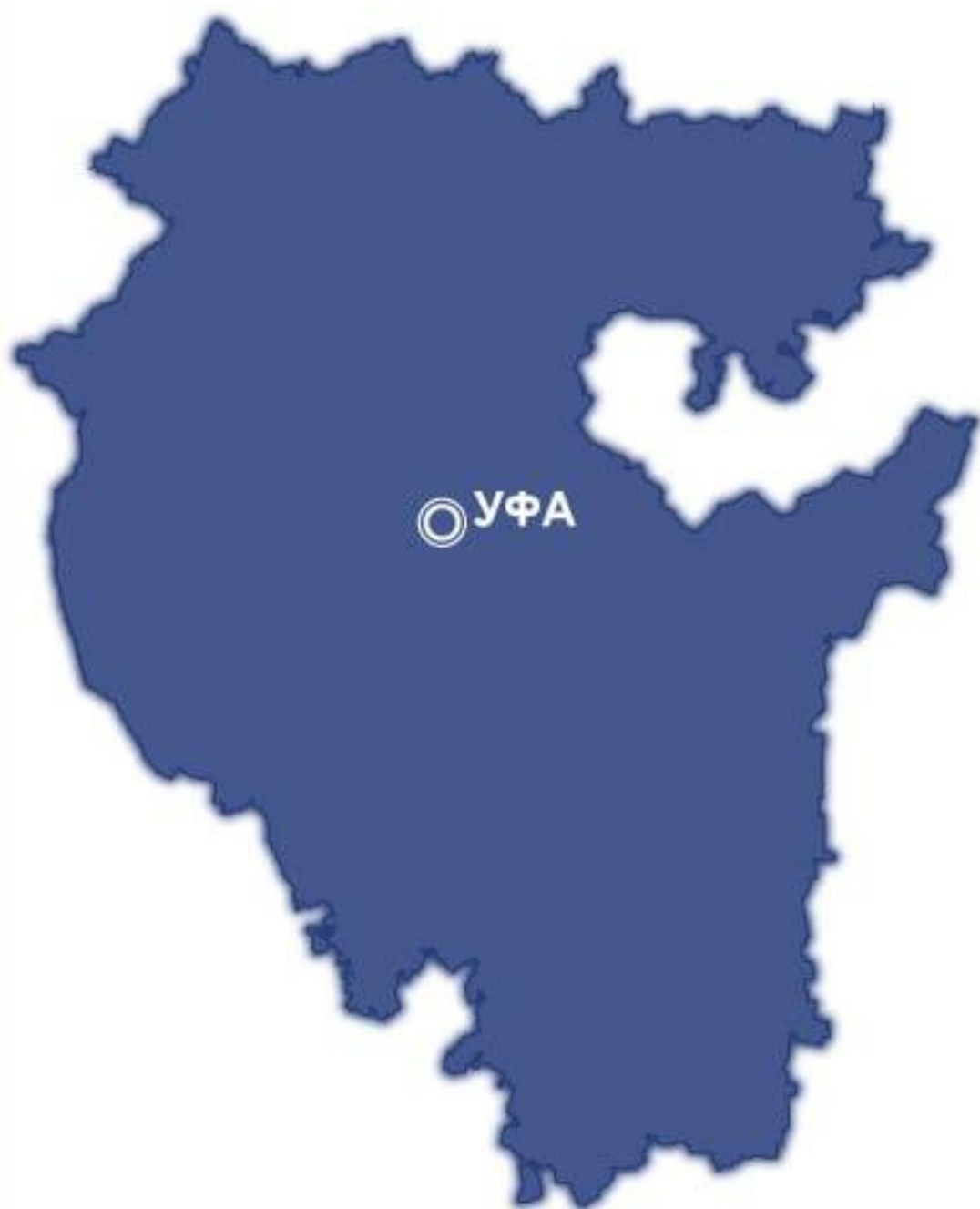


ГЕОЛОГИЯ

**АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН**



**Известия Отделения наук
о Земле и природных ресурсов**

Сетевое издание
Учредитель и издатель:
ГБНУ «Академия наук
Республики Башкортостан»

Online edition
Founder and Publisher:
GBNU "Academy of Sciences
Republic of Bashkortostan"

**Геология. Известия
Отделения наук о Земле
и природных ресурсов**

**Geology. Proceedings
of the Department
of Earth Sciences
and Natural Resources**

16+

№ 2 (31), 2023
ЭЛ № ФС 77 – 85908 от 18.09.2023
Роскомнадзор (г.Москва)
ISSN 2949-4052
DOI 10.24412/2949-4052-2023-2

16+

№ 2 (31), 2023
EL No. FS 77 – 85908 dated 09/18/2023
Roskomnadzor (Moscow)
ISSN 2949-4052
DOI 10.24412/2949-4052-2023-2

**Уфа
2023**

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР:

ВАЛИУЛЛИН Рим Абдуллович, академик-секретарь Отделения наук о Земле и нефтегазовых технологий ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан», академик Академии наук Республики Башкортостан; заведующий кафедрой геофизики ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», доктор технических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА:

КУЗНЕЦОВА Альфия Рашитовна, начальник отдела по подготовке научных журналов ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан», доктор экономических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация

МАСАГУТОВ Рим Хакимович, член-корреспондент Академии наук Республики Башкортостан, ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан», АО НПФ «Геофизика», доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный геолог Республики Башкортостан, заслуженный геолог Российской Федерации, г. Уфа, Российская Федерация

САВЕЛЬЕВ Дмитрий Евгеньевич, ведущий научный сотрудник, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

АНДРЕЕВ Вадим Евгеньевич

Член-корреспондент Академии наук Республики Башкортостан, ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан», доктор технических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация

БЕЛОГУБ Елена Витальевна

Заместитель директора по научной работе, ФГБУН «Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, доцент, г. Миасс, Челябинская область, Российская Федерация

БРУСНИЦЫН Алексей Ильич

Заведующий кафедрой минералогии Института наук о Земле, ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Санкт-Петербург, Российская Федерация

ВИКЕНТЬЕВ Илья Владимирович

Главный научный сотрудник ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии Российской Академии наук, доктор геолого-минералогических наук, г. Москва, Российская Федерация

ЗНАМЕНСКИЙ Сергей Евгеньевич

Заведующий лабораторией палеовулканологии и металлогении, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, г. Уфа, Российская Федерация

ИБЛАМИНОВ Рустем Гильбрахманович

Заведующий кафедрой минералогии и петрографии, ФГАОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Пермь, Российская Федерация

- КАЗАНЦЕВА**
Тамара Тимофеевна
Академик Академии наук Республики Башкортостан, ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»; главный научный сотрудник, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, г. Уфа, Российская Федерация
- КИСИН**
Александр Юрьевич
Заведующий лабораторией геохимии и рудообразующих процессов, ФГБУН Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, доктор геолого-минералогических наук, г. Екатеринбург, Российская Федерация
- КИСЛОВ**
Евгений
Владимирович
Ведущий научный сотрудник ФГБУН Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, кандидат геолого-минералогических наук, г. Улан-Уде, Российская Федерация
- КНЕЛЛЕР**
Леонид Ефимович
Профессор кафедры разведки и разработки нефтяных и газовых скважин, ФГБОУ ВО «Уфимский государственный нефтяной технический университет» (филиал в г. Октябрьский), научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт геофизических исследований геологоразведочных скважин (г. Октябрьский), доктор технических наук, профессор, г. Октябрьский, Российская Федерация
- КОВАЛЕВ**
Сергей Григорьевич
Директор Института геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация
- КОТЕНЕВ**
Юрий Алексеевич
Заведующий кафедрой «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений», ФГБОУ ВО «Уфимский государственный нефтяной технический университет», доктор технических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация
- ЛОБАНКОВ**
Валерий
Михайлович
Профессор кафедры «Геофизические методы исследований», ФГБОУ ВО «Уфимский государственный нефтяной технический университет», доктор технических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация
- МУСТАФИН**
Сабир Кабирович
Профессор кафедры геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», доктор технических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация
- ПОПКОВ**
Василий Иванович
Профессор кафедры нефтяной геологии, гидрогеологии и геотехники, ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Краснодар, Российская Федерация
- ПРИЩЕПА**
Олег Михайлович
Заведующий кафедрой геологии нефти и газа, ФГБОУ ВО «Санкт-петербургский горный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Санкт-Петербург, Российская Федерация
- ПУЧКОВ**
Виктор Николаевич
Главный научный сотрудник Института геологии и геохимии Уральского Отделения Российской академии наук, член-корреспондент Российской Академии наук, доктор геолого-минералогических наук, г.Екатеринбург, Российская Федерация
член

САВЕЛЬЕВ
Виктор Алексеевич

Заведующий кафедрой «Геология нефти и газа», Институт нефти и газа им. М.С. Гущериева, доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Ижевск, Российская Федерация

УСПЕНСКИЙ
Борис Вадимович

Заведующий кафедрой геологии нефти, ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Казань, Российская Федерация

ЧАЙКОВСКИЙ
Илья Иванович

Заведующий лабораторией геологии месторождений полезных ископаемых, ФГБУН «Горный институт» Уральского отделения Российской академии наук доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Пермь, Российская Федерация

ЧЕРНЫШОВ
Алексей Иванович

Заведующий кафедрой петрографии Геолого-географического факультета, ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский государственный университет», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Томск, Российская Федерация
Профессор кафедры геофизики, ФГАОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет», доктор технических наук, профессор, г. Пермь, Российская Федерация

ШУМИЛОВ
Александр
Владимирович

Международная редакционная коллегия:

АЖГАЛИЕВ
Дулат Калимович

Руководитель научного центра по геологии, геофизике и геохимии, Некоммерческое акционерное общество «Атырауский университет нефти и газа им. Сафи Утебаева», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Атырау, Республика Казахстан

ЖОЛТАЕВ Герой
Жолтаевич

Директор ТОО «Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Алматы, Республика Казахстан

Технический редактор Курманова Л.И.

Журнал выходит 4 раза в год.

Адрес учредителя, редакции и издателя: 450008, г. Уфа, ул. Кирова, 15.

Тел./Факс: +7 (347) 276-40-77.

Электронная почта: geology-akademia@vandex.ru

© ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан», 2023

∞ ∞ ∞

**Научные специальности, по которым публикуются статьи в сетевом издании
«Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов»**

1.6.1 Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

1.6.3 Петрология, вулканология

1.6.4 Минералогия, кристаллография. Геохимия. Геохимические методы поисков полезных ископаемых.

1.6.6 Гидрогеология

1.6.9 Геофизика

1.6.10 Геология, поиск, разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

1.6.11 Геология, поиск, разведка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений

1.6.21 Геоэкология

2.8.3 Горнопромышленная и нефтегазопромысловая геология, геофизика, маркшейдерское дело и геометрия недр

2.8.4 Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений

THE EDITORIAL BOARD OF THE REVIEWED SCIENTIFIC PUBLICATION

Editor-in-Chief: **VALIULLIN** Rim Abdulloovich, Academician-Secretary of the Department of Earth Sciences and Oil and Gas Technologies, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan", Academician of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan; Head of the Department of Geophysics, Ufa University of Science and Technology, Doctor of Technical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation

Deputy Editor-in-Chief: **KUZNETSOVA** Alfiya Rashitovna, Head of the Department for the preparation of scientific journals, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan", Doctor of Economics, Professor, Ufa, Russian Federation

Deputy Editor-in-Chief: **MASAGUTOV** Rim Khakimovich, Corresponding Member of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan", Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Honored Geologist of the Republic of Bashkortostan, Honored Geologist of the Russian Federation, Ufa, Russian Federation

SAVELYEV Dmitry Evgenievich, Leading Researcher of the Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Ufa, Russian Federation

EDITORIAL BOARD:

ANDREEV Vadim Evgenievich Corresponding Member of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan", Doctor of Technical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation

BELOGUB Elena Vitalievna Deputy Director for Research, FSBSI "South Ural Federal Scientific Center for Mineralogy and Geoecology of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences", Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, Miass, Chelyabinsk Region, Russian Federation

BRUSNITSYN Alexey Ilyich Head of the Department of Mineralogy, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, St. Petersburg, Russian Federation

VIKENT'EV Ilya Vladimirovich Chief Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Mineralogy, Petrography and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Moscow, Russian Federation

ZNAMENSKY Sergey Evgenievich Head of the Laboratory of Paleovolcanology and Metallogeny, Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Ufa, Russian Federation

IBLAMINOV Rustem Gilbrakhmanovich Head of the Department of Mineralogy and Petrography, Perm State National Research University, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Perm, Russian Federation

KAZANTSEVA Tamara Timofeevna Academician of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan"; Chief Researcher, Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geology and Mineralogy, Ufa, Russian Federation

KISIN Alexander Yurievich Head of the Laboratory of Geochemistry and Ore Forming Processes, Institute of Geology and Geochemistry named after V.I. acad. A.N. Zavaritsky Ural

KISLOV Evgeny Vladimirovich	Branch of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation Leading Researcher, Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation
KNELLER Leonid Efimovich	Professor of the Department of Exploration and Development of Oil and Gas Wells, Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Ufa State Petroleum Technological University" (branch in Oktyabrsky), Research and Design Institute for Geophysical Research of Geological Exploration Wells, Doctor of Technical Sciences, Professor, Oktyabrsky, Russian Federation
KOVALEV Sergey Grigorievich	Director of the Institute of Geology of the Federal State Budgetary Scientific Institution "Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences", Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation
KOTENEV Yuri Alekseevich	Head of the Department "Geology and Exploration of Oil and Gas Fields", FSBEI HE "Ufa State Petroleum Technological University", Doctor of Technical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation
LOBANKOV Valery Mikhailovich	Professor of the Department of Geophysical Methods of Research, FSBEI HE "Ufa State Petroleum Technological University", Doctor of Technical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation
MUSTAFIN Sabir Kabirovich	Professor of the Department of Geology, Hydrometeorology and Geoecology, Ufa University of Science and Technology, Doctor of Technical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation
POPKOV Vasily Ivanovich	Professor of the Department of Petroleum Geology, Hydrogeology and Geotechnics, Kuban State University, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Krasnodar, Russian Federation
PRISHCHEPA Oleg Mikhailovich	Head of the Department of Geology of Oil and Gas, St. Petersburg Mining University, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, St. Petersburg, Russian Federation
PUCCHKOV Viktor Nikolaevich	Chief Researcher of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation
SAVELYEV Viktor Alekseevich	Head of the Department "Geology of Oil and Gas", Institute of Oil and Gas named after M.S. Gutserieva, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Izhevsk, Russian Federation
SNACHEV Aleksandr Vladimirovich	Leading Researcher of the Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Ufa, Russian Federation
USPENSKY Boris Vadimovich	Head of the Department of Petroleum Geology, Kazan (Volga Region) Federal University, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Kazan, Russian Federation
CHAIKOVSKY Ilya Ivanovich	Head of the Laboratory of Geology of Mineral Deposits of the Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Perm, Russian Federation
CHERNYSHOV Alexey Ivanovich	Head of the Department of Petrography of the Faculty of Geology and Geophysics, Federal State Autonomous Educational Institution of Higher

SHUMILOV
Aleksandr
Vladimirovich

Education "National Research Tomsk State University", Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Tomsk, Russian Federation
Professor of the Department of Geophysics, Perm State National Research University, Doctor of Technical Sciences, Professor, Perm, Russian Federation

AZHGALIEV
Dulat Kalimovich

INTERNATIONAL EDITORIAL BOARD:

Head of the Scientific Center for Geology, Geophysics and Geochemistry Non-profit joint-stock company «Atyrau University of Oil and Gas named after Safi Utebaev», Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Atyrau, Republic of Kazakhstan

ZHOLTAEV Hero
Zholtaevich

Director of LLP "Institute of Geological Sciences named after. K. I. Satpaeva, doctor of geological and mineralogical sciences, Professor, Almaty, Republic of Kazakhstan

Technical editor Kurmanova L.I.

The scientific journal is published 4 times a year.

Editorial office: 450008, Ufa, ul. Kirova, 15. Tel. / Fax: +7 (347) 276-40-77.

E-mail: geology-akademia@yandex.ru

© GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan", 2023

СЕТЕВОЕ ИЗДАНИЕ
«Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов»

СОДЕРЖАНИЕ № 2(31) 2023

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

***Вахитова Гузель Ринатовна, Валиуллин Рим Абдуллович,
Фазлутдинова Алия Ильшатовна***

Определение литологического состава пород-коллекторов с полиминеральным составом

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-11-24 **11**

Казанцева Тамара Тимофеевна

Дискуссия. К проблеме цикличности геологических процессов

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-25-35 **25**

Попков Василий Иванович

Складчато-надвиговые дислокации в триасовых отложениях Южно-мангышлакского прогиба

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-35-46 **35**

Рахимов Ильдар Рашитович, Савельев Дмитрий Евгеньевич

Природа амфиболов из габброидов кэршорского комплекса (Полярный Урал)

DOI 10.24412/2949-4052_2023-2-47-58 **48**

Савельев Дмитрий Евгеньевич

Хромитоносность Южного Урала: изученность, перспективы, генезис. Часть 1: массивы северной части региона.

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-59-74 **60**

Сначёв Александр Владимирович

Благородные металлы россыпей Террасовая-I, II и III (Уразовское россыпное поле, Южный Урал)

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-75-86 **76**

ONLINE EDITION
**"Geology. Proceedings of the Department of Earth Sciences
and Natural Resources"**

CONTENTS № 2 (31) 2023

EARTH SCIENCES

Vakhitova Guzel Rinatovna, Valiullin Rim Abdullovich, Fazlutdinova Aliya Ilshatovna

Determination of the lithological composition of reservoir rocks with a polymineral composition

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-11-24 **11**

Kazantseva Tamara Timofeevna

Discussion. to the problem of cyclical geological processes

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-25-35 **25**

Popkov Vasily Ivanovich, Popkov Ivan Vasilievich

Secondary reservoirs of hydrocarbons in the Triassic volcanogenic-carbonate formation associated with fold-thrust dislocations of the South Mangyshlak trough

DOI 10.24412/2949-4052_2023-2-35-46 **35**

Rakhimov Ildar Rashitovich, Saveliev Dmitry Evgenievich

Nature of amphiboles from gabbroids of the Kershor Complex (Polar Urals)

DOI 10.24412/2949-4052_2023-2-47-58 **48**

Saveliev Dmitry Evgenievich

Chromite content of the Southern Urals: knowledge, prospects, genesis. Part 1: Arrays of the northern part of the region.

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-59-74 **60**

Snachev Alexander Vladimirovich

Noble metals of placers terraced-I, II and III (Urazovskoe placer field, Southern Urals)

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-74-86 **76**

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ С ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ

© Вахитова Гузель Ринатовна, Валиуллин Рим Абдуллович,
Фазлутдинова Алия Ильшатовна
ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий»,
г. Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Оценка литологического состава горных пород в сложных геологических разрезах, характеризующихся высоким содержанием глинистых минералов, неоднородностью состава, присутствием карбонатного цемента, наличием вторичной пористости является важной задачей при комплексном анализе данных геофизических исследований скважин (ГИС). Достоверная литологическая модель необходима для ввода корректных поправок в расчеты пористости, для дальнейшего петроупругого и геологического моделирования, геомеханических исследований и др. Проблема определения литологического состава в сложных геологических разрезах в настоящее время может быть решена при помощи специальных геофизических методов исследования, таких как, методы литоплотностного каротажа или импульсного нейтронного гамма-каротажа спектрометрического. Первый основан на регистрации фактора фотоэлектрического поглощения, который напрямую связан с атомным номером химического элемента породы. Второй – на регистрации спектров гамма-излучения неупругого рассеяния (ГИНР) и радиационного захвата (ГИРЗ), интенсивность которых характеризует соответствующие химические элементы. Однако, эти методы выполняются в единичных скважинах и имеют свои ограничения. В этом случае, оценка литологического состава полиминеральных пород-коллекторов выполняется с учетом совместного анализа каротажных геофизических методов. В данной работе представлены результаты изучения сеноманских отложений (пласт IX) месторождения Газли, которые являются промышленно газоносными. Результаты получены на основе комплексной интерпретации и анализа данных ГИС с целью определения литологического состава песчано-глинистых коллекторов с высокой степенью неоднородности. Выполнена количественная интерпретация комплекса ГИС, в ходе которой рассчитаны петрофизические параметры коллекторов, установлено наличие карбонатных пород-коллекторов со вторичной пористостью в терригенных меловых отложениях. Полученные результаты в дальнейшем позволят уточнить интерпретационную модель, получить геологическую и петроупругую модель сеноманских отложений.

Ключевые слова: петрофизическая модель, сложные коллекторы, оценка литологии, песчаные отложения, глинистые отложения.

DETERMINATION OF LITHOLOGICAL COMPOSITION RESERVOIRS WITH POLYMINERAL COMPOSITION

© Vahitova Guzel' Rinatovna, Valiullin Rim Abdullovich,
Fazlutdinova Alija Il'shatovna

Federal State Budget Educational Institution of Higher Education
"Ufa University of Science and Technology", Ufa, Russian Federation

Summary: Evaluation of the lithological composition of rocks in complex geological sections characterized by a high content of clay minerals, heterogeneity of composition, the presence of carbonate cement, and the presence of secondary porosity is an important task in the integrated analysis of well logging data. A reliable lithological model is necessary for corrections in porosity calculations, for further petroelastic and geological modeling, geomechanical studies, etc. The problem of determining the lithological composition in complex geological sections can currently be solved using special well logging tools, such as litho-density logging or pulsed neutron gamma-ray spectrometric logging. The first is based on the registration of the photoelectric absorption factor, which is directly related to the atomic number of the chemical element of the rock. The second one is on recording the spectra of gamma radiation of inelastic scattering and gamma radiation of radiative capture, the intensity of which characterizes the corresponding chemical elements. However, these methods are performed in rare single wells and have their limitations. In this case, the assessment of the lithological composition of polymineral reservoir rocks is carried out taking into account the joint analysis of well logging methods. This paper presents the results of studying the Cenomanian deposits (layer IX) of the Gazli field, which are commercially gas-bearing. The results are based on complex interpretation and analysis of well logging data in order to determine the lithological composition of shaly-sand reservoirs with a high degree of heterogeneity. A quantitative interpretation of the well logging data was performed and the petrophysical parameters of reservoirs were calculated, the presence of carbonate reservoir rocks with secondary porosity in clastic Cretaceous deposits was established. These results will make it possible to refine the interpretation model, to obtain a geological and petroelastic model of Cenomanian deposits. This paper presents the results of studying the Cenomanian deposits (formation IX) of the Gazli field based on a comprehensive interpretation and analysis of well logging data in order to determine the lithological composition of shaly-sand reservoirs with a high degree of heterogeneity.

Key words: petrophysical model, complex reservoirs, lithology assessment, shale sands

Введение. Геологический разрез месторождения Газли представлен юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами, залегающими на метаморфических и изверженных породах палеозойского фундамента. Общая мощность осадочного покрова достигает 1200-1600 м [1]. В тектоническом отношении месторождение представляет ассиметричную брахиантиклинальную складку почти широтного простирания. Длина складки (по отложениям палеогена) 43 км, ширина 10-16 км [1-5].

Промышленно газоносными являются меловые осадки. Они представлены песчаниками, алевролитами и глинами и промежуточными разностями, карбонатные породы встречаются в виде единичных и тонких прослоев. В сводовой части Газлинской структуры выявлено шесть продуктивных горизонтов (IX, X, XI, Xia, XII, XIII), приуроченных к отложениям верхнего и

нижнего мела и сложенных хорошо проницаемыми породами. Наибольшую общую и эффективную мощность имеют IX, X горизонты (сеноман), к которым и приурочены основные запасы газа на этом месторождении. В рамках данного исследования интерес представлял пласт IX сеноманской залежи [3-7].

Результаты интерпретации данных Геоинформационной системы (ГИС). Интерпретация комплекса геофизических методов предполагает решение следующих геологических задач:

1. Выявление интервалов коллекторов в границах пласта IX.
2. Оценка литологического состава горных пород в границах сеноманского горизонта (пласт IX), представленных сильно глинистыми песчаниками и алевролитами.
3. Оценка характера насыщенности коллекторов.
4. Расчет коэффициента нефтегазонасыщенности.

Комплекс ГИС, выполненный в 4-х скважинах, включает методы РК (ГК, НГК, ГК), стандартный каротаж (ПС, ПЗ), кавернометрия, методы сопротивления БК, ИК, ВИКИЗ, БКЗ, Резистивиметрия.

Задача определения коллекторов решалась по прямым качественным и косвенным количественным признакам. Из качественных признаков здесь применимы относительное снижение радиоактивности по данным гамма каротажа (ГК), радиальный градиент электрической проводимости по результатам многозондового высокочастотного индукционного каротажа «ВИКИЗ), относительное снижение плотности по данным гамма-гамма плотностного каротажа (ГГК), относительное увеличение интервального времени по данным акустического каротажа (АК).

К количественной интерпретации относится оценка литологического состава и расчет петрофизических параметров: пористости; глинистости; коррекция пористости за глинистость; определение водонасыщенности; прогнозирование проницаемости.

При расчете фильтрационно-емкостных свойств использованы петрофизические зависимости для пород-коллекторов меловых отложений месторождения Газли.

Расчет глинистости по данным ГК $K_{гл}$ производился по формуле

$$K_{гл} = \frac{J_{гк} - J_{min}}{J_{max} - J_{min}}, \quad (1)$$

где $J_{гк}$ – величина естественной радиоактивности горных пород, зарегистрированная в скважине против изучаемого пласта, мР/ч;

J_{min} – показания в чистых песчаниках, мР/ч;

J_{max} – показания против пласта глины, мР/ч.

Для пластов-коллекторов IX горизонта показания ГК в глинах составило 27,5 мР/ч, в чистом песчанике 4,9 мР/ч.

Формула глинистости $K_{гл}$ по диаграмме ПС через относительный параметр $\alpha_{пс}$

(2)

$$K_{\text{гл}} = 61,334 - 364,13 \cdot \alpha_{\text{пс}} + 819,59 \cdot \alpha_{\text{пс}}^2 - 628,46 \cdot \alpha_{\text{пс}}^3 \quad (2)$$

Пористость определялась по методам ПС (3), АК (4), ГК (5) и НК (6), соответственно:

$$K_{\text{п_пс}} = 38,03 + 9,96 \cdot \ln(\alpha_{\text{пс}}), \quad (3)$$

$$K_{\text{п_ак}} = \frac{(DT - DT_m)}{(DT_f - DT_m)} - 0,25 \cdot K_{\text{гл}}, \quad (4)$$

где DT – измеренное в скважине интервальное время продольной волны, мкс/м;
 DT_m – интервальное время продольной волны в скелете, мкс/м (180 мкс/м);
 DT_f – интервальное время продольной волны в фильтрате бурового раствора, мкс/м (590 мкс/м).

$$K_{\text{п_ггк}} = \frac{(\sigma_m - \sigma)}{(\sigma_m - \sigma_f)} - 0,25 \cdot K_{\text{гл}}, \quad (5)$$

где

σ – измеренная в скважине плотность, г/см³;

σ_m – плотность скелета, г/см³ (2,65 г/см³);

σ_f – плотность флюида, г/см³ (1,1 г/см³).

$$K_{\text{п_нгк}} = W - W_{\text{гл}} \cdot K_{\text{гл}} + W_{\text{лит}} \quad (6)$$

где

$W = f(\alpha_{\text{нгк}})$ – водородосодержание, д.е.;

$K_{\text{гл}}$ – коэффициент глинистости, д.е.;

$W_{\text{гл}}$ – водородосодержание в глинистом коллекторе, принятое равным 0,25,

$W_{\text{лит}}$ – литологическая поправка, равная +0,025.

$$\alpha_{\text{нгк}} = \frac{J_{\text{нгк}} - J_{\text{нгк_min}}}{J_{\text{нгк_max}} - J_{\text{нгк_min}}} \quad (7)$$

где $J_{\text{нгк_min}} = 1.2$ у.е., $J_{\text{нгк_max}} = 2.6$ у.е.

Основные петрофизические уравнения для паста IX:

$$P_{\text{п}} = \frac{1,0286}{K_{\text{п}}^{1,605}} \quad (8)$$

$$P_{\text{н}} = \frac{0,9948}{K_{\text{в}}^{1,433}} \quad (9)$$

Удельное электрическое сопротивление пластовой воды $\rho_{\text{в}} = 0,117$ Омм.

На рисунке 1 приведен планшет с исходными данными и результатами интерпретации.

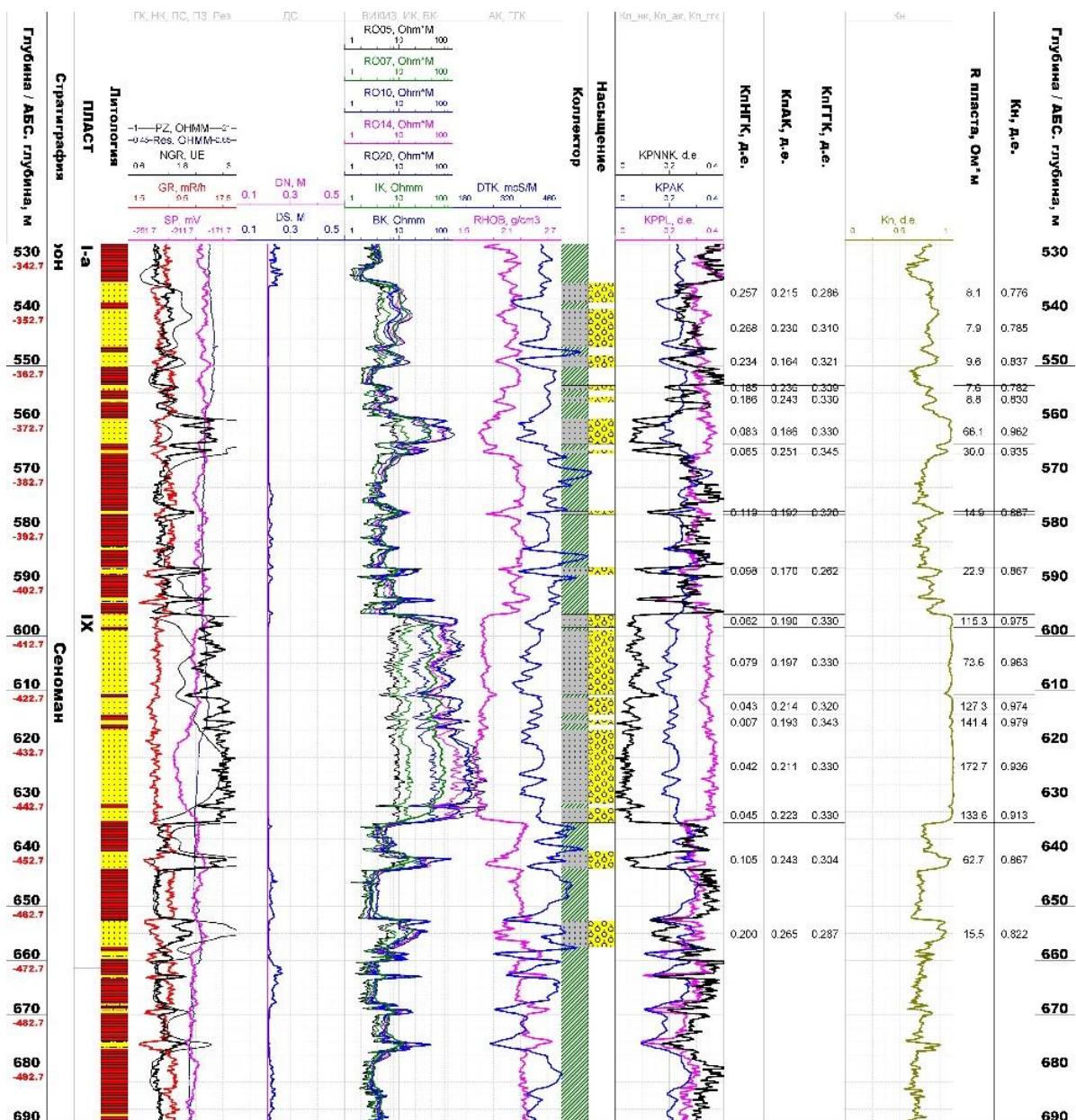


Рис. 1. Результаты интерпретации данных ГИС

Песчаники и пески на диаграммах ПС выделяются, как правило, отрицательными аномалиями; сопротивление их меняется от долей Омм у песков, насыщенных минерализованными водами, до сотен Омм у цементированных песчаников; повышенные потенциалы ПС отмечаются, если в породе присутствуют глинистые частицы. Естественное гамма-излучение песчаников и песков по сравнению с глинами невелико, а вторичное гамма-излучение большое.

Глины и глинистые сланцы отмечаются на диаграммах ПС положительными аномалиями, низкими значениями сопротивлений (1 - 50 Омм), малыми значениями вызванных потенциалов. Гамма-излучение у глин выше, чем у всех других осадочных пород. На диаграммах нейтронных методов

глины отличаются минимумами, тем большими, чем больше их кавернозность, пористость и влагонасыщенность. Скорость распространения упругих волн у глин больше, чем у песков, и меньше, чем у песчаников.

Качественная интерпретация литологического состава горных пород является приближенной. Для детального определения литологии были использованы палетки (кросс-плоты).

На рисунке 2 представлена палетка (M-N plot компании Шлюмберже) [Schumberger, 1995] для определения минерального состава по акустическому, плотностному и нейтронному методам. За исключением газонасыщенных зон, коэффициенты M и N практически независимы от пористости.

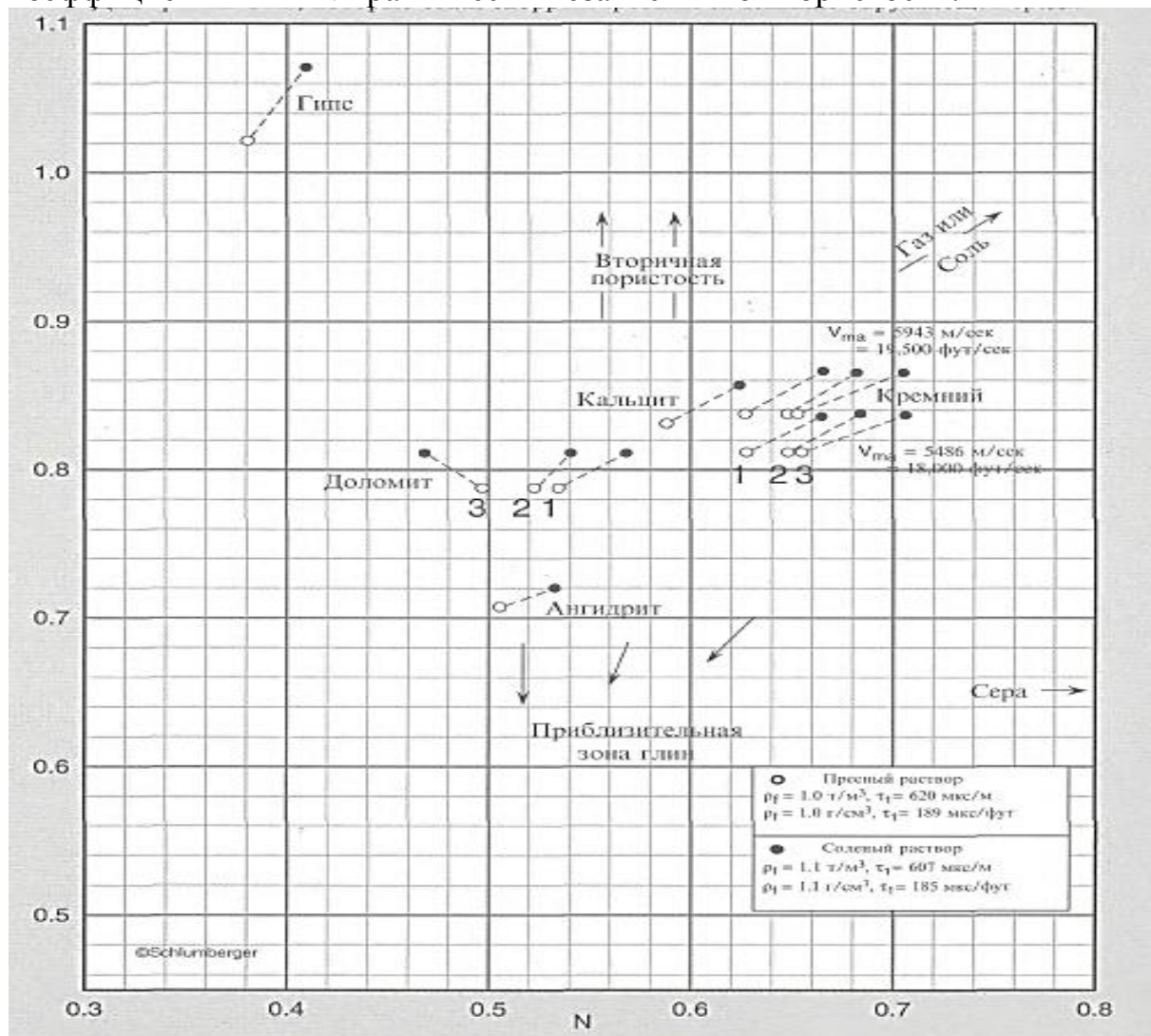


Рис. 2 M-N график для определения минерального состава [Schumberger, 1995]

Важно отметить, что M-N plot основан на комплексе трех каротажей пористости. По горизонтальной оси отложены значения параметра N, по вертикальной оси – значения параметра M. M и N вычисляется как литологический параметр, зависящий от литологии и не зависящий от

пористости. Это градиенты акустического времени, плотности и нейтронного каротажа.

$$M = 0,003 \frac{\Delta t_f - \Delta t}{\rho_b - \rho_f} \quad (10)$$

$$N = \frac{\Phi_{N,f} - \Phi_N}{\rho_b - \rho_f} \quad (11)$$

где Δt_f – интервальное время пробега в жидкости, мкс/м;

Δt – интервальное время пробега, мкс/м;

$\Phi_{N,f}$ – нейтронная пористость с учетом типа раствора в скважине, д.е.;

Φ_N – нейтронная пористость, д.е.;

ρ_b – общая плотность, г/см³;

ρ_f – плотность флюида, г/см³.

Входными параметрами для М-Н палетки являются петрофизические свойства коллекторов. Результаты их количественных определений в ходе интерпретации скважинных данных представлены в таблице 1.

Таблица 1 – Результаты оценки петрофизических параметров

№ скв	Кровля	Подошва	Мощность, м	КпНГК	КпАК	КпГГК	Р пласта, Ом*м
X15	549,0	554,8	5,8	0,270	0,268	0,278	13,2
	554,8	557,4	2,6	0,268	0,251	0,283	9,1
	559,5	561,7	2,2	0,307	0,273	0,290	7,2
	562,9	563,5	0,6	0,319	0,241	0,249	5,9
	564,9	568,6	3,7	0,222	0,259	0,301	42,0
	568,6	576,1	7,5	0,244	0,0272	0,296	55,8
	578,7	580,5	1,8	0,222	0,264	0,301	13,4
	613,0	614,2	1,2	0,406	0,265	0,191	17,5
	616,0	617,1	1,1	0,309	0,278	0,302	16,2
	621,0	625,4	4,4	0,260	0,244	0,293	18,1
	626,0	626,8	0,8	0,381	0,291	0,303	14,4
	627,6	628,9	1,3	0,257	0,278	0,305	21,8
	628,9	633,0	4,1	0,235	0,253	0,311	67,1
636,1	639,2	3,1	0,260	0,253	0,306	163,9	
X05	567,8	572,8	5,0	0,121	0,226	0,351	27,8
	573,6	575,8	2,2	0,175	0,211	0,366	12,0
	593,0	595,8	2,8	0,226	0,155	0,294	10,2
	602,7	609,4	6,7	0,112	0,163	0,349	38,7
	611,6	618,8	7,2	0,111	0,165	0,337	25,1
	619,9	622,7	2,8	0,126	0,235	0,376	26,1
	634,6	636,1	1,5	0,252	0,286	0,361	8,9
	641,5	644,6	3,1	0,256	0,230	0,309	8,7

№ скв	Кровля	Подошва	Мощность, м	КпНГК	КпАК	КпГГК	R пласта, Ом*м
	654,9	663,6	8,7	0,104	0,239	0,356	35,5
	674,6	678,5	3,9	0,292	0,191	0,252	6,0
X07	534,6	538,1	3,5	0,257	0,215	0,286	8,1
	539,5	546,5	7,0	0,268	0,230	0,310	7,9
	548,1	550,3	2,2	0,234	0,164	0,321	9,6
	553,6	554,5	0,9	0,185	0,236	0,309	7,6
	555,7	556,7	1,0	0,185	0,243	0,330	8,8
	559,8	564,5	4,7	0,083	0,186	0,330	66,1
	576,9	577,5	0,6	0,119	0,192	0,32	14,9
	587,3	588,6	1,3	0,098	0,17	0,262	22,9
	596,0	598,4	2,4	0,062	0,19	0,33	115,3
	598,9	610,8	11,9	0,079	0,197	0,33	73,6
	611,4	614,5	3,1	0,043	0,214	0,32	127,3
	615,5	616,4	0,9	0,007	0,193	0,343	141,4
	617,3	631,0	13,7	0,042	0,211	0,33	172,7
	631,8	634,5	2,7	0,045	0,223	0,33	133,6
X04	617,0	619,9	2,9	0,039	0,217	0,374	98,2
	620,5	622,5	2,0	0,018	0,247	0,372	31,3
	669,6	675,5	5,9	0,039	0,208	0,363	77,5

Кроме этого, по формулам 10 и 11 были рассчитаны необходимые значения параметров М и N. Результаты представлены в таблице 2.

Таблица 2 – Результаты расчета параметров М и N

№ скв	Кровля	Подошва	Δt_f , мкс/м	Δt , мкс/м	ρ_b , г/см ³	ρ_f , г/см ³	$\Phi N, f$, д.е	ΦN , д.е	М	N
X15	549,0	554,8	590	456,273	2,131	1,100	1,000	0,270	0,389	0,708
	554,8	557,4	590	458,689	2,164	1,100	1,000	0,268	0,370	0,688
	559,5	561,7	590	432,095	2,088	1,100	1,000	0,307	0,480	0,702
	562,9	563,5	590	453,349	1,913	1,100	1,000	0,319	0,504	0,838
	564,9	568,6	590	438,451	1,892	1,100	1,000	0,222	0,574	0,983
	568,6	576,1	590	442,327	1,744	1,100	1,000	0,244	0,688	1,174
	578,7	580,5	590	455,117	2,121	1,100	1,000	0,222	0,396	0,762
	613,0	614,2	590	379,936	1,842	1,100	1,000	0,406	0,849	0,800
	616,0	617,1	590	443,745	1,834	1,100	1,000	0,309	0,598	0,942
	621,0	625,4	590	447,838	1,916	1,100	1,000	0,260	0,523	0,907

№ скв	Кровля	Подощва	Δt_f , мкс/м	Δt , мкс/м	ρ_b , г/см ³	ρ_f , г/см ³	$\Phi N, f$, д.е	ΦN , д.е	M	N
	626,0	626,8	590	441,095	1,924	1,100	1,000	0,381	0,542	0,751
	627,6	628,9	590	423,908	1,857	1,100	1,000	0,257	0,659	0,982
	628,9	633,0	590	441,355	1,834	1,100	1,000	0,235	0,607	1,042
	636,1	639,2	590	439,721	1,769	1,100	1,000	0,260	0,674	1,106
X05	567,8	572,8	590	405,296	1,850	1,100	1,000	0,121	0,739	1,172
	573,6	575,8	590	410,224	1,906	1,100	1,000	0,175	0,669	1,024
	593,0	595,8	590	390,768	2,101	1,100	1,000	0,226	0,597	0,773
	602,7	609,4	590	362,401	1,845	1,100	1,000	0,112	0,916	1,191
	611,6	618,8	590	353,997	1,857	1,100	1,000	0,111	0,936	1,175
	619,9	622,7	590	409,143	1,835	1,100	1,000	0,126	0,738	1,189
	634,6	636,1	590	427,517	2,019	1,100	1,000	0,252	0,531	0,814
	641,5	644,6	590	405,467	2,094	1,100	1,000	0,256	0,557	0,749
	654,9	663,6	590	417,615	1,841	1,100	1,000	0,104	0,698	1,210
	674,6	678,5	590	365,058	2,271	1,100	1,000	0,292	0,576	0,605
X07	534,6	538,1	590	394,976	2,167	1,100	1,000	0,257	0,548	0,696
	539,5	546,5	590	408,792	2,128	1,100	1,000	0,268	0,529	0,712
	548,1	550,3	590	377,995	2,082	1,100	1,000	0,234	0,647	0,780
	553,6	554,5	590	420,399	2,095	1,100	1,000	0,185	0,511	0,819
	555,7	556,7	590	427,097	2,009	1,100	1,000	0,185	0,537	0,896
	559,8	564,5	590	373,124	1,862	1,100	1,000	0,083	0,854	1,203
	576,9	577,5	590	389,442	1,961	1,100	1,000	0,119	0,699	1,024
	587,3	588,6	590	385,600	2,110	1,100	1,000	0,098	0,607	0,894
	596,0	598,4	590	386,206	1,855	1,100	1,000	0,062	0,810	1,243
	598,9	610,8	590	377,503	1,856	1,100	1,000	0,079	0,843	1,219
	611,4	614,5	590	401,666	1,845	1,100	1,000	0,043	0,758	1,284
	615,5	616,4	590	381,878	1,812	1,100	1,000	0,007	0,876	1,394
	617,3	631,0	590	389,526	1,774	1,100	1,000	0,042	0,892	1,421
631,8	634,5	590	405,919	1,868	1,100	1,000	0,045	0,719	1,244	
X04	617,0	619,9	590	399,411	1,572	1,100	1,000	0,039	1,213	2,038
	620,5	622,5	590	429,325	1,580	1,100	1,000	0,018	1,004	2,045
	669,6	675,5	590	397,866	1,590	1,100	1,000	0,039	1,177	1,962

Далее, полученные значения М и N отложили на кросс-плот для определения типов литологии.

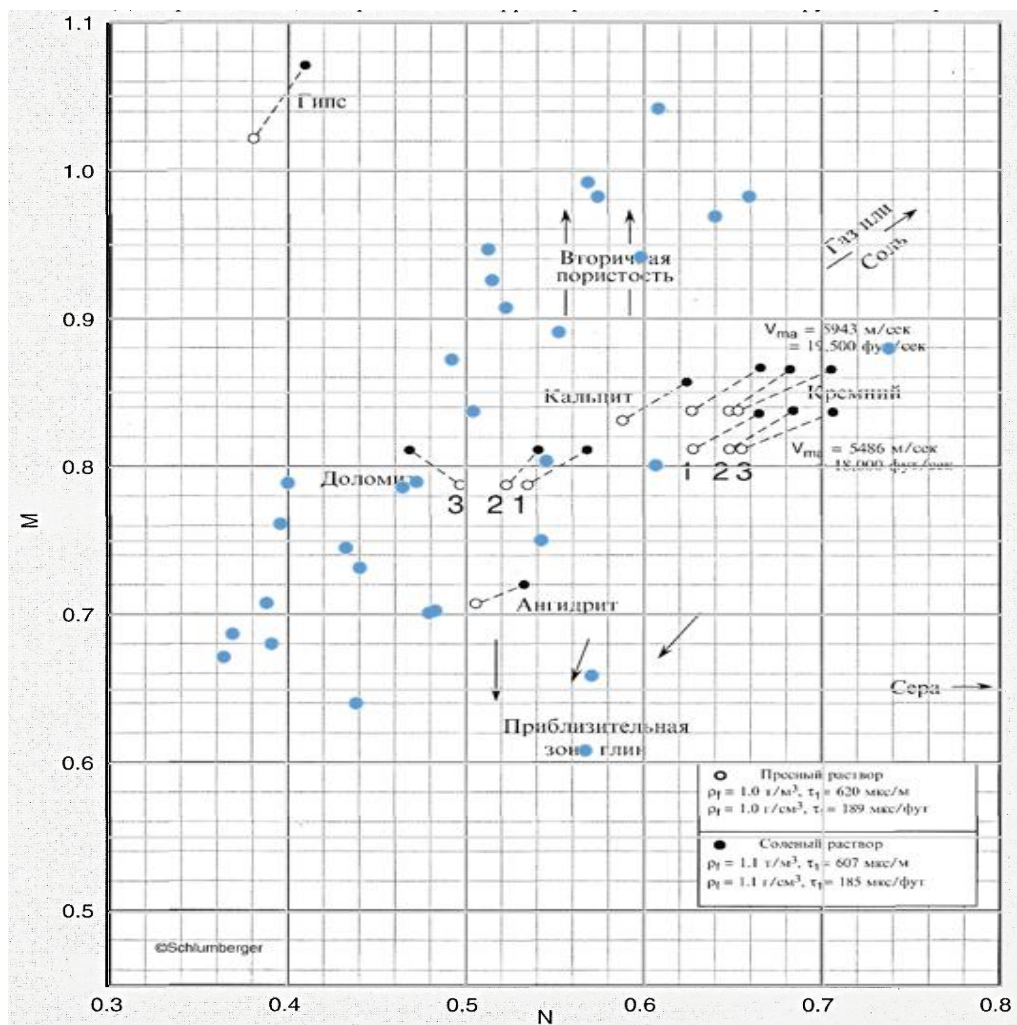


Рис. 3. Кросс-плот для оценки литологии, скважина X15

Из рисунка 3 виден большой разброс точек (голубого цвета), которые характеризуют неоднородность пласта IX и присутствие в составе коллекторов разных типов литологии: песчаников, карбонатных пород, прослоев со вторичной пористостью, глин.

Аналогичным образом, была выполнена оценка литологии для других скважин. На рисунках 4-6 показаны M-N кросс-плоты для скважин X05, X04, X07, соответственно.

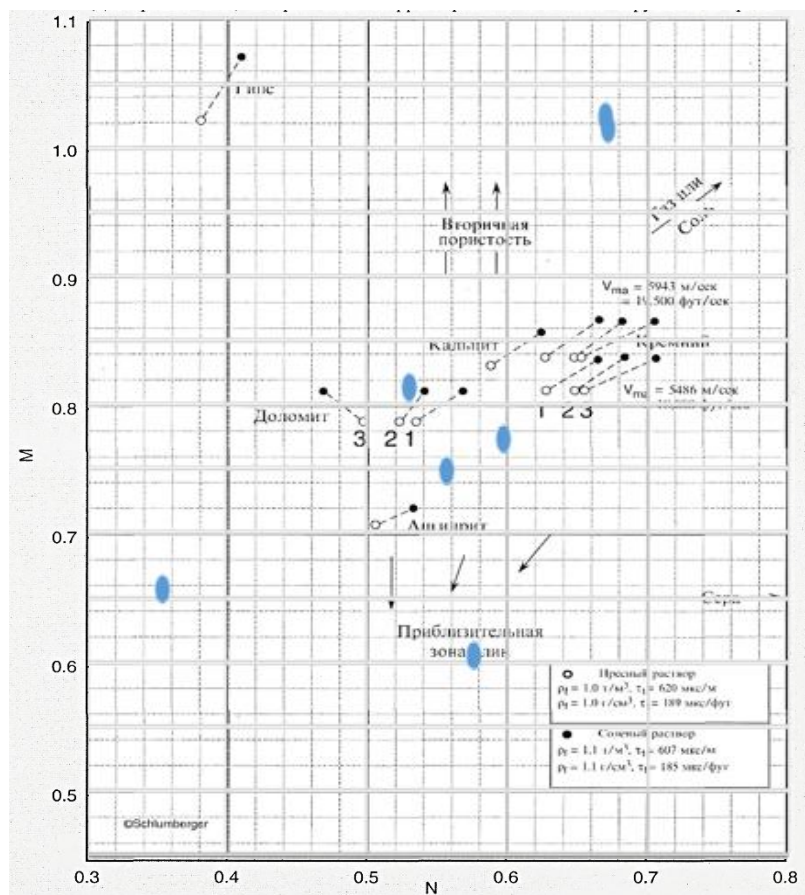


Рис. 4. Кросс-плот для оценки литологии, скважина X05

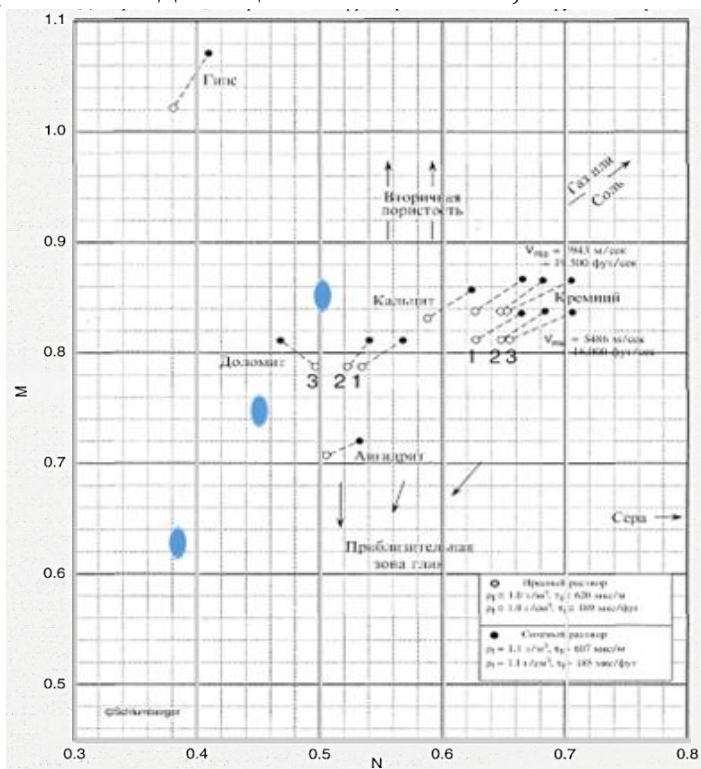


Рис. 5. Кросс-плот для оценки литологии, скважина X04

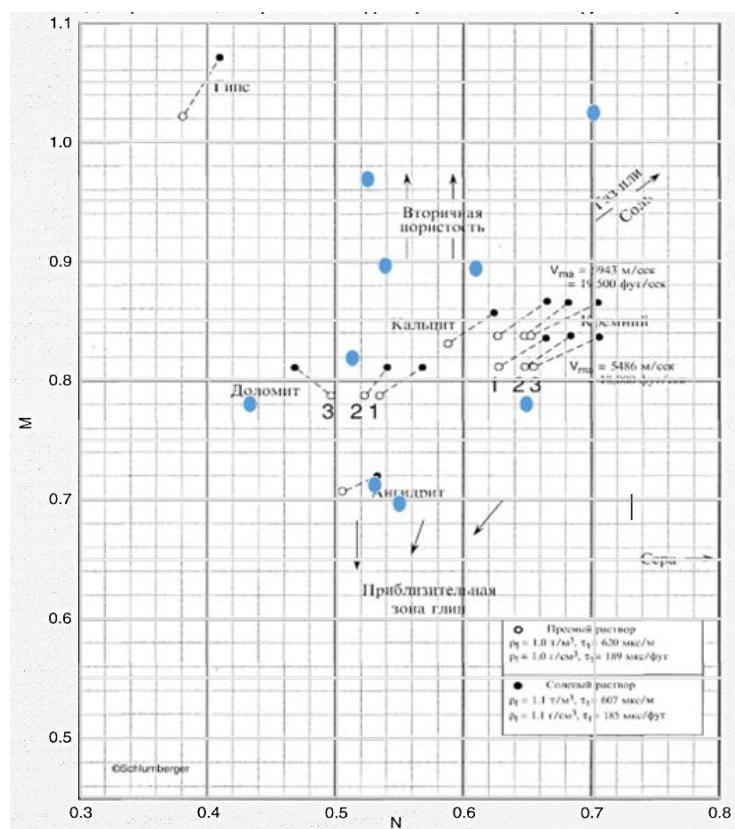


Рис. 6. Кросс-плот для оценки литологии, скважина X07

Заключение. В данной работе на основе интерпретации комплекса методов геофизических исследований скважин решена задача определения интервалов коллекторов и выполнена оценка литологического состава пласта IX сенманской залежи, который характеризуется повышенной радиоактивностью, высокой глинистостью, неоднородным составом и разным типом пористости.

Количественная интерпретация позволила установить наличие карбонатных пород-коллекторов и коллекторы со вторичной пористостью. Полученные результаты могут быть в дальнейшем использованы для геологического и петроупругого моделирования сенманских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев А.Г., Лебзин Е.В. Геологическое районирование мезозойских нефтегазоносных отложений Западного Узбекистана. Советская геология, №12. 1960. С. 1267-1269.
2. Дикенштейн Г.Х., Жуковский Л.Г., Зайдельсон М.М., Ильин В.Д., Каеш Ю.В. Газлинское газонефтяное месторождение. Москва: Гостоптехиздат, 1959. 44 с.

3. Жуковский Л.Г., Дудова Н.Ф., Каеш Ю.В., Петров И.В. Новые газонефтяные месторождения Бухаро-Хивинской депрессии. Геология нефти. 1957. № 11. С. 89-98.
4. Зорькин Я.М., Симоненко А.Н., Федотов Ю.А., Кушников И.В. О тектоническом строении фундамента Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области // ДАН УзССР. 1959. № 12. С. 134-138.
5. Лебзин Е.В. Об изучении истории развития Газлинской антиклинали в связи с формированием залежей нефти и газа. ГОСИНТИ. Серия «Геология». 1961.
6. Померанц Л.И., М.Т. Бондаренко, Ю.А. Гулин, В.Ф. Козяр. Геофизические методы исследования нефтяных и газовых скважин Геофизические методы исследования нефтяных и газовых скважин. М.: Недра, 1981. 376 с.
7. Головацкая И.В. Определение емкостных свойств и литологии пород в разрезах нефтегазовых скважин по данным радиоактивного и акустического каротажа / И. В. Головацкая, Ю. А. Гулин, Ф. Х. Еникеева, В. А. Велижанин, Б. К. Журавлев, В. Ф. Козяр, А. В. Ручкин, Р. А. Резванов. Калинин: ВНИГИК, 1984. 111 с.
8. Schlumberger Log Interpretation Charts // Schlumberger Wireline & Testing. 1998. 241 с.

REFERENCES

1. Babaev A.G., Lebzin E.V. Geological zoning of the Mesozoic oil and gas deposits of Western Uzbekistan. Soviet Geology, No. 12. 1960, pp. 1267-1269.
2. Dikenstein G.Kh., Zhukovsky L.G., Zaidelson M.M., Ilyin V.D., Kaesh Yu.V. Gazlinskoye gas and oil field. Moscow: Gostoptekhizdat, 1959. 44 p.
3. Zhukovsky L.G., Dudova N.F., Kaesh Yu.V., Petrov I.V. New gas and oil fields of the Bukhara-Khiva depression. Geology of oil. 1957. No. 11. S. 89-98.
4. Zorkin Ya.M., Simonenko A.N., Fedotov Yu.A., Kushnirov I.V. On the tectonic structure of the basement of the Bukhara-Khiva oil and gas region // DAN UzSSR. 1959. No. 12. S. 134-138.
5. Lebzin E.V. On the study of the history of the development of the Gazli anticline in connection with the formation of oil and gas deposits. GOSINTI. Series "Geology". 1961.
6. Pomerants L.I., M.T. Bondarenko, Yu.A. Gulin, V.F. Kozyar. Geophysical methods for the study of oil and gas wells Geophysical methods for the study of oil and gas wells. M.: Nedra, 1981. 376 p.
7. Golovatskaya I.V. Golovatskaya I.V., Gulin Yu.A., Enikeeva F.Kh., Velizhanin V.A., Zhuravlev B.K., V.F. Kozyar, A. V. Ruchkin, R. A. Rezvanov. Kalinin: VNIGIK, 1984. 111 p.
8. Schlumberger. Schlumberger Log Interpretation Charts // Schlumberger Wireline & Testing. 1998. 241 p.

Сведения об авторах:

Вахитова Гузель Ринатовна, доцент кафедры геофизики ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», кандидат технических наук, г. Уфа, Российская Федерация. E-mail: guzel.geotec@mail.ru. ORCID ID: 0000-0002-8543-3336.

Валиуллин Рим Абдуллович, заведующий кафедрой геофизики ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», доктор технических наук, академик АН Республики Башкортостан, профессор, Уфа, Российская Федерация. E-mail: Valra@geotec.ru. ORCID ID: 0000-0002-3705-8260.

Фазлутдинова Алия Ильшатовна, студент Физико-технический института ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», Уфа, Российская Федерация. E-mail: fazlutdinova.aliya@mail.ru. ORCID ID: 0009-0004-7700-9772

Author's personal details:

Vakhitova Guzel Rinatovna, Candidate of Technical Sciences, Associate Professor of the Department of Geophysics Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Ufa University of Science and technologies", Ufa, Russian Federation, e-mail: guzel.geotec@mail.ru ORCID ID: 0000-0002-8543-3336.

Valiullin Rim Abdullovich, Doctor of Technical Sciences, Academician of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, Professor, Head of the Department of Geophysics, Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Ufa University of Science and technologies", Ufa, Russian Federation, e-mail: Valra@geotec.ru. ORCID ID: 0000-0002-3705-8260.

Fazlutdinova Aliya Ilshatovna, student, Institute of Physics and Technology, Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Ufa University of Science and technologies", Ufa, Russian Federation, e-mail: fazlutdinova.aliya@mail.ru. ORCID ID: 0009-0004-7700-9772.

© Вхитова Г.Р., Валиуллин Р.А., Фазлутдинова А.И.

ДИСКУССИЯ. К ПРОБЛЕМЕ ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

© Казанцева Тамара Тимофеевна,

ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»;

Институт геологии Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской Академии наук, г. Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Согласно основам современной теоретической геологии тектонический цикл обусловлен надвиганием океанической коры на сопредельную континентальную. Их геохимическое взаимодействие определяет новый состав соответствующего вещественного образования. Тектонический цикл двухэтапен. Один этап – эволюционный. Вещественное выполнение его представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения с эволюционной направленностью состава и строения. Другой – деформационный. Смена эволюционного этапа на деформационный является результатом возрастания напряжений бокового сжатия до критических для данных пород значений. Вследствие этого, с одной стороны, залечиваются магмопроницаемые зоны, закрываются каналы излияний, разрушаются ранее сформированные толщи, с другой – накапливаются толщи флиша, образуются интрузивные тела преобладающе кислого состава, происходит массовое надвигание и смятие возникших аллохтонов в складки. Каждый тектонический этап многофазен. Он соответствует времени формирования одной формационной единицы.

Ключевые слова: цикличность, геологические процессы, геологический цикл, земная кора.

DISCUSSION. TO THE PROBLEM OF CYCLE OF GEOLOGICAL PROCESSES

© Kazantseva Tamara Timofeevna,

GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan";

Institute of Geology Ufa Federal Research Center

Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

Summary. According to modern theoretical geology, the tectonic cycle is due to the thrusting of the oceanic crust onto the adjacent continental one. Their geochemical interaction determines the new composition of the corresponding material formation. The tectonic cycle is two-stage. One stage is evolutionary. Its material implementation is represented by a series of formations of sedimentary-volcanic origin with an evolutionary direction of composition and structure. The other one is deformable. The change of the evolutionary stage to the deformation stage is the result of an increase in lateral compression stresses to critical values for these rocks. As a result, on the one hand, magma-permeable zones are healed, effusion channels are closed, previously formed strata are destroyed, on the other hand, flysch strata are accumulated, intrusive bodies of predominantly acidic composition are formed, massive thrusting and crushing of the resulting allochthons into folds occurs. Each tectonic stage is multiphase. It corresponds to the time of formation of one formational unit.

Key words: cyclicity, geological processes, geological cycle, earth's crust.

Введение. Одна из моих предыдущих работ на тему «Шарьяжи. Шарьяжно-надвиговая теория формирования земной коры. Теория Шарьяжей. Общности и принципиальные отличия» заинтересовала ученых-геологов тем, что в ней затронута и важнейшая проблематика о тектонической цикличности. Автор полученного письма (Фомин Алексей Александрович), изложил проблему, имеющую отношение к современным знаниям в области геологической цикличности: «Обнаружил корреляцию между некоторыми тектоническими циклами и биотическими. Причём эти циклы стремительно сокращаются от цикла к циклу, примерно, в одно и то же количество раз (рис. 1).

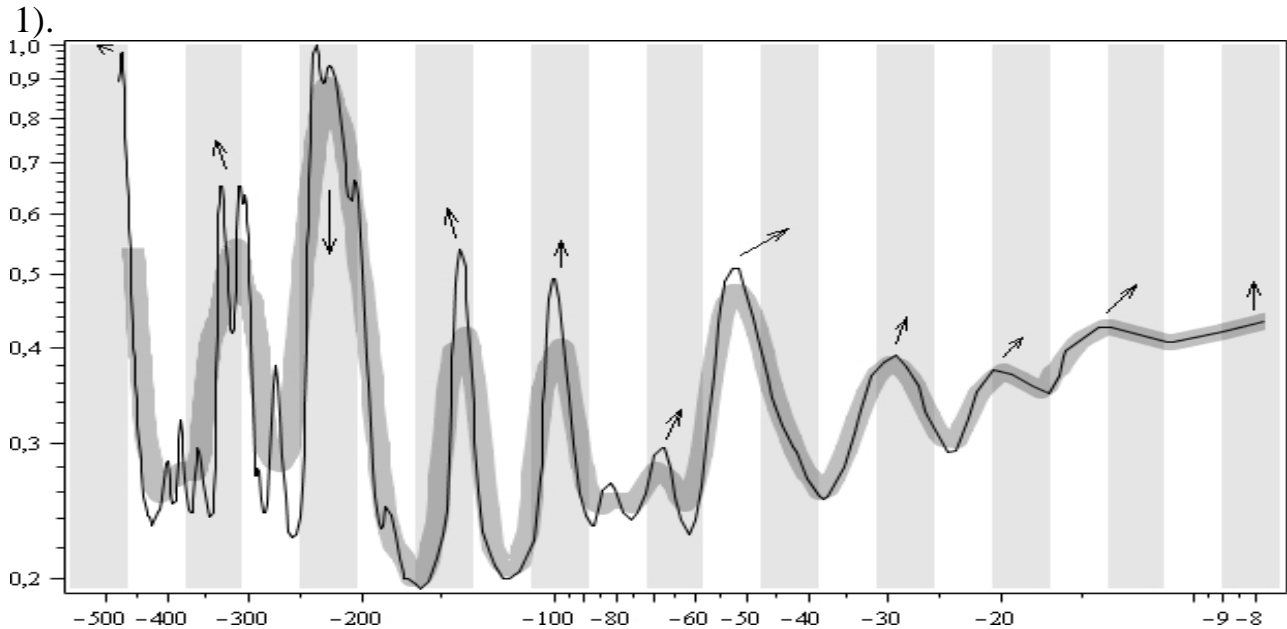


Рис. 1 Абсцисс календарные млн л. (логарифмическая шкала)

На рисунке 1 изображена ось абсцисс – это календарные миллионы лет (логарифмическая шкала). Иначе говоря, если вместо отрицательных абсцисс взять модуль, то получатся млн. л. до н.э. Тёмные полосы – это 2-е половины биотических циклов. От цикла к циклу они сокращаются, примерно в 1,51 раза. Но так как шкала – логарифмическая, то они выглядят, практически, как постоянно-периодические. И это – при остывающей то земле. Основной, немой вопрос, который стоит: как это может быть? Как это соотносится с разработанной концепцией формирования земной коры. Например, в интенсивности горообразования по площади гор, относительно единицы».

Теоретические основы. Известно, что геологический цикл представляет собой полный набор (круг) геологических процессов. Неоднократная повторяемость такого набора в складчатой области свидетельствует о полицикличности. Попытку ввести в геологию учение о циклах как о «вечном возвращении» Ницше предпринял шотландский геолог Джеймс Геттон в «Теории земли», вышедшей в 1799 г. Как оказалось, это было преждевременным,

и вплоть до утверждения эволюционного учения Дарвина геологами не принималось [1].

Цикличностью геологических процессов заинтересовались после того, как французский исследователь М. Бертран в 1887 году обратил внимание на факты повторения однотипных комплексов пород в разных складчатых областях [2]. Особое его внимание привлекли толщи черных блестящих сланцев, сменяющихся ритмитами с Градационной слоистостью – закономерным чередованием гравелитов, песчаников (от крупно- до мелкозернистых), алевролитов и аргиллитов. Такие ритмично построенные образования стали называть флишем. Размер наращивался молассой, представляющие собой наслоения, аналогичные флишу, но значительно менее ритмичные. В них ритмы отсутствуют, но широко развиты красноцветы. Эта последовательность: сланцы, флиш, моласса представляла собой закономерный естественный ряд, в связи с чем, М. Бертран сделал справедливый вывод о направленной смене режима накопления геологического вещества в таком ряду. Названные вещественные комплексы стали называть формациями, а в дальнейшем было разработано хорошо зарекомендовавшее себя учение о формациях и формационном анализе на парагенетической основе. Авторами его явились советские тектонисты Н.П. Херасков и Н.С. Шатский. Они стали выделять и многие другие формации, среди которых особая роль отводится магматическим образованиям интрузивным и вулканическим.

М. Бертран выделял четыре тектонических цикла (гуронский – в докембрии, каледонский и герцинский – в палеозое, альпийский – в мезозое). Позже гуронский был заменен байкальским либо кадомским, а между герцинским и альпийским выделен киммерийский цикл. Продолжительность фанерозоя около 600 миллионов лет, следовательно, каждый цикл развивался 150 миллионов лет.

«Геологическая история нашей планеты» – напишет позднее Эмиль Ог в своей «Геологии» (1933 г.) – «есть не что иное, как история следующих друг за другом циклов» [3, С.16].

Представление о тектоно-магматическом цикле, как известно, внедрено Г. Штилле, разделившем его на ряд тектонических стадий (этапов). Впоследствии это учение заняло достойное место в системе общегеологических знаний.

Тектоно-магматический цикл по Геологическому словарю /1973/ определяется как «период времени, охватывающий взаимосвязанные и направленные проявления тектонической и магматической активности в подвижных поясах от зарождения геосинклинали и превращения ее в складчатую область, до окончательной ее консолидации».

С тех пор как на планете была установлена сопряженность во времени процессов растяжения и сжатия (океанизация и континентализация), общепланетарный характер даже самых крупных по рангу тектонических

циклов поставлен под сомнение. В то же время присутствие фактов повторяемости событий в пределах группы складчатых областей в одни и те же интервалы времени является несомненным. Сказанное следует иметь в виду, говоря о «планетарности» тектоно-магматических циклов.

Тектоно-магматические стадии представляли собой последовательно сменяющие друг друга части циклов. Каждой стадии свойственен свой набор вещественных комплексов, отражающих геодинамические режимы их зарождения и развития. Это стадии – геосинклинальная, орогенная и кратонная по Г. Штилле, прогибания и общего обращения (инверсии) по В.В. Белоусову и др. Понятия стадия и этап часто использовались как синонимы, что, вероятно, правомочно, но, по нашему мнению, нецелесообразно, так как терминологическая неоднозначность всегда приводит к лишней усложненности. Были предложения применять их отдельно, согласно иерархическому уровню включающего их подразделения. Например, стадии рассматривать как разнонаправленные по тектоническому знаку отрезки очень крупных циклов (например, Вильсона), а этапы – как части однознаковых тектонических циклов, что вряд ли целесообразно [4].

Позже В.Е. Хаин (2001) выделяет три разнообъемных по времени их протекания цикла в тектонической истории Земли. Это циклы Вилсона, Бертрана и Штилле. Он считал, что циклы Вильсона длятся 600 млн. лет. Они проявляются в образовании и распаде суперконтинентов с появлением и последующим закрытием океанических бассейнов. Циклы Бертрана выражены частичным закрытием океанов вследствие столкновения микроконтинентов либо крупных вулканических дуг с их окраинами. Циклы Штилле длительностью порядка 30 млн. лет отражают периоды орогенеза в связи со столкновением вулканических дуг с континентами. Полагается, что циклы Вильсона связаны с процессами общемантийной конвекции, циклы Бертрана – верхнемантийной, а циклы Штилле – конвекции в астеносферном слое. Это предположения.

Существуют и другие представления. Например, Ю.Н. Авсюк /2001/ цикличность связывает с взаимодействием планет, в частности Земли, Луны и Солнца. По его мнению, все глобальные процессы, такие как горообразование, трансгрессии-регрессии океана, «переполусовка» магнитного поля объясняются с единых позиций такого взаимодействия. Вопреки общепринятому представлению о монотонном удалении Луны от Земли, он считает, что расстояние между названными планетами то возрастает, то убывает, что сказывается на интенсивности приливного воздействия. Это изменение носит циклический характер, а циклы эти коррелирую с циклами Бертрана.

Достаточно давно некоторые исследователи уже обращали внимание на совпадение длительности крупномасштабных тектонических циклов, установленных еще в самом конце XX в. французским геологом М Бертраном,

со временем обращения Земли и всей Солнечной системы по галактической орбите.

Вопросы цикличности крайне интересовали и чл.-корр. РАН В.Д. Наливкина [7] который, кроме интересных, весьма сложных расчетов считал, как мне представляется, что циклы являются полным кругом геологических событий, каждое из которых отражено в созданном им веществе. В этом наши мнения, безусловно, совпадают. Но в складчатых областях, как известно, это не только комплексы определенных вулканических формаций. Не менее распространены: 1) интрузивные тела, такие, например, как габбро и граниты, а также ультраосновные породы, которые многие относили к инициальному магматизму, начинающему развитие каждого тектономагматического цикла; 2) осадочные породы, сопровождающие магматизм и накапливающиеся вне рамок его развития, после него. Такие как флиш, олистостромы и перекрывающие их субплатформенные толщи; 3) наложенные региональные метаморфические преобразования и различного рода локальные вещественные изменения, связанные с рудообразованием и нефтенакоплением; 4) месторождения руд и нефтяных углеводородов, являющихся своего рода «алмазным венцом» геологического развития. При установлении тектонических циклов особую роль играют гипербазиты, полные формационные ряды, в том числе флиш, а также периодизация процессов деформирования (проявлений разломов и складчатости).

Основой современной теории формирования земной коры планеты, которую мы назвали шарьяжно-надвиговой, явились такие. Стадийность модели определяется тектоническими режимами растяжения и сжатия. Режим растяжения обуславливает развитие океанического дна и образование океанической коры. Это рифтогенно-спрединговая стадия. Режим сжатия обеспечивает формирование континентальной коры, протекающей в такой последовательности. Мощное тангенциальное сжатие разряжается надвиганием аллохтона океанической коры на сопредельный край континента, что приводит к тектоническому совмещению контрастных по составу масс, при котором легкоплавкая сиалическая кора оказывается расположенной под тяжелой тугоплавкой. Это способствует рождению магматического очага сложного состава, чему благоприятствует повышение температур за счет трения и снятие литостатического давления при скалывании аллохтона. Следующее за этим последовательное возрастание бокового давления приводит к образованию вулканической серии формационного ряда, а максимально возросшие латеральные нагрузки ведут к закрытию магмоподводящих дизъюнктивов, массовому надвиганию. Надвиги способствуют тектоническому расслаиванию данного участка литосферы, что определяет развитие складчатости. В зонах надвигов концентрируются полезные ископаемые, состав которых зависит от возможностей вмещающих пород, повышения здесь температур и снятия давления. В этот период формируются и флише – олистостромовые комплексы,

а скученные аллохтонные массы образуют горы. В пределах океанических зон тектонически совмещаются океанические пластины, В результате рождаются подводные хребты, а очередное надвигание океанической коры на континентальную приводит к зарождению нового тектонического цикла. Движение тектонических пластин вновь обеспечивает развитие магматизма, метаморфизма, образование руд и преобразование органического вещества в углеводороды, формирование структуры, горного рельефа и пр. В результате скручивания горных масс на сопредельном крае континента происходит частичное его здесь погружение. Это «корни гор», свойственные складчатым сооружениям.

В свете современных системных представлений в геологии земную кору следует рассматривать как наиболее крупную по рангу геологическую систему. Эта система состоит из территориально сочленяющихся двуединых противоположностей: с одной стороны – континентов, другой – океанов, объединяющихся активными зонами геологического взаимодействия, где формируются складчатые области. При этом стадия – это геотектонический период с геодинамическими условиями одного знака, в течение которого формируется кора (океаническая, либо континентальная). Каждая стадия представлена одним или несколькими циклами. Каждый тектонический цикл рифтогенной стадии является результатом одного импульса растяжения. Тектонический цикл периода сжатия обусловлен очередным надвиганием океанической (мафической коры) на континентальную (сиалическую), их геохимическим взаимодействием, определяющим его вещественное выполнение. Тектонический цикл двухэтапен. Один этап – эволюционный. Вещественное выполнение его серией (формаций) осадочно-вулканического происхождения с эволюционной направленностью состава и строения. Другой этап – деформационный. Смена этапов является результатом возрастанием напряжений бокового сжатия до критических для данных пород значений. Так выглядит предложенная шкала уровней тектонической периодизации, показанная в табл. 1.

Таблица 1 – Корреляция ранговых подразделений геологического вещества и уровней и геотектонической периодизации [5]

Ранги геологического вещества	Уровни тектонической периодизации	Режим
Минерал Порода	Палеогеографическая обстановка	Термодинамический
Формация Формационная серия Формационный ряд Комплекс формационных рядов Сегмент земной коры	Геотектоническая фаза Геотектонический этап Геотектонический цикл Геотектоническая стадия Глобальный цикл Вильсона	Геодинамический

На рисунке 2 показан характер изменчивости структурных характеристик в сопряженных по времени в условиях развивающейся среды. Это суть разработанной нами вещественно-структурной методики.



Рис. 2 Эволюция структуры формаций тектонического цикла [5]

Одна из установленных нами закономерностей об уменьшении мощности ритмов в каждом сравнительно молодом флише свидетельствует о возрастании частоты проявлений импульсов.

На рисунке 3 отражено, что импульсный характер и его возрастание во времени свойственен, как для каждого цикла, так и для комплексов в целом.



Рис. 3. Импульсный геодинамический режим для каждого тектономагматического цикла

Это уменьшение общего состава (снижение вулканизма и возрастание флиша) по горизонтали (во времени) и соответствующее возрастание от древних к молодым циклам (по вертикали) [5].

Движение тектонических пластин обеспечивает развитие магматизма, метаморфизма, образования руд и преобразование органического вещества в углеводороды, формирование структуры, горного рельефа (рис. 4).

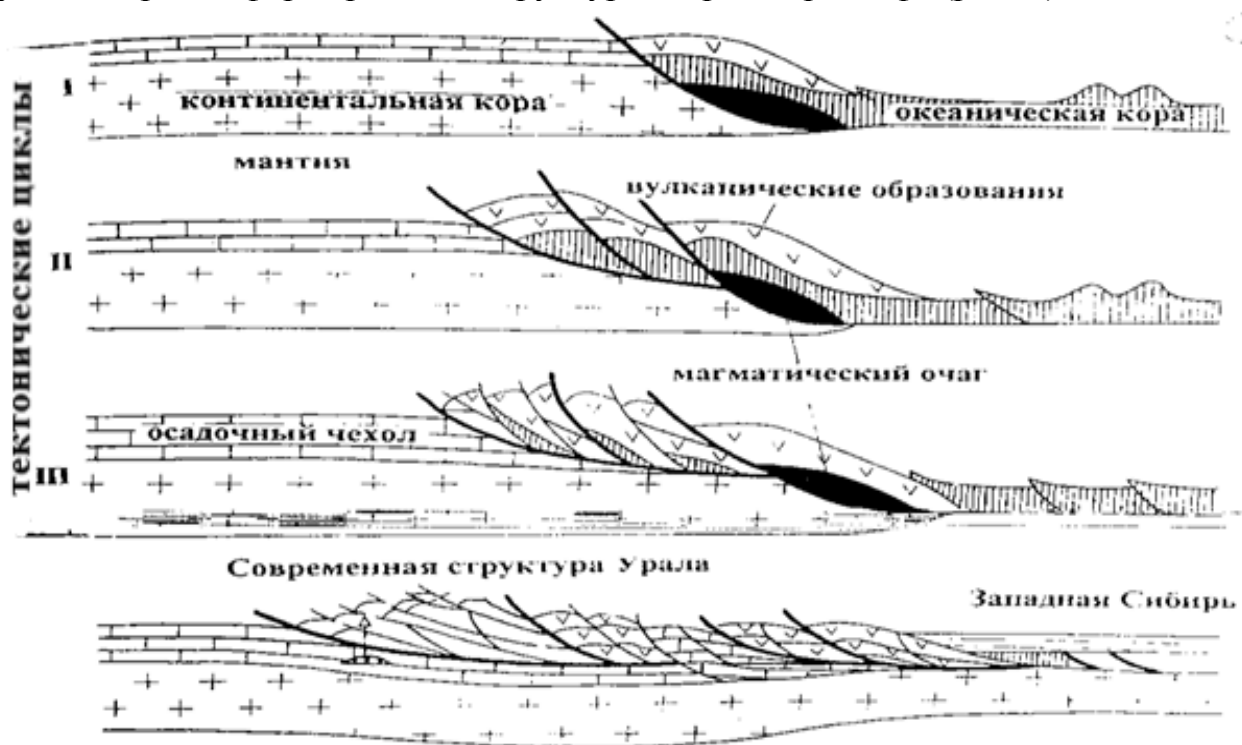


Рис. 4 Схема полицикличности формирования земной коры Урала

Основные выводы. Формирование земной коры континентов осуществляется мегациклично (под мегациклом понимается цикл Вильсона). Каждый мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения (мы назвали ее рифтогенно-спрединговой) и стадией сжатия (геосинклинальной в теории геосинклиналей, аккреционной и коллизионной – в новой глобальной тектонике). В рифтогенно-спрединговую стадию – деструктивную для континентов, но конструктивную для океанов – образуется океаническая кора с доминантной мафической составляющей. Стадия растяжения начинается континентальным рифтогенезом. Постепенно эволюционирует в океанический. Заложение рифтов связано с разрывом сплошности толщ, деструкцией континентальной коры. Океанический рифтогенез сопровождается формированием океанической коры, состоящей из гипербазитов, габброидов и пелагических кремней. Их развитие обладает цикличностью и эволюционной направленностью. В геосинклинально-коллизионно-аккреционный период рождается определенный участок континентальной коры за счет неоднократно возникающего взаимодействия двух вышеназванных кор. Процесс этой стадии деструктивен для океанической поры и конструктивен для континентальной. Смена стадий обуславливается сменой знака тектонических напряжений. Следовательно, стадия – это геотектонический период с геодинамическими условиями одного знака, в течение которого формируется земная кора (океаническая либо континентальная). Каждая стадия представлена одним или несколькими тектоническими циклами. Каждый тектонический цикл рифтогенно-спрединговой стадии является результатом одного импульса растяжения. Тектонический цикл периода сжатия обусловлен очередным надвиганием блока океанической (мафической) коры на континентальную (сиалическую), их геохимическим взаимодействием, определяющим его вещественное выполнение. Тектонический цикл двухэтапен. Один этап – эволюционный. Вещественное выполнение его представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения с эволюционной направленностью состава и строения. Другой этап – деформационный. Смена эволюционного этапа на деформационный является результатом возрастания напряжений бокового сжатия до критических для данных пород значений. Вследствие этого, с одной стороны, залечиваются магмо-проницаемые зоны, закрываются каналы излияний, разрушаются ранее сформированные толщи, с другой – накапливаются толщи флиша, образуются интрузивные тела преобладающе кислого состава, происходит массовое надвигание и смятие возникших аллохтонов в складки. Каждый тектонический этап многофазен. Тектоническая фаза соответствует времени формирования одной формационной единицы. Названные разноуровневые таксоны являются геодинамическими системами, порождающими определенные вещественные системы. Предложена шкала уровней геотектонической периодизации, куда входят геотектонические стадии, циклы, этапы и фазы. Названные разноуровневые тектонические таксоны соответствуют геодинамическим системам, порождающим соответствующие вещественные комплексы. Это отображено выше таблицей.

По мере омоложения тектонических циклов начальные формации постепенно редуцируют, уступая место зрелым, а затем и конечным членам. Это приводит к тому, что объем излившихся пород основного состава от цикла к циклу уменьшается [4, 5, 6, 7]. Однако роль гранитов нарастает, а количество их в завершающих циклах доминирует, убеждая в направленном возрастании напряжений по мере омоложения их циклов.

Финансирование: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № FMRS-2022-0013.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геттон Д. Теория земли. Королевское общество Эдинбурга. 1788. Т. 1. С. 209-304.
2. Бертран М. О тектонических циклах, 1887.
3. Ог Э. Геология. Москва; Ленинград; Горно-нефтеиздат. 571 с.
4. Казанцева Т.Т. Эволюция геологических процессов с позиций шарьяжно-надвиговой теории / Т.Т. Казанцева. // Геология Известия отделения наук о земле. Академия наук Республики Башкортостан. 1997. №. 1. С.84–87.
5. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. Уфа: Гилем, 2010. 323 с.
6. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 486 с.
7. Наливкин В.Д. Комментарии к гипотезам происхождения нефти. Геология. Известия отделения наук о Земле. Академия наук Республики Башкортостан. 1991. С. 13–16.

REFERENCES

1. Getton D. Theory of the earth. Royal Society of Edinburgh. 1788. Vol.1. Pp. 209-304.
2. Bertrand M. About tectonic cycles, 1887
3. Og E. Geology, Moscow; Leningrad; Mining-geological-oil publishing house. 1933. 571 p.
4. Kazantseva T.T. Evolution of geological processes from the standpoint of thrust-shock theory / T.T. Kazantsev. // Geology Proceedings of the Department of Earth Sciences. Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan. 1997. No. 1. Pp. 84–87
5. Kazantseva T.T. and Kazantsev Yu.V. Structural factor in theoretical geology. Ufa, Gilem, 2010. 323 p.
6. Melchior P. Earth tides. Moscow, Mir, 1968. 486 p.
7. Nalivkin V.D. Comments on the hypotheses of the origin of oil. Geology. Proceedings of the Department of Earth Sciences. Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan. 1991. pp. 13–16.

Сведения об авторах:

Казанцева Тамара Тимофеевна, доктор геолого-минералогических наук, Академик Академии наук Республики Башкортостан, ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»; главный научный сотрудник Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», 450006, Уфа, Российская Федерация. E-mail: tt.kazantseva@gmail.com. ORCID ID: 0000-0002-9227-9218.

Author's personal details

Kazantseva Tamara Timofeevna, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Academician of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan"; Chief Researcher Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, 450006, Ufa, Russian Federation. E-mail: tt.kazantseva@gmail.com. ORCID ID: 0000-0002-9227-9218.

© Казанцева Т.Т.

DOI 10.24412/2949-4052-2023-2-35-46

УДК 551.24

СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКОГО ПРОГИБА

© Попков Василий Иванович,

ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет»,

г. Краснодар, Российская Федерация

Аннотация. С триасовыми отложениями Скифско-Туранской платформы связаны основные перспективы открытия новых скоплений углеводородов. Несмотря на многолетнюю историю исследований, многие вопросы геологического строения этого комплекса остаются недостаточно разработанными. Одним из них является строение антиклинальных структур – главных поисковых объектов на нефть и газ. Вплоть до настоящего времени преобладает точка зрения о решающей роли в их формировании вертикальных тектонических движений. В то же время в последние годы появляется все больше свидетельств о наличии в триасовом разрезе дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Одним из таких районов является Жетыбай-Узеньская ступень Южно-Мангышлакского прогиба. Изучение особенностей строения развитых здесь складок и разрывов позволит решить вопрос механизма их формирования и раскрыть генезис внутриплитных дислокаций. *Цель исследований.* Изучение морфологии складчатых и разрывных нарушений северного борта Южно-Мангышлакского прогиба с целью определения их морфологии и условий образования. *Методы исследования.* Комплексный анализ геолого-геофизической информации, включающей в себя материалы сейсмической разведки, глубокого бурения. Выполнено макро- и микроописание кернов скважин. Произведены литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов скважин с использованием данных всех видов каротажа, палеонтологических определений органических остатков. Используются материалы сейсморазведки МОГТ с высокой кратностью наблюдений. Применены методы сейсмостратиграфии и структурного анализа. *Результаты работы.* Проведенные исследования свидетельствуют об определяющей роли тангенциального сжатия в формировании структуры триасовых отложений. Описана морфология конкретных складчато-надвиговых дислокаций, а также послонных срывов. Полученные результаты могут способствовать решению ряда вопросов нефтяной геологии, выбору рациональной методики геологоразведочных работ. Материалы исследований могут быть использованы при изучении геологического строения других менее изученных районов молодой платформы.

Ключевые слова: дислокации бокового сжатия, складки, надвиги, послойный срыв, тангенциальное сжатие.

FOLD-THRUST DISLOCATIONS IN TRIASSIC SEDIMENTS SOUTH MANGYSHLAK TROUGH

© Popkov Vasily Ivanovich

Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education
"Kuban State University",
Krasnodar, Russian Federation

Summary. The main prospects for the discovery of new accumulations of hydrocarbons are associated with the Triassic deposits of the Scythian-Turanian platform. Despite the long history of research, many issues of the geological structure of this complex remain insufficiently developed. One of them is the structure of anticline structures – the main search facilities for oil and gas. Until now, the prevailing point of view is about the decisive role of vertical tectonic movements in their formation. At the same time, in recent years there has been more and more evidence of the presence of dislocations in the Triassic section formed under the influence of lateral compression forces. One of these areas is the Zhetybai-Uzen stage of the South Mangyshlak trough. Studying the structural features of the folds and ruptures developed here will solve the problem of the mechanism of their formation and reveal the genesis of intraplate dislocations. *Aim.* To study the morphology of folded and discontinuous disturbances of the northern side of the Yuzhno-Mangyshlak trough in order to determine their morphology and conditions of formation. *Methods.* Comprehensive analysis of geological and geophysical information, including materials of seismic exploration, deep drilling. Macro- and micro-description of well cores has been performed. Lithological and stratigraphic dissection and correlation of well sections were performed using data from all types of logging, paleontological definitions of organic residues. The materials of the seismic survey of MOGT with a high frequency of observations were used. Methods of seismostratigraphy and structural analysis are applied. *Results.* The conducted studies indicate the determining role of tangential compression in the formation of the structure of Triassic sediments. The morphology of specific fold-thrust dislocations, as well as layer-by-layer disruptions, is described. The obtained results can contribute to the solution of a number of issues of petroleum geology, the choice of rational methods of geological exploration. The research materials can be used in the study of the geological structure of other less studied areas of the young platform.

Key words: dislocations of lateral compression, folds, thrusts, layer-by-layer breakdown, tangential compression.

Введение. Изучение структуры чехла разновозрастных платформ показало, что в его строении широко развиты дислокации, образовавшиеся под воздействием сил бокового сжатия [1 – 5 и др.]. Широко представлены подобного типа структуры и в пределах эпигерцинской Скифско-Туранской платформы, изученные с разной степенью детальности [6 – 10]. Одним из районов развития в доплитном комплексе складчато-надвиговых дислокаций является Жетыбай-Узенская ступень, осложняющая северный борт Южно-Мангышлакского

прогиба. Изучение их морфологии может способствовать более глубокому пониманию механизма складкообразования в осадочном покрове внутренних районах платформ, а также решить некоторые вопросы практической нефтегазопоисковой геологии.

Результаты исследований. В платформенном чехле Жетыбай-Узеньской ступени выделяется три крупных антиклинальных зоны субширотного простирания: Узень-Карамандыбасская (протяженность 70 км), Жетыбайская (45 км) и Тенге-Тасбулатская (70 км), а также небольшая по размерам Актасская (12 км), ориентированная в северо-западном направлении (рис. 1). Входящие в их состав локальные поднятия – линейной формы, с более крутыми, часто осложненными разрывами южными крыльями. В плане антиклинальные зоны имеют дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной к югу (Актасская – к юго-западу).

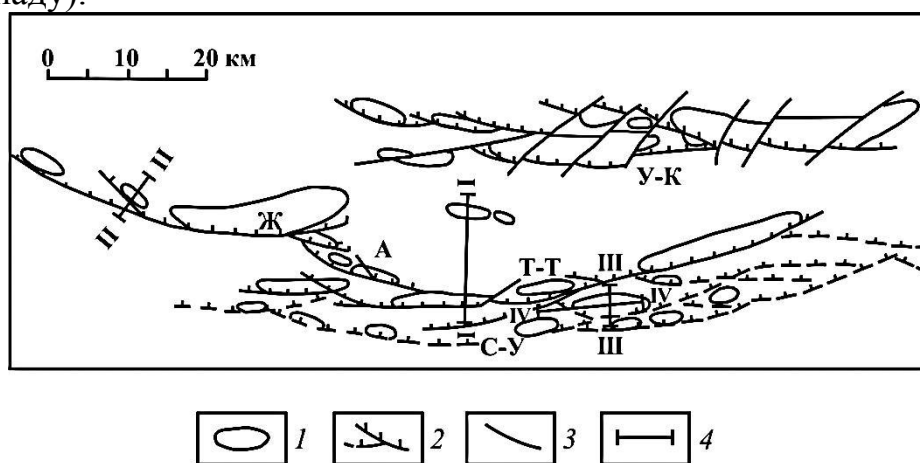


Рис. 1. Жетыбай-Узеньская ступень. Тектоническая схема подошвы платформенного чехла. Антиклинальные зоны: У–К – Узень-Карамандыбасская, Ж – Жетыбайская, А – Актасская, Т–Т – Тенге-Тасбулатская, С–У – погребенная Сакудук-Ушкуюнская. 1 – локальные поднятия, 2 – надвиги, 3 – прочие разрывы, 4 – линии разрезов, приведенных на рис. 2, 4 – 6

Анализ материалов сейсморазведки МОГТ и глубокого бурения указывают на то, что в доюрском осадочном комплексе указанным выше антиклиналям отвечают фронтальные части чешуйчато-надвиговых дислокаций, группирующихся в отдельные линейные зоны. В пределах головных частей тектонических пластин триасовые отложения интенсивно смяты, а их внутренняя структура на сейсмических временных разрезах зачастую не поддается расшифровке (рис. 2). Как показало изучение кернового материала, углы падения пород на этих участках достигают 50–70°, а иногда и 90°. Более того, внутри самого триасового разреза отмечается дисгармония в складчатости отдельных литокомплексов, предопределенная неоднородностью их пластических свойств [11]. Достоверность большинства замеров не вызывает сомнений, так как напластование подчеркивается текстурными и структурными особенностями триасовых отложений, чередованием в разрезе различных

литологических разностей осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в том числе слоев, насыщенных макрофауной, залегающих вертикально (например, скважина 10 Тасбулат).

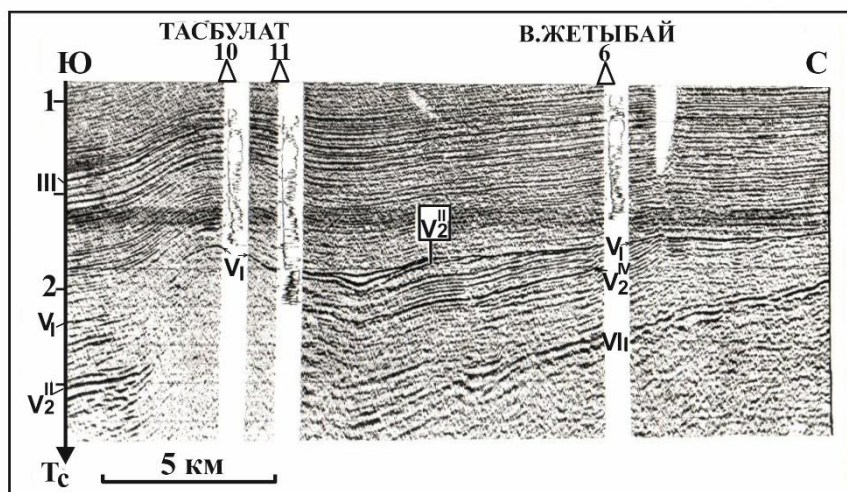


Рис. 2. Временной сейсмический разрез по линии Тасбулат – Восточный Жетыбай, иллюстрирующий строение мезозойских отложений Жетыбай-Узеньской ступени.

Отражающие горизонты: Ш – подошва неокома; V₁ – подошва юры, V₂^{II} – кровля карбонатного комплекса среднего триаса, V₂^{IV} – подошва карбонатного комплекса среднего триаса, VI₁ – подошва нижнего триаса

Поперечными и диагональными разрывами тектонические пластины рассечены на отдельные блоки линзовидной формы, которым в перекрывающих отложениях обычно отвечают локальные поднятия или осложняющие их купола. Плоскость этих разрывов близвертикальна, наряду с вертикальной компонентой смещения отмечается и горизонтальная, то есть по своей кинематической природе они являются взбросо-сдвигами.

В головных частях пластин триасовые отложения в предъюрское время подверглись интенсивному размыву. С внешней стороны через высокоамплитудные надвиги и взбросы, подсеченные в ряде случаев скважинами (рис. 3), дислоцированные породы граничат с блоками, в пределах которых разновозрастные отложения имеют полого-волнистое или моноклиналиное залегание. При этом наблюдается скачкообразное возрастание стратиграфической полноты триасового разреза. В тыловых частях пластин отложения также залегают спокойно, образуя субпараллельные синклинали с более крутыми южными крыльями (см. рис. 2).

В пределах западных окончаний рассматриваемых тектонических пластин интенсивность деформаций триасовых отложений ослабевает, амплитуда и верхний стратиграфический диапазон проникновения надвигов уменьшаются. Примером могут служить Северо-Западно-Жетыбайское и Южно-Жетыбайское поднятия, представляющие собой резко асимметричные антиклинали, своды которых смещаются с глубиной по направлению к ограничивающим их

разрывам. Плоскости надвигов пересечены скважинами 19 и 41 площади Южный Жетыбай, вскрывшими сдвоенные разрезы верхнего триаса (рис. 3).

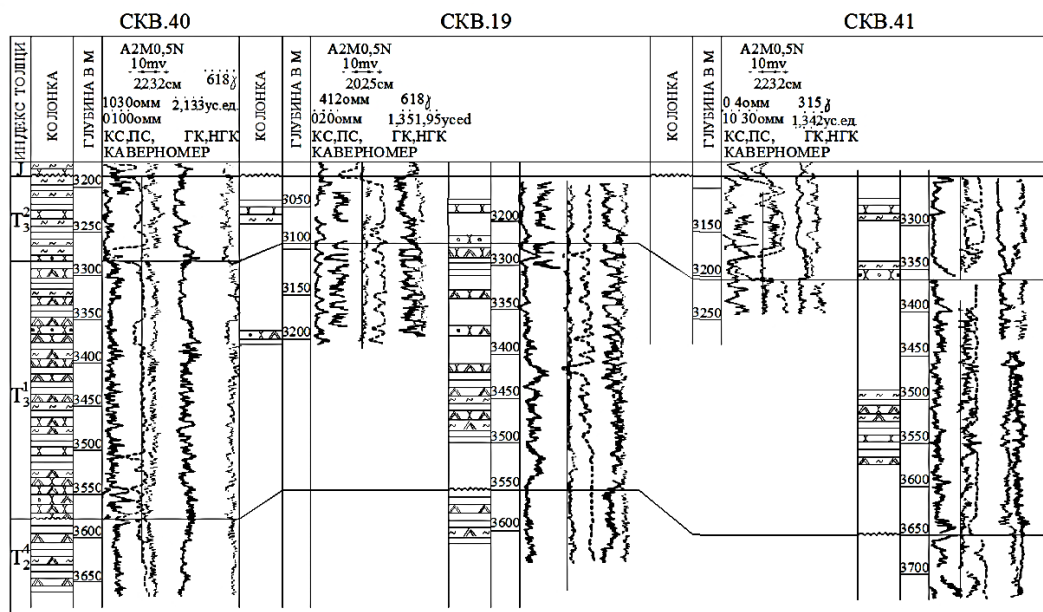


Рис. 3. Схема корреляции триасовых разрезов Южного Жетыбая, иллюстрирующая тектоническое «сдвигание» вулканогенно-терригенной толщи в скважинах 19 и 41.

Условные обозначения см. на рис. 7

Описанные выше структурные особенности триасовых отложений указывают на то, что в предъюрское время они испытали на себе мощное воздействие сил горизонтального сжатия, приведшего к сокращению занимаемой ими площади и, как следствие, образованию пологих срывов и тектонических пластин. Трансформация горизонтальных движений в вертикальные сопровождалась складчатостью и размывом накопленных ранее отложений в их головных частях.

Если амплитуда вертикальных перемещений по взбросо-надвигам устанавливается достаточно надежно, то строгую количественную оценку горизонтальным смещениям пока дать невозможно. Однако их существование подтверждается и другими методами, в частности корреляцией разрезов, вскрытых на незначительном удалении друг от друга и отличающихся не только полнотой и мощностью, но и, самое главное, набором слагающих их фаций. Показательными в этом отношении являются результаты бурения на Западно-Жетыбайской площади, где происходит сочленение двух тектонических чешуй, входящих в Жетыбайскую пластину (рис. 4).

Здесь в пределах взброшенного северо-восточного блока в наиболее приподнятой его части (скважины 1, 24, 35 и 69) под трансгрессивно налегающими отложениями нижней юры вскрыта пестроцветная алевролитово-аргиллитовая толща нижнего триаса. В скважине 5 под отложениями юры установлено присутствие в разрезе карбонатно-терригенной толщи верхнего

оленека, залегающей на пестроцветной алевролитно-аргиллитовой толще. Отметим, что накопление карбонатно-терригенной толщи происходило в условиях морского бассейна с нормальным солевым режимом, благоприятным для обитания аммоноидей и другой морской фауны. В скважине 29, расположенной в 300 м от взброса, под юрскими пройдено 67 м верхнеоленецких отложений (карбонатно-терригенная толща), в которых скважина и была остановлена.

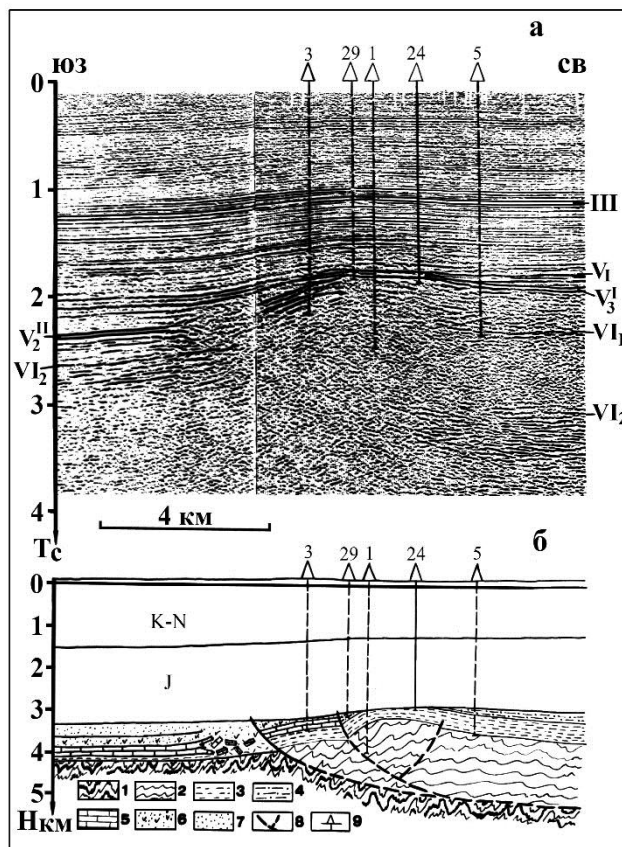


Рис. 4. Разрезы через Западно-Жетыбайскую антиклиналь.

а – временной сейсмический разрез, б – его геологическая интерпретация (на рис. б соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1).

Отражающие горизонты: III – подошва неокома, V₁ – подошва юры, V₂^{II} – кровля карбонатного комплекса среднего триаса, V₂^{IV} – подошва карбонатного комплекса среднего триаса, V₃^I – в подошве верхнего оленека, VI₁ – подошва нижнего триаса, VI₂ – кровля каменноугольных (?) образований.

1 – метаморфические породы фундамента, 2 – слабо метаморфизованные отложения верхнего палеозоя, 3 – алевролитно-аргиллитовая пестроцветная толща нижнего триаса, 4 – карбонатно-терригенная толща верхнего оленека, 5 – вулканогенно-карбонатная толща среднего триаса, 6 – туфогенно-терригенная толща верхнего триаса, 7 – песчано-аргиллитовая толща верхнего триаса, 8 – разрывы, 9 – скважины

Скважина 3 – Западный Жетыбай, расположенная в юго-западном блоке и находящаяся на расстоянии 3,8 км и 1,2 км от скважин 5 и 29, соответственно, вскрыла иной тип разреза: в интервале 2863–2935 м пройдена туфогенно-

терригенная толща верхнего триаса, ниже – вулканогенно-карбонатная толща среднего триаса, а с глубины 3400 м и до забоя – пестроцветы нижнего отдела. То есть данной скважиной вскрыт разрез, типичный для Северо-Западно-Жетыбайского блока, где морские сероцветные отложения верхнего оленека отсутствуют повсеместно. Незначительное расстояние между скважинами позволяет предполагать, что вскрытые ими разрезы триаса принадлежат различным структурно-фациальным зонам и оказались сближенными за счет горизонтальных перемещений. Аналогичные примеры можно найти при сопоставлении триасовых разрезов площадей Сакудук – Южный Жетыбай, Баканд – Тасбулат и другие.

С внешней стороны Жетыбайской пластины в разрезе появляются более молодые отложения верхнего триаса (песчаниково-аргиллитовая толща). Здесь же перед фронтом надвига в верхне- и среднетриасовых частях разреза на сейсмических разрезах происходит резкое ухудшение записи вплоть до полной потери информации (см. рис. 4). Не исключено, что данная аномалия фиксирует развитие обломков и глыб в триасовом разрезе, представляющих собой фрагменты тектонической мешанины, сгруженной лобовой частью аллохтона. Аналогичную зону потери корреляции триасовых отражающих горизонтов можно наблюдать на всем протяжении вдоль Тенге-Тасбулатской тектонической пластины.

Таким образом, имеющийся сегодня фактический материал позволяет говорить о том, что в триасовом разрезе Жетыбай-Узеньской ступени главенствующая роль принадлежит серии тектонических чешуй и пластин, в головных частях которых триасовые отложения интенсивно смяты. Очевидно, что Жетыбай-Узеньская ступень по общему стилю тектоники триасового комплекса (линзовидная форма блоков, конформность их укладки и трансляционный характер перемещения данных блоков) может быть определена как многопорядковая складчато-чешуйчатая зона, представляющая собой крупный тектонический срыв, блоком-упором для которого послужил Южно-Мангышлакский геоблок. Последний испытал на себе воздействие тангенциального стресса, направленного со стороны надвигающихся с севера пластин, что привело к образованию в пограничной части Жазгурлинской депрессии Сакудук-Ушкуюнской антиклинальной зоны, а южнее – узкого линейного Тайбагарского желобообразного прогиба.

Сакудук-Ушкуюнская антиклинальная зона, в отличие от антиклинальных зон Жетыбай-Узеньской ступени, не находит отражения в платформенном чехле, в то время как в триасовых отложениях сейсмическими исследованиями здесь закартированы высокоамплитудные поднятия, такие как Западный Сакудук, Сакудук, Баканд, Западный Чукур, Чукур, Патлак, Северный Патлак, Пионерское. В целом зона характеризуется высокой плотностью разрывных нарушений и имеет сложное строение.

Наиболее изученной бурением является Пионерская антиклиналь, где, как по данным сейсморазведки, так и глубокого бурения, доказано наличие пологих послонных срывов в отложениях среднего триаса. На сейсмических разрезах, расположенных вкрест, отчетливо видно тектоническое сдвигание вулканогенно-карбонатного комплекса среднего триаса, с которым связана динамически выраженная группа отражающих горизонтов (рис. 5). Подобная же волновая картина зафиксирована и на продольных сейсмических разрезах (рис. 6). Учитывая, что на временных разрезах вертикальный масштаб относительно горизонтального «растянут» более чем в три раза, можно говорить о наличии здесь очень пологого срыва в среднетриасовом комплексе пород.

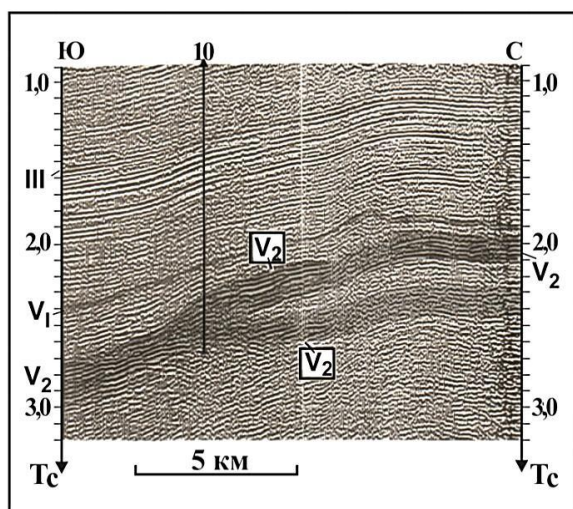


Рис. 5. Поперечный временной сейсмический разрез Пионерской площади. Отражающие горизонты: III – подошва неокома, IV₁ – подошва оксфорда, V₂ – внутри среднего триаса

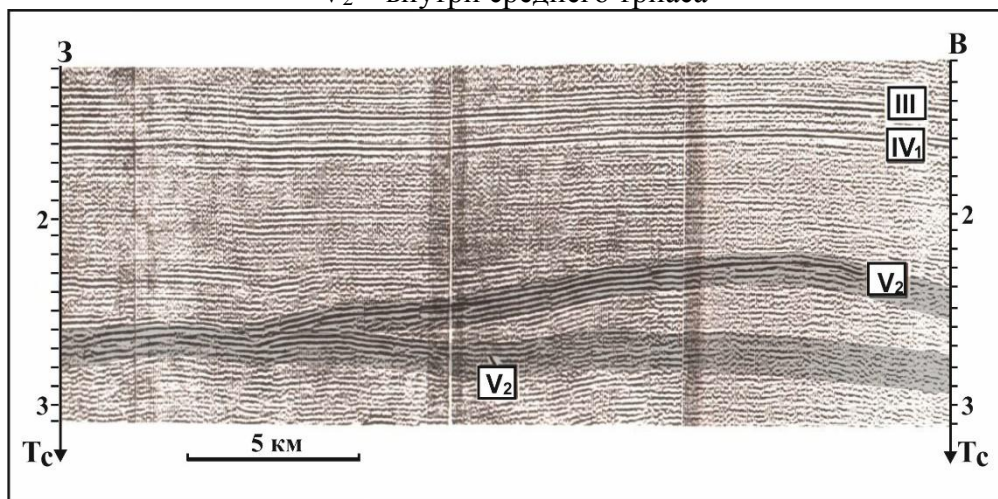


Рис. 6. Продольный временной сейсмический разрез Пионерской площади. (Условные обозначения см. на рис. 5)

Тектоническое сдвигание среднетриасового разреза на Пионерской

площади подтверждается и материалами глубокого бурения. Так, вулканогенно-доломитовая толща среднего триаса дважды пройдена скважинами 8 и 10 (рис. 7). Отметим, что скважина 10 находится непосредственно на линии сейсмического профиля, приведенного на рис. 5.

Примечательно, что на начальном этапе интерпретации волновой картины на Пионерской площади геофизиками было высказано предположение о наличии на площадях Пионерская и Баканд рифогенных построек [12], что, как можно видеть, оказалось ошибочным. Кроме того, в триасовом разрезе отсутствуют рифостроящие организмы, да и сама палеогеографическая обстановка осадконакопления в этот период не способствовала их развитию.

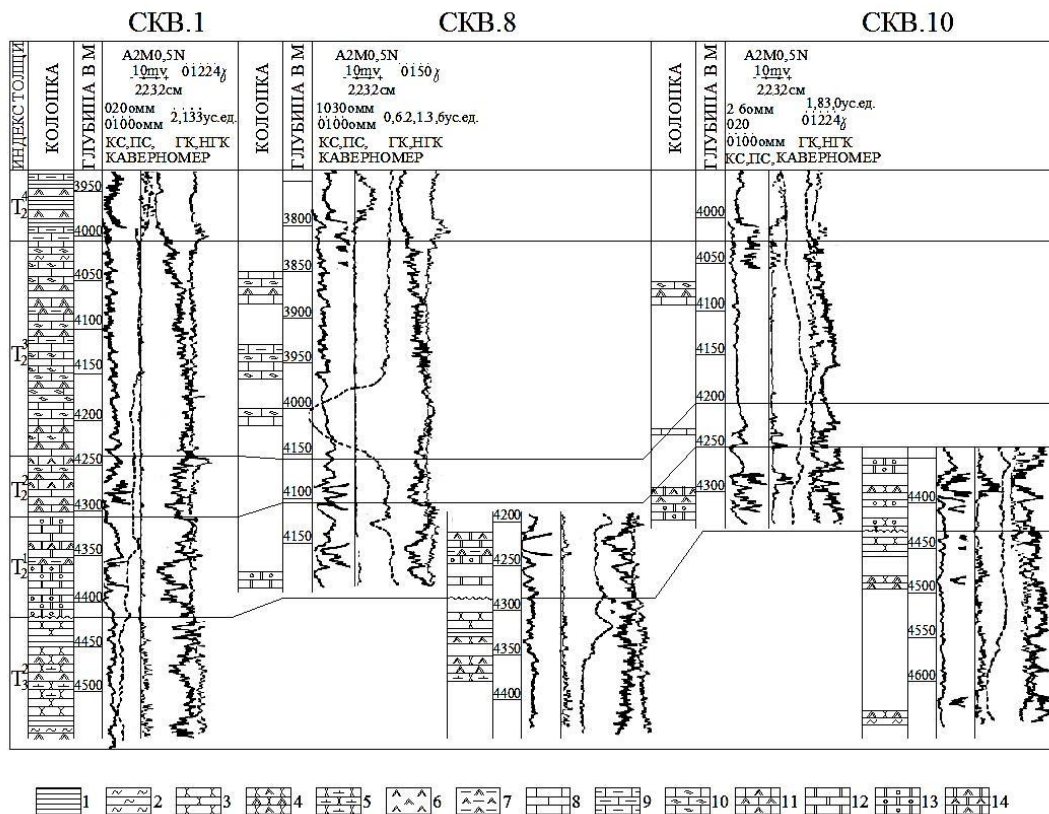


Рис. 7. Схема корреляции триасовых разрезов площади Пионерская, иллюстрирующая «сдваивание» вулканогенно-доломитовой толщи среднего триаса в скважинах 8 и 10.

1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, песчаники: 3 – аркозовые и полимиктовые, 4 – туфогенные, 5 – известковистые; 6 – туфы, 7 – туфоаргиллиты, известняки: 8 – мелкозернистые и кристаллические, 9 – глинистые, 10 – органогенно-детритовые, 11 – туфогенные; доломиты: 12 – сгустковые, 13 – оолитово-комковатые и оолитово-обломочные, 14 – туфогенные.

Аналогичную природу можно с большой вероятностью можно предполагать и для других структур Сакудук-Ушкуюнской антиклинальной зоны. На их примере можно видеть, что часть чешуйчато-надвиговых дислокаций, образовавшихся в предъюрское время, развивались на протяжении очень короткого промежутка геологической истории и в дальнейшем не оказывали влияния на формирование структуры платформенного чехла. Другие

же надвиговые дислокации Жетыбай-Узеньской ступени оставались мобильными и в последующем, что сопровождалось образованием в их фронтальных частях антиклиналей в перекрывающем мезозойско-кайнозойском чехле.

Заключение. Учитывая материалы, полученные нами ранее для других районов Скифско-Туранской платформы [5 – 10], можно говорить о важной, часто недооцененной роли тангенциального стресса в формировании внутренней структуры триасовой части разреза. Деформации бокового сжатия распространены преимущественно в пределах раннекиммерийских складчатых зон – Центрально-Мангышлакской (куда входит и Жетыбай-Узеньская ступень) и Центрально-Азовской – Каневско-Березанской системах дислокаций запада Скифской плиты. Вне этих зон важное значение приобретают сдвиги [8].

Установленные особенности строения складчато-надвиговых дислокаций могут быть использованы при выборе оптимальной методики полевых сейсмических работ, а также последующей камеральной обработке полученных материалов.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Казанцева Т.Т. О шарьяжно-надвиговой теории и ее творцах // Вопросы истории естествознания и техники. 2020. Т. 41. № 1. С. 209–215. DOI: 10.31857/S020596060008416-9.
2. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
3. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ / М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, Д.В. Постников. М.: Наука, 1987. 184 с.
4. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
5. Попков В.И., Попков И.В. Складчато-надвиговые дислокации в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы // Геология и геофизика Юга России. 2023. Т. 13. № 1. С. 34–46. DOI: 10.46698/VNC.2023.42.57.003.
6. Аллохтонные структуры Азовского моря / Д.Ф. Исмагилов, В.И. Попков, А.А. Терехов, Р.В. Шайнуров // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321. №4. С. 792–795.
7. Попков В.И. Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 674–678.
8. Попков В.И. Присдвиговые дислокации глубокопогруженных зон Южно-Мангышлакского прогиба // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 936–938.

9. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника. 2009. № 4. С. 84–93.

10. Попков В.И. Восточно-Мангышлакские дислокации // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2021. № 28. С. 12–20.

11. Попков В.И., Попков И.В. Литологическое расчленение и корреляция нефтегазоносных комплексов триаса Южного Мангышлака // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. №2. http://www.ngtp.ru/rub/2023/16_2023.html DOI: 10.17353/2070-5379/16_2023. (дата обращения: 19.04.2023).

12. Дмитриев Л.П., Козмодемьянский В.В., Хафизов И.А. Основные результаты и направления геолого-геофизических работ на одиннадцатую пятилетку по поискам неантиклинальных ловушек на Мангышлаке // Геология нефти и газа. 1982. № 10. С. 27–32.

REFERENCES

1. Kazantseva T.T. On the thrust-shock theory and its creators // Questions of the history of natural science and technology. 2020. V. 41. No. 1. S. 209–215. DOI: 10.31857/S020596060008416-9.
2. Kamaletdinov M.A., Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T. The origin of folding. M.: Nauka, 1981. 135 p.
3. Sharyazhnye and thrust structures of platform foundations / M.A. Kamaletdinov, Yu.V. Kazantsev, T.T. Kazantseva, D.V. Postnikov. M.: Nauka, 1987. 184 p.
4. Popkov V.I. Intraplate structures of lateral compression // Geotectonics. 1991. No. 2. pp. 13–27.
5. Popkov V.I., Popkov I.V. Fold-thrust dislocations in the Triassic deposits of the Scythian-Turan platform // Geology and Geophysics of the South of Russia. 2023. V. 13. No. 1. pp. 34–46. DOI: 10.46698/VNC.2023.42.57.003.
6. Allochthonous structures of the Sea of Azov / D.F. Ismagilov, V.I. Popkov, A.A. Terekhov, R.V. Shainurov // Reports of the Academy of Sciences of the USSR. 1991. V. 321. No. 4. pp. 792–795.
7. Popkov V.I. Traces of tangential compression in the platform structure of the western regions of the Turan Plate // Doklady AN SSSR. 1985. V. 284. No. 3. pp. 674–678.
8. Popkov V.I. Shear dislocations of deep-immersed zones of the South Mangyshlak trough // Doklady AN SSSR. 1990. V. 311. No. 4. pp. 936–938.
9. Popkov V.I. Fold-thrust dislocations in the sedimentary cover of the Sea of Azov // Geotectonics. 2009. No. 4. pp. 84–93.

10. Popkov V.I. East Mangyshlak dislocations // *Geology. Proceedings of the Department of Earth Sciences and Natural Resources Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*. 2021. No. 28. pp. 12–20.
11. Popkov V.I., Popkov I.V. Lithological division and correlation of oil and gas bearing complexes of the Triassic of the Southern Mangyshlak // *Neftegazovaya geologiya. Theory and practice*. 2023. Vol. 18. No. 2. http://www.ngtp.ru/rub/2023/16_2023.html DOI: 10.17353/2070-5379/16_2023. (date of access: 04/19/2023).
12. Dmitriev L.P., Kozmodemyansky V.V., Khafizov I.A. The main results and directions of geological and geophysical work for the eleventh five-year plan to search for non-anticline traps in Mangyshlak // *Geology of Oil and Gas*. 1982. No. 10. pp. 27–32.

Сведения об авторах:

Попков Василий Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН, профессор ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», г. Краснодар, Российская Федерация, эл. адрес: geoskubsu@mail.ru ORCID: 0000-0002-2959-4901.

Author's personal details

Popkov Vasily Ivanovich, doctor of geological and mineralogical sciences, Professor, Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, professor, Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Kuban State University", Krasnodar, Russian Federation, e-mail address: geoskubsu@mail.ru ORCID: 0000-0002-2959-4901.

© Попков В.И.

**ПРИРОДА АМФИБОЛОВ ИЗ ГАББРОИДОВ КЭРШОРСКОГО
КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

© Рахимов Ильдар Рашитович,

Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской Академии наук», Уфа, Российская Федерация

© Савельев Дмитрий Евгеньевич,

ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»,
Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской Академии наук», Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Изучены парагенетические ассоциации и состав амфиболов из гнейсовидных габброидов кэршорского комплекса (массив Рай-Из, Полярный Урал). Выявлено, что амфибол представлен разнообразными по форме выделениями, от амёбовидных ксеноморфных до идиоморфных; его количество в породах варьирует от 10 до 90 %. Часть зёрен несёт следы метасоматических изменений, выраженных в виде частичной хлоритизации, эпидотизации и вторичной амфиболизации (ферроактинолит). Явных признаков метаморфического происхождения амфибола не обнаружено. Установлено, что все изученные амфиболы принадлежат к подгруппе Са-амфиболов (с непрерывным трендом от магнезиогорнблендита через паргасит к саданагаиту), а большая часть отвечает тренду эволюции роговой обманки. Морфология индивидов и особенности состава доминирующего амфибола на химических дискриминационных диаграммах полностью соответствует магматогенному типу (SiO_2 40.1–48.1 мас. %, TiO_2 0.3–1.1 мас. %, Al_2O_3 8.0–17.4 мас. %, отношение $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ варьирует от 0.18 до 0.50). Согласно расчётам по амфиболовому барометру и амфибол-плагиоклазовому термометру, параметры кристаллизации амфиболов были следующими: давление 3–11 кбар, температура 735–951 °С. Таким образом, установлено сочетание магматических характеристик химического состава и РТ-условий образования амфиболов и типично метаморфических текстур и структур пород при отсутствии характерных метаморфических минеральных ассоциаций. Это позволяет предположить происхождение пород кэршорского комплекса за счёт кристаллизации водонасыщенного расплава, функционировавшего в особых тектонических условиях, обусловленных общим напряжением с разрывными и пластическими деформациями при восходящих движениях тектонических пластин.

Ключевые слова: кэршорский комплекс, гнейсовидные габбро, амфибол, генезис.

**ORIGIN OF AMPHIBOLES FROM GABBROIDS OF THE KAERSHOR
COMPLEX (POLAR URALS)**

© Rakhimov Ildar Rashitovich,

Institute of Geology Ufa Federal Research Centre Russian Academy of Sciences,
Ufa, Russian Federation

© Saveliev Dmitry Evgenievich

State budgetary scientific institution «Academy of Sciences of the Republic of
Bashkortostan»,
Institute of Geology Ufa Federal Research Centre Russian Academy of Sciences,
Ufa, Russian Federation

Summary. The paragenetic associations and composition of amphiboles from the gneissic gabbroids of the Kaershor complex (Ray-Iz massif, Polar Urals) have been studied. Amphibole is represented by various-shape segregations, from amoeba-like xenomorphic to euhedral grains; its amount in rocks varies from 10 to 90%. Some of the grains underwent metasomatic alteration as partial chloritization, epidotization, and secondary amphibolization (ferroactinolite). No clear signs of the metamorphic origin of the amphibole have been found. It has been established that they belong to the subgroup of Ca-amphiboles (with continuous trend from magnesiohornblende through pargasite to sadanagaite), and most of them correspond to the evolutionary trend of hornblende. The grain morphology and compositional features of the dominant amphibole on the discrimination diagrams generally correspond to the magmatogenic type (SiO_2 40.1–48.1 wt. %, TiO_2 0.3–1.1 wt. %, Al_2O_3 8.0–17.4 wt. %, ratio $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}} = 0.18\text{--}0.50$). According to the calculations using the amphibole barometer and the amphibole-plagioclase thermometer, the crystallization parameters of the amphibole were as follows: pressure 3–11 kbar, temperature 735–951 °C. The combination of magmatic characteristics of the composition and PT conditions for the formation of amphibole and typical metamorphic textures and structures of rocks in the absence of typical metamorphic mineral associations suggests the origin of the rocks of the Kaershor complex due to the crystallization of a water-saturated melt that functioned under special tectonic conditions caused by general stress with rupture and plastic deformations at uplift of tectonic plates.

Key words: Kaershor complex, gneissic gabbro, amphibole, genesis

Введение. Амфибол является одним из самых распространённых минералов земной коры, а также встречается и в мантийных породах. Этот минерал давно зарекомендовал себя как ценный петрологический индикатор, но в силу сложности химического состава его генезис трактуется неоднозначно [1–3]. Амфибол является непосредственным свидетелем процессов дифференциации, контаминации и дегазации магм, а наличие (ОН)-группы, F и Cl в составе помогает оценить свойства флюидов [4, 5]. В метаморфических породах амфибол позволяет оценить PT-параметры и установить тип протолита [1].

Амфибол является ведущим минералом так называемых полосчатых комплексов – неотъемлемой части офиолитовой формации [6]. Вопросы происхождения полосчатых комплексов освещены в работах [7–10]. Гипотезы образования полосчатых комплексов офиолитов можно разделить на две основные группы: магматическую кумулятивную и метаморфогенную реакционную. В статье представлены результаты исследований амфиболов из гнейсовидных габброидов кэршорского комплекса, обрамляющего гипербазиты массива Рай-Из (Полярный Урал), в контексте интерпретации происхождения как минерала, так и пород.

Методика. Породы кэршорского комплекса были опробованы нами в ходе геологической экспедиции в 2022 г. Изготовлено и петрографически изучено суммарно 7 шлифов и аншлифов на оптическом поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 A. Химический состав минералов определён на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact при помощи ЭДС-приставки Xplorer 15 Oxford Instruments. При съёмке использованы следующие

установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА. Всего из 4 проб габброидов получено 69 анализов амфибола.

Результаты и их обсуждение. Парагенетические ассоциации амфиболов Габброиды имеют гнейсовидную текстуру, выраженную чередованием полос, сложенных амфиболом и плагиоклазом (рис. 1а, б).

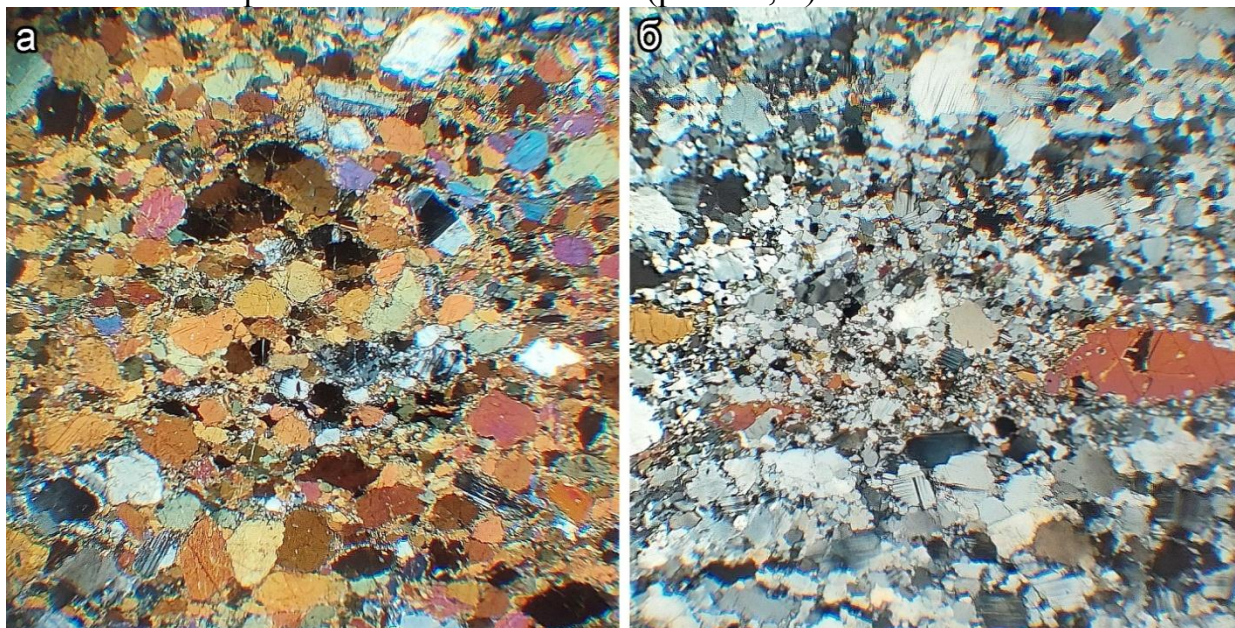


Рис. 1. Микрофотографии богатой амфиболом (а) и плагиоклазом (б) полос в габброидах кэршорского комплекса (в скрещенных николях)

Толщина полос варьирует от сотен микрометров до нескольких сантиметров. Местами отмечается очковая текстура. Структура пород панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Встречаются относительно свежие разновидности, в которых плагиоклаз незначительно сосюритизирован, и метасоматизированные, в которых плагиоклаз частично или нацело замещён вторичными минералами (эпидотом, пренитом, хлоритом), а амфибол частично замещён хлоритом, эпидотом и амфиболами актинолит-тремолитового ряда (рис. 2а). В сильно метасоматизированных породах встречается кварц. Амфибол макроскопически имеет чёрную окраску, в шлифах окрашен в бурый, буро-зелёный и буровато-зелёный цвета, плеохроирует в оттенках бурого и зелёного. Количество амфибола в изученных породах варьирует от 15 до 90 об. %, в среднем 50–60 об. %, в связи с чем их называют габбро-амфиболитами [11]. Морфология зёрен разнообразна: идиоморфные и субидиоморфные кристаллы размером от 10 мкм до 10 см с ромбовидными сечениями в плане, ксеноморфные амёбовидные и чаще вытянутые извилистые выделения размером от нескольких десятков микрометров до нескольких миллиметров. Крупные зёрна амфибола содержат включения плагиоклаза, апатита и магнетита размером до 200 мкм. Кроме того, встречаются извилистые ламелиевидные выделения магнетита (рис. 2б), вероятно представляющие собой

продукты твердофазного распада. Реликтов клинопироксена, о которых указывалось в работе [11], нам найти не удалось. Здесь необходимо добавить, что образование амфибола может быть не связано с метаморфизацией пироксенсодержащей породы, амфибол может кристаллизоваться непосредственно из водонасыщенного расплава, а также за счёт реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом [12]. Кроме того, в изученных породах амфибол сам подвержен вторичным изменениям, выраженным в виде пятен и кайм хлорита и поздних амфиболов актинолит-тремолитовой ассоциации. Таким образом, для изучаемых габброидов кэршорского комплекса характерно сочетание признаков магматогенного и метаморфогенного происхождения. Структурно-текстурные особенности пород и морфология выделений амфибола во многом типичны для метаморфических образований, в то же время характер срастаний минералов, наличие включений, реакционных зон и вторичных изменений в амфиболе являются характерными особенностями магматогенных образований.

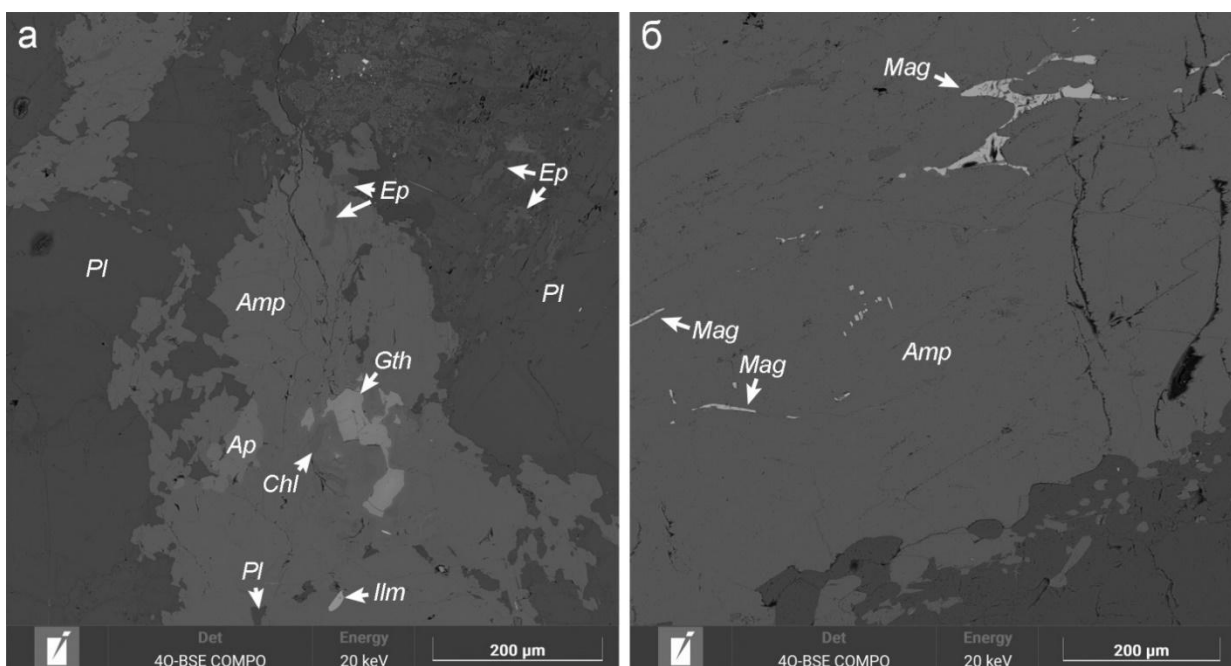


Рис. 2. BSE-изображения амфиболов кэршорского комплекса, где: а) включения и зоны вторичных изменений в амфиболе, б) ламелиевидные включения и прожилки магнетита в амфиболе. Amp = амфибол, Ap = апатит, Chl = хлорит, Ep = эпидот, Gth = гётит, Ilm = ильменит, Mag = магнетит, Pl = плагиоклаз

Химический состав. На классификационной диаграмме (рис. 3) составы амфиболов образуют единый тренд от магнезиогорнблендита через паргасит к саданагаиту. Лишь один анализ из 69 отвечает ферроактинолиту, который в виде пятен образует зоны замещения внутри зёрен раннего амфибола. Согласно номенклатуре амфиболов [Hawthorne et al., 2012], принятой Международной минералогической ассоциацией, все изученные составы отвечают (OH, F, Cl)-

доминантной группе амфиболов, подгруппе Са-амфиболов. На диаграмме $Al^{IV}(\text{ф.к.})-Na+K(\text{ф.к.})$ (рис. 4) составы амфиболов ложатся на тренд дифференциации роговой обманки – ныне дискредитированной подгруппы кальций-глинозёмистых амфиболов, однако терминологически всё ещё широко используемой в научной литературе. Данный тренд характеризует неполное изоморфное замещение магнезиогорнблендита паргаситом.

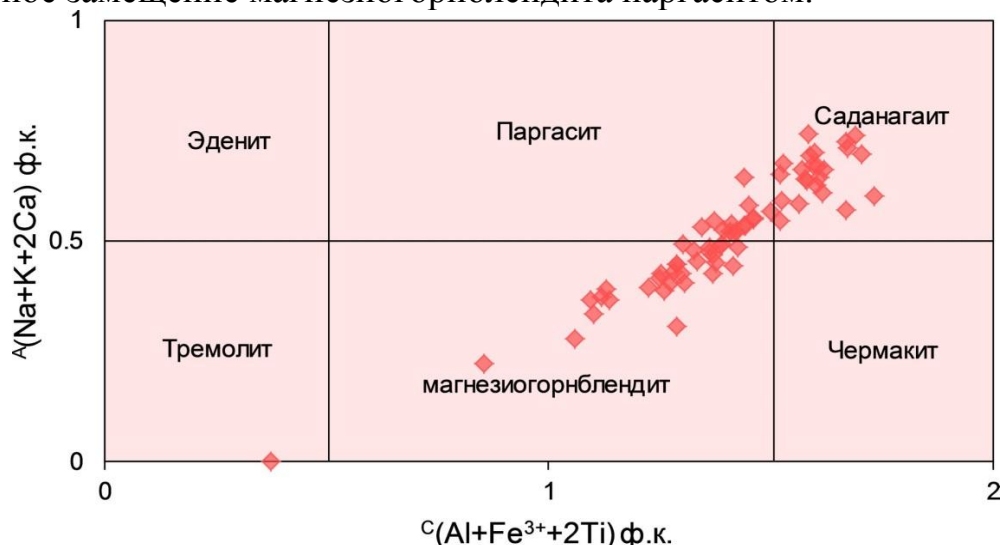


Рис. 3. Классификационная диаграмма $C(Al+Fe^{3+}+2Ti) - A(Na+K+2Ca)$ по [13] для Са-амфиболов кэршорского комплекса. Примечание: ф.к. = формульные коэффициенты

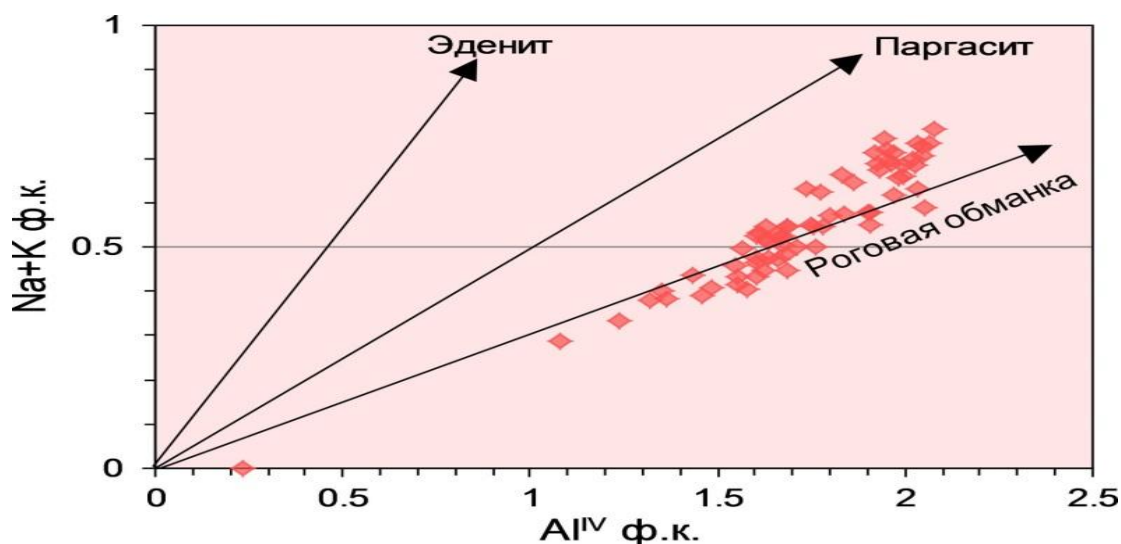


Рис. 4. Диаграмма $Al^{IV}(\text{ф.к.})-Na+K(\text{ф.к.})$ по [14] для Са-амфиболов кэршорского комплекса

Содержания основных компонентов в амфиболох варьируют в следующих пределах (мас. %), без учёта ферроактинолита: SiO_2 40.1–48.1, TiO_2 0.25–1.10, Al_2O_3 8.0–17.4, FeO 10.9–17.9, V_2O_5 0.н–0.19, MnO 0.30–0.61, MgO 8.9–14.4, CaO 10.6–12.2, Na_2O 0.96–2.36, K_2O 0.н–0.51. Концентрации F и Cl ниже пределов

обнаружения ЭДС. Представительные анализы минерала даны в табл. 1. Магнезиальность $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe^{2+})_{ф.к.}$) меняется от 0.41 до 0.81 (0.63 в среднем). Установлена чёткая положительная корреляция между Si и Na, но отсутствует корреляция между Si и Ti, а также Al и $Mg\#$, обычно характерная для амфиболов магматогенного происхождения.

Таблица 1 – Представительные анализы амфибола из габброидов кэршорского комплекса

#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	43.69	0.58	11.77	17.38	0.37	10.27	11.84	1.28	0.22
2	47.41	0.25	7.92	14.75	0.37	12.84	11.89	0.95	0.08
3	45.28	0.60	9.49	16.43	0.42	11.47	11.41	1.19	0.16
4	41.45	1.09	15.43	15.36	0.38	10.97	11.41	2.17	0.39
5	40.37	1.09	15.94	15.38	0.39	10.30	11.13	2.24	0.43
6	41.22	0.58	15.52	15.98	0.41	10.16	11.48	2.25	0.37
7	40.63	0.55	16.30	15.70	0.29	9.68	11.18	2.02	0.35
8	40.94	0.32	17.57	16.81	0.43	9.02	11.25	2.11	0.14
9	43.37	0.87	12.30	15.20	0.46	11.17	11.70	1.81	нпо
10	43.34	0.77	12.98	15.72	0.52	10.71	11.74	1.77	0.11

Формульные коэффициенты, O=23

#	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	^w OH	^w O ²⁻
1	6.484	0.108	1.555	0.504	0.528	1.629	0.047	2.272	1.886	0.368	0.046	1.855	0.145
2	6.946	0.056	1.082	0.285	0.459	1.349	0.046	2.804	1.878	0.270	0.016	2.000	0.000
3	6.715	0.108	1.322	0.337	0.550	1.488	0.052	2.536	1.822	0.342	0.036	1.893	0.107
4	6.081	0.165	1.959	0.709	0.549	1.336	0.048	2.399	1.794	0.617	0.076	1.680	0.321
5	6.012	0.174	2.035	0.762	0.560	1.355	0.049	2.287	1.776	0.647	0.088	1.708	0.292
6	6.093	0.113	1.952	0.752	0.552	1.424	0.051	2.239	1.819	0.645	0.074	1.809	0.191
7	6.065	0.116	1.986	0.882	0.504	1.456	0.037	2.154	1.788	0.585	0.072	1.817	0.184
8	6.016	0.092	2.036	1.007	0.543	1.523	0.054	1.976	1.771	0.601	0.030	1.783	0.217
9	6.415	0.146	1.630	0.514	0.522	1.358	0.058	2.463	1.858	0.519	0	1.850	0.150
10	6.383	0.131	1.658	0.595	0.530	1.406	0.065	2.351	1.856	0.505	0.025	1.841	0.159

Примечание: нпо = ниже предела обнаружения.

Согласно дискриминационным диаграммам, представленным на рис. 5а и б, амфиболы кэршорского комплекса отвечают магматическим амфиболам. Величина Al^{VI}/Al^{IV} варьирует от 0.18 до 0.50. Единственный анализ, попадающий в область метаморфических амфиболов – ферроактинолит. Это противоречит метаморфической природе амфиболсодержащих пород и самого амфибола [11, 15]. Также с метаморфической природой габброидов кэршорского комплекса не согласуется состав плагиоклаза, варьирующий от битовнита (An_{80-84}) до андезина (An_{31-38}) во всех изученных нами пробах. Т.е. если рассматривать амфибол как продукт метаморфической трансформации клинопироксена, то нет очевидного «минерала-протолита» для плагиоклаза. Если рассматривать плагиоклаз-амфиболовую ассоциацию как продукт полной перекристаллизации габбро (пироксен-плагиоклазовой породы), то возникает вопрос – почему отсутствуют типичные минералы метаморфических ассоциаций (гранат, омфациит, барруазит,

клиноцоизит, пижонит), наблюдаемые в других метаморфических комплексах офиолитовых блоков [16]. Таким образом, метаморфическое происхождение габброидов-габбро-амфиболитов кэршорского комплекса небесспорно. На диаграмме $Al^{IV}-Fe^{2+}/(+Mg)$ (рис. 6а) фигуративные точки амфиболов ложатся в поле составов, образованных в условиях относительно высокой фугитивности кислорода. Это вполне обычное распределение амфиболов из разных магматических пород. На диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ (рис. 6б) изученные составы попадают в область мантийного источника, характеризую магматическое происхождение амфиболов кэршорского комплекса.

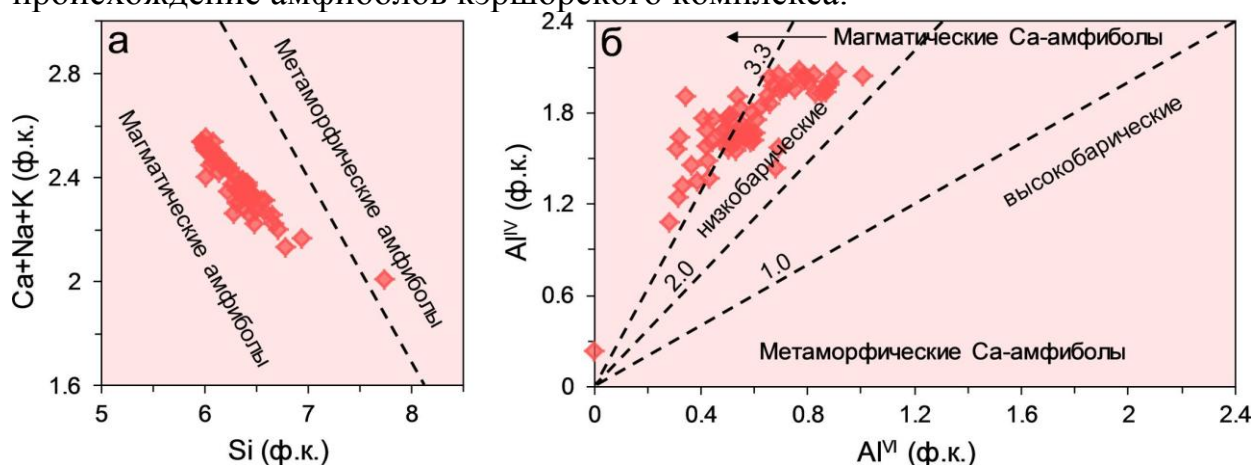


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы для Са-амфиболов кэршорского комплекса Si–Ca+Na+K в ф.к. по [17] (а) и $Al^{VI}-Al^{IV}$ в ф.к. по [18] (б)

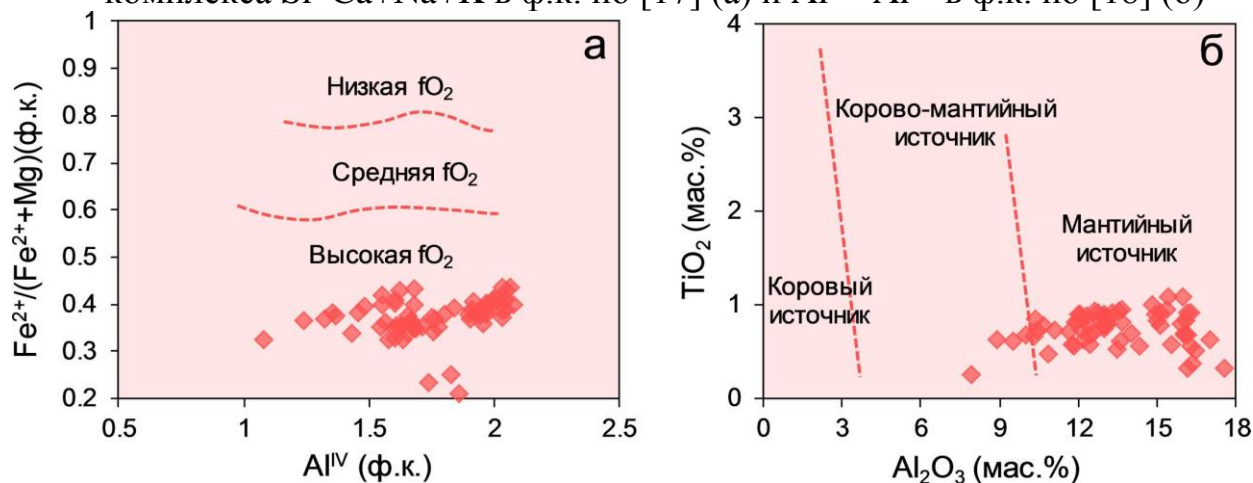


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для Са-амфиболов кэршорского комплекса $Al^{IV}-Fe^{2+}/(+Mg)$ в ф.к. по [19] (а) и $Al_2O_3-TiO_2$ в мас. % по [20] (б)

Термобарометрия. Для оценки давления и температуры образования амфибола были использованы амфибол-плаггиоклазовый термометр [21] и амфиболовый барометр [22], учитывающий температуру. Результаты расчётов для 9 пар сосуществующих амфибола и плаггиоклаза приведены в табл. 2. Вычисленное давление варьирует в диапазоне 3–11 кбар, а температура

амфибол-плагиоклазового равновесия – 735–951 °С. Соответственно, наиболее высокие значения температур получены для пар с основным плагиоклазом (битовнитом), а низкие – со средним плагиоклазом (андезином). Вторые получены из лейкократовой плагиоклазитовой полосы гнейсовидного габбро. Высокие температуры 908–951 °С кристаллизации амфибола типичны для магматических ассоциаций.

Таблица 2 – Результаты расчётов давления и температуры для Са-амфиболов кэршорского комплекса

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Р (Кбар)	2.97	7.19	6.29	6.92	7.26	7.24	11.12	6.28	8.17
Т (°С)	750	758	735	744	770	951	940	908	926

Таким образом, имеется ряд характеристик, позволяющих допустить магматическое происхождение габброидов кэршорского комплекса и их основного минерала – Са-амфибола: особенности сростаний амфибола, включения в нём, особенности вторичных изменений, особенности химического состава, расчётные температуры. Из типичных метаморфических характеристик выделяются лишь текстурно-структурные особенности пород. Мы можем предположить, что эти особенности могли быть обусловлены существованием и функционированием богатого водой расплава в особых тектонических условиях, в обстановке, сочетающей напряжение, разрывные и пластические деформации при восходящих движениях тектонических пластин. Обнаружение предшественниками реликтов клинопироксена не является аргументом для метаморфогенного происхождения пород.

Заключение. Проведённые исследования показали, что амфиболовые габброиды кэршорского комплекса имеют гнейсовидную текстуру, местами очковую, типичную для метаморфических пород. Между тем, некоторые особенности сростаний индивидов, составы изученных амфиболов (титанистый магнезиогорнблендит, паргасит, саданагаит) и расчётные температуры кристаллизации характерны для магматических амфиболов. Таким образом, приведённые данные показали возможность образования гнейсовидных амфиболовых габброидов при участии водонасыщенного магматического расплава, эволюционировавшего в особых тектонических условиях.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН по теме № FMRS-2022-0011.

ЛИТЕРАТУРА

- Schumacher J. C. Metamorphic Amphiboles: Composition and Coexistence // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2007. Vol. 67 (1). Pp. 359–416.

2. Готтман И.А. Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис: автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2014. 25 с.
3. Matusiak-Małek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Grégoire M., Kukuła A., Wojtulek P. M. Origin and evolution of rare amphibole-bearing mantle peridotites from Wilcza Góra (SW Poland), Central Europe // *Lithos*. 2017. Vol. 286–287. Pp. 302–323.
4. Browne B.L., Gardner J.E. The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims // *Earth Planetary Science Letters*. 2006. Vol. 246. Pp. 161–176.
5. Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 2014. Vol. 167: 1016.
6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 404. М.: Наука. 1987. 230 с.
7. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 217 с.
8. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Под ред. В.Н. Пучкова и Д.С. Штейнберга. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 228 с.
9. Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // *Доклады Академии наук*. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.
10. Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
11. Богданова А.Р., Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б. Амфиболиты ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // *Материалы Двадцать восьмой научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений»*. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. С. 175–180.
12. Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86. Pp. 189–199.
13. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. Vol. 97. Pp. 2031–2048.
14. Kamali A.A., Moayyed M., Amel N., Mohammad F., Brenna M., Saumur B.M., Santos J.F. Mineralogy, mineral chemistry and thermobarometry of post-mineralization dykes of the Sungun Cu–Mo porphyry deposit (Northwest Iran) // *Open Geoscience*. 2020. Vol. 12(1). Pp. 764–790.

15. Григорьев С.И., Ремизов Д.Н. Кэршорский габброидный комплекс и проблема офиолитов Полярного Урала // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 191–192.
16. Bucher K., Stober I. Metamorphic gabbro and basalt in ophiolitic and continental nappes of the Zermatt region (Western Alps) // *Swiss Journal of Geoscience*. 2021. Vol. 114. P. 12.
17. Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate // *Journal of Petrology*. 1973. Vol. 14(3). Pp. 349–380.
18. Ernst W.G.; Liu J. Experimental Phase-Equilibrium Study of Al- and Ti-contents of Calcic Amphibole in MORB – A Semiquantitative Thermobarometer. *American Mineralogist*. 1998. Vol. 83. Pp. 952–969.
19. Anderson J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths// *Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 1996. Vol. 87. Pp. 125–38.
20. Changyi J., Sanyuan A. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance // *Journal of Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 3. Pp. 1–9.
21. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. Pp.433–447.
22. Anderson J.L., Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. Vol. 80 (5-6). Pp. 549–559.

REFERENCES

1. Schumacher J. C. Metamorphic Amphiboles: Composition and Coexistence. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2007. Vol. 67 (1). pp. 359–416.
2. Gottman I.A. Gornblendity dunit-klinopiroksenit-gabbrovykh kompleksov Urala [Hornblendites of the dunite-clinopyroxenite-gabbrous complexes of the Urals]. Thesis of PhD in Geol-Min. Sci. Yekaterinburg, 2014. 25 p. (In Russian)
3. Matusiak-Malek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Grégoire M., Kukuła A., Wojtulek P. M. Origin and evolution of rare amphibole-bearing mantle peridotites from Wilcza Góra (SW Poland), Central Europe. *Lithos*. 2017. Vol. 286–287. pp. 302–323.
4. Browne B.L., Gardner J.E. The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planetary Science Letters*. 2006. Vol. 246. pp. 161–176.
5. Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contribution Mineralogy and Petrology*. 2014. Vol. 167: 1016.
6. Savel'eva G.N. Gabbro-ul'trabazitovye komplekсы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре [Gabbro-hyperbasite complexes of ophiolites of

- the Urals and its analogies in current ocean crust]. Trudy of GIN AS USSR. Vol. 404. Moscow: Nauka. 1987. 230 p. (In Russian)
7. Dobretsov N.L., Moldavantsev Yu.E., Kazak A.P., Ponomareva L.G., Savel'eva G.N., Savel'ev A.A. Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov (na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana) [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites (on example of Polar Urals and West Sayany)]. Novosibirsk: Nauka, 1977. 217 p. (In Russian)
 8. Stroenie, evolyutsiya i minerageniya giperbazitovogo massiva Ray-Iz [Structure, evolution and minerageny of the Rai-Iz hyperbasite massif]: Edition by V.N. Puchkov and D.S. Schteinberg. Sverdlovsk: UrB AS USSR. 1990. 228 p. (In Russian)
 9. Shmelev V.R., Mon F-Ts. Priroda i vozrast bazitov ofiolitivogo massiva Ray-Iz [Origin and age of the Ray-Iz ophiolitic massif]. Doklady Earth Science, 2013. Vol. 451. No. 2. pp. 211–215 (In Russian).
 10. Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. Petrologiya i khromitonosnost' ul'traosnovnogo massiva Ray-Iz (Polyarnyi Ural) [Petrology and chromite content of the Ray-Iz ultrabasic massif (Polar Urals)]. Yekaterinburg: IGG UrB RAS, 2017. 265 p.
 11. Bogdanova A.R., Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B. Amfibolity ultramafitovogo massiva Ray-Iz (Polyarnyi Ural) [Amphibolites of the Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals)]. Materials of the Twenty-eighth Scientific Youth School named after Professor V.V. Zaikov "Metallogeny of ancient and modern oceans–2022. From material composition to models and forecasting of deposits". Miass: SU FRC MaG UrB RAS, 2022. Pp. 175–180.
 12. Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contribution Mineralogy and Petrology. 1984. Vol. 86. Pp. 189–199.
 13. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. Pp. 2031–2048.
 14. Kamali A.A., Moayyed M., Amel N., Mohammad F., Brenna M., Saumur B.M., Santos J.F. Mineralogy, mineral chemistry and thermobarometry of post-mineralization dykes of the Sungun Cu–Mo porphyry deposit (Northwest Iran) // Open Geoscience. 2020. Vol. 12(1). Pp. 764–790.
 15. Grigor'ev S.I., Remizov D.N. Григорьев С.И., Ремизов Д.Н. Kershorskiy gabbroidnyi kompleks i problema ofiolitov Polyarnogo Urala [The Kaershor gabbroid complex and the problem of ophiolites of the Polar Urals]. Proceedings of the XI All-Russian Petrographic Meeting. Ed. by V.A. Koroteev. Yekaterinburg: IGG UrB RAS, 2010. Pp. 191–192.
 16. Bucher K., Stober I. Metamorphic gabbro and basalt in ophiolitic and continental nappes of the Zermatt region (Western Alps) // Swiss Journal of Geoscience. 2021. Vol. 114. P. 12.

17. Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate // *Journal of Petrology*. 1973. Vol. 14(3). Pp. 349–380.
18. Ernst W.G.; Liu J. Experimental Phase-Equilibrium Study of Al- and Ti-contents of Calcic Amphibole in MORB – A Semiquantitative Thermobarometer. *American Mineralogist*. 1998. Vol. 83. Pp. 952–969.
19. Anderson J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths// *Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 1996. Vol. 87. Pp. 125–38.
20. Changyi J., Sanyuan A. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance // *Journal of Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 3. Pp. 1–9.
21. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. Pp. 433–447.
22. Anderson J.L., Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. Vol. 80 (5-6). Pp. 549–559.

Сведения об авторах:

Рахимов Ильдар Рашитович, старший научный сотрудник лаборатории магматизма и метаморфизма, кандидат геолого-минералогических наук, Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», г. Уфа, Российская Федерация. E-mail: rigel92@mail.ru ORCID ID: 0000-0002-2808-2402.

Савельев Дмитрий Евгеньевич, ведущий научный сотрудник Института геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, 450006, г. Уфа, Российская Федерация ул. Карла Маркса, д. 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

Author's personal details

Rakhimov Ildar Rashitovich, Senior Researcher, Laboratory of Magmatism and Metamorphism, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology Ufa Federal Research Centre Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation. E-mail: rigel92@mail.ru ORCID ID: 0000-0002-2808-2402.

Savelyev Dmitry Evgenievich, Leading Researcher, Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, 450006, Ufa, Russian Federation. st. Karl Marx, 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

© Рахимов И.Р., Савельев Д.Е.

**ХРОМИТОНОСНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА: ИЗУЧЕННОСТЬ,
ПЕРСПЕКТИВЫ, ГЕНЕЗИС.**

ЧАСТЬ 1: МАССИВЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА

© Савельев Дмитрий Евгеньевич,

ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»,

Институт геологии,

Уфимский федеральный исследовательский центр

Российской Академии наук, Уфа, Российская Федерация

Аннотация. В статье приведены сведения о хромитоносности четырех массивов в северной части Южного Урала – Уфалейского, Иткульского, Таловского и Кысыкульского. Описано геологическое строение некоторых месторождений, содержатся данные о запасах и содержаниях оксида хрома, составе рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов. Показано, что для Уфалейского массива характерны наиболее крупные залежи подиформного типа с массивными и густовкрапленными рудами, небольшие месторождения такого же типа встречаются в Кысыкульском массиве и реже — в Таловском. Для небольшого по размерам Иткульского массива характерно широкое распространение вкрапленного типа оруденения. Рассмотрены вопросы генезиса вмещающих дунитов и хромититов, условиях образования пород и руд. Показано, что вариации состава хромшпинелидов обнаруживают четкую связь с минеральным и химическим составом ультрамафитов: наиболее глиноземистые шпинелиды характерны для лерцолитов ($\#Cr=0.2-0.45$), но в изученных массивах отмечаются крайне редко, промежуточные значения Cr/Al фиксируются в гарцбургитах ($\#Cr=0.45-0.62$), а наиболее хромистыми являются шпинелиды и дунитов ($\#Cr=0.7-0.85$) и хромититов ($\#Cr=0.8-0.9$). Сохранность оливина и аксессуарного хромшпинелида позволили определить условия образования данного парагенезиса по разным версиям геотермометра, оценить фугитивность кислорода. Определение температур минеральных равновесий по различным версиям геотермометров во всех случаях дает субсолидусные температуры. Закономерности изменения состава минералов в ряду пород лерцолит-гарцбургит-дунит наиболее надежно интерпретируются как сформированные в процессе прогрессирующего частичного плавления и обеднения тугоплавкого остатка (рестита) наиболее легкоплавкими компонентами. Сделан вывод о том, что ведущими процессами формирования хромитоносных разрезов были частичное плавление мантийного материала и субсолидусные процессы дифференциации рестита.

Ключевые слова: ультрамафиты, офиолиты, хромшпинелиды, дуниты, подиформные хромититы, оливин, частичное плавление, Южный Урал

**CHROMITEBEARINGNESS OF THE SOUTHERN URALS:
KNOWLEDGENESS, PERSPECTIVES, ORIGIN.**

PART 1: MASSIFS OF NORTHERN PART OF REGION

© Saveliev Dmitry Evgenievich,

GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan",

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center

Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

Summary. The article provides information on the chromite content of four massifs in the northern part of the Southern Urals - Ufaley, Itkul, Talovsky and Kysykulsky. The geological structure of some deposits is described, data are provided on the reserves and contents of chromium oxide, the composition of ore-forming and accessory chromium spinels. It is shown that the Ufalei massif is characterized by the largest deposits of the subdiform type with massive and densely disseminated ores, small deposits of the same type are found in the Kysykul massif and, less frequently, in the Talovsky massif. The small Itkul massif is characterized by widespread disseminated mineralization. Questions of the genesis of host dunites and chromitites, conditions of formation of rocks and ores are considered. It is shown that variations in the composition of Cr-spinels show a clear relationship with the mineral and chemical composition of ultramafic rocks: the most aluminous spinels are characteristic of lherzolites ($\#Cr=0.2-0.45$), but they are extremely rare in the studied massifs, intermediate values of Cr/Al are recorded in harzburgites ($\#Cr =0.45-0.62$), and spinels and dunites ($\#Cr=0.7-0.85$) and chromitites ($\#Cr=0.8-0.9$) are the most Cr-rich. The preservation of olivine and accessory Cr-spinel made it possible to determine the conditions for the formation of this paragenesis using different versions of the geothermometer and to estimate the oxygen fugacity. Determining the temperatures of mineral equilibria using different versions of geothermometers in all cases gives subsolidus temperatures. The patterns of changes in the composition of minerals in the series of lherzolite-harzburgite-dunite rocks are most reliably interpreted as formed in the process of progressive partial melting and depletion of the refractory residue (restite) by the most fusible components. It is concluded that the leading processes of formation of chromite-bearing sections were partial melting of mantle material and subsolidus processes of restite differentiation.

Key words: ultramafic rock, ophiolite, Cr-spinel, dunite, podiform chromitite, olivine, partial melting, South Urals

Введение. В настоящее время в России разрабатывается единственное месторождение хромовых руд металлургического типа на массиве Рай-Из (Полярный Урал). Данное месторождение относится к подиформному типу. Помимо него, есть еще несколько перспективных месторождений и рудопроявлений на офиолитовых массивах Полярного Урала, а также разведанные месторождения стратиформного типа в Карелии (Аганозерское) и Мурманской области (Сопчеозерское). Глиноземистые руды огнеупорного типа разрабатываются на стратиформном Сарановском месторождении Пермского края. Необходимость изучения ультрамафитовых массивов с целью поиска новых проявлений хромитовой минерализации обусловлена дефицитом хромовых руд металлургического типа в России, который не может быть восполнен на протяжении уже 30 лет. Он связан с потерей кемпирсайской группы уникальных месторождений, оказавшихся после известных событий 1991 года в составе сопредельного государства. Ультрамафиты офиолитового типа в российской части Южного Урала занимают значительные площади (рис. 1) и представляют собой перспективный объект для поисков. В теоретическом аспекте до сих пор нерешенной является проблема происхождения рудных концентраций хрома в офиолитовых комплексах [1–4]. Данная работа начинается

цикл статей, посвященных хромитонности ультрамафитовых массивов российской части Южного Урала. Здесь будут рассмотрены хромитопроявления Уфалейского, Иткульского, Таловского и Кысыкульского массивов.

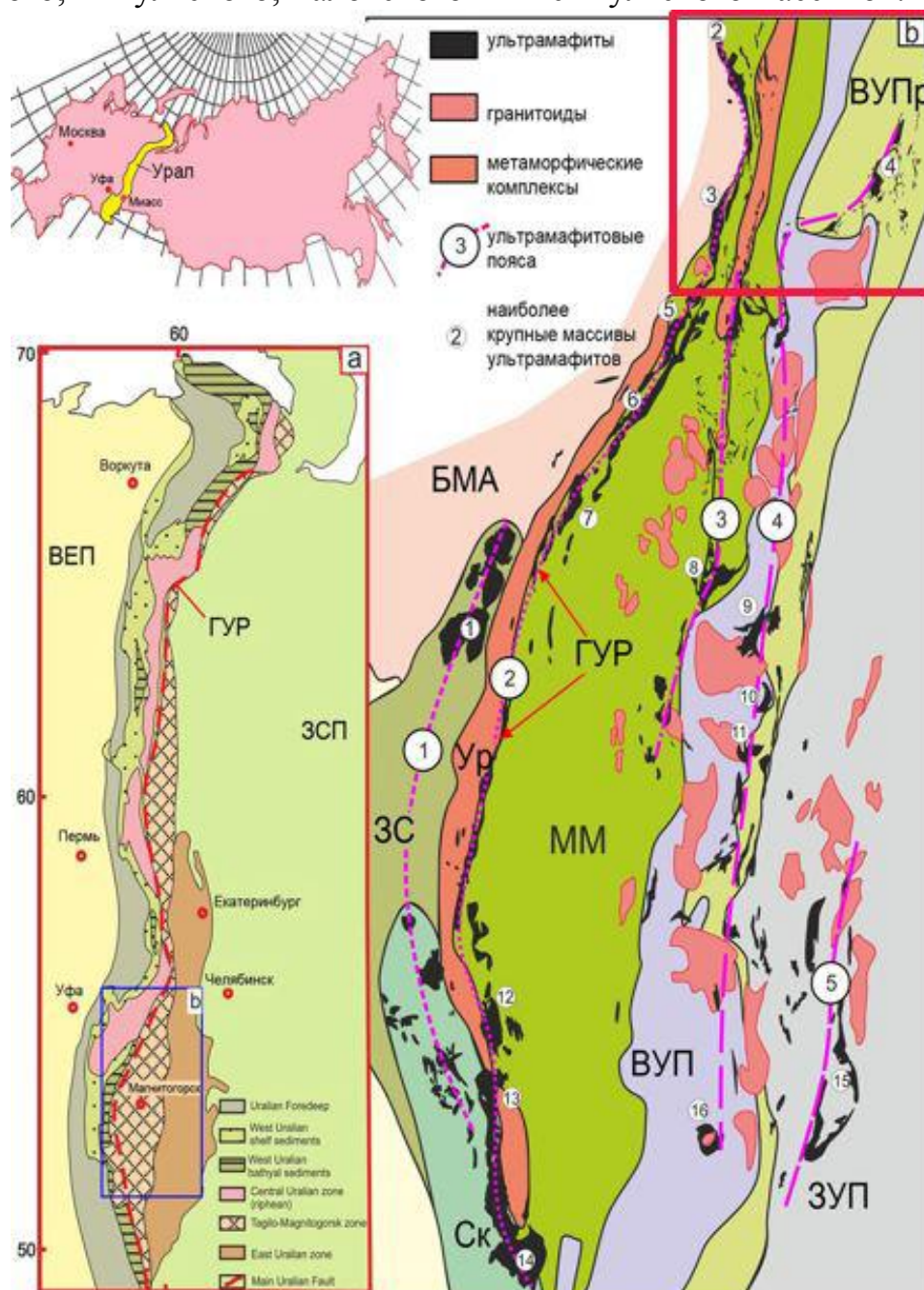


Рис. 1. Распределение офиолитовых ультрамафитов в пределах российской части Южного Урала

Типизация ультрамафитовых массивов Южного Урала. Месторождения хромовых руд связаны с двумя главными формационными типами ультрамафитов – дифференцированными (расслоенными) интрузиями платформенного типа и офиолитовыми ультрамафитами, синонимом последнего

термина является «альпинотипные», который исторически наиболее широко использовался уральскими геологами и вошел во многие публикации и методические руководства. В мире же к данным образованиям применяется термин офиолиты. Месторождения в дифференцированных комплексах принято называть стратиформными, а в офиолитах – подиформными.

Первые обычно представлены маломощными горизонтами, но прослеживающимися зачастую на огромных площадях (пример – Бушвелд), во втором – это линзовидные, жиллообразные, часто подобные стручкам (от английского слова «rod») – весьма непредсказуемые для поисковых целей. Наиболее продуктивными на хромиты в мире являются стратиформные месторождения. В офиолитах крупные залежи известны только в юго-восточной части Кемпирсайского массива, что является счастливым исключением. Подобных по запасам массивов больше неизвестно. Типичная подиформная залежь обычно содержит 1–10 тыс. тонн руды [5]. Необходимо отметить, что на Южном Урале развиты исключительно подиформные залежи хромититов.

Хромититовые залежи в офиолитах всегда локализованы в дунитах, но по количественному соотношению хромитов и дунитов, а также структуре и текстуре можно все хромитопроявления подразделить на два подтипа. К первому относятся собственно «подиформные залежи» массивного и густовкрапленного сложения, которые обычно отделяются от окружающих гарцбургитов небольшой по мощности дунитовой оторочкой. Характерны средне и крупнозернистые структуры. Именно такие залежи обычно являются предметом поисков и представлены «кондиционными рудами». Ко второму подтипу относятся тела вкрапленных хромититов в мощных дунитовых телах, для них весьма характерна полосчатая текстура и мелкозернистая структура.

Все сказанное выше о вмещающих породах в полной мере относится только к массивам, породы которых сохранили первичный облик. Помимо типа 1 – крупных и средних по размерам массивов (Крака, Хабарнинский, Халиловский, Нурали, Уфалейский), в которых сохранились первичные перидотиты и дуниты, на Южном Урале широко распространены массивы, сложенные в той или иной степени измененными породами. Тип 2: массивы среднего размера с полностью серпентинизированными ультрамафитами, но сохранившими первичные структуры – Муслюмовский, Аккаргинский; тип 3: Массивы среднего размера, сложенные антигоритовыми серпентинитами – Верблюжьегорский, Варшавский, Татищевский; тип 4: Мелкие и средние массивы «меланжевого типа» (тела в ГУРе, Куликовский и др.)

Степень изученности и рудный потенциал. Уфалейский массив расположен в южном замыкании Тагильской мегазоны и примыкает к ее восточному борту, почти соприкасаясь с образованиями ильменогорско-вишнёвогорского мигматито-гнейсово-сланцевого комплекса (рис.2). Массив сложен апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, причем наибольшая сохранность первичных мантийных минералов отмечается в более

широкой северной части массива, тогда как клиновидная южная часть сложена полностью антигоритовыми серпентинитами.

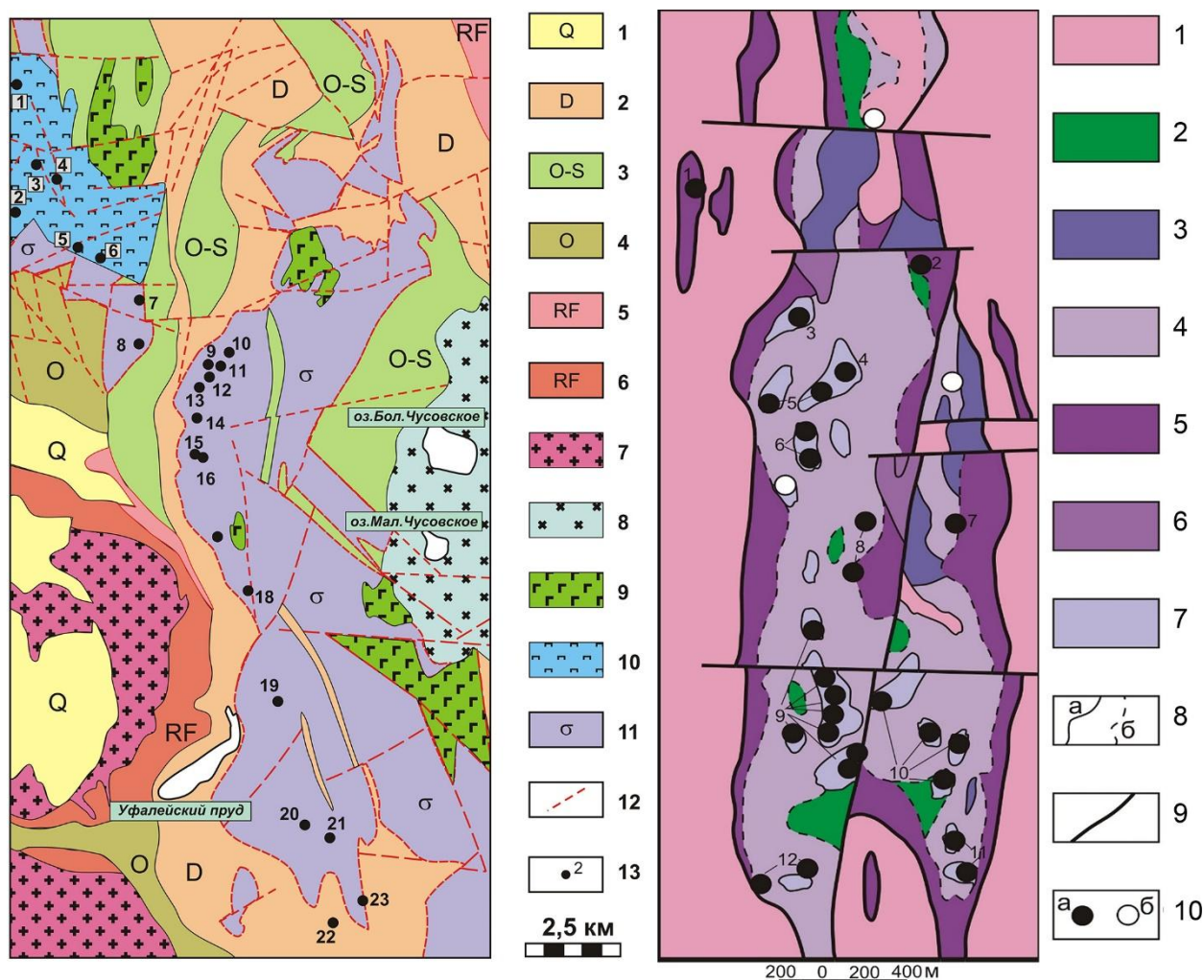


Рис. 2. Хромитопроявления Уфалейского и Иткульского массивов (по В.Н.Зиновьеву (2006 г.) и Б.В.Перевозчикову и др. [6])

где: а - 1 – четвертичные отложения, 2 – девонские вулканогенно-осадочные отложения (полевская свита), 3 – ордовикско-силурийские образования (зюельская свита), 4 – ордовикские образования (выйская свита), 5 – 6 – рифейские мета-морфические породы, 5 – сланцы куртинской свиты, 6 – амфиболиты, 7 – гранитоиды, 8 – кварцевые диориты Чусовского массива, 9 – габброиды, 10 – клинопироксениты и верлиты, 11 – серпентинизированные ультрабазиты реститового комплекса (апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты не ясной первичной природы), 12 – разрывные нарушения, 13 – хромитопоявления и их номера: 1 – 8 – Каркодинские (1 - №8, 2 - №4, 3- №6, 4 - №5, 5 - №9, 6 - №7, 7 - №2, 8 - № 1), 9 – Северо-Западное, 10 – 1-е Северное, 11 – Северо-Песчанское, 12 – Средне-Песчанское, 13 – Южно-Песчанское, 14 – Случайное, 15 – Западно-Родионовское, 16 – Восточно-Родионовское, 17 – Буслеева Гора, 18 – Николаева Гора, 19 – Уфалейское (58 квартал), 20 – Волчегорское, 21 – Туркинское, 22 – Уфалейское (106 квартал), 23 – Чернореченское.; б - 1 – протерозойские метаморфические образования, 2 – апогаббровые амфиболиты, 3 – клинопироксениты, 4 – дуниты серпентинизированные и аподунитовые серпентиниты, 5 – серпентиниты апогарцбургитовые, 6 – серпентиниты по ультрабазитам неустановленной природы, 7 – тальк-карбонатные, антигорит-тальк-карбонатные, хлорит-тальковые, хлорит-тремолитовые породы, 8 – геологические границы (а) достоверные (б) предполагаемые 9 – тектонические разрывы, 10 – рудопоявления (а) пункты минерализации (б) (1-Яблочный Крон, 2-На пашине, 3-Северный склон горы Утагил, 4-Юго-восточный склон горы Утагил, 5-Белая Яма, 6-№ 9 и 10, 7-№12, 8-№ 13 и 14, 9-Сукурсабын, 10-Буктыгын, 11-№ 28, 12- Сукурсабын-Южное). По данным работы [6].

В изучении хромитоносности Уфалейского и Каркодинского ультрамафитовых массивов можно выделить два основных периода. Первый охватывает предвоенные годы (1930-е) и связан с именами В.В. Родионова (1938 г.), В.В. Попова (1939 г.), В.С. Красулина (1939 г.). В это время было обнаружено большинство хромитовых объектов данного района, некоторые из них разведаны и частично отработаны. Возобновление интереса к хромитовым рудам рассматриваемых массивов произошло на рубеже XX и XXI веков (1990-2000-е годы) в связи с дефицитом хромового сырья. В период с 1996 по 2006 гг. в северной части Уфалейского массива и частично – на Каркодинском, велись поисковые и разведочные работы с применением комплекса геофизических методов и бурения (Зиновьев и др., 2006 г.).

В этот период разведывались и оценивались известные объекты и выявлен ряд новых месторождений. Хромшпинелиды, слагающие рудные тела месторождений массива, слабо метаморфизованы в отличие от аксессуарных хромшпинелидов вмещающих серпентинитов. Благодаря этому рудные тела довольно четко выделяются на картах магнитной съемки по отрицательным аномалиям магнитного поля, что позволило результативно использовать данный метод поисков (Зиновьев, 2006 г.). На разведанных месторождениях проводились опытно-эксплуатационные работы Челябинским электрометаллургическим заводом (ЧЭМК).

Хромитовое оруденение в пределах Уфалейского и Каркодинского массивов распределено неравномерно: рудопроявления и месторождения часто группируются в группы (рудные узлы). Наиболее значимым из них является Песчанский рудный узел, включающий Северо-, Средне- и Южно-Песчанские месторождения, 1-е и 2-е Северные, Северо-Западное, 2-е Северо-Западное и Случайное месторождения (рис.3). Несколько южнее расположено месторождение Буслаева гора. Все упомянутые месторождения можно отнести к «типично подиформным» залежам. Они характеризуются линзовидной или столбообразной («стручкообразной» или *rodiform*) морфологией, сложены густовкрапленными и массивными крупнозернистыми хромититами. Запасы месторождений варьируют от первых тысяч тонн до 100000 т руды со средними содержаниями 24–40 Cr₂O₃ мас.% (таблица 1).

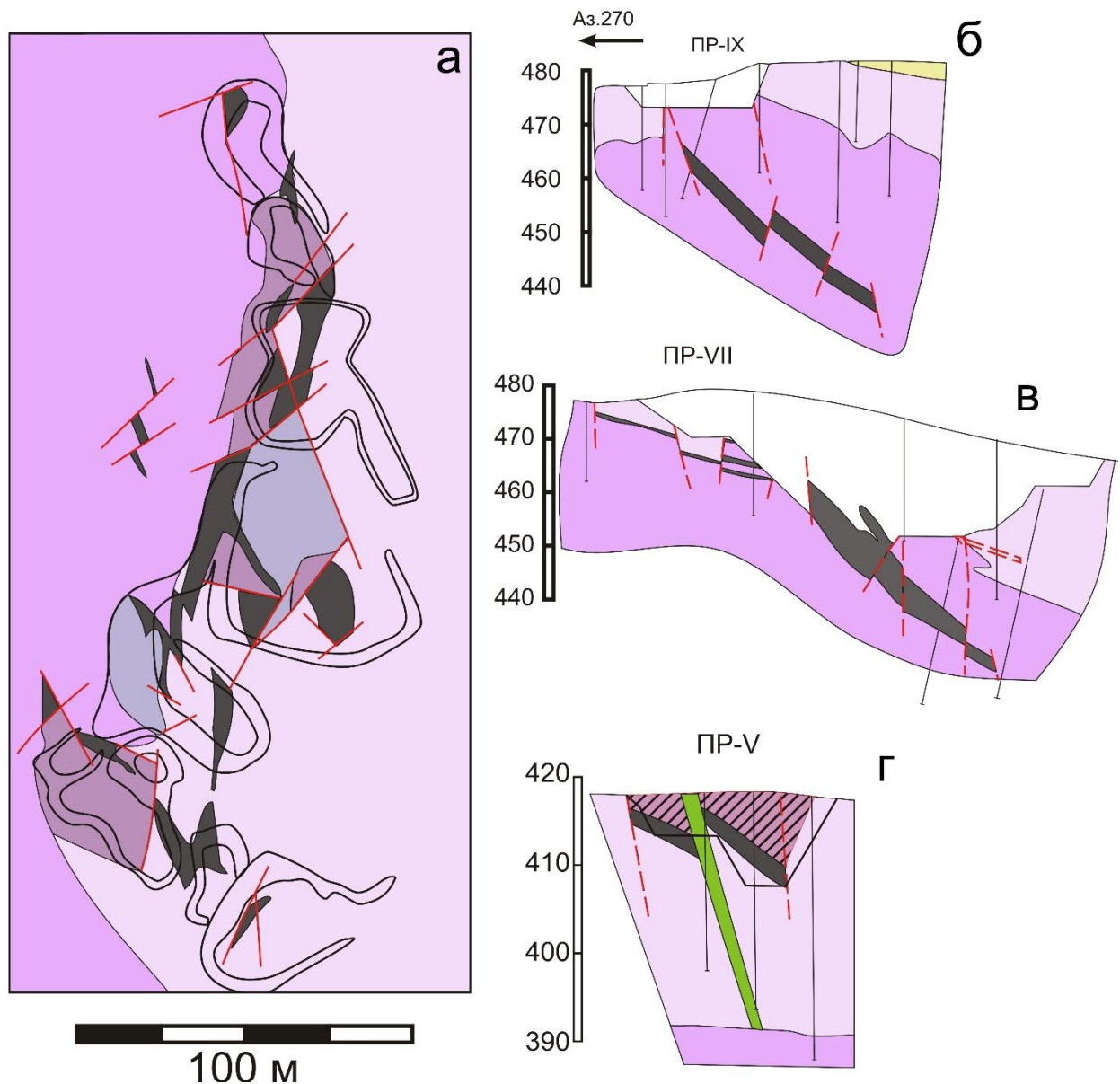


Рис. 3. Морфология хромитовых залежей Песчаной группы Уфалейского массива (по В.Н.Зиновьеву, 2006 г.),

где: а – план Средне-Песчанского месторождения, б, в – разрезы Южно-Песчанского месторождения, г – разрез Восточно-Родионовского месторождения; 1 – рыхлые отложения, 2 – серпентиниты смятые нерасчленённые; 3 – серпентиниты апериодитовые и аподунитовые нерасчленённые; 4, б – зоны расланцевания, 5 – рудные тела и их проекции; 7 – опытно-промышленные карьеры; 8 – тектонические нарушения; 9 – каналы.

Иткульский массив находится в северной части Вишнёвогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса. В плане он имеет вытянутую форму в меридиональном направлении до 5 км при ширине до 1 км (рис.2). Центральную часть массива слагают дуниты и серпентиниты по ним, по периферии развиты апогарцбургитовые серпентиниты, на восточном контакте в

виде отдельных выходов встречаются пироксениты и габбро-диориты, преобразованные до амфиболитов. Местами ультрамафиты метаморфизованы до тальк-карбонатных, актинолит-тремолитовых, хлорит-тальковых пород.

В пределах Иткульского на площади менее 3 кв.км выделяется разными авторами от 12 до 31 рудопоявления [6]. На отдельных объектах оруденение прослежено горными выработками до глубины 60 м. Руды густовкрапленные мелкозернистые, в центральных частях тел до массивных, на периферии переходящие в бедновкрапленные, содержат 20-30% оксида хрома, в массивных оно поднимается до 40% и более. Запасы хромитов по состоянию на 1936 г. оценивались в 100-150 тыс.т руды с содержанием более 20% Cr₂O₃. Несмотря на вкрапленный тип, такая концентрация оруденения делает массив весьма перспективным объектом для поисковых работ [7].

Таловский габбро-гипербазитовый массив приурочен к полосе ультрабазитов Главного Уральского разлома. Он расположен в северной части Магнитогорского мега-синклинория между допалеозойскими образованиями Центрально-Уральского поднятия с запада и Вишневогорско-Ильменогорским метаморфическим комплексом с востока. С юга на север массив вытянут на 25 км при ширине до 7 км. Изучению ультрабазитов рассматриваемой площади посвящены работы В.В.Бабкина и др. (1982 г.), А.Н.Черноостровца и др (1995 г.), В.И. Петрова и др. (2002 г.), Р.П.Тихоненковой, Т.И.Фроловой, Г.Б.Рудника, А.Н.Левченко, С.А.Зорина (1961 г.), И.В.Жилина (1977 г.), К.К.Золоева (1974 г.), А.С.Варлакова [8], Р.О.Берзона (1975 г.) и [9].

Массив находится в зоне сочленения двух ультрамафитовых формаций – концентрически-зональной платиноносной и альпинотипной хромитоносной. Разные исследователи рассматривали массив то как альпинотипный, то как концентрически-зональный. Например, А.С. Варлаков [8] относит его к клинопироксенитовой формации платиноносного пояса, продолжающегося на юг в виде разрозненных массивов, а Р.О.Берзон [9] относит его к типичным представителям альпинотипной формации. Центральная часть массива сложена породами верлит-клинопироксенитового комплекса, которые с запада и востока обрамлены полностью серпентинизированными породами дунит-гарцбургитового комплекса.

Дуниты и гарцбургиты восточной части массива полностью превращены в лиза-рдитовые, хризотилитовые и антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой, среди которых преобладают апогарцбургитовые серпентиниты. В виде вытянутых полос развиты тальковые и тальк-карбонатные породы. В западной части массива присутствуют как полностью серпентинизированные разности, так и практически свежие дуниты и гарцбургиты. На границе с вмещающими породами прослеживается узкая полоса (50-100 м), расланцованных хризотилитовых серпентинитов. Мощность западной полосы офиолитовых ультрамафитов в 3-4 раза меньше восточной.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса Таловского массива вмещают несколько хромитовых тел, наиболее крупными из которых являются Сардаткульское и Августовское месторождения. Кроме того, известно несколько десятков рудопроявлений и точек минерализации. Сардаткульское и Августовское месторождения находятся на восточном склоне г. Сардаткуль в 3,5 км на северо-запад от пос. Андреевка и к юго-западу от оз. Сардаткуль и представлены тремя рудными залежами. Наиболее значительная Первая залежь, расположенная вблизи контакта серпентинитов и габбро-диоритов Тыелгинского массива, разработана карьером длиной 60 м и шириной 8-11 м, вытянутым в меридиональном направлении. В настоящее время карьер практически полностью завален, доступным остается только центральная часть длиной 30 м и глубиной 5-7 м. В северной части из него пройдены шурфы и шахта до глубины 16 м. Остатки хромитовой руды в виде густого вкрапленника наблюдаются вдоль восточного борта карьера и, частично, вдоль западного. Наиболее густая вкрапленность (до сплошного хромита) приурочена к центральной части рудного тела, а к периферии постепенно сменяется более редким вкрапленником.

Кысыкульский массив является продолжением на юг Таловского массива. Он сложен преимущественно аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Здесь известно несколько тел хромитов, наиболее крупным из которых является месторождение Симская яма (или Шахта Шуппе). Оно открыто в 1883 г. и разрабатывалось до 1914 г. [10]. Оно является наиболее крупным хромитовым объектом в пределах рассматриваемой площади. На месторождении заложен карьер размером 35x18x15 м, из северной стенки которого пройдена шахта до глубины 35 м. Оруденение представлено одним рудным телом массивного хромита, залегающим среди рассланцованных серпентинитов. Вмещающие породы оталькованы, хлоритизированы, в них отмечаются многочисленные включения карбонатов, родохрома. Среди серпентинитов отмечаются реликты выветрелых дунитов с прожилками полосчатых густовкрапленных хромитов.

Основное рудное тело имело субмеридиональное простирание и субвертикальное падение (аз.пад. $95 \square 80^\circ$) и характеризовалось крутым северным склонением под углом $50-70^\circ$. Мощность тела массивного хромита на поверхности составляла 3-4 м, а на глубине 20-30 м варьировала от 5 до 9 м [10]. Таким образом, рудное тело имело форму лин-зы, погружающейся к северу. Содержание Cr_2O_3 в руде составляет от 39,31 до 49,65% (в среднем 43%), сведений о количестве добытой руды нет, в недрах осталось около 1000 т хромита. Кроме основного участка, называемого «Шахтой Шуппе», вблизи расположены еще два (II и III – Ушаковский отвод). Протяженность рудных тел по падению на этих участках не превышает 12 м, более заметным распространением здесь пользуются густовкрапленные хромиты. Содержание

Cr₂O₃ на участке II варьирует от 17,21 до 39,25%, в среднем составляя 31,21%, а на III участке – 27,6-43,16%, в среднем – 36,9% [10].

Таблица 1 – Основные хромитопоявления изученных массивов

Массив	Месторождение	A+B+C1+C2 (тонны)	P1+P2 (тонны)	Содержание Cr ₂ O ₃ , %	Ссылка
Уфалейский	Буслаева гора	64387	17386	30,5	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Северо-Песчанское	46539		32,94	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Северо-Западное 1-2	87650	16578	24-40	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Южно-Песчанское	33800	26000	26,7-32,6	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Волчьегорское	30000		10-40	[Мазур, 1961 г.]
Иткульский	Большая яма и др.		100000	20	[Красулин, 1939 г.]
Таловский	Августовское	3000		28	[Вахромеев и др., 1936]
Таловский	Сардаткульское	1000		27	[Вахромеев и др., 1936]
Кысыкульский	Симская яма (шахта Шуппе)	1100		45	[Вахромеев и др., 1936]

Вопросы генезиса хромитов. Офиолитовые комплексы складчатых поясов традиционно считаются фрагментами древней океанической коры и верхней мантии геологического прошлого [11, 12]. Традиционно в их последовательности выделяют так называемый мантийный разрез в нижней части – лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, и коровый – в верхней (габбро, базальты, глубоководные осадки). Ультрамафитовые массивы таким образом представляют собой верхнюю мантию, претерпевшую различные процессы дифференциации при высоких РТ условиях и низкотемпературные преобразования при тектоническом выведении в верхние горизонты земной коры.

На протяжении почти ста лет не прекращается дискуссия о происхождении в офиолитовых ультрамафитах дунитовых тел и приуроченных к ним хромитовых залежей [13-16]. С 1970-х годов общепринятым стало представление, что мантийный разрез офиолитов – это реститы от экстракции базальтовых расплавов [12, 17]. Вместе с тем, почти все исследователи, изучавшие месторождения хрома, считали, что они обладают «кумулятивными характеристиками» и, таким образом, задача выяснения генезиса хромитов была сведена к тому, каким образом «кумулятивные» хромиты оказались в реститовой мантии [18]. В 1980-90-х годах были предприняты интенсивные исследования физико-химических условий образования расплавов, которые

мигрируют сквозь мантию, чтобы понять их влияние на отложение и состав хромита [19, 20]. Исследовалась также роль в кристаллизации хромита летучих компонентов и флюидов [21, 22]. Позднее нами разработана реоморфическая модель формирования рудных концентраций хромшпинелидов в мантийных ультрамафитах [23, 24], которая является логическим продолжением исследований, установивших тектоническую природу мантийного разреза офиолитовых комплексов.

Определение условий образования мантийных пород и руд обычно проводится с использованием составов сосуществующих минералов, а если породы сохранили большую часть первичных минералов, то возможно использование и микроструктурных критериев. К сожалению, на всех изученных массивах первичные породы в значительной степени изменены вторичными процессами и переработаны в серпентиниты. Тем не менее, реликтовый оливин сохранился в ультрамафитах Уфалейского и Иткульского массивов. Наибольшую сохранность демонстрирует хромшпинелид – постоянный акцессорный минерал во всех разновидностях ультрамафитов и главный минерал хромититов. Содержание его в лерцолитах и гарцбургитах изменяется от десятых долей процента до 3–5%, а дунитах отмечаются более широкие вариации вплоть до образования рудных концентраций (вкрапленные хромититы содержат > 20% хромита).

Вариации состава хромшпинелидов обнаруживают четкую связь с минеральным и химическим составом ультрамафитов: наиболее глиноземистые шпинелиды характерны для лерцолитов ($\#Cr=0.2-0.45$), но в изученных массивах отмечаются крайне редко, промежуточные значения Cr/Al фиксируются в гарцбургитах ($\#Cr=0.45-0.62$), а наиболее хромистыми являются шпинелиды и дунитов ($\#Cr=0.7-0.85$) и хромититов ($\#Cr=0.8-0.9$).

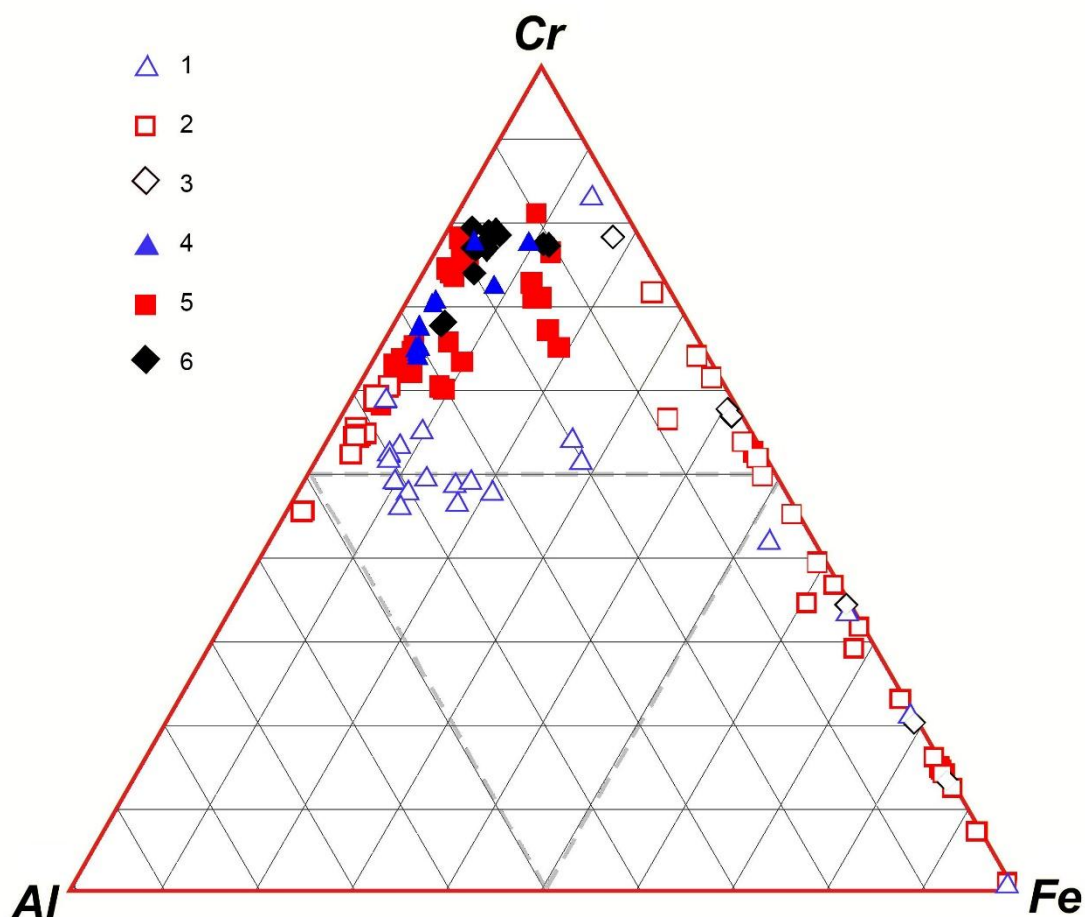


Рис. 4. Состав рудообразующих хромшпинелидов массивов северной части ГУР где: 1 — 3 — акцессорные, 4 — 6 — рудообразующие; 1, 4 — Таловский, 2, 5 — Уфалейский, 3, 6 - Иткульский

Сохранность оливина и акцессорного хромшпинелида позволяет определить условия образования данного парагенезиса по разным версиям геотермометра, оценить фугитивность кислорода [25-27]. Определение температур минеральных равновесий по различным версиям геотермометров во всех случаях дает субсолидусные температуры. Закономерности изменения состава минералов в ряду пород лерцолит-гарцбургит-дунит наиболее надежно интерпретируются как сформированные в процессе прогрессирующего частичного плавления и обеднения тугоплавкого остатка (рестита) наиболее легкоплавкими компонентами.

Финансирование: исследования проведены в рамках государственного задания по теме № FMRS–2022–0011.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 2018. 304 с.

2. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. Pp. 148–158.
3. Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // *Mineralium Deposita*. – 2021. V.56(6). Pp.1111–1132. doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5)
4. Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites); In *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed.; Elsevier Academic: Cambridge, MA, USA, 2020. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>.
5. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. // *Econ. Geol.*, 1964, V. 59. Pp. 1497–1524.
6. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. /под. ред. Перевозчикова Б.В. Пермь, 2000. 474 с.
7. Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // *Руды и металлы*. 2012. №2. С. 36–40.
8. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР 1986. 224 с.
9. Берзон Р.О. Золотоносность гипербазитов. М.: ВИЭМС. 1983. 47 с.
10. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др. Уральские месторождения хромита // *Тр. ВИМС*. Вып. 85. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР. 1936. 240 с.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
12. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 585 с.
13. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука. 1969. 232 с.
14. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
15. Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia // *Econ. Geology*, 1981, V. 76. Pp. 805–831.
16. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J. Petrology*, 1982, V. 23. Pp. 103–125.
17. Greenbaum D. Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*, 1972, V. 238. Pp. 18–21.
18. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 2012. 468 p.
19. Roeder P.L., Reynolds I. Crystallisation of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrology*, 1991. V. 32. Pp. 909–934.

20. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *J. Petrology*. 1996. V. 37. №1. Pp. 3–21.
21. Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. Pp. 235–243.
22. McElduff B., Stumpfl E.F. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus: evidence for the role of a fluid phase, accompanying chromite formation // *Mineralium Deposita*, 1991, V. 26. Pp. 307–318.
23. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // *Руды и металлы*. 2011. №5. С. 35-42.
24. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // *Вестник Пермского университета. Геология*. 2014. №4. С. 22-41.
25. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxydation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. Pp. 27–40.
26. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. Pp. 329–336.
27. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. Pp. 325–334.

REFERENCES

1. Saveliev D.E. Kraka ultramafic massifs (the Southern Urals): features of structure and composition of peridotite-dunite-chromitite assamblages. Ufa: Bashkir encyclopedia. 2018. 304 p. (in Russian)
2. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. Pp. 148–158.
3. Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // *Mineralium Deposita*. 2021. V.56(6). Pp.1111–1132. doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5.
4. Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites); In *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed.; Elsevier Academic: Cambridge, MA, USA, 2020. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>.
5. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. // *Econ. Geol.*, 1964, V. 59. Pp. 1497–1524.

6. The register shows of chromite in alpinotype peridotites of Urals. Perm: KamaRICSDI. 2000. 474 p. (in Russian)
7. Saveliev D.E., Snachev V.I. Deposits of poor chromitite ores of the Southern Urals and prospects of their use. *Rudy I metally*, 2012, Is. 2. Pp. 36-40. (in Russian)
8. Varlakov A.S. Petrology of serpentinization processes of hyperbasites of folded regions. Sverdlovsk: IGG USC AS USSR. 1986. 224 p. (in Russian)
9. Berson R.O. Au-bearingness of hyperbasites. Moscow: VIEMS. 1983. 47 p. (in Russian)
10. Vakhromeev S.A., Zimin I.A., Kozhevnikov K.E. Uralian deposits of chromite. *Trudy VIMS*. V. 85. Moscow-Leningrad. 1936. 240 p. (in Russian)
11. Coleman R.G. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? New York: Springer. 1977. 229 p.
12. Ringwood A.E. Composition and petrology of Earth mantle. Moscow: Nedra, 1981. 585 p. (in Russian, translated from English)
13. Kravchenko G.G. A role of tectonic in crystallization of chromite ore of Kempirsai massif. Moscow: Nauka, 1969. 232 p. (in Russian)
14. Pavlov N.V., Grigorieva I.I., Grishina N.V. Formation and genetic types of chromite deposits of geosynclinal regions / *Usloviya obrazovaniya magmaticheskikh rudnykh mestorozhdenii*. Moscow: Nauka, 1979. Pp. 5–78. (in Russian)
15. Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia // *Econ. Geology*, 1981, V. 76. Pp. 805–831.
16. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J. Petrology*, 1982, V. 23. Pp. 103–125.
17. Greenbaum D. Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*, 1972, V. 238. Pp. 18–21.
18. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 2012. 468 p.
19. Roeder P.L., Reynolds I. Crystallisation of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrology*, 1991. V. 32. Pp. 909–934.
20. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 1. Pp. 3–21.
21. Matveev S. Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. Pp. 235–243.
22. McElduff B., Stumpfl E.F. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus: evidence for the role of a fluid phase, accompanying chromite formation // *Mineralium Deposita*, 1991, V. 26. Pp. 307–318.
23. Saveliev D.E., Fedoseev V.B. Plastic flow and rheomorphic differentiation of matter in the mantle ultramafic rocks // *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*. 2014. No 4. C. 22–41. (in Russian)

24. Saveliev D.E., Fedoseev V.B. Segregation mechanism of chromitite body formation in the ultrabasic rock of folded belts // *Rudy I metally*, 2011, No5. Pp.35–42. (in Russian)

25. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxydation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. Pp. 27–40.

26. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. Pp. 329–336.

27. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. Pp. 325–334.

Сведения об авторах:

Савельев Дмитрий Евгеньевич, ведущий научный сотрудник Института геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, 450006, г. Уфа, Российская Федерация, ул. Карла Маркса, д. 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

Savelyev Dmitry Evgenievich, Leading Researcher, Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, 450006, Ufa, Russian Federation. st. Karl Marx, 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

© Савельев Д.Е.

**БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ РОССЫПЕЙ ТЕРРАСОВАЯ-I, II и III
(УРАЗОВСКОЕ РОССЫПНОЕ ПОЛЕ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

© Сначёв Александр Владимирович

Институт геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской Академии наук», г. Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Россыпи Террасовая-I, II и III расположены в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения северного замыкания Уралтауского мегантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория. В плане россыпи состоят из нескольких залежей простой морфологии, их золотоносность связана с рыхлыми средне-позднеплейстоценовыми отложениями представленными глинами, песками, галечниками пойменного комплекса р. Урал. Отработка россыпей ведется уже несколько сотен лет преимущественно старательскими артелями. Золото в них представлено слабо окатанными агрегатами, преобладают комковато-угловатые и пластинчатые формы, реже дендритовидные и скелетные. Также встречаются агрегаты с включениями вмещающих минералов (кварца, лимонита). Поверхность золотин ямчатая, ноздреватая с многочисленными разнонаправленными царапинами и бороздами. Отмечаются крупницы и проволоковидные образования «нового» золота, свидетельствующие о специфических условиях накопления и продолжающемся процессе вторичного минералообразования. По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть зерен имеет размеры от 0,8 до 1,5 мм. Комплекс морфологических особенностей позволяет отнести Террасовую-I, II и III к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины. Установлено, что в россыпи присутствует один тип среднепробных золотин (775–830). Элементы-примеси в них характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений. Минералы платиновой группы представлены преимущественно Os(34-50%)–Ir(30-40%)–Ru(11-29%) сплавами и единичными зернами платины с содержанием Fe 5-10%. В целом по Уразовскому россыпному полю количество зерен Os–Ir–Ru к Pt–Fe соотносится как 10:1. Основными источниками золота, по-видимому, служили золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко развитые в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома. Присутствие в химическом составе золотин элементов группы платины, а также находки их самостоятельных минеральных фаз в шлихах указывает на их вероятный привнос при дренировании массивов габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса (vсO_{1-2s}).

Ключевые слова. Южный Урал, россыпь Террасовая, благородные металлы, золото, платина, осмий, иридий, палладий

**PRECIOUS METALS OF THE TERRASOVAYA-I, II, AND III PLACERS
(URAZOVO PLACER FIELD, SOUTHERN URAL)**

© Snachev Alexander Vladimirovich

Institute of Geology of the Federal State Budgetary Scientific Institution
"Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences",
Ufa, Russian Federation

Summary. The Terrasovaya-I, II, and III placers are located within the Main Ural Fault in the junction zone of the northern closure of the Uraltau meganticlinorium and the Magnitogorsk megasynclinorium. In terms of placers, they consist of several deposits of simple morphology, their gold content is associated with loose Middle-Late Pleistocene deposits represented by clays, sands, and pebbles of the floodplain complex of the Ural river. Mining of placers has been carried out for several hundred years, mainly by prospecting artels. Gold in them is represented by weakly rounded aggregates, lumpy-angular and lamellar forms predominate, less often dendritic and skeletal. There are also aggregates with inclusions of host minerals (quartz, limonite). The surface of the gold particles is pitted, spongy with numerous multidirectional scratches and furrows. There are grains and wire-like formations of "new" gold, indicating the specific conditions of accumulation and the ongoing process of secondary mineral formation. According to the industrial classification, gold is predominantly medium (III class), most of the grains have sizes from 0.8 to 1.5 mm. The complex of morphological features allows us to classify Terrasovaya-I, II and III as placers of close demolition with a slight mechanical impact on gold particles. It has been established that the placer contains one type of medium fine gold particles (775–830). Elements-impurities in them are typical for gold of medium-deep orogenic deposits. Minerals of the platinum group are predominantly represented by Os(34-50%)–Ir(30-40%)–Ru(11-29%) alloys and single grains of platinum with a Fe content of 5–10%. On the whole, the ratio of Os–Ir–Ru grains to Pt–Fe in the Urazovo alluvial field is 10:1. The main sources of gold, apparently, were gold-sulfide and gold-quartz objects widely developed in volcanogenic-sedimentary complexes of the Main Ural Fault. The presence of elements of the platinum group in the chemical composition of gold particles, as well as the findings of their independent mineral phases in concentrates, indicates their probable introduction during drainage of massifs of the gabbro-dunite-harzburgite Sakmara complex (vсO_{1-2S}).

Key words: Southern Urals, Terrasovaya placer, noble metals, gold, platinum, osmium, iridium, palladium

Введение. На Южном Урале, также как и в России в целом, половина золота добывается из россыпных месторождений. Отработка россыпей ведется уже несколько сотен лет преимущественно старательскими артелями. Россыпи золота Террасовая-I, II и III расположены в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения северного замыкания Уралтауского мегантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория в 0,6 км к западу от с. Уразово (рис. 1). В геоморфологическом отношении россыпи располагаются на правобережье р. Урал в пределах Миндякской эрозионно-структурной депрессии, наследующей зону Главного Уральского разлома [1; 2]. Схожее геологическое строение позволяет объединить соседствующие россыпи (Террасовая-I, II и III, Арсентьевская, Николаевская, Петропавловская, Сакмуильская, Афонинская, Александровская, Непряхинская, Старо-Марининская, Казенная Березовая Роща и др.) в Уразовское россыпное поле [3]. Большая часть россыпей поля были выявлены в ходе проведения комплекса поисково-оценочных работ по изучению золотоносности рыхлых отложений Миндякской эрозионно-структурной депрессии, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» в 1993–2001 гг. (ответственный исполнитель В.Ф. Созинов). Несмотря на достаточно долгую историю изучения геологии рассматриваемых россыпей, вопросам геохимии

золота и минералов платиновой группы отводилось недостаточно внимания. Этот пробел и попытался восполнить автор в данной статье.

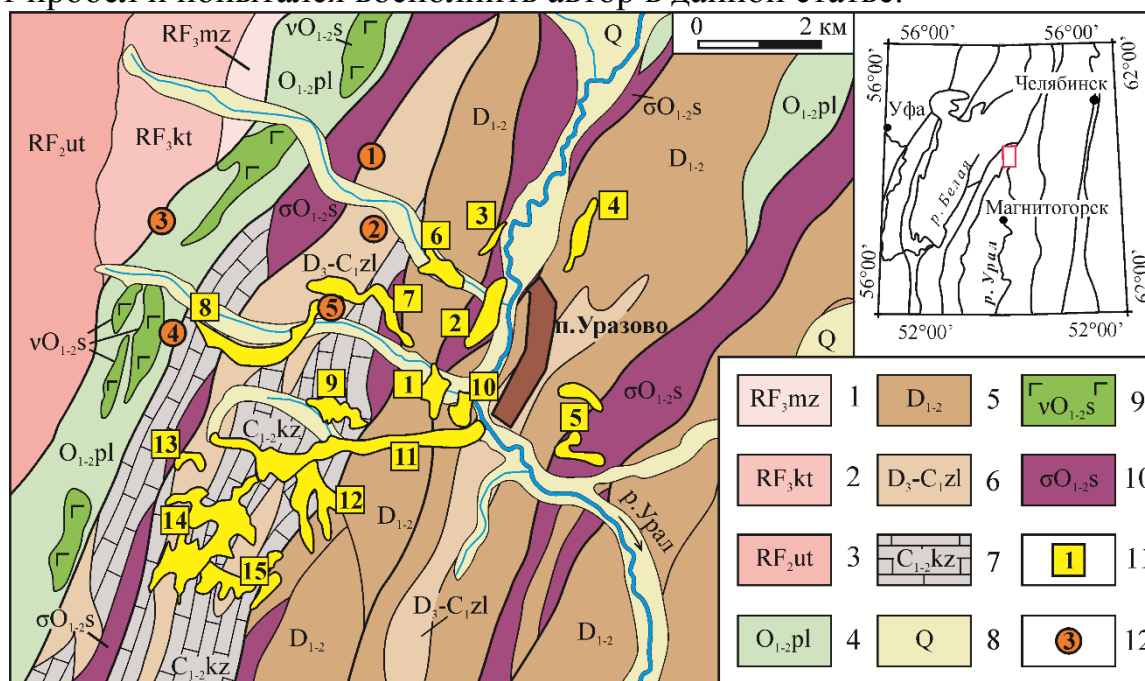


Рис. 1. Геологическое строение Уразовского россыпного поля [3; 4; 5; 6].

где: 1 – уткальская свита (RF₂ut) – сланцы слюдяно-кварцевые, графитисто-слюдяно-хлорит-кварцевые. 2 – курташская свита (RF₃kt) – кварциты, иногда графитистые. 3 – мазаринская свита (RF₃mz) – сланцы мусковит-хлорит-альбит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые. 4 – поляковская толща (O₁₋₂pl) – базальты, сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые. 5 – вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего девона, нерасчлененные (D₁₋₂). 6 – зилаирская свита (D₃-C₁zl) – песчаники, глинисто-кремнистые сланцы. 7 – кизильская свита (C₁₋₂kz) – известняки, прослои сланцев и песчаников. 8 – четвертичные аллювиальные отложения пойменных террас (Q) – пески, галечники, глины. 9-10 – сакмарский комплекс (vσO₁₋₂s) – габбро, гипербазиты и серпентиниты. 11 – коренные месторождения и проявления золота: 1 – Кызылташское, 2 – Батмакайское, 3-4 – Березовая Роща I и II, 5 – Пучковское. 12 – россыпные месторождения золота и их номера: 1 – Террасовая-I, 2 – Террасовая-II, 3 – Террасовая-III, 4 – Уразовская, 5 – Жуковская I и II, 6 – Кызыл-Таш, 7 – Афонинская, 8 – Николаевская, 9 – Алексеевская, 10 – Низовая, 11 – Куру-Елга, 12 – Машагырская, 13 – Арсентьевская, 14 – Казенная Березовая Роща, Шанаханская, Непряхинская, Федуловская объединенные, 15 – Ново- и Старо-Марининская.

Методика исследований. Анализ элементного состава зерен выполнен в лаборатории “Физических методов исследования минералов” кафедры «Минералогии» МГУ на микрозонде “CAMEBAX SX50” фирмы “CAMECA” (аналитик И.А. Брызгалов). Использованы аттестованные эталоны: As(La), Co(Ka) – CoAsS; Se(La) – CdSe*; Pd(La), Os(La), Ir(La), Pt(La), Au(La) – чистые металлы; Sn(La) – SnS; Sb(La), Cu(Ka) – CuSbS₂; Ag(La) – Ag₂Te*; Bi(Mb) – Bi₂S₃*; Cr(Ka) – Cr; Ni(Ka) – NiS; Hg(La) – HgTe* (значком * отмечены синтетические соединения). Точность метода исследования в пределах ±0,01%, условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА. Каждое

золотина анализировалась дважды, в центральную (ц) и крайнюю (к) часть, сумма элементов приведена к 100%.

Ситовой анализ проводился на стандартном наборе сит. Размеры зерен (длина, ширина, параметр формы) определялись по электронным и оптическим фотографиям, выборка составила 220 золотин. Пробность золота рассчитывалась по формуле $CAu/(CAu+CAg) \times 1000$, для его типизации использована классификация Н.В. Петровской (‰): 1000–950 – весьма высокопробное; 950–900 – высокопробное; 900–800 – средней пробности; 800–700 – низкопробное; 700–300 – электрум; 300–100 – кюстелит; < 100 – серебро (Au-содержащее серебро) [7].

Геологическое строение россыпи. В плане россыпи состоят из нескольких залежей простой морфологии, их золотоносность связана с рыхлыми средне-позднеплейстоценовыми отложениями. Прибортовая (западная) часть долины сложена песчано-галечной толщей с линзами и прослоями глин. Обломочный материал средней окатанности, занимает 25–30 % объема аллювия. Количество галечного материала с глубиной возрастает до 30–40 %, крупность увеличивается до появления мелких валунов. С поверхности толщи перекрыты аллювиальными глинами, песками, галечниками пойменного комплекса р. Урал. Коренными породами являются преимущественно туфы и туфоалевролиты бугодакской толщи (D_3bd); песчаники, глинисто-кремнистые сланцы зилаирской свиты (D_3-C_1zl); известняки кизильской свиты (C_{1-2kz}), а также габбро, гипербазиты и серпентиниты сакмарского комплекса ($v\sigma O_{1-2s}$).

Обсуждение результатов исследований. Основным объектом изучения данной работы является самородное золото и минералы платиновой группы, полученные в ходе поисково-оценочных работ из россыпи Террасовая-II (рис. 2). Среднее содержание золота в промышленном контуре запасов колеблется от 61–75 до 306–402 мг/м³. Максимальные концентрации золота хотя и приурочены к нижней части разреза аллювия, но значительная его часть рассеяна по вертикали в интервале 4–6 м. В ходе поисково-оценочных работ россыпь была прослежена на 1240 м в длину при ширине от 60 до 320 м и мощности горной массы от 4,5 до 15,5 м (средняя – 9,4 м). Произведен подсчет балансовых запасов по категории C_1 , которые составили 2962 тыс. м³ горной массы и 335 кг золота [3].

Золото слабо окатанное, преобладают комковато-угловатые и пластинчатые формы, реже дендритовидные и скелетные, а также встречаются агрегаты с включениями вмещающих минералов (кварца, лимонита). Поверхность ямчатая, ноздреватая с многочисленными разнонаправленными царапинами и бороздами, отмечаются крупницы и проволоковидные образования «нового» золота, свидетельствующие о специфических условиях накопления и продолжающемся процессе вторичного минералообразования [1; 8].

По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть зерен имеет размеры от 0,8 до 1,5 мм. Вес расситованного золота по фракциям (мм) представлен (среднее по трем профилям): +2,5 = 20 %;

+1,6= 12 %; +1,0 = 17 %; +0,6 = 21 %; +0,3 = 25 %; +0,1 = 7 %. Также отмечались мелкие самородки до 934 и 1412 мг [3]. Наибольшее количество значений параметра формы [9; 10], рассчитанных по 220 зернам, оказались больше 1,5 ед., что позволяет отнести россыпи Террасовая-I, II и III к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины.

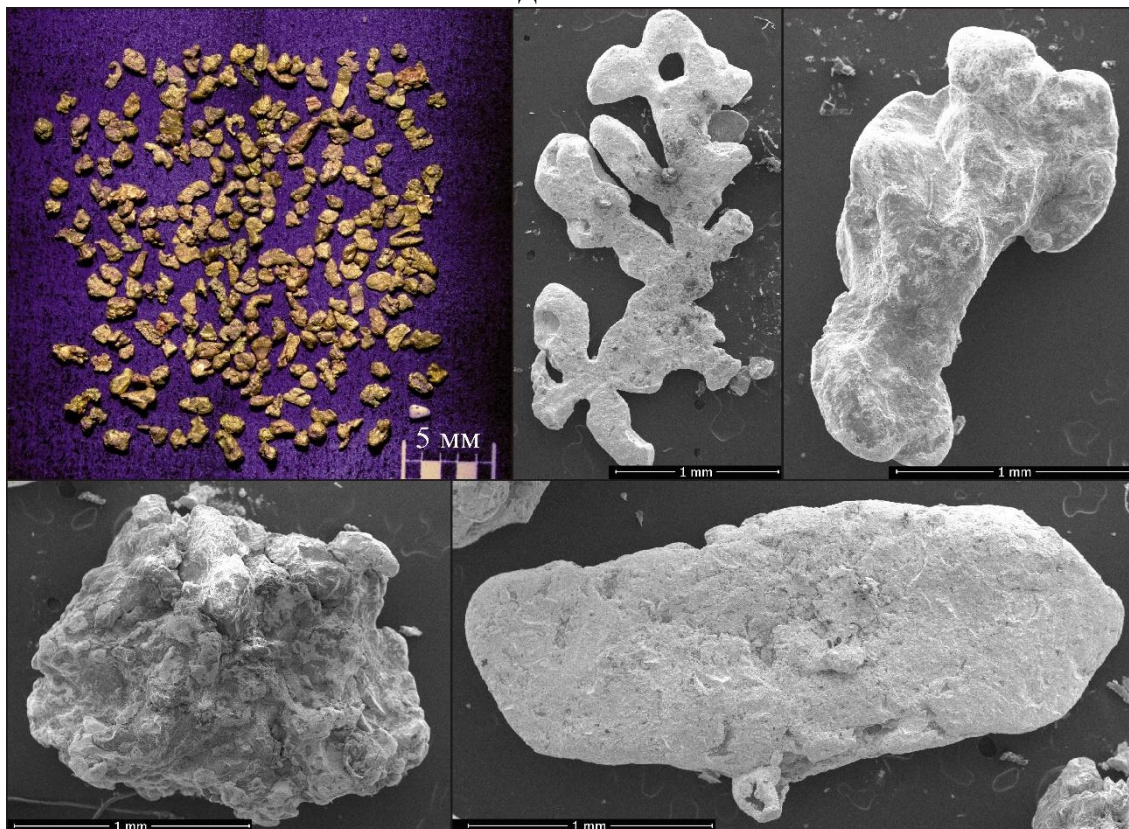


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения поверхности золотинок из россыпей Террасовая-II и III

Элементный состав золота россыпей Террасовая-I, II и III довольно однороден и сопоставим с таковым расположенных рядом россыпей. В них присутствует только один тип золотинок со средней пробностью 775–830 (таблица 1).

Отсутствие высокопробной каймы в золотинок и минимальные расхождения между содержаниями в центральной и краевой части зерен свидетельствуют о незначительном времени нахождения в зоне гипергенеза. Элементы-примеси характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений [7; 11; 12; 13].

Таблица 1 – Химический состав и пробаность золотин из россыпей Террасовая-I, II и III (вес. %)

Россыпь	№ золотины	As	Se	Hg	Bi	Cu	Os	Ir	Pt	Pd	Au	Ag	Пробность
Терр.-I	22ц		0,88	0,27	0,03	-	0,02	0,13	-	0,02	79,88	18,79	810
	22к	0,09	0,82	0,17	-	0,08	-	-	-	-	80,13	18,79	810
	23ц	0,03	1,13	-	-	-	0,20	0,09	-	-	78,33	20,24	795
	23к	0,02	0,86	0,46	-	0,04	-	0,20	-	-	78,16	20,30	794
Терр.-II	24ц	-	1,28	0,69	0,04	0,02	-	0,06	-	-	76,25	21,68	779
	24к	-	0,85	0,16	-	-	-	-	-	-	76,76	22,23	775
	25ц	-	1,26	0,12	-	0,03	0,14	0,18	-	-	79,06	19,24	804
	25к	0,06	1,32	0,61	0,17	0,05	0,08	-	-	-	78,56	19,19	804
Терр.-III	26ц	-	1,32	-	0,36	0,02	0,12	0,15	0,09	-	80,51	17,44	822
	26к	-	1,21	0,39	0,06	-	0,15	-	0,16	-	80,48	17,55	821
	27ц	0,07	1,04	0,21	-	0,02	0,22	0,02	0,09	-	81,57	16,78	829
	27к	0,03	1,06	0,04	0,09	0,02	0,27	0,02	0,03	-	81,18	17,28	825

В россыпи отмечаются зерна минералов платиновой группы преимущественно мелкие уплощенные изометричные таблички размером 0,2×0,5 мм и 1,0×1,5 мм (рис. 3 а). В ходе проведения комплекса поисково-оценочных работ платиноиды в подсчет запасов не включены в виду редкости и ничтожности в долевого соотношении к золоту. Минералы платиновой группы представлены преимущественно Os(34-50%)–Ir(30-40%)–Ru(11-29%) сплавами (рис. 3 б) и единичными зёрнами платины с содержанием Fe от 5 до 10% (табл. 2). В целом по Уразовскому россыпному полю количество зерен Os–Ir–Ru к Pt–Fe соотносится как 10:1.

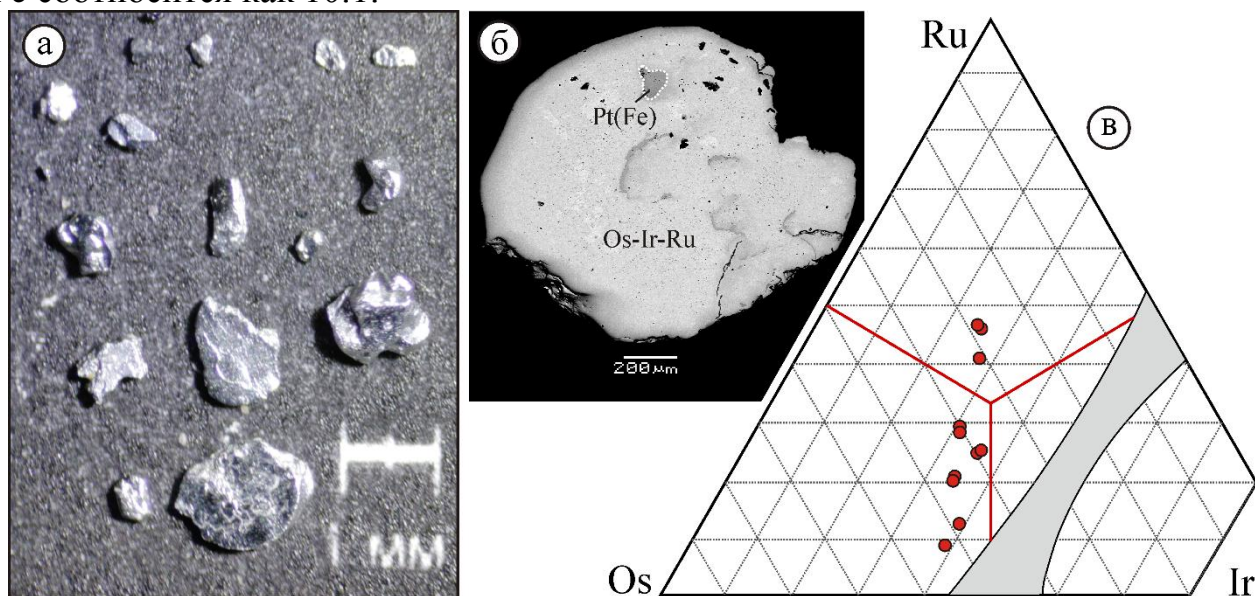


Рис. 3. Фотографии минералов платиновой группы из россыпей Террасовая-I и II (а), электронно-микроскопические изображения поверхности зерна Os-Ir-Ru с включением ферроплатины (б) и треугольная диаграмма для тугоплавких ЭПГ (в).

На диаграмме составов тугоплавких платиноидов (рис. 3 в) расположение фигуративных точек анализов совпадает с таковыми для географически близких россыпей Уразовского узла и пространственно связанных с офиолитами россыпей Миасской группы (Киалимская, Малоиремельская) и Байрамгуловской россыпной зоны (Байрамгуловская, Ингульская россыпи) [14; 15].

Таблица 2 – Химический состав минералов платиновой группы из россыпей Террасовая-I и II (вес. %)

Россыпь	№ зерна	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Pd	Сумма
Терр.-I	1центр	-	-	-	11,32	0,60	48,73	36,80	-	-	97,46
	1край	-	-	-	11,59	0,30	48,51	36,75	-	-	97,15
	2центр	0,50	-	-	4,44	0,40	50,97	37,45	-	-	93,76
	3центр	5,84	-	-	-	1,88	-	-	88,23	0,82	96,77
	4центр	0,89	-	-	25,47	0,85	37,01	32,54	1,41	-	98,17
	5центр	0,34	-	-	6,53	-	49,01	39,18	-	-	95,06
Терр.-II	6центр	8,73	-	0,60	-	-	-	-	91,60	0,07	101,00
	6край	8,74	-	0,65	-	-	-	-	90,38	0,12	99,89
	7центр	0,45	-	-	29,31	1,06	34,53	29,36	2,30	-	97,02
	7край	0,43	-	-	29,41	0,73	34,48	30,39	2,60	-	98,03
	8включ.	10,09	1,57	1,14	-	1,62	-	6,68	77,12	1,11	99,33
	8свет.ф.	0,46	-	-	14,59	1,05	43,16	39,80	0,63	-	99,68
	8темн.ф.	0,40	-	-	13,75	1,02	42,39	37,87	0,31	-	95,74
	9центр	0,39	-	-	16,38	0,13	44,63	34,17	-	-	95,71
	9край	0,42	-	-	17,25	-	44,94	34,51	-	-	97,13

Коренные источники благородных металлов. Учитывая морфологические особенности золота и развитие современной гидросети, можно предположить, что коренными источниками благородных металлов в Уразовском россыпном поле, и в частности россыпей Террасовая-I, II и III, являлись расположенные в зоне Главного Уральского разлома месторождения и проявления золота (Кызылташское, Пучковское, Батмакайское, Березовая Роща I и II). В них широко развита золото-сульфидная минерализация в березитизованных и окварцованных карбонатных отложениях кизильской свиты, граувакках зилаирской свиты и углеродистых сланцах поляковской толщи. Последняя протягивается на десятки километров на север, и практически на всем своем протяжении является рудовмещающей для целого ряда золотых объектов (Сиратур, Фельшерское, Голенькие Горки, Широкая жила, Черноозерское) [16; 17] и генерирует протяженные и богатые россыпи золота (Уйскую, Балбуковскую, Шардатма и др.).

Присутствие зерен минералов платиновой группы в объектах Уразовского россыпного поля и большинства россыпей Главного Уральского разлома

связывается с широким развитием здесь габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса ($v\sigma_{O_{1-2}S}$). Повышенные содержания элементов группы платины и золота отмечались ранее и в близрасположенных медных месторождениях в габброидных массивах (Кириябинском, Вознесенском) [18; 19], а также в хромитовых проявлениях Миндякского, Нуралинского и Галовского массивов [14; 15; 20].

Заключение. Таким образом, изучение золота россыпей Террасовая-I, II и III показало, что оно представлено слабо окатанными агрегатами, комковато-угловатой и пластинчатой формы, реже встречаются дендритовидные и скелетные образования. Отмечаются крупницы и проволковидные образования «нового» золота. По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть веса приходится на зерна размерами от 0,8 до 1,5 мм. Комплекс морфологических особенностей позволяет отнести Террасовую-II к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины.

Микрозондовый анализ золотин позволил изучить их геохимические особенности, в том числе пробность, состав элементов-примесей. Установлено, что в россыпи присутствует один тип среднепробных золотин (775–830). Элементы-примеси в них характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений. Основными источниками золота, по-видимому, служили золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко развитые в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома. Присутствие в химическом составе золотин элементов группы платины, а также находки их самостоятельных минеральных фаз в шлихах указывает на их вероятный привнос при дренировании массивов габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса ($v\sigma_{O_{1-2}S}$).

ЛИТЕРАТУРА

1. Казаков П.В. (2019) Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Серия: Геология. 2019. Т. 18. № 3. С. 267-275. DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.267.
2. Шатилова Л.В., Позднякова Н.Н., Краснов А.Н., Рогова О.Ю. (2023) Типоморфные признаки самородного золота россыпей Тарлауской площади (Южный Урал) // Отечественная геология. 2023. № 2. С. 27-42. DOI:10.47765/0869-7175-2023-10007.
3. Казаков П.В., Салихов Д.Н. (2006) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
4. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Серия Уральская. Лист N-40 (Уфа). Объяснительная записка, СПб.: ФГБУ

- «ВСЕГЕИ», 2013. 512 с.
5. Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе). Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVIII (Учалы). Объяснительная записка. М.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 386 с.
 6. Сначёв А.В. (2021) Геологическое строение, морфология и состав золота россыпи Террасовая-II (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2021. Т. 19. № 5. С. 20-30. DOI: 10.17122/ngdelo-2021-5-20-30.
 7. Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
 8. Осовецкий Б.М. (2016) «Новое» золото. Пермь: ПГНИУ, 2016. 115 с.
 9. Петровский В.А., Сухарев А.Е. (2018) Морфология и состав обломочного золота из отработанных россыпей Кожимского района (Полярный Урал) // Инноватика и экспертиза. 2018. Т. 3. № 24. С. 85-92.
 10. Силаев В.И., Хазов А.Ф., Жарков В.А., Сокерин М.Ю., Филиппов В.Н. (2013) Геологическая информативность обломочного золота в современных речных отложениях (на примере Предуральского краевого прогиба) // Уральский геологический журнал. 2013. Т. 96. № 6. С. 21-32.
 11. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J. (2003) Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. pp. 1-29. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.1.1
 12. Горячев Н.А. (2019) Месторождения золота в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. №6. С. 3-18. DOI: 10.31857/S0016-77706163-18
 13. Lui H., Beaudoin G. (2021) Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits. *Ore Geology Reviews*. 2021. Vol. 132. 104066. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104066
 14. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д. (2016) Сростки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31-46.
 15. Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. (2017) Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670-674. DOI: 10.7868/S0869565217300156
 16. Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И. (2011) Черноозерское проявления золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 439. № 1. С.83-85.
 17. Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. (2020) Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского

университета, Серия 4: Геология. 2020. №. 5. С. 64-70. DOI: 10.33623/0579-9406-2020-5-64-70

18. Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. (2002) Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 266 с.
19. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2016) Структурный контроль и перспективы поисков золотого оруденения в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал) // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 1. С. 14-18. DOI: 10.18599/grs.18.1.13.
20. Савельев Д.Е., Нугуманова Я.Н., Гатауллин Р.А., Сергеев С.Н. (2019) Хромититы зоны меланжа Нуралинского массива (Южный Урал) // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 77-90. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-1-6.

REFERENCES

1. Kazakov P.V. Rossypi zolota v pogrebennom karste Mindyaxskoy mezhgornoy depressii (Yuzhnyy Ural) [Placers of gold in the buried karst of the Mindyak intermountain depression (Southern Urals)]. Bulletin of the Perm University. Series: Geology. 2019. Vol. 18. No. 3. Pp. 267–275. DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.267 (In Russian).
2. Shatilova L.V., Pozdnyakova N.N., Krasnov A.N., Rogova O.Yu. Tipomorfnyye priznaki samorodnogo zolota rossypey Tarlauskooy ploshchadi (Yuzhnyy Ural) [Typomorphic features of native gold placers of the Tarlauskaya area (Southern Urals)]. Otechestvennaya geologiya. 2023. No. 2. Pp. 27–42. DOI:10.47765/0869-7175-2023-10007 (In Russian).
3. Kazakov P.V., Salikhov D.N. Poleznyye iskopayemyye Respubliki Bashkortostan (rossypnoye zoloto) [Minerals of the Republic of Bashkortostan (placer gold)]. Ufa: Gilem, 2006, 288 p. (In Russian).
4. Knyazev Y.G., Knyazeva O.Y., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aydarov E.M., Masagutov R.H., Arslanova E.R. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (3-ye pokoleniye). Ser. Ural'skaya. List N-40 Ufa [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (3rd generation). Ser. Ural. Sheet N-40 Ufa]. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2013, 512 p. (In Russian).
5. Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makariev L.B., Matyushkov A.D., Molchanova E.V., Stromov V.A. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200000 (izdaniye vtoroye). Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XVIII (Uchaly). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200000 (second edition). Series South Ural. Sheet N-40-XVIII (Uchaly). Explanatory letter.]. Moscow: FGBU "VSEGEI", 2018, 386 p. (In Russian).
6. Snachev A.V. Geologicheskoye stroyeniye, morfologiya i sostav zolota rossypi Terrasovaya-II (Yuzhnyy Ural) [Geological structure, morphology and composition

- of gold in the Terrasovaya-II placer (Southern Urals)]. *Neftegazovoye delo*. 2021. Vol. 19. No. 5. Pp. 20–30. DOI: 10.17122/ngdelo-2021-5-20-30. (In Russian).
7. Petrovskaya N.V. *Samorodnoye zoloto* [Native gold]. Moscow: Nauka, 1973. 348 p. (In Russian).
 8. Osovetsky B.M. «Novoye» zoloto ["New" gold]. Perm: PGNIU, 2016, 115 p. (In Russian).
 9. Petrovsky V.A., Sukharev A.E. *Morfologiya i sostav oblomochnogo zolota iz otrabotannykh rossypey Kozhimskogo rayona (Polyarnyy Ural)* [Morphology and composition of detrital gold from waste placers of the Kozhimsky district (Polar Urals)]. *Innovatika i ekspertiza*, 2018. Vol. 3. No. 24. Pp. 85–92. (In Russian).
 10. Silaev V.I., Khazov A.F., Zharkov V.A., Sokerin M.Yu., Filippov V.N. *Geologicheskaya informativnost' oblomochnogo zolota v sovremennykh rechnykh otlozheniyakh (na primere Predural'skogo krayevogo progiba)* [Geological information content of clastic gold in modern river sediments (on the example of the Cis-Ural foredeep)]. *Ural Geological Journal*. 2013. Vol. 96. No. 6. Pp. 21–32. (In Russian).
 11. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. Pp. 1–29. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.1.1.
 12. Goryachev N.A. *Mestorozhdeniya zolota v istorii Zemli* [Gold deposits in the history of the Earth]. *Geology of ore deposits*, 2019. Vol. 61. No. 6. Pp. 3–18. DOI: 10.31857/S0016-77706163-18 (In Russian).
 13. Lui H., Beaudoin G. Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits. *Ore Geology Reviews*. 2021. Vol. 132. 104066. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104066
 14. Zaikov V.V., Melekestseva I.Yu., Kotlyarov V.A., Zaikova E.V., Krainev Yu.D. *Srostki mineralov EPG v Miasskoy rossypnoy zone (Yuzhnyy Ural) i ikh korennyye istochniki* [Intergrowths of PGE minerals in the Miass alluvial zone (Southern Urals) and their primary sources]. *Mineralogy*. 2016. No. 4. Pp. 31–46. (In Russian).
 15. Zaikov V.V., Kotlyarov V.A., Zaikova E.V., Blinov I.A. *Mikrovklyucheniya rudnykh mineralov v zolote Miasskoy rossypnoy zony (Yuzhnyy Ural) kak pokazatel' korennykh istochnikov* [Microinclusions of ore minerals in gold of the Miass alluvial zone (Southern Urals) as an indicator of primary sources]. *Doklady Akademii Nauk*, 2017. Vol. 476. No. 6. Pp. 670–674. DOI: 10.7868/S0869565217300156 (In Russian).
 16. Snachev A.V., Kuznetsov N.S., Snachev V.I. *Chernoozerskoye proyavleniya zolota – pervyy ob'yekt na Yuzhnom Urale v uglerodistykh otlozheniyakh ofiolitovoy assotsiatsii* [Chernoozerskoe occurrence of gold - the first object in the Southern Urals in the carbonaceous deposits of the ophiolite association]. *Doklady Akademii Nauk*. 2011. Vol. 439. No. 1. Pp. 83–85. (In Russian).
 17. Snachev A.V., Latypov F.F., Snachev V.I., Rassomahin M.A., Koshchug D.G.,

- Vyatkin S.V. Siraturskoye mestorozhdeniye zolota v uglirodistykh otlozheniyakh ofiolitovoy assotsiatsii (Yuzhnyy Ural) [Siraturskoe gold deposit in carbonaceous deposits of ophiolite association (Southern Urals)]. Bulletin of Moscow University, Series 4: Geology. 2020. No. 5. Pp. 64–70. DOI: 10.33623/0579-9406-2020-5-64-70. (In Russian).
18. Rykus M.V., Snachev V.I., Nasibullin R.A., Rykus N.G., Saveliev D.E. Osadkonakopleniye, magmatizm i rudonosnost' severnoy chasti zony Uraltau [Sedimentation, magmatism and ore content of the northern part of the Uraltau zone]. Ufa: BGU, 2002. 266 p. (In Russian).
19. Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. Strukturnyy kontrol' i perspektivy poiskov zolotogo orudneniya v zone Nuralino-Voznesensko-Buydinskogo razloma (Yuzhnyy Ural) [Structural control and prospects for prospecting for gold mineralization in the Nuralino-Voznesensko-Buidinsky fault zone (Southern Urals)]. Georesursy. 2016. Vol. 18. No. 1. Pp. 14–18. DOI: 10.18599/grs.18.1.13 (In Russian).
20. Saveliev D.E., Nugumanova Ya.N., Gataullin R.A., Sergeev S.N. Khromitity zony melanzha Nuralinskogo massiva (Yuzhnyy Ural) [Chromitites of the melange zone of the Nuralinsky massif (Southern Urals)]. Geologicheskiy vestnik. 2019. No. 1. Pp. 77–90. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-1-6. (In Russian).

Финансирование: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № FMRS-2022-0011.

Автор благодарит Г.В. Бойкова за предоставленные геологические материалы и И.А. Брызгалова (МГУ) за проведенные аналитические исследования.

Сведения об авторах:

Сначёв Александр Владимирович, Ведущий научный сотрудник Института геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, г. Уфа, Российская Федерация 450006, г. Уфа, Российская Федерация, ул. Карла Маркса, д. 16/2. E-mail: SAVant@rambler.ru. ORCID ID: 0000-0002-9275-0081.

Author's personal details

Snachev Alexander Vladimirovich, Leading Researcher of the Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Ufa, Russian Federation 450006, Ufa, Russian Federation, st. Karl Marx, 16/2. E-mail: SAVant@rambler.ru. ORCID ID: 0000-0002-9275-0081.

© Сначёв А.В.

