктивные горизонты) (рис. 3).

Гидрогеологическая характеристика. Во время разведки попутно выявлены сероводородные воды в некоторых газонефтеносных месторождениях (таблица).

Бухарская ступень. Карактайское нефтегазовое месторождение сероводорода в пластовых водах XV, XVa и XVI горизонта обнаружено в пределах от 39 (скв. 5) до 833 мг/л (скв. 39). В нефтегазовом месторождении Газли сероводород в пластовых водах XIII горизонта присутствует в пределах от 62 (скв. 114) до 90 мг/л (скв. 27). Газовое месторождение Учкыр — сероводород в пластовых водах XV горизонта — от 120 (скв. 28) до 132 мг/л (скв. 18). На Каримском месторождении количество сероводорода в пластовых водах колеблется от 97 (скв. 5) до 115 мг/л (скв. 3).

Чарджоуская ступень. На месторождении Кульбешкак сероводород в пластовых водах XVI горизонта обнаружен в количестве от 99 (скв. 21) до 154 мг/л (скв. 16). На месторождении Денгизкуль-Хаузак промышленные скопления газа приурочены к XV горизонту келловей-оксфордских отложений верхней юры. В пластовых водах имеется растворенный сероводород в пределах от 14 (скв. 9Дк) до 537 мг/л (скв. 3Дк). Промышленная газоносность Уртабулакской структуры, количество растворенного сероводорода в пластовых водах присутствует от 54 (скв. 7) до 400 мг/л (скв. 13). На Кандымском месторождении содержание растворенного сероводорода в пластовых водах XV горизонта варьирует от 99 (скв. 7) до 170 мг/л (скв. 17).

Полученные гидрохимические показатели (содержания сероводорода и микрокомпонентов в пластовых водах) на основе результатов опробованных интервалов газонефтяных скважин отражают формирование и распространение сероводорода различных концентраций в пластовых водах почти во всех газонефтяных месторождениях Бухаро-Хивинского бассейна (рис. 3, 4).

Результаты. Гидрогеохимическая обстановка. Обнаружены сероводородные воды с очень крепкой концентрацией продуктивного горизонта следующих газоконденсатных месторождений (мг/л): Карим (до 669,8), Кульбешкак (до 209), Денгизкуль-Хаузак (до 537), Уртабулак (до 400), Кандым (до 170), Учкыр (до 140), Карактай (до 833). Сероводород в пластовых водах газовых месторождений Газли и Ходжихайрам имеет слабую и среднюю концентрации (от 29 до 90 мг/л) (см. таблицу).

На Карактайском нефтегазовом месторождении определены крепко сероводородные воды в водосодержащих пластах XII, XIII газоносных горизонтов меловых и XV и XVa нефтеносных горизонтов юрских отложений. Месторождение Карактай представляет асимметричную брахиантиклиналь северо-западного простирания. Здесь проходит продольный тектонический разлом.

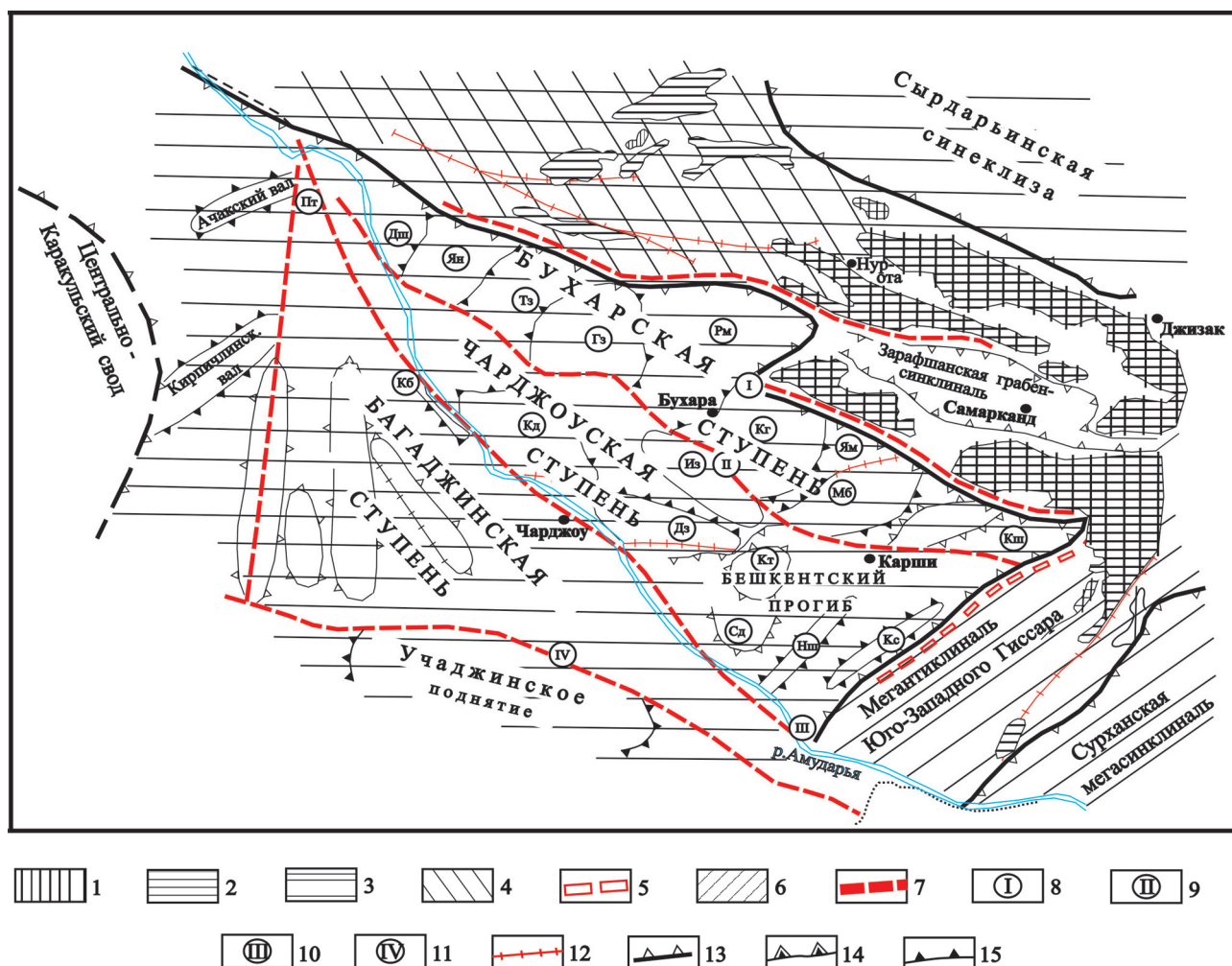


Рис. 2. Тектоническая карта Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Сост. А. Г. Бабаев, 1971 г.

1 – складчатые системы, сложенные структурами основания с обнажающимся высоко или относительно высоко приподнятым комплексом пород фундамента; 2 – выходы на поверхность отложений складчатого фундамента; 3 – Туранская плита эпипалеозойской платформенной области; 4 – Кызылкумская зона сводово-горстовых поднятий фундамента и пологих структур с резко сокращенным и маломощным осадочным чехлом; 5 – поперечный глубинный разлом, отделяющий плиту от области постплатформенной активизации; 6 – область постплатформенной активизации; 7 – глубинные и парогрядные (ступенеобразующие) разломы; 8 – система эшелонированных предкызылкумских разломов; разломы: 9–12 – Бухарский (9), Амударьинский (10), Репетекский (11), прочие большой и средней протяженности (12); граница структурных элементов: 13 – первого, 14 – второго и 15 – третьего порядков.

Бухарская ступень. Поднятия: Ян – Янгиказганское, Гз – Газлинское, Кг – Каганское, Мб – Мубарекское. Прогибы: Дш – Дашкалинский, Тз – Тузкайский, Рм – Рометанский, Ям – Ямбагинский, Кш – Кашкадарьинский. Чарджоуская ступень. Поднятия: Пт – Питнякское, Кб – Кабаклинское, Кд – Кандымское, Дз – Денгизкульское, Из – Испанлы-Зекринское. Бешкентский прогиб: Кт – Култакское, Сд – Сундуклинское, Нш – Нишанское, Кс – Куруксайское

Подшва XV продуктивного горизонта залегает на глубине 400 м по абсолютной отметке. Продуктивный горизонт состоит из крепких скрытокристаллических известняков с прослоями ангидритов (рис. 5).

На месторождении Денгизкуль промышленные скопления газа приурочены к XV горизонту келловей-оксфордских отложений верхней юры. Хотя залежь имеет единый газоводяной контакт, она состоит как бы из двух этажей. Нижний из них образован несколькими неразделенными

непроницаемыми прослоями пластов гранулярных коллекторов, заполненных газом. Верхний, напротив, складывается из серии маломощных коллекторов, разобренных друг от друга плохо проницаемыми карбонатными породами. Маломощные коллекторы состоят из порового известняка с прослоями ангидритов (карбонат-сульфатной пачки). Кимеридж-титонский разрез представлен толщей ангидритов и каменной соли, мощность которого колеблется от 350 до 636 м (рис. 6).

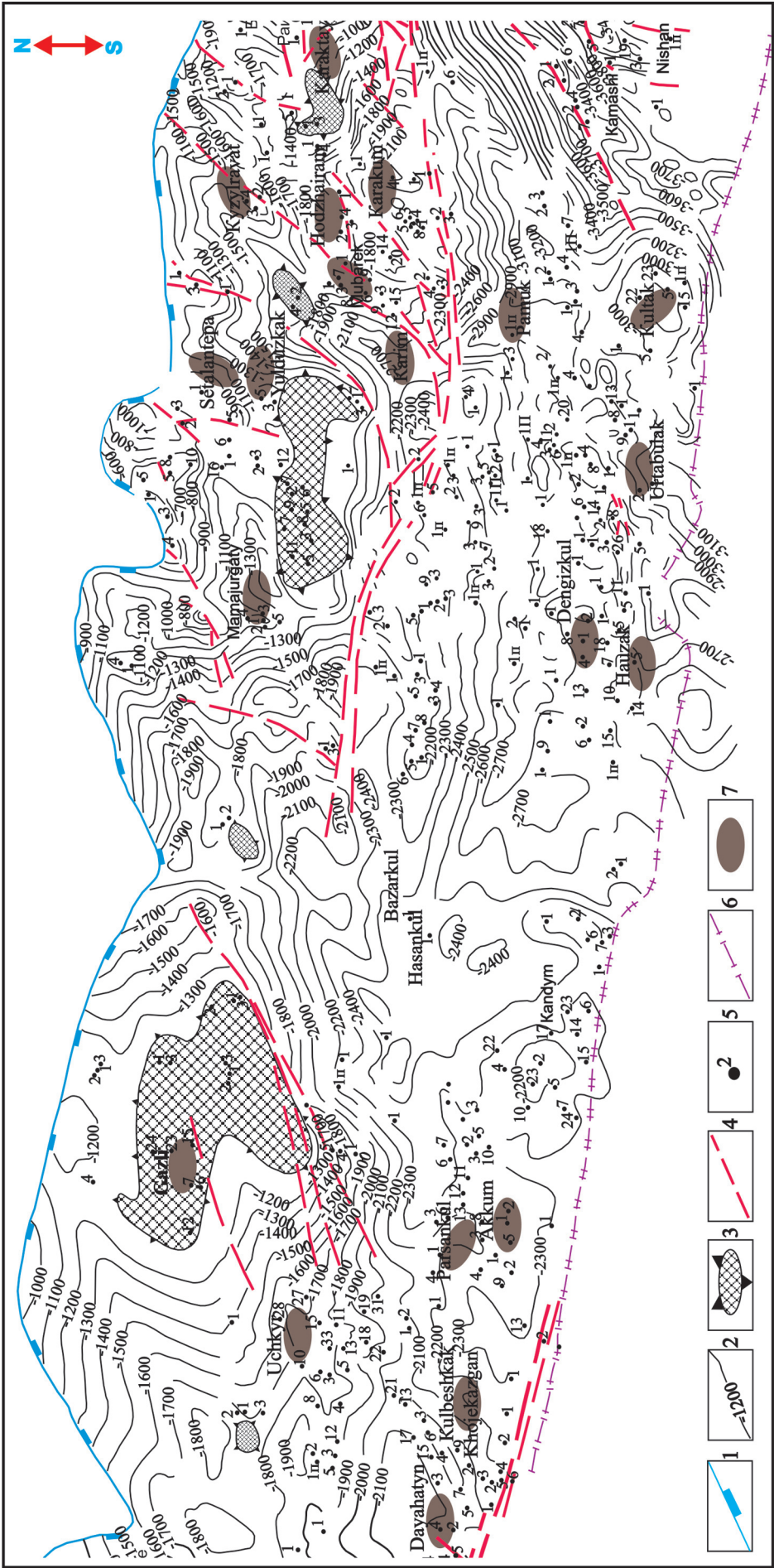


Рис. 3. Структурная карта кровли среднеюрских терригенных отложений Бухаро-Хивинского региона с выделением перспективных участков на сероводородные воды. Сост. Р. А. Габрильян (ОАО «ИПИРНИГМ», 2004 г.)

1 – граница распространения ниже-среднеюрских отложений (подолшвы XVI горизонты); 2 – абсолютная отметка кровли среднеюрских отложений (подолшвы XVI горизонты); 3 – районы отсутствия ниже-среднеюрских отложений; 4 – тектонические нарушения; 5 – разведочные скважины; 6 – газонефтяная граница; 7 – газонефтяные месторождения, в которых обнаружены сероводородные воды

Химический состав подземных вод юрских отложений газонефтяных месторождений Бухаро-Хивинского бассейна

Месторождение	Номер		Минерализация, г/л	Формула ионного состава	Микрокомпоненты, мг/л						pH
	скважины	пласта			H ₂ S	J	Br	NH ₄	CO ₂	B ₂ O ₅	
Карим	3	XV	115	$\frac{\text{Cl } 98}{(\text{Na} + \text{K}) 89 \text{ Ca } 9}$	669	16	0,02	—	176	52	8,4
	1	XVa	106	$\frac{\text{Cl } 98}{(\text{Na} + \text{K}) 90 \text{ Ca } 7}$	283	11	109	6	21	38	8,4
Кульбешкак	9	XVI-1	117	$\frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 75 \text{ Ca } 18 \text{ Mg } 6}$	209	18	270	—	—	126	7,3
	11	XVI-1	107	$\frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 81 \text{ Ca } 14 \text{ Mg } 5}$	132	15	250	—	—	202	6,8
Денгизкуль-Хаузақ	ЗДк	XV-HP	66,5	$\frac{\text{Cl } 87 \text{ SO}_4 8 \text{ HCO}_3 5}{(\text{Na} + \text{K}) 90 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 3}$	537	2	19	360	235	34	
	9Дк	XV-P	86,1	$\frac{\text{Cl } 98}{(\text{Na} + \text{K}) 79 \text{ Ca } 17 \text{ Mg } 4}$	334	27	273	330	233	250	
Уртабулак	2	XVI	228	$\frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 67 \text{ Ca } 33}$	197	524	80	300	636	263	5,8
	13	XV	27	$\frac{\text{Cl } 85 \text{ SO}_4 8 \text{ HCO}_3 6}{(\text{Na} + \text{K}) 88 \text{ Ca } 12}$	400	1,6	8	200	264	20	7,4
Кандым	7	XV	103	$\frac{\text{Cl } 98}{(\text{Na} + \text{K}) 84 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 4}$	99	15	240	105	123	128	
	17	XV	103	$\frac{\text{Cl } 97}{(\text{Na} + \text{K}) 84 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 4}$	170	16,8	199	127	100	142	
Учкыр	28	XV-2	120	$\frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 75 \text{ Ca } 19 \text{ Mg } 6}$	140	6	207	75	594	48	6,6
	18	XV-2	120	$\frac{\text{Cl } 99}{(\text{Na} + \text{K}) 82 \text{ Ca } 14 \text{ Mg } 4}$	70	17	303	120	339	48	5,5
Газли	27	XIII	32	$\frac{\text{Cl } 96 \text{ SO}_4 3}{(\text{Na} + \text{K}) 84 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 4}$	90	4	31	0,3	—		7,2
	3	XIII	33	$\frac{\text{Cl } 93 \text{ SO}_4 6}{(\text{Na} + \text{K}) 82 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 5}$	74	0,2	3,7	22	79	70	6,5
Карактай	3	XV ^a -3	71	$\frac{\text{Cl } 95 \text{ SO}_4 3}{(\text{Na} + \text{K}) 85 \text{ Ca } 11 \text{ Mg } 4}$	450	0,9	90	150	530	51	
	4	XV ^a	39	$\frac{\text{Cl } 84 \text{ SO}_4 15}{(\text{Na} + \text{K}) 87 \text{ Ca } 10 \text{ Mg } 3}$	833	1	39	32	436	24	

Геотермическая обстановка формирования сероводородных вод разнообразна. Залегая на разной глубине в районах с различным геотермическим режимом, сероводородные воды, естественно, характеризуются широким диапазоном колебаний температур: от 5–10 до 100 °С. Продуктивные горизонты, в которых формируются сероводородные воды, расположены на разной глубине. Следовательно, геотермальные температуры водоносных горизонтов зависят от глубины залегания. Ниже рассмотрены температуры продуктивного горизонта исследуемых газонефтеносных месторождений. С целью выявления средней температуры по XV, XVI продуктивным горизонтам верхнеюрских отложений Бухаро-Хивинского бассейна сопоставлены результаты термометрии по пробуренным скважинам (рис. 7). Пластовые температуры достигают от 80 до 88 °С в продуктивном горизонте газового месторождения Учкыр (скв. 2, 8), которое расположено в западной части Бухаро-Хивинского бассейна. На газоконденсатном месторождении Денгизкуль-Хаузаз (скв. 6Дк) пластовые температуры повышаются до 110–115 °С. В продуктивном горизонте газоконденсатного месторождения Уртабулак в южной части Чарджоуской ступени температура от 97 до 102 °С. Пластовая температура Каримского газоконденсатного месторождения в пределах от 85 до 68 °С. Следовательно, когда подошва продуктивного горизонта залегает на глубине больше 1800 м, пластовая температура варьирует от 80 до 115 °С. Основные газоконденсатные месторождения Чарджоуской ступени и южной части Бухарской ступени Бухаро-Хивинского бассейна имеют пластовую температуру около 100 °С. Пластовая температура в XV продуктивном горизонте Карактайского газонефтяного месторождения в восточной части Бухарской ступени от 43 до 45 °С. В северной части Бухаро-Хивинского бассейна находится газовое месторождение Сеталантепе, его пластовая температура изменяется от 50–52 °С.

Большой интерес представляют экспериментальные работы С. Д. Малинина и Н. И. Хитарова (1969 г.), которые проводили исследования восстановления серы в гидротермальных условиях и доказали, что при температуре около 200 °С происходит восстановление сульфатной серы водородом. Распространяя данные экспериментов на природные условия, можно с полным основанием считать, что сероводородные перегретые рассолы (170–200 °С), вскрытые в Предкавказье (скв. Перекрестная, Галюгаевская, Малгобек и др.) на глубинах 4200–5250 м в сульфатосодержащих и битуминозных отложениях юры и мела, обладают термохимическим происхождением (А. В. Щербаков, 1968) [7].

Выше рассмотрены литолого-фациальные, геолого-структурные, гидродинамические и геотермические факторы с целью изучения природно-геологических условий, в которых формируются сероводородные воды на газонефтяных месторождениях Бухаро-Хивинского бассейна.

В результате выявлены необходимые специфические признаки, в том числе: газоводовмещающие породы продуктивного горизонта состоят из коралловых, пористых и трещиноватых известняков с прослоями ангидрита; месторождения, в которых формируются сероводородные воды, представлены ассиметричными брахиантиклинальными складками без нарушений; имеют высокое пластовое давление (274 атм) и температуру (80–100 °С); сверху перекрыты мощной флюидоупорной толщей (ангидрит и соляная толща). Следовательно, за счет высокого давления и температуры происходит образование сероводорода при взаимодействии метана и сернокислых солей газоносной толщи под флюидоупорной толщей закрытой положительной структуры.

Обсуждение. На основе анализа изменения термометрического параметра можно сделать следующие выводы: средние пластовые температуры продуктивного горизонта составляют от 43 до 52 °С на газонефтяных месторождениях Бухарской ступени; средние температуры продуктивного горизонта на газоконденсатных месторождениях Чарджоуской ступени устанавливаются в пределах от 80 до 115 °С; из-за низких пластовых температур Бухарской ступени формируются сероводородные воды со слабой концентрацией; за счет высокой пластовой температуры на Чарджоуской ступени образуются сероводородные воды с крепкой концентрацией, а также увеличена возможность формирования сероводородной воды; средние пластовые температуры продуктивного горизонта газоносных месторождений Бухаро-Хивинского бассейна, где формируются сероводородные воды, составляют от 43 до 115 °С. В этом температурном режиме создаются условия термохимических процессов, пригодных для формирования сероводородной воды, т. е. осуществляется окислительно-восстановительная реакция.

На основе обобщений полученных результатов следует, что за счет термохимического процесса есть возможность формирования сероводородной воды с очень высокой концентрацией в глубоко залегающих пластах газоконденсатных месторождений (больше 2000 м в глубину), которые расположены на Чарджоуской ступени; почти во всех газовых месторождениях Бухарской ступени формируются сероводородные воды со слабой концентрацией по причине близкого залегания продуктивного горизонта к поверхности земли, так как осуществляется слабый термохимический процесс.

Бухарская ступень. В Карактайском нефтегазовом месторождении проходит продольный тектонический разлом, по которому происходят взбросо-надвиговые нарушения, т. е. наблюдается смещение слоев. Изучаемый продуктивный нефтеносный пласт, где обнаружены сероводородные воды, залегает на глубине от –200 до –1000 м по абсолютной отметке. Выявлено, что

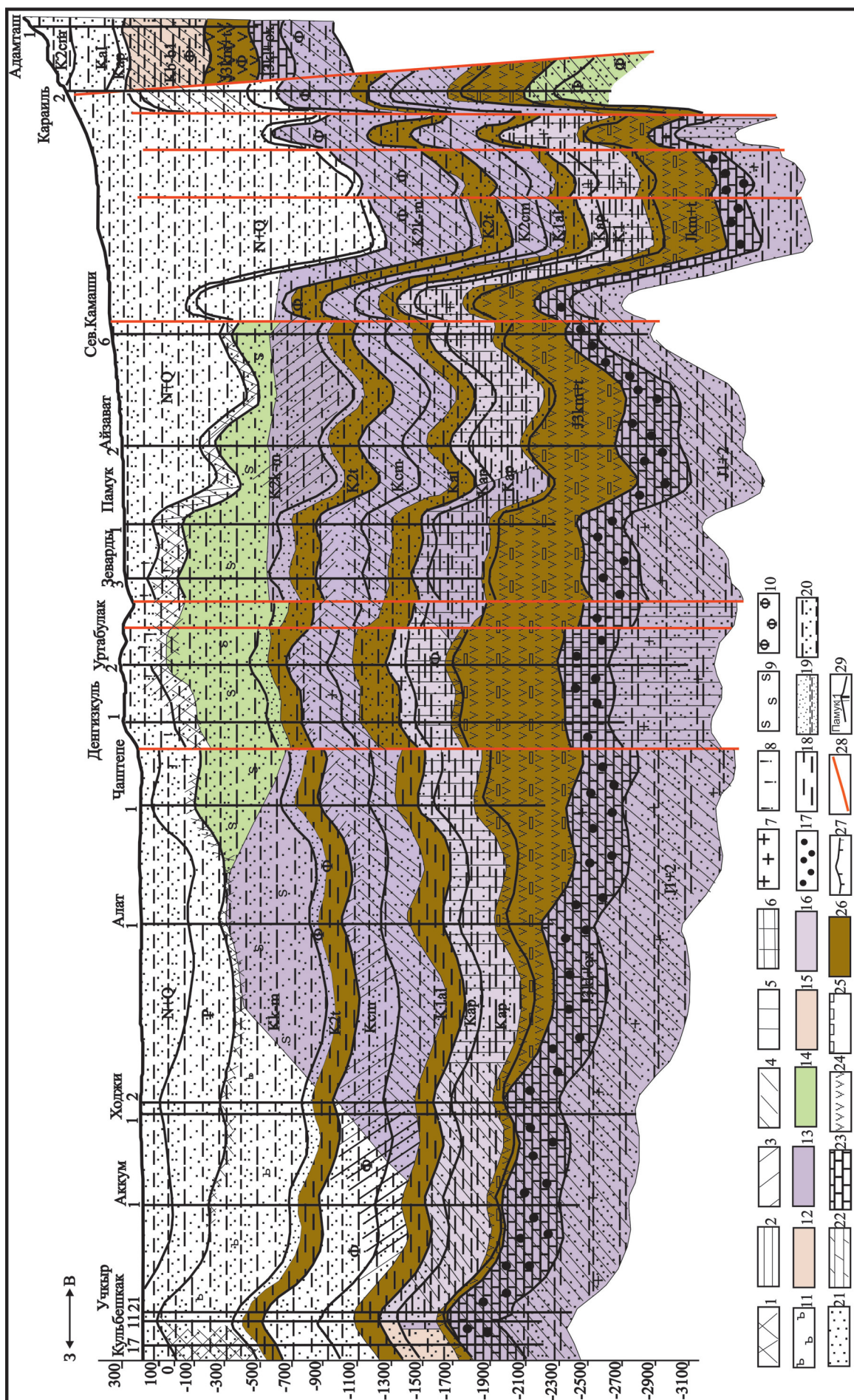


Рис. 4. Геолого-гидрогеохимический разрез Бухаро-Каршинского артезианского бассейна по линии Кульбешак – Адамташ. Сост. С. А. Бакиев (2012 г.) с добавлением М. Р. Жураева (2019 г.)

1–6 – минерализация подземных вод (г/л): 1 – сильно и умеренно соленые воды (2,5–7), 2 – сильно и весьма соленые воды (7–15), 3 – воды, переходящие от соленых к рассолам (15–36), 4 – слабые рассолы (36–150), 5 – слабые рассолы (150–320), 6 – крепкие рассолы (320–500); 7–11 – химический состав подземных вод: 7 – хлоридные натриево-кальциевые, 8 – сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, натриево-кальциево-магниевого, 9 – хлоридно-сульфатные натриевые, 10 – хлоридные натриевые, 11 – сульфатно-хлоридные натриевые, 12–17 – типы вод по содержанию йода и брома с предельным распределением (мг/л): 12 – бромные (≥ 250), 13 – йодобромные (≥ 10 , Br ≥ 200), 14–17 – вод со специфическим содержанием йода и брома: 14 – йодные (≥ 1), 15 – йодные (≥ 25), 16 – йодобромные (≥ 1 , Br ≥ 25), 17 – сероводородные (≥ 150). 18–29 – литолого-фациальная характеристика водоносных и водоупорных отложений: 18 – глинистые, 19 – глинисто-песчаные, 20 – песчано-глинистые, 21 – пески, 22 – мергель, 23 – известняк, 24 – ангидрит, гипс, 25 – каменная соль, 26 – региональные водоупоры, 27 – глубина залегания палеозойского фундамента, по данным сейсморазведки, 28 – разрывные нарушения, 29 – название структуры, нефтегазоназванная скважина и ее номер

все элементы структур создают возможность формирования сероводородных вод. За счет продольных тектонических нарушений происходят гидродинамические процессы. Направляющиеся пластовые воды с северо-востока становятся водонапорными и в результате разгружаются в районе разломов, а также инфильтрационные воды просачиваются до нефтеносных горизонтов. Экспериментально установлено, что в процессе инфильтрационного водообмена в течение длительного геологического времени растворенный свободный кислород проникает на значительные глубины (до 2 км и более) и распространяется по проницаемым пластам на расстояние до десятков километров [1]. В нефтеносных месторождениях, где формируются сероводородные воды, продуктивный горизонт залегает близко к поверхности земли, что обеспечивает его кислородом и усиливает процесс сульфатредукции за счет проникновения инфильтрационных вод через тектонические разломы. В эвапоритовых (известковистых и гипсовых) породах происходит окислительная реакция, которая осуществляется благодаря вымыванию сульфатсодержащих толщ, а в нефтеносной толще – восстановительная реакция с водородом при участии сульфатредуцирующих бактерий. В результате на основе биохимического процесса формируются сероводородные воды (рис. 5).

Процесс формирования сероводородной воды на газонефтяных месторождениях Учкыр, Каракум, Карим, Ходжихайрам, Мамаджургаты на Бухарской ступени и Уртабулак, Кульбешак, Аккум, Парсанкуль, Култак, Кандым, Даяхатын, Денгизкуль, Памук Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинского бассейна рассмотрен на примере Денгизкульского газоносного месторождения. Его продуктивный горизонт залегает на глубине более 2000 м. Сверху перекрыт мощной ангидритовой толщей. Карбонатно-сульфатные пачки насыщены газом. Пластовые воды распространены в порах и рыхлых гранулярных отложениях известняка. Пластовые давления изменяются от 250 до 300 атм, а пластовые температуры – около 90–100 °С. На основе обобщения выявленных признаков и с учетом результатов экспериментов по взаимодействию метана и сернокислых солей, образование сероводородной воды идет за счет высокого давления и высокой температуры в карбонатно-сульфатной пачке, в результате чего наблюдается окислительный процесс, а при взаимодействии с метаном происходит восстановительная реакция. В результате термохимического процесса продуктивного горизонта формируются сероводородные воды (рис. 6).

Образование сероводорода в результате термохимического восстановления сульфатов метаном при температуре порядка 80–100 °С газовых месторождений Бухаро-Хивинского бассейна подтверждают эксперименты, которые провели С. М. Григорьева, Сакаи (Н. Sakai, 1957), С. Д. Малинина и Н. И. Хитарова (1969) [6, 7].

Анализ количества микрокомпонентов (йод, бром, аммоний, бор и т. д.) в газодонном горизонте. Микрокомпоненты (сероводород, йод, бром, бор и т. д.) присутствуют в большом количестве в пластовых водах продуктивного горизонта верхнеюрских отложений Бухаро-Хивинского бассейна. Существующие микрокомпоненты пластовых вод месторождений бассейна варьируют в пределах (мг/л): йод (от 6 до 41), бром (от 5,8 до 473), аммоний (от 6 до 450), бор (от 14 до 314). Микрокомпоненты (в основном бром), в большом количестве присутствуя в пластовых водах, свидетельствуют, что процесс выщелачивания (Cl/Br) имеет незначительную величину и, соответственно, в продуктивном горизонте при формировании сероводородной воды почти не осуществляется.

Концентрация водородных ионов изменяется по всем продуктивным горизонтам в пределах pH (от 4 до 8,4), где выявлены сероводородные воды. Рассмотрен характер взаимоотношения концентраций сероводорода и водородных ионов в подземных водах. В результате отмечены благоприятные пределы pH (6–8) по концентрации водорода для формирования сероводородной воды с концентрацией (от слабой до очень крепкой) (рис. 8).

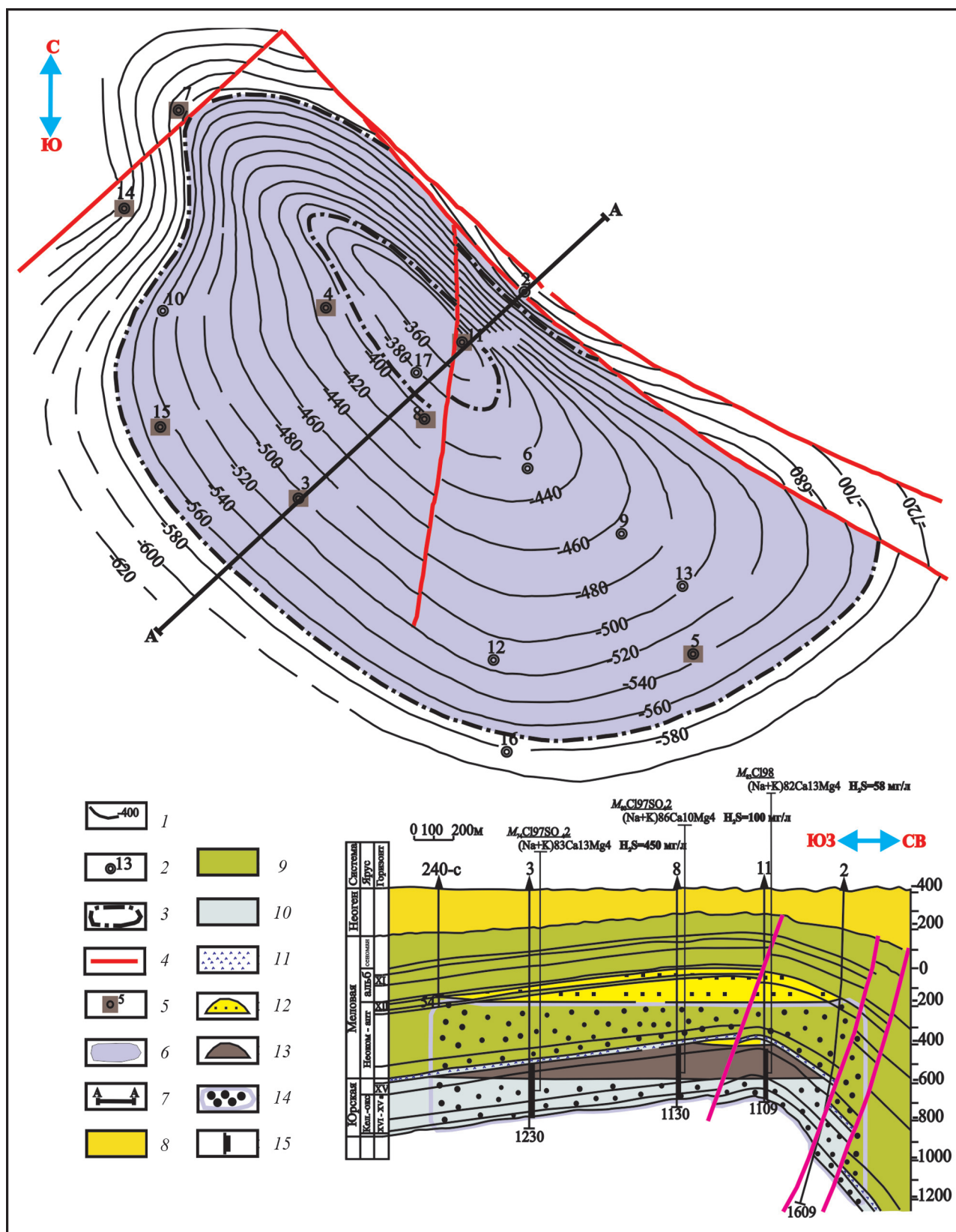


Рис. 5. Карта распространения сероводородной воды по XV газоводонесущему горизонту юрских отложений Каракайского газонефтяного месторождения и геолого-гидрогеологический разрез. Сост. М. Р. Жураев (2017 г.) с использованием материалов А. А. Богданова (1966 г.)

1 – изогипсы по кровле XV горизонта; 2 – разведочные скважины; 3 – контур нефтеносности; 4 – разрывное нарушение; 5 – скважины с сероводородной водой; 6 – выявленный контур распространения сероводородных вод; 7 – геологический профиль; 8–10 – системы: 8 – неогеновая, 9 – меловая, 10 – юрская; 11 – ангидриды; 12, 13 – залежи: 12 – газа, 13 – нефти; 14 – карбонатный коллектор, насыщенный сероводородной водой; 15 – опробованные интервалы

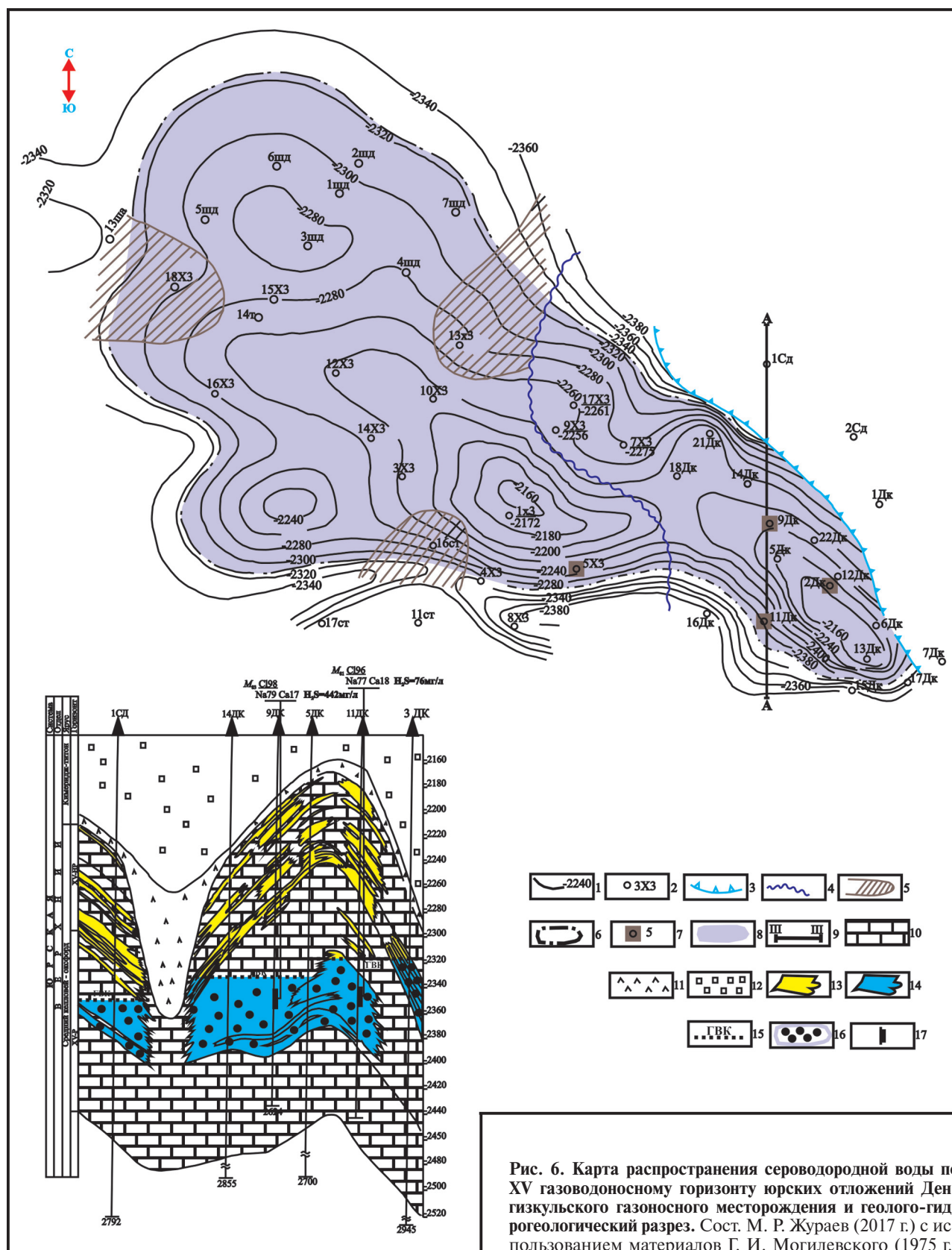


Рис. 6. Карта распространения сероводородной воды по XV газоводяному горизонту юрских отложений Денгизкульского газоносного месторождения и геолого-гидрогеологический разрез. Сост. М. Р. Жураев (2017 г.) с использованием материалов Г. И. Могилевского (1975 г.)

1 — изогипсы по кровле XV-НР горизонта; 2 — разведочные скважины; 3 — граница рифа; 4 — граница перехода рифовых известняков в слоистые; 5 — зоны ухудшения коллекторских свойств пород-коллекторов XV-НР горизонта; 6 — контур газоносности; 7 — скважины с сероводородной водой; 8 — выявленный контур распространения сероводородных вод; 9 — геологический профиль; 10 — известняк плотный непроницаемый; 11 — ангдриты; 12 — соль; 13 — карбонатно-сульфатная пачка, насыщенная газом; 14 — гранулярный коллектор, заполненный водой; 15 — газовойодной контакт; 16 — гранулярный карбонатный коллектор, насыщенный сероводородной водой; 17 — опробованные интервалы

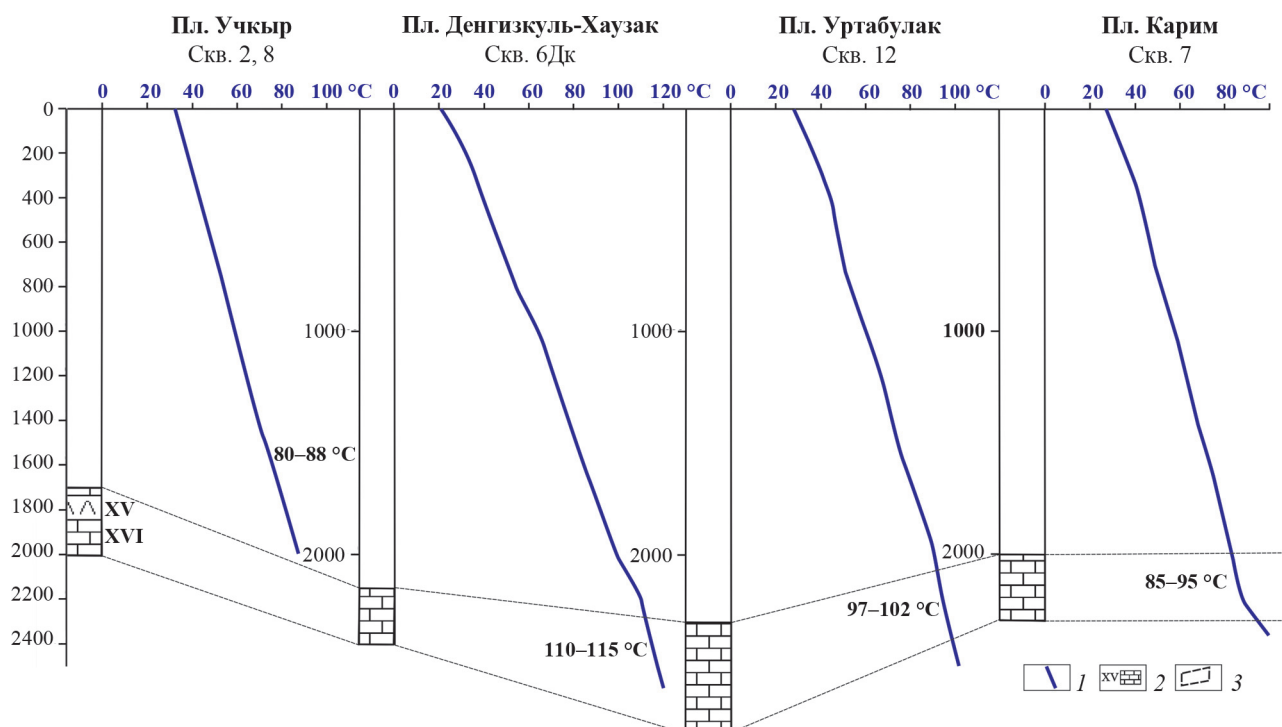


Рис. 7. Сопоставление разрезов термометрических исследований скважин продуктивного юрского комплекса (XV–XVI) Бухаро-Хивинского бассейна

1 – линии термометрии; 2 – продуктивный горизонт, который формирует сероводородные воды; 3 – граница интервала формирования сероводородной воды

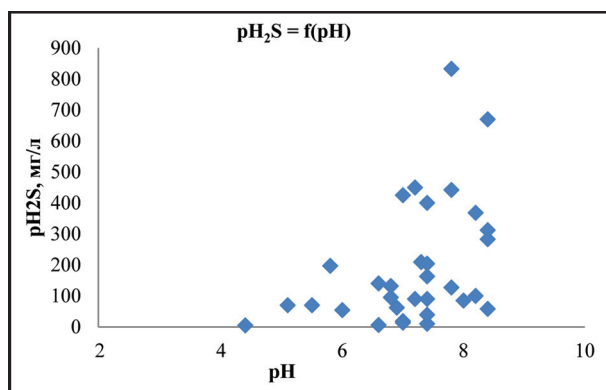


Рис. 8. График зависимости между концентрациями сероводорода и водородных ионов пластовых вод

Выводы. Установлены формирования сероводородных подземных вод газонефтяных месторождений Бухаро-Хивинского бассейна на структурах: в виде открытых ассиметричных антиклинальных складок, в которых присутствуют тектонические нарушения, и закрытых, где отсутствуют тектонические нарушения.

Выделены площади по характеру формирования сероводородных подземных вод газонефтяных месторождений Бухаро-Хивинского бассейна: за счет биохимического процесса в восточной (Карактай) и центральной (Газли) частях Бухарской ступени; термохимического процесса в юго-восточной (Карим, Каракум)

и юго-западной частях (Учкыр) Бухарской ступени, а также целой части Чарджоуской ступени (Денгизкуль) Бухаро-Хивинского бассейна.

1. Германов А. И. Кислород подземных вод и его геологическое значение // Известия АН СССР. Сер. Геология. – 1955. – Вып. 6. – С. 70–81.

2. Жураев М. Р., Джураев Р. Э. Обоснование перспективных площадей сероводородных вод на выработанных нефтяных месторождениях (на примере структуры Чимион) // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 10. – С. 52–57.

3. Жураев М. Р. Основные группы сероводородных вод, их химический состав и генезис на нефтяных месторождениях Ферганской впадины / М. Р. Жураев, С. А. Бакиев, П. П. Нагевич, М. А. Куличкина // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – 2015. – Вып. 2. – С. 109–116.

4. Жураев М. Р., Бакиев С. А., Турсунметов Р. А. Характерная гидрогеохимическая обстановка сероводородсодержащих нефтегазоносных месторождений южного борта Ферганской впадины // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XII Междунар. науч.-практ. конф. (Москва, 8–10 апр., 2015 г.) – М.: МГРИ; РГПУ, 2015. – Т. 2. – С. 328–329.

5. Жураев М. Р. Уточнение геоструктурных и гидродинамических факторов при формировании сероводородных вод в Сурхандарьинской метасинклинали // Разведка и охрана недр. – 2016. – № 4. – С. 37–43.

6. Плотникова Г. Н. Сероводородные воды СССР. – М.: Недра, 1981. – 132 с.

7. Сульфидные воды СССР / отв. ред. В. В. Иванов. – М., 1977. – 257 с. (Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии; т. 33).

1. Germanov A. I. Groundwater oxygen and its geological significance. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologiya*. 1955. Iss. 6. Pp. 70–81. (In Russian).
2. Zhuraev M. R., Dzhuraev R. Je. Justification of the promising areas of hydrogen sulfide water in developed oil fields (by the example of the Chimion structure). *Razvedka i ohrana neдр*. 2014. No. 10, pp. 52–57. (In Russian).
3. Zhuraev M. R., Bakiev S. A., Nagevich P. P., Kulichkina M. A. The main groups of hydrogen sulfide waters, their chemical composition and genesis in the oil fields of the Fergana Depression. *Voronezhsky Bulletin State University. Ser. Geology*. 2015. Iss. 2. Pp. 109–116. (In Russian).
4. Zhuraev M. R., Bakiev S. A., Tursunmetov R. A. The characteristic hydrogeochemical situation of hydrogen sulfide-containing oil and gas deposits on the southern side of the Fergana Depression. *New ideas in Earth sciences: Materials of the XII International Scientific and Practical Conference (Moscow, 8–10 April, 2015)*. Moscow: MGRI; RGGRU, 2015. Vol. 2. Pp. 328–329. (In Russian).
5. Zhuraev M. R. Refinement of geostructural and hydrodynamic factors in the formation of hydrogen sulfide waters in the Surkhandarya megasynclinal. *Razvedka i ohrana neдр*. 2016. No. 4, pp. 37–43. (In Russian).
6. Plotnikova G. N. *Serovodorodnye vody SSSR [Hydrogen sulfide waters of the USSR]*. Moscow: Nedra. 1981. 132 p.
7. *Sul'fidnye vody SSSR [Sulfide waters of the USSR]*. Ex. ed V. V. Ivanov. Moscow. 1977. 257 p.

Жураев Музаффар Рахматович — доктор философии геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт гидрогеологии и инженерной геологии (ГП «Институт ГИДРОИНГЕО»). Ул. Олимлар, 64, Ташкент, 700041, Узбекистан. <juraevm@inbox.ru>

Zhuraev Muzaffar Rakhmatovich — Doctor of Philosophy of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Hydrogeology and Engineering Geology (SE «Institute GIDROINGEO»). 64 ul. Olimlar, Tashkent, 700041, Uzbekistan. <juraevm@inbox.ru>

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

Н. И. ГУСЕВ, Л. Ю. СЕРГЕЕВА, Т. С. СТРОЕВ, С. О. САВЕЛЬЕВ,
А. Г. ШАРИПОВ, А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ),
С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, СПГУ)

U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы

Получен возраст циркона (U-Pb метод, SHRIMP II) из четырех интрузивных массивов траппов (млн лет): Ванга 248 ± 2 , Ёкче 241 ± 2 , Дегали 235 ± 1 , Переломная 230 ± 3 . Геохимия, морфология и структура циркона подтверждает его магматическое происхождение. Продолжительность интрузивного магматизма около 20 млн лет. Изотопная Lu-Hf система циркона свидетельствует о деплетированном мантийном источнике ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+15$) и двух группах модельных возрастов $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$: 0,57–0,59 и 0,26–0,29 млрд лет. В качестве источника траппового магматизма предполагается плавление рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана под воздействием пермского плюма.

Ключевые слова: Сибирская платформа, траппы, циркон, U-Pb возраст SHRIMP II, Lu-Hf изотопная система.

N. I. GUSEV, L. YU. SERGEEVA, T. S. STROEV, S. O. SAVEL'EV,
A. G. SHARIPOV, A. N. LARIONOV (VSEGEI),
S. G. SKUBLOV (IPGG RAS, SPMU)

U-Pb age, geochemistry and Lu-Hf systematics of zircon from intrusive traps of the western Tunguska Syneclise, the Siberian Platform

Following zircon ages (U-Pb method, SHRIMP II) from four trap intrusions was obtained (Ma): 248 $\pm$ 2 for Vanga, 241 $\pm$ 2 for Yokche, 235 $\pm$ 1 for Degali, 230 $\pm$ 3 for Perelomnaya. Zircon geochemistry, morphology and structure confirms its magmatic origin. The duration of intrusive trap magmatism is about 20 Myr. The Lu-Hf isotope system of zircon testifies to depleted mantle source ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+15$) and two groups of $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ model ages: Riphean (0.57–0.59 Ga) and Permian (0.26–0.29 Ga). Melting of the Riphean depleted mantle of the Paleo-Asian Ocean under the influence of the Permian plume is supposed to be a source of trap magmatism.

Keywords: Siberian Platform, trap, zircon, U-Pb age, SHRIMP II, Lu-Hf isotope system.

Как цитировать эту статью: Гусев Н. И. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы / Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, Т. С. Строев, С. О. Савельев, А. Г. Шарипов, А. Н. Ларионов, С. Г. Скублов // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 49–67.

Введение. Траппы Сибирской платформы — результат крупнейшего извержения базальтовой магмы на Земле. В пределах Тунгусской синеклизы мощность лавовой толщи составляет 0,5–1,5 км в бортовых, юго-западных и восточных зонах прогиба и достигает 3,5 км на севере и северо-западе [2]. Широко представлены все фации траппов: интрузивная, эффузивная и эксплозивная. Площадь распространения эффузивов — около 350 тыс. км², площадь туфов — 675 тыс. км². Центральная часть Тунгусской синеклизы выполнена мощной толщей базальтов, периферические области представлены существенно эксплозивными и дайковыми фациями базитов, а в крайних фронтальных зонах развиты пластовые, реже секущие, интрузивы.

Возраст траппового магматизма. Трапповая формация перекрывает палеозойские отложения,

наиболее молодыми из которых являются осадочные породы пермского возраста. Осадочные прослои внутри трапповой формации, имеющие весьма ограниченное распространение, содержат как пермские, так и триасовые комплексы флоры, и на основании этого предполагается, что граница перми и триаса проходит внутри трапповой формации.

Трапповый магматизм наиболее интенсивно проявился на северо-западе Сибирской платформы в Норильском районе. В отличие от Тунгусской синеклизы, здесь выделяется центр траппового магматизма, который характеризуется существенно лавовыми типами разрезов всех свит и их наибольшей мощностью (фактическая до 3600 м, реконструированная около 5000 м), разнообразием составов базальтовых покровов и соответствующих им интрузивных комплексов [13].

Определения возраста траппов (главным образом по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) свидетельствуют о формировании основного объема вулканистов в узком возрастном интервале, в течение ~1 млн лет, на рубеже перми – триаса в диапазоне 251–248 млн лет [2, 26, 27]. В Норильском районе возраст траппов не моложе $251,2 \pm 0,3$ млн лет на основании U-Pb возраста циркона и бадделеита из пегматоидного габбро интрузии Норильск-1, пересекающей моронговскую свиту в разрезе траппов [22]. По палеонтологическим данным, магматизм продолжался не менее 5 млн лет – начался в перми (ивакинская свита) и продолжался в среднем триасе, палеонтологические остатки анизийского яруса определены в прослоях тефроидов среди базальтов хараелахской и самоедской свит [13].

Магматическая активность, связанная с проявлениями Сибирского суперплюма, охватывала существенно более длительный временной диапазон с пиками вулканической активности 251–248, 245–235 и ~ 229 млн лет [3]. По данным U-Pb (SHRIMP) датирования рудоносных пород Норильского интрузива [7], выделяются три генерации циркона с возрастами 260 ± 5 , $259,7 \pm 1,5$ млн лет (резорбированные кристаллы) и $228,4 \pm 1,4$ млн лет (идиоморфные оторочки). Дальнейшие исследования [5] показали, что промышленно рудоносные интрузивы образовались на раннем этапе магматизма с возрастом 254 ± 4 млн лет, а более поздний этап с возрастом 244 ± 4 млн лет продуцировал только вкрапленное сульфидное оруденение.

Аналогично магматизму Норильского района, в формировании траппов Сибирской платформы выделяется несколько магматических импульсов, начиная с поздней перми и до конца среднего триаса [4]. Извержение основного объема магм пришлось на границу перми и триаса (радиологический возраст ~ 252 млн лет по U-Pb методу и ~ 249 млн лет по K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) методу [4, 22, 23, 26, 27]. Еще один эпизод объемного траппового магматизма зафиксирован на границе раннего – среднего триаса, примерно через 9–10 млн лет после основного [4, 21]. Анализ достоверности опубликованных данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования траппового вулканизма [15] показал, что из 70 датировок только менее десяти надежны. К надежным отнесены среднее значение возраста по трем анализам плагиоклаза в траппах, которое составило $250,1 \pm 0,4$ млн лет (СКВО = 0,6), а также возраст $249,8 \pm 2,1$ млн лет (СКВО = 0,75) по валовой пробе из лавового потока [15].

До последнего времени U-Pb датирование в основном проводилось в Норильском районе на северо-западе Сибирской платформы по причине его промышленного значения [5]. Здесь по результатам U-Pb датирования установлена длительная эволюция магматизма от раннего карбона до позднего триаса (340–220 млн лет) [5, 10, 11].

Изотопное датирование траппового магматизма наиболее интенсивно проводилось с целью

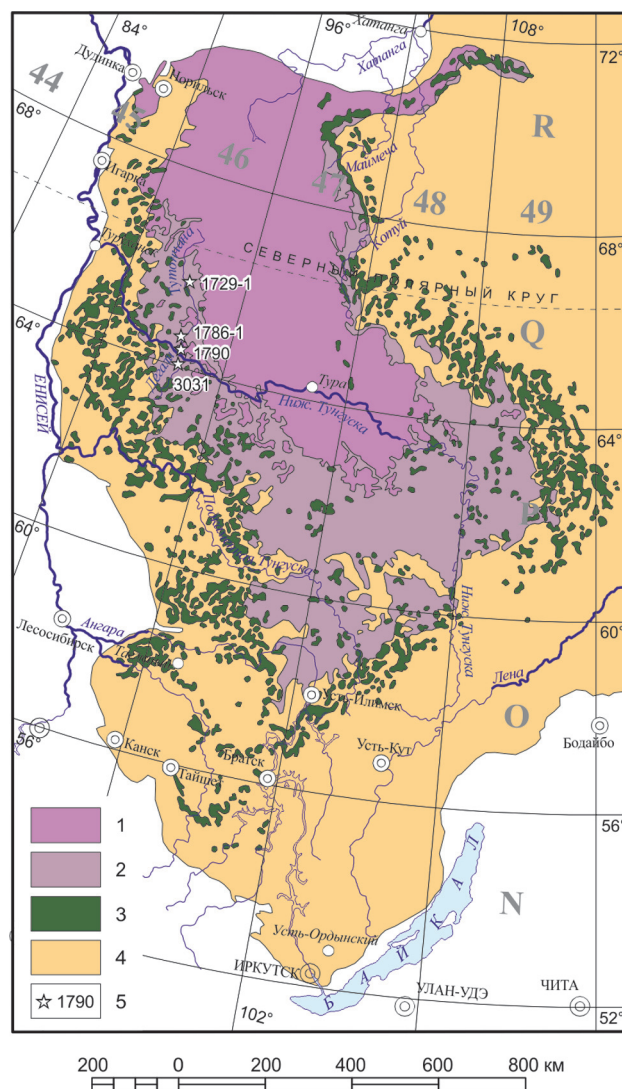


Рис. 1. Траппы Сибирской платформы по [12]

1 – преимущественно базальты; 2 – преимущественно туфы; 3 – интрузивные образования; 4 – палеозойские осадочные отложения; 5 – пункты отбора и номера проб на изотопные исследования. Координаты проб: пр. 1729-1 – Вангская интрузия $65^{\circ}44'18,9''$ с. ш., $93^{\circ}05'35,9''$ в. д.; пр. 1786-1 – интрузия Ёчке $64^{\circ}34'07''$ с. ш., $93^{\circ}35'37,3''$ в. д.; пр. 1790 – интрузия Переломная $64^{\circ}18'51,2''$ с. ш., $93^{\circ}49'09,1''$ в. д.; пр. 3031 – интрузия Дегали $64^{\circ}05'58''$ с. ш., $93^{\circ}56'52''$ в. д.

доказать связь с ним массового вымирания живых организмов на границе перми и триаса [15, 23, 26, 27]. В последнее время с этой целью было проведено датирование U-Pb методом по циркону трех проб по р. Ниж. Тунгуска: одна выше пос. Тура и две – выше впадения р. Ниж. Тунгуска в Енисей [16]. Анализировался циркон из пегматоидных жил и сегрегаций в мелкозернистых долеритах, прорывающих осадочные отложения, подстилающие траппы. По счастливому стечению обстоятельств по всем трем пробам получен идеальный возраст 251,74–251,795 млн лет [16]. Таким образом, был получен искомый результат, подтверждающий массовое вымирание живых организмов на границе перми и триаса в связи

с трапповым магматизмом, при этом важный для геологического картирования вопрос о его продолжительности остался открытым.

Цель нашей работы — определение продолжительности траппового магматизма путем изотопного датирования цирконов из интрузивных траппов. Новые результаты U-Pb датирования получены нами по интрузивным массивам в юго-западном крыле Тунгусской синеклизы в басс. р. Ниж. Тунгуска по ее правому притоку — р. Тутончана и левому притоку — р. Дегаля (рис. 1). Изученные интрузивы далее будут именоваться Вангская, Ёкче, Переломная и Дегаля по названиям пересекающих их ручьев.

Аналитические методы. Содержание петрогенных и редких элементов в породах определено методами XRF и ICP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ. Погрешности определения методом XRF не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0,005 до 0,1 ppm. Точность анализа в среднем 2–7 отн. %. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по общепринятой методике [31]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные изображения (CL), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416,75 млн лет.

Анализ редких элементов в цирконе выполнен в точках определения U-Pb возраста методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН, процедура исследования приведена в работе [14]. Точность определения составляет < 10% для содержаний элементов менее 0,1 ppm и 30–50% при концентрациях менее 0,1 ppm (аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов).

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с применением 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе [17] (аналитик И. Н. Капитонов). Анализ изотопного состава выполнен в точках U-Pb датирования, но диаметр кратера составлял 50–70 мкм, а глубина — 20–40 мкм. Изотопный Sm-Nd и Rb-Sr состав изучен с применением стандартных процедур выделения элементов, изотопные измерения выполнены на масс-спектрометре ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ аналитик Е. С. Богомолов).

Геологическое строение и петрография датированных интрузивов. *Вангская интрузия* представлена пластовым дифференцированным телом, вскрытым по рекам Ванга и Билчаны в девяти изолированных выходах на протяжении 7 км. На правом берегу устья р. Ванга обнажение интрузии высотой 12–15 м (рис. 2, а) достигает в длину 600 м. Подстилают ее крупнообломочные туфы корвунчанской серии нижнего триаса, на контакте с микродолеритами превращенные в белые пятнистые роговики. Мощность зоны эндо- и экзоконтакта (роговиков и микродолеритов) 0,5–5 м и характеризуется наличием брекчиевидных участков, прослеживающихся по всей зоне контакта. В основании интрузии залегают мелкозернистые обогащенные пироксеном такситовые троктолит-долериты. В 1,5–2,5 м от основания отмечаются два выдержанных горизонта долеритов, обогащенных сульфидами. В средней части интрузии развиты долериты с пойкилоофитовой структурой. Минеральный состав (об. %): Pl(An)₆₀* 55, Crx 35, Ol 5–10, TiMag 4. Верхняя часть интрузива сложена лейкократовыми крупнозернистыми плагиодолеритами с миндалекаменной текстурой и пойкилоофитовой структурой (рис. 2, б). Миндалины выполнены Chl, Prh, Cal, Ep, Anl. Минеральный состав (об. %): Pl(An)₆₀ 65, Crx 25, TiMag 5, Il 1. Пироксен относительно слабо затронут вторичными процессами, а плагиоклаз замещается Ab, Chl, Prh, Ep. При ГС-200 интрузив относился к дифференцированным интрузиям ранне-среднетриасовой интрузивной фазы [9]. Строение интрузии выдержано на всем протяжении, почти повсеместно отмечается сульфидная минерализация, в связи с чем в серийной легенде к Гостеоларте-1000/3 она относилась к курейскому комплексу.

Интрузия Ёкче вскрывается по бортам р. Тутончана в 4 км ниже устья ее правого притока р. Ниж. Хикили. Вдоль р. Тутончана интрузив обнажается в ее бортах на протяжении 3 км, по ее правому притоку р. Ёкче — тоже на 3 км. В плане интрузив напоминает морского ската. В восточном борту р. Тутончана граница кровли интрузива расположена гипсометрически выше, чем в западном, видимо, кровля интрузива наклонена на северо-запад. Интрузив внедрился вдоль контакта раннетриасовых учамской (туфовой) и бугариктинской (туфы, туфиты с базальтами) свит. Основание интрузии не вскрыто, ближе к основанию и вдоль северо-восточного эндоконтакта развиты темные брекчиевидные комковатые долериты, содержащие крупные блоки и небольшие включения светлоокрашенных массивных долеритов (рис. 2, в). Обе разности имеют бластоофитовую структуру, при этом темные долериты более интенсивно изменены за счет развития палагонита. Они имеют состав (об. %): Pl(An)_{30–60} 40, Crx 30, Ol 5, Qz 4, TiMag 4, Pal 15. Светлые долериты обогащены плагиоклазом, а мезостазиис пород, сложенный палагонитом, хлоритом и эпидотом,

* Индексы минералов приводятся по [30].

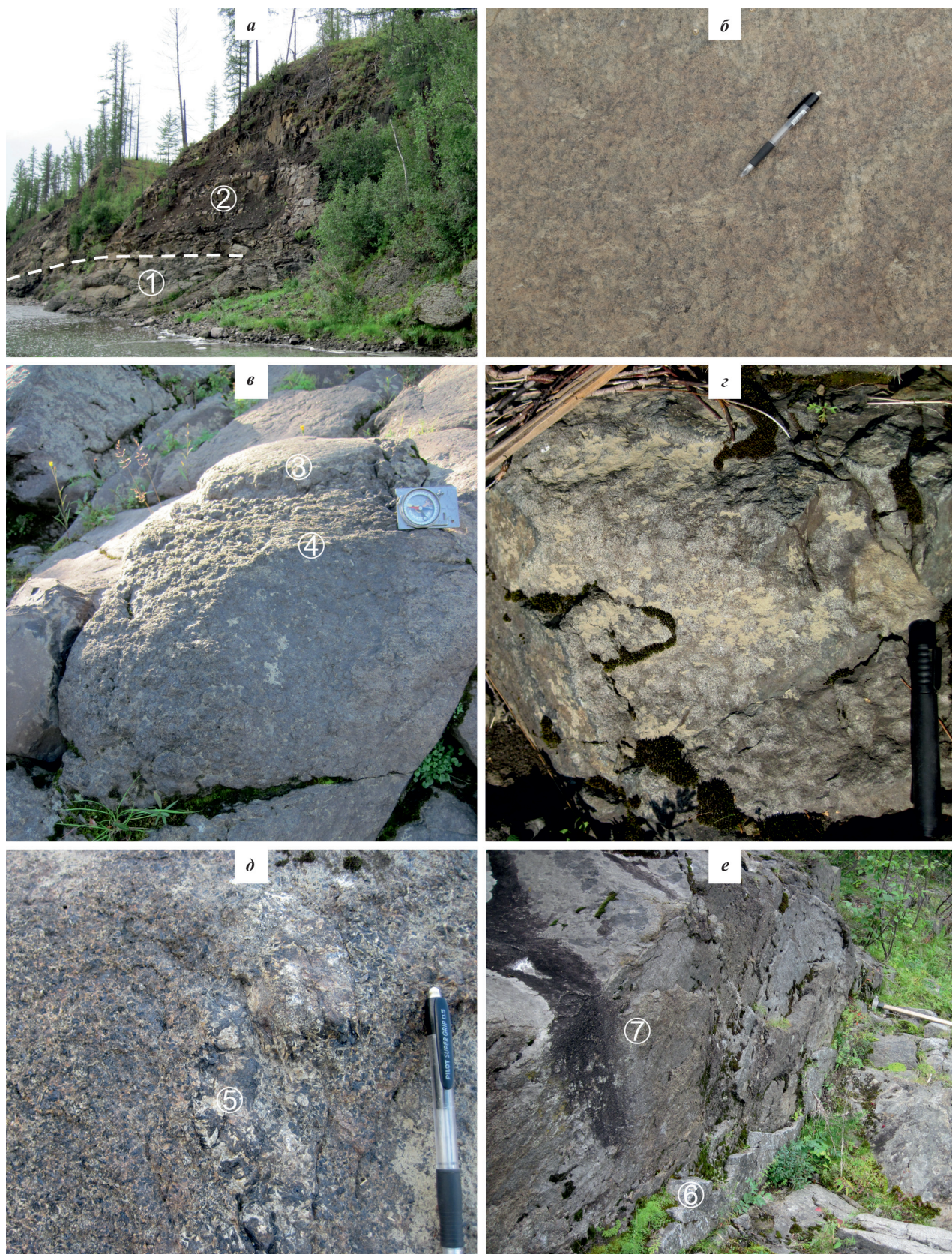


Рис. 2. Обнажения интрузивных траппов

а, б – Вангская интрузия: **а** – обнажение вблизи слияния рек Ванга и Билчаны: 1 – туфы корвунчанской серии, 2 – долериты Вангской интрузии (пр. 1728-2, 1729), **б** – плагиодолериты в кровле интрузии (пр. 1729-1); **в, г** – интрузия Ёкче: **в** – включения светлых бластоофитовых долеритов (3, пр. 1776) в темных комковатых долеритах (4, пр. 1777), **г** – крупнокристаллическая бластоофитовая структура (пр. 1786); **д, е** – интрузия Переломная: **д** – крупнокристаллические габбродолериты с пегматоидным (5) обособлением (пр. 1789), **е** – жила долеритов (6 – место отбора пр. 1790) в габбродолеритах (7)

содержит амёбовидные выделения кварца. Минеральный состав (об. %): Pl(An)₆₂ 58–60, Cpx 25, Qz 5, TiMag 4, Pl 5. Средняя и верхняя части интрузива сложены пойкилоофитовыми долеритами иногда с крупными выделениями клинопироксена (рис. 2, з). Минеральный состав (об. %): Pl(An)₆₀ 50–55, Cpx 30, Qz 3–5, TiMag 4, вторичные Act и Prh — до 10 %. Неправильные по форме обособления пегматоидных габбродолеритов достигают 10 см в поперечнике и содержат (об. %): более кислый Pl(An)₂₅ 50, Act 20, Qz 10, Cpx 10, TiMag 10. При ГС-200 листа Q-46-XXXIV (материалы не опубликованы) Г. Н. Садовников и др. (1961 г.) относили интрузив к автометаморфизованным долеритам (метадолеритам), для которых подразумевалось брекчирование пород и постмагматические изменения.

Интрузия Переломная (по карте кольцевая) обнажается по обеим бортам р. Тутончана на протяжении 4 км, сначала в левом борту напротив устья руч. Переломный, затем в правом — в двух крупных коренных выходах ниже по течению р. Тутончана. Интрузия залегает в туфах раннетриасовой корвунчанской серии и сложена габбродолеритами (рис. 2, д), варьирующими по составу до лейкогаббродолеритов, содержащих в интерстициях гранофировые граниты. Минеральный состав (об. %): Pl(An)_{40–46} 50–55, Cpx 30–35, Qz 0–3, TiMag 4, Prh 3–7. Иногда встречаются пегматоидные обособления (рис. 2, д) и крупнопадающие жилы лейкодолеритов северо-западного простирания (310°) мощностью 5–10 см (рис. 2, е). Долериты в жилах актинолитизированы и сложены (об. %): Pl(An)₅₀ 50, Cpx 30, TiMag 5, Act 10–12, Prh 5. При геологической съемке Г. Н. Садовников и др. (1961 г.) относили интрузию к раннетриасовым долеритам.

Интрузия Дегали расположена по бортам одноименного левого притока р. Ниж. Тунгуска на протяжении 6,8 км и отмечается в 3 км от его устья. Интрузия залегает в туфах учамской свиты раннего триаса. Форма тела пластовая с корытообразным профилем. По фрагментарным обнажениям и элювиальным развалам мощность интрузива около 150 м. В эндоконтактах залегают микродолериты, в нижнем — с биотитом и редкими сульфидными вкрапленниками, в верхнем — порфировидные. В разрезе интрузива снизу вверх троктолит-долериты (минеральный состав в об. %): Pl(An)_{52–56} 45–50, Cpx 20–25, Ol 20, Mag 5 Bt 1–2 постепенно сменяются оливиновыми и безоливиновыми долеритами Pl(An)₅₆ 50–55, Cpx 40, Ol 0–3, Mag 5, Bt 2–3. В нижней части интрузива в основании горизонта троктолит-долеритов установлена сульфидная минерализация с размером выделений до 2 см, расположенных в 10–15 см друг от друга. Форма вкрапленников эллипсоидальная и вытянутая по напластованию, в нижней части сульфидные выделения сложены халькопиритом, в верхней — пирротинном. При ГС-200 интрузив Дегали относился к интрузиям ранне-среднетриасовой интрузивной фазы, дифференцированным

от троктолит-долеритов до кварцевых диоритов [8]. Минеральный состав кварцевых диоритов (в об. %): альбитизированный Pl 50–60, Qz 15–30, Mi 10, амфиболизированный Cpx 10–15. Местами отмечается микропегматитовая структура. В связи с присутствием сульфидной минерализации В. А. Борисов и др. (1984 г., неопубликованные данные) Дегалинскую интрузию сопоставляли с курейским комплексом.

Геохимические особенности. По соотношению SiO₂ — сумма щелочей (табл. 1) все породы соответствуют нормально щелочным базальтам с уклоном бластоофитовых и пегматоидных разностей к андезибазальтам. В *Вангской интрузии* троктолит-долериты характеризуются величиной mg# 52,3*, в долеритах и плагиодолеритах mg# 48,3–48,4. Плагиодолериты кровли силла отличаются высоким содержанием Al₂O₃, Sr, Zn, Pb, но обеднены Fe, Mg, Ti, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, REE, Y, Rb, Cs, Zr, Nb, Ta, Sc. На спайдерграммах (рис. 3, а, б) проявлены пики по K, U, Pb, Sr и отрицательная Ta-Nb аномалия. Величина Σ REE в троктолит-долеритах и долеритах одинакова (58–66 ppm) и опускается до 36 ppm в плагиодолеритах. Все породы имеют выпуклую структуру распределения HREE, что, видимо, связано с характером магматического источника. Eu-минимум отсутствует 0,93–1,14, фракционированность REE слабая и у всех пород примерно одинаковая (La/Yb)_N = 1,9–2,3.

В *интрузии Ёкче* темные брекчированные долериты (mg# 53) наиболее обеднены редкими и редкоземельными элементами (Σ REE = 51–56 ppm), содержание которых возрастает в бластоофитовых (mg# 38–54) и пегматоидных долеритах (mg# 30) (табл. 1). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, в, г) в пегматоидных долеритах, в отличие от других пород, резко проявлена отрицательная аномалия Pb и наблюдается противоположная тенденция в распределении крупноионных литофилов: Cs, Rb, Ba. Eu-минимум обычно отсутствует и появляется только в пегматоидных разностях (Eu/Eu* = 0,87), при этом возрастает фракционированность REE (величина (La/Yb)_N от 2,1–2,5 в обычных разностях до 3,8 в пегматоидных породах).

В *интрузии Переломной* габбродолериты (mg# 43) отличаются от жильных долеритов (mg# 48) положительными аномалиями Cs, Ba, Sr, но почти полностью совпадают по содержанию и характеру распределения REE (рис. 3, д, е): Σ REE ~ 80 ppm, Eu/Eu* = 0,9–1,03, (La/Yb)_N = 2,3–2,5.

В *Дегалинской интрузии* троктолит-долериты и оливиновые долериты наиболее магнезиальные (mg# = 55–60), имеют высокую концентрацию Ni 134–391 ppm и сходны между собой по содержанию и характеру распределения редких и REE (рис. 3, д, е): Σ REE ~ 49–51 ppm, Eu/Eu* = 1,06–1,2, (La/Yb)_N ~ 2,3.

* mg# = Mg/(Mg + Fe) в молекулярных количествах.

Содержания петрогенных и редких элементов в интрузивных трапах

Компоненты	Номер пробы										
	1728-2	1729	1729-1	1776	1777	1786	1786-1	1789	1790	3031	3035
	Порода										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	49,1	47,9	46,7	51,5	50,3	50,8	51,9	50,1	49,6	46,1	48,3
TiO ₂	1,23	1,11	0,89	1,96	1,41	1,47	2,80	2,01	1,88	0,99	1,0
Al ₂ O ₃	15,2	15,3	19,4	15,0	15,5	16,1	11,2	14,6	16,1	13,0	14,2
Fe ₂ O ₃	5,98	5,17	4,74	1,37	3,67	1,51	5,59	1,58	3,11	3,05	4,0
FeO	7,48	8,3	6,8	9,87	6,75	7,48	9,18	10,5	7,82	12,1	9,18
MnO	0,2	0,21	0,18	0,2	0,16	0,15	0,27	0,22	0,19	0,24	0,24
MgO	6,77	7,97	5,84	4,34	7,00	6,50	3,49	5,67	5,45	12,7	8,86
CaO	8,39	8,49	8,34	9,02	9,35	10,3	8,70	8,99	10,5	7,66	10,0
Na ₂ O	2,38	2,24	2,97	2,82	2,08	2,38	3,84	2,62	3,12	2,02	2,05
K ₂ O	0,49	0,54	0,44	0,66	0,30	0,31	0,82	0,60	0,43	0,45	0,53
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,07	0,19	0,17	0,17	0,33	0,21	0,22	0,13	0,15
п.п.п.	1,64	1,62	2,68	0,57	1,35	0,72	0,63	0,14	0,60	0,10	0,49
Сумма	99,02	98,98	99,05	97,50	98,04	97,89	98,75	97,24	99,02	98,54	99,00
Th, ppm	1,24	1,07	0,65	1,49	0,97	0,89	3,48	1,45	1,55	0,97	0,85
U	0,55	0,46	0,23	0,49	0,3	0,29	0,97	0,43	0,51	0,35	0,28
Rb	14	20,5	9,79	16,9	10,6	10,7	17,5	14,6	11,5	11,0	15,6
Cs	2,22	3,72	1,29	0,61	1,98	0,82	0,45	0,51	1,29	0,35	0,43
Ba	126	170	111	165	87,3	125	243	172	372	133	150
Sr	191	203	350	229	201	269	469	238	530	201	346
La	8,65	7,2	4,71	10	7,46	6,79	37,2	10,9	10,2	6,77	6,61
Ce	19,5	17,7	11,0	23,0	17,0	15,3	76,6	24,4	24,9	16,0	13
Pr	2,7	2,47	1,47	3,2	2,38	2,21	9,36	3,56	3,53	2,09	2,19
Nd	12,6	10,4	6,26	14,3	10,6	9,12	39,5	15,4	15,1	9,67	10,1
Sm	3,81	3,17	1,99	4,11	2,92	2,86	10,40	4,56	4,46	3,04	2,7
Eu	1,24	1,19	0,77	1,46	1,11	1,16	3,17	1,43	1,6	1,09	1,14
Gd	4,37	3,76	2,13	4,88	3,85	3,47	11,80	5,14	5,09	3,24	3,11
Tb	0,77	0,64	0,37	0,93	0,66	0,62	2,19	0,81	0,97	0,57	0,66
Dy	4,61	3,94	2,31	5,19	3,84	3,78	11,50	5,49	5,16	3,55	3,4
Ho	1,08	1	0,61	1,19	0,91	0,79	2,63	1,18	1,23	0,82	0,81
Er	3,48	2,91	1,95	3,22	2,56	2,27	7,56	3,24	3,43	1,94	2,37
Tm	0,44	0,4	0,31	0,44	0,32	0,3	1,13	0,48	0,5	0,34	0,31
Yb	2,49	2,54	1,65	3,17	2,05	2,03	6,64	3	2,98	1,96	1,97
Lu	0,4	0,33	0,26	0,44	0,33	0,31	0,96	0,44	0,41	0,3	0,28
Zr	103	86,7	57,8	112	82,2	80,9	244	125	108	77,3	71,5
Hf	2,46	2,26	1,45	3,09	2,38	2,22	6,97	3,06	3,06	2,06	1,86
Ta	0,32	0,34	0,18	0,37	0,22	0,27	0,75	0,33	0,39	0,23	0,24
Nb	4,77	4,11	2,91	5,07	3,3	3,69	11,5	5,76	6,03	3,68	3,29
Y	27,6	25,2	15,5	29,2	23,5	21,6	67,9	31,1	32,2	20,2	21
Sc	32,8	30,9	22,4	36,6	38,7	39,4	31,6	42,2	37,7	26,7	38,3
V	284	258	179	324	283	301	282	350	308	217	286
Cr	104	11	56,5	48,3	204	285	11,5	247	248	184	543
Ni	131	231	119	33,2	112	99,7	18,1	60,8	62,7	391	134
Co	51,9	58,3	40,8	39,6	51	43,9	38,2	49,7	35,3	79,6	56
Cu	143	207	79,9	59,9	193	101	165	230	65,4	106	107
Pb	1,34	2,03	3,83	2,75	2,08	5,23	< 1,0	5,88	6,21	2,23	4,48
Zn	96,6	93,6	141	87	71,4	74,5	136	134	62,9	102	109
Eu/Eu*	0,93	1,05	1,14	1,00	1,01	1,13	0,87	0,90	1,03	1,06	1,20
(La/Yb) _N	2,3	1,9	1,9	2,1	2,5	2,3	3,8	2,45	2,3	2,3	2,3
ΣREE	66,14	57,65	35,79	75,53	55,99	51,01	220,64	80,03	79,56	51,38	48,65

Примечание. Интрузии: 1–3 – Вангская, 4–7 – Ёкче, 8, 9 – Переломная, 10, 11 – Дегаги. Породы: 1 – оливиновые долериты; 2, 10 – троктолит-долериты; 3 – плагиодолериты; 4, 6 – массивные бластоофитовые долериты; 5 – брекчированные долериты; 7, 8 – пегматоидные габбродолериты; 9 – жильные долериты; 11 – оливиновые долериты.

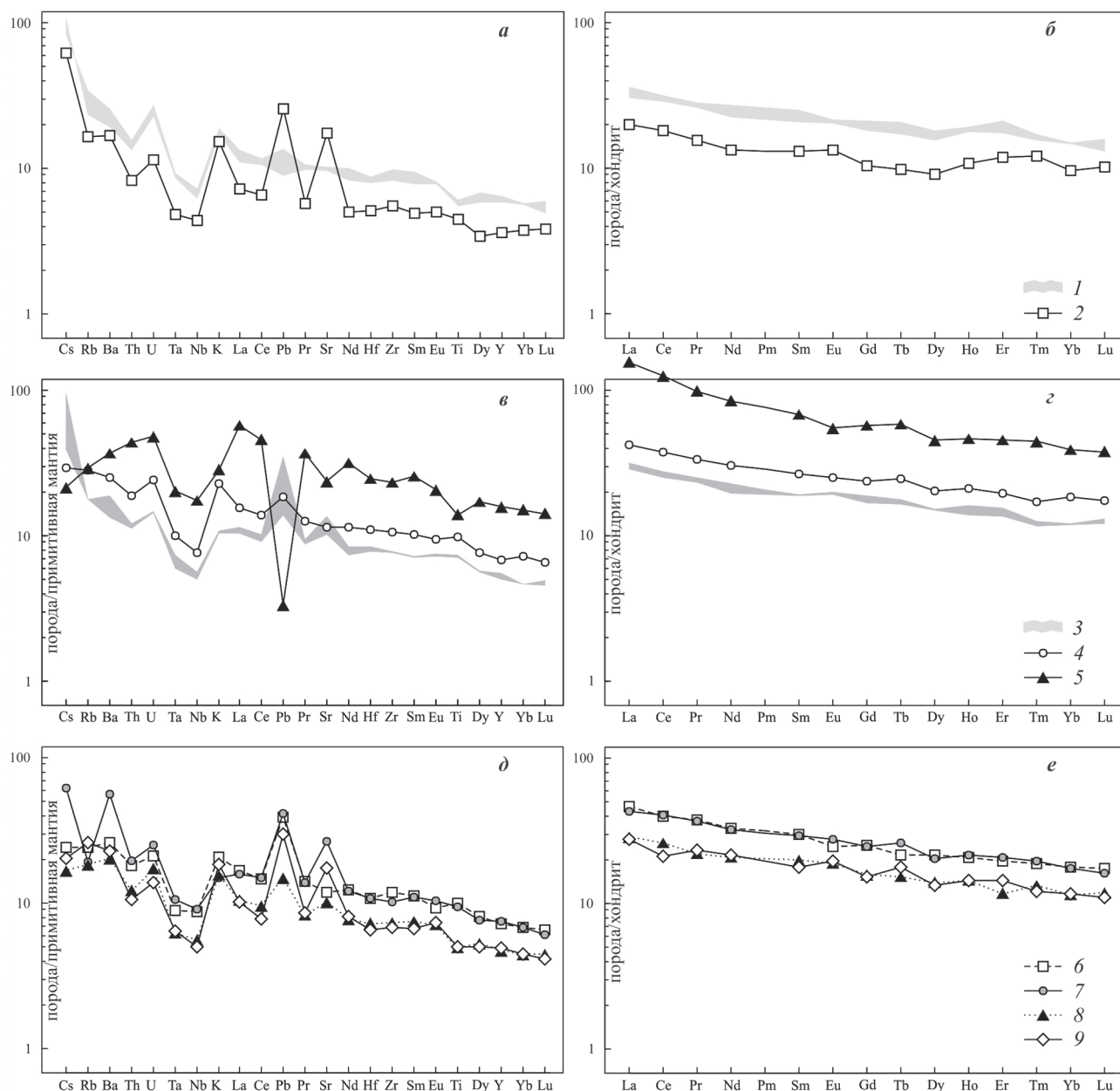


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для интрузивных траппов

а, б – Вангская интрузия: 1 – троктолит-долериты и долериты нижней и средней частей силла (пр. 1728-2, 1729), 2 – плагиодолериты кровли (пр. 1729-1); **в, г** – интрузия Ёкче: 3 – темные брекчированные долериты (пр. 1777, 1786), 4 – светлые массивные (бластоофитовые) долериты (пр. 1776), 5 – пегматоидные габбродолериты (пр. 1786-1); **д, е** – интрузии Переломная и Дегали: 6 – пегматоидные габбродолериты (пр. 1789), 7 – жильные долериты (пр. 1790); 8, 9 – интрузия Дегали: 8 – троктолит-долериты (пр. 3031), 9 – оливиновые долериты (пр. 3035). Номера проб соответствуют указанным в табл. 1. Нормирование содержаний проведено на состав примитивной мантии и хондрита по [28]

Геохимия и возраст циркона. Циркон из плагиодолеритов *Вангской интрузии* (пр. 1729-1) прозрачный и бесцветный, представлен обломками удлиненных плоских кристаллов (коэффициент удлинения (КУ) 1,6–3,6) размером 50–150 мкм, иногда с сохранившимися короткими пирамидами на концах кристаллов. В оптическом режиме хорошо видны тонкие зоны роста. Циркон по морфологии относится к высокотемпературному типу D [25]. В катодолюминесценции (CL) зерна преимущественно без свечения, часто в их

центральных частях содержатся неправильные по форме включения бадделеита (5.1, 8.1, 9.1), указывающие, что его образование предшествовало кристаллизации циркона. Иногда в центральных частях зерен (6.1, 8.1, 11.1) встречаются неправильные по форме участки с ярким свечением с грубой полосчатостью (зональностью). Они отличаются более низкими содержаниями U = 342–953, Th = 246–881 ppm, в то время как в остальных зернах U = 1187–5484, Th = 1446–9249 ppm (табл. 2). Можно полагать,

Содержание редких и редкоземельных

Компо- нент	Пр. 1729-1 – плагиодолериты, номера точек									
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1
La	11,6	0,15	0,64	0,48	0,08	0,19	0,81	0,47	0,15	0,47
Ce	522	28,3	33,9	24,8	16,6	15,8	14,7	28,6	23,8	24,7
Pr	58,8	0,88	1,75	1,24	0,27	0,39	0,99	1,05	0,46	1,56
Nd	736	16,2	35,5	15,8	4,41	5,61	12,5	13,7	7,28	25,4
Sm	707	34,6	81,4	26,1	9,39	9,46	21,2	20,7	14,6	39,5
Eu	17,3	0,70	5,33	2,88	0,32	0,45	2,47	3,12	0,49	2,83
Gd	1 508	179	396	115	46,1	55,4	98,6	91,5	77,5	155
Dy	2 001	624	1 139	377	177	195	332	280	282	434
Er	1 460	970	1 537	618	291	347	530	428	451	620
Yb	1 403	1 204	1 765	809	391	489	677	575	593	760
Lu	213	170	245	117	56,5	70,7	96,6	80,7	86,0	105
Li	0,03	0,01	0,68	0,03	0,01	0,17	0,02	0,04	0,10	0,49
P	1 000	731	1 179	420	410	360	319	515	620	424
Ca	59,8	1,01	83,0	24,8	2,00	42,3	22,4	21,7	7,52	54,4
Ti	51,7	29,0	50,8	32,4	45,0	32,2	40,6	53,0	45,6	36,8
Sr	2,65	1,36	3,76	1,43	0,70	0,83	1,33	1,12	0,87	2,31
Y	12 127	6 563	10 215	4 155	1 925	2 192	3 554	2 811	3 051	4 191
Nb	122	30,0	43,5	31,8	14,8	13,4	12,5	14,8	12,2	12,4
Ba	2,77	1,20	1,04	1,24	1,85	1,81	1,81	1,17	1,70	1,61
Hf	11 407	12 235	9 857	10 731	11 035	10 313	10 219	9 330	10 902	9 740
Th	733	1 899	9 041	2 755	1 446	592	881	2 607	3 868	3 788
U	982	3 300	4 476	2 357	1 187	578	953	1 660	2 503	3 208
Th/U	0,75	0,58	2,02	1,17	1,22	1,02	0,92	1,57	1,55	1,18
Eu/Eu*	0,05	0,03	0,09	0,16	0,05	0,06	0,16	0,22	0,04	0,11
Ce/Ce*	4,83	18,6	7,78	7,74	27,4	14,07	3,98	9,91	21,8	7,02
ΣREE	8 639	3 227	5 240	2 106	992	1 189	1 787	1 523	1 538	2 168
ΣLREE	1 329	45,5	71,8	42,3	21,4	21,9	29,1	43,9	31,7	52,2
ΣHREE	6 585	3 146	5 081	2 035	961	1 157	1 735	1 455	1 491	2 073
(Lu/La) _N	176	10 725	3 706	2 333	6 730	3 570	1 145	1 665	5 493	2 165
(Lu/Gd) _N	0,09	7,68	5,00	8,26	9,92	10,3	7,93	7,14	8,97	5,48
(Sm/La) _N	97,4	363	205	86,4	186	79,4	41,8	71,0	155	135
T(Ti), °C	912	847	910	859	896	858	884	915	897	873

Компонент	Пр. 1786-1 – пегматоидные габбродолериты, номера точек									
	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1	1.1	2.1
La	2,22	2,68	1,04	1,45	1,90	5,00	0,49	0,39	0,22	0,22
Ce	153	42,5	37,9	337	98,6	295	296	24,6	138	162
Pr	3,14	3,16	1,20	4,39	2,93	5,61	2,37	0,49	1,37	1,32
Nd	30,1	25,4	12,4	65,0	29,2	68,1	34,7	4,69	25,0	24,2
Sm	37,3	19,6	17,2	122	28,7	110	63,7	5,56	54,5	51,2
Eu	7,86	5,33	3,12	5,27	6,23	6,25	2,78	0,61	2,55	2,18
Gd	170	65,7	79,4	632	116	567	329	28,9	300	305
Dy	671	260	338	2 439	433	2 132	1 350	150	1 149	1 358
Er	1 278	488	657	4 099	814	3 562	2 736	329	1 673	2 473
Yb	1 744	639	893	5 231	1 128	4 657	4 252	527	1 939	3 575
Lu	216	83,2	115	656	148	577	550	71,9	247	483
Li	0,64	0,08	0,11	0,67	0,76	0,86	0,16	0,03	0,10	0,17
P	764	212	557	2 234	381	2977	815	175	1230	2278
Ca	165	233	62,0	86,7	250	323	4,03	27,8	0,77	1,06
Ti	28,7	13,6	8,59	18,5	23,6	49,6	30,8	8,62	13,7	10,5
Sr	10,1	8,01	2,14	7,02	14,4	12,5	2,78	1,65	1,61	2,71
Y	8 022	3 147	4 326	28 570	5 483	23 634	17 311	2 136	12 138	16 641
Nb	20,6	8,27	10,4	18,5	10,1	188	37,1	8,07	25,0	22,1
Ba	3,19	6,36	2,48	4,79	4,84	6,29	2,91	1,84	1,99	2,78
Hf	7 575	8 747	8 055	8 155	8 914	12 041	10 126	9 521	11 884	10 934
Th	5 499	1 401	1 054	4 161	1 911	13 913	6 228	911	3 624	6 401
U	3 137	1 269	947	2 904	1 527	5 004	3 309	1 151	2 438	2 188
Th/U	1,75	1,10	1,11	1,43	1,25	2,78	1,88	0,79	1,49	2,93
Eu/Eu*	0,30	0,45	0,26	0,06	0,33	0,08	0,06	0,15	0,06	0,05
Ce/Ce*	14,0	3,53	8,23	32,4	10,1	13,5	66,6	13,7	60,8	73,2
ΣREE	4 313	1 635	2 155	13 592	2 806	11 985	9 617	1 143	5 530	8 435
ΣLREE	188	73,7	52,4	408	133	374	334	30,1	1 65	187
ΣHREE	4 079	1 536	2 082	1 3057	2 639	1 1495	9 217	1 107	5 308	8 194
(Lu/La) _N	939	299	1 068	4 363	748,7	1 113	10 813	1 799	10 715	21 462
(Lu/Gd) _N	10,3	10,2	11,7	8,40	10,3	8,24	13,5	20,2	6,65	12,8
(Sm/La) _N	26,9	11,7	26,6	134	24,2	35,2	208	23,1	393	378
T(Ti), °C	846	771	730	801	825	907	853	730	771	747

Примечание. Номера точек соответствуют показанным на рис. 5. T(Ti), °C – температура кристаллизации циркона по [29].

элементов (ppm) в цирконе

				Пр. 1786-1 – пегматоидные габбродолериты, номера точек							
	11.1	12.1	13.1	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1
	0,07	1,71	2,52	2,35	0,87	1,13	1,97	0,86	3,74	1,16	5,31
	7,7	74,5	54,7	42,8	126	148	137	113	109	36,9	196
	0,35	2,70	3,77	3,26	2,22	1,88	3,26	1,92	3,85	0,83	5,32
	6,28	34,1	38,3	25,5	30,2	22,9	35,2	25,2	39,6	8,72	56,7
	14,6	47,5	40,2	14,1	45,1	38,1	44,4	36,3	41,7	14,6	66,7
	1,20	6,14	5,30	7,63	3,25	4,39	7,63	3,38	6,57	0,87	27,3
	72,7	196	144	47,0	234	195	204	172	196	76,4	315
	259	567	407	179	917	749	805	717	810	324	1 231
	429	795	608	361	1 697	1 414	1 486	1 265	1 682	663	2 616
	561	963	786	585	2 169	1 902	2 055	1 682	2 498	897	4 476
	79	132	105	79,4	274	241	260	217	334	118	636
	0,20	1,23	0,95	0,14	0,22	0,30	0,93	0,20	1,45	0,08	3,72
	338	715	269	243	755	607	594	503	546	382	2 683
	10,4	276	368	77,2	43,8	52,0	108	34,2	195	1 635	3 649
	43,1	68,2	30,7	20,9	12,0	21,1	21,4	14,2	18,9	12,8	181
	0,95	14,5	27,7	2,35	2,90	3,10	7,52	3,08	15,1	12,2	32,6
	2 708	5 479	4 162	2 365	10 870	8 997	9 522	8 351	10 564	4 254	17 100
	18,0	17,6	7,89	13,9	10,7	17,3	17,7	9,20	12,8	8,11	61,6
	1,02	3,98	2,18	2,72	1,95	2,55	2,71	2,30	3,87	2,12	26,4
	11 487	9 484	9 824	10 343	10 525	10 570	9 740	11 210	10 021	9 237	11 436
	246	9 249	4 401	585	3 198	7 713	6 029	1 984	4 810	2 242	6 569
	342	5 035	5 484	741	2 342	5 032	4 151	1 945	2 887	1 694	2 425
	0,72	1,84	0,80	0,79	1,37	1,53	1,45	1,02	1,67	1,32	2,71
	0,11	0,19	0,21	0,90	0,10	0,16	0,24	0,13	0,22	0,08	0,57
	12,2	8,40	4,29	3,7	21,87	24,51	13,1	21,4	6,94	9,06	8,92
	1 430	2 820	2 195	1 347	5 499	4 717	5 041	4 234	5 726	2 141	9 632
	14,3	113	99,3	73,8	159	174	177	141	156	47,6	263
	1 400	2 654	2 050	1 251	5 291	4 501	4 811	4 053	5 522	2 078	9 274
	11 533	743	401	326	3 024	2 048	1 271	2 431	863	980	1 154
	8,79	5,43	5,89	13,7	9,46	10,0	10,3	10,2	13,8	12,5	16,3
	355	44,6	25,5	9,59	82,7	53,8	36,0	67,70	17,9	20,1	20,1
	891	946	853	813	759	813	815	775	803	765	1085

Окончание табл. 2

Пр. 3031 – троктолит-долериты, номера точек												
	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1
	0,38	0,90	0,97	0,46	0,30	0,30	0,24	0,14	0,37	0,29	2,19	0,44
	150	177	63,2	226	31,3	233	44,1	62,5	167	57,2	76,7	291
	0,89	1,03	0,69	1,32	0,52	0,81	0,50	0,51	1,17	0,61	0,90	2,32
	12,8	16,5	8,98	19,5	6,89	14,9	7,38	8,77	20,4	9,54	9,65	38,4
	27,6	34,7	18,7	40,6	16,1	38,0	16,8	20,2	46,7	19,9	13,9	89,3
	4,63	4,19	1,14	3,42	2,47	1,56	1,56	0,77	1,88	1,77	2,19	4,82
	173	227	113	242	106	226	115	135	254	126	88,7	514
	754	1 017	528	1 039	483	940	573	643	1 041	615	375	1 894
	1 521	1 779	1 055	1 999	963	1 679	1 109	1 302	1 893	1 326	810	3 336
	2 460	2 702	1 621	3 092	1 457	2 398	1 645	2 042	2 843	2 174	1 420	4 649
	360	385	232	442	205	312	229	288	392	309	225	601
	0,24	0,36	0,22	0,65	0,33	0,26	0,11	0,09	0,23	0,21	1,01	0,19
	1151	1532	954	1 766	568	1 597	817	1 076	1 722	1 020	730	2 721
	20,0	53,4	136,8	57,2	40,4	21,6	11,9	1,03	18,7	17,9	57,3	3,39
	7,04	6,29	9,63	8,40	13,7	26,5	11,1	9,78	11,6	11,5	9,74	15,9
	2,35	3,00	1,74	3,40	1,61	2,28	1,55	1,70	2,41	1,91	1,81	3,31
	10 299	12 538	6 690	14 698	5 906	10 592	7 141	8 130	13 340	7 783	6 075	22 886
	12,8	25,2	16,2	13,1	8,64	72,1	12,4	13,6	22,8	16,0	11,0	20,6
	2,42	3,01	2,63	3,21	1,65	3,18	1,61	1,70	2,27	2,26	1,88	1,76
	12 074	13 557	12 219	12 900	8 889	11 338	9 592	13 313	13 055	12 621	12 612	12 553
	1 589	3 079	2 596	4 480	1 275	8 527	2 178	2 792	4 007	3 175	1 133	8 276
	782	1 021	1 294	1 099	1 135	4 104	1 462	1 300	1 441	1 488	443	3 748
	2,03	3,01	2,01	4,08	1,12	2,08	1,49	2,15	2,78	2,13	2,56	2,21
	0,20	0,14	0,08	0,11	0,18	0,05	0,11	0,04	0,05	0,11	0,19	0,07
	62,9	44,4	18,7	70,1	19,0	114	30,9	56,9	61,4	32,8	13,2	70,0
	5 464	6 343	3 644	7 106	3 272	5 844	3 742	4 503	6 660	4 639	3 024	11 420
	164	195	73,8	248	39,0	249	52,2	71,9	189	67,7	89,5	333
	5 268	6 109	3 550	6 814	3 214	5 555	3 672	4 410	6 422	4 550	2 918	10 993
	9 228	4 122	2 316	9 251	6 519	9 960	9 216	20 035	10 144	10 190	991	13 238
	16,8	13,7	16,6	14,8	15,7	11,2	16,1	17,3	12,5	19,9	20,5	9,46
	117	61,8	30,9	141	84,8	201	112	233	201	109	10,2	327
	713	704	740	728	771	837	752	741	756	755	741	786

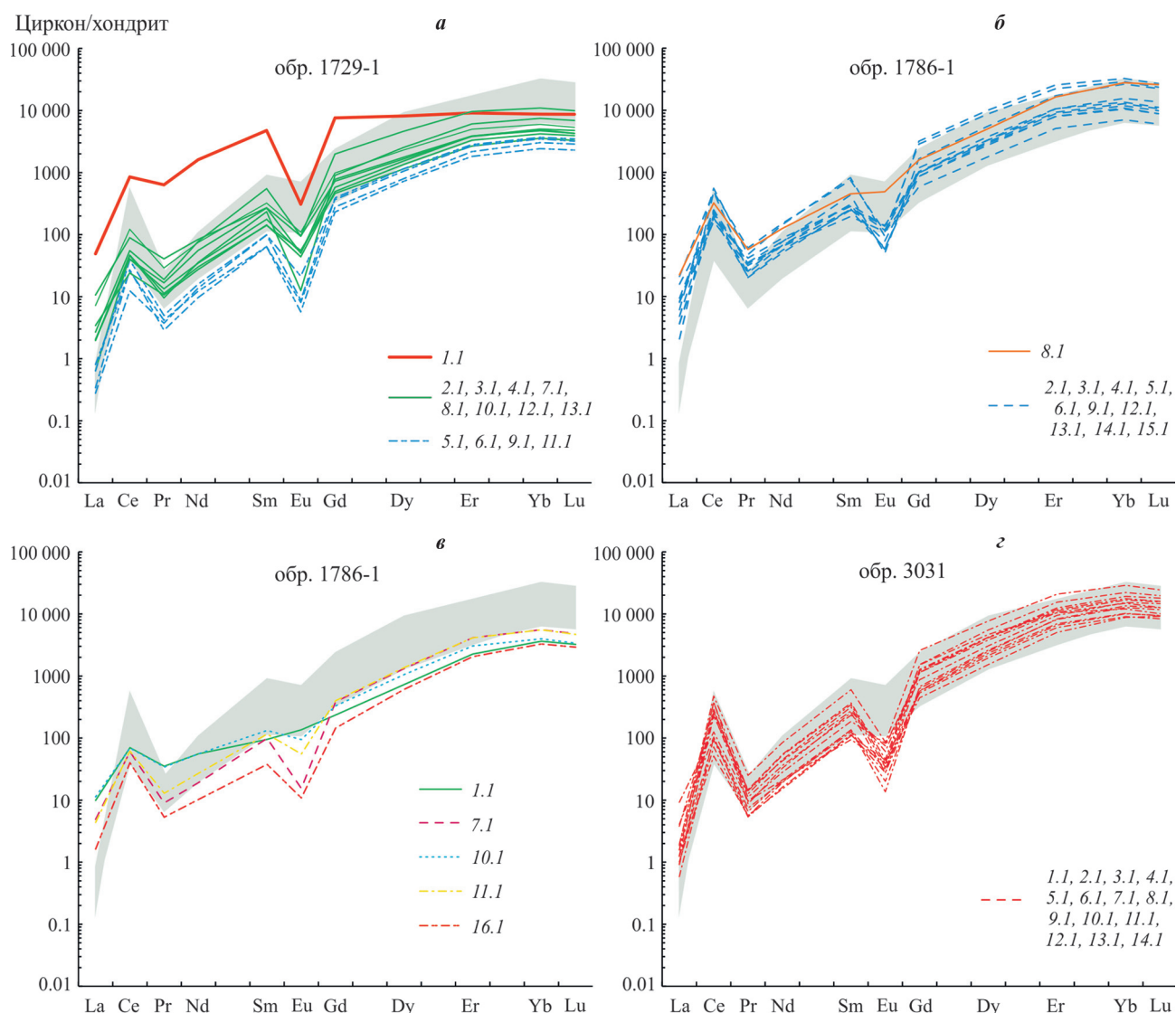


Рис. 4. Диаграммы распределения REE в цирконе

a – плагиодолериты Вангской интрузии (пр. 1729-1); *б, в* – пегматоидные габродолериты интрузии Ёкче (пр. 1786-1); *г* – троктолит-долериты интрузии Дегали (пр. 3031). Номера спектров соответствуют номерам анализов в табл. 2. Зеленоватое поле на всех диаграммах – состав циркона из основных пород Хараелахского массива в Норильском районе [24]. Нормирование содержаний проведено на состав хондрита по [28]

что кристаллизация более позднего циркона происходила в остаточном расплаве, более обогащенном Th, U, REE. Отношение Th/U варьирует в диапазоне 0,58–2,02. По содержанию U и Th изученный циркон сопоставим с цирконом из норильских интрузий, в которых концентрация урана 1000–6000 ppm, а отношение Th/U 1,5–4,5 [5]. Отмечаются повышенные содержания P 319–1179 и Y 1925–12127 ppm, возможно связанные с микровключениями ксенотима.

Проведено сопоставление полученных анализов (рис. 4) с цирконом из Хараелахского массива Норильского района по содержанию и характеру распределения REE [23]. В цирконе из Вангской интрузии величина ΣREE находится в диапазоне 1787–5240 ppm, однако в пяти зернах (анализы 5.1, 6.1, 8.1, 9.1, 11.1) отмечается более низкое содержание REE ($\Sigma\text{REE} = 992\text{--}1538$ ppm). Характер распределения REE соответствует типичному

спектру распределения нормированных к хондриту концентраций REE в цирконе магматического генезиса. Такой циркон характеризуется крутым подъемом линии распределения от La к Lu с положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. Отклонения от стандартного распределения REE в цирконе свидетельствуют об изменениях в среде кристаллизации и могут быть использованы для расшифровки условий роста циркона. В зерне с анализом 1.1 аномально высокая величина $\Sigma\text{REE} = 8639$ ppm сопровождается высокими содержаниями Y и Nb. Это зерно наиболее обогащено легкими лантаноидами $\Sigma\text{LREE} = 1329$ ppm, в то время как в 12 других зернах среднее значение $\Sigma\text{LREE} = 48,9$ ppm. Кроме того, в зерне с анализом 1.1 отмечается снижение величины Ce/Ce* до 4,8. Обогащение LREE с уменьшением Ce-аномалии характерно для гидротермального циркона [20], поэтому можно полагать, что

кристаллизация этого зерна происходила в условиях обогащения расплава водным флюидом.

Для нормального магматического циркона обычно величина отношения $(Yb/Gd)_N = 23$ [18]. В изученном цирконе отмечается более плоская структура распределения HREE. В цирконе с точкой 1.1 величина отношения $(Yb/Gd)_N = 1,15$, в остальных — в среднем 8,2. Низкие величины $(Yb/Gd)_N = 7,2–9,7$ отмечались для мантийных пород, в частности для кимберлитового циркона [19]. Возможно, это результат плавления базальтового источника на большой глубине в области стабильности граната, когда происходило деплетирование расплава Gd, накапливающегося в реститовом гранате.

В большинстве случаев отмечается типичная для магматического циркона континентальных обстановок величина отношения $(Sm/La)_N \sim 60–550$ [18], однако в зернах с анализами 12.1 и 13.1 со слабопроявленными Eu-минимумами величина $(Sm/La)_N = 26–45$, что несколько ниже типовой в результате обогащения расплава La 1,71–2,52 ppm.

Отчетливо проявлена обратная корреляция Hf и Ti, указывающая на фракционирование расплава [18]. Зерна с минимальным содержанием Hf 9330–9857 ppm имеют наиболее высокие концентрации Ti 36,8–68,2 ppm и, как следствие, (T_{Ti}^{Zir}) [29] в основном > 900 °C. Зерна с высокой концентрацией Hf 11035–12235 ppm (анализы 1.1, 2.1, 5.1, 11.1) содержат меньше титана, что соответствует $T_{Ti}^{Zir} = 847–912$ °C, то есть эти зерна кристаллизовались в более эволюционированном низкотемпературном расплаве с низким содержанием Ti, Th, U и Li (табл. 2). По результатам датирования 13 зерен циркона из Вангской интрузии (табл. 3, рис. 5), конкордантное значение возраста составило 248 ± 2 млн лет при низкой величине СКВО и высокой степени конкордантности, что указывает на высокую надежность полученного результата. Полученное значение возраста рассматривается как результат кристаллизации Вангской интрузии в раннем триасе.

Циркон из пегматоидных габбродолеритов в *интрузии Ёкче* (пр. 1786–1 на рис. 5) прозрачный бесцветный, зерна изометрические и удлиненно-призматические уплощенные размером 50–200 мкм, КУ = 1–7. В CL циркон почти черный с пятнистой зональностью, в центральных частях зерен — метамиктный. Он часто содержит остроугольные включения, окруженные светлыми иногда яркими в CL оторочками. В ряде случаев тонкое яркое свечение проявлено вдоль ограничений кристаллов. Низкие содержания Th 585–911 ppm в точках 1.1 и 16.1 дают низкие отношение Th/U 0,79, остальные 14 анализов показали среднее содержание Th 4765, U 2755 ppm, отношение Th/U = 1,73. Значительно варьирует Eu-минимум $Eu/Eu^* = 0,06–0,33$. Иногда он уменьшается до 0,45–0,90 и одновременно уменьшается Ce-аномалия, что указывает на кристаллизацию этого циркона в более восстановительных условиях, чем остальных, или его

рост происходил до кристаллизации плагиоклаза в расплаве. Возможно, это циркон наиболее раннего этапа кристаллизации.

В ряде анализов наблюдаются повышенное содержание Ca 108–3649 ppm и высокие концентрации P, достигающие 2977 ppm, коррелирующие с высоким содержанием Y 23634 ppm, что, вероятно, связано с микровключениями кальцита и ксенотима в цирконе.

По величине $\Sigma REE = 2806–11985$ и характеру распределения основная часть циркона сопоставима с цирконом из Харелахского массива Норильского района. Однако выделяется группа из 5 зерен (рис. 4, в) с более низкой величиной $\Sigma REE = 1143–2155$ ppm. При этом отсутствует обогащение LREE с уменьшением Ce-аномалии, характерное для гидротермального циркона [20]. Наоборот, наиболее низкие отношения $Ce/Ce^* = 3,5–9,1$ фиксируются при $\Sigma LREE = 47,6–73,7$ ppm, в то время как при отношениях $Ce/Ce^* = 10,1–66,6$ величина $\Sigma LREE = 133–408$ ppm. Увеличение Ce-аномалии указывает на усиление окислительных условий, то есть в более окислительных условиях увеличивается концентрация LREE.

Величина $(Yb/Gd)_N = 10,2–22,6$, среднее 13,8, что заметно выше, чем в цирконе Вангской интрузии, но все равно ниже, чем в типовом магматическом цирконе [18]. Величина T_{Ti}^{Zir} колеблется от 730 до 1085 °C, но если исключить крайние значения, то в среднем составляет 811 °C, т. е. существенно ниже, чем в цирконе Вангской интрузии. Низкие концентрации Ti коррелируются с низким содержанием Hf, что указывает на отсутствие фракционирования расплава.

По результатам датирования 16 зерен циркона из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче конкордантный возраст составил 241 ± 2 млн лет (табл. 3, рис. 5), что соответствует среднему триасу. Полученное значение возраста характеризуется низким СКВО 0,021 и высокой степенью конкордантности 0,89, что свидетельствует о его надежности.

Циркон из жильных долеритов *интрузии Переломной* (пр. 1790 на рис. 5) представлен идиоморфными прозрачными кристаллами и их обломками бледно-желтого цвета. Длина зерен 50–150 мкм, коэффициент удлинения 1–4. В CL зерна обладают слабым свечением, у некоторых кристаллов центральные части яркие (зерна с анализами 7.1, 4.1, 5.1). Циркон характеризуется высоким содержанием U 1057–5070, Th 2064–11891 ppm и отношением Th/U = 1,73–3,56, что свойственно циркону из основных пород. По результатам U-Pb датирования восьми зерен (табл. 3) получен конкордантный возраст 230 ± 3 млн лет (рис. 5), соответствующий позднему триасу. Он рассматривается как время кристаллизации расплава в жилах долеритов в интрузии Переломной. Учитывая, что жилы долеритов по геохимии не отличаются от вмещающих долеритов, поздне триасовый возраст может быть принят для интрузии Переломной в целом.

Таблица 3

Результаты U-Pb анализов (SHRIMP II) циркона из интрузивных трапсов

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	D, %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$ %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Rho
Пр. 1729-1 – плагиодолериты																
1.1	0,13	624	462	0,76	21,2	250 $\pm$ 5	234 $\pm$ 44	-7	25,3	2,0	0,051	1,9	0,28	2,7	0,040	2,0
2.1	0,23	2 232	1 731	0,80	76,2	251 $\pm$ 4	276 $\pm$ 25	+9	25,2	1,6	0,052	1,1	0,28	2,0	0,040	1,6
3.1	0,01	3 467	9 443	2,81	118	251 $\pm$ 3	263 $\pm$ 16	+5	25,2	1,3	0,051	0,7	0,28	1,4	0,040	1,3
4.1	—	2 087	3 696	1,83	69	243 $\pm$ 3	273 $\pm$ 24	+11	26,0	1,1	0,052	1,0	0,27	1,5	0,038	1,1
5.1	—	765	1 219	1,65	25,4	244 $\pm$ 3	239 $\pm$ 35	-2	25,9	1,1	0,051	1,5	0,27	1,8	0,039	1,1
6.1	—	274	306	1,15	9,24	248 $\pm$ 3	281 $\pm$ 60	+12	25,5	1,1	0,052	2,6	0,28	2,8	0,039	1,1
7.1	0,32	671	813	1,25	22	242 $\pm$ 3	246 $\pm$ 49	+2	26,2	1,1	0,051	2,1	0,27	2,4	0,038	1,1
8.1	0,10	749	1 402	1,93	25	245 $\pm$ 6	207 $\pm$ 39	-19	25,8	2,4	0,050	1,7	0,27	2,9	0,039	2,4
9.1	0,06	1 909	4 227	2,29	63,9	246 $\pm$ 3	218 $\pm$ 23	-13	25,7	1,4	0,051	1,0	0,27	1,7	0,039	1,4
10.1	0,16	2 351	3 660	1,61	79,9	250 $\pm$ 2	208 $\pm$ 22	-21	25,3	1,0	0,050	1,0	0,27	1,4	0,040	1,0
11.1	—	161	151	0,97	5,52	252 $\pm$ 3	348 $\pm$ 110	+28	25,1	1,3	0,053	4,9	0,29	5,0	0,040	1,3
12.1	0,12	4 476	11 654	2,69	151	248 $\pm$ 3	266 $\pm$ 15	+7	25,5	1,3	0,052	0,7	0,28	1,5	0,039	1,3
13.1	0,02	3 955	3 083	0,81	134	249 $\pm$ 2	231 $\pm$ 14	-8	25,4	1,0	0,051	0,6	0,28	1,2	0,039	1,0
Пр. 1786-1 – пегматоидные габродолериты																
1.1	0,06	291	200	0,71	9,48	240 $\pm$ 3	362 $\pm$ 53	34	26,4	1,4	0,054	2,3	0,28	2,7	0,038	1,4
2.1	0,31	1 734	3 121	1,86	57,2	243 $\pm$ 2	189 $\pm$ 31	-29	26,0	1,0	0,050	1,3	0,26	1,7	0,038	1,0
3.1	0,09	4 640	9 592	2,14	155	246 $\pm$ 2	259 $\pm$ 15	5	25,7	1,0	0,051	0,6	0,28	1,2	0,039	1,0
4.1	0,03	4 832	9 772	2,09	159	242 $\pm$ 2	227 $\pm$ 14	-7	26,2	1,0	0,051	0,6	0,27	1,2	0,038	1,0
5.1	0,05	1 146	1 444	1,30	37,2	236 $\pm$ 2	244 $\pm$ 29	2	26,5	1,0	0,051	1,3	0,27	1,6	0,038	1,0
6.1	—	2 900	5 985	2,13	93,3	237 $\pm$ 2	256 $\pm$ 17	8	26,7	1,0	0,051	0,7	0,27	1,2	0,037	1,0
7.1	—	1 395	2 120	1,57	44,9	237 $\pm$ 2	244 $\pm$ 24	3	26,7	1,0	0,051	1,1	0,26	1,4	0,037	1,0
8.1	0,18	1 431	6 481	4,68	46,2	238 $\pm$ 3	199 $\pm$ 30	-20	26,6	1,4	0,050	1,3	0,26	1,9	0,038	1,4
9.1	0,26	1 573	3 079	2,02	51,1	239 $\pm$ 3	218 $\pm$ 31	-10	26,4	1,3	0,051	1,3	0,26	1,8	0,038	1,3
10.1	0,92	546	840	1,59	17,7	239 $\pm$ 2	174 $\pm$ 80	-38	26,5	1,1	0,050	3,4	0,26	3,6	0,038	1,1
11.1	0,19	359	442	1,27	11,5	237 $\pm$ 3	279 $\pm$ 55	16	26,7	1,1	0,052	2,4	0,27	2,7	0,037	1,1
12.1	—	2 357	4 551	1,99	77,1	241 $\pm$ 2	272 $\pm$ 19	12	26,3	1,0	0,052	0,8	0,27	1,3	0,038	1,0
13.1	0,66	799	1 157	1,50	26,2	242 $\pm$ 3	230 $\pm$ 62	-5	26,1	1,2	0,051	2,7	0,27	2,9	0,038	1,2
14.1	—	4 278	14 333	3,46	143	246 $\pm$ 2	249 $\pm$ 14	1	25,7	1,0	0,051	0,6	0,27	1,2	0,039	1,0
15.1	0,10	2 763	7 744	2,90	91,0	243 $\pm$ 3	199 $\pm$ 20	-22	26,1	1,3	0,050	0,9	0,26	1,6	0,038	1,3
16.1	—	854	920	1,11	27,4	237 $\pm$ 2	259 $\pm$ 39	9	26,7	1,0	0,051	1,7	0,27	2,0	0,037	1,0
Пр. 1790 – долериты																
1.1	0,02	3 635	10 927	3,11	115	232 $\pm$ 3	252 $\pm$ 26	9	27,3	1,5	0,05125	1,2	0,2592	1,9	0,037	1,5
2.1	0,00	2 014	3 628	1,86	64	234 $\pm$ 4	214 $\pm$ 34	-9	27,1	1,6	0,0504	1,4	0,2569	2,1	0,037	1,6
3.1	2,42	3 191	9 318	3,02	102	229 $\pm$ 4	250 $\pm$ 310	9	27,6	1,7	0,0512	1,3	0,256	14	0,036	1,7
4.1	0,15	1 274	3 378	2,74	39,4	228 $\pm$ 4	207 $\pm$ 52	-9	27,8	1,6	0,0503	2,2	0,249	2,7	0,036	1,6
5.1	0,10	1 057	2 064	2,02	33,6	234 $\pm$ 4	223 $\pm$ 52	-5	27,1	1,6	0,0506	2,3	0,2577	2,8	0,037	1,6
6.1	0,00	5 070	8 474	1,73	160	232 $\pm$ 3	205 $\pm$ 25	-12	27,2	1,5	0,05022	0,9	0,2543	1,8	0,037	1,5

7.1	0,00	3 450	11 891	3,56	106	227 ± 3	221 ± 26	-2	27,9	1,5	0,05057	1,1	0,25	1,9	0,036	1,5	0,8
7.2	0,00	1 652	4 444	2,78	51	227 ± 4	205 ± 39	-10	27,9	1,6	0,05021	1,7	0,2486	2,3	0,036	1,6	0,7
Пр. 3031 – троктолит-долериты																	
1.1	0,11	1 837	3 626	2,04	58,9	236 ± 2	187	-27	26,8	1,0	0,0498	1,1	0,26	1,5	0,037	1,0	0,7
2.1	0,08	1 682	7 021	4,31	53,8	235 ± 3	193	-22	26,9	1,5	0,0500	1,1	0,26	1,9	0,037	1,5	0,8
3.1	0,14	654	1 969	3,11	20,7	233 ± 2	185	-26	27,2	1,1	0,0498	1,9	0,25	2,2	0,037	1,1	0,5
4.1	0,08	498	1 671	3,46	15,8	234 ± 2	251	+7	27,1	1,1	0,0512	3,5	0,26	3,7	0,037	1,1	0,3
5.1	0,09	827	2 787	3,48	26,6	237 ± 2	282	+16	26,7	1,0	0,0519	1,8	0,27	2,1	0,037	1,0	0,5
6.1	0,22	816	4 621	5,85	26,5	239 ± 4	289	+17	26,4	1,7	0,0521	1,9	0,27	2,5	0,038	1,7	0,7
7.1	0,35	790	1 217	1,59	25,2	235 ± 3	150	-58	26,9	1,5	0,0490	2,1	0,25	2,6	0,037	1,5	0,6
8.1	0,00	2 977	7 828	2,72	94,4	234 ± 2	256	+9	27,1	1,0	0,0513	0,7	0,26	1,2	0,037	1,0	0,8
9.1	0,07	855	1 639	1,98	26,9	232 ± 2	272	+15	27,3	1,0	0,0517	1,5	0,26	1,8	0,037	1,0	0,6
10.1	—	990	2 976	3,11	31,4	233 ± 2	277	+16	27,1	1,0	0,0518	1,7	0,26	2,0	0,037	1,0	0,5
11.1	0,19	1 086	4 168	3,96	34,9	237 ± 4	198	-20	26,8	1,7	0,0501	1,5	0,26	2,3	0,037	1,7	0,8
12.1	—	1 405	4 402	3,24	45,2	237 ± 3	240	+1	26,7	1,4	0,0510	1,4	0,26	2,0	0,037	1,4	0,7
13.1	4,76	208	665	3,30	6,64	235 ± 3	104	-128	26,9	1,4	0,0481	17,6	0,25	17,6	0,037	1,4	0,1
14.1	0,03	3 393	10 416	3,17	110	240 ± 2	244	+2	26,4	1,0	0,0511	0,7	0,27	1,2	0,038	1,0	0,8

Примечание. Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0,36 %. (I) – коррекция по ²⁰⁴Pb. D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов – на уровне 2σ.

Циркон из троктолит-долеритов *интрузии Дегали* (пр. 3031 на рис. 5) представлен идиоморфными бесцветными прозрачными кристаллами и их обломками, по удлинению достигающими 100–180 мкм, КУ 1,5–3. В CL циркон темный или слабого свечения, заметна слабовыраженная грубая концентрическая зональность в зернах с анализами 2.1, 7.1, 9.1, 10.1. Внутри зерен с анализами 2.1 и 6.1 содержатся черные участки, окруженные границей с ярким свечением. Наблюдаются относительно высокие и ровные содержания U 1710 и Th 3795 ppm, пониженные в сером цирконе (анализы 3.1 и 13.1). Высокая средняя величина отношения Th/U = 2,29 характерна для циркона из основных пород. Преобладает высокое содержание Hf, среднее по 12 анализам 12422 ppm. Низкое содержание Hf 8889–9592 ppm в зернах с анализами 7.1 и 9.1 сочетается с пониженным отношением Th/U = 1,12–1,49. Высокие концентрации P 568–2721 ppm коррелируются с высоким содержанием Y 5906–22886 ppm, видимо, в цирконе присутствуют микровключения ксенотима.

Спайдерграммы циркона интрузии Дегали (рис. 4, з) совпадают с полем циркона из Хараеласского массива, но при этом имеют более глубокий Eu-минимум (Eu/Eu* = 0,04–0,20) и значительные колебания ΣREE = 3024–11420 ppm. Средняя величина (Yb/Gd)_N = 15,8 немного выше, чем в остальных пробах. Температура кристаллизации циркона (T_п^{Zir} в диапазоне 704–837 °C, среднее 753 °C) наиболее низкая по сравнению с остальными изученными цирконами. Конкордантный U-Pb возраст циркона по 14 анализам составил 235 ± 1 млн лет (рис. 5). Он имеет очень низкое СКВО и высокую степень конкордантности, что позволяет с уверенностью говорить о позднетриасовом возрасте кристаллизации пород интрузии Дегали.

Изотопный состав Sr и Nd в породах в разной степени обогащен радиогенными изотопами. Величина отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (табл. 4) во всех породах превышает хондритовое значение 0,16, что делает невозможным определить Nd-модельный возраст протолитов пород. Расчет величин ε_{Nd}(T) и ε_{Sr}(T) на возраст установленного в них циркона показывает, что значения ε_{Nd}(T) варьируют от -0,4 до +1,9 и примерно соответствуют среднему составу Земли. Вариации величин ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,706177–0,708470 вполне сопоставимы с низкокальциевыми толеитами Сибирской платформы (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,705–0,707) [1]. Характерна обогащенность пород радиогенным стронцием, особенно пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (ε_{Sr}(T) = 55), что может объясняться присутствием в составе магм корового компонента.

Lu-Hf система изучена только в 11 зернах циркона, так как в большинстве случаев размер зерен оказался меньше диаметра лазерного пучка (50–70 мкм), используемого при лазерной абляции (LA ICPMS). Подходящие по размеру зерна циркона были проанализированы

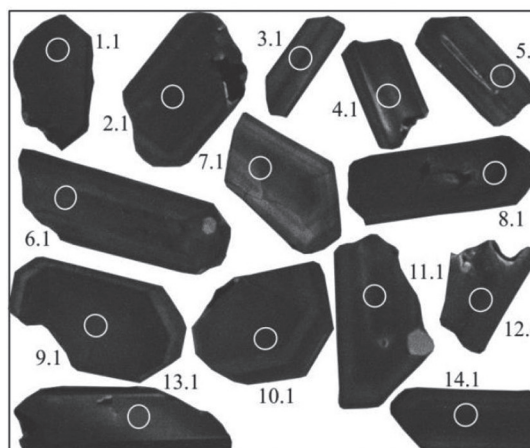
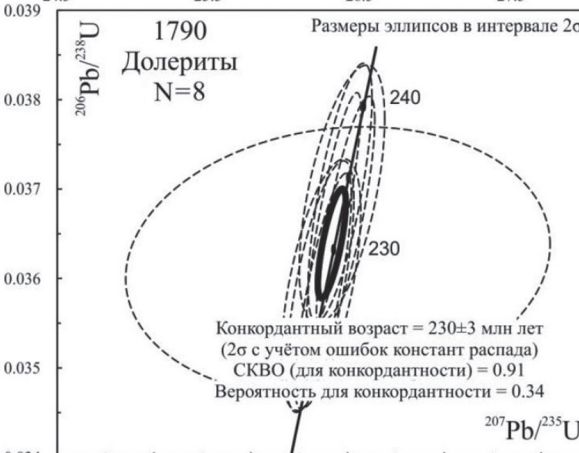
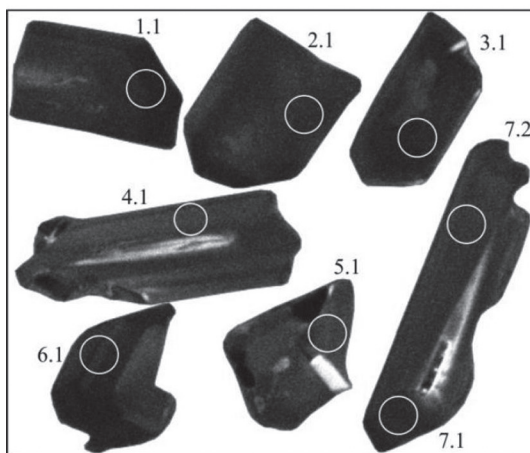
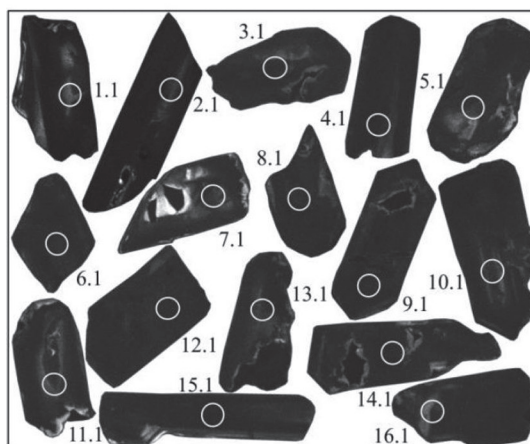
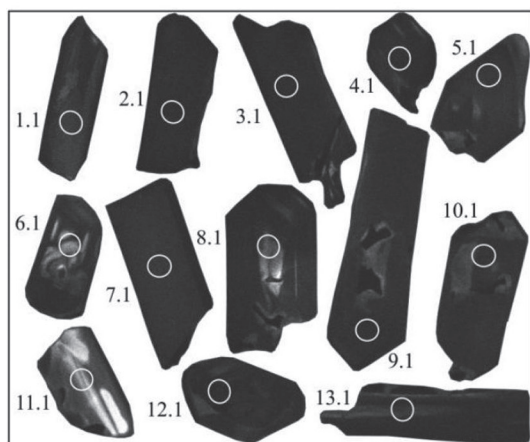


Таблица 4

Изотопный состав Nd и Sr

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
1729-1	248	2,04	7,07	0,1746	0,512701	1,9	9,998	350,0	0,0826	0,706919	34,3
1786-1	241	9,98	33,59	0,1795	0,512588	-0,4	17,34	456,1	0,1099	0,708470	55,0
1789	230	4,79	17,04	0,1700	0,512605	-0,6	15,20	238,1	0,1845	0,706191	19,24
3031	235	2,85	10,23	0,1685	0,512617	0,4	10,98	197,5	0,1607	0,706177	20,1

Примечание. Номера проб в таблице соответствуют номерам проб на рис. 1 и в табл. 1.

Таблица 5

Изотопный Lu-Hf состав циркона

Номера точек анализа	T, млн лет (по данным SHRIMP II)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm \sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$
1786-1_3.1	246	0,1371	0,008913	0,282922	0,000100	9,3	3,5
1786-1_4.1	227	0,1721	0,013816	0,283659	0,000144	34,3	5,0
1786-1_5.1	239	0,0985	0,005983	0,283376	0,000064	25,7	2,2
1786-1_7.1	237	0,0285	0,001522	0,282858	0,000047	8,0	1,6
1786-1_9.1	239	0,1595	0,010366	0,283600	0,000144	32,9	5,0
1786-1_12.1	241	0,2300	0,016155	0,284106	0,000255	49,9	8,9
1786-1_16.1	237	0,1123	0,008426	0,283104	0,000081	15,6	2,8
3031_1.1	236	0,0667	0,003985	0,283146	0,000043	17,8	1,4
3031_2.1	235	0,1480	0,006814	0,283390	0,000111	26,0	3,9
3031_9.1	232	0,0789	0,003874	0,283388	0,000051	26,3	1,7
3031_10.1	233	0,0698	0,004846	0,283071	0,000047	15,0	1,6

из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (пр. 1786-1) и троктолит-долеритов Дегалинской интрузии (пр. 3031, табл. 5). Содержание REE в цирконах оказалось выше, чем в используемых цирконовых стандартах: $^{175}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = 0,00058-0,049$; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,000015-0,0018$, вследствие чего получена высокая погрешность результатов. В связи с существенным превышением содержания REE в стандартах, приемлемые результаты получены только по трем анализам: 1786-1_7.1, 3031_1.1 и 3031_10.1. При расчете на U-Pb возраст циркон с минимальным содержанием REE характеризуется величиной $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$, соответствующей деплетированной мантии. В связи с малочисленностью корректных анализов Lu-Hf изотопной системы могут быть сделаны только предварительные заключения. Модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ циркона из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче в двух случаях

позднерифейский и составляет 0,57–0,59 млрд лет. В одном случае (циркон с анализом 16.1) $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,26$ млрд лет соответствует пермскому периоду. Для циркона из троктолит-долеритов Дегалинской интрузии величина $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,29$ млн лет – также соответствует перми. Сочетание цирконов с позднерифейским и пермским модельным возрастами $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и величинами $\varepsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$, вероятно, результат плавления смешанного мантийного источника, содержащего компоненты как рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана, так и пермского плюмового источника.

Обсуждение результатов. Циркон в интрузивных траппах встречается редко и обычно его присутствие воспринимается с недоверием. Для извлечения циркона были отобраны и проанализированы десятки проб интрузивных пород, прежде чем был получен положительный результат по четырем пробам, рассмотренным выше. Циркон из всех трапповых интрузий однотипный, что хорошо видно на CL-изображениях рис. 5, но при этом существенно отличается по U-Pb изотопному возрасту. Отмечаются следующие общие признаки для циркона из трапповых интрузий. Преобладающий D-тип кристаллов [25] показателен для щелочных пород и высокотемпературных условий кристаллизации. Высокая величина Th/U отношения характерна для циркона из основных пород. Почти постоянно наблюдается

Рис. 5. Католюминесцентные изображения и U-Pb возраст циркона

Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2 и 3. Диаметр кратера везде составляет 20–30 мкм. На диаграммах: N – количество анализов, пунктирные эллипсы – результаты частных анализов, жирные сплошные эллипсы соответствуют конкордантному значению, а номера проб – 1729-1 – Вангская интрузия, 1786-1 – интрузия Ёкче, 1790 – интрузия Переломная, 3031 – интрузия Дегали

прямая корреляция высоких содержаний Р и У в цирконе. Возможно, это связано с контаминацией фосфатсодержащих или глинистых пород, предполагающейся для интрузий Норильского района [5]. В изученных цирконах преобладает высокое содержание REE, что также характерно для мафит-ультрамафитовых интрузий Норильского района: ΣREE достигает 38 500 ppm в интрузиве Норильск-1, 20 900 ppm – в Талнахском и 15 500 ppm в Хараелахском интрузивах [5]. Графики распределения REE в изученных нами трапповых интрузиях соответствуют магматическому типу и подобны циркону их Хараелахского массива. Величина аномалии Се в цирконе возрастает с увеличением фугитивности кислорода в расплаве и при снижении температуры [20]. В большинстве изученных цирконов наблюдается хорошо выраженная положительная аномалия Се, указывающая на окислительные условия при кристаллизации циркона. Однако ее редуцированность в отдельных цирконах из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (пр. 1786-1) указывает на восстановительные условия. Отрицательная аномалия Еи почти во всех цирконах предполагает, что вместе с цирконом кристаллизовался плагиоклаз.

Возрастание содержаний Th, U и REE свидетельствует о кристаллизации циркона на поздних стадиях магматического процесса или в пегматоидных обособлениях, обогащенных летучими. Высокие содержания Th и U в изученных цирконах в сочетании с высоким Th/U отношением предполагают кристаллизацию из остаточного расплава, в котором эти элементы накапливались. В эту схему не вписывается циркон из троктолит-долеритов интрузии Дегали с высоким содержанием U 1710 и Th 3795 ppm и отношением Th/U = 2,29. К тому же этот циркон имеет наиболее низкую температуру кристаллизации ~753 °С. По данным предшественников, в Дегалинской интрузии происходила наиболее глубокая дифференциация расплава от троктолит-долеритов до кварцевых диоритов. Возможно, Дегалинский интрузив многофазный, и изученные нами троктолит-долериты представляют более позднюю фазу основного состава, контаминированную цирконом из кварцево-диоритовых дифференциатов.

Отметим различия в спектрах распределения REE Вангских плагиодолеритов и пегматоидных жил в других интрузиях (рис. 3). В Вангской интрузии плагиодолериты – результат гравитационной дифференциации и расслоения магмы, в ходе которого вблизи кровли накопился более легкий обогащенный плагиоклазом расплав (анортозитовый тренд), но обедненный REE. В отличие от плагиодолеритов Вангской интрузии, в пегматоидных жилах и обособлениях кристаллизовался остаточный расплав, отделившийся при застывании основного объема магмы и обогащенный летучими U, Th и REE. Поэтому пегматоидные обособления обычно имеют более высокое содержание REE по сравнению

с вмещающими породами. Это не относится к жилам долеритов (не пегматоидным) в интрузии Переломной, которые по геохимии практически не отличаются от вмещающих габбродолеритов. Следовательно, рост циркона происходил в процессе кристаллизации остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами с образованием пегматоидных обособлений.

Высокое содержание REE в цирконе приводит к высокому отношению $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и сильно затрудняет интерпретацию результатов изучения Lu-Hf изотопной системы. Высокое отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отмечается также для промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района и связано с контаминацией фосфатсодержащих или глинистых пород [5]. Тем не менее по единичным анализам с минимальным содержанием REE установлены величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+15$, соответствующие деплетированной мантии. Следует отметить, что для продуктивных интрузивов Норильского района также характерна высокая величина $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8,2 \pm 1,8$, в то время как Нижнеталнахский малорудный интрузив отличается близкими к нулевым значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ [5]. По предварительным данным Lu-Hf изотопной системы, в цирконах магматический источник трапповых интрузий был гетерогенным. Он включал компоненты рифейской деплетированной мантии, признаками которой являются высокие величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+15$ и позднерифейский модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,57-0,59$ млрд лет. Эти значения могут указывать на деплетированную мантию Палеоазиатского океана. Однако отдельные значения $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,26-0,29$ млрд лет указывают на возможное участие в источнике и более молодого, вероятно плюмового, компонента.

Согласно классификации трапповых интрузий [6], изученные массивы относятся к послелавовым фазам. Однако проблематично определение их принадлежности к конкретным комплексам серийной легенды ГГК-1000/3, по которым нет надежных изотопных датировок. Раннетриасовая интрузия Ванга (248 ± 2 млн лет) с определенной долей условности относится нами к курейскому комплексу, хотя точный возраст петротипа курейского комплекса не известен. Среднетриасовая интрузия Ёкче (241 ± 2 млн лет), сложенная преимущественно пойкилоофитовыми долеритами, возможно, относится к катангскому комплексу. Интрузия Дегали могла бы относиться к норильскому комплексу в понимании [6], однако она значительно моложе интрузий Норильского района [5]. По возрасту циркона интрузии Переломная (230 ± 3 млн лет) и Дегали (235 ± 1 млн лет) наиболее близки и могут относиться к одному позднетриасовому комплексу.

Импульс магматизма на границе среднего и позднего триаса, возможно, не относится к собственно трапповому этапу, если его ограничивать временем прекращения лавовых излияний. В Норильском районе в близком

возрастном диапазоне происходило формирование Болгохтохской сиенит-граносиенитовой интрузии, на севере и востоке Сибирской платформы — блуднинского комплекса трахидолеритового, ланктохотского габбро-диорит-сиенитового, на Таймыре — дьякатаринского плагиоверлит-габбродолеритового и восточнотаймырского монцогаббродолерит-диорит-граносиенитового комплексов. Возможно, что в южных областях траппового магматизма с умереннощелочными интрузиями северных районов коррелируется умереннощелочной тычанский комплекс, но его радиологический возраст пока надежно не установлен. Однако в отличие от этих комплексов преимущественно с отчетливо выраженным умереннощелочным уклоном изученные нами средне-позднетриасовые интрузии имеют нормальную щелочность и по геохимическим характеристикам неотличимы от обычных трапповых интрузий. В частности, Дегалинскую интрузию на основании ее высокой магнезиальности, дифференцированности и сопутствующей сульфидной минерализации обычно относили к курейскому троктолит-долеритовому комплексу, однако U-Pb возраст циркона Дегалинской интрузии указывает на позднетриасовое время кристаллизации расплава.

Заключение. Изученные интрузивные массивы основного состава в западной части Тунгусской синеклизы характеризуются нормальным типом щелочности, два массива (Вангский и Дегали) имеют повышенную магнезиальность и содержат сульфидную минерализацию. Среднее содержание в породах REE около 63 ppm, снижается до 35,79 ppm в плагиодолеритах Вангской интрузии и возрастает до 220,64 ppm в пегматоидных долеритах интрузии Ёкче. Вангская интрузия отличается от других графиками распределения с выпуклой структурой HREE, что, вероятно, связано с характером магматического источника. Наиболее благоприятные условия для образования циркона в долеритовых интрузиях возникают при кристаллизации лейкократовых горизонтов в кровле расслоенных интрузий, а также пегматоидных обособлений и жил. Результаты датирования цирконов из интрузивных массивов в западной части Тунгусской синеклизы свидетельствуют о продолжительности базитового магматизма не менее 20 млн лет (от раннего до позднего триаса). Морфологические, изотопно-геохимические характеристики цирконов не вызывают сомнений в их принадлежности к породам изученных интрузий основных пород. Несмотря на широкий возрастной диапазон формирования, циркон из интрузий однотипный, имеет признаки циркона из основных пород и во многом сходен с цирконом из мафит-ультрамафитовых интрузий Норильского района. Характерно высокое содержание REE в цирконе, что затрудняет интерпретацию результатов изучения Lu-Hf изотопной системы. По предварительным данным, изотопная Lu-Hf система

циркона свидетельствует о деплетированном мантийном источнике ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = +8...+15$) и двух группах модельных возрастов $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$: 0,57–0,59 и 0,26–0,29 млрд лет. В качестве источника рассматриваемых магматитов предполагается плавление рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана под воздействием пермского плюма.

Работа выполнена при составлении Госгеол-карты РФ м-ба 1 : 1 000 000/3 листа Q-46 — Тутончана. Геохимия циркона изучена в рамках Госзадания ИГГД РАН (тема НИР № 0153-2019-0002).

1. Альмухамедов А. И. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопия пермотриасовых базальтов Сибирской платформы и вероятные источники вещества при внутриплитовом магматизме / А. И. Альмухамедов, Г. С. Плюсин, Е. А. Альмухамедов, В. В. Золотухин, В. М. Николаев, С. В. Кузнецова, Г. П. Сандимирова // Геология и геофизика. 1992. — Т. 33, № 7. — С. 48–60.

2. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Золотухин В. В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. — 2004. — Т. 12, № 4. — С. 339–353.

3. Добрецов Н. Л. Термохимическая модель мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза месторождений благородных, цветных и редких металлов / Н. Л. Добрецов, А. С. Борисенко, А. Э. Изох, С. М. Жмодик // Геология и геофизика. — 2010. — № 9. — С. 1159–1187.

4. Иванов А. В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Автореф. доктора геол.-минерал. наук. — Иркутск, 2011. — 36с.

5. Изотопная геология Норильских месторождений. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. — 348 с.

6. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1: Сибирская платформа и ее северное обрамление. — М.: АН СССР, 1962. — С. 5–70.

7. Петров О. В. Первые минералого-геохимические и геохронологические характеристики цирконов из пород интрузива Норильск-1 (Сибирская платформа, Россия) / О. В. Петров, К. Н. Малич, В. В. Дистлер, С. Ф. Служеникин, С. С. Шевченко, В. В. Кнауф, Д. И. Матюков, Е. Н. Лепехина, С. Л. Пресняков, Е. В. Толмачева, Е. В. Туганова, В. О. Халенев, С. А. Сергеев // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. — М.: ГЕОС, 2006. — С. 102–104.

8. Скундин В. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-46-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1974. — 98 с.

9. Скундин В. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-46-XXI, XXII. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1978. — 119 с.

10. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Туганова Е. В. Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные // Литосфера. — 2010. — № 5. — С. 37–63.

11. Малич К. Н. Возраст и Hf-Nd изотопия ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным изучения монацита, баделейта и циркона в рудоносных и нерудоносных породах / К. Н. Малич, И. Ю. Баданина, В. В. Хиллер, Е. А. Белоусова, С. Н. Бо-

- чаров, В. В. Кнауф, С. М. Туганова, А. А. Степашко // Труды ИГГ УрО РАН. — 2014. — Вып. 161. — С. 191–197.
 12. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы. Масштаб 1 : 1 500 000 / гл. ред. Н. С. Малич. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
 13. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 225 с.
 14. 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.
 15. Baksi A. K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of flood basalt provinces in Russia and China and their possible link to global faunal extinction events: A cautionary tale regarding alteration and loss of ^{40}Ar // Journal of Asian Earth Sciences. — 2014. — Vol. 84. — P. 118–130.
 16. Burgess S. D., Bowring S. A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. — 2015. — Vol. 1, N 7. e1500470. doi: 10.1126/sciadv.1500470 (31.05.2019).
 17. Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2000. — Vol. 64. — P. 133–147.
 18. Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2009. — Vol. 158, N 6. — P. 757–783.
 19. Hoskin P. W. O., Ireland T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // Geology. — 2000. — Vol. 28, N 7. — P. 627–630.
 20. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2005. — Vol. 69. — P. 637–648.
 21. Ivanov A. V., He H., Yang L., Nikolaeva I. V., Paleskii S. V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps // Journal of Asian Earth Sciences. — 2009. — Vol. 35, N 1. — P. 1–12.
 22. Kamo S. L., Czamanske G. K., Krough T. E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 1996. — Vol. 60. — P. 3505–3511.
 23. Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Y., Fedorenko V. A., Davis D. W., Trofimov V. R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. — 2003. — Vol. 214. — P. 75–91.
 24. Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Yu., Pearson N. J., Presnyakov S. L., Tuganova E. V. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2010. — Vol. 159. — P. 753–768.
 25. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 1980. — Vol. 73. — P. 207–220.
 26. Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. — 2009. — Vol. 277. — P. 9–20.
 27. Renne P. R., Basu A. R. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo–Triassic boundary // Science. — 1991. — Vol. 253. — P. 176–179.
 28. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society London Special Publications. — 1989. — N 42. — P. 313–345.
 29. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. — 2005. — Vol. 308. — P. 841–844.
 30. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. — 2010. — Vol. 95. — P. 185–187.
 31. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Reviews in Economic Geology. — 1998. — Vol. 7. — P. 1–35.
-
1. Al'mukhamedov A. I., Plyusnin G. S., Al'mukhamedov E. A., Zolotukhin V. V., Nikolaev V. M., Kuznetsova S. V., Sandimirova G. P. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope of Permo-Triassic basalts of the Siberian Platform and probable sources of matter during intraplate magmatism. *Geologiya i geofizika*. 1992. Vol. 33. No. 7, pp. 48–60. (In Russian).
 2. Al'mukhamedov A. I., Medvedev A. Ya., Zolotukhin V. V. Real evolution of Permo-Triassic basalts of the Siberian Platform in time and space. *Petrologiya*. 2004. Vol. 12. No. 4, pp. 339–353. (In Russian).
 3. Dobretsov N. L., Borisenko A. S., Izokh A. E., Zhmodik S. M. Thermochemical model of mantle plumes of Eurasia as a basis for identifying the patterns of formation and forecasting of deposits of noble, non-ferrous and rare metals. *Geologiya i geofizika*. 2010. No. 9, pp. 1159–1187. (In Russian).
 4. Ivanov A. V. Intracontinental basaltic magmatism (on the example of the Mesozoic and Cenozoic of Siberia). Doct. Diss. (Geology). Irkutsk. 2011. 36 p. (In Russian).
 5. Izotopnaya geologiya Noril'skikh mestorozhdeniy [Isotope geology of the Noril'sk deposits]. St. Petersburg: VSEGEI. 2017. 348 p.
 6. Lur'e M. L., Masaytis V. L., Polunina L. A. Intrusive traps of the western margin of the Siberian Platform. *Petrography of Eastern Siberia. Vol. 1: Siberian platform and its northern border*. Moscow: AN SSSR. 1962. Pp. 5–70. (In Russian).
 7. Petrov O. V., Malich K. N., Distler V. V., Sluzhenikin S. F., Shevchenko S. S., Knauf V. V., Matukov D. I., Lepekina E. N., Presnyakov S. L., Tolmacheva E. V., Tuganova E. V., Khalenev V. O., Sergeev S. A. The first mineralogical-geochemical and geochronological characteristics of zircons from rocks of the Noril'sk-1 intrusion (Siberian Platform, Russia). *Isotopic dating of the processes of ore formation, magmatism, sedimentation and metamorphism: Proceedings of the III Russian Conference on Isotope Geochronology*. Moscow: GEOS. 2006. Vol. 2. Pp. 102–104. (In Russian).
 8. Skundin V. S. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Tungusskaya. Listy Q-46-XXXV, XXXVI. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Tunguska. Sheets Q-46-XXXV, XXXVI. Explanatory note]. Moscow: VGF. 1974. 98 p.
 9. Skundin V. S. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Tungusskaya. Listy Q-46-XXI, XXII. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Tunguska. Sheets Q-46-XXI, XXII. Explanatory note]. Moscow: VGF. 1978. 119 p.
 10. Malich K. N., Badanina I. Yu., Tuganova E. V. Magmatic evolution of ultramafic-mafic intrusives of the Noril'sk province (Russia): material and geochronological data. *Litosfera*. 2010. No. 5, pp. 37–63. (In Russian).
 11. Malich K. N., Badanina I. Yu., Khiller V. V., Belousova E. A., Bocharov S. N., Knauf V. V., Tuganova S. M., Stepashko A. A. Age and Hf-Nd isotopy of ultramafic-mafic intrusives of the Noril'sk province according to the study of monazite, baddeleyite and zircon in ore-bearing and non-ore-bearing rocks. *Transactions of IGG UB RAS*. 2014. Iss. 161, pp. 191–197. (In Russian).
 12. Karta geologicheskikh formatsiy chekhla Sibirskoy platformy. Masshtab 1 : 1 500 000 [Map of geological formations of the Siberian platform cover. Scale 1:1,500,000]. Chief editor N. S. Malich. Leningrad: VSEGEI. 1976.

13. Radko V. A. Fatsii intruzivnogo i effuzivnogo magmatizma Noril'skogo rayona [Facies of intrusive and effusive magmatism of the Noril'sk region]. St. Petersburg: Karfabrika VSEGEI. 2016. 225 p.
14. Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Zircon geochemistry (ion microprobe data) as an indicator of the mineral genesis in geochronological studies. *Geokhimiya*. 2008. No. 9, pp. 980–997. (In Russian).
15. Baksi, A. K. 2014: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of flood basalt provinces in Russia and China and their possible link to global faunal extinction events: A cautionary tale regarding alteration and loss of ^{40}Ar . *Journal of Asian Earth Sciences*. 84. 118–130.
16. Burgess, S. D., Bowring, S. A. 2015: High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances*. 28. 1. 7. e1500470, doi: 10.1126/sciadv.1500470 (31.05.2019).
17. Griffin, W. L., Pearson, N. J., Belousova, E. et al. 2000: The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 64. 133–147.
18. Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J. et al. 2009: On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 158. 6. 757–783.
19. Hoskin, P. W. O., Ireland, T. R. 2000: Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*. 28. N 7. 627–630.
20. Hoskin, P. W. O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 69. 637–648.
21. Ivanov, A. V., He, H., Yang, L., Nikolaeva, I. V., Plesskii, S. V. 2009: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps. *Journal of Asian Earth Sciences*. 35. 1. 1–12.
22. Kamo, S. L., Czamanske, G. K., Krough, T. E. 1996: A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60. 3505–3511.
23. Kamo, S. L., Czamanske, G. K., Amelin, Y., Fedorenko, V. A., Davis, D. W., Trofimov, V. R. 2003: Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*. 214. 75–91.
24. Malitch, K. N., Belousova, E. A., Griffin, W. L., Badanina, I. Yu., Pearson, N. J., Presnyakov, S. L., Tuganova, E. V. 2010: Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 159. 753–768.
25. Pupin, J. P. 1980: Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73. 207–220.
26. Reichow, M. K., Pringle, M. S., Al'Mukhamedov, A. I. et al. 2009: The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*. 277. 9–20.
27. Renne, P. R., Basu, A. R. 1991: Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Science*. 253. 176–179.
28. Sun, S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 42. 313–345.
29. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*. 308. 841–844.
30. Whitney, D. L., Evans, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95. 185–187.
31. Williams, I. S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Reviews in Economic Geology*. 7. 1–35.

Гусев Николай Иванович — зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>
 Сергеева Людмила Юрьевна — вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>
 Строев Тимофей Сергеевич — вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <timofey_stroev@vsegei.ru>
 Савельев Сергей Олегович — инженер, ВСЕГЕИ¹. <sergey_savelev@vsegei.ru>
 Шарипов Альберт Гизарович — вед. инженер, ВСЕГЕИ¹. <albert_sharipov@vsegei.ru>
 Ларионов Александр Николаевич — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <alexander_larionov@vsegei.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич — доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

Gusev Nikolay Ivanovich — Head of Department, VSEGEI¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>
 Sergeeva Lyudmila Yur'evna — Leading Engineer, VSEGEI¹. <ludmila_sergeeva@vsegei.ru>
 Stroev Timofey Sergeevich — Leading Engineer, VSEGEI¹. <timofey_stroev@vsegei.ru>
 Savel'ev Sergey Olegovich — Engineer, VSEGEI¹. <sergey_savelev@vsegei.ru>
 Sharipov Albert Gizarovich — Leading Engineer, VSEGEI¹. <albert_sharipov@vsegei.ru>
 Larionov Aleksandr Nikolaevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VSEGEI¹. <alexander_larionov@vsegei.ru>

Skublov Sergey Gennad'evich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.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.

С. И. ТРУШИН (АО «Полиметалл УК»),
В. Е. КИРИЛЛОВ (ООО «Ресурсы Албазино»),
В. В. ИВАНОВ, Е. А. НОЗДРАЧЁВ (ДВГИ ДВО РАН)

Вулканогенно-кремнистый комплекс района Албазинского золоторудного поля (Хабаровский край, Россия)

В статье характеризуется стратиграфия Албазинского рудного поля (район им. П. Осипенко Хабаровского края), петрографические и минералого-геохимические особенности пород марганцевосной вулканогенно-кремнистой формации, которые вмещают прожилковое золотое оруденение. Рассмотрена роль литологического фактора контроля локализации рудной минерализации.

Ключевые слова: Албазинское рудное поле, вулканогенно-кремнистая формация, литологический фактор, золото, марганец.

S. I. TRUSHIN (Polymetal Joint-Stock Company),
V. E. KIRILLOV (Company Resources of Albasino),
V. V. IVANOV, E. A. NOZDRACHEV (FEGI FEB RAS)

Volcanogenic-siliceous complex of Albasino gold field (Khabarovsk Territory, Russia)

The paper summarizes data concerning stratigraphy of the Albasino ore field (Polina Osipenko district, Khabarovsk Territory), and petrographic, mineralogical, geochemical features of the manganese volcanogenic-siliceous formation that hosts vein gold mineralization. Significance of lithological factor for gold localization is discussed.

Keywords: Albasino ore field, volcanogenic-siliceous formation, lithological factor, gold, manganese.

Как цитировать эту статью: Трушин С. И. Вулканогенно-кремнистый комплекс района Албазинского золоторудного поля (Хабаровский край, Россия) / С. И. Трушин, В. Е. Кириллов, В. В. Иванов, Е. А. Ноздрачёв // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 68–76.

Введение. В районе Албазинского рудного поля, включающего одноименное месторождение, и его ближнего обрамления среди терригенных образований юрского возраста выделен характерный комплекс пород вулканогенно-кремнистой формации, содержащий спилиты, углеродистые алевролиты и марганецсодержащие кремнисто-глинистые породы (далее — КГП) (рис. 1). Предполагается, что геохимическая специализированность этого комплекса на ряд элементов, в том числе Au, могла способствовать золотому рудогенезу. Кроме того, кремнистые и вулканические породы играли роль факторов вещественного литологического контроля (геохимических и литологических барьеров) ввиду их петрогеохимической контрастности, петрофизической неоднородности, высокой вязкости и слабой проницаемости для гидротермальных растворов.

В статье впервые описываются петрография и петрогеохимия пород, входящих в кремнисто-вулканогенную ассоциацию, и рассматривается их роль в локализации золотого оруденения Албазинского месторождения.

Картирование образований кремнисто-вулканогенного комплекса осуществлялось в ходе

маршрутов детального масштаба и документации дорожных врезов и горных выработок, с учетом данных бурения.

Для характеристики петрографического, минералогического и элементного составов типовых образцов были применены световая микроскопия (поляризационные микроскопы Carl Zeiss Axioplan 2 в ДВГИ ДВО РАН, ПОЛАМ в АС «Восток» и Leica Microsystem CMS GmbH в СПбГУ), аналитическая сканирующая (растровая) электронная микроскопия в сочетании с локальным энергодисперсионным анализом (Tescan LYRA 3 XMH, VEGA 3 и JEOL JSM-6490 LV в ДВГИ и ИТиГ ДВО РАН), атомно-эмиссионная спектрометрия и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (Thermo Scientific iCAP 7600 ICP-OES Agilent 7500 ICP-MS в ДВГИ и ИТиГ ДВО РАН), эмиссионный спектральный анализ пород (ЦАЛ ХФ Полиметалл УК, Хабаровск), рентгенофлуоресцентный анализ на спектрометре Bruker S4 Pioneer (ДВГИ ДВО РАН), атомно-абсорбционная спектрофотометрия на спектрометре Shimadzu AA-6800, атомно-абсорбционная спектрометрия на основе эффекта Зеемана на анализаторе ртути РА-915+ с приставкой

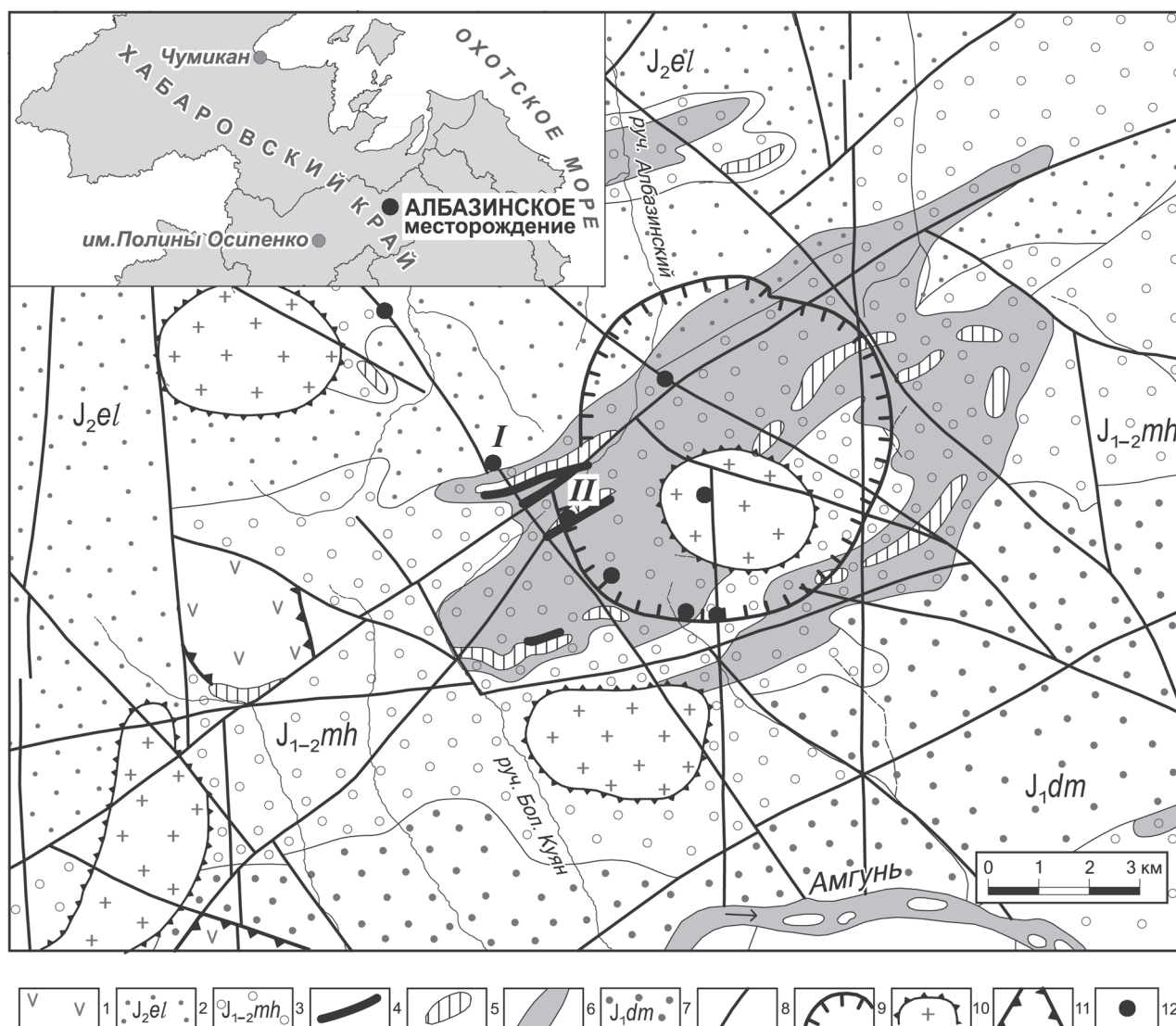


Рис. 1. Распространение вулканогенно-кремнистого комплекса в районе Албазинского рудного поля (по [6] с добавлениями)

1 – вулканиды позднемелового возраста; 2–7 – седиментолиты и вулканиды юрского возраста: 2 – эльгонская свита, 3 – михалицынская свита, 4 – спилиты, 5 – участки распространения кремнисто-глинистых пород, 6 – участки распространения углеродистых алевролитов, 7 – демьяновская свита; 8 – разрывные нарушения; 9 – граница предполагаемой палеокальдеры по геофизическим данным; 10 – интрузивно-купольные структуры позднемелового возраста; 11 – предполагаемые границы палеовулканоструктур; 12 – рудные зоны (I – Анфисинская, II – Ольгинская) и рудопроявления

ПИРО-915+ методом пиролиза (ТОИ ДВО РАН). Рентгенофазовый анализ осуществлялся методом скользящего пучка на дифрактометре RIGAKU MiniFlex II (ДВГИ ДВО РАН).

Район Албазинского рудного поля принадлежит Ульбанскому террейну Монголо-Охотского орогенного пояса. Геологические особенности района отражают события, происходившие в мезозое при аккреции юрских окраинно-континентальных шельфовых и турбидитовых комплексов к Северо-Азиатскому кратону и Монголо-Охотскому поясу [7].

Образования вулканогенно-кремнистого комплекса встречаются в различных частях района в бассейнах рек Амгуни, Сомни и Омала [5, 8], а также в более южных районах [2]. Они входят в состав демьяновской (J_1dm), михалицынской

(J_{1-2mh}) и тохареуской (J_2th) осадочных свит юрского возраста, а также алевролитовой толщи волжского возраста верхней юры (J_3v).

Вероятнее всего, вулканогенно-кремнистый комплекс формировался в локальных прогибах, о чем говорит его закономерная приуроченность к алевролитовым толщам. В этих толщах породы комплекса занимают незначительный их объем (10–20 %), причем вулканические образования встречаются реже других или совсем отсутствуют. Вулканические (спилиты и диабазы) и кремнистые породы образуют непротяженные ленточные горизонты значительно варьирующей мощности (1–50 м), характеризующиеся значительной фациальной изменчивостью, и, как и другие образования юрского возраста, участвуют в региональной складчатости.

Породы вулканогенно-кремнистой ассоциации изучаемой площади специализированы на марганец, наиболее значительные концентрации которого отмечены в басс. р. Сомня, в 60 км к востоку от Албазинского рудного поля. Возраст толщи здесь установлен как верхнеюрский по радиоляриям и отнесен к волжскому ярусу. Толща состоит из диабазов и их туфов, с которыми сопряжены глинисто-кремнистые и кремнистые породы. В последних отмечаются горизонты протяженностью до 300 м и мощностью до 5 м прожилково-полосчатых марганцевых руд с браунитом, псиломеланом и пиролюзитом, содержащие MnO до 16–19 %.

Вещественные особенности вулканогенно-кремнистого комплекса. Албазинское месторождение, в настоящее время активно разрабатываемое АО «Полиметалл», находится на левобережье р. Амгунь, в районе им. П. Осипенко Хабаровского края. Месторождение приурочено к приосевой части Омальского горст-антиклинория и локализовано в западной части глубоко эродированной палеокальдерной вулканоструктуры (рис. 1). В ее пределах покровные и жерловые фации вулканитов практически полностью эродированы, сохранились лишь корневые части вулканических аппаратов, представленных образованиями дайковой и субвулканической фаций преимущественно умеренно кислого состава [6].

Золоторудные зоны приурочены к разломным структурам растяжения во внутренней, прибортовой части терригенного основания палеокальдеры. Оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации проявлено в песчаниках и секущих их дайках умеренно кислого состава. Наиболее значительные концентрации металла тяготеют к центральным частям ореолов березитизации, где связаны с линейными штокверками сульфидоносных кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Значительная часть золота ассоциирована с арсенопиритом.

В пределах Албазинского рудного поля стратифицированные образования относятся к трем классам пород — терригенным, биохомогенным и вулканогенным. Они входят в состав двух свит:

михалицынской (чередующиеся песчаники, в меньшей мере алевропесчаники и алевролиты, углеродистые алевролиты, аргиллиты, часто в переслаивании с маломощными невыдержанными прослоями и линзами седиментационных брекчий и микститов, невыдержанными по мощности горизонтами спилитов и кремнисто-глинистых пород);

эльгонской (песчаники разномощные с линзами гравелитов, прослоями алевролитов).

Ранне-среднеюрский возраст михалицынской свиты подтвержден находками аммонитов на левобережье р. Амгунь, в 1,5 км ниже устья руч. Бол. Наильдин. Среднеюрский возраст эльгонской свиты обоснован ее залеганием на фаунистически охарактеризованных ранне-среднеюрских отложениях и перекрытием фаунистически

охарактеризованными среднеюрскими образованиями тохареуской свиты [8].

Биохомогенные и вулканогенные породы образуют в михалицынской свите несколько чередующихся горизонтов, которые выполняли, вероятно, мульдообразное погружение диаметром около 10–12 км. Они представлены преимущественно КГП и палеотипными базальтами (спилитами). Спилиты тяготеют к западной части мульдообразной структуры.

Разрез стратифицированных пород в восточной части Анфисинской рудоносной зоны является наиболее полным для всего Албазинского рудного поля. Задокументированный по коренному врезу в стенке карьера и с учетом данных по канавам и скважинам, он включает (снизу вверх):

1) песчаники мелкозернистые с маломощными горизонтами темных алевролитов. В верхах песчанниковой толщи количество горизонтов алевролитов заметно увеличивается;

2) углеродистые алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками, линзами седиментационных брекчий (мощность 5–10 м);

3) красноватые спилиты мощностью около 1–1,5 м;

4) зеленоватые КГП мощностью в 30–40 м;

5) спилиты пятнистой окраски мощностью 12–15 м;

6) маломощный горизонт яшмоидов и красноватых КГП (примерно 1,5 м);

7) серые, красноватые и бурые кремнисто-глинистые породы, местами обогащенные гидроокислами марганца, с редкими железомарганцевыми конкрециями и хлоритизированными вулканическими палеобомбами спилитов (около 30 м);

8) песчаники в переслаивании с алевролитами (около 10 м);

9) кремнисто-глинистые породы серого и бурого цветов (около 20 м);

10) серо-зеленоватые спилиты с миндалекаменной текстурой мощностью 5–8 м;

11) серо-буроватые КГП (около 15 м);

12) плотные серо-зеленоватые афанитовые спилиты мощностью 5–7 м;

13) КГП сургучного цвета с палеобомбами спилитов (около 25 м);

14) перекрывающая толща песчаников.

Мощность толщи кремнисто-глинистых пород со спилитами в разных частях рудного поля — от 80 до 230 м. В большинстве случаев они подстилаются углеродистыми алевролитами. Мощность горизонтов КГП заметно варьирует ввиду пликативной дислоцированности пород и их выклинивания по латерали, достигая 50 м при среднем размахе от 15 до 30 м. Спилиты представлены преимущественно покровной фацией вулканитов. Большинство их горизонтов тоже имеют невыдержанную мощность от первых метров до 20 м, на локальных интервалах до 40 м.

Контакты кремнистых пород с подстилающими и перекрывающими песчаниковыми

отложениями нормальные стратиграфические и без признаков структурного несогласия. Иногда отмечается угловое несогласие. Местами наличие интенсивного расщепления на контактах пород позволяет предположить возможность аллохтонного залегания некоторой части стратифицированных пачек.

Все перечисленные породы тектонически нарушены, а более палеопластичные из них (алевролиты, кремнисто-глинистые породы) были интенсивно будинированы вдоль мощных крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Кремнисто-глинистые породы образуют горизонты варьирующей мощности, отличающиеся неоднородностью окрасок (красноватые, серые, зеленоватые). В них иногда отмечаются плотные корки и железомарганцевые конкреции бугристой и овально-правильной форм диаметром до 35 см. Участки, обогащенные марганцевыми минералами, образуют в КГП уплощенные линзы длиной несколько метров и мощностью десятки сантиметров. На участках гидротермальных изменений заметны признаки перераспределения ранней марганцевой минерализации.

Изначально порода представляла собой глинистые осадки с примесью псаммитового материала и радиоляриевые илы с высоким содержанием кремнезема. Эти КГП сложены главным образом халцедон-кварцем (до 25–30 % и более), серицитом (продукт метаморфизма глинистого вещества, до 20–25 %), а также хлоритами (до 35–40 %) и другими глинистыми минералами (недиагностируемый пелитовый материал, до 10–12 %) и карбонатами (8–10 %). По их соотношению различаются кремнистые, глинистые, в том числе обогащенные хлоритами разности.

Кроме того, в породе эпизодически встречаются скопления углеродистого материала (до 6–15 %), марганцевых образований, гематита, глауконита и лейкоксена. Редко фиксируются монацит, барит и оксиды хрома. Среди типичных для пород гипергенных охристых новообразований (корок, пленок, присыпок) установлены оолитовые формы развития гидрооксидов железа, в которых встречаются единичные микропластинки марганецсодержащего (Mn 8,6 %) гематита.

Местами в тканях породы (до 20 % объема породы) встречаются затушеванные (замещенные тонким опал-халцедон-кварцевым агрегатом) реликты радиолярий диаметром 0,06–0,3 мм округлой или овальной форм концентрически-зонального строения, а также спикул губок и редких остатков мшанок.

Значительная часть кремнистых пород была нарушена в ходе седиментогенеза и представляет собой толщу олистолитов в олистостромовом комплексе. Их образование можно синхронизировать с формированием вулканогенной мульды в период базальтового подводного вулканизма и оползневыми процессами на склонах этой мульды.

Структура породы реликтовая пелитоморфная, лепидобластовая и гранолепидобластовая. Текстура реликтовая слоистая, сланцеватая, брекчиевидная. Обычно слои имеют разные цвет, структуру и состав.

Отдельные разности кремнистых КГП представляют собой красновато-бурую микрозернистую породу, которую можно отнести к глинистой яшме. Ткань породы сложена в основном кварц-халцедоновой массой, неравномерно пигментированной красновато-бурыми оксидами и гидрооксидными железа.

В пределах рудного поля КГП в разной степени гидротермально изменены — каолинизированы и пронизаны кварцевыми, халцедоновыми и карбонатными прожилками. Рудные минералы представлены весьма редкими зернами самородного серебра (?) и вкрапленниками сильно окисленных пирита и арсенопирита. В халцедоновых, серицит-гидросерицит-халцедоновых и карбонатных прожилках пирит образует неравномерную, местами густую, вкрапленность.

Марганцевая минерализация (иногда в ассоциации с лимонитом и лейкоксом) развивается в КГП в виде линз, прожилковидных бесформенных масс и просечек на границах развития халцедона и глинисто-слюдистых минералов. Буровато-черные оксиды марганца заполняют осевые пустоты в некоторых кварцевых встречно-шестоватых микропрожилках кварца. В зоне окисления пород полости самых поздних трещин, секущих густую сеть кварцевых, кварц-пиролюзитовых, ярозит(?)—лимонит-кварцевых, слюдистых и карбонатных прожилков и просечек, заполнены структурно- и текстурно-неоднородным материалом оксидов марганца.

По результатам рентгенофазового анализа, выполненного на дифрактометре RIGAKU MiniFlex II, среди марганцевых минералов в таких черных коротких прожилках установлены пиролюзит и диморфный ему рамделлит, а также гроутит (?).

Под сканирующим электронным микроскопом для прожилков пиролюзита (рис. 2, а) визуализировано разнообразие субмикроскопических кристаллически-зернистых, тонкопластинчатых и волокнисто-лучеобразных форм агрегатов минералов. Присутствующие в некоторых случаях землистые обособления в срастании с зернисто-шестоватым пиролюзитом, по-видимому, могут быть отнесены к так называемым вадиту (ваду) и псиломелану — смеси оксидов и гидроксидов марганца, характерных для зоны окисления. В виде редких выделений в пиролюзитовых прожилках присутствуют микроскопические зерна самородного железа (возможно, как продукта восстановления гематита), галенита и киновари.

По данным рентгеноспектрального анализа, проведенного с помощью энергодисперсионного спектрометра, интегрированного со сканирующим электронным микроскопом, среди тонкозернистых кристаллических агрегатов

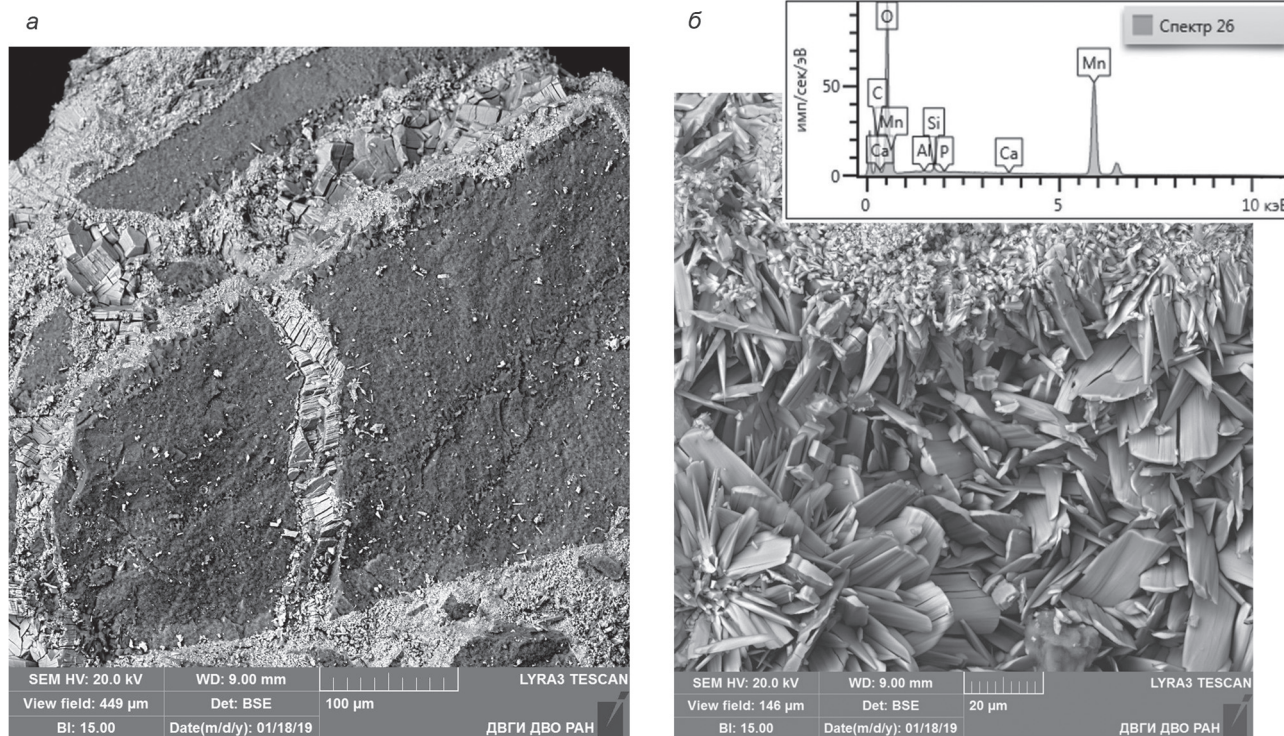


Рис. 2. Образец МА-4. Неоднородно зернистый агрегат пиролюзита – рамсделлита, выполняющего поздние трещины в кремнистом сланце, электронно-микроскопический снимок в отраженных электронах (а); сочетание листовато-щеткового и ультрамикрозернистого агрегатов в пиролюзитовой микропрожилке (б)

с преобладающей марганцевой минерализацией фиксируется широкий круг примесей (на уровне 0,1–1,5 %) – К, Al, P, Mg, Ba, Fe, Ti, Zn, W, S, Br и Cl, а также С (до 7,3 %) и Са (1,84–3,2 %). Перечисленные компоненты отражают присутствие в местах сосредоточения диоксида марганца, микрофаз различных алюмосиликатов (в том числе слоистых минералов), карбонатов, сульфатов, сульфидов, самородных элементов и, возможно, галогенидов. Исследование проб КГП на специализированном ртутном анализаторе показало повышенные содержания ртути 377–520 нг/г. Содержание MnO в агрегатах этих минералов составляет 48–50 %.

Можно предположить, что кремнистые породы сформировались в подводных условиях в период преимущественно биогенно-осадочного породообразования на фоне проявления вулканических процессов. Последующие диагенетические преобразования рентгеноаморфных осадков гидрооксидов и силикатов привели к возникновению различных глинистых минералов и тонкозернистых кремнистых пород [3].

По петрофизическим свойствам КГП, ввиду их невысокой компетентности, относились к неблагоприятным средам для инфильтрации через них металлоносных гидротермальных растворов.

Спилиты (пироксен-плагноклазовые базальты, реже оливиновые базальтовые порфириды и андезибазальты палеотипного облика) слагают среди кремнистых пород и алевролитов горизонты протяженностью от нескольких сотен метров

до километра. Предполагается, что они участвовали в строении небольшого (диаметром около 1,5 км) базальтового палеовулкана в локальном прогибе-мульде на подводном морском материковом склоне. Спилиты представлены плотными и мелко-миндалекаменными разностями. На отдельных участках в них установлена подушечная (пиллоу) отдельность, характерная для лав, излившихся в подводных условиях. Миндалекаменная текстура характерна для верхних частей горизонтов палеолав. Детальное изучение показывает, что горизонты спилитов могут состоять из двух-трех последовательно наложенных палеопотоков лав, отличающихся по текстурным особенностям.

Спилиты повсеместно пропилитизированы, локально березитизированы и аргиллизированы. Вследствие хлоритизации и гематитизации их цвет варьирует в зеленых и красно-бурых тонах. Основными новообразованными минералами являются хлорит, серпентин, гидросерицит и карбонат.

Среди разновидностей спилитов преобладают афанитовые спилиты с интерсертальной и гиалопилитовой структурами. В них основной объем (35–60 %) породы сложен тонкими, беспорядочно расположенными микролитами альбитизированного основного плагноклаза. На мелкие (до 0,1 мм) вкрапленники клинопироксена приходится 3–15 %. Реже встречаются оливинодержачие спилиты с порфировой структурой, а также разности, предположительно отнесенные к дайковой фации с микро-лепидогранобластовой структурой.

В составе кремнисто-вулканогенного комплекса присутствуют переслаивающиеся с песчаниками алевролиты и алевропелиты (часто углистые, содержание углерода 7–26,8 %) с вкрапленниками реликтового циркона, а также поздних пирита и сфалерита. Текстура тонкообломочных пород реликтовая тонкослоистая, участками мелкоочковая и массивная, структура алевропелитовая и алевритовая.

Геохимические особенности вулканогенно-кремнистого комплекса. Кремнисто-глинистые породы, по данным рентгенофлуоресцентного анализа семи образцов, отличаются высокими содержаниями кремнезема (71,2–92,8 %) и варьирующими – Al_2O_3 (1,8–10,6 %), что коррелируется с количеством глинистых минералов. Для них характерны повышенные концентрации Fe_2O_3 (4,4–4,8 %) и MnO (1,36–3,36 %). Содержания K_2O и Na_2O невелики (соответственно 0,26–2,54 и 0,06–0,87 %), так же, как CaO (0,21–0,60 %), MgO (0,40–0,65 %) и TiO_2 (0,09–0,45 %).

Кремнисто-глинистые породы характеризуются, по данным масс-спектрометрии, кроме марганца, повышенными концентрациями Cu (до 120–220 г/т), Zn (до 100–120 г/т), Ag (0,2–0,6 г/т), As (40–70 г/т), V (45–133 г/т), Cr (80–230 г/т), Pb (до 785–804 г/т), а также Co , Ni , Mo , Sb , Bi и Ba . Содержание Pt – 1,75–14,08, Pd 0,79–3,41 мг/т, а остальных платиноидов не более долей миллиграмма на тонну. В низких и фоновых концентрациях отмечаются радиоактивные и редкие элементы. Ртуть содержится во всех разновидностях пород толщи, включая углистые алевролиты, примерно в одинаковых повышенных содержаниях – 1,63–2,71 г/т. Концентрации Au в пробах из КГП значительно варьируют от фоновых 0,63 мг/т до повышенных 32,6–46,5 мг/т в большинстве проб. По результатам атомно-абсорбционной спектрофотометрии трех проб КГП с микропрожилками пиролюзита и лимонита, содержания Au и Ag изменяются в пределах заметно повышенных значений (соответственно 60–180 и 300–600 мг/т).

В дислоцированных КГП с признаками кремниевого метасоматоза содержания петрогенных оксидов (кроме SiO_2) и элементов (включая Mn) ниже, что объяснимо их выносом в ходе наложенных процессов.

Углистые алевролиты отличаются от КГП заметно меньшими концентрациями кремнезема (SiO_2 63 %) и оксида марганца (0,21 %), при этом повышенными Al_2O_3 (14,5 %), MgO (1,62 %), K_2O и Na_2O (3,9 и 3,1 % соответственно). По данным ICP-MS, они характеризуются надфоновыми содержаниями золота (до 120 мг/т), сидерофильных (Fe , Co , Ni , Mn , Mg , Cr , Ti , V), халькофильных (Cu , Mo , Pb , Zn , As , Ga , Cd , Te) и ряда литофильных элементов (Ca , Ba , Sr , P , K , Sc , Rb). Концентрация Mn в углеродистых алевропелитовых породах в 2–3 раза выше, чем в псаммитовых. Относительно песчаников в углеродистых сланцах содержания P в 40 раз больше, Sr , Zn , Ni , V

в 7–15 раз, а Co в 4 раза. Относительно кремнисто-глинистых пород в углеродистых алевролитах в 3–10 раз больше Rb , в 4–20 раз больше Mg , в 2–7 раз больше Zr . Содержания редкоземельных элементов в углеродистых алевролитах заметно выше, чем в кремнисто-глинистых, что может быть связано с их сингенетичным накоплением в ходе осадкообразования. Золото в углеродистых алевролитах определено в количестве 12,4 мг/т, Pt 4,48 мг/т и Pd 3,41 мг/т.

Геохимические особенности спилитов данного объекта изучены недостаточно. Обращает внимание низкая концентрация в них золота, которая увеличивается (до 0,4 г/т) только в случае их гидротермального преобразования, сопровождающегося повышенной сульфидизацией.

Содержания элементов в различных типах пород вулканогенно-кремнистого комплекса и их разностях значительно варьирует, но в целом они заметно выше, чем в песчаниках.

В вулканогенно-кремнистой толще обогащение пород многими элементами (в основном сидерофильными и халькофильными) происходило неравномерно и отражало, вероятно, латеральную геохимическую зональность относительно центра эксгальций и избирательные особенности концентрирования элементов разными типами пород. Особенности накопления марганца и меди демонстрируются на рис. 3, где видны ареалы элементов, коррелирующиеся с площадями распространения кремнисто-глинистых пород и формами их складок.

Согласно корреляционному анализу, в ассоциацию элементов с высокими парными связями и коэффициентами корреляции (K_k) входят Mn , Co , Ni , Cu ($\text{Mn} \div \text{Cu } K_k = 0,65$; $\text{Mn} \div \text{Co } K_k = 0,74$; $\text{Co} \div \text{Ni } K_k = 0,76$; $\text{Co} \div \text{Cu } K_k = 0,51$). Примечательна корреляция Ag с Mn (K_k 95), Ag с Co (K_k 67) и Ag с Cu (K_k 62).

График на рис. 4 отражает поведение элементов, характерных для вулканогенно-кремнистой ассоциации, при рудогенной березитизации. При полнопроявленном метасоматозе все они выносятся в целом закономерно и устойчиво. Напротив, Au , Ag и ряд халькофилов (As , Sb) явственно привносятся. Например, содержания золота увеличивается с 0,005 до 4 г/т (т. е. в 800 раз), As с 15 до более чем 4700 г/т (более чем в 300 раз). Не исключена экстракция этих подвижных элементов при объемном метасоматозе из периферийных частей гидротермальных систем с их концентрированием в приразломных рудных зонах.

Основной закономерностью размещения оруденения в пределах Албазинского рудного поля является преимущественная приуроченность рудных тел к контрастному разрезу михалицынской свиты (рис. 5). В эльгонской свите тела металлоносных метасоматитов встречаются редко и, как правило, не имеют промышленно значимых параметров. Соответственно, предполагается, что гетерогенность разреза михалицынской свиты, а также наличие геохимических и петрофизических барьеров сыграли определяющую роль

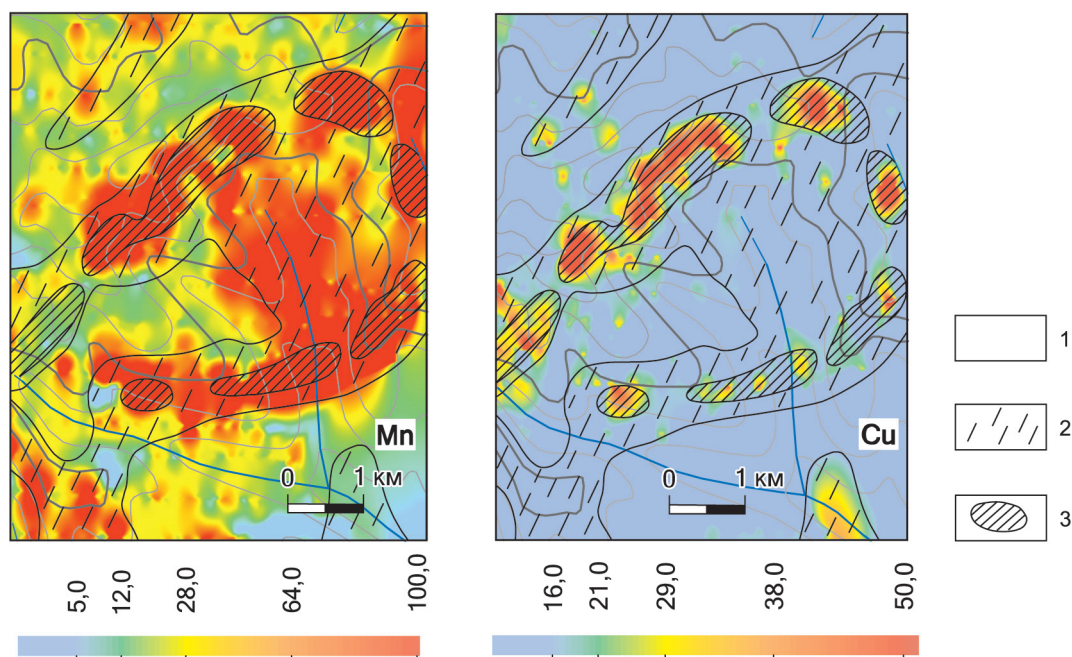


Рис. 3. Восточная часть Албазинского рудного поля

Содержания Mn приведены в $n \times 10^{-3} \%$, Cu в $n \times 10^{-4} \%$. Горные породы: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, в том числе углистые, 3 – кремнисто-глинистые

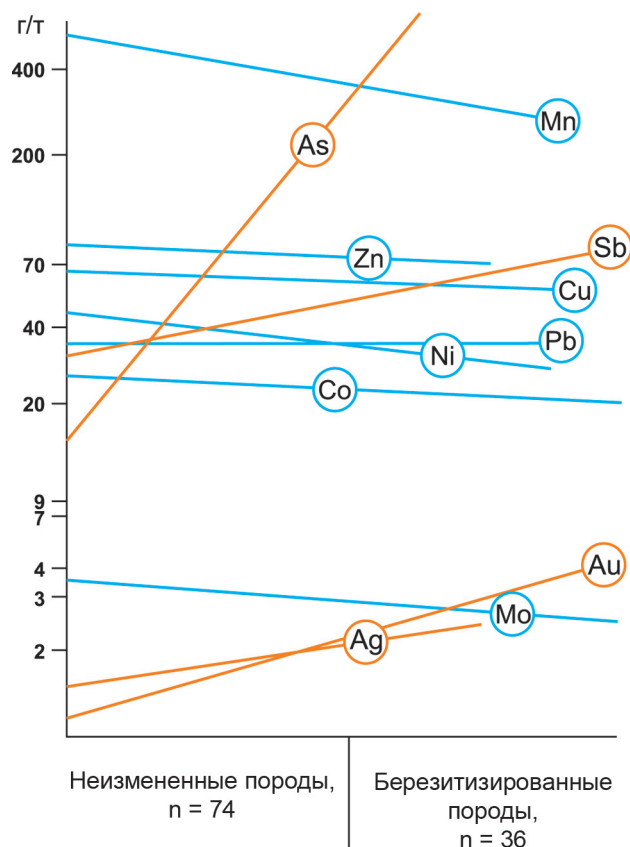


Рис. 4. Тренды поведения элементов в вулканогенно-осадочной толще в результате березитового метасоматоза

Вертикальный масштаб содержания элементов (г/т) логарифмический. 1 – неизменные и 2 – березитизированные породы

в локализации оруденения, которое, как правило, находится в песчаниках среди горизонтов кремнисто-глинистых пород и спилитов, где тяготеет к границам стратифицированных пачек. Спилиты и кремнисто-глинистые породы играют преимущественно роль экранов, и в них оруденение встречается реже.

Кроме того, важный литолого-структурный фактор локализации руд – дайки среднего и умеренно кислого составов, к приконтактовым частям которых приурочено оруденение.

Заключение. Описанная ассоциация биохемогенно-терригенных пород со спилитами имеет признаки глубоководной фации спилито-диабазовой кремнисто-песчано-глинистой геологической формации [4], характерной для богатого органикой окраинного морского бассейна. Подобные формации ленточных кремней в ассоциации с офиолитами широко распространены в других складчатых областях мира [2], где рассматриваются как реликты океанической литосферы, перемещенные тектоническими движениями на окраины материков в ходе обдукции или аккреции.

Рассматриваемая рудная формация может быть отнесена к марганценовой вулканогенно-кремнистой или эффузивно-кремнистой марганценовой с осадочно-эксплуатационным типом марганцевой минерализации [1, 9].

Содержание оксидов марганца в породах описанной ассоциации в среднем составляет 1,4–3,4 %. Учитывая незначительные параметры марганцеворудных залежей и относительно невысокие содержания в них этого элемента,

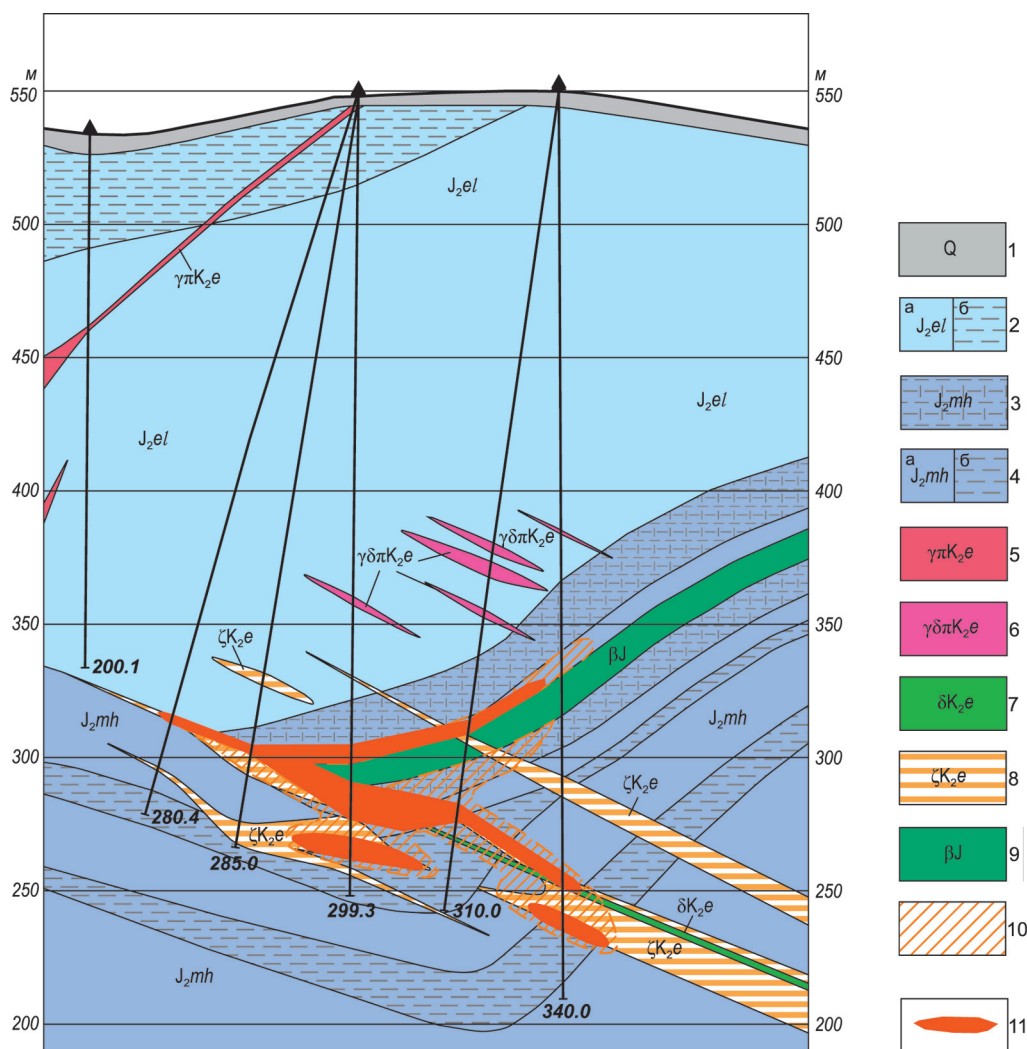


Рис. 5. Албазинское месторождение. Положение золоторудных тел в поперечном разрезе через Надеждинскую рудную зону, буровой профиль 400

1 – рыхлые поверхностные отложения; 2 – эльгонская свита: песчаники (а), алевролиты (б); 3, 4 – михалицынская свита: 3 – кремнисто-глинистые породы, 4 – песчаники (а), алевролиты (б); 5–9 – магматические образования: 5 – гранит-порфиры, 6 – гранодиорит-порфиры, 7 – диориты, 8 – дациты, 9 – спилиты; 10 – участки гидротермально измененных пород; 11 – золоторудные тела

а также подразумевая высокую степень изученности рудного поля, перспективы комплекса в пределах Албазинского рудного поля на марганцевое промышленное оруденение оцениваются отрицательно.

Предполагается, что наличие вулканогенно-кремнистой толщи, наряду с магматическим, метасоматическим и структурным факторами, сыграло заметную роль для локализации золотого оруденения Албазинского рудного поля. Литологически контрастный разрез стратифицированных пород с участием разнотипных пород (песчаников, КГП, спилитов, углеродистых алевролитов) представляет собой сочетание физико-химических барьеров, неблагоприятных (КГП, спилиты) и благоприятных для локализации пород (хрупкие песчаники, тонкопереслаивающиеся пачки песчаников, алевролитов с КГП). Следовательно, вулканогенно-кремнистая толща

играла роль литологического фактора локализации оруденения.

Кроме того, при метасоматическом преобразовании углеродистых алевролитов этой толщи восстановительная обстановка могла способствовать рудообразованию.

Не исключено, что часть золота в рудных телах могла быть экстрагирована из обогащенных золотом пород вулканогенно-кремнистой и углеродистой толщи в ходе ее гидротермального преобразования из периферийных частей гидротермальных систем с переотложением в центральных частях рудоносных зон.

1. Архипов Г. И., Воеводин В. Н., Гаврилов В. И. Основные типы рудных формаций: Терминологический справочник. – М.: Наука, 1984. – 316 с.

2. Волохин Ю. Г. Мезозойское и кайнозойское кремне-накопление в окраинных бассейнах востока Азии. — Владивосток: Дальнаука, 2012. — 434 с.

3. Дмитриева Е. В., Либрович В. Л., Некрасова О. И. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 3: Кремнистые породы. — М.: Недра, 1973. — 340 с.

4. Забродин В. Ю., Кириллова Г. Л., Кулындышев В. А. Геологические формации. Т. 2. — М.: Недра, 1982. — 397 с.

5. Потапов Ю. И., Вихлянцев В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеамурская. Лист N-53-XXX. Объяснительная записка. — М.: Мингео СССР, 1981. — 96 с.

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

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

8. Шуршалина В. А., Холопешин И. А. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 200 000 (лист N-54-XXV). — М.: Мингео СССР, 1978. — 109 с.

9. Яковлев П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. — М.: Недра, 1986. — 358 с.

2. Volokhin Yu. G. Mesozoyskoe i kaynozoyское kremnenakoplenie v okrainnykh basseynakh vostoka Azii [Mesozoic and Cenozoic silica accumulation in the marginal basins of eastern Asia]. Vladivostok: Dalnauka. 2012. 434 p.

3. Dmitrieva E. V., Librovich V. L., Nekrasova O. I. Atlas tekstur i struktur osadochnykh gornykh porod. Ch. 3: Kremnistye porody [Atlas of textures and structures of sedimentary rocks. Pt. 3: Siliceous rock]. Moscow: Nedra. 1973. 340 p.

4. Zabrodin V. Yu., Kirillova G. L., Kulyndyshev V. A. Geologicheskie formatsii. T. 2 [Geological formations. Vol. 2]. Moscow: Nedra. 1982. 397 p.

5. Potapov Yu. I., Vikhlyantsev V. V. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Nizhneamurskaya. List N-53-XXX. Ob"yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Nizhneamurskaya. Sheet N-53-XXX. Explanatory note]. Moscow: Mingeo SSSR. 1981. 96 p.

6. Trushin S. I., Kirillov V. E. The Albazino deposit — a new industrial type of gold mineralization in the Far East. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2018. No. 73, pp. 60–67. (In Russian).

7. Khanchuk A. I., Ivanov V. V. Meso-Cenozoic geodynamic conditions and gold mineralization of the Russian Far East. *Geologiya i geofizika*. 1999. Vol. 40. No. 11, pp. 1635–1645. (In Russian).

8. Shurshalina V. A., Kholopesin I. A. Ob"yasnitel'naya zapiska k geologicheskoy karte masshtaba 1 : 200 000 (list N-54-XXV) [Explanatory note to the geological map of scale 1:200,000 (sheet N-54-XXV)]. Moscow: Mingeo SSSR. 1978. 109 p.

9. Yakovlev P. D. Promyshlennyye tipy rudnykh mestorozhdeniy [Industrial types of ore deposits]. Moscow: Nedra. 1986. 358 p.

1. Arkhipov G. I., Voevodin V. N., Gavrilov V. I. Osnovnye tipy rudnykh formatsiy: Terminologicheskii spravochnik [The main types of ore formations: Terminological Handbook]. Moscow: Nauka. 1984. 316 p.

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

Кириллов Вадим Евгеньевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, ООО «Ресурсы Албазино» АО «Полиметалл УК». Ул. Муравьева-Амурского, 18, Хабаровск, 680000, Россия. <kirillovVE@hbr.polymetal.ru>

Иванов Владимир Викторович — канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, ДВГИ ДВО РАН¹. <d159327@yandex.ru>

Ноздрачев Евгений Анатольевич — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ДВГИ ДВО РАН¹. <nea99@mail.ru>

Trushin Sergei Ivanovich — Mineral resources Deputy of General Director, Management Company, Polymetal joint-stock company. 2 ul. Narodnogo Opolcheniya, St. Petersburg, 198216, Russia. <Trushin@polymetal.ru>

Kirillov Vadim Evgenyevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, Search and exploration department, limited liability company Resources of Albazino, Polymetal joint-stock company. 18 ul. Muravyov-Amursky, Khabarovsk, 680000, Russia. <kirillovVE@hbr.polymetal.ru>

Ivanov Vladimir Viktorovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of laboratory, FEGI FEB RAS¹. <d159327@yandex.ru>

Nozdrachev Evgeny Anatolevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, FEGI FEB RAS¹. <nea99@mail.ru>

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. Пр. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022, Россия.
The Far East Geological Institute FEB RAS (FEGI FEB RAS). 159 Prospekt 100-letiya, Vladivostok, 690022, Russia.

Перспективы ураноносности восточной части Амуро-Зейской впадины (Нижне-Бурейская площадь)

В результате анализа литолого-стратиграфических, геофизических, геохимических, гидрогеологических, ландшафтно-геоморфологических материалов, дешифровочных данных аэрокосмических съемок выделены металлотекты локализации гидрогенного уранового оруденения на территории восточной части Амуро-Зейской впадины и определены площади для постановки поисковых работ.

Ключевые слова: гидрогенное урановое оруденение, палеодолины, поверхностные месторождения, уран, Амуро-Зейская впадина.

A. A. PUGOVKIN, G. B. LEBEDEVA (VSEGEI)

Uranium mineralization potential in the eastern part of the Amur-Zeya depression (Nizhnyaya Bureya area)

Analysis of lithostratigraphic, geophysical, geochemical, hydrogeological, landscape-geomorphological materials, interpretation data of aerospace surveys allowed identification of metallotects of hydrogenic uranium mineralization location and outlining exploration prospects in the eastern part of the Amur-Zeya depression.

Keywords: Hydrogenic uranium mineralization, paleovalleys, surface ore deposits, uranium, Amur-Zeya depression.

Как цитировать эту статью: Пуговкин А. А., Лебедева Г. Б. Перспективы ураноносности восточной части Амуро-Зейской впадины (Нижне-Бурейская площадь) // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 77–88.

Первые сведения об ураноносности площади изложены в работе Н. Н. Васильева и др. (2000 г.), где высказано мнение о проявлении в регионе верхнемеловой и неогеновой эпох экзогенной миграции и накопления урана. Перспективы локализации гидрогенного уранового оруденения Амуро-Зейской впадины в целом рассматривались А. А. Коковкиным (А. А. Коковкин, 2014).

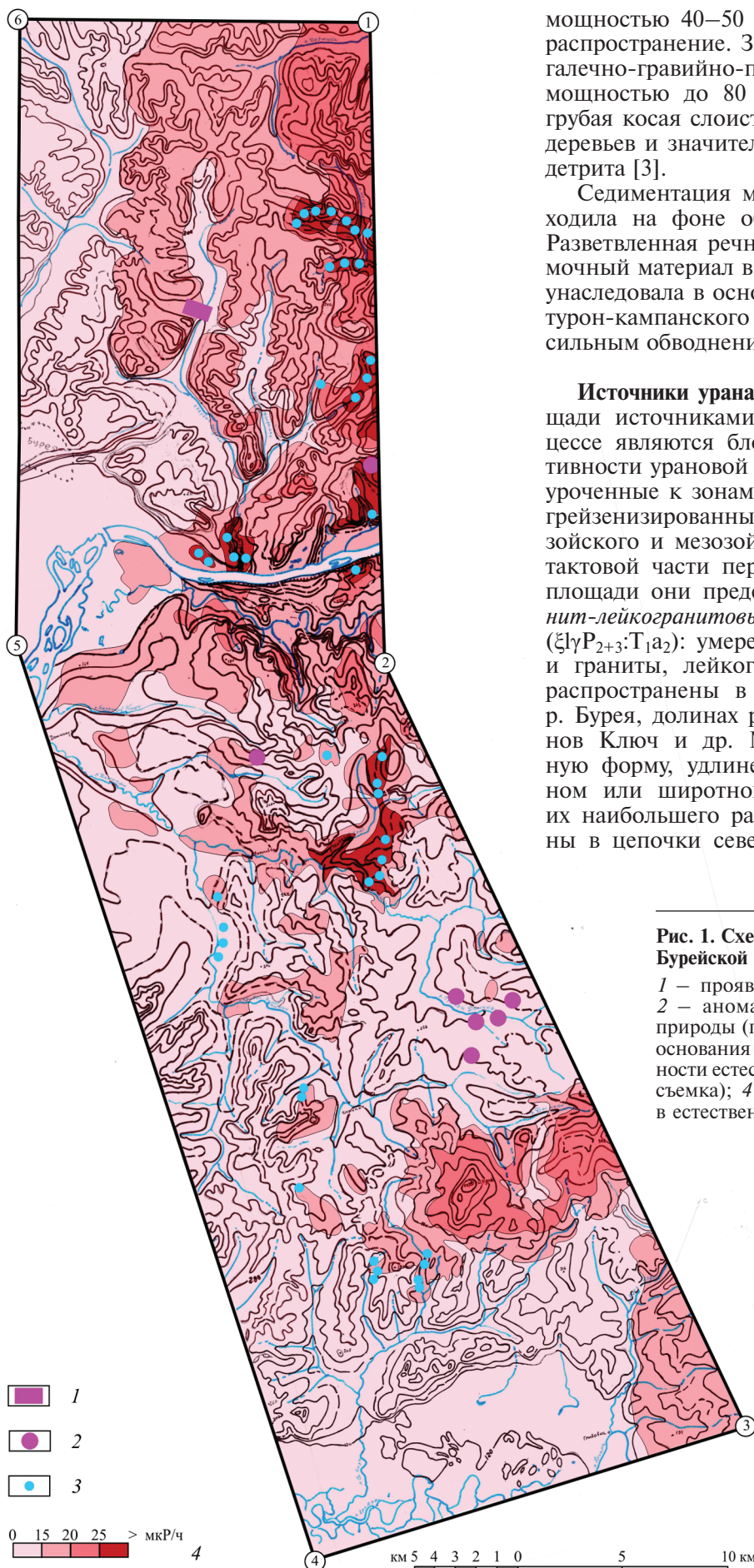
В период с 2015 по 2017 г. на Нижне-Бурейской площади проведены опережающие геолого-геофизические работы на гидрогенный тип уранового оруденения, в рамках которых Норильским филиалом ВСЕГЕИ осуществлены аэрогеофизические исследования в масштабе 1 : 50 000 на площади 1416 км² (рис. 1).

Формирование гидрогенного уранового оруденения в палеодолинах на Нижне-Бурейской площади связывается с образованиями платформенного этапа развития, в которых по вещественному составу, условиям образования и геохимическим особенностям выделяют (снизу вверх): глинисто-песчаную пестроцветную (K_2t-km), глинисто-гравийно-песчаную сероцветную (K_2m), песчано-глинистую буроугольную ($P-N_1$) формации (рис. 2) [1].

Глинисто-песчаная пестроцветная формация (K_2t-m) представлена базальной частью осадочного чехла и залегает на подстилающих доверхнемеловых образованиях с седиментационным

перерывом и несогласием на абсолютных отметках от 0 до –400 м, не обнажается на дневной поверхности и вскрыта на полную мощность относительно небольшим количеством скважин, в связи с чем ее фациальный состав в контурах турон-кампанского седиментационного бассейна изучен лишь в самом общем виде (Н. Н. Васильев, 2000).

Наиболее вероятной рудовмещающей толщей для уранового оруденения в палеодолинах, по нашему мнению, можно считать маастрихтскую глинисто-гравийно-песчаную формацию (K_2m), отвечающую по объему цагайской свите. Она с размывом залегает на подстилающих отложениях осадочного чехла, трансгрессивно перекрывая их. Мощность отложений формации – 580 м. Подошва формации залегает на абсолютных отметках от –160 до –390 м. Формация состоит из ритмичного чередования песков, алевролитов, глин, гравийников и галечников озерно-аллювиального происхождения. Какой-либо закономерности в распространении литифицированных прослоев как по латерали, так и вертикали не наблюдается. В основании формации отмечен маломощный горизонт галечников или грубо-зернистых гравийных песчаников на карбонатном цементе, который перекрывается плотными бейделлит-монтмориллонитовыми аргиллитоподобными глинами зеленовато-серого цвета



мощностью 40–50 м, имеющими региональное распространение. Завершается разрез формации галечно-гравийно-песчаной пачкой пород общей мощностью до 80 м, для которой характерна грубая косая слоистость, окремненные обломки деревьев и значительная примесь растительного детрита [3].

Седиментация маастрихтского времени проходила на фоне общего воздымания региона. Разветвленная речная сеть, поставлявшая обломочный материал в седиментационный бассейн, унаследовала в основных чертах речные долины турон-кампанского времени, но отличалась более сильным обводнением [2].

Источники урана. На Нижне-Бурейской площади источниками урана в гидрогенном процессе являются блоки с аномалиями радиоактивности урановой и смешанной природы, приуроченные к зонам катаклаза и милонитизации грейзенизированных гранитоидов позднепалеозойского и мезозойского возрастов, в экзоконтактной части пермо-триасовых интрузий. На площади они представлены *алтахтинским сие-нит-лейкогранитовым комплексом*, второй фазой ($\xi\gamma P_{2+3}:T_{1a2}$): умереннощелочные лейкограниты и граниты, лейкограниты. Породы комплекса распространены в бассейне среднего течения р. Бурей, долинах рек Прямой Домикан, Романов Ключ и др. Массивы имеют неправильную форму, удлинены в северо-северо-восточном или широтном направлениях, в районах их наибольшего распространения сгруппированы в цепочки северо-восточного простирания,

Рис. 1. Схема общей радиоактивности Нижне-Бурейской площади

1 – проявление урана в осадочном чехле; 2 – аномалии радиоактивности урановой природы (пункты минерализации) в породах основания впадин; 3 – аномалии радиоактивности естественного гамма-поля (пешеходная съемка); 4 – шкала радиоактивности пород в естественном залегании

контролирующиеся параллельными тектоническими зонами. Размеры тел варьируют по площади от первых квадратных километров до первых десятков. Распределение пород хаотичное и для большинства плутонов имеет индивидуальный характер. Часть массивов с простым строением сложены кварцевыми сиенитами, которые в краевых зонах переходят в сиенит-порфиры. При пологом падении контактов ширина оторочки сиенит-порфиров достигает 200–400 м, при крутом (50° – 60°) она практически отсутствует. Для ряда массивов характерно двухфазное строение: роговообманковые сиениты, имеющие локальное распространение, прорываются лейкогранитами и умереннощелочными лейкогранитами. Разделение на породы первой и второй фаз в ряде случаев устанавливается с трудом из-за частых взаимопереходов либо тектонических контактов между ними [4].

Гранитоиды второй фазы слагают преимущественно мелкие тела, которые тяготеют к зонам катаклаза и милонитизации северо-восточного простирания или зонам пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Для них характерны повышенная магнитная восприимчивость и радиоактивность, поэтому они уверенно фиксируются аэрогеофизическими методами. Выходам пород отвечает положительное дифференцированное магнитное поле интенсивностью более 2м и высокие содержания радиоактивных элементов.

На аэрофотоснимках описываемые породы не опознаются. Обратным дешифрированием выделяются лишь тела гранитов, расположенные среди катаклазированных позднепалеозойских гранитоидов в истоках р. Средняя Илга. Их характеризует более светлый фототон и отсутствие прерывисто-линейного рисунка, свойственного катаклазированным вмещающим породам.

Массивы алтаhtинского комплекса, расположенные среди позднедокембрийских отложений, окружены ореолами контактового метаморфизма шириной от нескольких десятков до сотен метров. Филлитовидные сланцы и алевролиты превращены в очковые кордиеритовые сланцы, переходящие в пятнистые; в мраморах около контактов с сиенитами наблюдается развитие тремолита, местами мраморы окварцованы. Чаще вмещающими являются гранитоиды палеозоя, в которых контактовое воздействие выражено окварцеванием, альбитизацией и лимонитизацией.

Дайковые породы включают кварцевые жилы, пегматиты, щелочные граниты, сиенит- и граносиенит-порфиры, реже грорудиты, бостониты и сельвсбергиты, а в пределах интрузивов – аплиты. Пегматиты сложены блоковыми агрегатами микроклина и кварца (до 5 см в поперечнике), сцементированными кварцевой массой, содержащей биотит, турмалин, гнезда циркона и монацита и призматические кристаллы ортита длиной до 3 мм. Мощность даек аплитов и пегматитов до 1 м, остальных – до 5–10 м, протяженность до 200–300 м.

Возраст алтаhtинского комплекса определяется по результатам радиологических определений из разных массивов: 227, 230, 252, 260 млн лет. С породами комплекса связано редкоземельно-бериллиевое и урановое оруденения.

Важный фактор, характеризующий гранитоидный комплекс в качестве источника урана, – гидротермально-метасоматические изменения, особенно альбитизация и грейзенизация [4].

Альбитизация предшествует грейзенизации и наблюдается чаще всего в двуслюдяных гранитах, проявляется во внешних зонах грейзенов и грейзенизированных пород. Альбит замещает микроклин, в том числе и метасоматического происхождения, с образованием пятнистых пертитов замещения; плагиоклаз подвергается деаортитизации, иногда с выделением цоизита. Альбит в виде червеобразных новообразований, реже тонких прожилков, сечет все минералы в катаклазированных гранитах. Максимальное развитие процесса приводит к образованию почти мономинеральных альбититов. В центральной части площади они слагают мелкие тела мощностью 2–5 м и протяженностью до 150 м среди поля альбитизированных гранитов, которое охватывает грейзенизированные породы. В альбититах присутствуют реликты кварца, микроклина, реже биотита, а также новообразованные цоизит, эпидот, кварц. С альбититами связаны повышенные содержания урана и тория.

Грейзенизация отмечается фрагментарно в узких (100–300 м) зонах и приурочена к краевым частям массивов двуслюдяных и порфировидных гранитов. Грейзены сложены кварцем (40 %), мусковитом (55 %), апатитом, рутилом, пиритом (5 %), в порфировых областях иногда присутствует топаз до 20 % и турмалин голубовато-синего цвета. В мусковите отмечена высокая примесь лития (до 5 %). В экзоконтакте отдельных тел гранитов, в зонах мощностью до 1–1,5 км и протяженностью до 5–6 км, обычно вдоль разломов, гранитоиды превращены в кварц-мусковитовые грейзены, грейзенизированные граниты и метасоматиты. Грейзенизация гранитоидов сопровождается характерной фтористо-борной и сульфидной минерализацией. Поля грейзенизированных пород, как правило, приурочены к зонам катаклаза северо-восточного простирания и генетически связаны с интрузиями алтаhtинского комплекса, так как повсеместно на площади имеют с ними пространственную связь. При петрографическом изучении разрезов выделены три стадии грейзенизации. Грейзенизация является наиболее важным процессом при формировании гидрогенных месторождений урана в палеодолинах в связи с преобразованием связанных в кристаллических решетках урансодержащих минералов в миграционноспособное состояние. Уран при этом извлекается из гранитов слабокислыми растворами, в том числе и поверхностными водами.

Другим источником урана являются коры выветривания. Раннемеловые коры

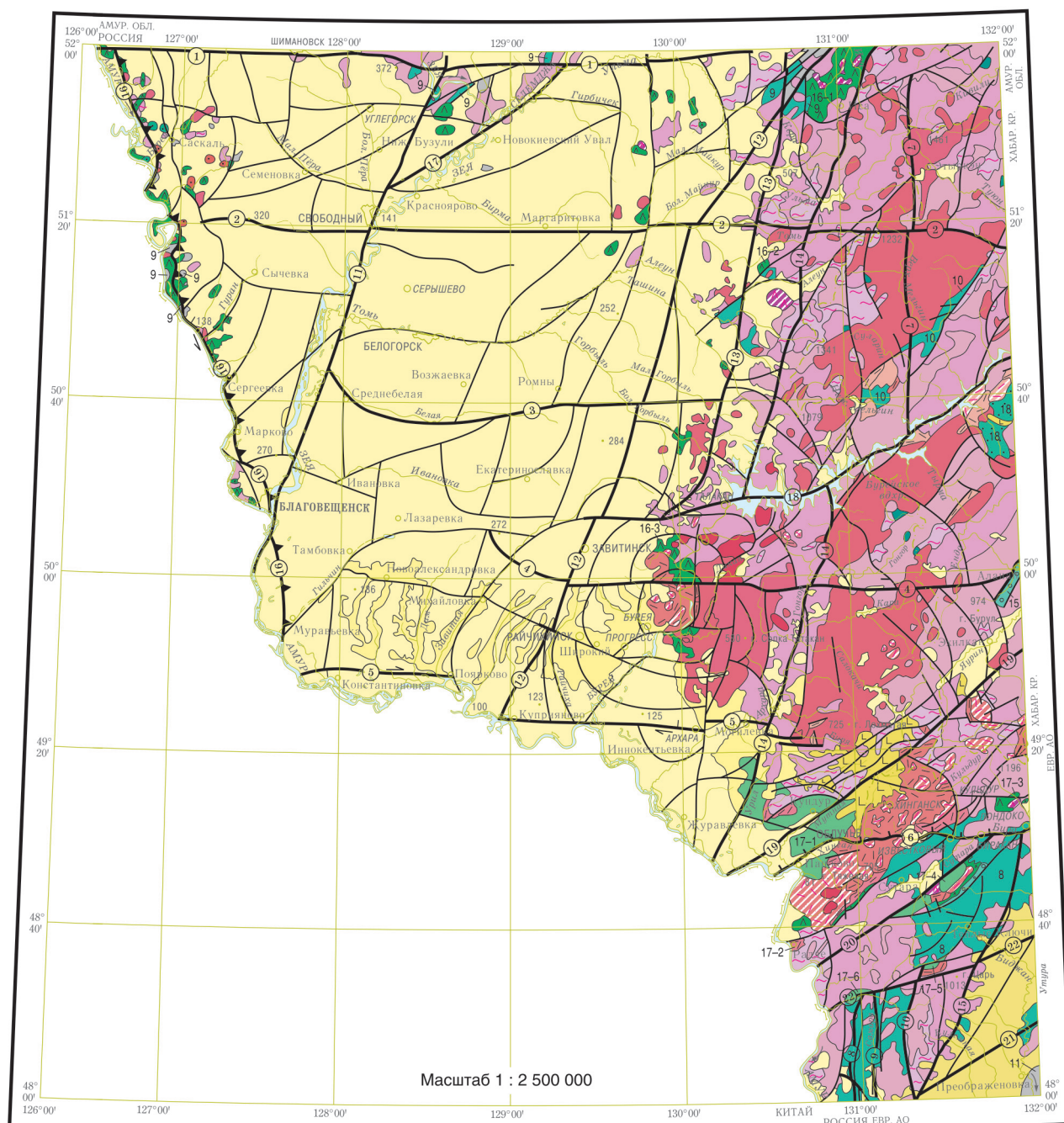
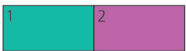


Рис. 2. Тектоническая схема (лист М-52)

выветривания установлены при бурении в краевых частях Амуро-Зейской впадины. Под базальными слоями станолитской свиты баррем-аптского возраста они представлены зоной дезинтеграции и ожелезнения в подстилающих слюдяно-кварцевых сланцах. Порода становится кирпично-красными. Мощность зоны 9 м. Между поярково-красной и тараконской свитами установлена кора выветривания по андезибазальтам. На плотных темно-серых андезибазальтах залегают (снизу вверх): 1 — дресвяная кора дезинтеграции по выветрелым сургучным андезибазальтам — 7,5 м; 2 — глина плотная коричневатая-серая с реликтами

первичной структуры андезибазальтов; состав глины — монтмориллонит с примесью каолинита и гидрослюда — 37,3 м. Общая мощность коры до 45 м. Сходное строение коры выветривания по палеозойским гранитам или андезитам наблюдается под верхней подсвитой поярково-красной свиты. Возраст коры выветривания (ранний баррем) установлен по ее положению в разрезе [5].

Поздне-меловые коры выветривания обнаружены в разрозненных скважинах, где цаганская свита налегает на выветрелые риодациты поярково-красной свиты или выветрелые песчаники нижнего девона. Дезинтегрированные

Структурные этажи	Элементы тектонического районирования, формации, геодинамические условия, возраст формаций
АЛЬПИЙСКИЙ	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ И ПОКРОВЫ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО РИФТОГЕННОГО ПОЯСА 1 — галечно-глинисто-песчаная (N_1-Q_1) 2 — алевроито-глинистая угленосная (P_1-N_1) формации континентального рифта: 3 — угленосная верхняя моласса (P_1-Q_1) 4 — платобазальтовая (P_1, N_1, N_2-Q_1)
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ – КАЙНОЗОЙСКИЙ	ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА Восточно-Бурейская вулканоплутоническая зона Орогенно-магматические формации:  терригенная и вулканогенно-терригенная нижняя моласса (K_2)  сиенит-лейкогранитовая (K_2); гранодиорит-гранитовая (K_2)  известняково-песчано-глинистая формация внутренних морей (K_2)  трахиандезит-трахириолитовая (K_2): 1 — покровных, 2 — субвулканических образований  терригенная и вулканогенно-терригенная верхняя моласса (K_{1-2})  трахириолит-риолитовая (K_1): 1 — покровных, 2 — субвулканических образований  терригенная нижняя моласса (K_1)  габбро-монцодиорит-гранодиоритовая (K_1)  риолит-дацит-андезитовая: 1 — покровных, 2 — субвулканических образований (K_1)
РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ	Бурейский массив  терригенная нижняя моласса (J_3) и угленосная верхняя моласса внутриплатформенных впадин (J_3, J_3-K_1, K_1)
ГЕРЦИНСКИЙ	ФОРМАЦИИ КРАЕВЫХ И ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫХ ПРОГИБОВ В ОБЛАСТИ ШЕЛЬФА И ВНУТРИПЛАТФОРМЕННОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО И ПЛУТОНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА  диорит-гранодиорит-гранитовая (J_3)  риолитовая (P_{2+3}, T_1): 1 — покровных, 2 — субвулканических образований, 3 — сиенит-лейкогранитовая (P_{2+3}, T_1)  терригенная нижняя моласса (P_1)  габбро-гранодиорит-гранитовая (C_{2-3})  известняково-глинисто-песчаниковая с вулканами ($S-C_1$)
КАЛЕДОНСКИЙ	 диорит-гранодиорит-гранитовая, редкометалльных пегматитов, околосегментов флюорит-слюдистых метасоматитов нерасчлененные (O)
БАЙКАЛЬСКИЙ	 1 — терригенная (RF_2, RF_3, V, C), карбонатно-терригенная (RF_3, V, C), дацит-риолитовая (RF_3), кремнисто-глинисто-карбонатная углеродсодержащая ($V-C, C$), нерасчлененные, 2 — кимберлитовых брекчий (RF)
ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ НЕРАСЧЛЕННЫЕ	МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВЫСТУПОВ ГРАНИТИЗИРОВАННОГО ФУНДАМЕНТА  1 — гнейсовая, мигматит-плагиигранитная (AR_2) и сланцевая (PR_1) нерасчлененные, 2 — метаморфизованных габбро и перидотитов

Разрывные нарушения

- Глубинные разломы: 1 — Шимановский, 2 — Свободненский, 3 — Ромненский, 4 — Завитинский, 7 — Верхнемельгинский, 8 — Березовский, 9 — Самарский, 10 — Левопомпеевский, 11 — Зейский, 12 — Верхнетомский, 13 — Западнотуранский, 14 — Туранский, 15 — Дитурский, 17 — Селемджинский, 18 — Бурейский, 19 — Хинганский, 20–21 — Система Тан-Лу (20 — Чаньчунь, 21 — Итунь-Илань), 22 — Помпеевский
- Надвиги: 6 — Бирский
- Сбросо-сдвиги: 5 — Константиновский, 16 — Амурский
- Поддвиги: 16 — Амурский
- Второстепенные разломы
- Границы структурно-вещественных комплексов достоверные

породы зоны выветривания имеют каолиновый или гидрослюдисто-каолиновый заполнитель. Ее мощность превышает 7 м. В нижних слоях цаганской свиты присутствует перетолженный каолинит. Приведенные факты свидетельствуют о домаастрихтском (сеноман-кампанском) гипергенезе. Позднемеловые коры распространены также севернее площади исследований.

Линейные коры выветривания развиваются вдоль разрывных нарушений, накладываясь на площадные коры. Возникающие вторичные минералы: гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, гидроокислы железа и марганца, гидрохлорит — совпадают с минералами площадных кор. Глубина проработки исходных пород возрастает до 120–150 м, ограничиваясь региональным базисом эрозии, существовавшим на период выветривания, а с удалением от осей разломов она быстро убывает. На водоразделе рек Бурей и Тюкан известны линейные коры с глубиной проработки 406 м.

Анализ фациального состава и литологических особенностей осадочного чехла Амуро-Зейской впадины свидетельствует о том, что его формирование происходило в континентальных условиях на озерно-аллювиальной равнине, осложненной палеогидросетью унаследованного развития с раннемелового времени вплоть до плейстоцена [6, 7].

Наиболее реальные перспективы поиска уранового оруденения в пределах Амуро-Зейской впадины связаны с базальными палеодолинами, врезанными в радиогеохимически специализированный субстрат [8]. Они формировались за контурами аккумулятивной равнины и были погребены под более молодым осадочным чехлом трансгрессивно расширявшегося седиментационного бассейна, в отличие от аллювиальных каналов, фиксировавших положение палеорек в пределах седиментационного бассейна.

Один из ведущих факторов локализации уранового оруденения гидрогенного типа в палеодолинах Нижне-Бурейской площади — гидрогеологические и радиогидрохимические условия. Отмечаются зоны свободного и затрудненного водообмена.

Зона свободного водообмена мощностью 100 и более метров практически полностью включает отложения позднемиоценово-плиоценовой галечно-гравийно-песчаной пестроцветной формации (белогорская и сазанковская свиты). Водоносный комплекс формации прорезается и дренируется современной речной сетью, образуя в речных долинах многочисленные высокодебитные родники. Скорость движения подземных вод позднемиоценово-плиоценовых отложений оценивается в 0,01–5,0 м/сутки [2]. По химическому составу воды зоны свободного водообмена гидрокарбонатно-силикатные или силикатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,1–0,3 г/л и слабокислой реакцией. В водах почти полностью отсутствует сульфат-ион, суммарное количество закисного и окисного железа — 0,9–13 мг/л, присутствует

диоксида кремния (до 30–40 мг/л), около 90 % которой находится в растворенной форме и лишь небольшая часть — в коллоидной.

Состав растворенных газов зоны свободного обмена кислородно-углекисло-азотный, а геохимическая обстановка в водах глеевая с большим содержанием закисного железа, реже окислительная. Содержание урана в водах повсеместно низкое и не превышает 2×10^{-7} г/л. В связи с активной инфильтрацией в зоне свободного водообмена и ее положением в сфере проявления процессов поверхностного окисления сохранение диагенетических или эпигенетических аккумуляций урана среди отложений пестроцветной галечно-гравийно-песчаной формации позднего миоцена — плиоцена маловероятно.

Зона затрудненного водообмена представлена отложениями верхнемеловой глинисто-гравийно-песчаной сероцветной и глинисто-песчаной пестроцветной формаций. Верхнемеловые формации содержат регионально распространенные глинистые флюидоупоры мощностью в первые десятки метров, затрудняющие водообмен между водоносными комплексами и горизонтами. Воды зоны затрудненного водообмена пресные напорные, иногда с самоизливом, гидрокарбонатные, натриевые или натриево-кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/л. Сульфат-ион в них отсутствует. В самых низах разреза минерализация вод возрастает до 0,6 г/л, а их состав меняется на гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый, что связывается с подтоком вод в базальный горизонт чехла из нижележащего рифтогенного СФК и фундамента. Состав растворенных газов азотный с примесью углекислоты и метана, иногда отмечается присутствие сероводорода. Геохимическая обстановка в водах восстановительная, преимущественно глеевая. Содержание урана в водах низкое ($n \times 10^{-7}$ г/л), однако здесь, наряду с низкими содержаниями, выявлены и отдельные гидрогеохимические аномалии ($n \times 10^{-6}$ – $n \times 10^{-5}$ г/л), обязанные, вероятно, существованию аккумуляции урана во вмещающих воды отложениях. Водоносные комплексы зоны затрудненного водообмена получают питание как за счет инфильтрации метеорных вод, так и подтока со стороны обрамления впадины. Воды других водоносных комплексов Нижне-Бурейской площади не оказывают значительного влияния на локализацию урана в палеодолинах. Сохранение уранового оруденения возможно лишь в зоне затрудненного водообмена, где фиксируется восстановительная геохимическая обстановка.

По мнению некоторых исследователей (Е. А. Головин и др., 1983), особенностью рассматриваемого уранового оруденения может являться участие в рудоформирующем процессе эксфильтрационных, предположительно, термальных растворов, обогащенных восстановителями и создающих на пути движения несущих уран инфильтрационных вод контрастный эпигенетический восстановительный барьер. Свидетельства участия эксфильтрационных растворов

в рудообразовании — соответствующие эпигенетические изменения пород и присутствие в парагенезе с урановым оруденением битумов, кальцита, флюорита и сульфидов, что дает основание некоторым исследователям относить это оруденение к эндогенному типу.

Важную, но, по-видимому, опосредованную роль в формировании уранового оруденения на рудоподготовительной стадии играют разрывные нарушения. Выделение разломов проведено как непосредственным картированием, так и при дешифрировании материалов космических съемок.

По данным дешифрирования материалов аэрокосмических съемок, на площади отмечаются тектонические нарушения диагональной и ортогональной тектонопары.

Диагональная тектонопара представлена в равной степени тектоническими нарушениями северо-восточной и северо-западной ориентировок. Тектонические нарушения северо-восточной ориентировки довольно равномерно распределены по территории исследований, представлены швами протяженностью от первых километров до первых десятков километров. Это наиболее древние и долгоживущие крупные разломы, которые контролируются зонами катаклазированных и рассланцованных пород и трассируют крупнейшие массивы позднепалеозойских гранитоидов, подчеркивая генеральное для палеозойских и мезозойских структур площади северо-восточное направление. Заложились они, вероятно, в кембрийскую эпоху. Активизация северо-восточных разломов, возможно, происходила и в кайнозое. Характерная особенность тектонических нарушений северо-восточного направления, как молодых, так и более древних, — слабовыраженный дуговой характер. В южной части территории наблюдается изменение их четко выраженного северо-восточного направления на близкое к субширотному. Более молодыми представляются разломы северо-западного простирания (290° – 345°). Их заложение произошло, по-видимому, в позднем палеозое, а активизация — в конце позднего палеозоя и в триасе, а также в раннемеловое время. Наиболее крупной из них является так называемая Туранская зона сколовых разломов (В. И. Пилипейко, 1975), фрагменты которой закартированы в бассейне р. Домикан. Разломы Туранской зоны обладают простиранием 315° – 330° и падением, близким к вертикальному. Движения по ним имели сбросовый характер, т. к. некоторые из них ограничивают впадины, выполненные вулканитами солонечной свиты. Амплитуда вертикальных перемещений по разломам, судя по изменению мощности вулканических пород в разных тектонических блоках, составляет первые десятки метров. Эти разломы распознаются по наличию выходов дробленных, лимонитизированных и окварцованных пород шириной до 25 м. Туранская зона разломов контролирует положение вулканических аппаратов раннемелового времени. Рассматриваемые

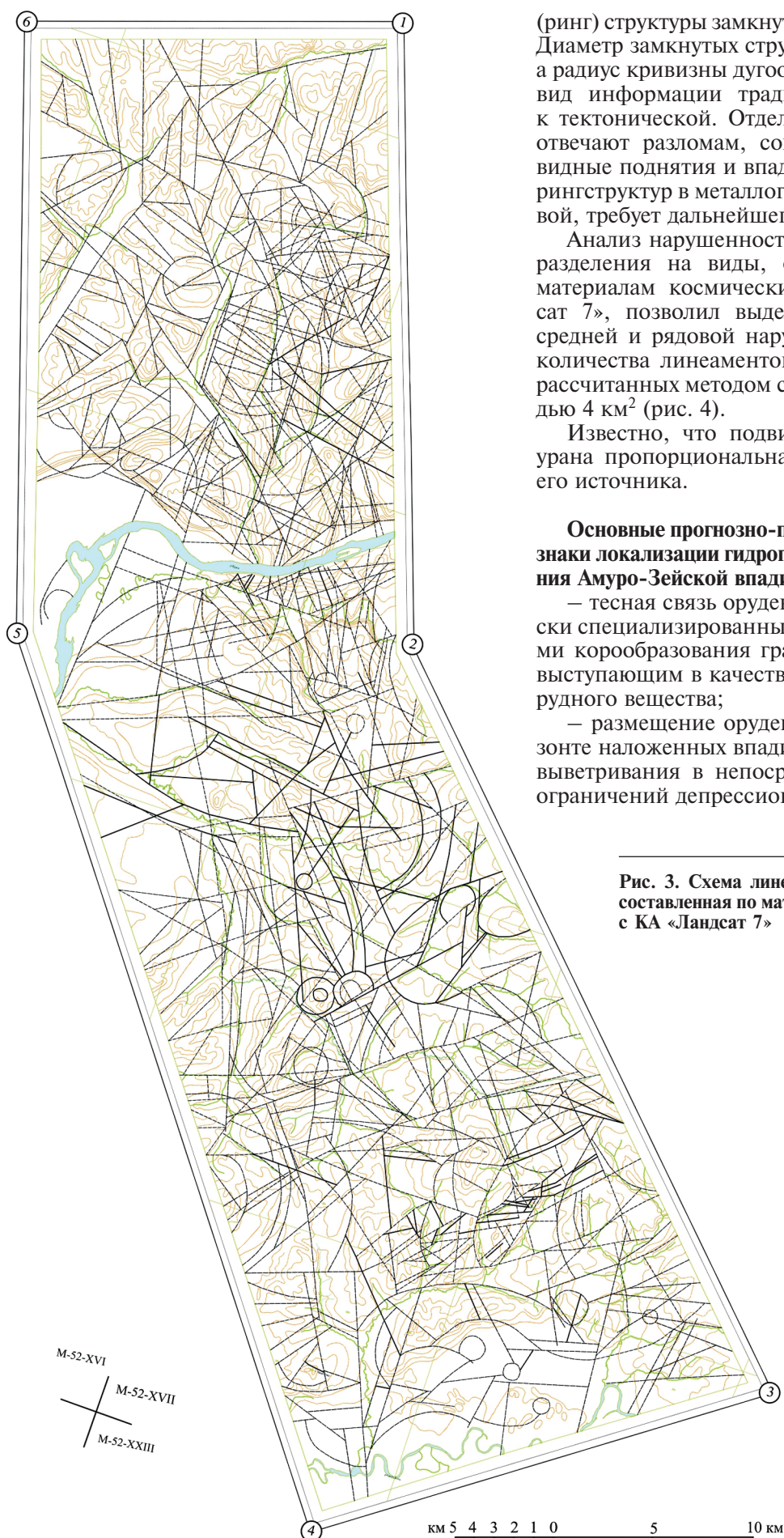
системы разломов хорошо дешифрируются на материалах аэрокосмических съемок и выделяются по геофизическим данным (рис. 3).

Ортогональная тектонопара представлена тектоническими нарушениями широтной и меридиональной ориентировок, отчетливо дешифрирующихся на материалах космических съемок с КА «Ландсат 7». В количественном отношении меридиональные разломы наиболее проявлены в северной, а широтные — в южной частях площади на правобережье р. Бурей. Разломы субширотного направления близки по времени к северо-восточным. Несомненно, перед внедрением позднепалеозойских гранитов они существовали, так как формирование большинства интрузивов происходило по двум системам разломов: широтной и северо-восточной. К местам пересечения субширотных и северо-восточных разломов тяготеют участки с максимально проявленной рудной минерализацией. Субширотные разломы неоднократно испытывали активизацию. Зоны широтных разломов пересекают как интрузивные, так и осадочные породы, протягиваясь на десятки километров. В гранитоидах эти разломы часто сопровождаются окварцованными тектоническими брекчиями, а в осадочных породах они выявляются по соприкосновению гранитоидов с верхними горизонтами цагайской свиты. При проходке канав установлено, что эти разломы — крутопадающие (60° – 70°) на юг и юго-восток сбросы. После активизации в кайнозое их амплитуда не превышает первых сотен метров. Разломы субмеридионального простирания являются, по-видимому, самыми молодыми.

Их протяженность не превышает первые десятки километров. Они отчетливо выражены в рельефе, сопровождаются окварцованными, гематитизированными тектоническими брекчиями.

Описываемые системы разломов (особенно, диагональной тектонопары) относятся к рудоконтролирующим структурным элементам. К ним тяготеет большинство проявлений урана, аномальных литогеохимических ореолов, часто сопровождающихся окварцеванием, сульфидизацией и др. и представляющих практический интерес, локализуясь в узлах пересечения разломов различных направлений. Большинство разломов всех направлений относится к сбросам лишь среди субмеридиональных нарушений, иногда устанавливаются надвиги, по которым движение масс происходило с востока на запад. Сбросами всевозможных направлений территория исследований была расколота на тектонические разнообразные блоки, которые испытывали перемещения различных знаков. Вертикальные движения продолжаются и в четвертичное время. Об этом свидетельствует наличие на площади комплекса речных террас, участков омоложенного рельефа, речных перехватов.

В качестве нетрадиционной геологической информации на Нижне-Бурейской площади на основе дешифрирования материалов космических съемок с КА «Ландсат 7» установлены кольцевые



(ринг) структуры замкнутой и дугообразной форм. Диаметр замкнутых структур не превышает 2 км, а радиус кривизны дугообразных — 6 км. Данный вид информации традиционно отнесен нами к тектонической. Отдельные дуговые элементы отвечают разломам, сопровождающим куполовидные поднятия и впадины. Роль описываемых рингструктур в металлогении, в частности урановой, требует дальнейшего изучения.

Анализ нарушенности сплошности пород без разделения на виды, отдешифрированной по материалам космических съемок с КА «Ландсат 7», позволил выделить блоки с высокой, средней и рядовой нарушенностями, исходя из количества линейментов и кольцевых структур, рассчитанных методом скользящего окна площадью 4 км² (рис. 4).

Известно, что подвижность (извлекаемость) урана пропорциональна степени нарушенности его источника.

Основные прогнозно-поисковые критерии и признаки локализации гидрогенного уранового оруденения Амуро-Зейской впадины (рис. 5):

- тесная связь оруденения с радиогеохимически специализированным, затронутым процессами корообразования гранитоидным субстратом, выступающим в качестве возможного источника рудного вещества;
- размещение оруденения в базальном горизонте наложенных впадин и нижележащих корах выветривания в непосредственной близости от ограничений депрессионных структур;

Рис. 3. Схема линейных и кольцевых структур, составленная по материалам космических съемок с КА «Ландсат 7»



— контроль оруденения желобообразными понижениями в рельефе фундамента, имеющими эрозионно-тектоническое происхождение и определяющими направленное движение инфильтрационных вод;

— отсутствие четкого литолого-фациального контроля оруденения, его многоярусность;

— повышенные по сравнению с кларком содержания урана в базальном горизонте впадин;

— участие в рудоформирующем процессе эксфильтрационных, предположительно, термальных растворов, обогащенных восстановителями и создающих на своем пути движения несущих уран инфильтрационных вод контрастный эпигенетический восстановительный барьер;

— крутопадающие разломы, определяющие положение долин крупных водотоков в мезозойском плутогенном и вулканогенном основании и, возможно, являющиеся основными путями выноса радиоактивных элементов из материнских пород на поверхность;

— гранитоиды алтаhtинского комплекса, затронутые процессами гидротермально-метасоматических изменений, особенно грейзенизацией (по данным гамма-спектрометрии, среднее содержание урана $3,5 \times 10^{-4}\%$), возможно, являющиеся источником свободного урана;

— потоки грунтовых и поверхностных вод, определяющие направление движения свободного урана;

— краевые части гранитных массивов, где широко развиты разрывные нарушения в зонах экзо- и эндоконтактов с вмещающими породами;

Рис. 4. Схема нарушения сплошности пород основания и чехла, составленная на основе дешифрирования материалов космических съемок с КА «Ландсат 7»

1 — рядовая; 2 — средняя; 3 — интенсивная

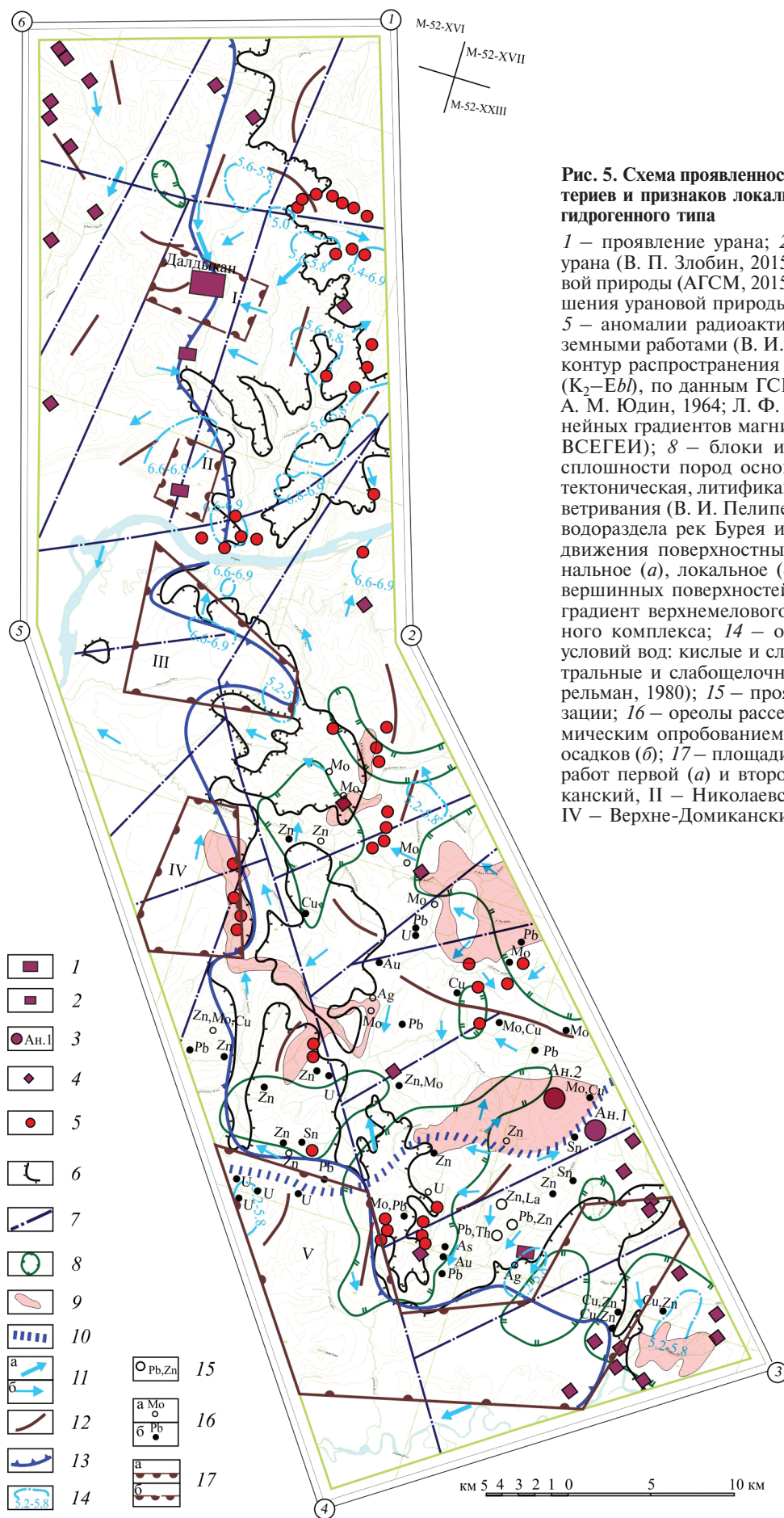


Рис. 5. Схема проявленности прогнозно-поисковых критериев и признаков локализации уранового оруденения гидрогенного типа

1 – проявление урана; 2 – пункты минерализации урана (В. П. Злобин, 2015); 3 – аэроаномалии урановой природы (АГСМ, 2015 г., ВСЕГЕИ); 4 – аэроповышения урановой природы (АГСМ, 2015 г., ВСЕГЕИ); 5 – аномалии радиоактивности, установленные наземными работами (В. И. Пилипейко и др., 1978); 6 – контур распространения платформенных отложений (K_2 – E_{bh}), по данным ГСР-200 (Н. К. Осипова, 1970; А. М. Юдин, 1964; Л. Ф. Васькин, 1981); 7 – оси линейных градиентов магнитного поля (АГСМ, 2015 г., ВСЕГЕИ); 8 – блоки интенсивной нарушенности сплошности пород основания и чехла (экзогенная, тектоническая, литификационная и др.); 9 – коры выветривания (В. И. Пилипейко и др., 1978); 10 – линия водораздела рек Бурея и Архара; 11 – направление движения поверхностных и подземных вод: региональное (а), локальное (б); 12 – осевые части (оси) вершинных поверхностей; 13 – гидродинамический градиент верхнемелового (маастрихтский) водоносного комплекса; 14 – ореолы щелочно-кислотных условий вод: кислые и слабокислые (рН 3–6,5); нейтральные и слабощелочные (рН 6,5–8,5) (А. И. Перельман, 1980); 15 – проявления рядовой минерализации; 16 – ореолы рассеяния, выявленные гидрохимическим опробованием (а), опробованием донных осадков (б); 17 – площади для постановки поисковых работ первой (а) и второй (б) очередей (I – Далдыканский, II – Николаевский, III – Усть-Деканский, IV – Верхне-Домиканский, V – Архаринский)

- участки с активной гидродинамикой подземных и поверхностных вод;
- эрозионно-тектонические уступы в пределах склоновых и водораздельных частей долин как косвенный признак тектонической нарушенности специализированных на уран пород;
- блоки интенсивной нарушенности сплошности пород основания и чехла (экзогенная, тектоническая, литификационная);
- ореолы повышенной радиоактивности, по данным шпуровой гамма-съемки и пешеходной гамма-спектрометрии, результатам АГСМ-25, наземной заверки аэроаномалий и литогеохимического и гидрогеохимического опробований;
- рудопроявления, проявления и пункты минерализации урана эндогенного и экзогенного типов, выявленные в результате поисковых работ разного масштаба.

Условие сохранности уранового оруденения в палеодолинах — консервация последних под чехлом более молодых отложений, препятствующая разрушению оруденения последующими эрозионно-денудационными процессами.

В результате проведенных исследований выделено пять участков общей площадью 188 км² для постановки поисковых работ на водородный тип уранового оруденения, в том числе первой — 161 км² (3 участка) и второй 27 км² (2 участка) очередей (рис. 5).

Участок Николаевский (II) площадью 12 км² расположен на правом берегу р. Буря в районе с. Николаевка. С поверхности сложен в основном терригенными отложениями сазанковской свиты. Отложения белогорской свиты сохранились только на вершинных поверхностях. Предполагаемый гидродинамический градиент, гидрохимическая аномалия с рН 6,6–6,9, площадные аномалии радиоактивности интенсивностью более 14 мкР/ч, выявленные в результате геологических маршрутов, а также пункт минерализации урана послужили причиной выделения участка как перспективного. В качестве рудовмещающей толщи рассматриваются отложения цагайской свиты. Предполагается вторая очередь постановки в его пределах поисковых работ по причине неоднозначности полноты проявления металлотектов водородного уранового оруденения.

Участок Усть-Деканский (III) площадью 39 км² расположен на левом берегу р. Буря, в приустьевой части р. Декан. Перспективность участка на выявление водородного уранового оруденения обусловлена наличием полного разреза рудовмещающей цагайской свиты; заливообразной формы распространения гидродинамического градиента маастрихтского водоносного горизонта; сложно построенного палеорусл; специализированного на уран катаклазированного основания палеорусл, сложенного гранитоидами третьей фазы тырмо-бурейского плутогенного комплекса и риолитами солонечной свиты, включающими многочисленные аномалии радиоактивности урановой природы; интенсивной

дезинтеграции (трещиноватости) чехла основания. Площадь отнесена к первой очереди постановки поисковых работ.

Участок Верхне-Домиканский (IV) площадью 42 км² расположен в междуречье Солёный Ключ и Кривой Домикан. Его перспективность обусловлена проявленностью металлотектов локализации водородного уранового оруденения, включая наличие полного разреза потенциально рудовмещающих отложений цагайской и сазанковской свит; палеорусл, выполненного отложениями одной из свит; сложно построенного гидродинамического градиента маастрихтского водоносного горизонта; специализированного на уран основания, сложенного трещиноватыми тектонически нарушенными гранитоидами тырмо-бурейского плутогенного комплекса; коры выветривания по палеозойским интрузивным образованиям и т. д. Анализ полноты проявления металлотектов локализации водородного уранового оруденения позволил предположить оруденение на двух уровнях. Первый от поверхности — сазанковский — в восточной части участка, и второй — цагайский — в западной. Полнота проявленности прогнозно-геологических критериев дала возможность предположить первую очередь постановки поисковых работ.

Участок Архаринский (V) площадью 80 км² расположен на правом берегу р. Архара и включает бассейны ее притоков: р. Гнилуша, Средняя Илга и Верхняя Илга. В пределах участка разрез рудовмещающих и потенциально рудовмещающих отложений сазанковской и цагайской свит представлен в полном объеме. Основанием Архаринской впадины в целом и участков в частности являются породы тырмо-бурейского плутогенного комплекса (C_{2-3t}), включающие пластинчатые ксенолиты метаморфических пород мельгинской свиты венда (Vml). Характерная особенность пород основания — установленные наземными и аэrorадиометрическими работами многочисленные аномалии радиоактивности преимущественно урановой природы, наличие блоков, затронутых гидротермально-метасоматической переработкой, в том числе грейзенизацией и интенсивной тектонической нарушенностью, широкое развитие кор выветривания. В качестве металлотекта первого рода предполагаются гидродинамический градиент верхнемелового (маастрихтского) водоносного горизонта и ряд гидродинамических аномалий с рН ≥ 5,8. Площадь отнесена к первой очереди постановки поисковых работ.

Участок Далдыканский (I) площадью 15 км² расположен в среднем течении р. Первый Далдыкан и включает правый и левый его борты. Основной урановорудный объект — проявление Далдыканское, приуроченное к базальному горизонту цагайской свиты. Участок сложен терригенно-осадочными отложениями плиоцен-зоплейстоцена (белогорская свита), представленными песками, гравийниками, супесями, глинами и т. д., рассматриваемыми рядом авторов в качестве

аллювия древних рек, перекрывающих отложения сазанковской свиты (N_1^{3sz}), сложенной песками, глинами с дресвой, в нижней части галечники кварцевые с песчаным заполнителем. Кислые вулканы солонечной свиты (K_1sl) — подстилающие для цагаянской свиты на участке. Расширение перспектив Далдыканского проявления нами связывается с возможным мультислойным понижением, выполненным терригенными отложениями нижней подсвиты цагаянской свиты или нижней толщи сазанковской свиты, расположенной на правом борту р. Первый Далдыкан. Площадь отнесена ко второй очереди постановки поисковых работ.

Таким образом, проведенные исследования могут служить основой для постановки поисково-оценочных работ на гидрогенный тип уранового оруденения в восточной части Амуро-Зейской впадины, что в целом подтверждено результатами опережающих прогнозно-оценочных работ ФГУП «Урангео» (Информационный отчет ФГУП «Урангео» по Договору №115/2015).

1. Варнавский В. Г., Седых А. К. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. — 184 с.

2. Гидрогеология СССР. Т. 23: Хабаровский край и Амурская область / ред. В. А. Маринов. — М.: Недра, 1971. — 514 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист М-52 — Благовещенск / Н. Н. Петрук, Ю. Р. Волкова. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.

4. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-XXIII (Архара) / ред. Л. Б. Кривицкий. — М., 1975.

5. Карта кор выветривания Амурской области масштаба 1 : 500 000 и объяснительная записка к ней: [Комплект] / Н. И. Орлова, Е. Ю. Нечипасенко и др. — М.: ВИМС, 1995.

6. Сорокин А. П., Худяков Г. И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине // Геоморфоструктура Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. — С. 12–34.

7. Сорокин А. П., Малышев Ю. Ф. Основные черты эволюции и глубинного строения Зейско-Буреинского и Сунляо осадочных бассейнов // Тихоокеанская геология. — 2013. Т. 32, № 2. — С. 3–19.

8. Шатков Г. А., Терентьев В. М., Пинский Э. М., Шор Г. М. Металлогеническое районирование Амурского геоблока (сопредельные территории России, Китая, МНР) в связи с задачами прогнозирования промышленных типов уранового оруденения на Востоке России // Региональная геология и металлогения. — 1999. — № 8. — С. 35–46.

1. Varnavskiy V. G., Sedykh A. K. Paleogen i neogen Priamur'ya i Primor'ya [Paleogenes and Neogene Amur and Primorye]. Vladivostok: DVNTs AN SSSR. 1988. 184 p.

2. Hidrogeologiya SSSR. T. 23: Khabarovskiy kray i Amurskaya oblast' [Hydrogeology of the USSR. Vol. 23: Khabarovsk Territory and Amur Region]. Ed. by V. A. Marinov. Moscow: Nedra. 1971. 514 p.

3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Dal'nevostochnaya seriya. List M-52 — Blagoveshchensk [The state geological map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern series. Sheet M-52 — Blagoveshchensk]. Ed. by N. N. Petruk, Yu. R. Volkova. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2012.

4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Khingano-Bureinskaya. List M-52-XXXIII (Arkhar) [State geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Khingano-Bureinskaya. Sheet M-52-XXXIII (Arkhar)]. Ed. by L. B. Krivitskiy. Moscow. 1975.

5. Karta kor vyvetrivaniya Amurskoy oblasti masshtaba 1 : 500 000 i ob'yasnitel'naya zapiska k nej [A map of the weathering crust of the Amur Region on a scale of 1:500,000 and an explanatory note to it]. Ed. by N. I. Orlova, E. Yu. Nechipasenko i dr. Moscow: VIMS. 1995.

6. Sorokin A. P., Khudyakov G. I. Features of the Mesozoic and Cenozoic sedimentation in the Amur-Zeya depression. *Geomorphostruktura of the Far East*. Vladivostok: DVNC AN SSSR. 1978. Pp. 12–34. (In Russian).

7. Sorokin A. P., Malyshev Yu. F. The main features of the evolution and deep structure of the Zeya-Bureinsky and Sunlyao sedimentary basins. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2013. Vol. 32. No. 2, pp. 3–19. (In Russian).

8. Shatkov G. A., Terent'ev V. M., Pinskiy E. M., Shor G. M. Metallogenic zoning of the Amur geoblock (adjacent territories of Russia, China, Mongolia) in connection with the forecasting of industrial types of uranium mineralization in the East of Russia. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 1999. No. 8, pp. 35–46. (In Russian).

Пуговкин Алексей Алексеевич — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Aleksey_Pugovkin@vsegei.ru>
Лебедева Галина Борисовна — геолог, ВСЕГЕИ¹. <Galina_lebedeva@vsegei.ru>

Pugovkin Aleksey Alekseevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Aleksey_Pugovkin@vsegei.ru>

Lebedeva Galina Borisovna — Geologist, VSEGEI¹. <Galina_lebedeva@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.

УДК 549.619.1:552.4(470.55+479.24)

А. М. АГАЕВ, Р. Н. МАМЕДАЛИЕВ (АГУНП, Азербайджан),
А. А. БАЙРАМОВ (АМГК, Азербайджан), Э. А. САДЫХОВ (ИЦ МФТИ)**Везувианы Кедабекских и Шишимских скарнов:
общие и отличительные особенности**

Проведена обзорно-аналитическая работа по рассмотрению кристаллографических, кристаллохимических и парагенетических особенностей везувианов из скарнов Шишимской копи (Южный Урал) и Кедабека (Азербайджан). Составлены списки минералов этих месторождений, отмечены их сходство и различие. Отличительная черта Шишимских везувианов — более высокие содержания CaO и низкие Al_2O_3 . Присутствие специфических: таумасит, монтицеллит, хондродит, — а также целого ряда железистых минералов: гематит, магнетит, ферроакерманит — определяет богатый минералогический состав. С другой стороны, обнаружение нехарактерного для Шишимских скарнов минерала каолинита, скорее всего, указывает на постскарновое образование в результате вторичных преобразований алюмосиликатных минералов. Содержание в Кедабекских скарнах большого объема волластонита указывает на низкую концентрацию в послемагматических растворах магния и особенно железа, что также отражено и в химическом составе скарнов. Напротив, присутствие железистых минералов в Шишимских скарнах свидетельствует о повышенной роли последующей низкотемпературной стадии образования.

Ключевые слова: *везувиан, скарны, рентгенодифрактометрический анализ, парагенезис минералов, Шишимская копь, Кедабек.*

А. М. AGAEV, R. N. MAMEDALIEV (ASOIU, Azerbaijan),
A. A. BAYRAMOV (AIMC, Azerbaijan), E. A. SADIKHOV (CET-MIPT)**Vesuvianite from Gedabek and Shishim skarns:
common and distinctive features**

The article contains a review and results of analytical studies of vesuvianite from Kedabek (Azerbaijan) and the Shishim mine (the Southern Urals) including crystallographic, crystallochemical and paragenetic features. Lists of minerals from both deposits have been compiled; their similarities and differences have been shown. Elevated CaO contents and low Al_2O_3 is distinctive feature of the Shishim vesuvianite. Occurrence of specific minerals such as thaumasite, monticellite, chondrodite and a number of ferrous minerals (hematite, magnetite, and ferroacermanite) indicates rich mineral composition of the Shishim mine. On the other hand, the discovery of kaolinite, which is not typical of the Shishim skarns, most likely testifies the post-skar formation as a result of secondary alteration of aluminosilicate minerals. High volume of wollastonite in the Kedabek skarns indicates low concentration in post-magmatic melt of magnesium and especially iron, which also reflected in the chemical composition of the skarns. In the Shishim skarns, the presence of ferrous minerals indicates an increasing role of the subsequent low-temperature formation stage.

Keywords: vesuvianite, skarns, X-ray diffraction, mineral paragenesis, Shishim mine, Kedabek.

Как цитировать эту статью: Агаев А. М. Везувианы Кедабекских и Шишимских скарнов: общие и отличительные особенности / А. М. Агаев, Р. Н. Мамедалиев, А. А. Байрамов, Э. А. Садыхов // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 89–97.

Введение. Везувиан — орто-диортосиликат сложного состава с общей схематической формулой $\text{X}_{19}\text{Y}_{13}\text{Z}_{18}\text{T}_{0-5}\text{O}_{68}\text{W}_{10}$, где X — Ca и другие крупные катионы, заполняющие позиции с координационными числами от 7 до 9; Y — катионы, помещенные в октаэдрах и пятивершинниках: Al, Mg, Fe, Ti и т. д.; Z — Si в тетраэдрах; T — В в треугольниках и тетраэдрах; W — анионы O^{2-} , F^- , Cl^- , OH^- [14, 16, 17]. Кедабекские (Гедабекские) везувианы изучались начиная с 1883 г. О. Корном, который впервые начал гониометрические измерения кристаллов везувиана и провел их химический анализ. В дальнейшем

исследования продолжались разными авторами, в числе которых был знаменитый русский кристаллограф Е. С. Фёдоров (1901 и 1903 г.). В послевоенные годы морфологией кристаллов везувиана, их химическим составом и оптикой занимались А. З. Везирзаде и И. Н. Ситковский (1946, 1952 г.), Г. П. Барсанов (1949 г.), Г. И. Керимов (1963 г.), С. А. Махмудов (1971 г.) и другие исследователи. Собственно, задача сравнить скарн и везувианы двух объектов возникла в результате работы Г. П. Барсанова [1], где были проведены детальные минералогические исследования везувианов Кедабекских скарнов

и Шишимской копи, отмечены их общие черты и указаны типичные везувианы контактов Шишимских и Назямских гор на Южном Урале.

Шишимская копь расположена на Южном Урале в пределах Центрально-Уральского мегантиклинория в 15–20 км к югу от г. Златоуст (рис. 1), в массиве средне-крупнозернистого габбро, интенсивно амфиболитизированного и эпидотизированного около его контакта с кварцитами [8], в мраморизованных известняках в крупном ксенолите в габбро, которые на юг сменяются контактовыми образованиями: пироксен-хлоритовыми, хлорит-серпентинитовыми, хлоритовыми, амфибол-хлоритовыми, амфиболовыми, гранат-хлоритовыми (лейхтенбергитовыми), гранат-везувиановыми и гранатовыми породами — плотными массивными или рассланцованными. Скарны представлены мелкозернистым желтым

андрадитом, зеленым клинохлором, перовскитом, голубым кальцитом, монтичеллитом, форстеритом, диопсидом. Встречаются везувиан, гидраргиллит (гиббсит), гранат (андрадит, гроссуляр, альмандин), пироксен (диопсид), амфиболы (актинолит, роговая обманка с размером кристаллов до 10–15 см), полевые шпаты (основной плагиоклаз, альбит), хлориты (лейхтенбергит), слюды (клинтонит), серпентин, турмалин, клиногумит, гематит, магнетит, титаномагнетит, перовскит, пирит, кальцит, тальк-апатит (продукты разложения апатита), хлорошпинель, хондродит, элестадит, эпидот и др. минералы [8–11]. Изучением Шишимской копи занимались известные минералоги П. О. Евреинов, Г. Розе, П. В. Еремеев, Н. И. Кокшаров, И. В. Мушкетов, В. С. Мясников, В. А. Попов. Впервые обнаружен таумасит и ферроакерманит [9].

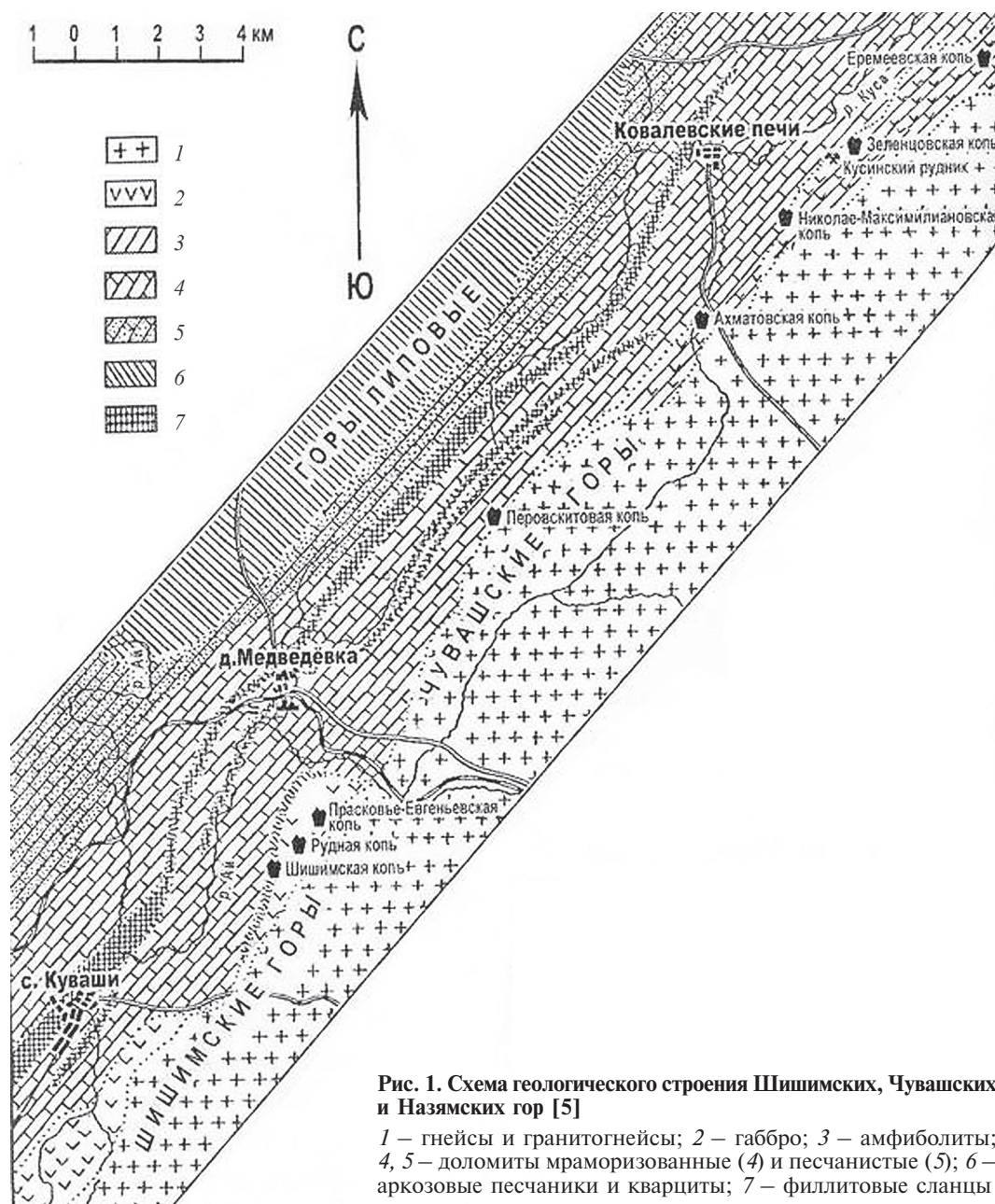


Рис. 1. Схема геологического строения Шишимских, Чувашских и Назямских гор [5]

1 — гнейсы и гранитогнейсы; 2 — габбро; 3 — амфиболиты; 4, 5 — доломиты мраморизованные (4) и песчанистые (5); 6 — аркозовые песчаники и кварциты; 7 — филлитовые сланцы

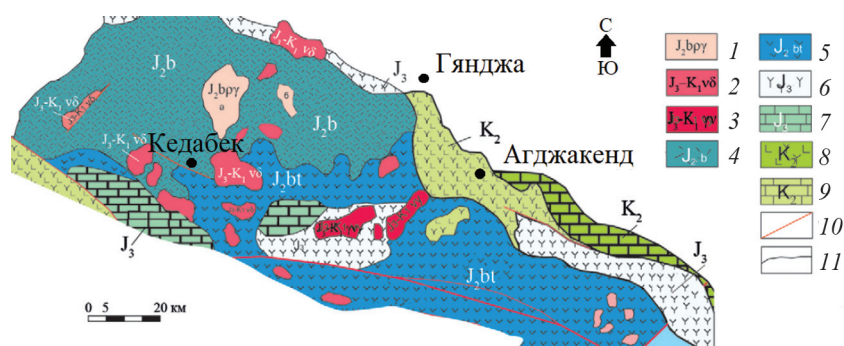


Рис. 2. Геологическая схема Лок-Гарабахской (Лок-Карабахской) тектоно-магматической зоны [12]

1 – плагиограниты J_2bpy ; 2 – габбро-тоналиты $J_3-K_1v\delta$; 3 – габброграниты $J_3-K_1\gamma v$; 4 – базальт-риолиты J_2b ; 5 – базальт-риолиты J_2bt ; 6 – базальт-дациты J_3 ; 7 – известняки J_3 ; 8 – базальт-дацит-риолиты K_2 ; 9 – известняки K_2 ; 10 – разрывные нарушения; 11 – геологические границы

Кедабекский гранитоидный массив, с которым пространственно связаны скарны, находится в пределах Лок-Гарабахской тектоно-магматической зоны (рис. 2), являющейся одной из основных структур Малого Кавказа и представленной сложнопостроенным складчато-блоковым сооружением, состоящим из кулисообразно расположенных антиклинальных и синклиналиных структур. В плане система образует выгнутую на север дугу протяженностью 350–400 при ширине 30–40 км [3]. На северо-западе дуги среди вулканических пород мезозоя выступают доальпийские породы фундамента. В строении зоны участвуют главным образом разновозрастные вулканогенные и плутонические образования, объединенные в ряд вулканогенных и комагматичных им плутонических комплексов [2].

В геологическом строении участвуют отложения средней и верхней юры. Средняя юра представлена вулканогенными породами нижнего и верхнего байоса, бата и келловей. Вулканыты нижнего байоса: базальты, андезибазальты и их туфы – в ореоле одноименного интрузива интенсивно ороговикованы. Верхний байос выражен риолитами, которые перекрывают отложения нижнего байоса – риолиты и гидротермальные кварциты. Породы батского яруса трансгрессивно налегают на риолитовую толщу и сложены базальтами, частично андезитами и их туфами, а также туфобрекчиями, которые в свою очередь перекрываются туфогенно-осадочными и карбонатными отложениями келловей-оксфордского яруса [2, 3]. Основные рудовмещающие отложения – верхнебайосские риодациты, превращенные в большинстве случаев во вторичные кварциты, в пределах которых размещены все известные залежи колчеданных руд [2, 7].

Породы ранних фаз Кедабека представлены габбро и габбродиоритами, а поздних – диоритами – кварцевыми диоритами, редко гранодиоритами. Породы первой фазы образуют тело в центральной части массива до 10 км², а диориты второй локализованы по периферии массива. По геологическим данным и результатам U-Th-Pb датирования, возраст массива оценивается в 144 млн лет (нижний мел, берриасский ярус) [13]. Карбонатные отложения развиты весьма ограниченно, а от контактового воздействия Кедабекского интрузива интенсивно метаморфизованы и превращены в везувиановые скарны.

Дайковые образования широко распространены и представлены кварц-диоритовыми, диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами [4, 7].

Геологическое строение скарнов. Кедабекские известковые высокотемпературные скарны образуются в зоне контакта алюмосиликатных пород с карбонатными. Везувианы развиты в основном в северо-восточном борту Кедабекского гранитного массива (рис. 3). Размеры скарнового тела не превышают 60 × 100 м, мощность – менее 20 м. Существовавшие прежде здесь известняки лузитана (верхнего оксфорда), составлявшие северо-восточное крыло синклиналиной складки с пологими крыльями, под воздействием постмагматических растворов на контакте с интрузивом превращены в скарновые образования, значительно размытые последующими эрозийными процессами. Этим и объясняется небольшой размер данного скарнового тела. В результате контактово-реакционного процесса образован специфический комплекс минералов [4].

Несмотря на широкое распространение скарнов в Кедабекском месторождении, основная их часть сосредоточена на так называемой Везувиановой горке и характеризуется значительным количеством минералов и их парагенетических ассоциаций. Везувиановая горка составляет восточную часть горы Малорудничная, расположенной юго-восточнее Кедабекского медно-серноколчеданного месторождения, с востока и севера ограничена дорогой, ведущей из пос. Кедабек на медное месторождение, а с запада и юга – балкой, разделяющей гору на две части. В западной части гора Малорудничная сложена роговиками, а в восточной – скарнами. Вдоль западного края ее проходит крупный разлом, амплитуда которого около 500 м. По этому разлому роговики контактируют с нижней вулканогенной толщей. Сама Везувиановая горка более чем на 90 % состоит из чистого везувиана. В ее строении принимают участие такие контактово-метасоматические минералы, как геленит, волластонит, скаполит, диопсид, силлиманит, кальцит, эпидот, в том числе гранаты различных цветов (особенно розовый прозрачный гранат), шпинель и др. [1, 4, 6].

В постмагматических растворах, принимавших участие в образовании Кедабекских скарнов, отсутствовали (или играли несущественную роль) железо, магний и их соединения. Вследствие

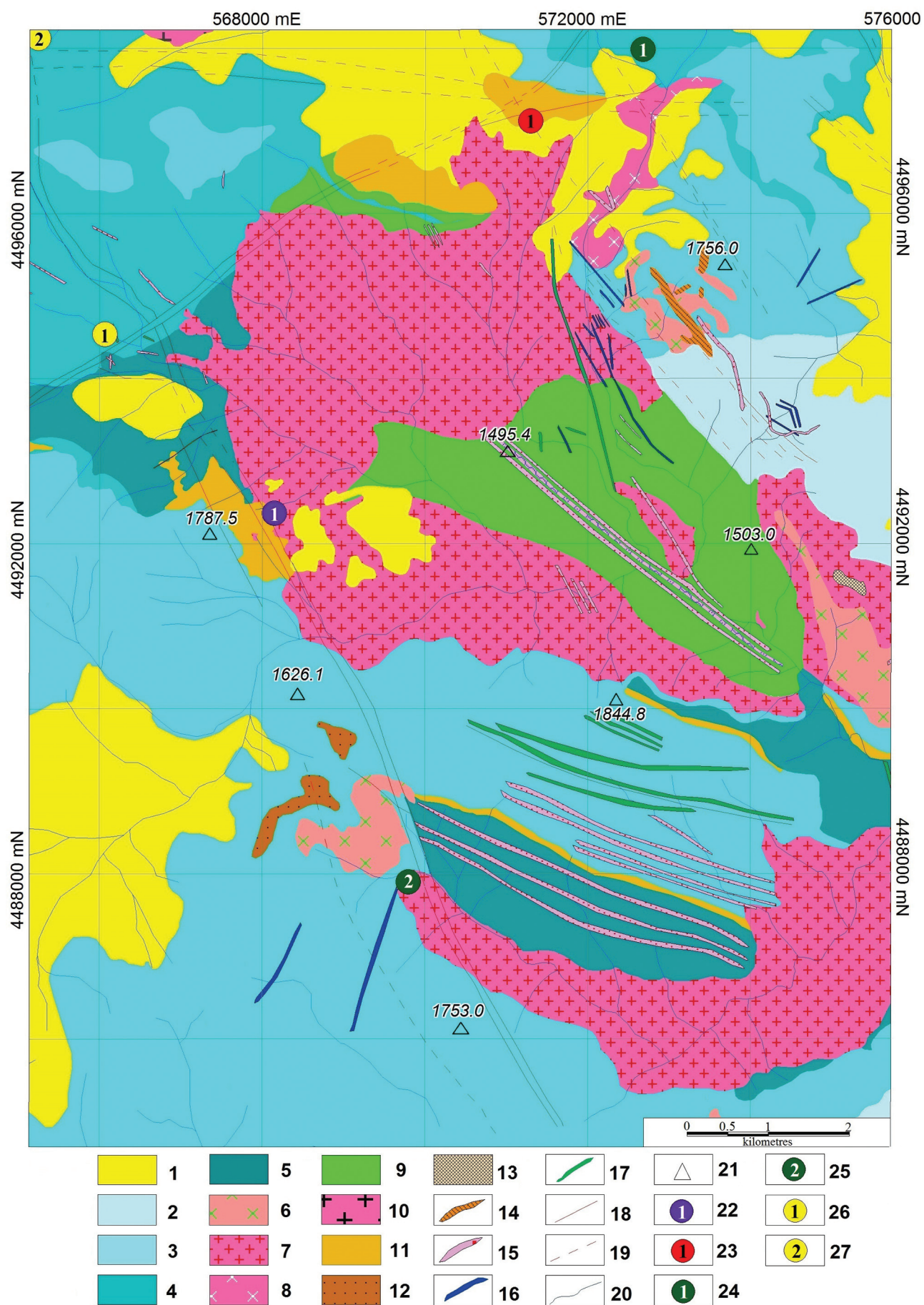


Рис. 3. Геологическая карта Кедабекского рудного района, масштаб 1 : 50 000

1 – элювиально-делювиальные четвертичные отложения; 2 – вулканогенные отложения бата: туфы андезитового состава, туфобрекчии, туфоконгломераты; 3 – нижнемеловые известняки оксфорд-киммериджского яруса: известняки с прослоями песчаников; 4 – верхний байос: лавы, субвулканическая и пирокластическая фация риолит-риодацитовых пород; 5 – нижний байос: пирокластическая фация, туфобрекчии и андезиты; 6 – Гарагая-гарамурадские гипабиссальные субвулканические тела: диорит; 7 – вторая фаза Кедабекского интрузива: диориты; 8 – вторая фаза Кедабекского интрузива: гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; 9 – первая фаза Кедабекского интрузива: габбродиориты, габбро; 10 – плагиограниты; 11 – метасоматиты; 12 – грейзены; 13 – скарны; 14–17 – дайки: кварц-диоритовые (14), андезитовые (15), долеритовые (16), баритовые (17); 18 – разломы; 19 – предполагаемые разломы; 20 – реки; 21 – высоты; 22 – Кедабекское месторождение; 23 – медно-порфировое проявление Боюк Галаца; 24 – медно-колчеданное проявление Пирбулак; 25 – медно-колчеданное проявление Айатала; 26 – серо-колчеданное проявление Чолпан; 27 – Угурское золотоносное месторождение

этого здесь не наблюдаются диопсид-геденбергитовые и андрадитовые скарны. Присутствие К-фельдшпатов и плагиоклазов в скарнах подтверждает, что образование Кедабекских около-рудных пород происходило при высокой щелочной среде. Согласно Д. С. Коржинскому, скарны являются породами реакционного происхождения. Их образование происходило с участием как активных – H_2O , CO_2 , S, Cl, K_2O , Na_2O , O_2 , Mg, Fe, так и инертных – Ca, Si, P, Al, Ti компонентов [5]. Г. И. Керимов допускает также перенос компонентов пород растворами на некоторое расстояние от контактов известняка с силикатными породами, что имеет место при наличии приводящих трещин и ведет к образованию скарновых жил [4].

Минералогия скарнов. По Г. И. Керимову, Кедабекские скарны подразделяются на 10 типов [6]. В каждом из них выделен соответствующий парагенезис минералов. Если несколько упростить эту схему, скарны Кедабека делятся на три главных типа: везувиановые, гранатовые и волластонитовые. Пять разновидностей относятся к первому типу, ко второму – три, а к третьему – две (табл. 1).

Учитывая богатый минералогический состав и изменчивость текстурно-структурных особенностей, везувиановые скарны чрезвычайно разнообразны. Содержания везувиана в чисто везувиановом скарне доходит до 80–90 %, а в везувиан-гранатовых – от 50 %. Обычно это плотные трещиноватые светло-желто-зеленые и коричневато-зеленые мелко- и среднезернистые породы с множеством разноразмерных трещин и пустот,

которые часто заполнены голубым кальцитом, коричневым и зеленым везувианом, гранатом; мелкие поры – кристалликами светло-зеленого ксантофиллит-брандизита. Также в скарнах наблюдается редкий минерал геленит, который встречается совместно с везувианом и представлен плотным мелкозернистым серо-голубоватым агрегатом. По жилкам и трещинкам явно заметно замещение везувиана слабо-желтоватым, почти бесцветным гранатом – гроссуляром. В его состав входят волластонит, кальцит, диопсид, сочетания которых дают различные типы скарнов. Дополнительно устанавливаются брандизит, геленит, пироксен, эпидот, амфибол, хлорит, кварц, скаполит, силлиманит, основной плагиоклаз, а также шпинель. Парагенезис и последовательность формирования минералов находятся в следующем порядке: геленит, диопсид, везувиан, ксантофиллит и пеннин, гроссуляр, кварц, эпидот, кальцит, вторичный хлорит, халцедон. Наблюдаются замещения диопсида везувианом и гроссуляром, который разъедается кварцем и эпидотом [1].

Везувиан – светло-зеленый, иногда слегка желтоватый, бурый, коричневый прозрачный, часто трещиноватый. Отмечаются как крупные кристаллы до 10 см, так и мелкие индивиды. Иногда встречаются четко выраженные кристаллы квадратного облика, образующие псевдоморфозы граната по везувиану. Кристаллы образуют тесно сросшиеся друзы, и редко попадаются отдельные индивиды. Облик кристаллов призматический с хорошо развитыми призмами двух родов. Всегда присутствует пинакоид как минимум двух родов пирамид. Отмечается множество простых

Таблица 1

Классификация скарнов Кедабека по Г. И. Керимову [4]

Номер	Типы скарнов	Название скарнов
I	Везувиановый	1. Везувиано-гранато-геленито-диопсидо-скаполитовый 2. Везувиано-гранато-диопсидо-геленито-скаполитовый 3. Везувиано-геленито-скаполито-кальцитовый 4. Везувиано-гранато-геленито-скаполито-силлиманито-диопсидовый 5. Везувиано-гранато-скаполитовый
II	Гранатовый	1. Гранато-скаполито-кальцитовый 2. Гранато-везувиано-кальцито-геленитовый 3. Гранато-везувиано-волластонито-скаполито-диопсидовый
III	Волластонитовый	1. Волластонито-везувиано-кальцито-скаполито-гранатовый 2. Волластонито-геленито-везувиано-скаполито-кальцитовый

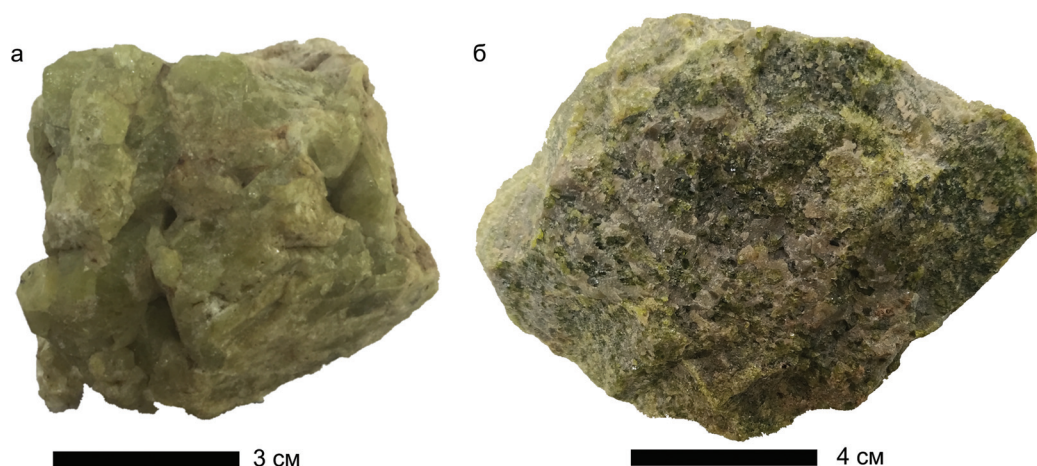
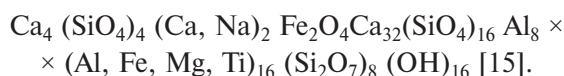


Рис. 4. Образцы везувиана из Кедабека (а) и Шишимской копи (б)

форм — 28. Главные кристаллографические формы {010} и {111}, в меньшей степени {110}, {331} [1, 5, 16]. Присутствует второй тип везувиана, для которого характерны более канифольно-коричневые цвета совместно с голубым кальцитом, образующим друзовидные щетки. Он встречается обычно в виде крупных плотных кристаллических масс совместно с более поздним голубым кальцитом. Везувиан этого типа образует также крупные (до 4 см) кристаллы, а те в свою очередь — друзовидные сростки. Тип кристаллов отличен от зеленого везувиана и представлен кристаллами бипирамидального габитуса со слабым развитием призматических зон (рис. 4, а). Некоторые кристаллы везувиана заключены целиком в выделениях голубого кальцита и не имеют связи со стенками полостей, т. е. являются образованиями, в какой-то мере синхронными кальциту [1].

В проведенных ранее работах [15] координаты атомов уточнены полноматричным методом наименьших квадратов в изотропном и анизотропном приближениях. Отмечены разнотипные структурные единицы с составом ячейки $2\text{Ca}_2(\text{SiO}_4)_2$ и статически разупорядоченные катионными полиэдрами с составом ячейки $2(\text{Ca}, \text{Na})\text{FeO}_2$. Таким образом, предложенная кристаллохимическая формула имеет вид:



Высокая или низкая симметрия минералов группы везувиана связывается с температурными условиями их образования. Высокосимметричный везувиан (P4/nnc) является продуктом контактового или регионального метаморфизма с метасоматозом или без такового, образующимся в скарновом процессе при температуре 400–800 °С. Низкосимметричный везувиан — типичный продукт последних стадий гидротермальных процессов, температура образования меньше 300 °С.

Образцы Шишимских везувианов были любезно представлены из коллекции минералов

Минералогического музея Азербайджанского государственного университета нефти и промышленности. Они неправильной формы, сахаровидные, друзовидные от мелких до крупных кристаллов (0,5–2,0 см). Наблюдаются сростки светлого кальцита. Цвет везувиана изменяется от светло до темно-зеленого (рис. 4, б). По В. А. Попову, происхождение Шишимских везувианов связано с трещинами, образованными в массиве габбро, где происходила кристаллизация везувиана [10, 11]. В парагенезисе с везувианом находятся ганит, гранат, андрадит, диопсид, актинолит и другие минералы.

С целью изучения минералогического состава Кедабекских и Шишимских везувианов и выявления их сходных и отличительных особенностей были применены рентгенодифрактометрический метод анализа на приборе MiniFlex-600, а также рентгенофлуоресцентный анализ (XFA). Для обоих образцов получены рентгенограммы, представленные на рис. 5. В результате анализа дифрактограмм были определены главные минералы Везувиановой горки и Шишимских везувианов (табл. 2) и основные компоненты везувианов. Несмотря на близость кристаллов, везувианы обоих месторождений по химическому

Таблица 2

**Химический состав везувианов
из Шишимских гор и Кедабека, %**

Главные компоненты	Образцы везувианов	
	Шишимские	Кедабекские
Na ₂ O	—	0,31
MgO	2,86	3,30
Al ₂ O ₃	13,54	16,93
SiO ₂	27,05	39,56
K ₂ O	—	0,35
CaO	46,07	36,47
Fe ₂ O ₃	1,15	2,26
Потеря	9,1	0,8

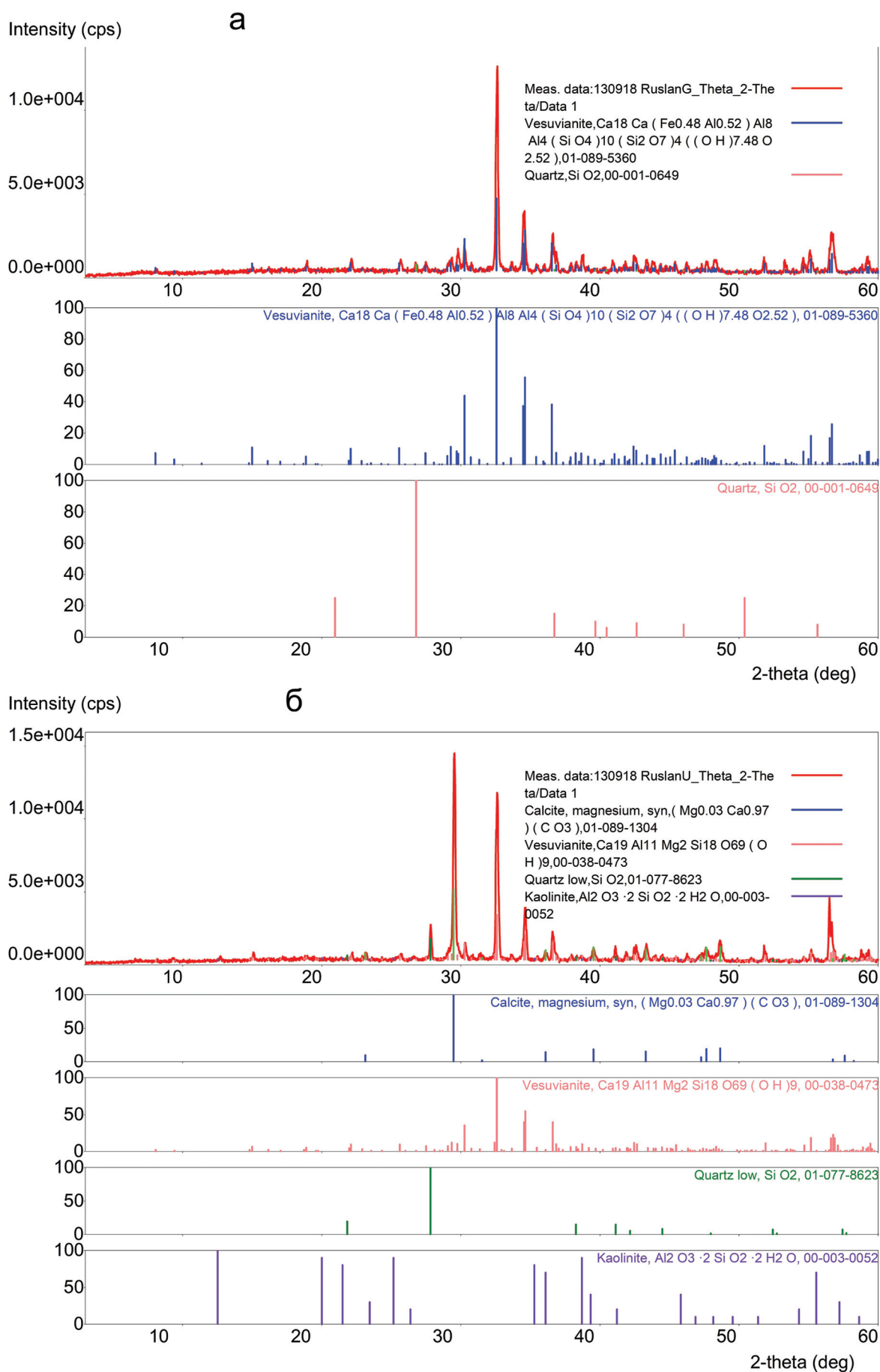


Рис. 5. Дифрактограммы образца везувиана из Везувиановой горки (а) и Шишимских гор (б)

Таблица 3

**Дифрактограммы
Кедабекских и Шишимских скарнов, %**

Минералогический состав	Шишимские везувианы	Кедабекские везувианы
Везувиан	70	95
Кальцит	18	—
Кварц	7	5
Каолинит	5	—

Таблица 4

**Парагенетические ассоциации минералов
в Кедабекском и Шишимском месторождениях**

Общие минералы месторождений	Минералы Везувиановой горки	Минералы Шишимских гор
Диопсид Кальцит Эпидот Клинохлор Апатит Магнетит Актинолит Андрадит Клинтонит Гроссуляр	Геленит Волластонит Цоизит Скаполит Силлиманит Плаггиоклаз Биотит Титанит Кварц Шпинель Ортоклаз Геденбергит Пеннин Ксантофиллит Ильваит	Турмалин Гематит Ганит Серпентин Лейхтенбергит Кордиерит Форстерит Каолинит Перовскит Монтчеллит Ферроакерманит Гидрагиллит Альмандин Анортит Альбит Клиногумит Ti-магнетит Пирит Хлоршпинел Хондродит Эллотонит Магнезиоферрит Таумасит

составу значительно отличаются друг от друга. Кедабекские скарны намного богаче кремнеземом (39,56 % против 27,05) и глиноземом (16,93 % против 13,5), а Шишимские — CaO (46,07 % против 36,47) (табл. 3).

Следует отметить, что в минералогическом отношении существуют значительные различия между двумя месторождениями везувиана. Ниже приводятся минералы, встречающиеся на обоих месторождениях (всего 10 минералов), и те, которые характерны только для одного из них. Скарны Шишимских гор более богаты минералогическим составом, чем их Кедабекский аналог (табл. 4): для Шишимских скарнов свойственны такие специфические минералы, как таумасит, монтчеллит, хондродит, а также целый ряд железистых — гематит, магнетит, ферроакерманит [8–11]. С другой стороны,

обнаружен каолинит, который не типичен для Шишимских скарнов. Скорее всего, образование каолинита — постскарновое в результате вторичных преобразований алюмосиликатных минералов. Содержание в Кедабекских скарнах большого объема волластонита указывает на низкую концентрацию в послемагматических растворах магния и особенно железа, что также отражено в их химическом составе. Присутствие железистых минералов в Шишимских скарнах свидетельствует о повышенной роли последующей низкотемпературной стадии образования. При широком развитии поздних более низкотемпературных минеральных ассоциаций минералов группы гумита и серпентина, входящих в состав гидросиликатных скарнов, наряду с ними образуется магнетит, что указывает на более низкую железистость минералов гидросиликатных скарнов, чем ранних.

Закключение. Резкие качественные и количественные различия Кедабекских и Шишимских везувианов свидетельствуют о разных термодинамических условиях минералобразования:

1. Минералы Шишимских гор значительно превышают в численном отношении минералы Везувиановой горки Кедабека, особенно в области низкотемпературных образований, указывая таким образом на широкий диапазон температур в Шишимских скарнах.

2. Учитывая присутствие большого количества железосодержащих минералов (гематита, магнетита, хондродита и др.) в Шишимском месторождении и высокое содержание волластонита на первичной стадии скарнообразования Кедабека, можно сделать вывод о высокой роли железистости Шишимских скарнов по сравнению с Везувиановой горкой.

3. Среди парагенетических ассоциаций обнаружено около 5 % каолинита, не характерного для минералов Шишимских гор, что, возможно, указывает на постскарновые гидротермальные изменения.

1. Барсанов Г. П. Везувиан из Кедабекского месторождения в Закавказье // Тр. минералогического музея АН СССР. — 1949. — Вып. 1. — С. 46–54.

2. Геология Азербайджана. Т. 3: Магматизм / под ред. В. Е. Хаина, Ак. Ализаде. — Баку: Nafta-Press, 2001. — 434 с.

3. Геология Азербайджана. Т. 4: Тектоника / под ред. Ак. Ализаде. — Баку: Nafta-Press, 2005. — 506 с.

4. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. — Баку: Изд-во АН АЗССР, 1963. — 219 с.

5. Коржинский Д. С. Основы метасоматизма и метаматизма: Избранные труды. — М.: Наука, 1993. — 239 с.

6. Махмудов С. А. Минералогия скарнов Кедабекского района. — Баку: Элм, 1970. — 148 с.

7. Мустафаев Г. В., Мустафаев М. А. Геодинамическая обстановка, магматизм и эндогенные рудные месторождения как взаимосвязанные элементы модели рудообразования (на примере мезозоя Азербайджана) // Тр. Института геологии НАН Азербайджана. — 2007. — № 35. — С. 124–139.

8. Мясников В. С. Минеральные копи Шишимских и Назымских гор // Минералогия Урала. Т. 1. — М.; Л.: АН СССР, 1954. — С. 250–268.
9. Ненасева С. Н., Агаханов А. А. Новые данные о минералах Шишимской копи, Шишимские горы, Южный Урал, Россия // Новые данные о минералах. — 2016. — Вып. 51. — С. 45–51.
10. Попов В. А. Апатит-монтичеллитовые карбонат-пегматиты Шишимской копи на Южном Урале // Минералогия Урала-2011: VI Всерос. совещ.: сб. науч. статей. — Миасс; Екатеринбург, 2011. — С. 82–85.
11. Попов В. А. Кристаллы монтичеллита из Шишимской копи на Южном Урале // Уральский геологический журнал. — 2001. — № 5 (23). — С. 140–143.
12. Садыхов Э. А., Шатова Н. В. Геохимические характеристики и изотопное U-Pb датирование пород плагиогранитового комплекса Лок-Гарабахской зоны Малого Кавказа (Азербайджан) // Региональная геология и металлогения. — 2016. — № 66. — С. 67–74.
13. Садыхов Э. А. Изотопно-геохимические характеристики (Sm-Nd, Rb-Sr, S) и U-Pb SHRIMP II возраст Гедабекского интрузива (Азербайджан) / Э. А. Садыхов, А. А. Велиев, А. А. Байрамов, С. М. Мамедов, Д. Р. Ибрагимов // Региональная геология и металлогения. — 2018. — № 76. — С. 83–94.
14. Типоморфизм минералов: Справочник / под ред. Л. В. Чернышевой. — М.: Недра, 1989. — 559 с.
15. Ширинова А. Ф., Аскеров Р. Г., Чирагов М. И. Уточнение кристаллической структуры и кристаллохимии везувияна из метасоматитов Кедабекского рудного района (Азербайджан) // Baki Universitetinin Xəbərləri. Təbiət elmləri seriyası. — 2014. — № 2. — С. 102–114.
16. Groat L. A., Hawthorne F. N., Erict Ö. S. The chemistry of vesuvianite // Canadian Mineralogist. — 1992. — Vol. 33. — P. 19–48.
17. Groat L. A., Hawthorne F. C., Rossman G. R., Scott T. E. The infrared spectroscopy of vesuvianite in the OH region // Canadian Mineralogist. — 1995. — Vol. 33. — P. 609–626.
4. Kerimov G. I. Petrologiya i rudonosnost' Kedabekskogo rudnogo uzla [Petrology and ore content of the Kedabek ore cluster]. Baku: Izd-vo AN AzSSR. 1963. 219 p.
5. Korzhinskiy D. S. Osnovy metasomatizma i metamagmatizma: Izbrannye trudy [Fundamentals of metasomatism and metamagmatism: Selected works]. Moscow: Nauka. 1993. 239 p.
6. Makhmudov S. A. Mineralogiya skarnov Kedabekskogo rayona [Mineralogy of skarn of Kedabek district]. Baku: Elm. 1970. 148 p.
7. Mustafaev G. V., Mustafaev M. A. Geodynamic conditions, magmatism and endogenous ore deposits as interconnected elements of the ore formation model (by the example of the Mesozoic of Azerbaijan). Trudy Instituta geologii NAN Azerbaydzhana. 2007. No. 35, pp. 124–139. (In Russian).
8. Myasnikov V. S. Mineral mines of the Shishim and Nazi mountains. Mineralogy of the Urals. Vol. 1. Moscow; Leningrad: AN SSSR. 1954. Pp. 250–268. (In Russian).
9. Nenasheva S. N., Agakhanov A. A. New data on minerals of the Shishim mine, Shishim mountains, Southern Urals, Russia. New data on minerals. 2016. Iss. 51, pp. 45–51. (In Russian).
10. Popov V. A. Apatite-monticellitic carbonate pegmatites of the Shishim mine in the Southern Urals. Mineralogy of the Urals-2011: VI All-Russian meeting: collection of scientific articles. Miass; Ekaterinburg. 2011. Pp. 82–85. (In Russian).
11. Popov V. A. Monticellite crystals from the Shishimsky mine in the South Urals. Ural'skiy geologicheskii zhurnal. 2001. No. 5 (23), pp. 140–143. (In Russian).
12. Sadikhov E. A., Shatova N. V. Geochemical characteristics and U-Pb isotopic dating of plagiogranite complex rocks of the Lok-Garabakh zone of the Lesser Caucasus. Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2016. No. 66, pp. 67–74. (In Russian).
13. Sadikhov E. A., Veliev A. A., Bairamov A. A., Mamedov S. M., Ibragimov D. R. Isotopic-geochemical characteristics (Sm-Nd, Rb-Sr, S) and (U-Pb SHRIMP II) age of the Gedabek deposit (Azerbaijan). Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2018. No. 76, pp. 83–94. (In Russian).
14. Tipomorfizm mineralov: Spravochnik [Typomorphism of minerals: Handbook]. Ed. by L. V. Chernysheva. Moscow: Nedra. 1989. 559 p.
15. Shirinova A. F., Askrov R. G., Chiragov M. I. Refinement of the crystal structure and crystal chemistry of Vesuvian from metasomatites of the Kedabek ore region (Azerbaijan). Vestnik Bakinskogo universiteta. Seriya estestvennykh nauk. 2014. No. 2, pp. 102–114. (In Russian).
16. Groat, L. A., Hawthorne, F. N., Erict, Ö. S. 1992: The chemistry of vesuvianite. Canadian Mineralogist. 33. 19–48.
17. Groat, L. A., Hawthorne, F. C., Rossman, G. R., Scott, T. E. 1995: The infrared spectroscopy of vesuvianite in the OH region. Canadian Mineralogist. 33. 609–626.

Агаев Агамехти Миргашим оглы — канд. хим. наук, доцент, АГУНП¹. <aagamehdi@mail.ru>

Мамедалиев Руслан Нияз оглы — студент, АГУНП¹. <ruslanm.eliyev@mail.ru>

Байрамов Айдын Ахмед оглы — ст. геолог-разведчик, Азербайджанская международная горная компания (АМГК).

Пр. Гусейна Джавида, 20, Баку, AZ1073, Азербайджан. <aydin.Bayramov@aimec.az>

Садыхов Эмин Али оглы — ст. инженер, Инжиниринговый центр Московского физико-технического института (ИЦ МФТИ). Научный переулок, 4, г. Долгопрудный, Московская обл., 141700, Россия. <sadikhov.ea@cet-mipt.ru>

Агаев Агамехти Миргашим — Candidate of Chemical Sciences, Associate Professor, ASOIU¹. <aagamehdi@mail.ru>

Mamedaliev Ruslan Niyaz — Student, ASOIU¹. <ruslanm.eliyev@mail.ru>

Bayramov Aydin Akhmed — Senior Exploration Geologist, Azerbaijan International Mining Company (AIMC). 20 Pr. Guseyna Dzavida, Baku, AZ1073, Azerbaijan. <aydin.Bayramov@aimec.az>

Sadikhov Emin Ali — Senior Engineer, Center for Engineering of Moscow institute of Physics and Technology (CET-MIPT). 4 Nauchnyy Pereulok, Dolgoprudnyy, Moscow region, 141700, Russia. <sadikhov.ea@cet-mipt.ru>

¹ Азербайджанский университет нефти и промышленности (АГУНП). Азадлыг проспект, 20, Баку, AZ1010, Азербайджан. Azerbaijan State Oil and Industry University (ASOIU). 20 Azadlyg prospekt, Baku, AZ1010, Azerbaijan.

**Раскрывая архивы. К истории открытия В. К. Котульским
месторождения богатых медно-никелевых руд Ниттис-Кумужья-Травяная
(Мончегорский рудный район, Кольский полуостров)**

К 140-летию В. К. Котульского

Публикуемый архивный очерк был написан сразу после открытия осенью 1937 г. месторождения Ниттис-Кумужья-Травяная В. К. Котульским — выдающимся геологом со сложной и трагической судьбой. В самых трудных условиях политических репрессий и ограниченности материальных средств он сумел успешно руководить геологическими работами в Монче-тундре. В результате было открыто уникальное месторождение богатых руд, на базе которых начал работать комбинат «Североникель» и был построен г. Мончегорск. В очерке проанализированы причины, негативно повлиявшие на эффективность работ. Сделанные автором выводы актуальны для всей геологической отрасли и в настоящее время. Очерк снабжен комментариями автора-составителя — В. В. Шолохнева, проводившего в 1990-х годах поисковые работы в Мончегорском рудном районе.

Ключевые слова: Монче-тундра, Ниттис-Кумужья-Травяная, Мончегорский рудный район, комбинат «Североникель», медно-никелевые руды, история геологии, репрессированные геологи.

V. V. SHOLOKHNEV (VSEGEI)

**Opening archives. History of the discovery
of the rich Nittis-Kumuzhya-Travyanaya copper-nickel ore deposit
(Monchegorsk ore field, the Kola Peninsula) by V. K. Kotul'skiy**

To the 140th anniversary of V. K. Kotul'skiy

The published archive essay was written in the autumn of 1937, immediately after the discovery of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya deposit by V. K. Kotul'skiy, an outstanding geologist, who had a hard and tragic life. Under extremely difficult conditions of political repression and limited resources, he could successfully manage geological surveys in Monchetundra. As a result, a unique deposit of rich ores was discovered. On its basis, the Severonickel Plant began to operate and the city of Monchegorsk was built. The essay analyzes factors that negatively influenced the work effectiveness. The conclusions made by the author have been relevant for the entire geological industry up to date. The essay is provided with comments of V. V. Sholokhnev, the author-compiler, who was engaged in geological exploration in the Monchegorsk ore field in the 1990s.

Keywords: Monchetundra, Nittis-Kumuzhya-Travyanaya, Monchegorsk ore field, Severonickel Plant, copper-nickel ores, history of geology, purged geologists.

Как цитировать эту статью: Шолохнев В. В. Раскрывая архивы. К истории открытия В. К. Котульским месторождения богатых медно-никелевых руд Ниттис-Кумужья-Травяная (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров). К 140-летию В. К. Котульского // Региональная геология и металлогения. — 2019. — № 79. — С. 98–111.

По каким причинам датированную 31 января 1938 г. статью не опубликовали раньше и при каких обстоятельствах нашли? Дело в том, что ее автор — геолог Владимир Климентьевич Котульский (1879–1951) — известный своими выдающимися работами в области поисков и оценки рудных месторождений задолго до революции 1917 г., был арестован в 1930 г. по надуманным обвинениям, приговорен коллегией ОГПУ к 10-ти годам лишения свободы и отправлен в Кольское Заполярье отбывать ссылку [13]. В связи

с этим он имел весьма ограниченные возможности публиковать свои материалы. К тому же очерк содержал обстоятельные данные о запасах жил нового стратегически важного для страны месторождения никеля и поэтому явно не предназначался для открытой печати. Но тщательное изложение было необходимо как ответ тем особым деятелям, которые обвиняли руководителей работ, прежде всего самого В. К. Котульского и И. В. Галкина (начальника участка — непосредственного исполнителя разведочных работ),

в затягивании открытия богатых руд [8]. Поэтому долгое время очерк хранился в архиве комбината «Североникель». По прошествии нескольких десятков лет многие архивные материалы после их рассекречивания стали доступны для изучения [7]. Машинописный экземпляр очерка, а также ряд фотографий из альбома В. К. Котульского, сделанных в период его работы в Монче-тундре, были переданы в городской краеведческий музей благодаря усилиям местного краеведа, журналиста, автора нескольких обстоятельных публикаций по истории Мончегорска и его жителей А. А. Новичкова (1925–2010). В 2019 г., накануне 140-летия со дня рождения В. К. Котульского, сотрудники музея любезно предоставили копии очерка и фотографий.

Поскольку в машинописном варианте статьи содержался только текст без графики, было решено дополнить материал схемами-рисунками, позволяющими читателю ориентироваться в те моменты, когда речь идет о географической привязке к массивам (рис. 1) и конкретным жильным рудным телам, названных геологоразведчиками по номерам заверяемых ими электроаномалий (рис. 2). Также добавлены архивные фотографии 30-х годов (рис. 3, 4).

Оригинал текста очерка пришлось несколько сократить до объема журнальной публикации, но при этом полностью сохранена орфография и стилистика автора, только курсивом выделены

небольшие пояснения от составителя, помещенные в круглые скобки.

До начала знакомства со статьей следует пояснить некоторые местные географические и геологические названия. Наиболее часто встречающееся из них — Монче-тундра. Как указано в географическом словаре [4], это «крупный горный массив на западном берегу озера Большая Имандра». Он состоит из ряда примыкающих друг к другу гор с тундровой растительностью на их вершинах. Отсюда понятно происхождение второй части сложного слова — «тундра». По составу эти горы представляют собой расслоенные массивы основных-ультраосновных пород: Сопча, Нюд, Поаз, Ниттис, Кумужья, Травяная (или НКТ) — и ряд менее известных по геологической литературе массивов. Здесь и далее приводятся сокращенные наименования, производные от сложных местных саамских названий, например, Сопчуайвенч (уайвенч, уайв — вершина) и т. п. Начиная с 40-х годов эти массивы, геоморфологически выраженные в виде гор с высотами до 300–600 м, стали объединять в комплекс под названием Мончеплутона, или Мончегорского плутона, противопоставляя его по особенностям геологического строения и состава пород другому весьма крупному интрузиву — Мончетундровскому. Последний протягивается в виде горного хребта высотой до 1000 м. На нем расположена и самая высокая гора Хиппик, о которой есть



Рис. 1. Схема расположения массивов основных-ультраосновных пород района Монче-тундр [11]

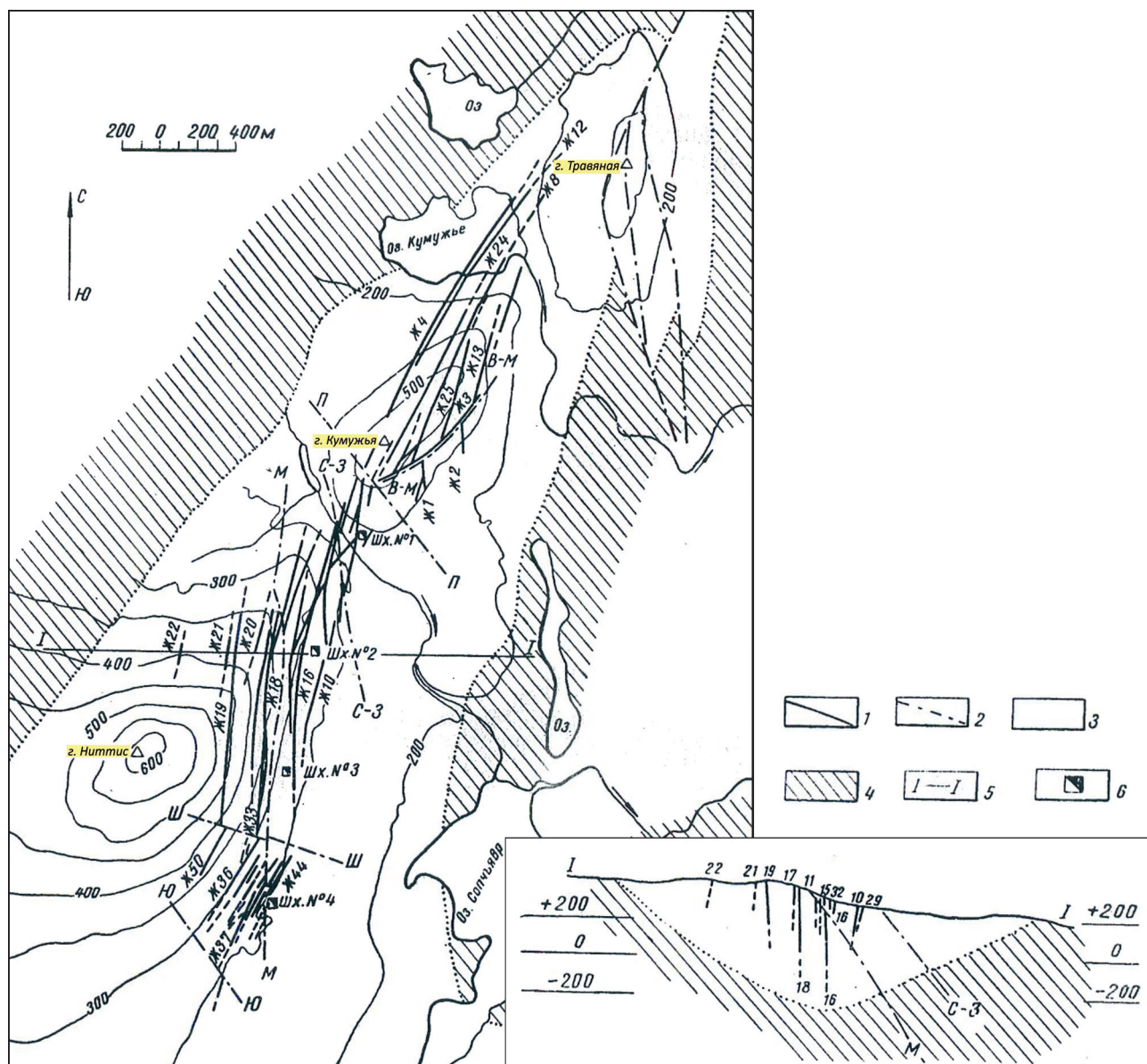


Рис. 2. Схема расположения богатых рудных жил месторождения Ниттис-Кумужья-Травяная [5]

1 — сульфидные жилы, занумерованные рудником; 2 — сбросы, сдвиги и сбросо-сдвиги: П—П — порфировый, СЗ—СЗ — северо-западный, ВМ—ВМ — восточно-магнетитовый, М—М — меридиональный, Ш—Ш — широтный, Ю—Ю — южная зона; 3 — ультраосновной массив; 4 — комплекс архейских гнейсов; 5 — линия разреза; 6 — стволы шахт рудника

упоминание в очерке. Термин «Монче-тундра» сохранился как географическое название для всей обширной горной системы вблизи Мончегорска, объединяющей как массивы Мончеплутон, так и Мончетундровский массив. Кроме того, Монча — это еще и прочно закрепившееся название территории строительства комбината «Североникель», где возникло первое поселение строителей — поселок Монча, а в дальнейшем и город Мончегорск.

В части истории геологического изучения района Монче-тундры надо подчеркнуть, что до первых экспедиций Академии наук в 1920-х годах (исследования под руководством минералога К. И. Висконта в 1922 г. и географа Г. Д. Рихтера

в 1929 г.) массивы основных-ультраосновных пород вообще не были показаны на геологических картах, что вызывает удивление: ведь эта горная система с вершинами до 1000 м находится не где-то в удаленном уголке Сибири, а расположена в европейской части страны. Она хорошо просматривается и от озера Имандра (одного из крупнейших в Европе) и с Хибинского массива, который еще в 1891 г. посещала финская экспедиция под руководством геолога Вильгельма Рамза. Таким образом получается, что обширная территория Кольского полуострова оставалась еще в начале XX в. белым пятном.

Системные работы по исследованию геологии этой территории начались в 30-е годы.



Рис. 3. Первые геологоразведчики Монче-тундры (фото 1936 г.). Слева направо: Н. Г. Свияженинов — инженер по бурению, В. К. Котульский — научный консультант и руководитель геологических работ комбината «Североникель», Н. С. Файнштейн — геолог, начальник ГРП дальних тундр, П. В. Лялин — геолог, зам. разведочными работами в Федоровой тундре, А. Ю. Серк — геолог-экономист, В. Я. Прозоров — геолог, начальник участка Нюд. Архив Музея истории Мончегорска



Рис. 4. Строительство дороги и поселка у подножья горы Ниттис. Фото 1930-х годов. Архив Музея истории Мончегорска

В 1930–1933 гг. экспедиции под руководством А. Е. Ферсмана, а затем М. Ф. Шестопалова и Б. М. Куплетского позволили нанести массивы на карты и, что особенно важно, обнаружить первые признаки сульфидных никелевых руд в виде вкрапленности на массивах Нюд и Сопча (рис. 1). Это были бедные вкрапленные руды в мелких и средних по масштабам месторождениях Терраса Нюда, Нюд II, Рудный пласт Сопчи и др. Было выявлено и богатое оруденение на массиве Нюд, оказавшееся по результатам дальнейшей разведки локальным и непромышленным. Но поиски только разворачивались, и многие геологи верили тогда в скорое открытие крупных залежей богатых руд, например, подобных широко известному месторождению Сэдбери в Канаде. Кстати, в краевой части Нюда были найдены сходные с рудами этого широко известного канадского месторождения образования, которые так и называли – сэдбериты. Однако проходил месяц за месяцем, отрабатывался участок за участком, а результаты поисков богатого оруденения совсем не радовали.

В 1934 г. Котульского направляют в Монче-тундру в качестве консультанта, а по сути руководителя-координатора всех геологических работ. В 1935 г. было принято правительственное решение о строительстве завода и обогатительной фабрики, которые должны были работать на базе уже частично разведанных бедных руд Мончи [7]. Среднее содержание никеля в таких рудах всего 0,3 %. Это данные по месторождению Рудный пласт Сопчи – основному объекту для первоочередной отработки с запасами 200 тыс. т никеля. Казалось бы, надо осваивать прежде всего месторождение на Сопче, а остальные участки могут и подождать, ведь никто не даст гарантию, что на них можно найти что-то более качественное. Проводить разведку по такому принципу и призывали Котульского некоторые руководители, даже в местной газете «Хибиногорский рабочий» писали, что он «отвлекает внимание от перспективной Сопчи». Но Владимир Климентьевич не сдавался, видимо твердо для себя определив, что под установленными геофизиком Л. А. Баженовым еще в 1933 г. электроаномалиями на Ниттисе должны быть богатые руды значительной мощности, а не только встреченное ранее в основном магнетитовое оруденение, тонкие сульфидные жилки и дайки диабазов. Поражает его эрудиция, убежденность в своей правоте, настойчивость в получении ожидаемого результата, которого пришлось добиваться долгих три года (с 1934 по 1937 г.). А ведь при нем, на тот момент осужденном на 10 лет и лишенном паспорта и гражданских прав, постоянно дежурил «секретарь» в штатском [13], и права на ошибку не было...

Коллеги по работе в Монче-тундре отмечали, что В. К. Котульский, как никто другой, понимал значение открытия в 1937-м году месторождения богатых руд, считал его переломным в развитии работ в Монче-тундре, поскольку

с этого момента геологи могли сосредоточить главные усилия на поисках и разведке богатых жил. Для строящегося комбината «Североникель» уже не требовалось возведение обогатительной фабрики со сложным оборудованием и непереносимыми хранилищами вредных отходов. И этот, как сейчас принято говорить, экологический аспект тоже весьма важен для людей с их семьями, живущими в условиях Крайнего Севера на территории города и завода, окруженной со всех сторон многочисленными озерами. Отметим, что так необходимый военной промышленности страны никель был получен металлургами комбината уже в феврале 1939-го года [7, 11], т. е. спустя всего 1,5 года после открытия рудных жил на Ниттисе.

В своей статье автор останавливается и на «отношении к бедным рудам». Он вполне справедливо полагает, что запасы богатых руд вряд ли смогут обеспечить на долгое время большой завод, и указывает на перспективность и, соответственно, необходимость дальнейшего изучения так называемых убогих руд для поддержания и развития рудной базы комбината. Действительно, Североникель наращивал мощности и был обеспечен богатой рудой до 1970 г., а затем перешел на норильское и печенгское сырье. Бедные руды после периода определенного забвения стали изучаться в последние десятилетия (наиболее активно с 1990-х годов) как источник прежде всего платиноидов. При этом медь, никель и другие металлы могут извлекаться из них как попутные ценные компоненты. Сейчас на пути изучения этих руд достигнуты определенные успехи: открыты и разведаны новые масштабные месторождения платиновых металлов, такие как Вуручайвенч, Мончетундровское, переоцениваются и ранее известные еще с 30-х годов объекты, о которых идет речь в статье. Это донные и краевые залежи массивов с довольно крупными запасами; приводится их предварительная суммарная оценка по массивам Мончеплутона, близкая к современной.

Время показало, насколько реалистично уже в то время автор оценивал запасы выявленных рудных объектов и видел перспективы дальнейших работ. Чтобы читатель мог более полно представить характеристику открытого в 1937 г. месторождения, приведем его основные параметры по данным эксплуатации (напомним, что она была завершена в 1970-м году). Итак, открытый рудный объект, получивший название месторождения богатых жильных руд Ниттис-Кумужья-Травяная, или НКТ (в литературе можно встретить более позднее название – Мончегорское месторождение), имеет следующие основные характеристики [5, 6, 14]. Оно состоит из более чем 50-ти сульфидных жил (обычно в литературе указывается 51 жилу), которые залегают практически вертикально, протягиваются в целом субпараллельно вдоль оси массивов НКТ и образуют жильное рудное поле длиной до 5 км (с учетом своеобразных медно-платиновых жил на массиве

Травяная) при ширине 200–250 м (рис. 2). Длина самих жил 100–1400 м, протяженность на глубину 30–440 м. Средняя мощность жил 0,3 м, наиболее обычная 20–60 см, а в раздувах 2–3 м. Наиболее мощные и пространственно выдержанные жилы сосредоточены на массиве Ниттис. Помимо жил, на этом массиве были встречены в последние годы отработки рудные штоки размером в поперечнике до 9 м и протяженностью на глубину до 30 м. Общие отработанные запасы по месторождению составили (тыс. т): 158 никеля, 90 меди и 6,43 кобальта. Средние содержания в руде (по данным на 01.01.1957): никеля — 5,1 %, меди — 2,9 %, кобальта — 0,23 %, платины 1,46 г/т, палладия — 6,92 г/т, родия — 0,21 г/т, иридия — 0,031 г/т, золота — 0,02 г/т. Минеральный состав сплошных сульфидных жил: пирротин (70–80 %), пентландит (5–15 %), халькопирит (7–15 %), магнетит (8–10 %) и пирит (0–3 %). Кроме того, месторождение расположено весьма благоприятно к источникам электроэнергии (каскаду ГЭС на р. Нива в районе г. Кандалакша) и достаточно близко, всего в 30-ти км, от магистральной для этой территории железной дороги Мурманск — Петербург (тогда Ленинград). Такое положение весьма выгодно отличает рудный район Мончетундры в сравнении с Норильском. Комбинат «Североникель» с 1939 г. начал получать товарный никель из богатых руд этого месторождения, производство прерывалось только на короткий срок в период войны, когда завод стал подвергаться налетам вражеской авиации и значительная часть оборудования была эвакуирована в 1941–1942 гг., но уже к 1945 г. добыча руды и производство металла были полностью восстановлены. Североникель стал первым в СССР никелевым предприятием, работающим на сульфидных рудах [7, 11]. Полученный опыт их переработки позволил в дальнейшем более эффективно осваивать месторождения подобных руд в Норильске и Печенге.

Читателя наверняка заинтересует вопрос о том, как были отмечены первооткрыватели этого месторождения, ведь события происходили в печально известном 1937 году. Из того, что мне удалось узнать из публикаций, включая газетные статьи, а также из рассказов моего отца В. В. Шолохнева-старшего (1927–2016), который работал в 1950–1980-х годах в Мончегорском рудном районе и хорошо знал И. В. Галкина (1902–1958) и П. В. Лялина (1910–1992), ситуация в 1937 г. складывалась так: основные исполнители — В. К. Котульский (научный руководитель и координатор работ), И. В. Галкин (геолог — начальник разведочного участка) — оказались под подозрением соответствующих органов в затягивании работ. Илья Васильевич Галкин в конце 1937 г. несколько месяцев находился под следствием. Наверное, «ищейки» особо интересовались, каким образом за весьма короткий срок ему удалось открыть сразу несколько богатых промышленных жил. Во

вредительстве был обвинен и главный инженер комбината «Североникель» Василий Александрович Рундквист (отец Д. В. Рундквиста, ныне академика РАН); в феврале 1938 г. он был арестован и 16 месяцев провел в Мурманской тюрьме [13]. Директор комбината Василий Иванович Кондриков (1900–1937) еще с марта 1937 г. находился под следствием, был обвинен во вредительстве и в августе расстрелян [10]. В этой обстановке награды в виде орденов и премий получили люди, имевшие зачастую весьма косвенное отношение к открытию этого месторождения. Свою роль в открытии Котульский оценивал весьма скромно, написав в своей автобиографии, датированной июнем 1945 г., только одну фразу: «принимая самое близкое участие в разведках мончетундровских месторождений, я старался по возможности вести их на научной основе». Основной приоритет в открытии он отдавал И. В. Галкину, которому поставил конкретную задачу по поискам богатых жил на Ниттисе, и тот «блестяще», как написал в своем очерке Котульский, с этой задачей справился. Мне представляется, что в условиях репрессий Владимир Климентьевич просто не хотел лишний раз связываться с разного рода начальствующими контролерами и завистниками, которые стремятся примазаться к успехам своего коллеги. Как гласит пословица: «У победы много отцов, а беда всегда сирота». Спустя годы, оказавшись в Норильске в эвакуации и проделав там колоссальную работу по изучению местных месторождений, В. К. Котульский был награжден в 1943 г. вместе с группой других геологов орденом Трудового Красного Знамени по совокупности заслуг в создании рудной базы заполярных никелевых комбинатов.

Справедливость в отношении В. К. Котульского в определенной мере удалось восстановить во многом благодаря усилиям его коллег, друзей и многочисленных учеников, которые в послесталинское время смогли опубликовать свои воспоминания. Среди них выделяется оценочное суждение об истории поисков и разведки богатых руд НКТ, сделанное П. В. Лялиным — главным геологом комбината «Североникель» в 1948–1977 гг. Он писал в статье «Первооткрыватель Ниттис-Кумужья» [8]: «Подлинным первооткрывателем был Владимир Климентьевич Котульский. Благодаря своей глубокой эрудиции он правильно оценил перспективу, проявил несгибаемую волю, сумел выдержать характер, что и привело к успеху».

Наверное, один из лучших способов увековечить память об этом человеке — неутомимом исследователе геологии и полезных ископаемых — назвать его именем новый минерал. В 1963 г. геолог А. Д. Генкин, сотрудник московского института ИГЕМ, обнаружил в образцах жильных руд НКТ минерал палладия и назвал его котульским в честь Владимира Климентьевича. Автор открытия в своей публикации [3] указывает место отбора изученных им

образцов — верхняя часть жилы 16 Мончегорского месторождения. Эта жила протягивается по северному склону Ниттиса. Там же обнаружен еще один новый минерал из группы платиноидов (содержит платину и палладий). Он назван мончеитом по местонахождению — в Монче-тундре на Мончегорском месторождении [3]. Символично, что совместное нахождение двух минералов благородных металлов — котульскита и мончеита — как бы связывает имя ученого с предметом его столь плодотворного изучения.

Из непосредственных участников работ 30-х годов, которые привели к открытию богатых жильных руд НКТ, был отмечен геофизик Леонид Анатольевич Баженов, награжденный в марте 1970 г. знаком Мингео СССР «Первооткрыватель месторождения». Как первооткрывателю Илье Васильевичу Галкину посвящен отдельный стенд в Музее истории Мончегорска.

* * *

Обращает на себя внимание дата написания очерка. Нет сомнений, что она поставлена автором неслучайно, ведь 31 января 1882 г. является днем образования Геологического комитета — учреждения, в котором Владимир Климентьевич работал много лет (с 1915 по 1929 г.) на весьма ответственных должностях, в том числе заместителем директора. А незадолго до первого ареста, когда Геолком был разделен на несколько институтов, Котульский назначили в 1929 г. директором одного из них — Института цветных металлов. Он старался никогда не прерывать связь с Геолкомом — ВСЕГЕИ, даже когда репрессивная система загоняла его далеко на Крайний Север. По возвращении из Норильска в 1945 г. В. К. Котульский стал работать в Ленинграде заведующим научной частью сырьевой лаборатории института «Гипроникель», намечался его переход на работу в АН СССР, но 10 мая 1949 г. всего за два месяца до семидесятилетия он был арестован по абсурдному ложному обвинению в связи с «Красноярским делом геологов», осужден на 25 лет лагерей и умер при этапировании в Норильлаг 24 февраля 1951 года [13]. До сих пор остается неизвестным место его захоронения. Он так и не успел опубликовать составленную в 1947 г. под его руководством и при его непосредственном участии монографию «Монче-Тундра и ее месторождения медно-никелевых руд». Подготовленный для этой монографии обстоятельный геологический отчет в восьми томах хранится в фондах и архивах. Один экземпляр попал почему-то в городской архив Санкт-Петербурга [9]. Вряд ли кто-то из геологов пользуется этим архивом, разве что интересующиеся историей развития науки специалисты. Лишь небольшая часть материалов из этого объемного труда была опубликована ограниченным тиражом в академическом издании [5]

с весьма скромным упоминанием и ссылками на основного автора. И все же после многолетних репрессий Владимир Климентьевич был полностью реабилитирован, а добрая память о нем — настоящим патриоте, открывшем немало природных богатств для нашей Родины, воспитавшем целую плеяду учеников-геологов, профессионале своего дела, мужественном человеке с благородной душой — продолжает жить...

В заключении несколько слов следует сказать о замечательной семье Владимира Климентьевича и окружавших его с детства многогранно талантливых родных людях.

Его младшая сестра — Елена Климентьевна Катульская (фамилии некоторых членов семьи, а во многих документах и самого В. К. Котульского, пишутся через «а»), оперная певица, стала Народной артисткой СССР, профессором Московской консерватории.

Жена — Надежда Клавдиевна Котульская (Хвалынская) закончила Педагогические курсы, занималась переводами иностранной геологической литературы с английского и французского языков.

Старший сын — Владимир Владимирович Котульский (от первого брака с Александрой Никитичной Илькевич) выбрал профессию отца, начал учиться в Ленинградском горном институте по специальности «гидрогеология», но был исключен сразу после ареста Владимира Климентьевича в 1931 г. с формулировкой «социально чуждый элемент». Но это его не сломило, он продолжал работать (начинал с коллектора) и добился больших успехов, став главным специалистом московского института «Гидропроект».

Младший сын — Александр Владимирович Котульский после окончания III курса геолого-разведочного факультета ЛГИ ушел добровольцем защищать Ленинград и погиб в сентябре 1941 г. под Старым Петергофом. Он был начинающим поэтом, незаурядный талант которого отмечали С. Я. Маршак и К. И. Чуковский. В юности он побывал в Монче-тундре, Хибинских горах и посвятил своему отцу и работе геологов стихи и поэму «Хибины».

Внук Владимира Климентьевича (сын В. В. Катульского) — Георгий Владимирович Котульский после окончания учебы в ЛГИ работал в разных районах нашей страны и стал, как и его отец, главным специалистом-гидрогеологом. Остается надеяться, что все-таки удастся восстановить по сохранившимся архивным документам страницы биографии Владимира Климентьевича, выяснить обстоятельства его ареста и смерти, а в недалеком будущем последуют публикации его неизданных трудов, и сейчас не потерявших свою актуальность.

Автор статьи выражает глубокую благодарность директору Музея истории Мончегорска И. А. Сорокиной и его сотрудникам, предоставившим архивные материалы для ознакомления и подготовки к печати, а также всем, кто помогал в подготовке этой публикации.

К ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ ЖИЛ НА НИТТИСЕ (очерк из архивных материалов 1938 года)

Осенью 1937 года произошло событие, взволновавшее разведчиков и производственников Монче-тундры, поставившее под сомнение правильность оценки Монче-тундры с точки зрения нахождения богатых руд и чуть было не повернувшее ход дальнейшего строительства на путь полного отказа от бедных руд. Одними это событие рассматривалось как раскрытие скрытых ранее богатств, другими как благоприятное завершение многолетних усилий по изучению Монче-тундры, приблизившему к правильному пониманию и оценке ее богатств.

Что же это за событие?

Вновь назначенный на участок Кумужья-Ниттис-Тростниковое (*так назывался участок на массивах Ниттис-Кумужья-Травяная к западу от озера Тростниковое*) геолог И. В. Галкин, получивший в руки идею о топографическом выражении жил и указание произвести немедленно поиски, произвел таковые на Ниттисе и в течение двух-трех недель вместо двух известных до этого жил установил восемь с хорошей мощностью.

Поиски не сопровождалась геофизикой, дискредитировавшей себя на Ниттисе, и требовали от Галкина только наблюдательности и тщательности. Поисковые работы были им проведены блестяще и привели к блестящим результатам. Не только повысился удельный вес жил Ниттиса в общих запасах жил Ниттис-Кумужья-Тростниковое, но повысился также удельный вес богатых руд в общем балансе руд Монче-тундры.

Разведки в Монче-тундре начаты были в 1931 году. Открытие, о котором идет речь, сделано в 1937-м. Встает соответственно естественный вопрос: нельзя ли было открыть жилы Ниттиса раньше?

Изложение истории поисков и разведки на Ниттисе, к которому мы переходим, покажет, что на этот вопрос можно ответить положительно.

* * *

На дореволюционных картах Кольского полуострова, имевшихся в Геолкоме, основные породы Монче-тундры не выявлялись, хотя финнам они были известны. По-видимому, Монче-тундру посетила экспедиция Рамзая. Материал этот был описан Вроннером в неопубликованной диссертации, хранящейся в архиве Гельсингфорского университета.

В 1922 году Монче-тундру посетил минералог К. И. Висконт. Результаты этой экспедиции не опубликованы. Судя по письму Висконта Зонтову Н. С., он узнал об ультраосновных породах Монче-тундры, но отрицал возможность нахождения в них никелевых руд.

В 1929 году Монче-тундру посещает экспедиция Академии Наук (*под руководством географа Г. Д. Рихтера*). Она ставит перед собой задачу отыскать железные руды (*их ранее отметил в этом районе К. И. Висконт*), но вместо них на террасе Ньюда открывает вкрапленные сульфиды. (*Открытие признаков месторождения, которое получило название Терраса Ньюда, было сделано экспедицией А. Е. Ферсмана в 1930 г., но расположение пород с сульфидной вкрапленностью, откуда были взяты в 1929 г. первые образцы, указал Рихтер.*)

В 1931 году Ленинградский геологоразведочный трест (ЛГРТ) по следам (*экспедиций Рихтера и Ферсмана*) Академии Наук производит дальнейшие поиски, имея в виду сначала железо, но быстро переключается на никель после открытия 2-го рудного участка Ньюда (*в дальнейшем здесь было разведано небольшое месторождение Нью II*). Рекогносцировки совершаются по всей Монче-тундре, но шурфовочные работы сосредотачиваются на Ньюде.

Открытие сульфидов никеля на Ньюде и констатирование ряда массивов ультраосновных пород побуждает к дальнейшему, более планомерному изучению Монче-тундры.

В 1932 году программой работ ЛГРТ предусмотрена 1 : 5 000 топографическая и геологическая съемки Монче-тундры, ряд геофизических работ, шурфовочные и валунные поиски. Были составлены две программы — большая и малая. Работы были первоначально развернуты по большой, но закончились из-за недостатка ассигнований по малой. Начальником партии был М. Ф. Шестопалов, геологом — И. Я. Холмянский. Из-за недостатка средств геофизические работы заключались только в проведении ряда магнитометрических ходов, соединяющих массивы, и в площадной съемке естественным полем. На долю Ниттиса пришлось только два хода. Не все выявленные аномалии были расшурфованы, а те, что были расшурфованы, отвечали слабо оруденелым ультраосновным породам. Таким образом, работы ЛГРТ ничего не дали в отношении жил и вообще оруденения на Ниттисе.

В том же году Академией Наук проводится геологическая съемка Ниттис-Кумужья-Травяная с целью изучения оливиновых пород как возможного магнезиального сырья. Эта съемка поручается Б. М. Куплетскому в сотрудничестве с Г. Н. Харченко. Ими получены более интересные результаты: констатировано вкрапленное оруденение на Кумужье-Ниттисе-Хиппике, а также установлена «железная шляпа» на одной из жил Ниттиса. Однако топографическое выражение жил в виде ложков ускользнуло от их внимания.

Можно ли было в 1932 году открыть все жилы Ниттиса? На этот вопрос следует ответить отрицательно. Но констатировать жилы при некоторой удаче можно было.

1933 год. Согласно установившемуся взгляду на Монче-тундру, опирающемуся на аналогию с месторождениями Сэдбери, руду следовало искать на контактах основных пород с боковыми. Метод интенсивности был применен на Ниттисе, Кумужье, Травяной вокруг всех массивов. В результате был получен ряд аномалий, но геофизические работы недостаточно были увязаны с геологическими, поскольку проверка аномалий на Ниттисе шурфами была предоставлена геофизикам. Ясно, что при таком отношении к Ниттису не было констатировано топографическое выражение жил.

Резюмируя данные, полученные в 1933 году, можно сказать, что геофизиками констатированы на Ниттисе жилы, но в значительно меньшем количестве, чем имеют место в действительности. Геологическая съемка и поиски ровно ничего не дали.

Можно ли было в 1933 году открыть все жилы Ниттиса? Можно было, но при удаче. Однако открыть жил больше, чем было открыто, и правильно оценить жилы Ниттиса по отношению к жилам Кумужье можно было и без удачи.

1934 год. Ввиду того, что в 1933 году из-за большого количества полученных аномалий далеко не все оказались детализированными, была организована еще ранней весной 1934 года геофизическая партия, в задание которой входила детализация и прослеживание под дном Кумужьего озера трех аномалий. Остальные аномалии Кумужье и Ниттиса были охвачены детализацией в течение лета 1934 года, для чего был выделен специальный отряд, возглавляемый студентом ЛГИ Губаевым. Общее руководство с технической стороны осуществлялось Л. А. Баженовым.

В заключительной части отчета геофизиков читаем: «В районе Ниттис-Кумужья-Травяная наибольшее количество аномалий, имеющих большую длину и эффективное выражение, находится на Кумужье. К югу от горы Кумужье на северо-восточном склоне Ниттиса и на южном никаких аномалий обнаружено не было. Таким образом, на горе Кумужье залегает как бы узловой центр аномалий в ультраосновных породах массивов Ниттис-Кумужья-Травяная, отвечающий центру скопления руд». И вывод: «Геофизические работы в Монче-тундре после работ 1934 года можно считать законченными».

Как теперь видно, этот вывод неверен и основан на неудовлетворительном проведении проверочных геофизических работ. Проверенной можно было считать только центральную часть планшета интенсивности, а не края, где легко могут быть пропущены жилы в том случае, если заземление придется на жилу. Проверка аномалий шурфами была сосредоточена на Кумужье. На Ниттисе никаких, ни горных, ни буровых, работ не велось.

Многу не раз давались указания Ступакову обратить внимание на Ниттис. Но это был момент увлечения Сопчей, и такие указания трактовались как желание отвлечь

внимание от объекта первостепенного значения на второстепенный объект. Газета «Хибиногорский рабочий», не называя меня по фамилии, указывала, что есть работники разведки, недооценивающие Сопчу, и им следует дать по рукам.

Можно ли было в 1934 году открыть жилы Ниттиса? Вероятно, можно было, но, конечно, при более инициативном начальнике геофизической партии и большем внимании к Ниттису со стороны геологов.

Работами 1932, 1933, 1934 годов закончен первый геолого-поисковый этап, в задачу которого входило установить объекты для разведки и дать им предварительную оценку.

Результаты трехлетних предварительных работ по отчетам геологов и геофизиков можно сформулировать так: 1. На Ниттисе, Кумужьей, Травяной открыты жилы сплошных сульфидов и магнетитовые жилы; 2. Геофизические работы можно считать законченными. Общая длина аномалий 10, 11, 15 на Ниттисе 1750 м; 3. Лучшие жилы расположены на Кумужьей и имеют в столбах мощность до 0,45 м. Эти данные, не совсем правильно отражающие действительное положение вещей, легли в основу следующего этапа более детальной разведки жил. **1935 год.** Мысль, положенная в проект разведок на 1935 г., сводилась к тому, чтобы в первую очередь охватить изучением все простирание жил от Травяной до Ниттиса и выбрать лучшие участки для остальной разведки. По бурению план был перевыполнен, но направление разведок было изменено. Вместо того, чтобы расположить скважины по всему простиранию жил, они были сосредоточены на Кумужьей, что объясняется большими трудностями освоения Ниттиса при полном пренебрежении к нуждам разведки как в 1935-м, так и в последующий год.

Резюмируя результаты работы за 1935 год, можно сказать, что: 1. Первоначальный план охвата по возможности всего простирания (*предполагаемого на массивах НКТ жильного поля*) был изменен, и разведки сосредоточены на Кумужьей; 2. Ниттис едва затронут разведкой.

Можно ли было найти все жилы Ниттиса в 1935 году? Можно было, если бы не был изменен план. План был изменен под давлением обстоятельств. Началось промышленное освоение Мончи (*на правительственном уровне было принято решение о строительстве никелевого комбината и обогатительной фабрики для работы на уже обнаруженных бедных рудах*). Транспорт у ГРК был отобран и влит в общий, вследствие чего стала наблюдаться хроническая нехватка в лошадях, не было насосов, а выписанные центробежные попали в Кольстрой. Нельзя было получить палаток для организации нового участка. Не было денег для выкупа указанного оборудования. А метры требовались. Попытка бурить на донную залежь на Ниттисе (скважина № 175) со стороны Кумужьей в условиях значительно более легких, чем на жиле (*Ниттис отличается весьма крутыми склонами, особенно в районе залегания жил*), привела к неудаче, и дальнейшее бурение было остановлено.

1936 год. В этом году была повторена попытка освещения Ниттиса, но на этот раз со стороны Сопчи. Были пробурены две скважины между Ниттисом и Хиппиком. Но из-за трудностей, а следовательно, и малой продуктивности, бурение было приостановлено. Ясно было, что освоить Ниттис можно только, если создать особый участок и провести большую подготовительную работу.

В 1936 году впервые было замечено геологом Б. П. Кокаревым на 10-й аномалии, что жила, вероятно, выражается ложком. Конечно, шансы на новые открытия на Ниттисе были больше, чем в предыдущем году, т. к. изученность района продвигалась вперед и было констатировано топографическое выражение жил. Но разведочные работы из-за неосвоения Ниттиса продвигались весьма слабо.

1937 год. Окончательным планом было предусмотрено бурение на жилах Ниттис-Кумужье и разбурка аномалий Хиппика. План предусматривал усиление бурения в связи с улучшением жил на Ниттисе. В феврале Ниттис был выделен в отдельный участок. С этого года только начинается проверка аномалий 10, 11 и 15 бурением. К августу было пробурено больше, чем за весь предыдущий год, и в более трудных условиях, чем ранее на Кумужьей.

После первой буровой скважины на 10-й аномалии поколебалась уверенность в правильности выводов геофизиков, поскольку аномалия 10 соответствовала тонкой жиле, но выраженной на поверхности отходившей под острым углом от мощной пирротиновой жилы. Пирротиновая же жила, хорошо выраженная в рельефе, не была отмечена геофизиками. Выяснилась необходимость тщательного осмотра поверхности и проведения дополнительных геофизических работ. И то, и другое было осуществлено после назначения нового геолога (*И. В. Галкина*), прекрасно справившегося с порученной работой.

Поиски на поверхности привели в течение двух-трех недель к весьма благоприятным результатам. Был открыт целый ряд ложков, отвечающих жилам. К этому времени один или два шурфа, дошедшие до коренных пород, подтвердили хорошую мощность жил. Хорошие результаты давало и бурение. Была поставлена дополнительная геофизическая работа методом индукции, применившая профилирование, подтвердившая данные поисков и увязавшая все полевые данные в ряд жил. Число их возросло до 9, общее простирание — до 5500 м.

Принимая во внимание вдобавок лучшую мощность жил, по-иному выглядели запасы, подсчитанные на 1 декабря 1937 года. По жилам № 9, 16, 15, 18, 19, 17 и 11 запасы никеля составили 36 тыс. т. Этот подсчет не учитывал жил 7, 8 и 12 на Кумужей, вынесенный по-прежнему за баланс. Подсчет произведен в СНОПе (*Союзникельоловопроект — так в то время назывался институт «Гипроникель»*) и должен быть утвержден в ЦКЗ.

В течение 1937 года Мончу посетили две правительственных комиссии. Первая была в мае, вторая — в сентябре, после первых открытий на Ниттисе. Естественно, что оценки (*промышленной значимости*) жил в выводах той и другой комиссии значительно отличаются друг от друга. Можно пожалеть, что вторая комиссия в своем составе не имела ни горняков, ни металлургов, особенно первых, поскольку горные работы в разведке жил играют решающую роль и поскольку горные работы в будущем могут лимитировать их эксплуатацию, если не будут изменены установившиеся темпы и приемы.

ПОЧЕМУ?..

Мы проследили год за годом историю работ на Ниттисе. Знакомство с ней не оставляет сомнения в правильности ответа на поставленный вначале вопрос: нельзя ли было открыть жилы Ниттиса раньше? Этот первый вопрос вызывает второй: почему они не были открыты раньше? Какие причины помешали?

Их две. Первая — недостаточная квалификация полевых работников, геофизиков и геологов. Вторая — пренебрежительное отношение к нуждам разведчиков, следствием чего явилось запоздалое освоение Ниттиса. (*Необходимо отметить, что В. К. Котульский всегда обращал внимание на вопросы повышения квалификации геологов и щедро делился своими знаниями с коллегами, особенно с молодежью, проводил занятия в техникуме г. Хибинского и геологическом кружке.*)

Первая причина действовала на протяжении всего времени, вторая — с 1935 года.

Если бы все жилы Ниттиса были выявлены в период предварительной разведки, то, несмотря на действие второй причины, они были бы за три года — с 1935 по 1937-й — уже в значительной степени разведаны, так как еще в 1935 году, несомненно, остро был бы поставлен вопрос о движении на Ниттисе. Но предварительная разведка не выявила всех возможностей Ниттиса.

Конечно, и то и другое было бы получено при надлежащем размахе работ на Ниттисе, хотя бы таким же, как на Кумужей. Но размах лимитировался трудностями освоения. Для ускорения освоения надо было чрезвычайно обострить этот вопрос, а для обострения не было твердых предпосылок.

Ниттис попал в заколдованный круг. Чтобы разорвать его, потребовалось два года. Конечно, не действующая первая из указанных выше причин, этот срок мог бы быть сокращен.

Восстанавливая историю открытия жил на Ниттисе, я не мог не проанализировать своего отношения к поискам на Ниттисе. Полагаю, что планы, на которые я мог оказывать влияние, составлялись правильно. Может быть, я должен поставить себе в упрек то, что не принимал участие в полевой работе. Возможно, если бы я больше ходил по горам, то это способствовало бы более раннему открытию жил на Ниттисе.

ПРИРОДА ЖИЛ

В заключение остановлюсь несколько на моем понимании жил. Ввиду того, что разведка не дала еще много данных, вопрос остается без определенного ответа. Но и постановка вопроса может быть полезна, так как позволяет обратить на эти данные внимание при изучении жил.

Значение жил определялось на каждом этапе разведок теми запасами, которые для них подсчитывались. Все подсчеты запасов, представленные в ЦКЗ, в которых я принимал участие, я, разумеется, поддерживаю и считаю правильными.

Мое геологическое понимание жил отражено было в печати (Кольский сборник) [1, 12]. К настоящему времени имеется ряд новых данных.

Месторождений, подобных жилам Ниттиса и Кумужьей, мне неизвестно ни в Союзе, ни по литературе за границей. Поэтому геологи лишены самого распространенного и, пожалуй, самого ценного для них метода оценки по аналогии. Приходится рассматривать жилы самостоятельно и только при общегенетических условиях прибегать к сравнениям. *(Богатые жильные сульфидные руды месторождения НКТ и открытого позднее в 1960-х годах небольшого жильного месторождения на соседнем массиве Сопча являются, как показал многолетний опыт поисковых работ, уникальными рудными объектами. Пожалуй, единственные близкие по вещественному составу рудные образования установлены на юге Африки в Бушвельдском плутоне, относящемся, как и Мончеплутон, к одной геологической формации перидотит-пироксенит-габброноритов. Однако в Бушвельде, по описанию в работах 1930-х годов П. А. Вагнера [2], на мелких «месторождениях типа Влекфонтена» (в современной отечественной литературе — Флакфонштейн) они залегают в виде небольших «трубообразных или неправильно очерченных масс», а не протяженных плитообразных жильных тел, как это имеет место на НКТ.)*

Прежде всего — происхождение трещин. Трещины имеют резкие края, а вдоль них не замечается вмятия, глинок и определенных признаков движения. Правда, борозды наблюдались, но значение их еще твердо не установлено. Скорее всего, мы имеем дело с трещинами растягивания, подобными тем, которые выполняются дайками. Трещины таких даек могут образовываться или путем контракции, или домарического поднятия. Так как трещины идут не поперек массива Ниттис-Кумужья-Травяная, а вдоль него, меняя слегка простирание, то правильное всего второе предположение.

Трещины имеют неодинаковую ширину по простиранию и обуславливают на жилах столбы (жила № 8). Это может происходить или вследствие передвижек вдоль жил, если таковые происходили, если же их не было, то вследствие неравномерности раскрытия. В последнем случае надо иметь в виду суммарную мощность всей свиты жил (*редко применяемый устаревший термин «свита жил», «пояс жил» — система параллельных жил, прослеживающихся на значительном протяжении*). Очень может быть, что сужение одной жилы сопровождается на том же траверзе расширением другой и наоборот. Когда будет накоплено достаточно материала, это предположение можно проверить. Во всяком случае такие трещины менее постоянны и выдержаны, чем трещины, сопровождающиеся сбросами.

Все, что мы знали до сих пор о простирании жил, говорит за то, что они не выходят за пределы массива ультраосновных пород, что трещины локальные. Ответить на вопрос, как поведут себя трещины на глубине и особенно в гнейсах, невозможно. Поэтому за нижний предел при подсчете запасов «С₂» следует ограничиться глубиной залегания дна. Быть может, что трещины проходят и в дно. Следует ожидать, что они изменят там свой характер, ибо дислокация гнейсов, а следовательно, и направление

слабости в них, простирается на северо-запад, тогда как жилы имеют северо-восточное и меридиональное простирание.

Весьма важные данные о поведении жил на глубине дадут глубокие скважины. После них, быть может, уместно будет ставить вопрос о бурении на глубокий резервуар. Гравиметрические работы помогут правильно решить этот вопрос.

ОБ ОТНОШЕНИИ К БЕДНЫМ РУДАМ

Остановившись на жилах, следует сделать одно указание. Некоторыми принято все сульфидные жилы Ниттис-Кумужей-Травяной называть богатыми. Это неверно. Богатыми будут только те жилы или участки жил, которые имеют мощность более определенной. Эту мощность следовало бы установить, вернее, следовало бы установить рентабельность в зависимости от той или иной мощности для жил, которые должны идти в эксплуатацию.

Открытие жил на Ниттисе и надежды, возникшие в связи с тем, что можно обеспечить большой завод одними только богатыми рудами, вызвало реакцию по отношению к бедным рудам. Высказывалось сомнение, следовало ли вообще разведывать бедные руды.

Подсчет ожидаемых запасов дает огромную цифру никеля в бедных рудах — около 500 тыс. т. Для запасов этих руд принято содержание 0,27 % никеля против 0,32 % для запасов 200 000 т (*вероятно, имеются в виду запасы по месторождению Рудный пласт Сопчи; это же месторождение, находящееся на высоте 330 м, называли Пласт 330, или Горизонт 330*), который в недалеком будущем будет подытожен по категории «В». Цифра 0,27 взята с осторожностью и, несомненно, приуменьшена, т. к. «центр тяжести» ожидаемых запасов находится в глубинных частях донных залежей Сопчи и Ниттиса-Кумужей-Травяной, где содержание выше, чем в краевых (*частях массивов*), вошедших в категорию «В».

Но если даже взять эту цифру 0,27 % и перевести ее по мировым ценам 1936 года (никель в 4,5 раза дороже меди) в медь, прибавивши ту медь, которая содержится в никелевой руде (*среднее содержание меди в так называемых донных залежах составляет 0,15 %*), то мы получим $0,27 \% \times 4,5 + 0,15\% = 1,36\%$ меди. Эта цифра настолько высока, что не оставляет сомнений в промышленной ценности убогих руд Мончи. При этом игнорируется небольшое содержание кобальта и платиноидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Свой очерк открытия жил на Ниттисе я хотел бы закончить следующим заключением:

1. Начальниками геологических партий, ведущих самостоятельную работу, должны назначаться кандидаты геологических наук или лица, равные им по квалификации. Геологические наблюдения не должны передоверяться коллекторам. Роль института коллекторов должна быть уменьшена. То же относится к начальникам геофизических партий.

2. Геологоразведочные партии трестов и ГГУ (*Главное геологическое управление*) должны быть снабжены тяжелым горным оборудованием для того, чтобы они могли самостоятельно проводить штольни и шахты.

3. ГГУ как хозяин и опекун всей геологической и разведочной работы в СССР должен войти с представлением в правительство и добиться общего распоряжения о том, чтобы при промышленном освоении месторождений разведка не отеснялась на задний план, но была бы поставлена в нормальные условия для своей работы.

В. К. КОТУЛЬСКИЙ
31 января 1938 г.

1. Антонов Л. Б., Котульский В. К., Чирвинский П. Н. Горные богатства Кольских тундр. — Л.: Химтеорет, 1935. — 72 с. — (5 лет заполярной стройки. 1929–1934; вып. 1).
2. Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники южной Африки / под ред. А. Н. Заварицкого. — М.; Л.: Цветметиздат, 1932. — 278 с.
3. Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Смирнова Е. М. Мончеит и котульскит — новые минералы и состав майченерита // ЗВМО. — 1963. — Ч. 92, вып. 1. — С. 33–50.
4. Географический словарь Кольского полуострова. Т. 1. — Л., 1939. — 145 с.
5. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона / под ред. Н. А. Елисева. — Л.: Наука, 1956. — 328 с. — (Тр. ЛАГЕД АН СССР; вып. 3).
6. Геология СССР. Том 27: Мурманская область. Часть 2: Полезные ископаемые, гидрогеология и инженерная геология / науч. ред. М. С. Афанасьев, Л. Я. Харитонов. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — 479 с.
7. Комбинат «Североникель» в документах (1935–1990) / [сост.: А. А. Клишас, А. П. Вихрян, Т. В. Царевская-Дякина]; под ред. А. А. Клишаса. — М.: Современная экономика и право, 2007. — 600 с. (Серия «История отечественного народного хозяйства»).
8. Лялин П. В. Первооткрыватель Ниттис-Кумужья. Воспоминания о В. К. Котульском // Мончегорский рабочий. — 1981. — № 4. — С. 2.
9. Монче-Тундра и ее месторождения медно-никелевых руд: Геологический отчет в 8 т. / В. К. Котульский // ЦГАНТД СПб. — Ф. Р-13. — Оп. 21. — Д. 4–11.
10. Новичков А. А. Жертвы репрессий. Из мончегорской летописи. — Мончегорск, 2000. — 44 с.
11. Позняков В. Я. Североникель (Страницы истории комбината «Североникель»). — М.: Руда и металлы, 1999. — 432 с.
12. Полканов А. А., Котульский В. К., Малавкин С. Ф. Проблема Кольского полуострова. — Л.; М.: Георазведиздат, 1933. — 56 с.
13. Репрессированные геологи. 3-е изд., испр. и доп. / гл. ред. В. П. Орлов, отв. ред. Л. П. Беляков, Е. М. Заблоский. — М.; СПб., 1999. — 452 с.
14. Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. — 345 с.
1. Antonov L. B., Kotul'skiy V. K., Chirvinskiy P. N. Gornye bogatstva Kol'skikh tundr [Mountain treasures of the Kola tundra]. Leningrad: Khimteoret. 1935. 72 p.
2. Vagner P. A. Mestorozhdeniya platiny i rudniki yuzhnoy Afriki [South African platinum and mines]. Ed. by A. N. Zavaritskogo. Moscow; Leningrad: Tsvetmetizdat. 1932. 278 p.
3. Genkin A. D., Zhuravlev N. N., Smirnova E. M. Moncheite and Kotulskite — new minerals and the composition of machenerite. ZVMO. 1963. Chap. 92. Iss. 1, pp. 33–50. (In Russian).
4. Geograficheskiy slovar' Kol'skogo poluostrova. T. 1 [Geographical Dictionary of the Kola Peninsula. Vol. 1]. Leningrad. 1939. 145 p.
5. Geologiya i rudnye mestorozhdeniya Monchegorskogo plutona [Geology and ore deposits of Monchegorsk pluton]. Ed. by N. A. Eliseeva. Leningrad: Nauka. 1956. 328 p.
6. Geologiya SSSR. Tom 27: Murmanskaya oblast'. Chast' 2: Poleznye iskopaemye, gidrogeologiya i inzhenernaya geologiya [Geology of the USSR. Volume 27: Murmansk region. Part 2: Minerals, Hydrogeology and Engineering Geology]. Scientific editors M. S. Afanas'ev, L. Ya. Kharitonov. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1958. 479 p.
7. Kombinat «Severonikel» v dokumentakh (1935–1990) [Severonickel Combine in documents (1935–1990)]. Compilers: A. A. Klishas, A. P. Vikhryan, T. V. Tsarevskaya-Dyakina. Ed. by A. A. Klishasa. Moscow: Sovremennaya ekonomika i pravo, 2007. 600 p.
8. Lyalin P. V. Discoverer of Nittis-Kumuzh. Memoirs of V. K. Kotul'skiy. Monchegorskii rabochiy. 1981. No 4, pp. 2. (In Russian).
9. Kotul'skiy V. K. Monche-Tundra and its deposits of copper-nickel ores: Geological report in 8 volumes. TsGANTD. St. Petersburg. F. R-13. Op. 21. D. 4–11. (In Russian).
10. Novichkov A. A. Zhertyy repressiy. Iz monchegorskoy letopisi [Victims of repression. From the Monchegorsk Chronicle]. Monchegorsk. 2000. 44 p.
11. Poznyakov V. Ya. Severonikel' (Stranitsy istorii kombinata «Severonikel'») [Severonickel (Pages of the history of the Severonickel plant)]. Moscow: Ruda i metally. 1999. 432 p.
12. Polkanov A. A., Kotul'skiy V. K., Malyavkin S. F. Problema Kol'skogo poluostrova [The problem of the Kola Peninsula]. Leningrad; Moscow: Georazvedizdat. 1933. 56 p.
13. Repressirovannye geologi. 3-e izd., ispr. i dop. [Repressed geologists. 3rd edition, rev. and suppl.]. Chief ed. V. P. Orlov. Ex. eds. L. P. Belyakov, E. M. Zablot'skiy. Moscow; St. Petersburg. 1999. 452 p.
14. Fersman A. E. Poleznye iskopaemye Kol'skogo poluostrova [Minerals of the Kola Peninsula]. Moscow; Leningrad: Izd-vo AN SSSR. 1941. 345 p.

Шолохнев Владимир Викторович — руководитель проекта, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Vladimir_Sholokhnev@vsegei.ru>

Sholokhnev Vladimir Viktorovich — project Manager, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Vladimir_Sholokhnev@vsegei.ru>

В. И. КОЛЕСНИКОВ, В. В. АНДРЕЕВ, Ю. А. САМОХВАЛОВА,
О. Е. СТЕПУРКО, О. Н. АЛЕКСЕЕВА (ВСЕГЕИ)

Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ – 80 лет

В статье изложена история становления старейшего предприятия в системе геологической службы России, ведущего производителя государственных геологических карт Российской Федерации – Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. В настоящее время это современное предприятие, обладающее передовыми технологиями подготовки и издания сложной геологической продукции различного назначения, крупное издательское производство с широкими возможностями по оказанию полиграфических услуг.

Ключевые слова: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, государственная геологическая карта, картографическая продукция, цифровая топографическая основа.

V. I. KOLESNIKOV, V. V. ANDREEV, YU. A. SAMOKHVALOVA,
O. E. STEPURKO, O. N. ALEKSEEVA (VSEGEI)

80th anniversary of the St. Petersburg Cartographic Factory (VSEGEI)

The paper describes the history of formation of the oldest enterprise in the system of geological survey of Russia, the leading manufacturer of state geological maps of the Russian Federation – St. Petersburg Cartographic Factory. Currently, it is a modern enterprise, the owner of advanced technologies for the preparation and publication of complex geological products for various purposes, the major publisher with a wide range of facilities for providing printing services.

Keywords: St. Petersburg Cartographic Factory VSEGEI, state geologic map, map production, digital topographic base.

Как цитировать эту статью: Колесников В. И. Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ – 80 лет / В. И. Колесников, В. В. Андреев, Ю. А. Самохвалова, О. Е. Степурко, О. Н. Алексеева // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 79. – С. 112–120.

3 июля 2019 г. старейшее предприятие в системе геологической службы России – Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ – отметила свой 80-летний юбилей. Это заметное событие в жизни картографической общественности, так как история Картфабрики неразрывно связана с развитием геологической науки в нашей стране.

От Картмастерской до Картфабрики. В далекие дореволюционные годы отсутствие специального геолого-картографического предприятия отрицательно сказывалось на выпуске геологических карт, которые обычно издавались частными литографиями. С издательской точки зрения заказы на издание геологических карт ввиду трудности их подготовки к печати, многокрасочности и малотиражности считались нерентабельными. Поэтому карты печатались от случая к случаю и издавались в очень длительные сроки, в течение которых информация успевала устареть еще до выхода в свет. Требовалась реорганизация всей системы геологического обслуживания страны.

К середине 1930-х годов большая часть картосоставительских работ была сконцентрирована в Центральном научно-исследовательском

геологоразведочном институте (ЦНИГРИ) в Ленинграде. В 1937 г. при институте было создано специальное предприятие по составлению, оформлению и изданию геологических карт – Картографическая мастерская ЦНИГРИ. С этого момента подготовка геологических карт к изданию и их выпуск стали осуществляться в плановом порядке, а Картмастерская явилась практической школой по подготовке кадров для выпуска в свет геологических карт.

В 1938 г. Картмастерская продолжила подготовку к изданию Геологической карты СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (гл. ред. Д. В. Наливкин), региональной обзорной карты Урала в масштабе 1 : 500 000 на 10 листах и начала работы по Государственной геологической карте СССР в масштабе 1 : 1 000 000. За два года объем работ небольшого предприятия увеличился в два раза [1].

Картмастерская даже по тем временам располагала примитивным и устаревшим оборудованием. Печатные формы изготавливались на специальных литографских камнях, печать с которых осуществлялась на таких же несовершенных литографских машинах. Весь технологический процесс был длителен и трудоемок (рис. 1) [4].

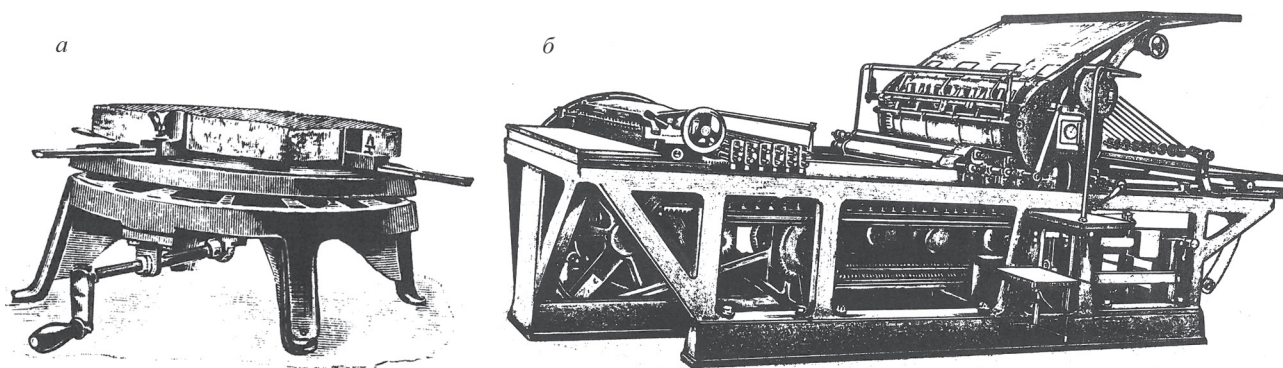


Рис. 1. Оборудование картографической мастерской

а — центрифуга для нанесения светочувствительного слоя на литографский камень; *б* — плоская литографская машина для печати с литографского камня

Возросшие объемы картосоставительских работ в стране потребовали создания специализированного картографического предприятия. В 1939 г. Постановлением Совета народных комиссаров СССР № 977 «Об организации геологической службы в Союзе ССР» на базе Картографической мастерской ЦНИГРИ была создана Картографическая фабрика. Сначала она подчинялась Комитету по делам геологии при СНК СССР, а с 1940 г. — организованному при нем Государственному издательству геологической литературы (Госгеоиздат). Этим же постановлением ЦНИГРИ был переименован во Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) [4].

На Картфабрике выпускался ряд сложнейших геологических карт, отпечатанных в 10–18 красок. Многие из них по праву могут быть отнесены к образцовым, например, первая Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000 на 32 листах и листы Государственной геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000, относящиеся к европейской части страны.

В 1939 г. была издана первая Геологическая карта Урала масштаба 1 : 2 500 000 на восьми листах (под редакцией чл.-корр. Академии наук СССР И. И. Горского) (рис. 2). Карта получила высокую оценку Комитета по делам геологии при Совнаркоме СССР. Коллектив Картфабрики был отмечен благодарностью, а некоторые специалисты награждены правительственными наградами и почетными грамотами.

В этом же году появился целый ряд геологических карт важнейших горнодобывающих районов страны: Донбасса, Кузбасса, Урала, европейской части СССР, Средней Азии, Казахстана и др. [4]. Одновременно с картами издавались сопровождающие их объяснительные записки.

При составлении и издании государственных геологических карт использовались единые терминология и нормативная база, созданные и апробированные под научно-методическим руководством ВСЕГЕИ. Комплекты изданных карт являлись графическим отражением знаний о геологическом строении и полезных ископаемых

страны, а положенный в их основу фактический материал служил базой для новых выводов и обобщений в различных отраслях геологической науки. Именно этот тип карт стал мерилом геологической изученности страны. Понимая это, в Министерстве геологии СССР постоянно наращивали объемы съемочных работ и издания карт.

В год Картфабрикой выпускалось до 70 комплектов ГГК-1000 и -200, в состав которых входили объяснительная записка и карты: геологическая, полезных ископаемых и четвертичных отложений. Издание велось полистно, каждый лист мог использоваться самостоятельно. Карты издавались многокрасочными и сопровождалась легендами. В зарамочное оформление включались разрезы, раскрывающие глубинное строение

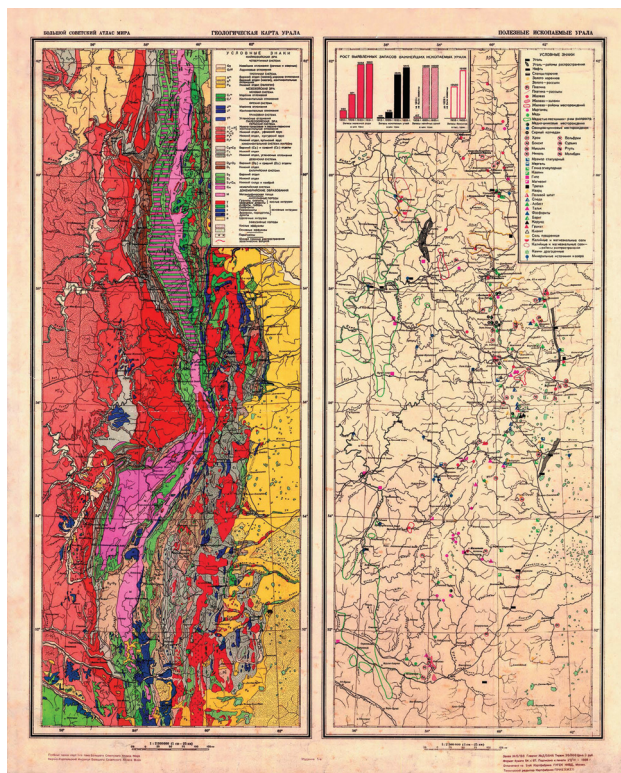


Рис. 2. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 2 500 000

района, а также в уменьшенном масштабе выносились карты геофизических полей, изученности, тектонического районирования и др., что помогало в расшифровке геологического строения территории. Это выгодно отличало карты советской геологической школы от зарубежных аналогов [2].

Возрастающая потребность в геологических картах способствовала улучшению производственно-технической базы. Началось обновление оборудования и увеличение количества машин. Пополнение кадров шло за счет геологов-картографов, были созданы картооформительский и картоиздательский цеха.

Картфабрика в 1940-е годы. В суровые годы Великой Отечественной войны Ленинградская картографическая фабрика не прекращала своей деятельности. Находясь в тягчайших условиях осажденного города, люди не покидали своих рабочих мест. Постепенно иссякали запасы материалов, не было электричества и воды, вследствие чего фотокопировальное оборудование не использовалось, а печатные станки приводились в действие вручную. Сокращались кадры: многие сотрудники были призваны в армию, часть ушла на фронт добровольцами. Специалистов полиграфических профессий почти не осталось [4].

Если в 1941 г. было издано 20 наименований геологических карт, то за 1942 г. — только пять. По заданию военного командования Ленинградского фронта Картфабрика начала выпуск карт специального назначения, а также плакатов и листовок, призывающих на борьбу с врагом и отображающих боевые подвиги Красной армии и Военно-морского флота. Не менее важным было издание районной многотиражной газеты.

В 1943 г., когда отпала необходимость в выполнении военных спецзаказов, небольшой коллектив фабрики возобновил выпуск геологических карт масштаба 1 : 1 000 000. Предприятие издало 10 карт, а через год — уже 12.

В 1944 г. началось издание Карты четвертичных отложений европейской части СССР масштаба 1 : 500 000, Карты Урала и Кавказа на 28 листах. Одна из главных задач Картфабрики в эти годы — ее возрождение и подготовка новых кадров. Открываются курсы чертежников-картографов.

В первые послевоенные годы Картфабрика снова полностью развернула свою деятельность. Из эвакуации вернулись специалисты, обустроились рабочие места, в цехах устанавливалась новая техника, получаемая из разных источников. В том числе из побежденной Германии по репарациям были получены типографские и листовые офсетные печатные машины, фотокопировальное оборудование, что повысило производительность до 700 печатных листов в год.

За 1945 г. было издано уже 19 геологических карт, из которых особо следует отметить Геологическую карту Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000 на четырех листах [1]. С 1948 г. на Картфабрике в основном издаются отчеты геологических экспедиций, выпускается детская литература,

плакаты и этикетки. В 1950 г. предприятие получило важное правительственное задание по выпуску балансов полезных ископаемых.

С 20 июня 1953 г. в связи с реорганизацией министерств Картфабрика Госгеолиздата перешла в подчинение Издательства Академии наук СССР. Постановлением Совета Министров СССР от 23 сентября 1953 г. № 15413 Картфабрика была введена в состав Государственного научно-технического издательства литературы по геологии и охране недр (Госгеолтехиздат). Перед предприятием встала очень сложная задача — в короткие сроки резко увеличить выпуск геологических карт разного назначения и повысить качество продукции.

В этот период Картфабрика оснащается новым современным оборудованием и переходит на технологию картоиздания офсетным способом, полностью ликвидируется примитивный способ печати геологических карт с литографских камней [4].

Первая техническая революция и успехи. 1954—1958 годы стали для Картфабрики периодом первой технической революции. Министерство геологии и охраны недр СССР закупило в ГДР оборудование на сумму более одного миллиона рублей; было заменено и установлено около 40 полиграфических машин. Полученная и введенная в эксплуатацию более совершенная техника потребовала изменения технологических процессов. Появилась возможность использовать в процессе изготовления печатных форм прозрачные пластики. Повысилось качество, и резко увеличился объем картографической продукции.

Первой крупной работой, изданной с применением новых технологических процессов, стала Геологическая карта района Предкарпатья. Ее тираж отличался от ранее изданных по качеству полиграфического исполнения. Геологическая карта СССР (гл. ред. Д. В. Наливкин, 1956 г.) (рис. 3) заслужила высокую оценку геологической общественности. На Всесоюзной выставке книги, графики и плаката за высокое полиграфическое исполнение этой карте был присужден диплом второй степени.

Затем Картфабрика издала карты Четвертичных отложений европейской части СССР и Геологическую карту СССР масштаба 1 : 2 500 000 на 19 листах. Эти работы стали серьезным испытанием для коллектива фабрики: они выполнялись в кратчайшие сроки, так как нужно было успеть к открытию в 1956 г. в Мехико XX сессии МГК.

К 1957 г. основной объем производства составляли геологические карты масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000, были изданы карты Сибирской платформы, Приморского края, Центрально-Казахстана, прогнозов качества углей, атласы учебных карт и др. В конце 1950-х годов Картфабрика выпускала объяснительные записки к геологическим картам, геологические и стратиграфические словари и другую литературу по геологии страны.

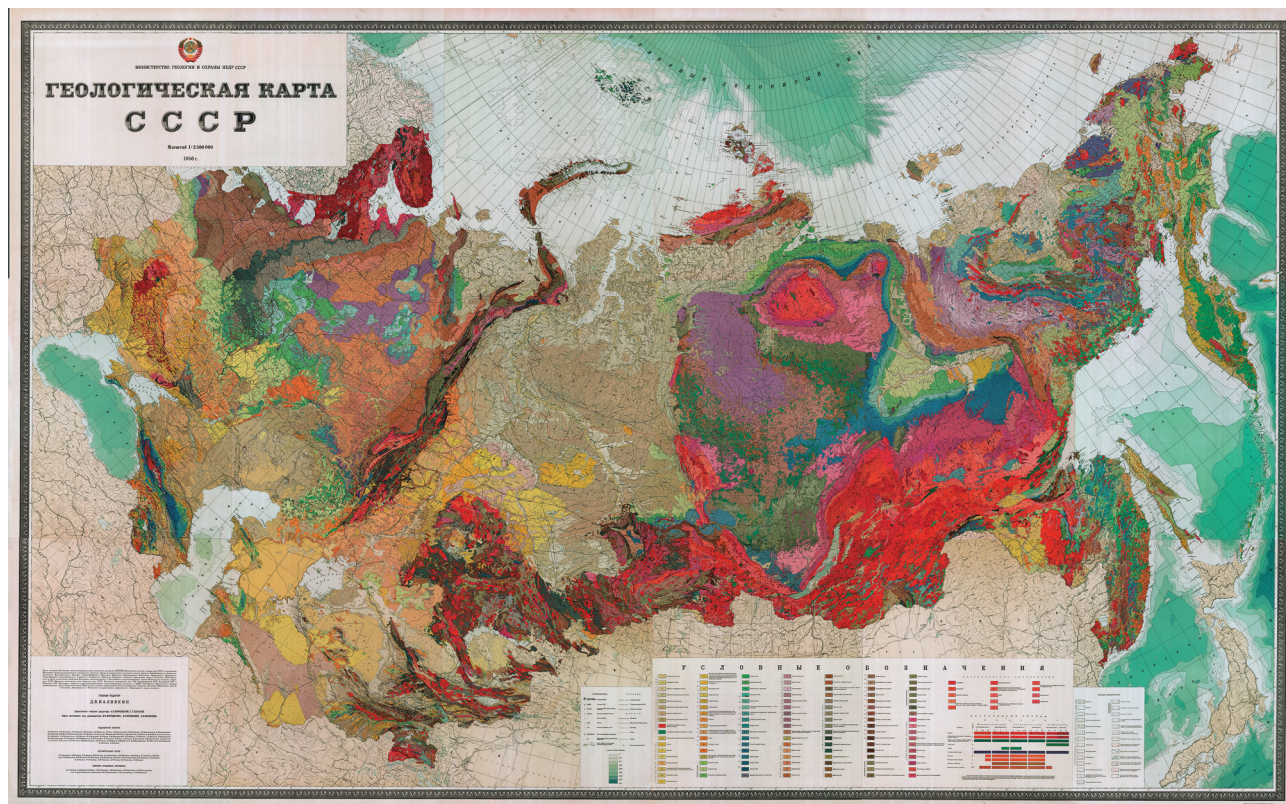


Рис. 3. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1956 г.)



Рис. 4. Таблицы Д. Г. Жвани



Рис. 5. Многотомное справочное издание «Геология СССР» (1941–1974 гг.)

В начале 1960-х годов главный инженер Картфабрики Д. Г. Жвания (рис. 4) разработал и создал таблицы синтеза красок, которые были признаны многими геолого-картографическими организациями (Жвания Д. Г. Таблицы цветных обозначений для геологических карт разных масштабов (геологическая легенда). М.: Госгеолтехиздат, 1960. 6 с., 56 отл. л. в папке, 19 × 26 см). Таблицы Жвании в течение 40 лет служили важным инструментом в издании геологических карт, что способствовало совершенствованию процесса цветного оформления картографической продукции.

Приказом Министерства геологии СССР от 8 января 1964 г. № 8 Картфабрика перешла в ведение Главного управления геодезии и картографии и стала называться Картографическая фабрика № 9. Через три года она была переименована в Ленинградскую картографическую фабрику Всесоюзного аэрогеологического треста Министерства геологии СССР.

В 1972 г. Ленинградская картографическая фабрика вошла в состав научно-производственного объединения «Аэрогеология». Резко возросло издание Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000. Ежегодно картосоставительский цех готовил к изданию до 300 листов геологических карт.

В 1972–1973 гг. были отпечатаны на 11 листах сегменты Геологического глобуса, отмеченного Золотой медалью ВДНХ и представленного на XXV сессии МГК (Сидней, Австралия, 1976 г.). Такое картографическое издание было подготовлено впервые в СССР и издавалось тиражом 1500 экземпляров. Его уникальность состояла в том, что сегменты для будущего глобуса печатались под диаметр сферы один метр. Заказы поступали на Картфабрику со всей страны и даже из-за рубежа.

Во второй половине 1970-х годов увеличился выпуск геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 и карт более мелкого масштаба. Особое место в издании карт занимал процесс их редактирования. Большинство составителей карт предпочитали издавать свои материалы именно на Ленкартфабрике.

В 1976 г. на VIII Международной картографической конференции, проходившей в Государственной библиотеке имени В. И. Ленина в Москве, демонстрировались более 30 различных карт, атласов и книг, созданных трудом и умением коллектива Картфабрики. Экспозиция геологических карт имела большой успех.

Профессионализм коллектива нашел отражение в издании множества картографических работ. Кроме геологических карт были изданы геоморфологические, тектонические, геофизические, металлогенические, карты четвертичных отложений и полезных ископаемых, карты мира и континентов, а также атласы и комплекты карт разного геологического содержания. Ленкартфабрика завершила выпуск многотомных изданий с большим числом цветных приложений «Геология СССР» (рис. 5), «Гидрогеология СССР» и «Стратиграфия СССР». За высокие достижения в труде сотрудники Картфабрики не раз награждались правительственными наградами.

Приказом Министерства геологии СССР от 29 декабря 1980 г. Ленинградская картографическая фабрика НПО «Аэрогеология» перешла в подчинение ВСЕГЕИ и получила наименование Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

Выход на мировой уровень. За высокие производственные показатели, достигнутые во Всесоюзном социалистическом соревновании в 1980 и 1981 г., коллективу Картфабрики вручили переходящее Красное знамя Министерства геологии СССР и ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ.

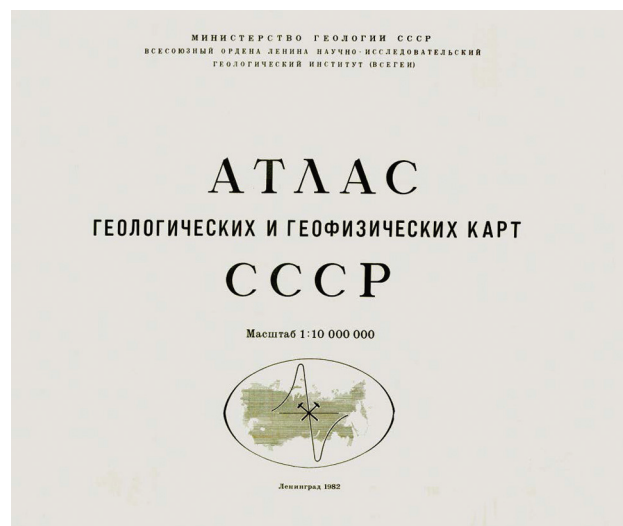


Рис. 6. Атлас геологических и геофизических карт СССР масштаба 1 : 10 000 000 (1982 г.)

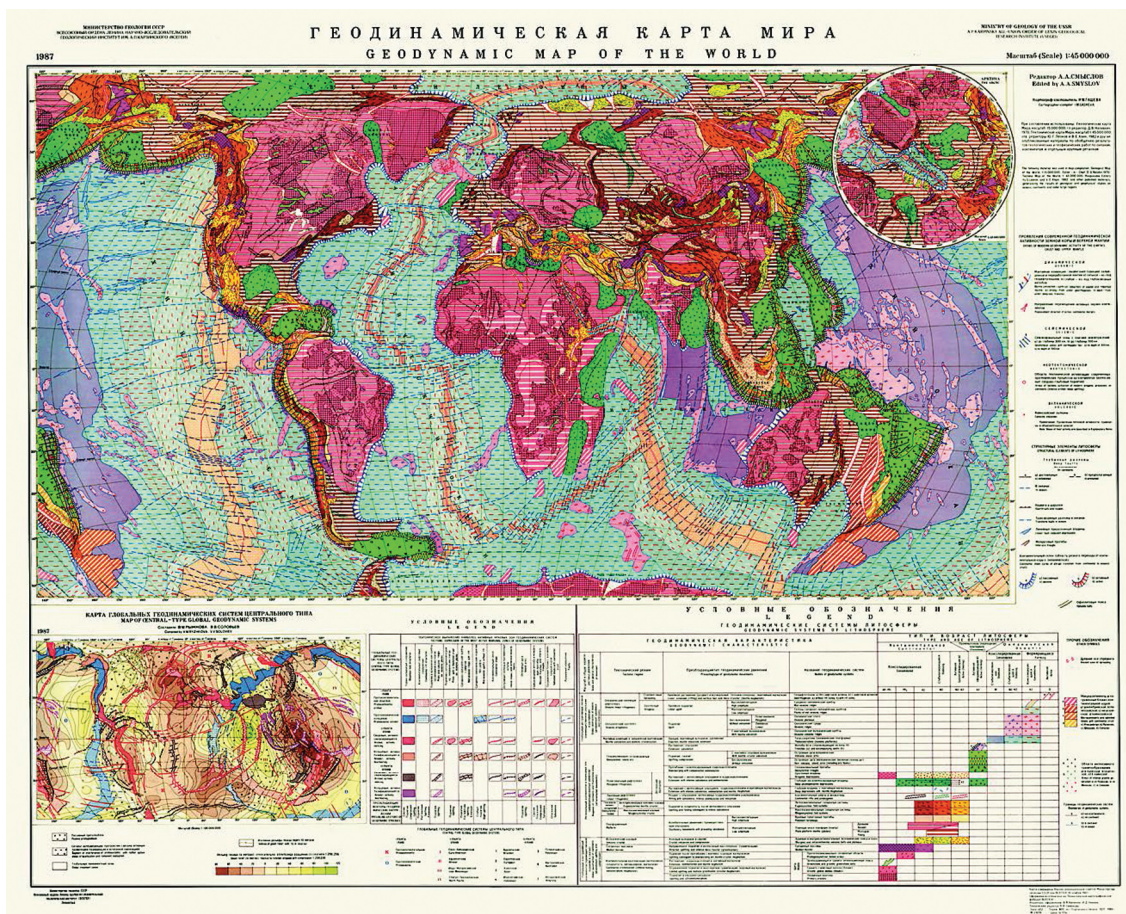


Рис. 7. Геодинамическая карта мира масштаба 1 : 45 000 000

В этот период продукция Ленкартфабрики вышла на мировой уровень. Коллектив издавал карты и книги для Монголии, Афганистана, Африки, Южной Америки, Ирана, Кубы, Анголы и Йемена. Был выпущен Атлас геологических и геофизических карт СССР масштаба 1 : 10 000 000 (рис. 6).

В 1982 г. Картографическая фабрика выполнила работы по изданию комплекта геологических карт на территорию БАМа. Этот комплект был продемонстрирован на ВДНХ СССР и высоко оценен.

К XXVII сессии МГК, проходившей в 1984 г. в Москве, было приурочено завершение работ над Геологической и Тектонической картами мира. За активное участие коллектив предприятия был награжден дипломом с золотым значком и большой серебряной медалью.

Еще через пять лет, к XXVIII сессии в Вашингтоне, Картфабрикой были изданы Геотермическая и Геодинамическая карты мира (рис. 7), а также геодинамический разрез Земли в масштабе 1 : 45 000 000, карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане масштаба 1 : 20 000 000 и ряд других. К этой сессии было отпечатано два тома важного и объемного книжного издания «Геологическое строение СССР и закономерности размещения

полезных ископаемых» с картографическими приложениями [4].

К началу 1990-х годов успехи Картфабрики и высокие результаты по объектам производства были несомненны, но во всех технологических процессах преобладали ручные операции (вычерчивание на жесткой основе, фотоработы, ручной фотонабор, ручной типографский набор, ретушь, монтаж, зернение пластин и др.). Предприятие остро нуждалось в приобретении нового оборудования. В 1991 г. на Картфабрике ввели в эксплуатацию первые компьютеры и листовые офсетные печатные машины MAN ROLAND.

Вторая техническая революция. В 1994 г. начался переход от ручных к компьютерным технологиям подготовки карт к изданию. Первые результаты показали преимущества компьютерной технологии: значительно сократилось время подготовки карт к изданию, ускорился процесс тиражирования за счет триадной печати фоновых элементов карты и появилась возможность одновременно с печатной версией создавать цифровые карты [3]. Параллельно новые технологии внедрялись и в книгоиздательском производстве: в результате компьютерного набора упростился процесс создания оригинал-макета книги, стало возможным отказаться от изготовления книг

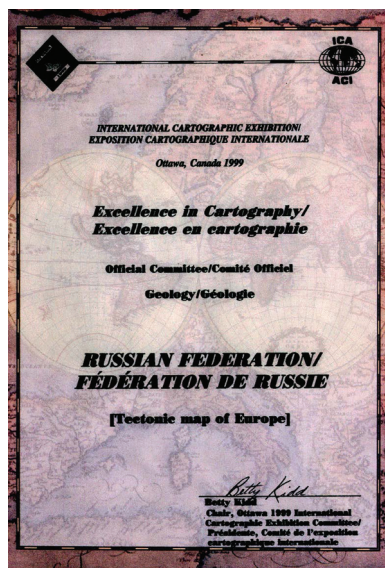


Рис. 8. Диплом за лучшее картографическое произведение (Тектоническая карта Европы). XIX Международная картографическая конференция (Оттава, Канада, 1999 г.)

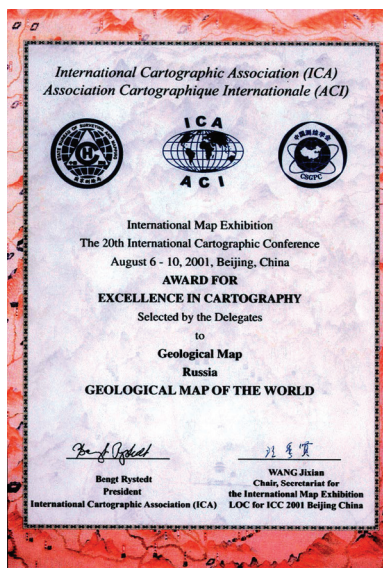


Рис. 9. Дипломы за превосходное качество картографии (Геологическая карта мира и Геологическая карта России и прилегающих акваторий). XX Международная картографическая конференция (Пекин, Китай, 2001 г.)

типографским способом (вредного «горячего» набора и высокой печати).

Все указанные выше факторы положительно повлияли на экономичность издания карт и книжно-журнальной продукции, их себестоимость снизилась в несколько раз. С 1999 г. госгеолкарты и объяснительные записки к ним выходят комплектами и в привычной уже сегодня упаковке — в коробке.

В этот период были изданы Карта топливно-энергетических ресурсов России и сопредельных государств масштаба 1 : 5 000 000, Геологический атлас России из 40 карт масштаба 1 : 10 000 000 (выдвинут на соискание Государственной премии РФ за 1999 г.), Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 5 000 000, Геологическая карта Республики Казахстан масштаба 1 : 1 000 000 (выдвинута на соискание Государственной премии Республики Казахстан), Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Йемена масштаба 1 : 200 000, Гидрогеологическая карта Йемена масштаба 1 : 500 000, Карта нефтегазоносности мира масштаба 1 : 15 000 000 (Государственная премия РФ за 1998 г.). Были подготовлены к изданию и изданы Геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 500 000, включающая шесть блоков, каждый из 20 листов (выдвинута на соискание Государственной премии Республики Саха (Якутия) за 1999 г.), а также карта Камчатки.

Продукция предприятия получила высокое признание и имела большой спрос у потребителя. Основными заказчиками карт являлись Камчатприродресурс, Геокарт, Кавказгеолсъемка, Красноярскгеолсъемка, Якутскгеология и др. В 1995–1999 гг. Санкт-Петербургская картфабрика участвовала в Международных

картографических конференциях в Барселоне, Стокгольме и Оттаве (рис. 8).

В 2001 г. Международная геологическая конференция, проходящая в Китае, наглядно показала, что Россия по-прежнему удерживает ведущие мировые позиции в сфере геологической картографии [2]. Геологическая карта мира и Геологическая карта России и прилегающих акваторий, изданные Картфабрикой, были удостоены дипломов за превосходное качество картографии. Карты готовились к XXXI сессии МГК (Рио-де-Жанейро, Бразилия, 2000 г.), экспонировались там, но свое всемирное признание нашли в Пекине. Критерием превосходного качества экспертная комиссия назвала геометрическую, денситометрическую и цветометрическую точность, картографический дизайн и блестящее полиграфическое исполнение (рис. 9).

К 2001 г. Картфабрика стала современным предприятием, которое вышло на полиграфический рынок Санкт-Петербурга и заняло на нем лидирующее положение в рекламной деловой полиграфии. Предприятие участвовало в профессиональном конкурсе печати и шесть лет подряд становилось победителем в конкурсе «Лучший календарь, отпечатанный на Roland», побеждало в международном конкурсе «Поющая бумага» концерна FEDRIGONI (Италия, 2002 г.).

На рубеже XX–XXI веков предприятие успешно участвовало в полиграфических выставках и международных картографических конгрессах и получало дипломы за лучшее картографическое произведение (1999 г. — Тектоническая карта Европы) и превосходное картографическое исполнение (2001 г. — Геологическая карта мира масштаба 1 : 15 000 000 и Геологическая карта России масштаба 1 : 2 500 000).

В новый век с новыми технологиями. В 2000–2001 гг. был сформирован участок цифровых топографических основ (ЦТО) и развилось новое направление подготовки ЦТО в интересах геологической отрасли. Подготовлены ЦТО для Госгеолкарты-1000/3 и -200/2, а также масштаба 1 : 500 000 на территорию БАМа.

В 2005 г. дочернее Государственное унитарное предприятие «Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ» было реорганизовано в филиал «Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ». Через два года филиал был ликвидирован, а на его базе создано структурное подразделение «Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ» в составе ФГУП «ВСЕГЕИ».

В 2008 г. была подготовлена и издана Геологическая карта Кыргызской республики масштаба 1 : 500 000, а коллектив Картфабрики удостоили почетной грамоты ВСЕГЕИ за лучшую работу, выполненную в этом году (рис. 10).

В 2013 г. были подготовлены материалы Тектонической и Минерагенической карт масштаба 1 : 2 500 000, Северной, Центральной и Восточной Азии. Эти карты вошли в состав Атласа геологических карт, охватывающих территорию 10 государств: России, Китая, Казахстана, Монголии, Республики Корея, а также Узбекистана, Туркмении, Киргизии, Таджикистана и Корейской Народно-Демократической Республики. Атлас составлен международным коллективом геологов пяти стран.

Сегодня кроме геологических карт выпускаются книжные издания высокого уровня подготовки (в том числе на иностранных языках): энциклопедии, атласы, научная, учебная и научно-популярная литература, объяснительные записки к государственным геологическим картам. Самые значимые издания: «Геология

и полезные ископаемые России» (в 6 томах) (рис. 11), «Российская геологическая энциклопедия» (в 3 томах, с приложением), «Российская угольная энциклопедия» (в 3 томах), «Геологический словарь» (в 3 томах), энциклопедический справочник «Планета Земля» (в 2 томах), монография «Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России», Стратиграфический и Петрографический кодексы России, комплект «Богатство недр России», «Уникальные геологические памятники России» и др. Четыре раза в год на Картфабрике выходит периодическое научное издание — журнал «Региональная геология и металлогения». В 2018 г. журнал отметил свое 25-летие.

В 2014–2015 гг. была освоена новая технология подготовки и издания государственных геологических карт на программной платформе ArcGIS, результатом которой стали: единая цифровая модель комплекта (ГИС), цифровые макеты карт и объяснительной записки (pdf), а также интерактивная версия комплекта (WEB-представление). Цифровое издание имеет множество преимуществ, оно является технологическим продолжением от авторской работы над комплектом карт к издательскому уровню на одной программной платформе, использующейся во всей геологической отрасли. Интерактивная карта облегчает поиск и просмотр информации и не требует установки специализированных дополнительных программ, издательский формат позволяет сделать вывод на любое, в том числе профессиональное оборудование; итоговая верстка объяснительной записки дает возможность неподготовленному к издательским программам пользователю работать напрямую с текстом.

В 2017–2019 гг. на предприятии установили высокопроизводительные цифровые печатные устройства, дающие неоспоримые преимущества



Рис. 10. Почетная грамота за лучшую работу, выполненную в 2008 г.



Рис. 11. Шеститомная монография «Геология и полезные ископаемые России» (2000–2016 гг.)



Рис. 12. Цифровая печатная машина Canon imagePRESS C850

при печати малыми тиражами (в сравнении с офсетной печатью), а это — персонализированная печать, печать по требованию, печать на различных носителях, широкоформатная печать, высокая оперативность, безопасные условия труда и снижение затрат в 2–3 раза (рис. 12). Несомненно, все это обеспечило высокое качество продукции и позволило расширить возможности предприятия.

Картфабрика сегодня. На современном этапе это структурное подразделение Центра научно-методического и организационного обеспечения государственного геологического картографирования Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Основными видами деятельности Картфабрики являются организация и выполнение картографических, издательских, полиграфических и других работ:

— подготовка к изданию и издание государственных геологических карт Российской

Федерации (Госгеолкарты-1000/3 и -200/2), сводных и обзорных карт геологического содержания; — издание атласов; — издание информационных материалов; — издание книг, брошюр, журналов, плакатов, афиш, календарей и других печатных материалов; — реализация продукции.

Сейчас Картографическая фабрика обладает большими потенциальными возможностями, используя новое оборудование, современные технологии, совершенную организационную структуру и высокопрофессиональные квалифицированные кадры, отлично знающие свое дело, сохраняющие и развивающие лучшие традиции отечественной геологической картографии.

1. Верейн А. И. К десятилетию деятельности Ленинградской картографической фабрики (1936–1946 гг.) // Разведка недр. — 1946. — № 4. — С. 43–48.

2. Карпузов А. Ф. Российская геологическая картография — история и современность // Геодезия и картография. — 1999. — № 9. — С. 35–37.

3. Колесников В. И. Технологические особенности современной подготовки геологических карт к изданию // Геодезия и картография. — 1999. — № 9. — С. 29–32.

4. Ленинградская Картографическая фабрика ВСЕГЕИ 1939–1989 годы. — Л., 1991. — 65 с.

1. Vereyn A. I. On the tenth anniversary of the Leningrad Cartographic Factory (1936–1946). *Razvedka nedr.* 1946. No. 4, pp. 43–48. (In Russian).

2. Karpuzov A. F. Russian geological cartography — history and modernity. *Geodeziya i kartografiya.* 1999. No. 9, pp. 35–37. (In Russian).

3. Kolesnikov V. I. Technological features of the modern preparation of geological maps for publication. *Geodeziya i kartografiya.* 1999. No. 9, pp. 29–32. (In Russian).

4. Leningradskaya Kartograficheskaya fabrika VSEGEI 1939–1989 gody [Leningrad Cartographic Factory VSEGEI 1939–1989]. Leningrad. 1991. 65 p.

Колесников Виктор Иванович — зам. ген. директора, ВСЕГЕИ¹. <Victor_Kolesnikov@vsegei.ru>

Андреев Виктор Валентинович — начальник, ВСЕГЕИ¹. <Victor_Andreev@vsegei.ru>

Самохвалова Юлия Александровна — зам. начальника, ВСЕГЕИ¹. <Yuliya_Samokhvalova@vsegei.ru>

Степурко Ольга Евгеньевна — оператор набора и верстки, ВСЕГЕИ¹. <Olga_Stepurko@vsegei.ru>

Алексеева Ольга Николаевна — зав. издательством, ВСЕГЕИ¹. <Olga_Alexeeva@vsegei.ru>

Kolesnikov Viktor Ivanovich — Deputy Director General, VSEGEI¹. <Victor_Kolesnikov@vsegei.ru>

Andreev Viktor Valentinovich — Chief, VSEGEI¹. <Victor_Andreev@vsegei.ru>

Samokhvalova Yuliya Aleksandrovna — Deputy Chief, VSEGEI¹. <Yuliya_Samokhvalova@vsegei.ru>

Stepurko Ol'ga Evgen'evna — Typing and Layout Operator, VSEGEI¹. <Olga_Stepurko@vsegei.ru>

Alekseeva Ol'ga Nikolaevna — Head of Publishing House, VSEGEI¹. <Olga_Alexeeva@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.

Памяти Андрея Витальевича Лапо



В марте 2019 г. на 82-м году ушел из жизни Андрей Витальевич Лапо — российский ученый, специалист в различных областях наук о Земле, организатор и национальный представитель российской группы ProGEO в 1996–2007 гг.

Большая часть профессиональной деятельности А. В. Лапо прошла в Санкт-Петербурге во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ). Здесь он проработал около 60 лет. Научные интересы Андрея Витальевича очень разнообразны — от общих вопросов естествознания и экологии до узкоспециальных. Определяющие области его исследований — углепетрография, вопросам которой была посвящена диссертация (1973 г.), изучение химического состава микрокомпонентов углей, глубокое осмысление и популяризация творческого наследия В. И. Вернадского, биогеохимия, палеоботаника, геонаследие и геоконсервация, история геологии.

А. В. Лапо был активным членом Европейской ассоциации по сохранению геологического наследия — European Association for the Conservation of the Geological Heritage (ProGEO) с момента ее учреждения в 1993 г. Создание российской группы ProGEO, объединившей геологов различной специализации, стало большим достижением Андрея Витальевича. Основную часть этой группы составляют сотрудники ВСЕГЕИ. В результате ВСЕГЕИ стал координационным центром по изучению национального геологического наследия.

Список публикаций исследователя содержит 195 названий и будет включен в электронную

базу «Научное наследие России». Около 50 работ посвящены вопросам изучения особо охраняемых природных территорий. А. В. Лапо — автор и редактор раздела о геологическом наследии в «Геологическом словаре» (2010–2012).

Особая заслуга Андрея Витальевича — привлечение внимания к работам В. И. Вернадского в нашей стране и за рубежом. Выполнен глубокий и разносторонний анализ его творческого наследия, учения о биосфере и роли жизни в геологических процессах, вклада в проблемы биогеохимии, палеоботаники и другие области науки. Книга А. В. Лапо «Следы былых биосфер» раскрывает учение о биосфере на современном уровне, иллюстрируя новыми данными глобальные функции живого вещества и принципы устойчивого развития экосистем. Большое внимание уделено новейшим научным открытиям 1950–1970-х годов, в частности удивительным оазисам жизни, обнаруженным в рифтовых зонах Мирового океана на глубинах 1500–3000 м.

Книга, впервые напечатанная в 1979 г. на русском и в 1982 г. английском языках, вызвала многочисленные отклики. Второе издание (1987 г. на русском языке) значительно переработано и дополнено. Иллюстрации к ней выполнены женой автора Линой Михайловной Лапо. Выход книги на английском языке привлек внимание мирового сообщества к идеям Вернадского и способствовал осмыслению его учения о биосфере как теоретической основы концепции устойчивого развития общества. Андрея Витальевича приглашали для чтения лекций, посвященных научному наследию В. И. Вернадского, в университеты зарубежных стран. В частности, он читал лекции в университетах Польши, Германии и США. Его книга «Следы былых биосфер» удостоена премии и поощрительного диплома на Всесоюзном конкурсе общества «Знание».

А. В. Лапо была проделана огромная работа по составлению замечательной книги, изданной в 2000 г. — антологии «В. И. Вернадский: pro et contra», в которой впервые собраны воедино наиболее значимые тексты о В. И. Вернадском, опубликованные за 100 лет (1898–1998 гг.). Андрей Витальевич — автор вступительной статьи и комментариев к этой книге, рассчитанной как на специалистов различных областей науки, так и широкий круг читателей. По оценке академика А. Л. Яншина, помещенной в послесловии к книге, она «заставляет думать, пытаться познать законы развития человечества, общества и природы».

В последние годы главные герои многих публикаций А. В. Лапо — ученые-геологи, их

научное наследие и жизненная позиция. Хочется подчеркнуть общую чрезвычайно важную особенность работ этого направления — глубокое уважение и любовь к своим героям, а также одну из главнейших задач — отдать дань памяти ушедшим ученым.

С 2002 г. Андрей Витальевич являлся членом Международной комиссии по истории геологических наук International Commission on the History of Geological Sciences (INHIGEO), и в последние 10 лет основные направления его деятельности — это исследования в области истории Российского Геолкома и его преемника — ВСЕГЕИ.

Трудовая деятельность Андрея Витальевича отмечена различными наградами. Так, в 2001 г. за многолетние исследования в области естествознания он награжден серебряной медалью Россий-

ской академии естественных наук, а в 2013 г. — нагрудным знаком «Орден В. И. Вернадского» Неправительственного экологического фонда имени В. И. Вернадского.

Андрея Витальевича отличала интеллигентность, широта интересов, доброта, отзывчивость, способность искренне радоваться успехам коллег и содействовать им. При этом в нем неизменно проявлялись черты высокой требовательности и к себе, и к другим, принципиальность, а порой и бескомпромиссность как в научных, так и в этических оценках.

Андрей Витальевич был целеустремленным и увлекающимся человеком. Он хорошо знал и любил литературу, поэзию и живопись... Его коллеги и ученики сохраняют о нем светлую и благодарную память.

*Дирекция ВСЕГЕИ, коллеги, друзья,
М. С. Вдовец, Г. А. Беленицкая, М. В. Ошуркова,
Л. Р. Колбанцев, Е. О. Ковалевская*

Памяти Виктора Людвиговича Масайтиса



21 июля 2019 г. ушел из жизни Виктор Людвигович Масайтис — выдающийся советский и российский геолог, ученый с мировым именем, основоположник изучения импактных структур в нашей стране, первооткрыватель Попигайского месторождения алмазов, внесший неоценимый вклад в решение фундаментальных проблем региональной геологии, магматизма и алмазонос-

ности платформ, геологии, петрологии и минералогии импактных структур.

Виктор Людвигович Масайтис родился 21 июля 1927 г. в Ленинграде. Окончив Ленинградский горный институт, поступил во ВСЕГЕИ — ныне Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, с которым и связана вся его научная и практическая деятельность, продолжавшаяся более 70 лет. С 1950 г. как постоянный научный сотрудник института он провел много полевых сезонов в почти неизученных районах Восточной Сибири, часто не имевших даже топографических карт — в бассейнах Лены, Нижней Тунгуски, Вилюя и Оленёка. В начале своих исследований Виктор Людвигович в составе Тунгусско-Ленской экспедиции ВСЕГЕИ под руководством Ивана Ивановича Краснова участвовал в составлении первой карты прогноза алмазоносности Сибирской платформы, где были намечены возможные районы нахождения кимберлитов. Работы первых геологов-алмазников в тяжелейших условиях стали основой для последующего открытия кимберлитовых диатрем и алмазных месторождений Западной Якутии. Тогда В. Л. Масайтис занимался изучением траппов, поскольку некоторые геологи предполагали, что эти магматические породы могут быть источниками алмазов, найденных в россыпях. Им была обнаружена и детально изучена первая в бассейне Вилюя дифференцированная трапповая интрузия, по результатам

исследования которой в 1956 г. защищена кандидатская диссертация «Петрология Аламджахской трапповой интрузии».

В 1958–1962 гг. работал в Северной Корее главным геологом советско-корейской экспедиции, которая вела геологическую съемку и поиски полезных ископаемых. При этом экспедицией были открыты месторождения урана, составлена Геологическая карта Кореи.

В 1963 г. Виктор Людвигович вернулся к исследованиям магматических пород Восточной Сибири. Вместе с коллегами по институту Муратом Михайловым и Татьяной Селивановской на востоке Сибирской платформы им была выделена ранее неизвестная обширная область распространения девонских базальтоидов. Среди главных результатов его многолетних исследований магматических пород Сибири — установление широкого распространения базитов более древних, чем широко известные пермо-триасовые траппы Тунгусской синеклизы, систематика этих образований и создание эволюционной модели магматизма Сибирской платформы. Эти результаты были им обобщены в докторской диссертации «Допермские базиты Сибирской платформы» (1970).

Работы В. Л. Масайтиса по магматизму Сибирской платформы выдвинули его в ряд крупнейших специалистов по петрологии изверженных и вулканических пород. В 1971 г. он возглавил отдел петрологии ВСЕГЕИ и руководил им до 2009 г. Под его руководством отдел занял ведущее место в исследованиях в области петрологии и формационного анализа магматических, метаморфических и импактных пород. Коллеги знают Виктора Людвиговича как успешного руководителя многолетними региональными исследованиями изверженных пород и работами по выявлению петрологических критериев их рудоносности, редактора и автора ряда монографий и сводок по магматизму, геологических карт. При его непосредственном участии совершенствовались методы формационного анализа ассоциаций изверженных и метаморфических пород, их изучения и расчленения при геологическом картировании, а под редакцией исследователя подготовлены многие фундаментальные работы, в частности «Магматические формации СССР» (1979), том 4 «Сибирская платформа» монографии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (1987), «Атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии» (2000) и др.

В это же время В. Л. Масайтис открыл новое направление исследований в нашей стране — геологию, петрологию и минерагению импактных структур. При анализе закономерностей магматизма в Сибири он обратил внимание на необычную Попигайскую круговую структуру, которая рассматривалась как вулканическая кальдера. Предположив, что эта структура могла возникнуть в результате падения на Землю и взрыва гигантского астероида, в 1970 г. Виктор Людвигович

с коллегами исследовал ее и нашел ударно-метаморфические породы и другие ударные эффекты, полностью подтвердившие космогенную гипотезу. Это открытие послужило отправной точкой для выявления других подобных объектов на территории СССР. В следующие годы В. Л. Масайтисом на основе изучения коллекций пород было обосновано космогенное происхождение Карской, Калужской, Курской, Мишиногорской, Карлинской, Болтышской, Ильинецкой и Пучеж-Катунской структур, что положило начало новому направлению — геологии астроблем.

При изучении коллекции образцов, собранных в Попигайской структуре, были впервые в мировой практике обнаружены специфические — импактные — алмазы, возникшие при ударном преобразовании графита исходных пород местных пород и непохожие на хорошо известные кимберлитовые. Благодаря находке алмазов, в Попигайском кратере были поставлены масштабные поисково-разведочные работы (1972–1984 гг.), осуществленные специально созданной Полярной геологоразведочной экспедицией, научным руководителем которой назначили Виктора Людвиговича. В результате изучены не только геологическое строение и состав пород Попигайской структуры, но выявлены уникальные ресурсы технических импактных алмазов и определены закономерности их распространения. Честь открытия попигайских месторождений, в том числе гигантского месторождения Скальное с запасами в миллиарды карат, по праву принадлежит В. Л. Масайтису, удостоенному знака «Первооткрыватель месторождения».

Для изучения вещественного состава пород импактных структур и импактных алмазов в отделе петрологии ВСЕГЕИ в 1974 г. был создан сектор минералогии и петрографии импактитов. Сотрудники сектора под руководством Масайтиса проводили исследования практически всех импактных структур России, Украины и Казахстана, в первую очередь Попигайской. Наиболее крупные другие исследовательские проекты относятся к Карской (1976–1979 гг.) и Пучеж-Катунской (1988–1992 гг.) гигантским астроблемам. В. Л. Масайтис — ведущий автор и редактор монографий, отражающих результаты этих работ, среди которых надо отметить «Попигайский метеоритный кратер» (1975), «Геологию астроблем» (1980), «Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы» (1988), «Импактные кратеры на границе мезозоя и кайнозоя» (1990), «Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре» (1999). Большинство из них переведено на английский язык. Всего же Виктором Людвиговичем опубликовано более 150 работ, посвященных геологии и петрологии импактных структур, классификации и номенклатуре коптогенных пород, моделированию импактного кратерообразования, минерагении астроблем, импактным алмазам и т. д. Почти все они задавали новое направление исследований в изучении импактных структур. В результате многолетних

исследований во ВСЕГЕИ была собрана уникальная коллекция импактных пород, включающая образцы из более чем 30 кратеров.

В последующие годы В. Л. Масайтис участвовал во многих научных конференциях по проблеме импактного кратерообразования и изучению развитых в астроблемах пород, где представлял в первую очередь впечатляющие результаты, полученные при изучении импактных структур в России. За достижения в изучении импактных структур он был награжден в 1991 г. медалью Баррингера Международного метеоритного общества. В ходе геологических экскурсий В. Л. Масайтис ознакомился со многими импактными кратерами в странах Западной Европы, Северной Америки и Южной Африке. При этом в ряде кратеров (Садбери, Рис, Лаппаярви) при его непосредственном участии были также найдены импактные алмазы. Все это позволило ученому обосновать и развить одно из новых направлений в геологии — минералогии импактных структур.

Виктор Людвигович Масайтис стал признанным в мире выдающимся специалистом в области изучения магматических и импактных пород. «Однако, — говорил он, — самые яркие воспоминания у меня остались все-таки от геологических маршрутов по сибирской тайге. Многие сотни километров были пройдены вместе с моими спутниками пешком, на оленях, а по рекам — на плотах и резиновых лодках. Только позже стали использовать и вездеходы. Внимание к полевым наблюдениям над условиями залегания горных пород, особенно изучение их структуры и состава при последующей петрографической обработке, всегда приносили важные, иногда совершенно неожиданные результаты, позволяя увидеть то, что ускользало от взгляда предшественников. Мне повезло еще и потому, что в начале моей деятельности довелось воспринять многие научные традиции, развивавшиеся и поддерживавшиеся в институте, усвоить примеры высокого профессионализма и опыта экспедиционной и исследовательской работы, которыми отличались ветераны Геологического комитета».

В. Л. Масайтис — автор и соавтор более двух десятков научных монографий и более 350 статей, часть которых опубликована на английском, немецком, китайском и корейском языках. Вместе со специалистами из многих геологических учреждений и университетов России Виктор Людвигович подготовил к печати исправленное и дополненное третье издание трехтомного «Геологического словаря». Эта фундаментальная работа (гл. ред. О. В. Петров, отв. редакторы В. Л. Масайтис, С. И. Романовский), опубликованная в 2010–2012 гг. и сохраняющая преемственность с предыдущими изданиями (1955

и 1973 г.), отражает состояние терминологической базы геологической науки и практики, а также смежных наук и горного дела на первое десятилетие XXI в.

Большое внимание Виктор Людвигович уделял популяризации геологических знаний. Он читал лекции в университетах и других научных учреждениях в России, Западной Европе и США, выступал с докладами на специальных семинарах и конференциях, участвовал в создании научно-документального фильма о геологических следах космических катастроф. В. Л. Масайтис — заслуженный деятель науки РФ, почетный член Российского минералогического и Российского геологического обществ, член Международного метеоритного общества. Участвовал в работе различных научных комитетов и комиссий (Межведомственный петрографический комитет, Комитет по метеоритам АН СССР, Международная комиссия по сравнительной планетологии МСГН и др.), был членом Ученого совета ВСЕГЕИ, заместителем главного редактора журнала «Региональная геология и металлогения».

Награжден орденом Трудового Красного Знамени СССР, орденами Дружбы (Россия), Государственного флага (КНДР); знаками «Первооткрыватель месторождения» и «Почетный разведчик недр». В 2008 г. за выдающиеся достижения в области геологических и геофизических наук и горного дела Правительство Санкт-Петербурга удостоило В. Л. Масайтиса премией имени А. П. Карпинского.

До последних дней жизни Виктор Людвигович активно занимался научной работой и подготовкой к изданию новых публикаций. Несмотря на большую загруженность научными исследованиями, он нашел время для написания двух увлекательных книг об истории открытия алмазов в Восточной Сибири. Одна из них посвящена алмазной эпопее 1950-х годов, когда были открыты кимберлитовые месторождения, а вторая — истории открытия и изучения импактных структур и импактных алмазов.

Верным спутником на жизненном пути Виктора Людвиговича была его жена и коллега, Татьяна Велиславовна Селивановская.

Виктор Людвигович Масайтис был примером настоящего геолога и человека, интеллигентом и тружеником, посвятившим свою жизнь изучению недр нашей планеты. В личном общении с ним каждый из нас находил понимание и мудрость, ощущая поддержку и получая решения самых сложных вопросов. Он был обаятельным и аккуратным человеком, обладателем бесценного жизненного опыта. Светлую память о Викторе Людвиговиче навсегда сохранят все, кто его знал.

Дирекция, Ученый совет ВСЕГЕИ, коллеги, друзья

