ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 24 № 6 2024 Ноябрь–Декабрь

Основан в 2001 году

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 24 No. 6 2024 November–December

Founded in 2001

Литосфера, 2024. Том 24, № 6
Научный журнал
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45
Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте http://lithosphere.ru

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Lithosphere (Russia), 2024. Volume 24, No. 6
Scientific journal
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: http://lithosphere.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Том 24, № 6, 2024

Contents

Volume 24, No. 6, 2024

УДК 551.1:550.83(516) DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-943-961

Субдукция и рифтогенез – отражение колебательного тектогенеза на границах литосферных сегментов в вероятностно-детерминистских гравитационных моделях

А. М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4, e-mail: petris2010@mail.ru

Поступила в редакцию 06.09.2023 г., принята к печати 25.04.2024 г.

Объекты исследований. Конвергентные границы Евразиатской, Северо-Американской, Тихоокеанской литосферных плит и протоокеанической плиты Южно-Китайского моря на Востоке Азии. *Цель исследований.* На основании тектонического анализа 3D реологических гравитационных моделей, сопоставляемых с существующими геолого-геофизическими данными, изучить глубинное строение зон сочленения литосферных плит и определить пространственно-временные взаимоотношения субдукционных и рифтогенных структур. *Материалы и методы.* Использованы наземные и морские гравиметрические наблюдения на территории РФ и мировой каталог гравиметрических данных Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr, model: EGM08_CBA_global_2190_2.5m на территориях Юго-Восточного Китая и Японского моря. Основным методом исследований является гравитационный метод моделирования реологических свойств земной коры и верхней мантии по распределениям плотностной контрастности (дифференциации) геологических сред (авторский метод). *Результаты.* Выполнен анализ 3D распределений плотностных неоднородностей в тектоносфере Северо-Востока России, Япономорского региона, Сихотэ-Алиня и Юго-Восточного Китая, в результате которого в Восточной Азии выявлены одинаковые следы тектонических процессов на границах литосферных сегментов, отражающие их направленно-колебательный характер. Следы субдукционных процессов обнаружены в форме наклонных жестких тектонических пластин, отражаемых максимумами плотностной контрастности и пододвинутых под континентальную окраину и островные дуги. Однако они не были постоянными и периодически прерывались откатами, или разрывами, субдуцирующих слэбов под воздействием рифтогенных и трансформных сдвиговых процессов. По времени проявления рифты и сопряженные с ними сдвиги смещались по направлению от автохтонных сегментов к аллохтонным: на Северо-Востоке Азии – от Северо-Азиатского кратона к Северо-Американской плите, на востоке Азии – от континента к Тихому океану, а на юго-востоке – от протоокеанической плиты Южно-Китайского моря к плите Янцзы. *Выводы.* Установленные черты строения и геодинамической эволюции конвергентных зон являются универсальными характеристиками верхних твердых оболочек Земли (кора и нижняя литосфера), перемещающихся над подкоровым вязким слоем и астеносферой под влиянием колебательных напряжений, обусловленных, скорее всего, изменениями параметров вращения Земли. Во всех четырех регионах обнаружена одинаковая последовательность субдукционных и рифтогенных процессов: субдукция, сопровождаемая надвиганием верхнекорового слоя на автохтонные сегменты, неоднократно прерывалась разрывами коровых и литосферных пластин и образованием структур растяжения-сдвига. Субдукция не является главным и определяющим тектоническим процессом в зонах конвергенции литосферных плит, а представляет собой частный элемент колебательного тектогенеза.

Ключевые слова: *гравитационные модели, земная кора, верхняя мантия, реология, субдукция, рифтогенез, Восточная Азия*

Источник финансирования

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования "Дальний Восток России как часть Восточной Азии: закономерности и региональные особенности геологического строения и динамики геосистем" № FWUG-2024-0004 / 1021062311240-7-1.5.6;1.5.5.1

Subduction and rifting – reflect of oscillatory tectonic processes on boundaries of the lithosphere segments in the probable-deterministic gravity models

Для цитирования: Петрищевский А.М. (2024) Субдукция и рифтогенез – отражение колебательного тектогенеза на границах литосферных сегментов в вероятностно-детерминистских гравитационных моделях. *Литосфера*, **24**(6), 943-961. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-943-961

For citation: Petrishchevsky A.M. (2024) Subduction and rifting – reflect of oscillatory tectonic processes on boundaries of the lithosphere segments in the probable-deterministic gravity models. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 943-961. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-943-961

Alex M. Petrishchevsky

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, FEB RAS, 4 Sholom Aleikhem st., Birobidzhan 679016, Russia, e-mail: petris2010@mail.ru

Received 06.09.2023, accepted 05.04.2024

Research subject. Convergent boundaries of the Euroassian, North American, Pacific lithosphere plates and protooceanic plate of the South China Sea on the Eastern Asia. *Aim.* On the base of tectonic analysis of 3D rheological gravity models compared with another geologic-geophysical data to study deep structures in zones of joint of lithosphere plates and to define space-time relations between subducton and rift structures. *Material and Methods.* Land and seas gravity measurements on the Russian territory and Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr, модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m on the territories of South East China and Sea of Japan were used. Main method of research is the gravity method for modeling of rheological properties of the crust and upper mantle by distributions of the density contrast (differentiation) of geological media (authors method). *Results.* Analysis of 3D distributions of density inhomogeneities in a tectonosphere of the North East Russia, Japan Sea Region, Sikhote Alin and South East China is carried out, as a result of which in the Eastern margin of Asia identical traces of tectonic processes on boundaries of the lithosphere plates, reflected their directed-oscillatory character are revealed. Traces of the subduction processes has been founded in a shape of inclined rigid sheets (slabs) reflected by maximums of the density contrast and moved under continental margin and island arcs. However the subduction was not constant in time and periodically was interrupted by kickbacks and gaps of subducting slabs under influence of rifting and transform-shift processes. In time the rifts and attendant their shifts have been displaced in a direction from autochthonous to allochthonous segments: in the North East Asia from North Asian Craton to North American plate, on the Eastern Asia – from the continent to Pacific, and on the South East Asia – from the South China Sea Plate to Yangtze plate. *Conclusions.* Revealed features of a structure and geodynamic evolution of convergent zones are universal characteristics of upper rigid layers of the Earth (crust and lower lithosphere) moved above subcrustal viscous layer and astenosphere under influence of the oscillation tensions, caused, most likely, by deviation of the Earth rotation parameters. In all of four areas identical sequence of subductional and rifting processes has been revealed. A subduction accompanied by thrusting of the upper crust layer over autochthonous segments was repeatedly interrupted by gaps of crustal and lithosphere sheets and a formation of stretch-shift structures. Sudduction is not main and defining process in the convergent boundaries of lithosphere plate, bat represents a privet element of the oscillatory tectogenesis.

Keywords: *gravity models, crust, upper mantle, rheology, subduction, rifts, Eastern*

Funding information

The work carried out corresponding with the project of science research, affirmed by government task of the Science and High Education Ministry: "Far East Russia as a part of the Eastern Asia: conformities to nature laws and regional particularities of geological structures and dynamics of geo-systems" № FWUG-2024-0004 / 1021062311240-7-1.5.6;1.5.5.1

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

По устоявшемуся мнению, главным тектоническим процессом на конвергентных границах литосферных плит является субдукция, к которой привязываются аккреция турбидитовых комплексов, складчатость, магматизм, тектонические покровы и металлогения. Субдукция, или пододвигание, нижней литосферы активных" (аллохтонных) сегментов под автохтонные проявлена в распределениях скорости сейсмических волн (Huang, Zhao, 2006; Кулаков и др., 2011) и гипоцентров землетрясений (Геодинамика…, 2006; Huang, Zhao, 2006). Время проявления субдукционных процессов определяется по возрасту надсубдукционых вулканических толщ (Liu et al., 2017; Емельянова и др., 2020).

Рифтогенные процессы, как правило, рассматриваются отдельно от субдукционных и подразделяются на активные и пассивные. Первые характеризуются разрывами или сокращениями мощности литосферы, сопровождающимися прогибанием верхнего слоя земной коры и заполнением прогибов мезозойско-кайнозойскими терригенными и вулканическими комплексами. Вторые характеризуются гравитационным сползанием коровых пластин, или блоков, в сторону от автохтонных сегментов (Morley et al., 1989). По месту проявления рифты подразделяются на протоокеанические (спрединговые), задуговые и интраконтинентальные. Протоокеанические рифты сопровождаются симметричными относительно оси спрединга магнитными аномалиями, по которым определяется возраст рифтов (Quin et al., 2019). Время проявления других рифтогенных процессов определяется по возрасту заполняющих их терригенно-вулканических комплексов.

Геологическими доказательствами существования рифтов являются осадочные бассейны линейной формы в протяженных зонах того же простирания и сходство тектонических комплексов фундамента по обе стороны от этих зон. Так, например, определена рифтогенная природа Японского и Желтого морей.

Наши предшествующие исследования (Петрищевский и др., 2021) показали тесную пространственную связь субдукционных и рифтогенных процессов на восточной окраине Азии и привели к выводу, что оба эти процесса взаимосвязаны и яв-

ляются отражением двух сторон единого колебательно направленного тектогенеза на границах литосферных сегментов. В данной статье мы суммируем известные и приводим новые данные о реологии и глубинном строении конвергентных структур, основывающиеся на тектоническом анализе вероятностно-детерминистских гравитационных моделей. Такие модели априорно не связаны с предшествующими геолого-геофизическими моделями, однако их рассмотрение в комплексе со всеми имеющимися данными на завершающем этапе интерпретации гравитационных аномалий позволяет открывать новые черты и закономерности глубинного строения конвергентных структур.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Метод, результаты применения которого представлены ниже, обеспечивает локализацию плотностных неоднородностей 3D геологического пространства независимо от природы и относительного знака гравитационных возмущений. Этот метод диагностирует не относительную эффективную избыточную плотность геологических тел и структур, а плотностную дифференциацию геологического пространства, описываемую μ_z-параметром (Петрищевский, 2013а, 2020) – “плотностную контрастность” микститовой среды. Этот параметр отражает плотностную дифференциацию сложных систем геологических неоднородностей, аппроксимируемых эквивалентными сферическими источниками, на поверхность которых выметаются по Пуанкаре (Evans, 1933) аномальные массы объемных неоднородностей.

Опыт проведенных исследований (Петрищевский, 2008; 2013а, б; 2016а; Петрищевский, Юшманов, 2021) показывает, что плотностная контрастность (дифференциация) геологических сред связана с их реологическим состоянием. В более вязких (жестких) средах плотностная дифференциация выше, а в менее вязких (пластичных или текучих) – ниже. Поэтому высоким и повышенным значениям μ_z-параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям − зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. В разрезах земной коры максимальным значениям плотностной контрастности повсеместно соответствуют гранитно-метаморфический и нижнекоровый мафический слои земной коры, разделяемые тонким слоем пониженной вязкости. В верхней мантии высоким значениям μ_z-параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z-параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений (Петрищевский, 2008; 2013а, б; 2016а).

Интерпретационная процедура относится к классу вероятностно-детерминированных (Балк и др., 2011). Вероятность заключается в том, что интерпретируются аномалии не от конкретных геологических тел или структур, а от областей источников с неизвестным распределением плотностных неоднородностей внутри них. Пересечения областей являются случайными. Детерминированность заключается в том, что центры этих областей и распределения плотностной контрастности между центрами и поверхностями эквивалентных сфер вычисляются однозначно при широких начальных условиях ($Z > 0.5D$, $5 < H/D > 0.15$) (Петрищевский, 2013а, 2020), где Z – глубина до поверхности источника гравитационной аномалии, D – его горизонтальные размеры, H – вертикальная мощность. Математические основы и технология построения вероятностно-детерминистских гравитационных реологических моделей приводятся в работах (Петрищевский, 2013а, 2020; Петрищевский, Юшманов, 2021).

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ КОНВЕРГЕНТНЫХ СТРУКТУР

Северо-восточные границы Азии

Пограничной структурой между Азиатским континентом и Тихоокеанской литосферной плитой на северо-востоке Азии является Охотско-Чукотский вулканический пояс (рис. 1г). К западу от него располагаются структуры с архейско-протерозойским фундаментом складчатых толщ, а к востоку – Охотоморская субокеаническая плита и Корякская покровно-надвиговая система с фундаментом океанического типа. Между континентальными и окраинными структурами регистрируется резкое структурное несогласие, проявленное в складчатости и распределениях плотностных неоднородностей (см. рис. 1а–в).

Субдукция Охотоморской (разрез 2-2 на рис. 1) и Тихоокеанской (разрез 1-1 на рис. 1) плит под окраину континента выражена пододвиганием клиновидных жестких пластин под вулканический пояс и далее – под земную кору Евразиатской плиты (разрез 2-2). На крайнем востоке также проявлено пододвигание тихоокеанской литосферы под Корякскую систему (разрез 1-1).

В распределениях плотностной контрастности Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) характеризуется типичными чертами рифтогенных структур (Петрищевский, 2019): верхний слой земной коры прогнут (см. рис. 1а), а нижний – выгнут (см. рис. 1б) относительно земной поверхности.

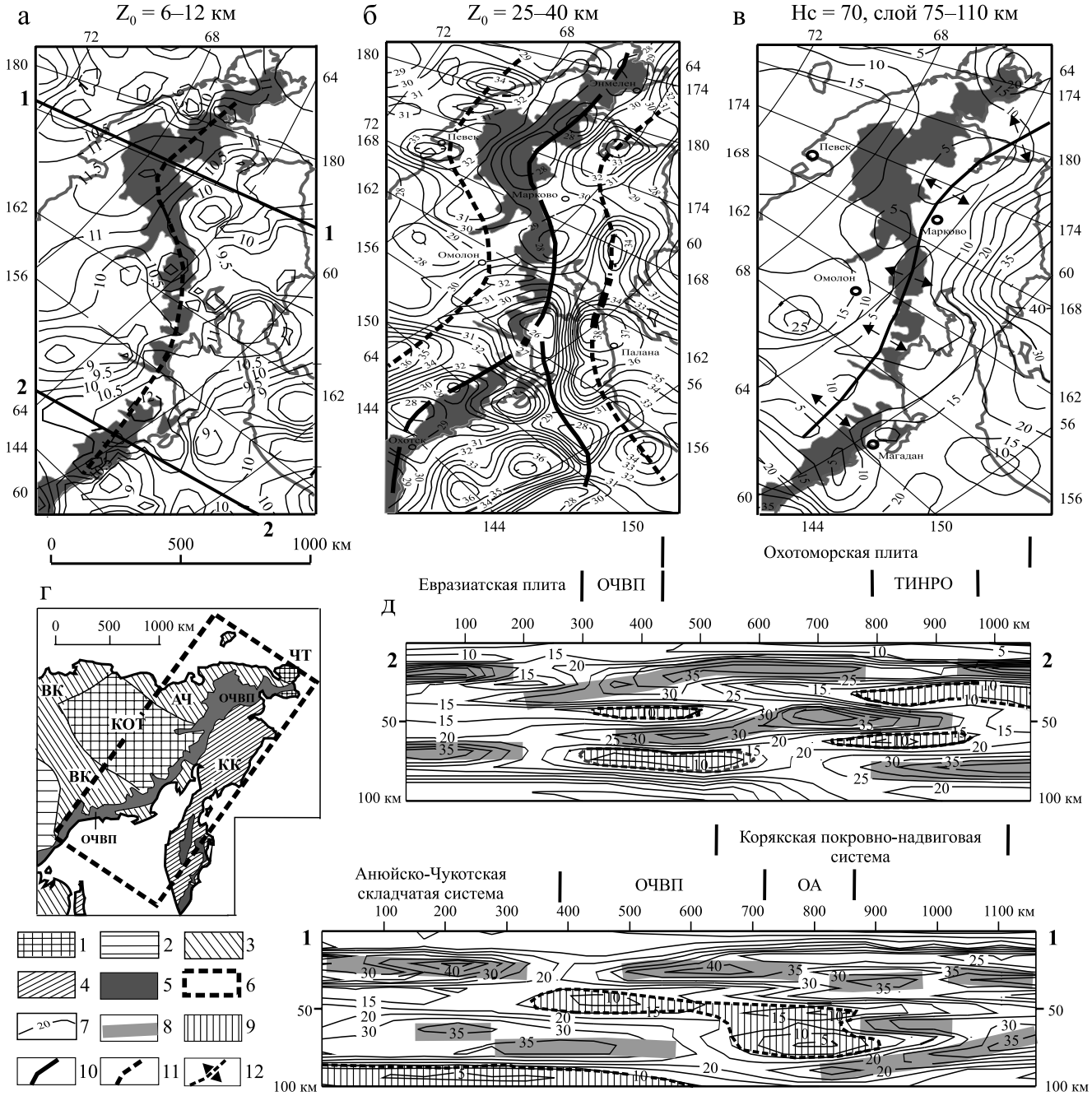

Рис. 1. Распределение центров плотностных неоднородностей (а, б) и плотностной контрастности (в, д) с обзорной схемой тектонических структур Северо-Восточной Азии (г).

1 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 2 – чехол Северо-Азиатского кратона; 3, 4 – складчатые системы мезозойские (3) и кайнозойские (4); 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 – контур гравитационной модели (а–в); 7 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей (км) на схемах “а”, “б” и плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м^2/км) на схеме “в”; 8 – жесткие пластины в разрезах; 9 – зоны пониженной вязкости в разрезах; 10, 11 – оси зон поднятий (10) и прогибов (11); 12 – ось зоны растяжения на схеме “в”. Hc – глубина среза 3D модели плотностной контрастности. Обозначения тектонических структур: складчатые системы: ВК – Верхояно-Колымская, АЧ – Анюйско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс; ОА – Охотско-Анадырский рифт; ТИНРО – осадочный бассейн.

Fig. 1. Distributions of centers of density unhomogeneities (а, б) and density contrast (в, д) with the scheme of tectonic structures of Northeast Asia (г).

1 – Kolymo-Omolonsky superterraine; 2 – cover of the North Asian craton; 3, 4 – Mesozoic (3) and Cenozoic (4) folded systems; 5 – Okhotsk-Chukotka volcanic belt; 6 – contour of gravity model (а–в); 7 – isolines of the density unhomogeneity centers (km)

on schemes “а”, “б” and density contrast (1 unit = 10^{-2} kg/m^2/km) on the scheme “в”; 8 – rigid plates in sections; 9 – zones of the lowered viscosity in sectons; 10, 11 – axes of uplifts (10) and saggings (11); 12 – the stretch zone axis on the scheme “в”. Hc – depth of the map-slices of 3D model of density contrast. Designations of tectonic structures: folded systems: ВК – Verkhoyano-Kolymsky, АЧ – Anyuysko-Chukotsky, КК – Koryak and Kamchatka; ОЧВП – the Okhotsk-Chukchi volcanic belt; ОА – Okhotsk-Anadyr rift; ТИНРО – sedimentary basin.

Астеносфера, отображаемая минимумом плотностной контрастности, приближена до глубины 70 км (см. рис. 1в). Подтверждается версия Яншина–Хаина–Гатинского (Яншин и др., 1984), которые характеризовали ОЧВП как окраинно-материковую структуру растяжения на границе литосферных плит. В.Ф. Белый (1981) начало формирования ОЧВП относит к альбскому времени, а конец – к кампану. На протяжении этого периода вулканические излияния происходили неравномерно и, по разным оценкам (Стружков, Константинов, 2005; Акинин, 2012), здесь выделяют от четырех до семи пиков вулканической активности, максимум которой (более 20% общего объема вулканитов) приходится на период 84–88 млн лет, который соответствует средней толще вулканического разреза. S-образная форма ОЧВП объясняется левосторонним трансформным сдвигом (Ханчук, Иванов, 1999). В разрезах 3D μ_z-модели (см. рис. 1г) ОЧВП располагается в зоне разрывов коровой и нижней литосферной жестких пластин.

Вулканический пояс сопровождается вязкими линзами (минимумами плотностной контрастности) в подкоровом слое (см. рис. 1д) – вероятными магматическими источниками вулканических масс на поверхности Земли. Со стороны Охотского моря под ОЧВП пододвинуты клиновидные жесткие коровая и нижняя литосферная пластины (разрез 2-2 на рис. 1д), и это указывает на то, что охотоморская субдукция продолжалась после раскрытия Охотско-Чукотского вулканического рифта.

Следующая активизация рифтогенеза в этом регионе произошла в палеогене, и она сместилась к востоку на 200 км (рис. 2б). Кайнозойский Охотско-Анадарский рифт выражен поясом впадин: ТИНРО → Шелехова → Пенжинская → Марковская → Анадырская. Крупные впадины (ТИНРО и Анадырская) сопровождаются сокращением мощности нижнекорового слоя (см. рис. 1б) и разрывами жестких коровых пластин, а ниже регистрируются подкоровые и астеносферные зоны пониженной вязкости (см. рис. 1д), как и под ОЧВП. Это характеризует принадлежность этих впадин к рифтовой системе.

Таким образом, на окраине Северо-Восточной Азии наблюдается проявление двух рифтогенных процессов, чередующихся во времени с охотоморской на юге (K_2) и тихоокеанской на севере (Pg-Q) субдукциями литосферных плит.

История повторяется в зоне коллизии Тихоокеанской плиты с Камчатской композитной островной дугой (рис. 3). Здесь в распределениях плотностной контрастности хорошо проявлена современная субдукция Тихоокеанской плиты (см. рис. 3б–д). Центрально-Камчатский вулканический пояс (ЦКВП) приурочен к широкой зоне минимума плотностной контрастности (см. рис. 3д), характерной для рифтов (Петрищевский, 2019).

Утолщение нижнекорового слоя (см. рис. 3б) и литосферы (см. рис. 3в) в западной части Камчатского полуострова связано с существованием в этом районе Западно-Камчатской островной дуги второго порядка (Коваленко, 2001; Богданов, Чехович, 2002), на которую позднее наложен ЦКВП. Островная дуга, как и большинство таких структур (Родников, 1979), характеризуется признаками сжатия: в верхнекоровом слое (см. рис. 3а) регистрируется поднятие, а в нижнекоровом (см. рис. 3б) – погружение плотностных неоднородностей.

Восточно-Камчатский вулканический пояс приурочен к фронтальной зоне тихоокеанского субдуцирующего слэба (см. рис. 3в, г) и неодинаково отображается в гравитационных моделях по простиранию пояса. В южной части наблюдаются инверсные соотношения верхнекоровых (поднятие на рис. 3а) и нижнекоровых (прогиб на рис. 3б) плотностных неоднородностей, характерные для структур сжатия, а в северной части, наоборот, – прогибание в среднекоровом слое и поднятие в нижней коре, что обычно для структур растяжения. Этот пояс находится в начальной стадии формирования.

В переходном слое литосфера-астеносфера структура сжатия (литосферное основание Западно-Камчатской островной дуги) смещена под Западно-Камчатский шельф (см. рис. 3в), а еще западнее в распределениях плотностных неоднородностей (см. рис. 3в) проявлен нижний ярус Охотско-Анадырского рифта.

По совокупности рассмотренных моделей (см. рис. 2, 3) предполагается следующая схема эволюция процессов субдукции, сжатия и растяжения в этом районе переходной зоны континент–океан:

– меловая субдукция Тихоокеанской плиты под континент, сопровождаемая сжатием и утолщением коры (см. рис. 1б);

– позднемеловой откат субдуцирующих слэбов, обусловивший растяжение и образование в ее зоне рифтогенного ОЧВП;

– кратковременное возобновление субдукции в начале палеогена с частичным проникновением жестких пластин в зону ОЧВП (см. рис. 1д);

– образование структур растяжения второго порядка на меловой границе континента (Татарский

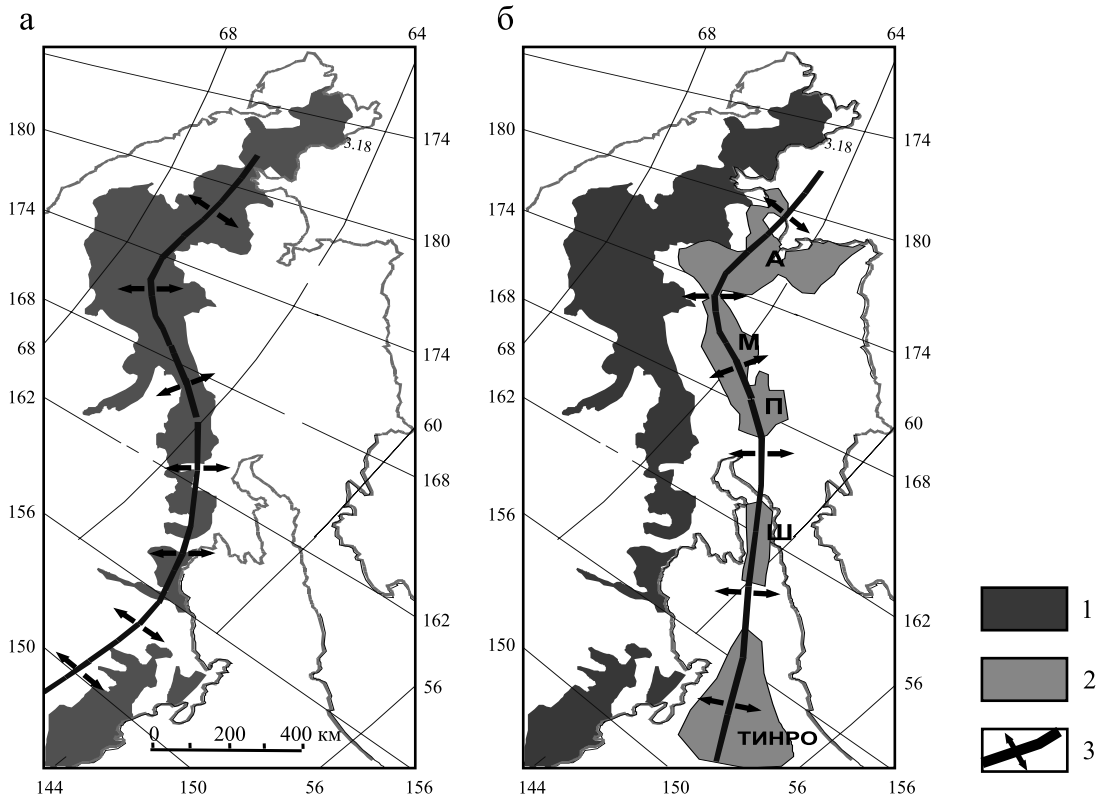

Рис. 2. Миграция рифтогенных процессов на северо-восточной окраине Азии.

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 2 – Охотско-Анадырский рифт, 3 – оси зон растяжения.
а – K_2, б – Pg–N.

Fig. 2. Migration of rifting processes on the Northeast Asian margin.

1 – Okhotsk-Chukotsky volcanic belt, 2 – Okhotsk-Anadyr rift, 3 – axes of stretching zones.
а – K_2, б – Pg–N.

и Северо-Охотский рифты) (Петрищевский и др., 2021);

– формирование новой региональной Охотско-Анадырской зоны растяжения, сопровождавшейся образованием цепи кайнозойских наложенных впадин (см. рис. 2) и Дерюгинского рифта западнее о-ва Сахалин (Петрищевский, 2016б);

– кайнозойская субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатскую композитную островную дугу (см. рис. 3б) и далее – под Охотоморскую плиту (см. рис. 3д);

– неоген-олигоценовый рифтогенез в Центральной Камчатке и на западной границе Тихоокеанской плиты, обусловивший образование Центрально-Камчатского вулканического пояса (см. рис. 3а) и Южно-Охотского рифта;

– четвертичная (современная) субдукция Тихоокеанской плиты, сопровождаемая интенсивной сейсмичностью (Геодинамика..., 2006).

Закономерное чередование субдукционных и рифтогенных процессов в течение короткого геологического времени (100–120 млн лет) является признаком направленно-колебательного тектогенеза на границах литосферных сегментов, и эти процессы смещаются во времени и пространстве. При этом субдукционные процессы носят прерывисто-направленный характер, а рифтогенные – связаны с периодическими реактивными откатами субдуцирующих слэбов. Колебательный тектогенез, вероятно, инициируется колебанием ротационных напряжений в литосферной оболочке, вызванных вариациями параметров вращения Земли.

Конвергенция Евразиатской и Северо-Американской плит

В среднем палеозое и вплоть до юрского времени между Евразиатской и Северо-Американской плитами существовал Оймяконский (Геодинамика..., 2006, или Южно-Анюйский (Тектоника..., 2001), океанический бассейн, а с начала мела на его территории началось причленение к Евразии микротеррейнов, в основном островодужного происхождения. Эта территория получи-

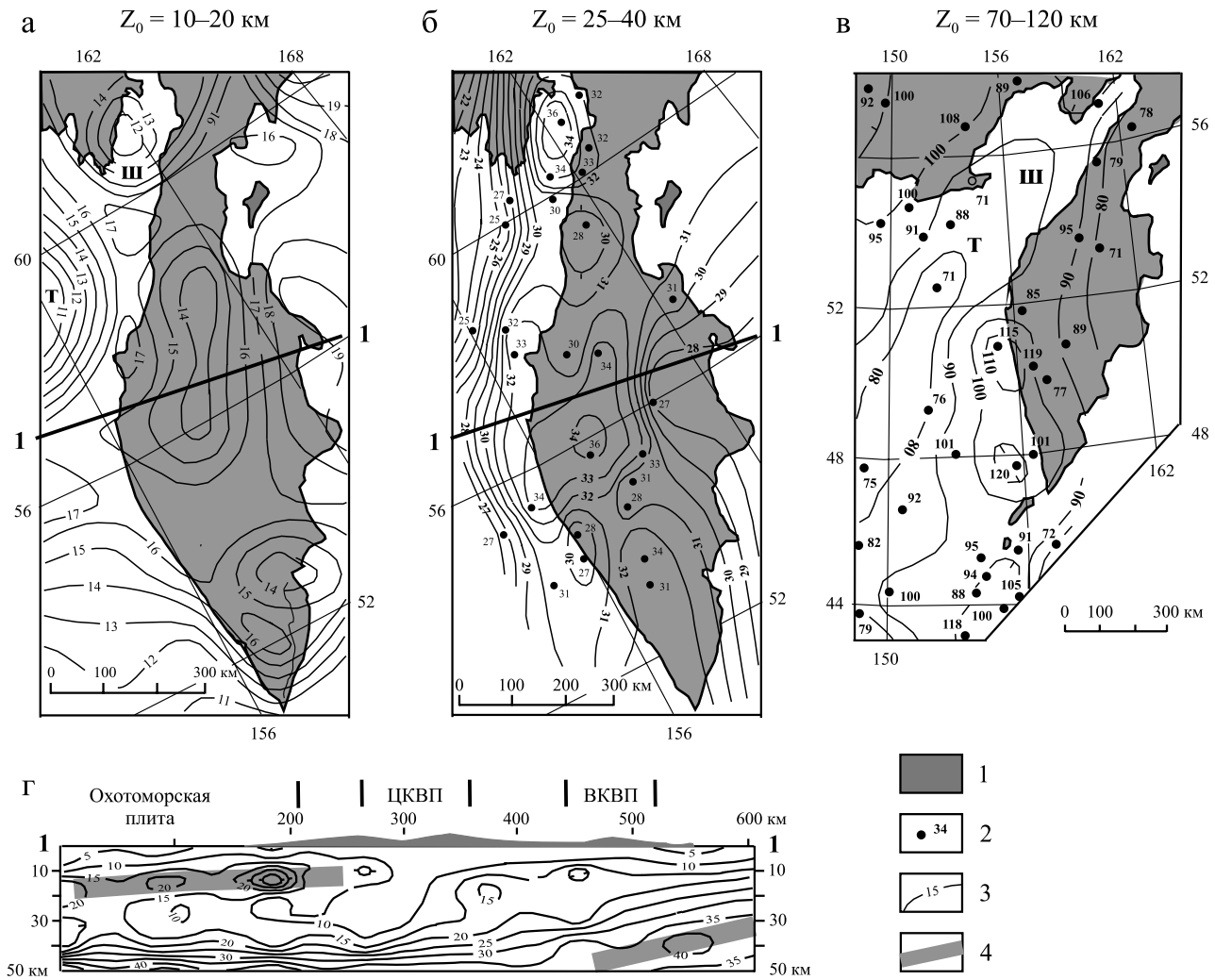

Рис. 3. Распределение центров плотностных неоднородностей в земной коре Камчатского полуострова (а, б) и переходном слое “литосфера-астеносфера” в северном районе Охотского моря (в) с разрезом μ_z-модели (г).

1 – суша; 2 – глубина центра масс, км, в точках расчета; 3 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м^2/км) в разрезе 1-1; 4 – оси жестких пластин. Вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский; осадочные бассейны: Т – ТИНРО, Ш – Шелихова.

Fig. 3. Distributions of the density unhomogeneity centers into the crust of the Kamchatka peninsula (а, б) and transitional layer “lithosphere-asthenosphere” in the northern region of the Sea of Okhotsk (в) with the section of μ_z-model (г).

1 – land; 2 – depth of the mass centers, km, in the calculation points; 3 – isolines of density contrast (1 unit = 10^{-2} kg/m^2/km) in the section 1-1; 4 – axes of rigid plates. Volcanic belts: ЦКВП – Central Kamchatka, ВКВП – East Kamchatka; basins: Т – ТИНРО, Ш – Shelikhova.

ла название Колымо-Омолонского супертеррейна (КОТ) и включена в состав Северо-Американской плиты (САП) на основании сходства тектонических комплексов. Нашими предшествующими исследованиями (Ханчук, Петрищевский, 2007) обнаружены признаки литосферной целостности этой структуры и ее обособленности от окружающих литосферных сегментов. Установлены общие черты глубинного строения КОТ, Охотоморской и Амурской литосферных плит второго порядка. От Северо-Азиатского кратона, Охотоморской и Северо-Американской плит КОТ отделен глубинными зонами растяжения – разрывами нижнего слоя литосферы (рис. 4а). По этим признакам территории КОТ отнесена нами к одноименной литосферной буферной плите окраинно-морского происхождения.

В разрезах 3D μ_z-модели (рис. 4б) ясно проявлена субдукция САП под Колымо-Омолонский супертеррейн, и это значит, что литосфера КОТ бы-

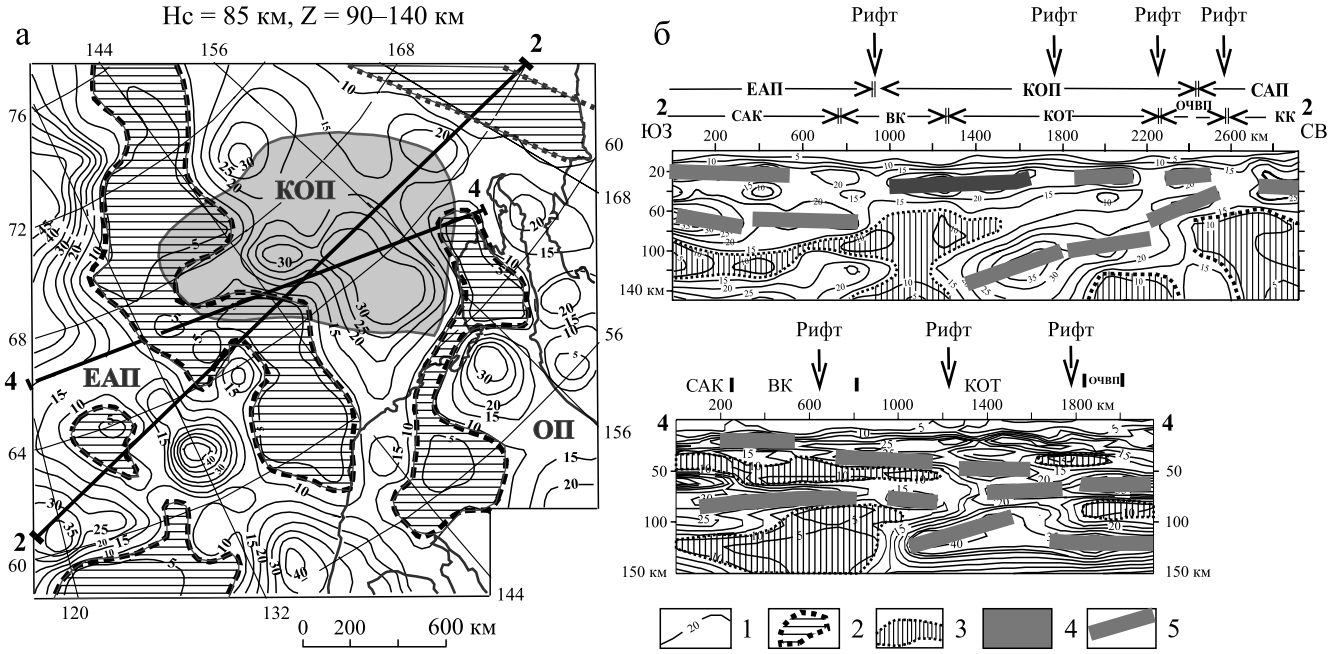

Рис. 4. Плотностная контрастность в плане (а) и разрезах (б) тектоносферы Северо-Восточной Азии.

1 – изолинии плотностной контрастности; 2, 3 – зоны пониженной вязкости в плане (2) и разрезах (3); 4 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 5 – жесткие пластины. Плиты: ЕАП – Евразиатская, САП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская; САК – Северо-Азиатский кратон; ВК – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн, КК – Корякско-Камчатская покровно-надвиговая система, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Fig. 4. The tectonosphere density contrast between North American and Eurasian plates in the lithosphere-asthenosphere depth interval (a) with sections of 3D μ_z-model (б).

1 – isolines of density contrast; 2, 3 – zones of the lowered viscosity in map-slices (2) and sections (3); 4 – Kolymo-Omolonsky superterraine; 5 – rigid plates in sections. Plates: EAP – Eurasian, САП – North American КОП – Kolymo-Omolonsky, ОП – Sea of Okhotsk; САК – North Asian craton, ВК – Verkhoyano-Kolymsky thrust-folded system, КОТ – Kolymo-Omolonsky superterraine KK – Koryak-Kamchatka napp-thrust system, ОЧВП – the Okhotsk-Chukchi volcanic belt.

ла жесткой до начала субдукции. Субдуцирующий слэб изменяет свое положение в пространстве по мере погружения в мантию, и эти смещения сопровождаются разрывами нижнего слоя земной коры (см. рис. 4б), что характерно для рифтогенных структур. Распределения плотностной контрастности показывают, что субдукция САП не является непрерывной и одноактной, а чередуется с рифтогенными процессами.

Детализация 3D μ_z-модели плотностной контрастности литосферы Верхояно-Колымского региона, построенной по двум перпендикулярным системам расчетных профилей (рис. 5б), иллюстрирует распределения плотностных неоднородностей в земной коре (см. рис. 5а, б). Здесь в зонах разрыва литосферы на границах сегментов (см. рис. 4) проявлены коровые зоны растяжения (линейные минимумы плотностной контрастности), одна из которых – Верхояно-Колымская – известна также под названием зоны Адыча-Тенькинского (Тенькинского) глубинного разлома (Шахтыров, 1997). По полученным данным, зона растяжения занимает наклонное положение и по ней происходит надвигание земной коры Северо-Американской плиты на Колымо-Омолонский супертеррейн (см. рис. 5в). Соответственно, в плане зона растяжения изменяет свое положение в разных глубинных срезах (см. рис. 5а, б).

Существование многочисленных растяжений в зоне субдукции САП свидетельствует о том, что субдукция часто прерывалась рифтогенными растяжениями и эти процессы носили колебательный характер: усиления субдукции сопровождались аккрецией приповерхностных турбидитовых комплексов и формированием складчатых зон (Иньяли-Дебинской, Илинь-Тасской, Олойской, Березовской), причленением к континенту микроконтинентов (Омолонского, Приколымского) и геоантиклинальных поднятий (Омулевского, Уяндинского, Улахан-Тасского), а периоды растяжений – образованием рифтогенных структур (Момский рифт), офиолитовых и андезито-базальтовых поясов (Южно-Анюйского, Алазейского) в раздвиговых зонах (Тильман, Богданов, 1992; Тектоника…, 2001).

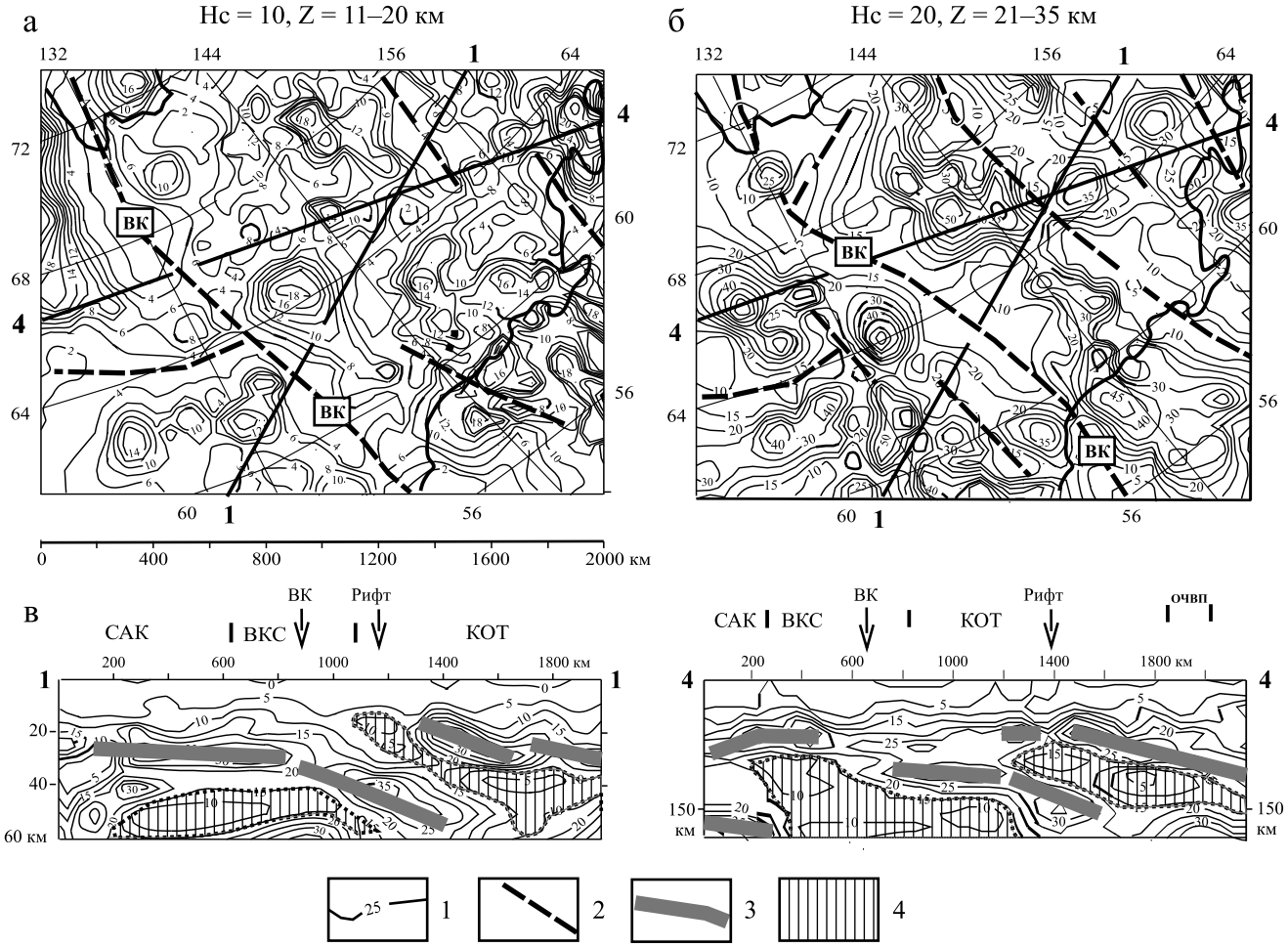

Рис. 5. Карты-срезы (а, б) и разрезы (в) 3D модели плотностной контрастности земной коры Индигиро-Колымского региона.

1 – изолинии плотностной контрастности, 2 – оси зон растяжения, 3 – жесткие пластины в разрезах, 4 – зоны пониженной вязкости. ВКС – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, ВК – Верхояно-Колымская зона растяжения, САК – Северо-Азиатский кратон, КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Fig. 5. Nap-slices (а, б) and sections (в) of 3D model of density contrast into the crust the Indigiro-Kolymsky region.

1 – isolines of density contrast, 2 – axes of stretching zones, 3 – rigid plates in sections, 4 – zones of lowered viscosity. ВКС – Verkhoyano-Kolymsky thrust-folded system, ВК – the Verkhoyano-Kolymsky stretching zone, САК – North Asian Craton, КОТ – Colima-Omolon super terraine, ОЧВП – Okhotsk-Chukotskiy volcanic belt.

Юго-восточная граница Азиатского континента

В Юго-Восточной Азии центральное место занимает плита Янцзы (рис. 6), которая на севере граничит с Северо-Китайским кратоном (СКК), а на юге – с Катазиатским блоком. Последний граничит с Южно-Китайским морем, литосфера которого, по разным предположениям, является либо фрагментом древней плиты Гондваны (Shu et al., 2011), либо – фрагментом протоокеанической плиты (Wu, Suppe, 2015). Северная граница характеризуется северо-восточным вектором тектонических напряжений, а южная – северо-западным. На границе плиты Янцзы с Северо-Китайским кратоном располагается коллизионный (компрессионный) ороген Кунлинь-Даби, выраженный максимумами плотностной контрастности в нижнем слое земной коры (см. рис. 6а) и нижней литосфере (см. рис. 6б). В его пределах сопряжены архейско-протерозойские, палеозойские и мезозойские структуры, в сильной степени деформированные, метаморфизованные и пронизанные палеозойскими и мезозойскимии гранитоидами, диоритами, габбро и эклогитами (Hacker et al., 2004; Wu, Zheng, 2013).

Как и на всей территории Восточной Азии (Петрищевский, 2008), земная кора и нижний слой литосферы в рассматриваемом регионе разделены

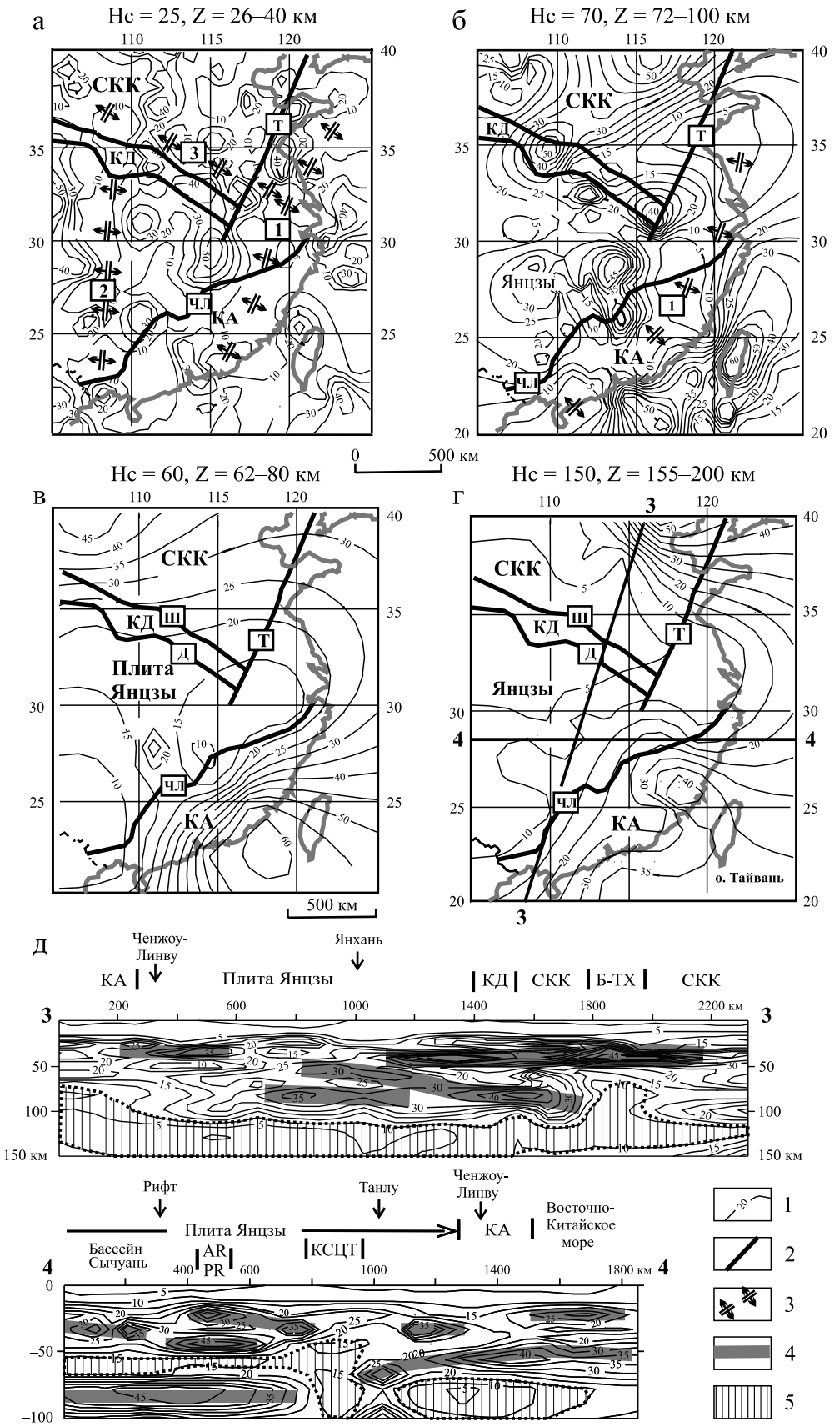

Рис. 6. Плотностная контрастность тектоносферы на юго-востоке Азиатского континента: карты-срезы (а-г) и разрезы (д) 3D модели плотностной контрастности.

1 – изолинии плотностной контрастности; 2 – разломы (Ren et al., 2002; Wang et al., 2010; Liu et al., 2015): Т – Танлу, Ш – Шаньдан, Д – Дахоньшан, ЧЛ – Ченжоу-Линву; 3 – зоны растяжения: 1 – Катазиатская, 2 – Ордос-Сычуань-Нанпаньянг, 3 – Северо-Кунлинская; 4 – жесткие пластины в разрезах; 5 – зоны пониженной вязкости в разрезах. СКК – Северо-Китайский кратон, КД – коллизионный пояс Кунлин-Даби, КА – Катазиатский блок, КСЦТ – Катазиатская структура центрального типа (Петрищевский и др., 2021), Б-ТХ – осадочные бассейны Бохайвань и Тайкань-Хефей.

Fig. 6. Density contrast of tectonosfere in the Southeast of the Asian continent: map-slices (а–г) and section (д) of 3D model of the density contrast.

1 – isolines of density contrast; 2 – faults (Ren et al., 2002; Wang et al., 2010; Liu et al., 2015): T – Tanlu, Ш – Shandang, Д – Dakhonshan, ЧЛ – Chenzhou-Linvu; 3 – stretching zones: 1 – Katazian, 2 – Ordos-Sichuan-Nanpaniang, 3 – North Kunlin; 4 – rigid plates in sections. 5 – zones of lowered viscosity. СКК – the North China craton, КД – collision belt Kunlin-Dabi, KA – Katazian block, КСЦТ – Katazian structure of the central type (Petrishchevsky at al., 2021), Б-ТХ – Bohai and Taykan-Hefei.

слоем пониженной вязкости (минимумом плотностной контрастности), который в плане укладывается в границы плиты Янцзы (см. рис. 6в). Большинство исследователей этого региона (Hacker et al., 2004; Wu et al., 2013; Liu et al., 2015) предполагают субдукцию плиты Янцзы под кратон, что находит отражение в размещении жестких пластин на границе этих структур (разрез 3-3 на рис. 6д). Установлены признаки сочетания процессов субдукции (Liu et al., 2015; Li et al., 2015) и надвигания (обдукции) верхнего слоя земной коры плиты Янцзы на Амурскую плиту (Liu et al., 2015; Fu et al., 2018).

Разрывы нижнего слоя земной коры в разрезе 3-3 (см. рис. 6д) совпадают с расположением разлома Ченжоу-Линву и рифтогенной впадины Янхань. На северном отрезке разреза 3-3 поднятие подкорового вязкого слоя и разрыв нижнего слоя литосферы совпадают с осадочными бассейнами Бохайвань-Тайкань-Хефей. Эти бассейны прилегают с запада к зоне растяжения-сдвига Танлу.

Сочленение плиты Янцзы с СКК напоминает сочленение Охотоморской плиты с Северо-Азиатским кратоном (разрез 2-2 на рис. 1д), где тонкая литосфера Охотоморской плиты пододвигается не под континентальную литосферу, а под земную кору, т. е. внедряется в подкоровый вязкий слой (Петрищевский, 2008).

Во фронте коллизионного орогена Кунлинь-Даби в нижнем слое коры проявлена Северо-Кунлинская зона растяжения (см. рис. 6а), указывающая на пространственную сопряженность субдукции с рифтогенезом.

Коллизионный ороген Кунлинь-Даби имеет много общего с Солонкерским и Монголо-Охотским складчатыми поясами, также располагающимися на границах крупных литосферных сегментов. Монголо-Охотский пояс характеризуется как типичная коллизионная складчато-надвиговая структура, сопряженная с рифтогенезом (Gordienko, 1994) и сдвигами (Khanchuk et al., 2015). Коллизионные и субдукционные процессы на границах Северо-Азиатского, Амурского и Северо-Китайского сегментов в позднем палеозое и раннем мезозое протекали похожим образом и были определены тектоническими стрессами, обусловленными конвергенцией Индийской и Евразиатской литосферных плит первого порядка.

Такая же сопряженность коллизионных, субдукционных и рифтогенных процессов проявлена в южных прибрежных районах континентальной окраины, где океанические коровые пластины со стороны Южно-Китайского моря проникают под Катазиатский блок, а жесткие пластины в нижней литосфере пододвигаются еще дальше – под плиту Янцзы (см. рис. 6в–д). В нижней коре (см. рис. 6а) и нижней литосфере (см. рис. 6б) во фронте субдуцирующих слэбов картируются протяженные зоны растяжения, субпараллельные континентальной окраине. В разрезе (4-4 на рис. 6) зоны растяжения Танлу и Ченжоу-Линву сопровождаются разрывами нижнего жесткого слоя земной коры.

Ряд исследователей (Wu, Suppe, 2015; Cai et al., 2019) связывает субдукцию на южной окраине Азиатского континента с протоокеаническим спредингом в центре Южно-Китайского моря, и это находит подтверждение в распределении плотностной контрастности (см. рис. 6в, г), которое характеризуется северо-западным вектором увеличения μ_z-параметра, перпендикулярным к оси спрединга.

Растяжения, обусловленные субширотными векторами тектонических напряжений, проявились не только на восточной границе континентальной окраины, но и во внутренних районах континента. Наиболее крупная континентальная зона растяжения протягивается в меридиональном направлении на западе рассматриваемого региона (см. рис. 6а), где она контролирует расположение осадочных бассейнов Ордос, Сычуань и Нанпаньянг.

Субдукция и рифтогенез в Япономорском регионе

Япономорская впадина располагается в зоне взаимодействия Тихоокеанской литосферной плиты с Амурской плитой второго порядка, входящей в состав Евразиатской плиты (Геодинамика…, 2006). Острова Японского архипелага отгораживают впадину Японского моря от Тихого океана. На основании идентичности юрских и нижнемеловых аккреционных комплексов Японских остро-

вов (пояса Мино, Тамба, Ашио, Чичибу, Симанто) и Сихотэ-Алиня (Самаркинский и Таухинский террейны) (Мартынов, 2016), а также сходства метаморфических комплексов в допалеозойском фундаменте массивов Хида (о-в Хонсю) и Ханкайского (Приморье) (Изосов и др., 2000) общепризнанным является предположение, что Японские острова представляют собой фрагменты, отделившиеся от Амурской плиты второго порядка в результате миоцен-эоценовых процессов растяжения и сдвига на ее трансформной окраине (Ханчук, Мартынов, 2011; Мартынов и др., 2016).

В разное время в Япономорском регионе проявились два этапа субдукции Тихоокеанской плиты: дорифтовый (домиоценовый) на границе континента (Мартынов, Ханчук, 2013, Мартынов и др., 2016) и позднекайнозойский – на восточной границе Японской островной дуги. Оба этапа проявились в распределениях плотностной контрастности (рис. 7в), где они выражены в наклоне жестких пластин под континент и о-в Хонсю.

В подкоровом слое верхней мантии (см. рис. 7а) в центральной части Японского моря наблюдается контрастный минимум μ_z-параметра, совпадающий с максимумом теплового потока (см. рис. 7а, б). Для большинства вулканитов Японского моря, слагающих вулканические постройки и хребты в котловинах, характерна их постспрединговая (или пост-

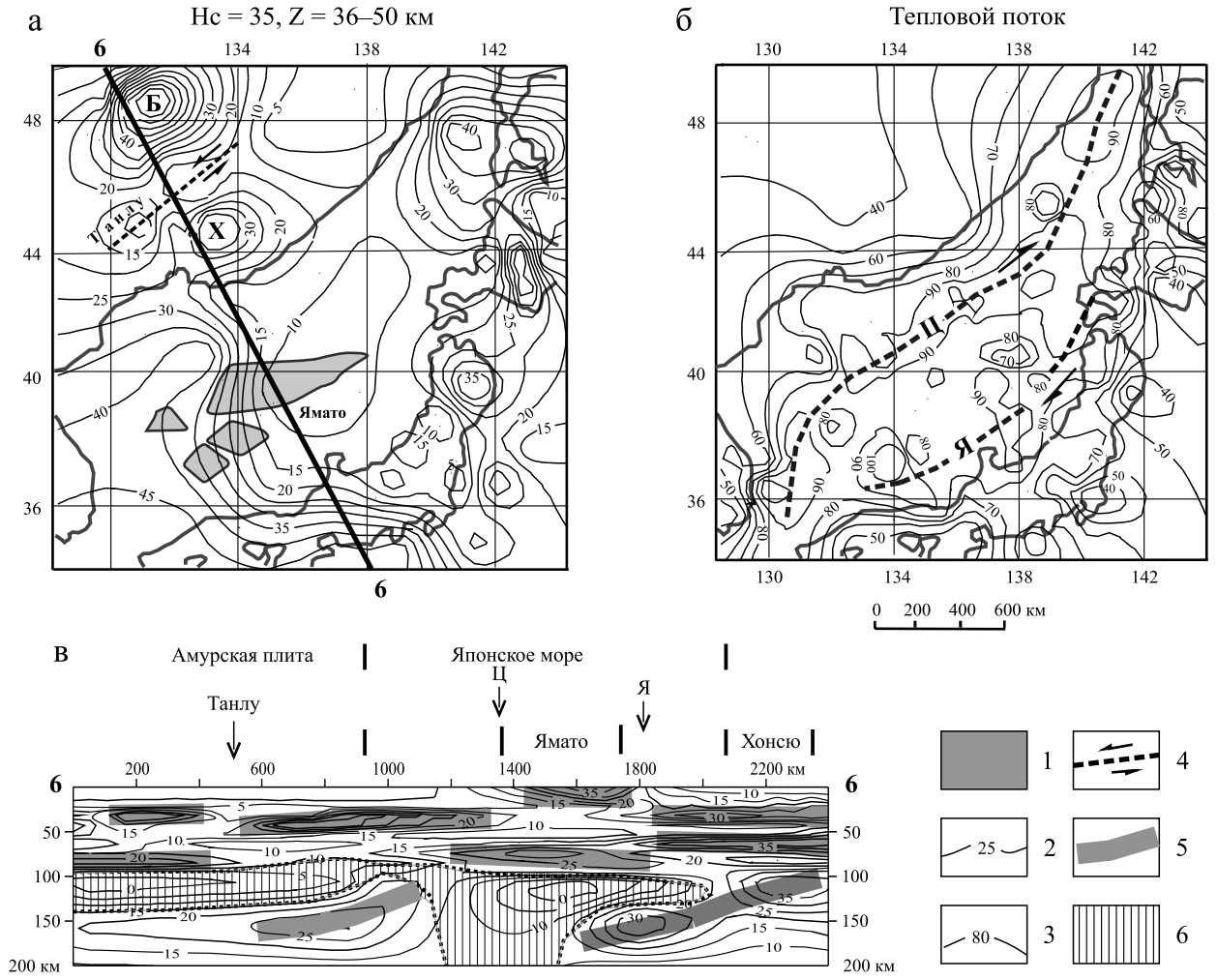

Рис. 7. Плотностная контрастность подкоровой мантии (а, в) и тепловой поток (б) в Япономорском регионе.

1 – подводные возвышенности; 2, 3 – изолинии плотностной контрастности (2) и теплового потока (3); 4 – зоны растяжения-сдвига в Японском море: Ц – Центральная, Я – Ямато; 5 – жесткие пластины в разрезах; 6 – зоны пониженной вязкости в разрезах. Обозначения блоков кратонного типа на схеме “а”: Б – Буреинский, Х – Ханкайский.

Fig. 7. Density contrast of subcrustal mantle (а, в) and heat flow (б) in the Sea of Japan region.

1 – underwater rises; 2, 3 – isolines of density contrast (2) and heat flow (3); 4 – stretch-shift zones in the Sea of Japan: C – Central, Yamato; 5 – rigid plates in sections; 6 – zones of lowered viscosity. Designations of the craton type blocks on the scheme “a”: B – Bureinsky, X – Hankaysky.

Таблица 1. Возраст, млн лет, и тектоническая позиция вулканических формаций в Западно-Тихоокеанской переходной зоне (Петришевский и др., 2021)

Table 1. Age, Ma, and tectonic states of volcanic formations in the Western Pacific Tranzition Zone (Petrishchevskii et al., 2021)

Тектоническая позиция (Tectonic state)	Юго-Восточный Китай (South East China)	Охотоморский регион (Sea of Okhotsk Region)	Япономорский регион (Japan Sea Region)
Субдукция (subducton)	160–195	140–84, 76–125	60–75
Рифтогенез (rifting)	125–138, 80–100	45–57, 25, 1–4	45, 3.0–3.5

рифтовая) плюмовая геохимия, а абсолютный возраст колеблется в интервале 4–14 млн лет (Емельянова, Леликов, 2010, 2016), на основании чего сделан вывод, что при формировании Японского моря значительный вклад внесла структура центрального типа плюмового происхождения. В распределениях плотностной контрастности (см. рис. 7в) астеносфера имеет грибовидную форму, характерную для этого типа структур.

В земной коре и подкоровой мантии наблюдаются разрывы жестких пластин, совпадающие с зонами растяжения-сдвига второго порядка в котловинах Центральной и Ямато, а также Танлу в приконтинентальном районе (см. рис. 7а, в). В Японском море они сопровождаются сокращением мощности земной коры (Кулинич, Валитов, 2011) и локальными максимумами теплового потока (см. рис. 7б). То же самое имеет место и в зоне Танлу (Диденко и др., 2010; Петрищевский и др., 2021). Центральная и Ямато зоны растяжения образуют сдвиговый дуплекс, усиливающий поперечное расширение Япономорской впадины. Некоторые исследователи (Филатова, 2008) придают этому главное значение в происхождении Японского моря.

Таким образом, рассмотренные данные доказывают существование двух этапов субдукции Тихоокеанской плиты и как минимум трех периодов активизации рифтогенных растяжений в Япономорском регионе в короткий отрезок геологического времени. Это подтверждают результаты петрохимического анализа вулканитов, драгированных со дна Японского моря (табл. 1).

Сравнение результатов петрохимического опробования вулканитов в трех районах Западно-Тихоокеанской переходной зоны (см. табл. 1) показывает близкий характер проявления субдукционных и рифтогенных процессов на всей этой территории несмотря на различия в их абсолютном возрасте.

Южный Сихотэ-Алинь

В Южном Сихотэ-Алине юрско-меловая субдукция Тихоокеанской плиты завершилась растяжением со сдвигом в зоне Самаркинского турбидитового терррейна (рис. 8), а позднее растяжения повторились в прибрежном районе (Юшманов, Петрищевский, 2004) и Японском море (см. рис. 7).

Широкий минимум плотностной контрастности, совпадающий с положением юрского Самаркинского турбидитового террейна, разделяет области с разным типом фундамента аккреционно-складчатых комплексов: гранитно-метаморфическим на западе и андезитобазальтовым островодужным на востоке (Петрищевский, 2011). В составе Самаркинского террейна различается матрикс, сложенный чередующимися турбидитовыми и меланжевыми (олистостромовыми) толщами, и конседиментационные тектонические включения разновозрастных образований преимущественно палеоокеанического происхождения. Полный разрез Самаркинского террейна представляет собой тектоностратиграфическую последовательность общей мощностью не менее 15 км (Ханчук и др., 1995), включающую карбон-пермские офиолиты, девонские, пермские и триасовые базальты с кремнями. В этом разрезе присутствуют также верхнепермские и триасово-юрские песчаники, верхнеюрские пикриты и базальты – фрагменты Сергеевского аллохтонного (Изосов и др., 2000; Петрищевский, 2011) метаморфического террейна, пододвинутого с юга под Самаркинский террейн. Присутствие Сергеевского террейна под Самаркинским подтверждается максимумом плотностной контрастности в интервале глубин 20–35 км (см. рис. 8, разрез 4-4).

Судя по распределениям плотностной контрастности (см. рис. 7), Самаркинский террейн представляет собой широкую зону вязкого сдвига. Сдвиговая составляющая зоны растяжения выражена S-образным изгибом среднекорового слоя (см. рис. 8), характерным для большинства подобных структур: Охотско-Чукотского (Ханчук, Иванов, 1999), Байкальского (Семинский, 2009), Шанси (Xu et al., 1993), Кенийского (Morley et al., 1992) и других рифтов.

Второй, позднемеловой, сдвиг с растяжением произошел на границах Кемского и Таухинского террейнов (Колумбинский и Прибрежный разломы), где в дуплексах растяжения формировались прогибы, заполненные надсубдукционными (Ханчук и др., 1995) вулканитами светловодненской и богопольской свит. Зоны растяжения контролируют размещение вулканотектонических депрессий и интрузивно-купольных структур (Юшманов, Петрищевский, 2004).

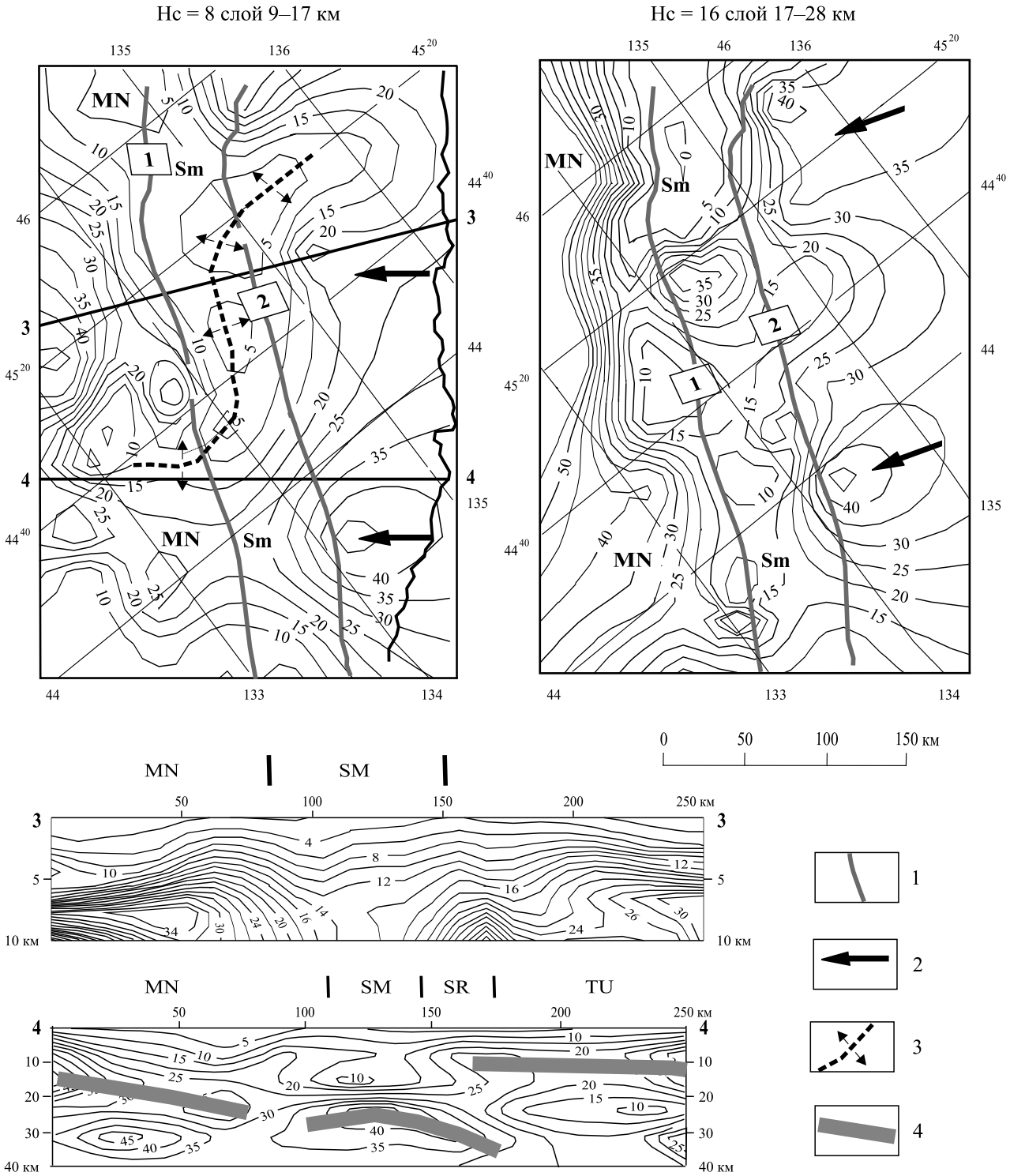

Рис. 8. Плотностная контрастность земной коры Южного Сихотэ-Алиня.

1 – разломы: 1 – Арсеньевский, 2 – Центральный; 2 – векторы надвигания островодужных пластин; 3 – ось зоны растяжения-сдвига; 4 – жесткие пластины в разрезах.

Fig. 8. The crust density contrast of the South Sikhote-Alin.

1 – faults: 1 – Arsenyevskiy, 2 – Central; 2 – vectors of thrusting of islands sheets; 3 – axis of stretch-shift zone; 4 – rigid sheets in sections.

По представлениям предшественников, субдукционные, надвиговые, рифтогенные и сдвиговые процессы в Южном Сихотэ-Алине были пространственно сопряжены. Надвиги, олистостромы и тектонические покровы были совмещены с пододвиганием субокеанических (островодужных) клиньев под континентальную окраину (см. рис. 8), а растяжения и сдвиги – связаны с разрывами субдукционных пластин (слэб-виндоуз структурами) (Ханчук, Мартынов, 2011).

Судя по распределениям плотностной контрастности, тектонические процессы в литосфере Японского моря (K_2-Q) повторяют процессы, произошедшие ранее в Южном Сихотэ-Алине (J-K_2). Все они характеризуются пространственной сопряженностью субдукционных, надвиговых и рифтогенных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектонический анализ вероятно-детерминистских гравитационных моделей в четырех регионах Восточной Азии выявил общие черты глубинного строения – следы тектонических процессов на границах литосферных сегментов.

Начальные этапы субдукционных процессов проявлены в пододвигании жестких тектонических пластин, отображаемых максимумами плотностной контрастности, под разновозрастные границы Азиатского континента со стороны Северо-Американской и Тихоокеанской плит.

Субдукционные процессы не были постоянными во времени и периодически прерывались откатами, или разрывами, субдуцирующих слэбов (слэб-виндоуз-структурами (Ханчук, Мартынов, 2011)) под воздействием рифтогенных и трансформных сдвиговых процессов. По времени проявления рифты и сдвиги смещались по направлению от автохтонных сегментов к аллохтонным: на Северо-Востоке Азии – от Северо-Азиатского кратона к Северо-Американской плите, на востоке Азии – от континента к Тихому океану, а на юго-востоке – от протоокеанической плиты Южно-Китайского моря к плите Янцзы.

В юго-восточных районах Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны субдукционные и связанные с ними рифтогенные процессы подчинялись двум векторам тектонического стресса: северо-восточному и северо-западному. Первый обусловлен конвергенцией Индийской плиты с Евразией, а второй – Евразии с Тихоокеанской плитой и протоокенической плитой Южно-Китайского моря.

Охарактеризованные черты строения и геодинамической эволюции конвергентных структур являются фундаментальными характеристиками верхних твердых оболочек Земли (кора и нижняя литосфера), перемещающихся над подкоровым вязким слоем и астеносферой под влиянием колебательных ротационных напряжений, обусловленных, вероятнее всего, изменениями параметров вращения Земли. Прерывисто-направленное проявление рифтогенных процессов наблюдается и в других районах Восточной Азии. В Забайкалье, например на границе Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном, процессы сжатия и растяжения чередовались не менее шести раз на протяжении 120 млн лет (Лунина и др., 2009), а непосредственно в Байкальском рифте проявлены два последних этапа растяжения, выраженные в асимметричном рельефе дна оз. Байкал (Мац и др., 2001). В Восточно-Китайском море конвергенция континентальной (Янцзы) и океанической (Тихоокеанской) плит в период от позднего мела до среднего миоцена (на протяжении 70–80 млн лет) тоже происходила циклично в обстановке знакопеременных тектонических напряжений. В периоды сжатия здесь формировались поднятия (Же Мин, Дияюдао, Тайбей, Рюкю), а в периоды растяжений – осадочные бассейны (Джиньянь, Оуянь, Килунь) и трог Окинава (Xuan et al., 2020; Yang et al., 2020). Возраст структур омолаживается в направлении от Азиатского континента к Тихому океану.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В. (2012) Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Дисс. … докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 35 с.

Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. (2011) Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки. *Докл. РАН*, **438**(4), 532-537.

Белый В.Ф. (1981) Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М-б 1 : 1 500 000. Объяснит. записка. Магадан, 57 с.

Богданов Н.А., Чехович В.Д. (2002) О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит. *Геотектоника*, (1), 72-85.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. (2006) (Ред. А.И. Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 572 с.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. (2010) Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 332 с.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. (2010) Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей. *Тихоокеан. геол.*, **29**(2), 58-69.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. (2016) Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей. *Геохимия*, (6), 522-535.

Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А. (2020) Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей. *Петрология*, **28**(5), 468-481.

Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. (2000) Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода

континент – океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 326 с.

Коваленко Д.В. (2001) Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии. *Геотектоника*, (5),76-91.

Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. (2011) Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии. *Геология и геофизика*, **52**(6), 830-851.

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. (2011) Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии. *Тихоокеан. геол.*, **30**(6), 3-13.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведова Н.Н. (2009) Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Гео, 164 с.

Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. (2016) Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море). *Геология и геофизика*, **57**(5), 947-961.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. (2013) Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований. *Петрология*, **21**(1), 94-108.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. (2001) Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск, Гео, 251 с.

Петрищевский А.М. (2008) Вязкий слой на границе кора-мантия на Дальнем Востоке. *Геотектоника*, (5), 37-48.

Петрищевский А.М. (2013а) Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии. *Геотектоника*, (6), 60-83.

Петрищевский А.М. (2013б) Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 192 с.

Петрищевский А.М. (2021) Земная кора и верхняя мантия в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов. *Тихоокеан. геол.*, **40**(5), 16-32.

Петрищевский А.М. (2016а) Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия). *Геотектоника*, (6), 87-104.

Петрищевский А.М. (2020) Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала. *Геофизика*, (4), 98-111.

Петрищевский А.М. (2016б) Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма. *Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **327**(2), 65-76.

Петрищевский А.М. (2011) Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным). *Тихоокеан. геол.*, **30**(3), 50-65.

Петрищевский А.М. (2019) Рифтогенные структуры и нефтегазаносность в реологических гравитационных моделях земной коры. *Геофизика*, (4), 42-51.

Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А. (2021) Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, (4), **52**, 22-45.

Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. (2021) Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона. *Литосфера*, **21**(4), 491-516.

Родников А.Г. (1979) Островные дуги западной части Тихого океана. *Результаты исследований по международным геофизическим проектам.* М.: Наука, 152 с.

Семинский К.Ж. (2009) Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ. *Геотектоника*, (6), 52-69.

Стружков С.Ф., Константинов М.М. (2005). Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Науч. мир, 320 с.

Тектоника и геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). (2001) М.: Наука / Интерпериодика, 571 с.

Тильман С.М., Богданов Н.А. (1992) Тектоническая карта северо-востока Азии. М-б 1 : 1 500 000. М.: *Комитет по геодезии и картографии МПР РФ.*

Тихомиров П.Л. (2018) Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Дисс. …докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 43 с.

Филатова Н.И. (2008) Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана. *Петрология*, **16**(5), 480-500.

Ханчук А.И., Иванов В.В. (1999) Мезокайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруднение Дальнего Востока России. *Геология и геофизика*, **40**(9), 1635-1645.

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. (2011) Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. *Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит.* Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 45-49.

Ханчук А.И., Петрищевский А.М. (2007) Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии. *Докл. РАН*, **412**(5), 689-693.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. (1995) Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 66 с.

Шахтыров В.Г. (1997) Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность. *Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии.* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 62-64.

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. (2004) Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 111 с.

Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г. (1984) Основные проблемы тектоники Азии. *Тектоника Азии. 27-й МГК. Доклады*, **5**. М.: Наука, 3-10.

Cai G., Wan Zh., Yao Y., Zhong L., Zheng H., Kapsiotis A., Zhang C. (2019) Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea. *Minerals*, **598**(9), 2-25.

Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process. (1933) *Mathematic*, **19**, 457-461.

Fu D., Huang B., Timothy M., Kusky T.M., Li G., Wilde A.S., Zhou W.X., Yu Y. (2018) A Middle Permian Ophiolitic Mélange Belt in the Solonker Suture Zone, Western Inner Mongolia, China: Implications for the Evolution of the Paleo Asian Ocean. *Tectonics*, **37**(5), 1292-1320.

Gordienko I.V. (1994). Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **9**(4), 429-433.

Hacker B., Ratschbacher, L., Liou J. (2004) Subduction, collision and exhumation in the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen. London. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, (1), 157-175.

Huang J., Zhao D. (2006) High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J. Geophys. Res*., **111**, B09305, 1-21. https://doi.org/10.1029/2005JB004066

Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. (2015) Structure and evolution of the Mongolo-Olhotsk orogenic belt. The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models. (Ed. A. Krëner). Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 211-234.

Li B., Atakan K., Sorensen M.B., Havskov J. (2015) Stress pattern of the Shanxi rift system, North China, inferred from the inversion of new focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **201**(2), 505-527.

Liu X.C., Li S.Z., Bor-Ming J. (2015) Tectonic evolution of the Tongbai-Hong'an orogen in central China: From oceani c subduction/accretion to continent-continent collision. *Sci. China. Earth Sci.*, **58**(9), 1477-1496.

Liu X., Zhao D., Li S., Wei W. (2017) Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **464**, 166-174.

Morley C.K. (1989) Extension, Detachments, and Sedimentation in Continental Rifts (with particular reference to East Africa). *Tectonics*, **8**(6), 1175-1192.

Morley C.K., Wescott W.A., Stone D.M., Happer R.M., Wigger S.T., Karanja F.M. (1992) Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *J. Geol. Soc.*, **149**, 333-348.

Quin X., Zhao B., Lia F., Zhang B., Wang H., Zhang R., He J., Chen X. (2019) Deep structural research of the South China Sea: Progresses and directions. *China Geol.*, (4), 530-540.

Ren J., Tamaki K., Li. S., Junxia Z. (2002) Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, **344**, 175-205

Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. (2011) Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia. *Precambr. Res.*, **187**(3-4), 263-276.

Wang Y., Zhang F., Fan W., Zhang G., Chen S., Cawood P.A., Zhang A. (2010) Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. *Tectonics*, **29**, TC6020, 1-16.

Wu J., Suppe J. (2015) Proto-South China Sea Plate Tectonics Using Subducted Slab Constraints from Tomography. *J. Earth Sci.*, **29**(6), 1304-1318.

Wu Y.B., Zheng Y.F. (2013). Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling–Tongbai–Hong'an–Dabie–Sulu orogenic belt in central China. *Gondw. Res.*, **23**, 1402-1428.

Xu X.-W., Ma X.-Y., Deng Q.-D. (1993) Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, **219**, 305-325.

Xuan S., Jin S., Chen Y. (2020) Determination of the isostatic and gravity Moho in the East China Sea and its implications. *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104098, 1-11.

Yang C., Han D., Yang C., Yang Y., Sun J., Yu F. (2020) Mesozoic basin evolution of the East China Sea Shelf and tectonic system transition in Southeast China. *Geol. J.*, **55**, 239-252.

REFERENCES

Akinin V.V. (2012) Late Mesozoic and Cenozoic magmatism, and reformation of the low crust in the Northern margin of Pacific. *Diss. ... doct. geol.-min. sci.* Moscow, IGEM RAN Publ., 35 p. (In Russ.)

Balk P.I., Dolgal' A.S., Michurin A.V. (2011) Common probabilistic-deterministic approach to interpreting of gravimetrics, magnetic and geo-electric data. *Dokl. RAN*, **438**(4), 532-537. (In Russ.)

Belyi V.F. (1981) Structural-formational map of the Okhotsk-Chukotskiy volcanic belt. Scale 1 : 1 500 000. Explanetary note. Magadan, 57 p. (In Russ.)

Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. (2002) About collision of the West-Kamchatka and Sea of Okhotsk plate. *Geotektonika*, (1), 72-85. (In Russ.)

Cai G., Wan Zh., Yao Y., Zhong L., Zheng H., Kapsiotis A., Zhang C. (2019) Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea. *Minerals*, **598**(9), 2-25.

Didenko A.N., Kaplun V.B., Malyshev Yu.F. et al. (2010) Deep structure and metallogeny of the Eastern Asia. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 332 p. (In Russ.)

Emel'yanova T.A., Lelikov E.P. (2010) Miocene-Pleistocene volcanism of deep-water hollows of the Japan and Sea of Okhotsk seas. *Tikhookean. Geol.*, **29**(2), 58-69. (In Russ.)

Emel'yanova T.A., Lelikov E.P. (2016) Geochemistry and petro-origin of Early Mesozoic–Late Cenozoic volcanics of the Sea of Okhotsk and Japan seas. *Geokhimiya*, (6), 522-535. (In Russ.)

Emel'yanova T.A., Petrishchevskii A.M., Izosov L.A., Li N.S., Pugachev A.A. (2020) Late Mesozoic–Cenozoic Stages of Volcanism and Geodynamics of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk. *Petrology*, **28**(5), 418-430 (translated from *Petrologiya*, **28**(5), 468-481). https://doi.org/10.1134/S0869591120050021

Evans G.C. (1933) Application of Poincare's sweeping-out process. *Mathematic*, **19**, 457-461.

Filatova N.I. (2008) Specifics of a magmatism of marginal-seas basins of shear nature, Western periphery of Pacific. *Petrologiya*, **16**(5), 480-500. (In Russ.)

Fu D., Huang B., Timothy M., Kusky T.M., Li G., Wilde A.S., Zhou W.X., Yu Y. (2018) A Middle Permian Ophiolitic Mélange Belt in the Solonker Suture Zone, Western Inner Mongolia, China: Implications for the Evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Tectonics*, **37**(5), 1292-1320.

Geodinamics, magvatism, and metallogeny of the Eastern Russia. (2006) (Ed. A.I. Khanchuk). B. 1. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 572 p. (In Russ.)

Gordienko I.V. (1994) Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **9**(4), 429-433.

Hacker B., Ratschbacher L., Liou J. (2004) Subduction, collision and exhumation in the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen. London. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, (1), 157-175.

Huang J., Zhao D. (2006) High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J. Geophys. Res.*, **111**, B09305, 1-21. https://doi.org/10.1029/2005JB004066

Izosov L.A., Konovalov Yu.I., Emel'yanova T.A. (2000) Problems of geology and diamond bearing of the continent-ocean transition zone (Japan and Yellow Seas Region). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 326 p. (In Russ.)

Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. (2015) Structure and evolution of the Mongolo-Olhotsk orogenic belt. *The Central Asian orogenic belt. Geology, evolution, tectonics and models.* (Ed. A. Krëner). Stuttgart, Borntraeger Sci. Publ., 211-234.

Khanchuk A.I., Ivanov V.V. (1999) Mesozoic-Cenozoic geodynamic states and gold ore-bearing of the Russian Far East. *Geol. Geofiz.*, **40**(9), 1635-1645. (In Russ.)

Khanchuk A.I., Martynov Yu.A. (2011) Tectonics and magmatism on the boundaries of sliding of oceanic and continental plates. *Geological processes in the subduction, collision and sliding zones.* Data of Russian conference with international participation. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 45-49. (In Russ.)

Khanchuk A.I., Petrishchevskii A.M. (2007) Astenosphere and plates of the North-East Asia. *Dokl. RAN*, **412**(5), 689-693. (In Russ.)

Khanchuk A.I., Ratkin V.V., Ryazantseva M.D., Golozubov V.V., Gonokhova N.G. (1995) Geology and useful deposits of the Primorsky area: Sketch. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 66 p. (In Russ.)

Kovalenko D.V. (2001) Model of tectonic accretion of the island terrains of Kamchatka and Southern Koryakia. *Geotektonika*, (5), 76-91. (In Russ.)

Kulakov I.Yu., Dobretsov N.L., Bushenkova N.F., Yakovlev A.V. (2011) The shape of slabs in subduction zones beneath the Kuril-Kamchatka and Aleut arcs from regional tomography data. *Geol. Geofiz.*, **52**(6), 830-851. (In Russ.)

Kulinich R.G., Valitov M.G. (2011). Depth and types of the Japan Sea crust from the marine and satellite gravimetrics. *Tikhookean. Geol.*, **30**(6), 3-13. (In Russ.)

Li B., Atakan K., Sorensen M.B., Havskov J. (2015) Stress pattern of the Shanxi rift system, North China, inferred from the inversion of new focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **201**(2), 505-527.

Liu X.C., Li S.Z., Bor-Ming J. (2015) Tectonic evolution of the Tongbai-Hong'an orogen in central China: From oceanic subduction/accretion to continent-continent collision. *Sci. China. Earth Sci.*, **58**(9), 1477-1496.

Liu X., Zhao D., Li S., Wei W. (2017) Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **464**, 166-174.

Lunina O.V., Gladkov A.C., Nevedova N.N. (2009) Rift basins of the Near Baikal Area: Tectonic structure and the history evolution. Novosibirsk, Geo Publ., 164 p.

Martinov Yu.A., Golozubov V.V., Khanchuk A.I. (2016) Mantle diapirism in zones of lithospheric-plate convergence (Sea of Japan). *Geol. Geofiz.*, **57**(5), 947-961. (In Russ.)

Martinov Yu.A., Khanchuk A.I. (2013) Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin: Results and perspectives of petrologic researches. *Petrologiya*, **21**(1), 94-108. (In Russ.)

Mats V.D., Ufimtsev G.F., Nandelbaum V.V., Alakshin A.M., Pospeev A.V. (2001) Cenozoic of the Baikal rift basin. Novosibirsk, Geo Publ., 251 p.

Morley C.K. (1989) Extension, Detachments, and Sedimentation in Continental Rifts (with particular reference to East Africa). *Tectonics*, **8**(6), 1175-1192.

Morley C.K., Wescott W.A., Stone D.M., Happer R.M., Wigger S.T., Karanja F.M. (1992) Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *J. Geol. Soc.*, **149**, 333-348.

Petrishchevskii A.M. (2016a) Common features of deep structure of the Western Pacific margins (North-East Asia and Australia). *Geotektonika*, (6), 87-104. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2013a) Gravity method for evaluation of rheological properties of the crust and uppermost mantle (in convergent and plume structures of the North-East Asia). Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2013b) Gravity models of double-layer collision of the lithosphere plates on the North-East Asia. *Geotektonika*, (6), 60-83. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2016b) Rheological and geothermic characteristics of the Sea of Okhotsk plume. *Izv. Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring Georesursov*, **327**(2), 65-76. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2011) Rheological model of the South Sikhote-Alin crust (from gravimetric data). *Tikhookean. Geol.*, **30**(3), 50-65. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2019) Rift structures and oil-gas bearing in rheological gravity models of the crust. *Geofizika*, (4), 42-51. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2008) Viscous layer on the crust-mantle boundary on the Far East. *Geotektonika*, (5), 37-48. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2020). On practical consequence from theorems of uniqueness and equivalence of the invert problems of gravity potential. *Geofizika*, (4), 98-111. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M. (2021) Crust and upper mantle in the convergent area of the Central Asia and Pacific folded belt. *Tikhookean. Geol.*, **40**(5), 16-32. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M., Emel'yanova T.A., Izosov L.A. (2021) Age relations between the rifting, subduction and plume processes on the Eastern margin of Asia. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*, (4), **52**, 22-45. (In Russ.)

Petrishchevskii A.M., Yushmanov Yu.P. (2021) Density contrast, deep structure, rheology and menallogeny of the crust and upper mantle of Verkhoyano-Kolimskit Region. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 491-516.

Quin X., Zhao B., Lia F., Zhang B., Wang H., Zhang R., He J., Chen X. (2019) Deep structural research of the South China Sea: Progresses and directions. *China Geol.*, (4), 530-540.

Ren J., Tamaki K., Li. S., Junxia Z. (2002) Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, **344**, 175-205.

Rodnikov A.G. (1979) Island arcs of the western part of Pacific. *Results of recearches on international geophysical projects*. Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)

Seminskii K.Zh. (2009) Main factors of the basins and fractures evolution of the Baikal Rift Zone. *Geotektonika*, (6), 52-69. (In Russ.)

Shakhtirov V.G. (1997) Tenkinskiy deep fault: tectonic position, infrastructure, ore bearing. *Geological structure, magmatism and useful deposites of the North East Asia.* Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 62-64. (In Russ.)

Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. (2011) Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia. *Precambr. Res.*, **187**(3-4), 263-276.

Struzhkov S.F., Konstantinov M.M. (2005) Metallogeny of gold and silver of the Okhotsk-Chukotskiy volcanic belt. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 320 p. (In Russ.)

Tectonics, geodynamics, and metallogeny of the Sakha republic aria (Yakutiya). (2001) Moscow, Nauka / Interperiodika Publ., 571 p. (In Russ.)

Tikhomirov P.L. (2018) Cretaceous continent-marginal magmatism of the North East Asia and the nature questions of the giant Phanerozoic provinces of silica-acid volcanism. *Diss. ... doct. geol.-min. nauk*. Moscow, MGU Publ., 43 p. (In Russ.)

Til'man S.M., Bogdanov N.A. (1992) Tectonic map of the North-East Asua. Scale 1 : 1 500 000. Moscow, Geodesy and survey committee MPR RF Publ. (In Russ.)

Wang Y., Zhang F., Fan W., Zhang G., Chen S., Cawood P.A., Zhang A. (2010) Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. *Tectonics*, **29**, TC6020, 1-16.

Wu J., Suppe J. (2015) Proto-South China Sea Plate Tectonics Using Subducted Slab Constraints from Tomography. *J. Earth Sci.*, **29**(6), 1304-1318.

Wu Y.B., Zheng Y.F. (2013) Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling–Tongbai–Hong'an–Dabie–Sulu orogenic belt in central China. *Gondw. Res.*, **23**, 1402-1428.

Xu X.-W., Ma X.-Y., Deng Q.-D. (1993) Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, **219**, 305-325.

Xuan S., Jin S., Chen Y. (2020) Determination of the isostatic and gravity Moho in the East China Sea and its implications. *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104098, 1-11.

Yang C., Han D., Yang C., Yang Y., Sun J., Yu F. (2020) Mesozoic basin evolution of the East China Sea Shelf and tectonic system transition in Southeast China. *Geol. J.*, **55**, 239-252.

Yanshin A.L., Khain V.E., Gatinskii Yu.G. (1984) Main problems of the Asian tectonics. *27 MGK. Doklady*, **5**. Moscow, Nauka Publ., 3-10.

Yushmanov Yu.P., Petrishchevskii A.M. (2004) Tectonics, deep structure and metallogeny of the coastal zone of Southern Sikhote Alin. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 111 p. (In Russ.)

УДК 581.33:551.734(470.4+574.1) DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-962-977

Новые раннефранские стратоны на Среднем Тимане (бассейн р. Цильма)

И. Х. Шумилов, О. П. Тельнова

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: ikh_shumilov@mail.ru; telnova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 30.11.2023 г., принята к печати 28.12.2023 г.

Объект исследования. Породы и палеонтологические фоссилии (споры высших растений) раннефранского этапа осадконакопления в пределах Цилемской площади (Средний Тиман). *Материал и методы*. В основе работы лежат литологический и биостратиграфический методы: выделение и описание литологических стратонов, определение состава комплексов спор высших растений, характерных для каждого стратона в раннефранских обнажениях Цилемской площади, и корреляция последнего с зональными схемами девона Восточно-Европейской платформы. *Результаты*. На Среднем Тимане в пределах Цилемской площади в различных структурно-фациальных зонах описаны новые стратоны – брусничная, рудянская и паладинская свиты, характеризующие раннефранский этап осадконакопления. Выделенные стратоны имеют четкую литологическую и подробную палинологическую характеристики, выполнено описание лимитотипов и составных стратотипов. *Выводы*. В настоящее время брусничная, рудянская и паладинская свиты – наиболее полная последовательность раннефранского осадконакопления на Европейском Северо-Востоке России, где удалось зафиксировать региональные отклики глобальных событий Frasnes (конодонтовая зона soluta) и Genundewa (конодонтовая зона rugosa). Свиты охарактеризованы комплексами спор, палинозоны скоррелированы с конодонтовыми зонами, это позволило провести корреляцию континентальных и морских отложений раннего франа на территории Европейского Северо-Востока России и установить их точное положение в стратиграфической схеме девона.

Ключевые слова: *Средний Тиман, верхний девон, брусничная свита, рудянская свита, паладинская свита*

Источник финансирования

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке (экспедиционные полевые работы в 2022 г.) гранта РФФИ № 20-05-00445 и по теме государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН рег. № 122040600008-5

New Early Frasnian stratas on the Middle Timan (Tsil'ma River basin)

Igor Kh. Shumilov, Olga P. Telnova

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mails: ikh_shumilov@mail.ru; telnova@geo.komisc.ru

Received 30.11.2023, accepted 28.12.2023

Research subject. Rocks and paleontological fossils (spores of higher plants) of early Frasnian sedimentation within the Tsil'ma area (Middle Timan). *Material and methods*. The lithological and biostratigraphical methods were used to identify and describe lithological stratons, determine the composition of spore complexes of higher plants characteristic of each straton in the early Frasnian outcrops of the Tsil'ma area, as well as to correlate the latter with the zonal patterns of the Devonian of the East European Platform. *Results.* In the Middle Timan, within the Tsil'ma area, new stratons were described in various structural and facies zones, i.e., the Brusnichnaya, Rudyanskaya, and Paladinskaya formations, characterizing the early Frasnian period of sedimentation. The identified stratons have distinct lithological and palynological characteristics. A description of limitotypes and composite stratotypes was carried out. *Conclusions*. At present, the Brusnichnaya, Rudyanskaya, and Paladinskaya formations are the most complete sequence of early Frasnian sedimentation in the European North-East of Russia. Here, regional responses to the global events of Frasnes (*soluta* conodont zone) and Genundewa (*rugosa* conodont zone) are recorded. The formations are characterized by spore complexes; palynozones are correlated with conodont zones. This allowed correlation between the continental and marine early Frasnian deposits in the European North-East of Russia, along with establishment of their exact position in the Devonian stratigraphic scheme.

Keywords: *Middle Timan, Upper Devonian, Brusnichnaya, Rudyanskaya, Paladinskaya formations*

Для цитирования: Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2024) Новые раннефранские стратоны на Среднем Тимане (бассейн р. Цильма). *Литосфера*, **24**(6), 962-977. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-962-977

For citation: Shumilov I.Kh., Telnova O.P. (2024) New Early Frasnian stratas on the Middle Timan (Tsil'ma River basin). *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 962-977. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-962-977

Funding information

The work was conducted with partial financial support (field work in 2022) from the Russian Foundation for Basic Research grant No. 20-05-00445 and on the subject of the State assignment of the Institute of Geology of the Federal Research Center Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences reg. No. 122040600008-5

ВВЕДЕНИЕ

Средний Тиман, несмотря на более чем пятивековую известность цилемских медных руд, остается слабо изученным в геологическом отношении. Район нашего изучения – Цилемская площадь – весьма благоприятен для геологических исследований: имеется набор стратиграфически полных разрезов с разнообразными и сменяющими друг друга в пространстве и времени фациями мелководного морского бассейна, лагун, заболоченных низменностей, пролювиальных конусов выноса, кор выветривания, включая разнообразные палеопедокомплексы, горизонты различных конкреций, таксономическое разнообразие микро- и макрофлористических остатков.

На протяжении последнего десятилетия в ходе семи полевых сезонов авторами собран обширный материал, позволяющий проводить комплексные научные исследования. В результате экспедиционных работ описано более 450 обнажений в бассейне р. Цильма, на площади около 1500 км^2 отобрано и изучено более 4000 образцов.

Основная цель статьи – описание новых свит, характеризующих различные фациальные обстановки раннефранского осадконакопления в пределах Цилемской площади. В настоящее время в бассейне р. Цильма этот стратиграфический интервал соответствует устьярегской свите. С одной стороны, авторы неоднократно обращали внимание (Шумилов, Тельнова, 2017; Тельнова, Шумилов, 2021), что данное название свиты, перенесенное с Южного Тимана на Средний, для одновозрастных отложений в бассейне р. Цильма неправомерно по следующим причинам: название свиты является гомонимом и противоречит правилу территориальной топонимики и подлежит замене; на исследуемой территории развиты преимущественно континентальные отложения, в то время как на Южном Тимане их аналоги представлены морскими осадками, что также подразумевает использование разных названий свит (Стратиграфический…, 2019). С другой стороны, исследования последнего полевого сезона, ревизия и дополнительное изучение материалов прошлых лет позволили установить гораздо более сложную картину формирования названного стратиграфического интервала.

Проводимые на территории Среднего Тимана лито-биостратиграфические исследования заслуживают особого внимания, прежде всего, в связи с приуроченностью многих типов рудных концентраций к осадочным породам девонского возраста: золото, алмазы, титан, медь и др. Моделирование закономерностей локализации рудных скоплений возможно только на основе комплексного геологического изучения бассейна осадконакопления, его точного стратиграфического расчленения, реконструкции истории формирования осадочной рудовмещающей толщи.

Актуальность исследований также обусловлена продолжающейся более 20 лет дискуссией о положении нижней границы франского яруса (соответственно, границы среднего и верхнего девона) на территории Восточно-Европейской платформы (Ziegler, Klapper, 1985; Sandberg et al., 1989; Решение..., 1990; Esin et al., 2000; Тельнова, 2007; Постановления…, 2008; Ovnatanova, Kononova, 2008). На Среднем Тимане этот стратиграфический интервал представлен в разнофациальных разрезах с наиболее полной стратиграфической последовательностью, изучение которой вносит существенный вклад в обоснование границы среднего и верхнего девона в региональной стратиграфической схеме нового поколения (Тельнова, Шумилов, 2017, 2019).

Палинологические препараты и мацераты хранятся в лаборатории стратиграфии Института геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН, а эталонные препараты (коллекция № 473) и литологические образцы (коллекция № 493) – в Геологическом музее им. А.А. Чернова Института геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

История изучения и геология района уже детально описаны в ряде работ (Шумилов, Тельнова, 2017, 2020; Тельнова, Шумилов, 2017, 2019, 2021). Здесь мы остановимся на наиболее важных и принципиальных моментах.

Район покрыт тайгой и болотами, т. е. является почти полностью закрытым, породы на дневную поверхность выходят в обрывах высотой до 45 м по берегам рек. Встречаются обнажения в среднем через каждые 500–1000 м. Исключениями служат выходы базальтов и склоновые развалы кварцевых песчаников и конгломератов пижемской серии и яранской свиты нижней части разреза девона, они находятся на удалении от речных русел.

Осадочный чехол района сложен терригенными осадками среднего и верхнего отделов девона, перекрывающими рифейские сланцы фундамента. В нем четко выделяются два структурных этажа, граница между которыми проходит в основании устьярегской свиты. В целом залегание пород субгоризонтальное, осложненное мелкой брахискладчатостью. В тектоническом плане чехол разбит на множество небольших блоков, смещенных по вертикали в той или иной степени относительно друг друга (до нескольких десятков метров). Часто в каждом береговом обнажении на дневную поверхность выходят породы отдельного тектонического блока, что крайне затрудняет корреляцию частных разрезов между собой.

Стратиграфически отложения девона делятся на пижемскую серию, яранскую (яранский горизонт), лиственничную и валсовскую (джьерский горизонт), цилемскую и устьчиркинскую (тиманский горизонт), устьярегскую (саргаевский горизонт), крайпольскую (доманиковый горизонт) свиты (рис. 1а). Однако, как мы неоднократно указывали, существующие геологические карты территории не совсем верно отражают реальную ситуацию: отложения саргаевского горизонта распространены гораздо шире (рис. 1б).

Пижемская серия и яранская свита сложены сходными кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Геологические тела остальных перечисленных выше свит имеют одинаковую структуру. В подошве каждой свиты залегает трансгрессивная пачка, сложенная конгломератами, гравелитами, белыми и светло-желтыми кварцевыми песчаниками. Выше залегает средняя основная часть пород, имеющих свои оригинальные черты для каждой свиты (Шумилов, Тельнова, 2017). В целом породы относятся к пестроцветной формации и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами. Реже встречаются конгломераты и гравелиты, карбонаты присутствуют лишь в качестве цемента в некоторых песчаниках и в виде многочисленных горизонтов конкреций. Окраска пород преимущественно серо-зеленая, зеленая, голубовато-зеленая, красноцветная, редко – серая, темно-серая, почти белая. Характерны поверхности напластования пород с мелкими прямолинейными знаками ряби. Верхняя часть свит сложена красноцветными осадками, имеющими аквальный или субаэральный (пролювиальный) генезис. В них присутствуют многочисленные палеопочвенные горизонты, поверхности напластования с трещинами усыхания и другие свидетельства осушения. Залегают свиты друг на друга с размывом и часто с небольшим угловым несогласием, выраженность которого варьируется локально в тектонических блоках. Одной из особенностей девонских отложений Цилемской площади является почти полное отсутствие в них фаунистических остатков, поэтому основной метод датирования – палинологический. Каждая свита характеризуется своим палинокомплексом (Тельнова, Шумилов, 2019).

Строение свит отвечает отдельным трансгрессивно-регрессивным этапам формирования бассейна осадконакопления. При этом особо важно отметить, что для свит (этапов) джьерского и тиманского возраста характерен регрессивный тренд. На это указывают, прежде всего, площадное распространение и количество красноцветных пролювиальных отложений, возрастающих вверх по разрезу и достигающих максимума в разрезе устьчиркинской свиты. Кроме того, во время относительно длительного перерыва в осадконакоплении в постустьчиркинское время произошли тектонические подвижки, в результате которых многие блоки претерпели ту или иную степень дислокации, рельеф приобрел слабохолмистый характер. При длительной экспозиции пород на дневной поверхности получили развитие коры выветривания типа железных шляп, продукты перемыва которых встречаются в конгломератах и кварцевых песчаниках базальной пачки следующего цикла. Территория постепенно пенепленизировалась, поскольку подошва вышележащих саргаевских отложений часто ровная и горизонтальная. Таким образом, девонские породы по тиманский горизонт включительно слагают нижний структурный этаж осадочного чехла.

Особо следует подчеркнуть особенность изотопного состава карбонатов упомянутых многочисленных конкреционных горизонтов: прослеживается отчетливый тренд резкого уменьшения содержания легкого изотопа углерода ($\delta^{13}C$) до значений, близких к 0‰, т. е. отвечающих соленому или солонатоводному бассейну (трансгрессия) в приподошвенной части каждой свиты с последующим возрастанием до значений, соответствующих пресноводным условиям осадконакопления ($\delta^{13}C$ до 10–12‰ и выше).

Набор пород саргаевского и крайпольского возраста аналогичен нижележащим, исключением является присутствие в верхней части разреза небольших линз карбонатов – ракушечников. Отложения окрашены преимущественно в голубые, сероватоголубые, зеленовато-голубые цвета, реже встречаются зеленые и красные цвета. Вверх по разрезу цвета тускнеют, породы приобретают белесые оттенки. На поверхностях напластования отмечены ячеистые знаки ряби, размер которых возрастает вверх по разрезу. Перечисленные характеристики делают облик верхнедевонских отложений достаточно контрастным по отношению к подстилающими породам. Здесь следует отметить, что саргаевские осадки могут залегать на породах любого возраста, вплоть до рифейского фундамента, в зависимости от эрозионного среза в постучиркинское время. Отложения саргаевского и доманикового

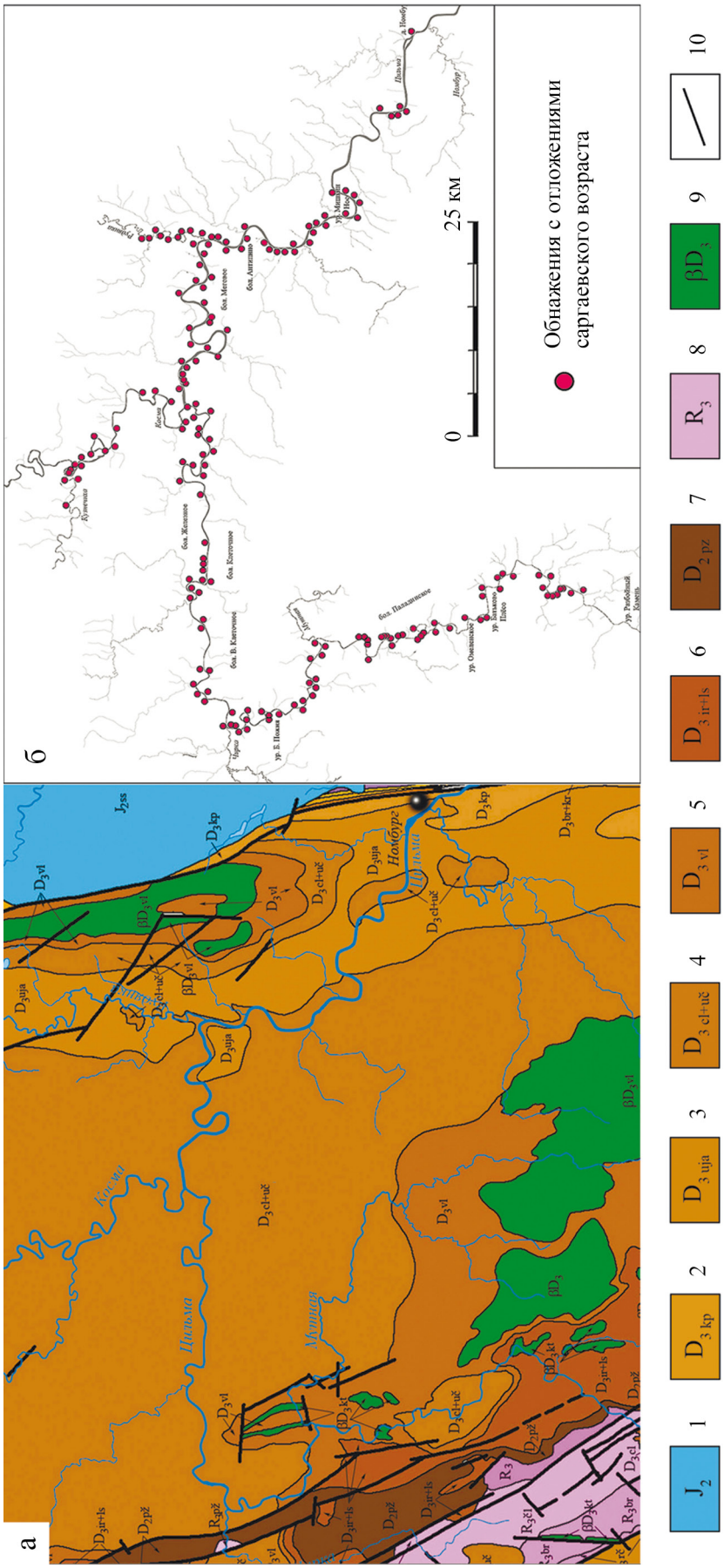

Рис. 1. Фрагмент геологической карты м-ба 1 : 500 000, ТПНИЦ г. Ухта, 2000 г. (возраст отложений по оригиналу) (а) и топографическая схема участка с обнажениями пород саргаевского возраста (б).

1 – среднеюрские отложения, 2 – крайпольская свита, 3 – устьярегская свита, 4 – цилемская и устьчиркинская свиты, 5 – валсовская свита, 6 – яранская и лиственичная свиты, 7 – пижемская серия, 8 – рифей, 9 – базальты, 10 – разломы.

Fig. 1. Fragment of the geological map, scale 1 : 500,000, TISRC Ukhta, 2000 (age of deposits according to the original) (a) and topographic scheme of the area with outcrops of Sargaean age rocks (б).

1 – Middle Jurassic deposits, 2 – Kraipolskaya formation, 3 – Ustyaregskaya formation, 4 – Tsilemskay and Ustchirkinskay formations, 5 – Valsovskaya formation, 6 – Yaranskaya and Listvenichnaya formations, 7 – Pyzhma series, 8 – Riphean, 9 – basalts, 10 – faults.

возраста слагают верхний структурный этаж в осадочном чехле района.

Свиты саргаевского и доманикового возраста имеют ту же структуру сложения, что и нижележащие, т. е. являются результатом осадконакопления трансгрессивно-регрессивных циклов, но общий тренд для них уже трансгрессивный. С каждым циклом водный бассейн заливал все большие территории с небольшим последующим отступлением на завершающей стадии. Таким образом, в крайпольских породах почти не обнаруживаются следы затопления суши, базальная пачка либо отсутствует, либо локально представлена исключительно светло-желтыми маломощными кварцевыми песчаниками.

Из ряда перечисленных свит структура устьярегской свиты имеет гораздо более сложное строение. В районе р. Рудянка осадки представлены красноцветным пролювием – отложениями конусов выноса, образовавшихся на суше в субаэральных условиях. Ранее эта часть разреза нами выделялась и получила название Красноцветной толщи (Шумилов, Тельнова, 2017). Латерально она замещается Голубой толщей, получившей свое название из-за преимущественного цвета пород. Эти отложения имеют аквальный генезис и совершенно иной литологический состав. Согласно требованиям Стратиграфического кодекса России (2019), в таких случаях резкого различия одновозрастных осадков по генезису и литологическому составу следует присваивать им разные названия свит. Поэтому, Красноцветную толщу раннесаргаевского возраста авторы выделяют в качестве нового самостоятельного стратона – рудянской свиты.

Голубая толща ранее нами подразделялась на две почти равные по мощности части (подсвиты), различающиеся по литологическому составу и палинологическими комплексами. Полевые исследования 2021 г. позволили установить, что эти две части также являются отдельными трансгрессивно-регрессивными циклами. И для каждой из них характерен тренд изменения изотопного состава углерода карбонатных конкреций, описанный выше. В силу этих обстоятельств мы выделяем в объеме Голубой толщи (устьярегской свиты) два новых стратона – брусничную и паладинскую свиты.

БРУСНИЧНАЯ СВИТА

Для нижней свиты саргаевского возраста, сложенной осадками аквального генезиса преимущественно голубых цветов, предлагается название “брусничная” по р. Бол. и Мал. Брусничные, в районе устьев которых базальная пачка свиты выражена ярко и находится лимитотип.

Стратотипической местностью для данной свиты является значительная часть территории Цилемской площади, поскольку отложения данного возраста обнажаются во многих десятках обнажений (рис. 2).

Залегают породы свиты трансгрессивно на нижележащих, как правило, с угловым несогласием различной степени выраженности. В качестве подстилающих отложений могут выступать осадки любого возраста, вплоть до рифейского фундамента. В зависимости от характера рельефа затапливаемой территории при раннесаргаевской трансгрессии базальная пачка свиты имеет различные сложение и мощность. Если море наступало на пологую низменность, то разрез свиты начинается сразу с голубых песчаников, если затапливались возвышенные участки, то в начале отлагались конгломераты, гравелиты, белые и светло-желтые кварцевые песчаники, закономерно сменяющие друг друга (Шумилов, Тельнова, 2017). Грубообломочная базальная пачка имеет наибольшее распространение в районах руч. Паладинский – р. Каменка, ур. Бол. Пожня, р. Бол. и Мал. Брусничные, м. У Заводов.

В качестве **лимитотипа** (стратотипа стратиграфической границы) предлагается разрез обн. 37. Здесь базальная пачка свиты залегает с небольшим угловым несогласием на устьчиркинской пачке переслаивания серо-зеленых и зеленых алевролитов и песчаников. В средней части пачки появляются красноцветные глинистые прослои, количество которых возрастает вверх по разрезу. В верхней части разреза диагностирована зона дезинтеграции железистой коры выветривания мощностью около 1 м.

В подошве базальной пачки брусничной свиты залегают линзы конгломерата с кварцевой галькой и галькой зеленоцветных подстилающих пород. Кроме того, здесь обильно встречаются слабоокатанные обломки гематита – фрагменты размытой железной шляпы, цемент конгломерата часто черный гематитовый. Мощность линз конгломерата достигает 0.6 м. Вверх по разрезу они сменяются мощной пачкой песчаника кварцевого светло-желтого с крупной косой разнонаправленной, иногда мульдообразной слоистостью, выраженной концентрацией в тонких редких слойках минералов тяжелой фракции и основного вулканического стекла. Залегает песчаник в виде линз-серий мощностью до 1.5, протяженностью до 12 м. В подошвах нижних линз-серий наблюдаются сгруженные гравий, галька, крупные углефицированные фрагменты растений, в самых нижних сериях среди гальки могут преобладать окатанные обломки гематита. В верхней половине пачки слоистость песчаника выполаживается вплоть до параллельной, некоторые линзы-серии сложены голубым песчаником. Мощность 10 м.

В результате ни одно обнажение или группа обнажений не дают полного представления о литоло-

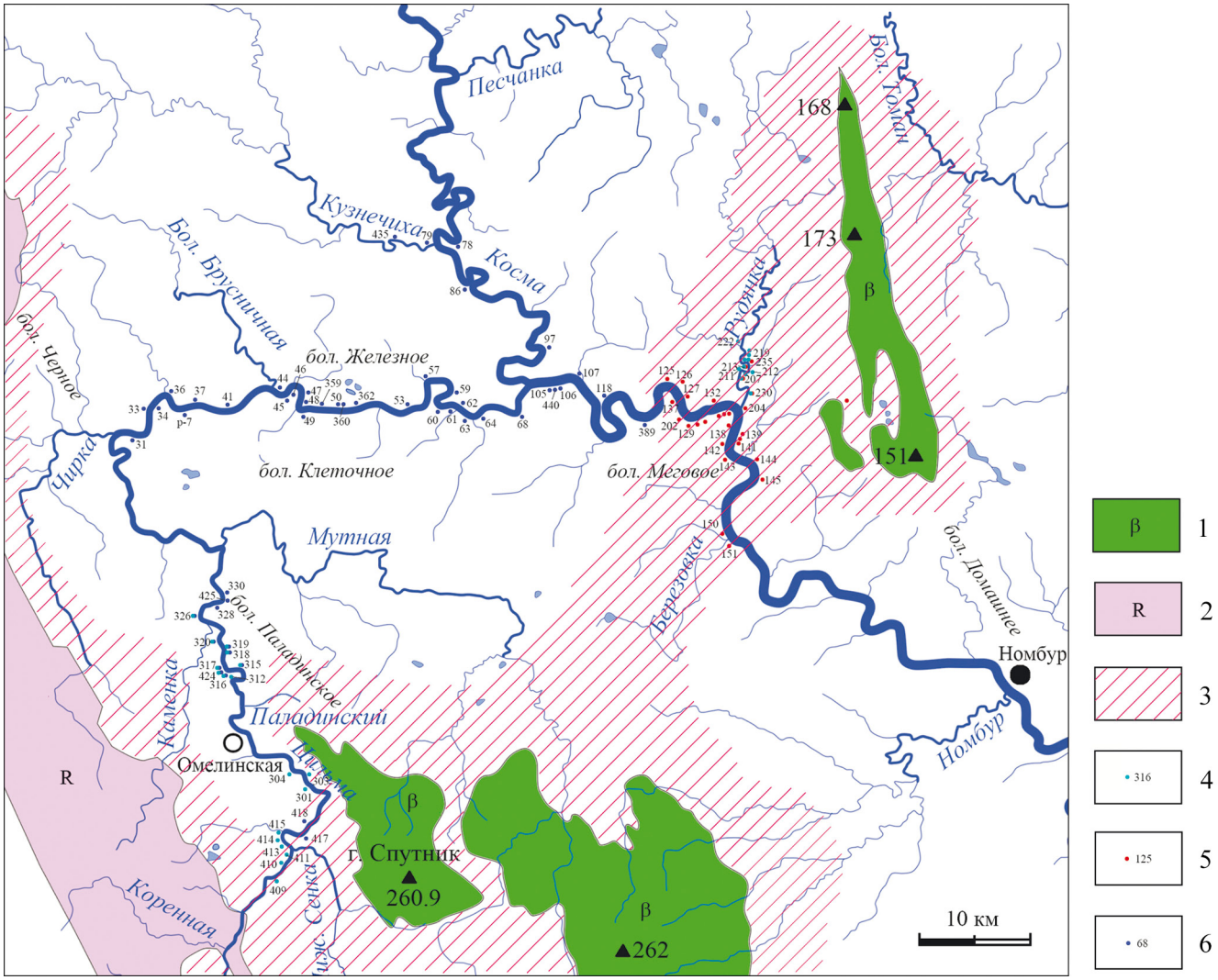

Рис. 2. Топографическая схема Цилемской площади с элементами геологического строения.

1 – базальтовые плато; 2 – рифейский фундамент; 3 – предполагаемые области развития рудянской свиты; 4–6 – обнажения с выходами отложений паладинской (4), рудянской (5) и брусничной (6) свит.

Fig. 2. Topographic scheme of the Tsil'ma area with elements of geological structure.

1 – basalt plateaus; 2 – Riphean foundation; 3 – proposed areas of development of the Rudyanskaya formation; 4–6 – outcrops with outcrops of Paladinskaya (4), Rudyanskaya (5) and Brusnichnaya (6) formations.

гических особенностях свиты. Поэтому мы приведем наиболее общие литологические характеристики отложений свиты.

В качестве **стратотипа** выбрана совокупность разрезов (**составной стратотип**), расположенных в районах р. Бол. и Мал. Брусничные и руч. Паладинского и составляющих полный типовой разрез данного стратона с подстилающими и перекрывающими отложениями. Осадки брусничной свиты образовались на границе "море–суша", вследствие чего характеризуются весьма сильной изменчивостью как по вертикали, так и по латерали: фации осадконакопления могут сменять друг друга на протяжении первых десятков метров, из-за чего даже в соседних обнажениях (в 100 м друг от друга) разрезы могут литологически значительно различаться. Поэтому послойное описание стратона не представляется возможным. Нами выделено три пачки в сложении свиты, в которых общие литологические особенности более или менее выдержаны: базальная, песчаниковая, песчаниково-алевролитовая с красноцветами (рис. 3а).

Базальная (а) пачка выходит на дневную поверхность в обн. 33, 34, Р-7, 36, 37, 45, 46, 48–50, 359, 360, 362 в районе р. Бол. и Мал. Брусничные и обн. 315–318, 320, 326, 328–330, 425 в районе руч. Паладинского, где она в совокупности представлена следующими породами.

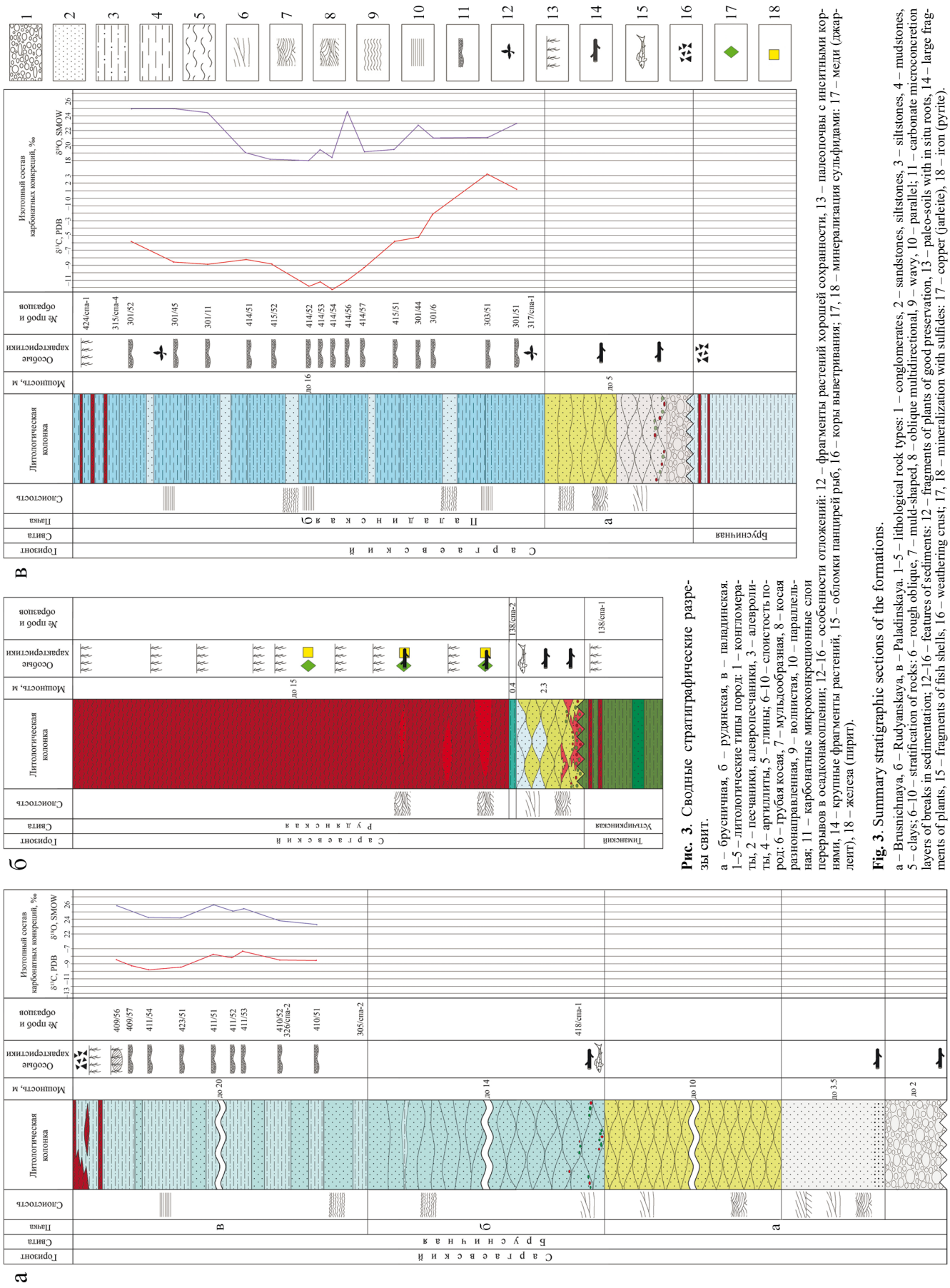

Рис. 3. Сводные стратиграфические разрезы свит.

а – брусничная, б – руданская, в – паладинская. 1–5 – литологические типы пород: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, алевропесчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – глины; 6–10 – слоистость пород: 6 – грубая косая, 7 – мульдообразная, 8 – косая разнонаправленная, 9 – волнистая, 10 – параллельная; 11 – карбонатные микроконкреционные слои перерывов в осадконакоплении; 12–16 – особенности отложений: 12 – фрагменты растений хорошей сохранности, 13 – палеопочвы с инситными корнями, 14 – крупные фрагменты растений, 15 – обломки панцирей рыб, 16 – коры выветривания; 17, 18 – минерализация сульфидами: 17 – меди (джарлейт), 18 – железа (пирит).

Fig. 3. Summary stratigraphic sections of the formations.

a – Brusnichnaya, б – Rudyanskaya, в – Paladinskaya. 1–5 – lithological rock types: 1 – conglomerates, 2 – sandstones, siltstones, 3 – siltstones, 4 – mudstones, 5 – clays; 6–10 – stratification of rocks: 6 – rough oblique, 7 – muld-shaped, 8 – oblique multidirectional, 9 – wavy, 10 – parallel; 11 – carbonate microconcretion layers of breaks in sedimentation; 12–16 – features of sediments: 12 – fragments of plants of good preservation, 13 – paleo-soils with in situ roots, 14 – large fragments of plants, 15 – fragments of fish shells, 16 – weathering crust; 17, 18 – mineralization with sulfides: 17 – copper (jarleite), 18 – iron (pyrite).

1. Линзы конгломератов мощностью до 2 м (обн. 315, 320), врезанные в нижележащие породы. Галька представлена молочным кварцем, зеленоцветными осадочными породами, слюдистыми сланцами, отмечаются обломки железной шляпы разной степени окатанности, обилие гематита в цементе (обн. 37, 312, 320). Уплощенная галька достигает 15 см в диаметре, округлая имеет диаметр преимущественно 1–5 см. Здесь же часто присутствуют крупные фрагменты углефицированных растений, иногда с медной минерализацией, если в подстилающих породах есть красноцветные глины.

2. Песчаник белый, иногда желтоватый кварцевый с гравийной примесью, вмещающий вышеописанные линзы конгломератов или залегающий над ними. В подошве часто отмечаются крупные углефицированные обломки растений, вплоть до фрагментов древесных стволов. Слоистость крупная диагональная, перекрестная, мульдообразная. Мощность достигает 3.5 м (обн. 315, 320).

3. Песчаник светло-желтый, кварцевый, с тонкими слойками темно-зеленого цвета, сложенными обломками основного вулканического стекла (в различной степени хлоритизированного), хлоритом, минералами тяжелой фракции. В целом пачка сложена сериями-линзами мощностью до 1 м, по простиранию – до 12 м. Внутри каждой серии отмечается крупная косая, мульдообразная, S-образная слоистость. Вверх по разрезу количество слойков темноцветных обломков постепенно возрастает, размеры серий уменьшаются, слоистость выполаживается. Переход по простиранию или в нижележащий кварцевый песчаник постепенный. Мощность данного песчаника достигает 10 м (обн. 37, Р-7, 49).

В большинстве обнажений с данной пачкой отсутствуют 1–2 члена, часто разрез начинается со светло-желтого песчаника.

Осадки пачки формировались при трансгрессии водоема в среде с высокой гидродинамикой, соответствующей волноприбойному фронту. Поэтому они не содержат органических остатков, лишь в одном образце из светло-желтых песчаников обнаружен комплекс спор, соответствующий комплексу **А** (обр. 315/СПА-3).

Песчаниковая (б) пачка представлена в обн. 31, 36, 41, 44, 47–49, 53, 57, 59–64, 68, 78, 97, 107, 109, 118, 316, 368, 389, 417, 418, 435 и др.

Пачка представлена голубыми песчаниками, залегающими в виде сопряженных крупны серий-линз мощностью до 1.5 и протяженностью до 12 м. Слоистость грубая, косая, однонаправленная, иногда весьма пологая, которую можно принять ее за параллельную. Слоистость часто не видна, лишь при наложенной трещиноватости по слоям она проявляется. Снизу некоторые серии оконтурены тонкими слоями углистых алевролитов. Вверх по разрезу нарастает доля алевритового материала, мощность серий-линз уменьшается, а протяженность, наоборот, увеличивается, слоистость выполаживается. Постепенно серии-линзы превращаются в пласты алевритистых песчаников с пологой волнистой или параллельной слоистостью. Появляются линзы и пласты алевролитов. Породы в обнажениях выглядят крупноблочными, часто образуют отвесные обрывы. На выветрелой поверхности в обнажениях породы имеют светлую желтоватую окраску, что наряду с их блочностью контрастно выделяет их в разрезах. В невыветрелом состоянии песчаники окрашены в серовато-голубые, голубые цвета, чем отличаются от всех прочих пород девонского разреза.

В случаях, когда отсутствует описанная выше базальная пачка и разрез начинается с голубых песчаников, то в основаниях нижних серий может присутствовать крупнообломочный материал и крупные фрагменты углефицированных растений. Палинологический анализ показал наличие спорового комплекса **А** (обр. 418/СПА-1). Мощность пачки достигает 14 м (обн. 418).

Песчаниково-алевролитовая (в) пачка наиболее полно представлена в обн. 41, 49, 53, 57, 68, 79, 86, 105, 106, 118, 315, 316, 317, 319, 424 и др.

Пачка сложена переслаиванием пластов голубых песчаников, авлевропесчаников и алевролитов. Вверх по разрезу количество и мощность пластов песчаников уменьшаются. Слоистость пород параллельная, реже пологоволнистая. В алевролитовых пластах присутствуют многочисленные карбонатные (преимущественно сидеритовые) конкреционные горизонты перерывов в осадконакоплении. Анализ изотопного состава углерода показал, что содержание легкого изотопа углерода ($\delta^{13}C$) колеблется в пределах 7–9‰, что соответствует пресноводным условиям осадконакопления.

Особо важным является наличие слоев и линз красноцветных глин и глинистых алевролитов в прикровельной части пачки (свиты) – свидетельств того, что на небольшом удалении в это время развивались пролювиальные структуры. Красноцветы зафиксированы в обн. 41, 316, 317, 320, 424 и 440. Заметим, что в обн. 424 пласт красноцветных глин достигает 3.5 м. Помимо этого, в обн. 317 и 424 отмечены либо зоны дезинтеграции, либо начальные стадии развития железистых кор выветривания. В красноцветных слоях обнаружены палеопочвенные горизонты с инситными углефицированными корнями, также корни растений обнаружены в некоторых горизонтах крупных эллипсоидальных конкреций. В целом эти особенности указывают на регрессию водоема, соответствующую заключительному этапу формирования свиты. Раннесаргаевский возраст (комплекс **А**) установлен по многим палинологическим пробам. Мощность этой части разреза брусничной свиты достигает 20 м (обн. 409–414).

Перекрывается брусничная свита трансгрессивной пачкой паладинской свиты (см. ниже).

В брусничной свите установлен палинологический комплекс (ПК) А. Насыщенность палиноспектров (ПС) спорами чаще плохая, в препаратах их содержание значительно меньше 200 шт. Доминируют мелкобугорчатые споры археоптерисовых растений: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens, *G. micromanifesta* (Naumova) Owens var. *collatatus* Tchib., *G. notata* (Naumova) Obukh. и др. В небольшом количестве (2–3 экз. на препарат) встречаются мегаспоры: *Geminospora macromanifesta* (Naumova) Owens, *Contagisporites optivus* (Tchib.) Owens. Субдоминантной группой являются споры с тонкой относительно широкой зоной *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., *C. bellus* (Naumova) Oshurk., *Cristatisporites pseudodeliquescens* Telnova, *C. triangulatus* (Allen) McGregor et Camfield., *Ancyrospora melvillensis* Owens, *A. laciniosa* (Naumova) Mants., *A. ampulla* Owens. Споры с шиповатой и бугорчатой поверхностью спородермы представлены небольшим числом экземпляров и небольшим видовым составом: *Acanthotriletes bucerus* Tchib., *A. similis* Naumova, *A. eximius* Naumova, *Lophozonotriletes scurrus* Naumova, *Converrucosisporites curvatus* (Naumova) Turnau, патинатные *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. variabilis* Naumova var. *insignis* Sennova редки. Последние в работах некоторых авторов (Сеннова, 1972) указаны как доминирующие и руководящие виды для саргаевского горизонта. Достаточно многочислен (до 5 экз. на препарат) эндемичный вид *Cymbosporites* sp. 1 nov.

ПК **А** соответствует региональной палинозоне Cristatisporites pseudodeliquescens – Archaeoperisaccus ovalis в региональной схеме палиностратиграфической зональности девона и, по-видимому, конодонтовой зоне Ancyrodella rotundiloba soluta. Этот уровень коррелирует с глобальным Upper Frasne событием (Aboussalam, Becker, 2007; Becker et al., 2016; Тельнова, Шумилов, 2019). Аналогичные ПС изучены в естественных обнажениях нижней части устьярегской свиты на Южном Тимане и прослежены в других районах Тимано-Печорского региона (Тельнова, 2007).

Основная особенность отложений раннесаргаевского возраста заключается в том, что в районе р. Рудянки разрез представлен красноцветными породами, т. е. на начальном этапе саргаевской трансгрессии здесь сохранилась суша в виде пролювиального конуса выноса, красноцветные осадки (преимущественно глины) продолжали накапливаться в прежнем режиме. Ранее эти отложения назывались нами Красная толща (Шумилов, Тельнова, 2017; Tel'nova, Shumilov, 2019). Ввиду резкого литологического и генетического отличия красноцветных осадков от одновозрастных им отложений брусничной свиты, согласно требованиям Стратиграфического кодекса России (2016), их требуется выделять в свиту с собственным названием.

Переходная зона между Голубой и Красной толщами развита в пределах довольно узкой полосы, окружающей былые возвышенности. Наиболее полно она вскрыта в обнажениях от устья р. Косма до череды крупных петель русла р. Цильма. В этой зоне происходит латеральное замещение зеленоцветной толщи красноцветной. При этом зеленоцветный разрез весьма сходен по своим литологическим характеристикам разрезу устьчиркинской свиты. Это объясняется тем, что при затоплении данной территории в ходе саргаевской трансгрессии возникли фациальные условия, аналогичные таковым устьчиркинского времени. Отложения представлены ритмичным чередованием пластов песчаников и алевролитов с постоянным присутствием слойков, слоев, пластов красноцветных глин. Цвет пород серо-зеленый, зеленый с заметным голубым оттенком, встречаются линзы небесно-голубого (саргаевского) песчаника. Мощность переходной пачки не превышает 5 м.

РУДЯНСКАЯ СВИТА

Для красноцветных отложений, замещающих по простиранию одновозрастные брусничной свиты, предлагается название “рудянская” – по названию р. Рудянка, в районе которой эти породы имеют максимальное по мощности и наиболее широкое по площади развитие (см. рис. 2). Соответственно, **стратотипической местностью** является названный район.

Отложения свиты имеют ряд весьма специфических особенностей.

Во-первых, красноцветные глины и песчаники не содержат органических остатков, поэтому определение возраста палеонтологическим методом невозможно. О времени их образования можно судить лишь относительно датированных подстилающих и перекрывающих отложений, а также по прослеживанию их латерального замещения голубыми породами.

Во-вторых, пролювий раннесаргаевского времени территориально отлагался в основном там же, где получили максимальное развитие конусы выноса в устьчиркинское время, т. е. фациальные условия осадконакопления не изменились, литологический состав пород сохранился, поэтому никакой чем-либо выраженной границы здесь нет.

В-третьих, следует учитывать, что по району имеется лишь один разрез толщи по руслу р. Цильма и небольшие добавочные к нему по руслам притоков. Поэтому кажущееся довольно локальное распространение красноцветной рудянской свиты (вскрытой руслом реки), скорее всего, не соответствует действительности. Согласно нашим реконструкциям истории развития осадочного чех-

ла района в девоне (Шумилов, Тельнова, 2017), красноцветные пролювиальные конусы выноса в саргаевское время слагали достаточно широкие кольцеобразные зоны вокруг двух возвышенностей, увенчанных обширными базальтовыми плато в районах верховий рр. Рудянка и Мутная и приподнятого блока рифейского фундамента вдоль западной границы территории (см. рис. 2). Таким образом, по нашим предположениям, красноцветы рудянской свиты развиты не менее, чем на четверти территории Цилемской площади, т. е. совершенно определенно заслуживают выделения в отдельную свиту.

Пролювиальные конусы выноса относятся к "блуждающим" структурам, т. е. по мере развития и изменения направлений сноса рыхлого материала с возвышенностей меняют свое пространственное положение. Только благодаря этому обстоятельству нам удалось выделить **лимитотип** свиты в обн. 138 в периферийной зоне развития устьчиркинского пролювия, но при мощном накоплении красноцветов в рудянское время. Здесь базальная пачка представлена в нижней части маломощным конгломератом с галькой из перемытых нижележащих пород, переходящим в серии-линзы светло-желтого кварцевого песчаника с красноватым оттенком, исчезающим вверх по разрезу. Выше они сменяются сериями-линзами светло-голубого песчаника. В подошвах серий отмечаются многочисленные крупные углефицированные фрагменты растений. Мощность пачки в разрезе обн. 138 составляет 2.3 м.

Над этой пачкой залегает тонкий (0.4 м) пласт глинистого алевролита насыщенного голубовато-зеленого цвета, палинологическая проба из которого показала раннесаргаевский возраст (обр. 138/СПА-2).

Залегает базальная пачка рудянской свиты на пачке переслаивания красноцветных и зеленоцветных алевролитов. Палинологический анализ образца из прикровельной части подстилающих пород показал позднетиманский возраст (обр. 138/СПА-1). Сходная картина базальной пачки наблюдается и в обн. 126, где она залегает на красноцветные глины устьчиркинской свиты, но здесь в разрезе нет отложений, содержащих споры растений.

Следует отметить, что местность с широким распространением выходов на дневную поверхность красноцветных осадков, представленных, как правило, нелитифицированными глинами, имеет низменный характер, на склонах возвышенностей, обращенных к руслу реки, отмечается большое количество оползней. В силу этого обстоятельства скальные высокие обнажения отсутствуют, а высокие крутые склоны возвышенностей обычно на две трети снизу закрыты оползнями. Поэтому и для рудянской свиты в качестве **стратотипа** (см. рис. 3б) служит совокупность разрезов (**составной стратотип**) в стратотипической местности в обн. 125–145, 150, 151, 203, 204, 207, 213, 230, 235.

Разрез сложен преимущественно красноцветными (от бордового до шоколадно-коричневого цвета) нелитифицированными глинистыми осадками, отлагавшимися в результате повторяющихся спазматических гряземутьевых потоков на склонах былых возвышенностей (Шумилов, 2013, 2014). В разрезе отмечается обилие ископаемых палеопочвенных горизонтов – педокомплексов с инситными углефицированными корнями. Каждый палеопочвенный горизонт фиксирует перерыв между поступлениями рыхлого материала из источников сноса.

На периферии пролювиальных построек существовали плайевые водоемы, в которых отлагались линзы песчаников и алевропесчаников. Здесь же концентрируется основная часть растительного детрита, псевдоморфно замещенного сульфидами железа и меди.

Мощность свиты достигает 15 м (обн. 126).

Перекрываются отложения трансгрессивно с размывом породами паладинской свиты, представленных в основном базальным светло-желтым кварцевым песчаником с отчетливым красным оттенком в нижней части. Обнажения с этой частью разреза распространены по р. Рудянка, ниже и выше ее устья по р. Цильма. Следует заметить, что здесь базальная пачка паладинской свиты проявлена весьма хорошо, поскольку водоем наступал на возвышенность.

ПАЛАДИНСКАЯ СВИТА

Для позднесаргаевских отложений предлагается название "паладинская свита" по руч. Паладинскому и одноименному болоту, в районе которых в серии береговых обнажений р. Цильма представлен весь разрез свиты от подошвы до кровли (см. рис. 2).

Стратотипической местностью для отложений свит являются два участка – в районе руч. Лиственничный – руч. Паладинский и в районе р. Рудянка. Заметим, что разрезы этих участков различаются генетически и незначительно литологически. На территории первого района базальная пачка представлена почти в полном объеме, т. е. конгломератами с кварцевой галькой, белыми и светло-желтыми кварцевыми песчаниками, в районе р. Рудянка – только светло-желтыми песчаниками.

Кроме того, основное тело свиты в районе руч. Паладинского сложено преимущественно алевролитами, алевритистыми аргиллитами с редкими пластами песчаников, присутствуют многочисленные микроконкреционные горизонты перерывов в осадконакоплении, в верхней части – следы древнего педогенеза. Захороненная органи-

ка крайне малочисленна и представлена исключительно фрагментами рыбных панцирей и раковинами конхострак. В то же время в районе р. Рудянка и западнее ее в разрезе больше песчаников, окраска пород более светлая, блеклая, породы слабо сцементированы, конкреции отсутствуют.

В качестве **лимитотипа** нами предлагается разрез обн. 424, в котором базальная пачка имеет следующее сложение. В подошве залегает слой конгломерата мощностью до 0.6 м с галькой зеленоцветных пород, кварца, темно-серого сланца (рифейского). Вверх по разрезу сменяется белым кварцевым песчаником с крупной косой разнонаправленной слоистостью. В подошвах серий нередки захороненные крупные фрагменты углефицированных растений (части древесных стволов диаметром до 30 см). Белый крупно- и среднезернистый песчаник постепенно сменяется сериями-линзами светло-желтого песчаника. Мощность базальной пачки здесь достигает 3.6 м. Залегает базальная пачка трансгрессивно с размывом на песчаниках и алевролитах брусничной свиты с признаками развития железной шляпы.

В районе р. Рудянка, как упоминалось выше, базальная пачка представлена исключительно светло-желтыми кварцевыми песчаниками, нижние серии-линзы которых часто окрашены в красные цвета за счет размыва нижележащих красноцветных глин.

Поскольку вариативность пород высокая, как и в брусничной свите, породы свиты выходят на дневную поверхность в отдельных обнажениях фрагментарно, то **стратотипом** (см. рис. 3в) служит совокупность разрезов (**составной стратотип**) в районе р. Лиственничной и руч. Паладинский, частично – в районе р. Рудянка.

Разрез составного стратотипа состоит из двух частей-пачек.

Базальная (а) пачка “классического” полного состава экспонируется на дневной поверхности в районе руч. Паладинский в обн. 312, 315–320, 326, 424. Здесь разрез начинается с гравелитистых конгломератов или галечных гравелитов, залегающих линзами и пластами небольшой мощности (до 0.6 м) на размытой поверхности нижележащих пород брусничной свиты, иногда несущей признаки железистой коры выветривания, развития палеопочв. Галька и гравий имеют преимущественно состав подстилающих пород (голубые и красные алевролиты, песчаники), встречаются в небольшом количестве метаморфические сланцы фундамента, молочный кварц.

Конгломераты и гравелиты сменяются белым, светло-серым, голубовато-серым кварцевым песчаником, залегающим сериями-линзами мощностью до 0.8 м, протяженностью до 6 м. Слоистость пород грубая косая разнонаправленная. В подошвах серий, как правило, сгружены мелкая галька и гравий осадочных пород, отмечаются многочисленные фрагменты углефицированных растений. Мощность белых песчаников достигает 1.8 м (обн. 315). В свою очередь, эти породы постепенно сменяются светло-желтыми кварцевыми песчаниками, залегающими также сериями-линзами, которые вверх по разрезу постепенно превращаются в пласты, слоистость изменяется с косой разнонаправленной, мульдообразной на пологоволнистую и параллельную, нарастает содержание алевритовой составляющей. Мощность желтых песчаников достигает 2 м (обн. 319 и 320). В совокупности мощность базальной пачки полного профиля составляет около 5 м.

Несколько иная картина представлена в районе р. Рудянка, где ни в одном обнажении не было обнаружено конгломератов и белого кварцевого песчаника. Разрез начинается со светло-желтого песчаника. Эта разновидность базальной пачки отмечается в обн. 207, 210, 212–214, 217, 219, 222, 230, 232–234.

В подошвах серий-линз часто присутствуют редкие гравий и галька голубых и красных пород. Слоистость крупная косая разнонаправленная. Мощность желтых песчаников не превышает 1.5 м. Вверх по разрезу они переходят в серии-линзы желтовато-голубого, серо-голубого, голубого песчаника, сначала залегающего также сериями-линзами, а выше – пластами с пологоволнистой, параллельной слоистостью. Отмечаются ячеистые знаки ряби на поверхностях напластования. Общая мощность базальной пачки достигает 6 м (обн. 222).

Судя по тому, что брусничная свита в районе руч. Паладинского залегает на валсовских отложениях (значительный эрозионный срез), в подошве имеет полный набор пород базальной пачки, в кровле присутствуют красноцветы, здесь существовала возвышенность с достаточно крутыми склонами, что обусловило высокую гидродинамику фронта трансгрессирующего водоема. В районе р. Рудянка на дневную поверхность при позднесаргаевской трансгрессии выходили красноцветные глинистые породы, обуславливающие “мягкий” пологий рельеф. В результате нижняя часть свиты сложена либо пачкой светло-желтых (с красным оттенком) кварцевых, либо пачкой голубых песчаников.

Алевролит-аргиллитовая (б) пачка имеет некоторые отличия уже в пределах района р. Лиственничная – руч. Паладинский: в районе руч. Паладинский мощность свиты значительно сокращена, в сложении принимают участие пласты и линзы песчаников и алевропесчаников, а в районе р. Лиственничной разрез почти полностью сложен алевролитами и аргиллитами с многочисленными горизонтами конкреций. В районе же р. Рудянка осадки отлагались явно “мористее”, что нашло отражение в составе, облике пород, в присутствии захоро-

нений различной фауны, уменьшении количества и разнообразия спор растений.

В целом пачка имеет преимущественно алевролитовое и аргиллитовое сложение с редкими пластами и линзами серо-голубых алевритистых песчаников мощностью до 1 м. Исходный цвет пород голубой, при интенсивном рассланцевании и окислении приобретают желто-зеленые, зеленые тона. Слоистость пород преимущественно параллельная, редко мелкая косая. В некоторых разрезах отмечаются многочисленные микроконкреционные горизонты перерывов в осадконакоплении. Остатки фауны крайне редки и представлены проходными таксонами конхострак и панцирных рыб, причем количество панцирей конхострак возрастает в средней части разреза. В то же время в отложениях в районе р. Лиственничная – руч. Паладинский достаточно много мелкого угольного детрита, встречаются захоронения фрагментов растительности великолепной сохранности.

В прикровельной части свиты в обн. 303, 315, 316, 319, 217, 219 и 326 обнаружены тонкие, мощностью первые сантиметры, прослои бордово-коричневых глин, свидетельствующие о развитии пролювиальных красноцветов на некотором удалении (завершающая фаза трансгрессивно-регрессивного цикла, соответствующего свите). Мощность отложений пачки достигает 16 м (обн. 409, 410, 414).

Особо рассмотрим изменение изотопного состава углерода по профилю разреза свиты. На начальном, трансгрессивном, этапе в нижней части алевролит-аргиллитовой пачки образовались карбонатные конкреции с содержанием легкого изотопа углерода $\delta^{13}C$ от +3.31 до –2.10‰, что указывает на нормальные морские условия осадконакопления (Галимов, 1968, 1993). Однако достаточно быстро произошло опреснение водоема, и в средней части пачки образовались конкреции с $\delta^{13}C$ около –13‰. Затем, судя по составу конкреций, в которых содержание $\delta^{13}C$ плавно изменяется до –5.58‰, вода в бассейне седиментации со временем становилась солоноватой. Таким образом, в отличие от нижележащих свит, в которых тренд однонаправленный – от морских к пресноводным условиям осадконакопления, здесь мы не видим постоянной отшнуровки прибрежного бассейна с его опреснением, он более открытый с периодическими поступлениями соленой воды.

Перекрываются отложения паладинской свиты с незначительным размывом породами крайпольской свиты доманикового горизонта, представленными в подошве светло-желтыми песчаниками, характерными для базальных пачек почти всех нижележащих свит. Контакт между свитами прослежен в обн. 210, 213, 217, 301, 303, 304, 409.

В результате палинологического анализа образцов, отобранных из различных частей разреза пачки (303/51, 305/СПА-2, 312/1, 315/СПА-3, 315/СПА-4, 317/СПА-1, 326/СПА-2, 411/51, 411/53, 411/54, 413/51, 414/51, 415/51, 415/52, 424/СПА-1), установлен ПК **Б**. Для него характерно так же, как и для ПК **А**, доминирование (50–80%) и большое видовое разнообразие мелкобугорчатых спор рода Geminospora. Субдоминантной группой (20–40%) являются споры с тонкой относительно широкой зоной: *Densosporites sorokinii* Obukh., *D. meyeriae* Telnova, *Cristatisporites timanica* Telnova et Marshall, *C. deliquescens* (Naumova) Arkh., *C. pseudodeliquescens* Telnova et Marshall, *C. triangulatus* (Allen) McGregor et Camfield., *C. trivialis* (Naumova) Obukh., *Ancyrospora melvillensis* Owens, *A. laciniosa* (Naumova) Mants., *A. ampulla* Owens; *Perotrilites* sp. nov. Остальные таксоны спор высших растений представлены в ПС в небольшом количестве – от единичных до 7%. Это споры с шиповатой, бугорчатой поверхностью спородермы, патинатные (*Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. tschernovii* Naumova, *A. latemarginatus* (Kedo) Obukh., *A. variabilis* Naumova var. *insignis* Sennova), монолетные (*Archaeoperisaccus verrucosus* Pask., *A. timanicus* Pask., *A. concinnus* Naumova) и др.

Свита охарактеризована региональной палинологической зоной (ПЗ) Cristatisporites deliquescens – Archaeoperisaccus menneri (Тельнова, Шумилов 2019). ПЗ скоррелирована с конодонтовой зоной Ancyrodella rotundiloba rugosa, что позволяет определить точное положение новой свиты в пограничном живетско-франском стратиграфическом интервале (табл. 1). Этот уровень коррелирует с глобальным событием Genundewa (Aboussalam, Becker, 2007; Becker et al., 2016). В стратиграфической схеме девона свита, по-видимому, может соответствовать большему стратиграфическому объему – конодонтовым зонам rugosa – transitans. Верхняя граница свиты фиксируется контактом с новым, крайпольским, трансгрессивно-регрессивным этапом осадконакопления, который охарактеризован ПК семилукского возраста.

Различия комплексов **А** и **Б** заключаются в лучшей насыщенности спорами ПС комплекса **Б**, в стабильном присутствии во всех ПС комплекса **Б** вида-индекса ПК саргаевского горизонта – *C. pseudodeliquescens*, а также появляются типично франские виды – *C. deliquescens*, *A. concinnus*, сокращается содержание спор морфона *C. krestovnikovii* – *C. bellus* – *C. domanicus*, с 20 до 40% увеличивается содержание спор с тонкой относительно широкой зоной (*Cristatisporites*, *Densosporites*, *Perotrilites* и др.).

Оба комплекса по таксономическому составу соответствуют ПК миоспоровой зоны Cristatisporites pseudodeliquescens, установленной в разрезах устьярегской свиты Южного Тимана и прослеженной по территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Тельнова, 2007). Руководящие

Таблица 1. Сопоставление биозональных схем пограничного живетско-франского стратиграфического интервала

Table 1. Correlation of biozonal schemes of the boundary Givetian-Frasnian stratigraphic interval

Ярус	Конодонтовая зональность (Becker at al., 2020)	Стандартные конодонтовые зоны (Zeigler, Klapper, 1985)		Стандартные конодонтовые зоны (Zeigler, Sandberg, 1990)	Конодонтовые зоны Монтань Наур (Klapper, 1989)	Восточно-Европейская платформа (Решение…, 1990; Постановления…, 2008)			Тимано-Североуральский регион			
									Южный Тиман (Тельнова, 2007)		Средний Тиман (Telnova, Shumilov, 2019)	
						Горизонты, подгоризонты		Брахиоподовые зоны	Свита	Палинозоны	Свита	
Франский	Pa. puncata	asymmetricus	Middle	punctata	MN 5	Доманиковый (нижний)		Cyrtospirifer rudkinensis – Tomestenoporhynchus rudkini	dm	Geminospora semilucensis – Perotriletes donensis	kp	
	Pa. transitans		Lover	transitans	MN 4	Саргаевский		Ladogia meyendorfii – Hypothyridina calva – Mucrospirifer novosibiricus	uja	Cristatisporites deliquescens – Archaeoperisaccus menneri	pl	
	Ad. rugose		Lovermost	Late falsiovals	MN 3							
	Ad. rotundiloba soluta				MN 2	Тиманский	Верхний	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus		C. pseudodeliquescens – A. ovalis	br	rd
378.9 млн лет	Ad. rotundiloba pristina			Early falsiovals	MN 1				tm			
Живетский	Sk. norrisi						Нижний	Leiorhynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini				
	Po. denglery dengleri Po. denglery sagitta			disparilis		Пашийский						
	Kl. disparilis											

Примечание. Свиты: dm – доманиковая, uja – устьярегская, tm – тиманская, kp – крайпольская, pl – паладинская, br – брусничная, rd – рудянская.

Note. Formations: dm – Domanikovaya, uja – Ustyaregskaya, tm – Timanskaya, kp – kraipolskaya, pl – paladinskaya, br – brusnichaya, rd – rudyanskaya.

виды для ПК: *Geminospora micromanifesta*, *G. macromanifesta*; *G. aurita*; *G. plicata*, *Densosporites sorokinii*, *D. meyeriae, Cristatisporites timanica*, *C. pseudodeliquescens*, *C. deliquescens*, *C. trivialis*, *Ancyrospora melvillensis*, *A. laciniosa*, *A. ampulla*; *Perotrilites* sp. nov., *Acanthotriletes similis*, *A. eximius*, *Lophozonotriletes* cf. *tylophorus* Naumova, *L. scurrus*, *Verrucosisporites concessus*, *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. variabilis* var. *insignis*, *A. tschernovii*, *A. latemarginatus*, *Archaeoperisaccus verrucosus*, *A. concinnus.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате ревизии геологических материалов предыдущих лет, изучения новых данных и экспедиционных работ 2021 г. авторами выделено три новых стратона: брусничная, рудянская и паладинская свиты, ранее выделяемые как устьярегская свита. Брусничная и рудянская свиты одновозрастные и латерально замещают друг друга, слагающие их осадочные породы имеют совершенно разный генезис. Для каждой свиты приведены обоснования названий, описаны лимитотипы, стратотипические местности, представлены сводные стратотипы согласно требованиям Стратиграфического кодекса России (2016).

Описываемые стратоны являются ярким литологическим репером в Тимано-Североуральской регионе. Поэтому важно установить их точное положение в стратиграфической схеме девона в соответствии с современной возрастной датировкой и объемом ранее выделенных свит и горизонтов. Исследование является актуальным, поскольку этот стратиграфический уровень в регионе рассматривался как один из вариантов границы среднего-верхнего девона. Региональный уровень границы остается до сих пор дискуссионным. Поэтому возникла необходимость комплексного изучения пограничных отложений с привлечением современных инструментария и методологии: седиментологических изменений, характеризующихся разнообразием фациальных обстановок, эволюционных изменений во флористических сообществах и др.

Разное понимание объема и возраста устьярегской свиты разными специалистами объясняется, прежде всего, отождествлением горизонтов со свитами, отсутствием понимания соотношения литологических и биостратиграфических границ и – как результат – несоответствием их реального положения в стратиграфических схемах.

Отложения этого возраста в бассейне р. Цильма (Средний Тиман) практически не содержат руководящих форм фауны. Напротив, франские отложения на Южном Тимане хорошо обнажены и детально охарактеризованы разными группами фауны и спорами высших растений. Таксономический состав комплексов спор, описанных на Среднем Тимане, наибольшее сходство имеет с южнотиманскими. В этой связи корреляцию биостратиграфических подразделений Среднего Тимана мы проводим с уже установленными на Южном Тимане.

Таким образом, на Среднем Тимане так же, как и на Южном Тимане, выделены два ПК, характеризующие саргаевский этап осадконакопления: ПК **А** – раннесаргаевский – и ПК **Б** – позднесаргаевский (соответствующий объему двух конодонтовых зон rugosa – transitans), который перекрывается породами крайпольской свиты (палинозона – Diducites radiatus), характеризующей семилукский (доманиковый) этап осадконакопления на северо-востоке Русской плиты.

Новые свиты, сформированные сходными трансгрессивно-регрессивными циклами, представляют собой наиболее полную последовательность раннефранского осадконакопления на Европейском Северо-Востоке России, где удалось зафиксировать региональные отклики глобальных событий Frasnes (конодонтовая зона soluta) и Genundewa (конодонтовая зона rugosa). Можно предположить, что именно эти события выполняли триггерную роль в формировании описанных циклов. Необходимо отметить, что в этой литолого-стратиграфической последовательности не зафиксировано событие Timan (конодонтовая зона transitans) и, поскольку отсутствуют фаунистические данные, ПК **Б** условно характеризует всю позднесаргаевскую последовательность осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 226 с.

Галимов Э.М. (1993) Геохимия углерода. *Природа*, (3), 9-13.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. (2008) СПб.: ВСЕГЕИ, **38**, 131.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988) с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. (Под ред. М.А. Ржонсницкой, В.Ф. Куликовой). (1990) Л.: ВСЕГЕИ, 96.

Сеннова В.Ф. (1972) Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Тимано-Печорской провинции. *Геология и нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР.* Т. II. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 99-108.

Стратиграфический кодекс России. (2019) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.

Тельнова О.П. (2007) Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 136.

Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2021) Новый стратон в верхнедевонской последовательности в бассейне р. Цильма Среднего Тимана. *Литосфера*, **21**(5), 625-642. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-625-642

Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2019) Терригенные отложения среднего–верхнего девона бассейна р. Цильма (Средний Тиман) и их палинологическая характеристика. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(1), 31-56. https://doi.org/10.31857/0869-592X271-31-56

Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2017) Саргаевский горизонт верхнего девона в бассейне р. Цильма, Средний Тиман. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **25**(2), 49-71. https://doi.org/10.7868/S0869592X17010069

Шумилов И.Х. (2014) Оглеение и палеопочвы в девонских красноцветных отложениях Среднего Тимана. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 323-335.

Шумилов И.Х. (2013) Условия сохранности инситных корневых систем в девонских отложениях Среднего Тимана. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 60-69. https://doi.org/10.7868/S0024497X12050072

Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2017) История геологического развития бассейна р. Цильма (Средний Тиман) в девоне. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 266-282. https://doi.org/10.7868/S0024497X17030077

Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2020) История стратиграфического расчленения девонских отложений на Среднем Тимане. *Вестн. геонаук*, (7), 32-36. https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27

Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.

Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events. An introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10. https://doi.org/10.1144/SP423.15

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. (2020) The Devonian Period. *The Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier, (2), 733-810. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-824360-2.00022-x

Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. (2000) Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Cour. Forsch.-Inst. Senkenberg*, **223**, 341-359.

Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**(III), 451-470.

Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (1989) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166. https://doi.org/10.1134/S0031030108100018

Sandberg C.A., Ziegler W., Bultynck P. (1989) New Standard Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle–Upper Devonian boundary. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 195-230.

Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Palynological characteristics of Givetian–Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan. *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 23-27. ttps://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27

Ziegler W., Klapper G. (1985) Stages of the Devonian System. *Episodes*, **8**(2), 104-109.

Ziegler W., Sandberg C. A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.

REFERENCES

Aboussalam Z.S., Becker R.T. (2007) New upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geol. Quart.*, **51**(4), 345-374.

Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events. An introduction. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **423**, 1-10. https://doi.org/10.1144/SP423.15

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. (2020) The Devonian Period. *The Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier, (2), 733-810. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-824360-2.00022-x

Decision of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform (Leningrad, 1988) with regional stratigraphic schemes. Devon system. (Ed. M.A. Rzhonsnitskaya, V.F. Kulikova). (1990) Leningrad, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)

Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. (2000) Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Cour. Forsch.-Inst. Senkenberg*, **223**, 341-359.

Galimov E.M. (1993) Geochemistry of carbon. *Priroda*, (3), 9-13. (In Russ.)

Galimov E.M. (1968) Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow, Nedra Publ., 226 p. (In Russ.)

Klapper G. (1989) The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**(III), 451-470.

Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (1989) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166. https://doi.org/10.1134/S0031030108100018

Regulations of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Standing Commissions. State of knowledge of Precambrian and Phanerozoic stratigraphy in Russia. Objectives of further research. (2008) St.Petersburg, VSEGEI Publ., **38**, 131 p. (In Russ.)

Sandberg C.A., Ziegler W., Bultynck P. (1989) New Standard Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle–Upper Devonian boundary. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 195-230.

Sennova V.F. (1972) Spore-pollen complexes of the Upper Devonian of the Timan-Pechora province. *Geology and oil and gas potential of the north-east of the European part of the USSR*. V. II. Syktyvkar, Komi book publishing house, 99-108. (In Russ.)

Shumilov I.Kh. (2014) Clearing and paleo-soils in Devonian red-colored sediments of Middle Timan. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (4), 323-335. (In Russ.)

Shumilov I.Kh. (2013) Conditions of preservation of in situ root systems in Devonian sediments of Middle Timan. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (1), 60-69. (In Russ.) https://doi.org/10.7868/S0024497X12050072

Shumilov I.Kh., Tel'nova O.P. (2017) History of geological development of the basin of the Tsil'ma River (Middle Timan) in the Devonian. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (3), 266-282. (In Russ.) https://doi.org/10.7868/S0024497X17030077

Shumilov I.Kh., Tel'nova O.P. (2020) History of stratigraphic dismemberment of Devonian deposits on the Middle Timan. *Vestnik Geonauk*, (7), 32-36. (In Russ.) https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27

Stratigraphic Code of Russia. (2019) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)

Tel'nova O.P. (2007) Miospores from the Middle-Upper Devonian deposits of the Timan-Pechora province. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 136 p. (In Russ.)

Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2021) A new straton in the Upper Devonian sequence in the basin of the Zil'ma River of Middle Timan. *Lithosphere (Russia)*, **21**(5), 625-642. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-625-642

Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Palynological characteristics of Givetian–Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan. *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 23-27. https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-10-23-27

Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2017) Sargaevsky horizon of the Upper Devonian in the basin of the Tsil'ma River, Middle Timan. *Stratigraphiya. Geol. Korrelyatsiya*, **25**(2), 49-71. (In Russ.) https://doi.org/10.7868/S0869592X17010069

Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Terrigenous deposits of the Middle-Upper Devonian basin of the Tsil'ma River (Middle Timan) and their palynological characteristics. *Stratigrafiya. Geol. Korreleatsiya*, **27**(1), 31-56. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/0869-592X271 31-56

Ziegler W., Klapper G. (1985) Stages of the Devonian System. *Episodes*, **8**(2), 104-109.

Ziegler W., Sandberg C. A. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.

УДК 551.247.1 DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-978-985

Влияние франско-турнейских рифогенных массивов на галокинез в Соликамской впадине Предуральского прогиба

Г. П. Щербинина, Г. В. Простолупов

Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А, e-mail: gena-prost@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.01.2024 г., принята к печати 13.03.2024 г.

Объект исследования. Осадочная толща Соликамской депрессии Уфимско-Соликамской мегавпадины Предуральского прогиба. Особенностью геологического строения Соликамской депрессии является наличие в нижней части осадочного чехла карбонатного комплекса с рифогенными массивами, а в верхней части – галогенной толщи мощностью до 500 м со сформированными в кровле соляными поднятиями. Расстояние между рифогенным комплексом и пластичной соляной толщей составляет 1300–1700 м. *Цель*. Выявление факторов влияния рифогенных массивов на формирование соляных структур. *Методы исследований*. Сопоставление и анализ структурных карт кровли рифогенно-карбонатного комплекса и кровли соляной толщи, с учетом геодинамических условий, существовавших на границе Восточно-Европейской платформы и активной Уральской системы. *Результаты*. Установлено, что одним из факторов, контролирующим распределение по площади соляных поднятий кунгурской галогенной толщи, является наличие рифогенных массивов во франско-турнейской толще. Поднятия в кровле соляной толщи располагаются в пространствах между рифогенными массивами. Причина этого заключается в геодинамическом влиянии структур облекания рифогенных массивов, наблюдаемых в подошве соляной толщи. Поднятия в подошве соли в условиях общих сжимающих напряжений, обусловленных близким положением к Уралу, оказывали влияние на формирование поля напряжений в пластичной соляной толще. В результате в соляной толще на участках, расположенных между структурами облекания, формировалась обстановка пониженных механических напряжений, куда при галокинезе выдавливались пластичные соляные массы и в кровле соляной толщи формировались поднятия. *Выводы.* В Соликамской впадине структуры облекания над франско-турнейскими рифогенными массивами являются передаточным звеном влияния от глубокозалегающей толщи в пластичную галогенную толщу, расположенную в верхней части осадочного чехла.

Ключевые слова: *Предуральский прогиб, соляные купола, рифогенные массивы, структурные планы*

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания № 1022040500598-4-1.5.6

Influence of Frasnian-Tournaisian reef massifs on halokinesis in the Solikamsk depression of the Pre-Ural trough

Galina P. Shcherbinina, Gennady V. Prostolupov

Mining Institute, UB RAS, 78A Sibirskaya st., Perm 614007, Russia, e-mail: gena-prost@yandex.ru

Received 09.01.2024, accepted 13.03.2024

Research subject. Sedimentary strata of the Solikamsk depression of the Pre-Ural trough. The geological structure of the Solikamsk depression is characterized by the presence of a carbonate complex with a reef massif in the lower part of the sedimentary cover and a halogen stratum up to 500 m thick with salt uplifts formed in the roof in the upper part. The distance between the reef complex and the plastic salt strata ranges 1300–1700 m. *Aim.* Identification of the influence reef massifs on the formation of salt structures. *Methods.* Comparison and analysis of structural maps of the top of the reef-carbonate complex and the top of the salt strata, in the setting of the geodynamic conditions that existed at the border of the East European platform and the active Ural system. *Results.* One of the factors controlling the area distribution of salt uplifts of the Kungurian halogen sequence was established to be the presence of reef massifs in the Frasnian-Tournaisian sequence. Uplifts at the top of the salt mass are located in the spaces between the reef massifs. This is explained by the

Для цитирования: Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. (2024) Влияние франско-турнейских рифогенных массивов на галокинез в Соликамской впадине Предуральского прогиба. *Литосфера*, **24**(6), 978-985. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-978-985

For citation: Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V. (2024) Influence of Frasnian-Tournaisian reef massifs on halokinesis in the Solikamsk depression of the Pre-Ural trough. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 978-985. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-978-985

geodynamic influence of the capping structures of the reef massifs observed at the base of the salt strata. Uplifts in the base of the salt stratum under the action of general compressive stresses, due to its close position to the Urals, influenced the formation of a stress field in the plastic salt mass. As a result, the situation of a reduced mechanical stress in the areas between the enclosing structures of the salt mass developed. In these areas, during halokinesis, plastic salt masses were squeezed followed by formation of uplifts in the roof of the salt mass. *Conclusions.* In the Solikamsk depression, the capping structures above the Frasnian-Tournaisian reef massifs are a transmission link for the influence of the deep-seated strata on the plastic halogen strata located in the upper part of the sedimentary cover.

Keywords*: Pre-Ural trough, salt domes, reef massifs, structural plans*

Funding information

The study was carried out with financial support from the Russian Ministry of Education and Science within the framework of state assignment No. 1022040500598-4-1.5.6

ВВЕДЕНИЕ

Предуральский прогиб представляет собой зону краевого погружения Восточно-Европейской платформы и простирается вдоль Урала более чем на 2000 км. Рассматриваемая Соликамская депрессия Уфимско-Соликамской мегавпадины Предуральского прогиба располагается в пределах Пермского Приуралья, протягивается вдоль складчатой Уральской системы с севера на юг на расстояние около 180 км, имеет ширину в среднем 50–60 км.

Анализ тектоники Соликамской впадины выявил некоторые закономерности строения и геологического развития территории, позволившие установить картину протекавших тектонических процессов. Основное внимание в данной работе сосредоточено на генетических проблемах структурообразования в пластичной галогенной толще, занимающей верхнее положение в осадочном чехле. Соляные структуры формировались в геодинамической обстановке, обусловленной влиянием глубокозалегающих рифогенных массивов.

Проблемам формирования складок нагнетания в пластичных толщах посвящено большое количество научных работ (Хаин, 1973; Ярошевский, 1981; Белоусов, 1989; и др.). В них рассматриваются и вопросы влияния на пластичные толщи подстилающих комплексов. В работе (Белоусов, 1976) указывается, что “нижний комплекс пород может вовсе не принимать участия в дислокациях. Но если его рельеф характеризуется ступенчатостью, то ядра нагнетания располагаются преимущественно над уступами фундамента в ослабленных зонах”. Об активной роли самого подстилающего комплекса в деформациях пластичной толщи упоминается кратко: “движения в “фундаменте” могут в той или иной мере влиять на размещение областей выжимания и нагнетания в пластичной толще”. Исследованиями Горного института УрО РАН (Щербинина и др., 2022, 2023) установлено, что подстилающий комплекс в Соликамской впадине играл активную роль в процессе формирования соляных поднятий. Их местоположение определялось расположением рифогенных структур, залегающих значительно глубже галогенной толщи.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Палеозойский осадочный чехол Соликамской впадины имеет сложное строение. Он состоит из нескольких карбонатных и терригенных толщ и соленосного комплекса в верхней части (Новоселицкий и др., 1985; Кудряшов, 2001). Залегающая в нижней части осадочного чехла франско-турнейская карбонатная толща включает жесткие карбонатные тела – рифогенные массивы. Они сложены органогенными карбонатами, имеют мощность 400–500 м и формируют в кровле франско-турнейского разреза положительные структуры. Средняя глубина залегания кровли карбонатной толщи в центре Соликамской впадины составляет 2100 м, погружаясь в восточной части до глубины 2700 м. Рифогенные массивы по площади Соликамской впадины распределены неравномерно, существуют одиночные массивы и группы массивов в виде рифогенных палеоплато. Их горизонтальные размеры 6–14 км (Бычков и др., 2009). Жесткие карбонатные тела разделены синхронными слоистыми глинисто-мергелистыми межрифовыми осадками. Расстояние между рифами 4–12 км. Межрифовые осадки, не имея в отличие от рифогенных массивов жесткого карбонатного каркаса, обладают свойством уплотняться в процессе литификации.

Галогенный комплекс (лунежская пачка иренского горизонта кунгурского яруса) залегает в верхней части осадочного чехла, заполняет морфологически выраженную депрессию Предуральского прогиба. Мощность соляной линзы в центральной части Соликамской впадины достигает 500 м (Петротектонические…, 2000; Кудряшов, 2001). Глубина залегания подошвы соляного комплекса составляет 200–700 м, кровля залегает на глубинах от 100 до 400 м. Толща солей представляет линзу, выклинивающуюся на западе Предуральского прогиба у края Восточно-Европейской платфор-

мы (Щербинина, Простолупов, 2018). На востоке у границы с горно-складчатой областью Урала наблюдается расщепление соляного комплекса и постепенное замещение солей в восточном направлении терригенными породами (Чувашов, 1997; Неганов, 2010).

Все использованные при анализе исходные структурные карты получены по данным сейсморазведки и структурного бурения ОАО “Пермьнефтегеофизика”, ПАО “Уралкалий”.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В течение длительного геологического времени под гравитационным воздействием постоянно увеличивающейся в процессе осадконакопления мощности перекрывающих толщ происходило уменьшение толщины межрифовых осадков. За счет их уплотнения над жесткими карбонатными постройками в осадочном чехле формировались структуры облекания. Современная амплитуда структур облекания по кровле визейской терригенной толщи (сейсмический отражающий горизонт II), залегающей непосредственно над рифовыми телами, составляет 50–100 м. Это означает, что кровля франско-турнейского карбонатного комплекса, будучи на момент начала накопления перекрывающей визейской толщи горизонтальной поверхностью, в межрифовых пространствах к настоящему моменту опустилась на 50–100 м. Поднятия структур облекания прослеживаются по геологическому разрезу вверх на 1100–1300 м вплоть до подошвы соляной толщи, являющейся сейсмическим отражающим горизонтом “С” (ОГ “С”). На востоке Соликамской впадины структуры облекания “просвечивают” иногда до кровли соляного разреза. Вверх по разрезу амплитуда структур облекания постепенно уменьшается и в подошве соляной толщи составляет 20–60 м (рис. 1).

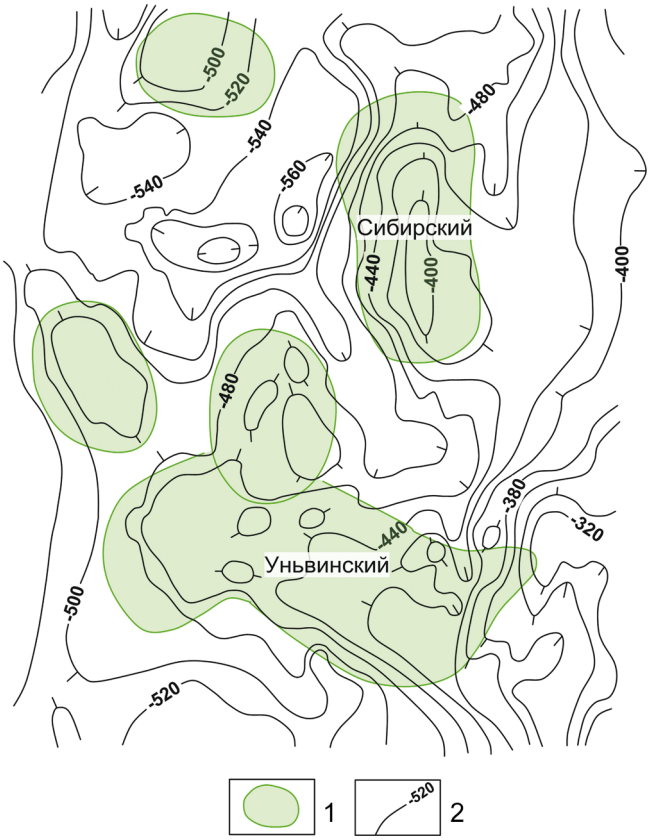

Рис. 1. Южная часть Верхнекамского месторождения. Франско-турнейские рифогенные массивы и структурная карта подошвы соляной толщи (ОГ “С”).

1 – франско-турнейские рифогенные массивы, 2 – изогипсы подошвы соляной толщи (ОГ “С”).

Fig. 1. Southern part of the Verkhnekamskoye field. Frasnian-Tournaisian reef massifs and structural map of the base of the salt sequence (OG “C”).

1 – Frasnian-Tournaisian reefogenic massifs, 2 – isohypses of the base of the salt sequence (OG “C”).

Анализ мощности и фациального состава слоев, подстилающих соляную толщу, показывает, что на момент начала формирования соляного комплекса поверхность осадконакопления в солеродном бассейне была выровненная, без выраженных структурных осложнений, в отличие от современной морфологии подошвы соляного тела. К окончанию формирования соляной толщи ее подошва, вероятно, уже представляла неровную поверхность, где за счет продолжавшегося уплотнения межрифовых осадков над рифогенными массивами сформировались положительные структуры (см. рис. 1).

Окончание соленакопления происходило также практически при выровненной поверхности солеродного бассейна. Об этом свидетельствуют постоянная мощность и однородный состав слоя покровной соли на разных участках территории. Таким образом, констатируем, что на конец накопления соляной линзы верхняя поверхность соляной толщи была горизонтальной. Отсюда вывод: все наблюдаемые в настоящее время структуры в кровле соляной толщи сформированы после ее накопления (Маврин, Колотухин, 1985). Этот период до настоящего времени охватывает 257 млн лет. За это время бывшая некогда горизонтальной кровля соляной линзы приобрела неровный характер в виде поднятий и впадин, распределенных некоторым закономерным образом по отношению к структурам облекания франско-турнейских рифогенных массивов (Щербинина и др., 2023).

Горизонтальные размеры соляных куполов в среднем составляют 4–6 км. В центральной части Соликамской впадины амплитуда современных соляных поднятий достигает 150 м. Наличие подня-

тий и впадин в кровле соляной толщи определяет значительную изменчивость ее мощности. Это свидетельство проявления галокинетических перемещений пластичных соляных масс, которые происходили в постседиментационный период. Движение пластичных масс обусловливалось неравномерным распределением возникающих внутри соляной толщи механических напряжений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Факторами, при совокупности действий которых формировалась картина напряжений в толще соли, являлись: гравитационные силы перекрывающих соль пород; наличие выступов в подошве соляной толщи, сформированных структурами облекания франско-турнейских рифов; снижение вертикальной нагрузки в межрифовых пространствах за счет продолжающегося в постседиментационный период уплотнения глинисто-мергелистых пород синхронных рифов; тектонические силы бокового давления с востока, возникавшие в результате складкообразовательных движений на Урале (Щербинина и др., 2022); дифференцированные вертикальные движения блоков кристаллического фундамента.

Одновременное действие перечисленных факторов (сил) вызывало в пластичном теле образование неоднородного поля напряжений, что и обусловило выжимание пластичных соляных масс из областей высоких механических напряжений в области низких напряжений (Хаин, 1973). При этом происходило формирование соляных поднятий в кровле соляной толщи (рис. 2). Процесс структурообразования выравнивал напряжения в автономной пластичной толще, приводя ее в равновесное состояние, к которому всегда стремится природа.

Взаимное расположение франско-турнейских рифогенных массивов и кунгурских соляных куполов схематично показано на рис. 3. Рисунок поясняет механизм влияния рифогенных массивов на распределение по площади поднятий в кровле пластичной соляной толщи. Над структурами облекания рифогенных массивов, в толще соли под влиянием веса тяжелых надсоляных пород формировались области повышенных напряжений. Соль, сплющенная между перекрывающими и подстилающими жесткими породами, отжималась в стороны, в межрифовые пространства, которые представляли зоны разгрузки механических напряжений за счет погружения поверхности подсолевого ложа при продолжающемся уплотнении межрифовых осадков. Это демонстрирует рис. 4, на котором отчетливо видно, что участки с повышенной мощностью солей расположены между рифами. Нагнетание соляных масс в межрифовые пространства приводило к формированию положительных структур в кровле пластичной толщи. На

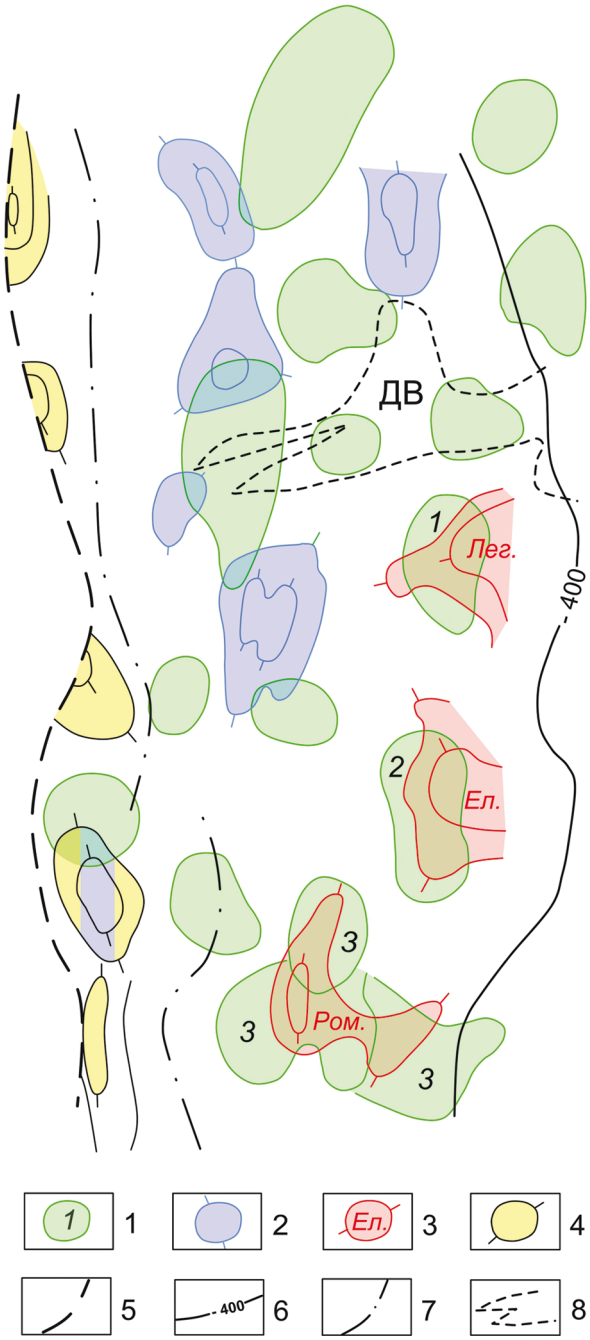

Рис. 2. Соотношение франско-турнейских карбонатных массивов и поднятий кровли соляной толщи.

1 – франско-турнейские рифогенные массивы: *1* – Легчимский, *2* – Сибирский, *3* – Уньвинский; 2 – поднятия кровли соляной толщи – соляные купола; 3 – поднятия кровли соляной толщи, сформированные над франско-турнейскими массивами: *Ром.* – Романовский купол, *Ел.* – Еловский выступ, *Лег.* – Легчимский выступ; 4 – поднятия кровли соляной толщи, сформированные у границ Восточно-Европейской платформы (Камско-Вишерский вал); 5 – западная граница распространения калийных солей; 6 – западная граница (нижняя) ступени ОГ “С” на отметке –400 м; 7 – ось Камского прогиба в кровле соляной толщи; 8 – область отсутствия калийных солей.

Fig. 2. Relationship between Frasnian-Tournaisian carbonate massifs and uplifts of the roof of the salt strata.

1 – Frasnian-Tournaisian reef massifs: *1* – Legchimsky, *2* – Siberian, *3* – Unvinsky; 2 – uplifts of the roof of the salt strata – salt domes; 3 – uplifts of the roof of the salt strata, formed over the Frasnian-Tournaisian massifs: *Ром.* – Romanovsky dome, *Ел.* – Elovsky ledge, *Лег.* – Legchimsky ledge; 4 – uplifts of the roof of the salt strata, formed at the boundaries of the East European Platform (Kama-Vishersky swell); 5 – western border of distribution of potassium salts; 6 – western boundary (lower) of the exhaust gas stage "C" at the level of –400 m; 7 – axis of the Kama trough in the roof of the salt mass; 8 – area of absence of potassium salts.

рис. 2 видно, что поднятия кровли соли расположены между девонскими рифогенными массивами в неглубоких впадинах подсоляного ложа. На рисунке они показаны голубым цветом.

Однако нагнетание соляных масс во впадины между структурами облекания не всегда сопровождалось формированием соляных поднятий в кровле соли. Такие участки обнаруживаются к западу от Сибирского и Легчимского рифогенных массивов (см. рис. 2, 4). Данные скопления соляных масс сформированы на участках глубокого залегания подошвы соляной толщи, где пластичных масс не хватило для того, чтобы в кровле соли сформировалось поднятие. Подобная ситуация показана в левой части рис. 3. Конкретным примером является область, расположенная западнее Сибирского рифогенного массива, где в кровле подстилающих пород (ОГ "С") отмечается глубокая впадина амплитудой 160 м (см. рис. 1).

Над самим же Сибирским рифогенным массивом структура облекания наблюдается и в подошве, и в кровле соляной толщи. Так проявляется эффект вертикального сплющивания и выдавливания пластичных масс с вершины Сибирского поднятия в западном направлении. Это свидетельствует о влиянии сжимающих сил, передающихся от Урала (Щербинина, Простолупов, 2018), которые усложняли геодинамическую картину напряжений в пластичной толще.

Вышеописанный механизм формирования структур в кровле соляного комплекса, свойствен-

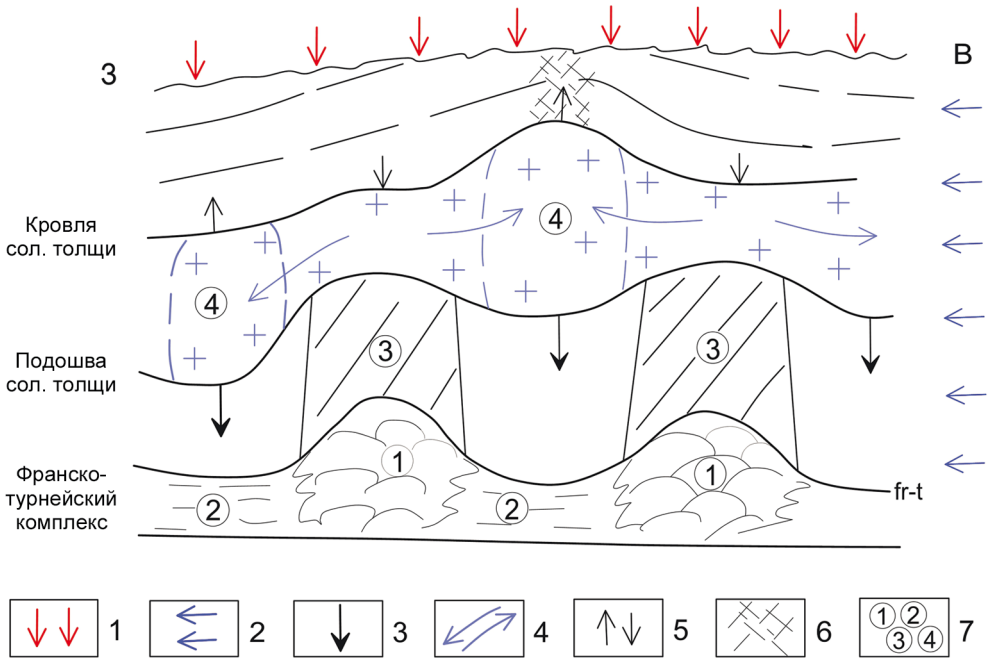

Рис. 3. Схема влияния подсолевых структур на галокинез.

1 – действие силы тяжести; 2 – действие уральских сил; 3 – погружение подошвы соляной толщи над уплотняющимися межрифовыми отложениями; 4 – направление нагнетания соляных масс; 5 – участки поднятия или погружения надсоляной толщи; 6 – разрыхление надсоляной толщи; 7 – рифогенные массивы (1), межрифовые отложения (2), структуры облекания рифогенных массивов (3), области увеличенной мощности соляной толщи (4).

Fig. 3. Scheme of the influence of subsalt structures on halokinesis.

1 – effect of gravity; 2 – action of the Ural forces; 3 – subsidence of the base of the salt strata above the compacting interreef deposits; 4 – direction of injection of salt masses; 5 – areas of uplift or subsidence of the post-salt strata; 6 – loosening of the suprasalt layer; 7 – reef massifs (1), interreef deposits (2), enclosing structures of reef massifs (3), areas of increased thickness of the salt strata (4).

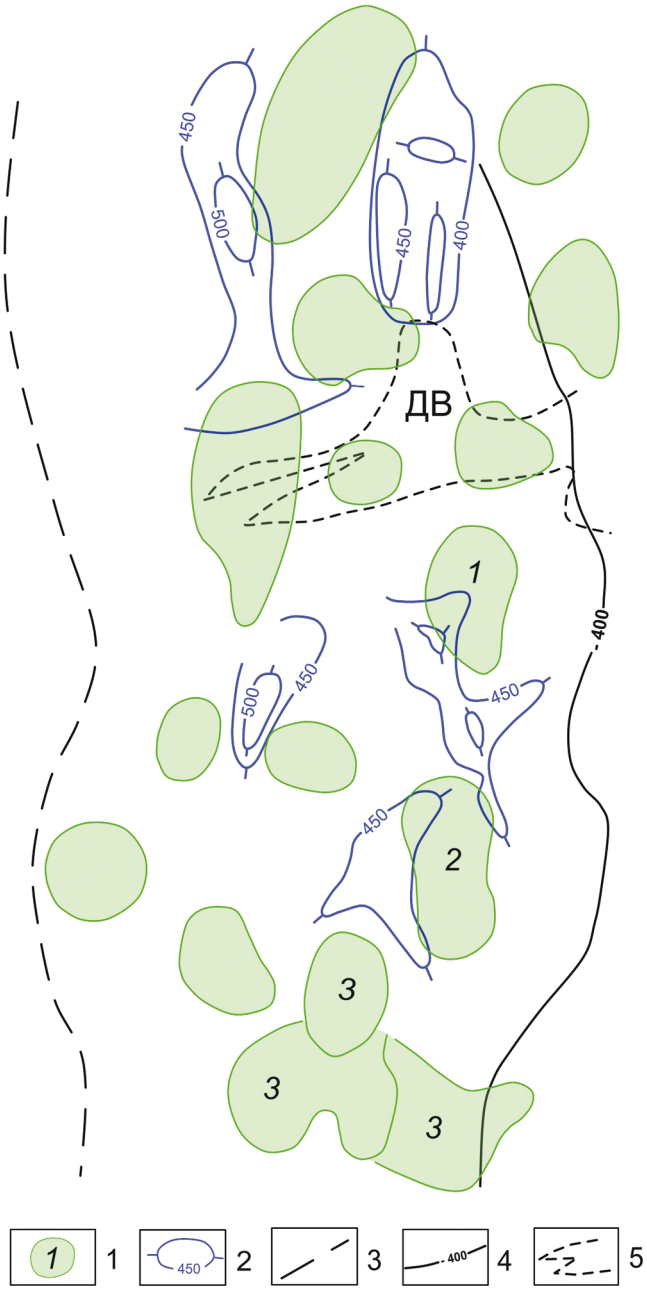

Рис. 4. Участки повышенной мощности соляной толщи среди франско-турнейских рифогенных массивов.

1 – франско-турнейские рифогенные массивы: *1* – Легчимский, *2* – Сибирский, *3* – Уньвинский; 2 – участки повышенной мощности соляной толщи, 450 – значение мощности, м; 3 – западная граница распространения калийных солей; 4 – нижняя граница ступени в подошве соляной толщи вблизи Уральской зоны; 5 – система Дуринских впадинин (ДВ) – область отсутствия калийных солей.

Fig. 4. Areas of increased thickness of the salt strata among the Frasnian-Tournaisian reef massifs.

1 – Frasnian-Tournaisian reef massifs: *1* – Legchimsky, *2* – Siberian, *3* – Unvinsky; 2 – areas of increased thickness of the salt strata, 450 – thickness value, m; 3 – western border of distribution of potassium salts; 4 – lower boundary of the step at the base of the salt strata near the Ural zone; 5 – system of Durin depressions (ДВ) – area of absence of potassium salts.

ный для Соликамской впадины, дополнялся эффектом гравитационной неустойчивости, когда слой менее плотного вещества (соли) перекрыт более плотными породами. Согласно (Ярошевский, 1981), на границе их соприкосновения возникают волнообразные коробления, что также способствовало формированию неустойчивого режима внутри пластичной соляной толщи и формированию соляных куполов. Играла роль также изменчивость веса надсоляной толщи от участка к участку по причине ее изменяющейся мощности. Напряженное состояние соляной толщи представляло, таким образом, суперпозицию напряжений от влияния различных сил.

В результате перемещения пластичных масс, во-первых, соляная толща приобрела переменную мощность, во-вторых, происходило выравнивание (релаксация) внутренних напряжений в соляной толще, очевидно незавершенное до сегодняшнего дня, так как имеются признаки современного роста соляных структур. Об этом свидетельствуют как анализ разнообразных геологических данных, так и материалы геоиндикационно-структурного дешифрирования дистанционных съемок Верхнекамского месторождения, проведенных ПГО “Уралгеология” в 1989 г.

В восточной части Соликамской депрессии, кроме поднятий, обусловленных нагнетанием пластичных масс в пространства между рифами, положительные структуры в кровле соляной толщи наблюдаются также над рифогенными массивами. Они являются структурами облекания, продолжающимися вверх. Это соляные поднятия – Легчимский выступ, Еловский выступ, представляющие собой структурные носы (незамкнутые структуры), погружающиеся к центру Соликамской впадины, а также Романовский купол над Уньвинским рифогенным массивом. На рис. 2 структуры облекания, проявляющиеся в кровле соли, показаны розовым цветом.

Изучая происхождение соляных структур в Соликамской впадине, необходимо упомянуть об еще одном генетическом типе поднятий, обусловленном галокинезом, но не связанным с франско-турнейскими рифогенными массивами. Это Камско-Вишерский соляной вал с отдельными вершинами (на рис. 2 показан желтым цветом). Вал сформировался на западной границе соляного тела в районе контакта Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба в условиях бокового давления Уральского орогена в сторону платформы (Щербинина, Простолупов, 2018). Граница платформы представляла в данном случае упор в текто-

нодинамической системе “Восточно-Европейская платформа – Предуральский прогиб”.

Активными тектоническими движениями вслед за галокинезом была охвачена и надсоляная толща. В местах нагнетания надсоляные пласты испытывали подъем, а в местах оттока соляных масс – погружение. В непластичной надсоляной толще песчано-глинистого, карбонатного и сульфатного состава это приводило к формированию трещиноватости. Вследствие повышенной проницаемости на трещиноватых участках увеличивалась глубина проявления гипергенных процессов. Это отражено в описании керна скважин, а также в обнаружении участков пониженной плотности по данным гравиметрических исследований и лабораторным измерениям. Трещиноватые и выветрелые разуплотненные породы приурочены к перегибам надсоляной толщи, в том числе к вершинам соляных куполов. Кроме того, на участках погружения кровли соли надсоляная толща испытывала вертикальное растяжение, опасное при разработке соляных рудников. Примером опасности такого состояния является Третий Березниковский рудник, затопленный в 1986 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный тектонодинамический анализ объясняет механизм формирования современного структурного облика соляной и надсоляной частей осадочного комплекса и причины, вызвавшие направленное осуществление процессов деформации. Результаты показывают, что в Соликамской впадине Предуральского прогиба тектонические деформации в период галокинетических явлений происходили детерминированно. Причиной перетоков соляных масс и образования структур в кровле соли явилась геодинамическая неустойчивость внутри соляной толщи, формирующаяся под влиянием нескольких факторов, главные из которых на данной территории сводятся к влиянию структур облекания франско-турнейских рифогенных массивов и давлению с востока в результате складкообразовательных движений на Урале.

Таким образом, действие разнородных сил, проявляющихся в Соликамской впадине, вызывало в пластичном соляном теле формирование неоднородного поля напряжений. Это привело к выжиманию пластичных соляных масс из областей высоких геомеханических напряжений в области низких, при этом происходило формирование соляных поднятий и депрессий в кровле соляной толщи. При галокинетических перемещениях соляных масс особое значение играло распределение напряженных и ослабленных зон в соляной толще, обусловленное именно влиянием структурных осложнений подсолевого ложа.

Сложная динамическая обстановка стала причиной разнообразия тектонических деформаций внутри соляной толщи: выжимание пластичных соляных масс из областей высоких механических напряжений в области низких напряжений; горизонтальное растяжение соляных пластов с формированием субвертикальных трещин в межкупольных депрессиях; формирование внутрисоляной складчатости в зонах нагнетания.

Установленные закономерности развития разуплотненных, трещиноватых зон позволили прогнозировать их распространение по площади Соликамской впадины и учитывать их при проведении горных работ по добыче сильвинит-карналлитовых руд на Верхнекамском месторождении калийных солей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоусов В.В. (1976) Геотектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 334 с.

Белоусов В.В. (1989) Основы геотектоники. М.: Недра, 382 с.

Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. (2009) Гравиметрические исследования нефтеперспективных объектов Камско-Кинельской системы прогибов. *Нефть. Газ. новации*, (4), 6-11.

Кудряшов А.И. (2001) Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 429 с.

Маврин К.А., Колотухин А.Т. (1985) О некоторых особенностях влияния подсолевых нефтегазоперспективных структур на расположение и морфологию соляных тел в Южном Предуралье. *Общие проблемы галогенеза*. М.: Наука, 212-216.

Неганов В.М. (2010) Сейсмогеологическая интерпретация геофизических материалов Среднего Приуралья и перспективы дальнейших исследований на нефть и газ. Пермь: Перм. гос. ун-т, 247 с.

Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. (1985) Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 132 с.

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. (2000) (Под ред. Н.М. Джиноридзе). СПб.; Соликамск: Соликамск. тип., 400 с.

Талицкий В.Г. (1994) Новые подходы к моделированию геологической среды. *Геотектоника*, (6), 78-84.

Хаин В.Е. (1973) Общая геотектоника. М.: Недра, 511 с.

Чувашов П.И. (1997) Динамика развития Предуральского краевого прогиба. *Геотектоника*, (3), 22-37.

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. (2018) Тектоника области сочленения Восточно-Европейской платформы и Соликамской депрессии Предуральского прогиба. *Вестн. Перм. ун-та. Геол.*, **17**(3), 200-207.

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. (2022) Отражение в гравитационном поле геодинамического воздействия Урала на соляную толщу Предуральского прогиба. *Литосфера*, **22**(2), 219-227.

Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. (2023) Реконструкция развития соляных структур Верхнекамского месторождения солей. *Вестн. Перм. ун-та. Геол.*, **22**(1), 80-90.

Ярошевский В. (1981) Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. М.: Недра, 245 с.

REFERENCES

Belousov V.V. (1976) Geotectonics. Moscow, Moscow University Publishing House, 334 p. (In Russ.)

Belousov V.V. (1989) Fundamentals of geotectonics. Moscow, Nedra Publ., 382 p.

Bychkov S.G., Prostolupov G.V., Shcherbinina G.P. (2009) Gravimetric studies of oil-promising objects of the Kama-Kinel system of troughs. *Neft'. Gazovye Innovatsii*, (4), 6-11. (In Russ.)

Chuvashov P.I. (1997) Dynamics of development of the Cis-Ural foredeep. *Geotektonika*, (3), 22-37. (In Russ.)

Khain V.E. (1973) General geotectonics. Moscow, Nedra Publ., 511 p. (In Russ.)

Kudryashov A.I. (2001) Verkhnekamskoe salt deposit. Perm, GI UrO RAN Publ., 429 p. (In Russ.)

Mavrin K.A., Kolotukhin A.T. (1985) On some features of the influence of subsalt oil and gas promising structures on the location and morphology of salt bodies in the Southern Cis-Urals. *General problems of halogenesis*. Moscow, Nauka Publ., 212-216. (In Russ.)

Neganov V.M. (2010) Seismogeological interpretation of geophysical materials of the Middle Urals and prospects for further research on oil and gas. Perm, Perm. State. University Publishing House, 247 p. (In Russ.)

Novoselitskii V.M., Provorov V.M., Shilova A.A. (1985) Physical properties of rocks of the sedimentary cover of the northern Ural-Volga region. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 132 p. (In Russ.)

Petrotectonic foundations for the safe exploitation of the Verkhnekamskoye deposit of potassium-magnesium salts. (2000) (Ed. N.M. Dzhinoridze). St.Petersburg–Solikamsk, Solikamsk Printing House, 400 p. (In Russ.)

Talitskii V.G. (1994) New approaches to modeling the geological environment. *Geotektonika*, (6), 78-84. (In Russ.)

Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V. (2018) Tectonics of the junction area of the East European Platform and the Solikamsk Depression of the Cis-Ural Trough. *Vestnik Perm. University. Geologiya*, **17**(3), 200-207. (In Russ.)

Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V., Bychkov S.G. (2023) Reconstruction of the development of salt structures of the Verkhnekamsk salt deposit. *Vestnik Perm. University. Geologiya*, **22**(1), 80-90. (In Russ.)

Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V., Bychkov S.G. (2022) Reflection in the gravitational field of the geodynamic impact of the Urals on the salt mass of the Pre-Ural trough. *Lithosphere (Russia)*, **22**(2), 219-227. (In Russ.)

Yaroshevskii V. (1981) Tectonics of ruptures and folds. Transl. from Polish. Moscow, Nedra Publ., 245 p. (In Russ.)

УДК 551.79:551.87 DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013

Ландшафтно-климатические обстановки формирования средне-, верхнеголоценовых отложений на северо-западе Большеземельской тундры (в долине р. Куи)

Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко-Вагапова, В. А. Исаков

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: yvgolubeva@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 03.05.2023 г., принята к печати 06.03.2024 г.

Объект исследований. Аллювиальные и озерно-болотные отложения среднего и верхнего голоцена нижнего течения р. Куи – правого притока р. Печоры (Ненецкий автономный округ, Большеземельская тундра). *Цель.* Изучение образований пойменно-руслового комплекса для их литостратиграфического расчленения и реконструкции ландшафтно-климатических условий седиментации. *Материал и методы.* Исследовались текстурно-структурные особенности осадков пойменно-руслового комплекса с помощью гранулометрического и минералогического анализов. Морфоструктурные элементы рельефа выявлялись по спутниковым космоснимкам высокого разрешения и цифровой модели рельефа ArcticDEM. Представлены результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов, сопровождаемые радиоуглеродным датированием. *Результаты.* Выделены литотипы отложений голоцена, слагающие долину в нижнем течении р. Куи, и представлена хронология палеогеографических событий в районе исследований. Построена геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса долины р. Куи. Реконструирована динамика растительности и климата в среднем и позднем голоцене на основе палиностратиграфического расчленения аллювиальных и озерно-болотных осадков. Получены новые данные, подтверждающие мнение о расположении нижней границы позднесубатлантического периода, соотносимого с малым ледниковым периодом, на уровне 800 л. н. *Выводы.* Формирование пойменно-руслового комплекса происходило в четыре этапа, а слагающие его отложения отнесены к русловой, озерной, озерно-болотной и пойменной фациям. По морфометрическим признакам в геоморфологическом строении долины реки выделен эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы, высокой и низкой пойм. Прослежены изменения растительности: от тундровых сообществ в наиболее холодных условиях раннего суббореала, сменившихся лесами среднетаежного типа в суббореальный термический максимум, датированный 3360 ± 70 л. н. (3602 кал. л. н.), до современных лесотундровых и южнотундровых сообществ. Пойменные отложения формировались в мелководных слабоминерализованных, заболачивающихся водоемах.

Ключевые слова: *палеогеография, голоцен, литологический состав, спорово-пыльцевой анализ, диатомовый анализ, реконструкция растительности и климата, Большеземельская тундра*

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 23-27-00281

Depositional environment of the Middle- and Upper-Holocene sediments in the North-West of the Bol'shezemel'skaya tundra (in the Kuya river valley)

Yulia V. Golubeva, Tatyana I. Marchenko-Vagapova, Vladislav A. Isakov

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: yvgolubeva@geo.komisc.ru

Received 03.05.2023, accepted 06.03.2024

Research subject. The Holocene alluvium, lake-bog and oxbow-lake sediments in the lower reaches of the Kuya river valley, the right tributary of the Pechora river (Nenets Autonomous Okrug, northwest of the Bol`shezemel`skaya tundra). *Aim.* Investigation of the morphological types of fluvial formations, their lithostratigraphic subdivision, and reconstruction

Для цитирования: Голубева Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. (2024) Ландшафтно-климатические обстановки формирования средне-, верхнеголоценовых отложений на северо-западе Большеземельской тундры (в долине р. Куи). *Литосфера*, **24**(6), 986-1013. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013

For citation: Golubeva Yu.V., Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A. (2024) Depositional environment of the Middle- and Upper-Holocene sediments in the North-West of the Bol'shezemel'skaya tundra (in the Kuya river valley). *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 986-1013. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-986-1013

of the environmental conditions of sedimentation. *Materials and methods.* The sediments texture and structure features of the floodplain-channel complex were studied by granulometric and mineralogical analyses. The morphostructural features of the relief were identified by high-resolution satellite imagery and an ArcticDEM digital relief model. The spore-pollen and diatom analyses and radiocarbon dating results are presented. *Results.* The lithotypes of Holocene sediments that make up the valley in the lower reaches of the Kuya River are distinguished, and the chronology of paleogeographic events in the study area is presented. A geological and geomorphological scheme of the floodplain-channel complex of the Kuya River valley is constructed. The geological profile of alluvium and underlying sediments is constructed. Reconstructions of vegetation and climate dynamics in the mid- and late-Holocene based on the palynostratigraphic subdivision of alluvium sediments is carried out. The lower boundary of the late Sub-Atlantic period, correlated with the Little Ice Age, is clarified. *Conclusions.* The formation of the floodplain-channel complex occurred in four stages, with its constituent deposits being attributed to the channel, lacustrine, bog, and floodplain facies. According to morphometric features in the geomorphological structure of the river valley, an erosion-accumulative relief of the above-floodplain terraces of high and low floodplains is identified. The following stages of vegetation changes are traced: from tundra communities in the coldest conditions of the early Subboreal, which were replaced by forests of the middle taiga type to the Subboreal thermal maximum, dated 3360 ± 70 years ago (3602 cal. BP) to modern forest-tundra and south-tundra communities. The formation fluvial plain sediments occurred in shallow, slightly mineralized, and waterlogged reservoirs.

Keywords: *paleogeography, Holocene, lithological composition, spore-pollen analysis, diatom analysis, vegetation and climate reconstruction, Bol'shezemel'skaya tundra*

Funding information

The work was supported by the Russian Science Foundation, project No. 23-27-00281

ВВЕДЕНИЕ

Природные ресурсы арктических регионов России играют важную роль в экономическом развитии как субъектов Крайнего Севера, так и национальной экономики. Значительная активизация промышленной деятельности на этой территории (Пилясов и др., 2022; и др.) создает риски необратимой деградации экологических систем и возникновения техногенных катастроф. Изучение особенностей развития природной среды, в том числе климата, в голоцене становится все более важным, так как на картину естественных изменений все отчетливее накладываются нарушения, вызванные деятельностью людей.

Исследование спорово-пыльцевых спектров, содержащих сложный комплекс информации о характере изменения растительности, позволяет выявить местные и более общие закономерности изменения природной обстановки в прошлом. Диатомеи – одна из наиболее распространенных групп водорослей, которые хорошо сохраняются в осадках и тонко отражают особенности местообитания (характер водоема: его глубину, соленость, температурные условия). Их видовой состав и структура экологических групп быстро меняются в ответ на изменение экологической обстановки, что позволяет использовать диатомовые водоросли при восстановлении палеогеографических условий осадконакопления.

Район исследований характеризуется широким распространением малых озер разного генезиса (вторичных водоемов, стариц и термокарстовых озер). Малые озера, в отличие от крупных водоемов, представляют собой менее устойчивые экосистемы и более чутко реагируют на колебания климата.

Для районов Субарктики Европейского Севера России наблюдается недостаток палиностратиграфических, геоморфологических и литологических данных. Литологический состав голоценовых осадков на северо-западе Большеземельской тундры ранее детально не изучался, а образования этого возраста рассматривались как нерасчлененная толща, залегающая на неоплейстоценовых отложениях (Символкова, Мищенко, 1990; Лавров, Потапенко, 2012). В последние годы появились работы, посвященные палеореконструкциям природной среды на основе изучения бугристых торфяников в Республике Коми и Ненецком автономном округе по геохимическим и палеоботаническим данным (Васильчук и др., 2008; Пастухов и др., 2016; Gabov et al., 2020; и др.). Опубликованные палинологические данные в основном приурочены к восточной части Большеземельской тундры и Полярному Уралу (Никифорова, 1979; Болиховская, 1988; Velichko et al., 1997; Панова и др., 2003; Andreev et al., 2005; Jankovska et al., 2006), а сведения о вещественном составе осадков и геоморфологическом строении получены по полевым наблюдениям, без использования аналитических методов. По результатам палеогеографического изучения в бассейне р. Куи сотрудниками Лаборатории геологии кайнозоя ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН проведено фациально-генетическое расчленение пойменных отложений в трех обнажениях и построена геоморфологическая схема, охарактеризованы этапы развития растительности и климата в субатлантическом периоде голоцена на северо-западе Большеземельской тундры (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Голубева и др., 2019; Буравская, Голубева, 2020). Использование цифровой модели рельефа высокого раз-

решения ArcticDEM позволило детализировать ранее построенную геоморфологическую схему с помощью космоснимков портала “Планета Земля”. На основе новых результатов гранулометрического и минералогического анализов осадков и изучения их текстурно-структурных особенностей в 12 береговых обнажениях проведено фациально-генетическое расчленение отложений пойменно-руслового комплекса. Дальнейшее изучение микропалеонтологических остатков предоставит информацию о развитии природной среды в более ранние этапы голоцена – с раннего суббореала по настоящее время.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Гидрографическая сеть долины р. Куи принадлежит бассейну р. Печоры (рис. 1) и характеризуется перепадом абсолютных отметок уреза воды от 1 до 4 м над ур. м.

В долине реки распространены лесотундровые и тундровые растительные сообщества. Наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (карликовой березкой, багульником, кустарниковой ольхой, ивой и др.) встречаются участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот. Для района исследований характерен континентальный климат с длительной холодной зимой и прохладным коротким летом. Средняя температура июля в г. Нарьян-Маре составляет +12°С, средняя температура января –18°С, зима длится от 220 до 240 дней. Территория округа находится в условиях избыточного увлажнения. Годовое количество осадков достигает 700 мм (Физико-географическое районирование…, 1968).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для статьи послужили результаты геолого-геоморфологических исследований отложений пойменно-руслового комплекса и анализа микропалеонтологических остатков, заключенных

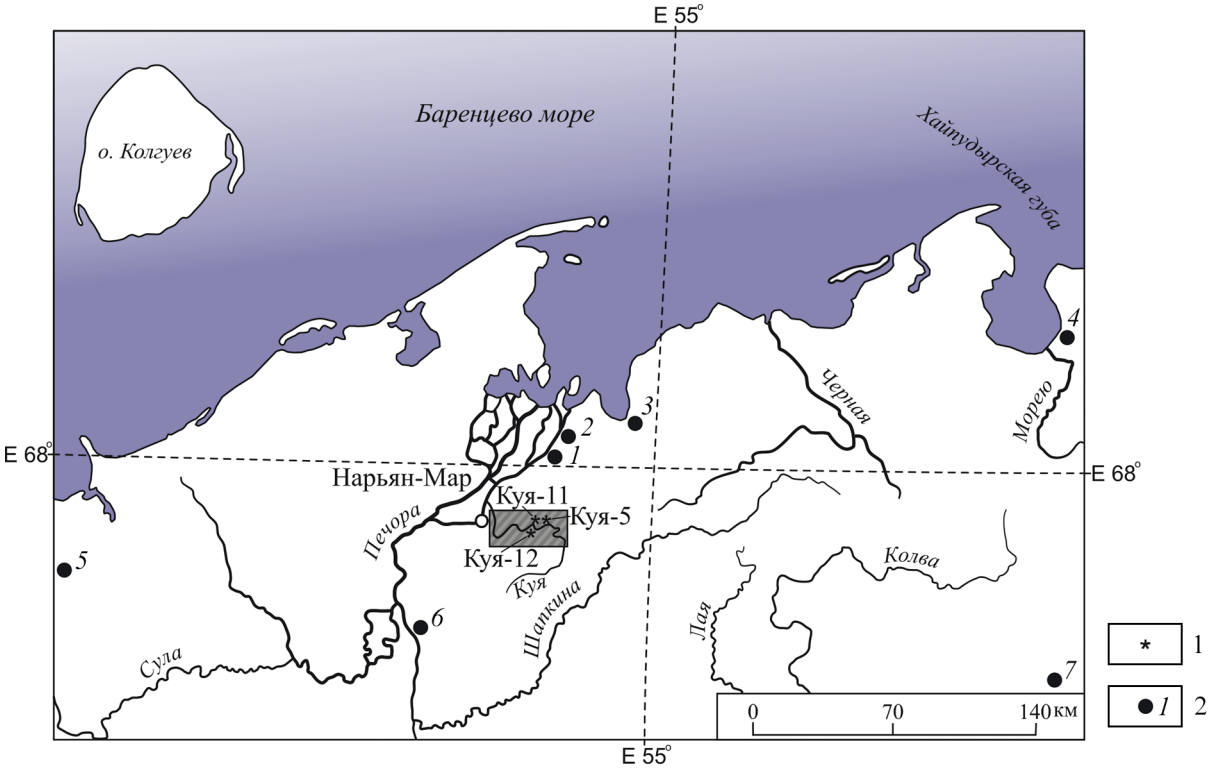

Рис. 1. Обзорная карта района работ.

1 – изученные разрезы в долине р. Куи; 2 – ранее изученные разрезы, упоминаемые в тексте: *1* – Ортино (Kaakinen, Eronen, 2000; Väliranta et al., 2003), *2* – Аркто-Пимберто (Нигаматзянова и др., 2022), *3* – Дресвянка (Вейнбергс и др., 1995), *4* – Хайпудырская губа (Болиховская и др., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000), *5* – Тиманский кряж (Paus, Svendsen, 2003), *6* – Мархида (Никифорова, 1979), *7* – Тумбуловаты (Kullti et al., 2004).

Fig. 1. Map of the study area.

1 – this study; 2 – the previously studied sections are: *1* – Ortino (Kaakinen, Eronen, 2000; Väliranta et al., 2003), *2* – Arkto-Pimberto (Nigamatzyanova et al., 2022), *3* – Dresvyanka (Veinbergs et al., 1995), *4* – Khaipudyrskaya Guba (Bolikhovskaya et al., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000), *5* – Timan Ridge (Paus, Svendsen, 2003), *6* – Markhida (Nikiforova, 1979), *7* – Tumbulovaty (Kullti et al., 2004).

в отложениях малых озер. Литологическое строение осадков и их геоморфологическая приуроченность выявлены по данным изучения текстурно-структурных особенностей, гранулометрического и минерального составов пойменных образований, вскрытых в 12 разрезах, цифровой модели рельефа ArcticDEM района работ с учетом опубликованных данных по вещественному составу осадков в обн. Куя-11 и Куя-12, а также по выделению генераций аллювия из работ М.Н. Буравской с соавторами (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Буравская, Голубева, 2020).

В настоящей работе приводятся результаты микропалеонтологических исследований по наиболее полному разрезу голоцена в нижнем течении реки, вскрытому в пойменной террасе (обн. Куя-5). При реконструкции ландшафтно-климатических условий в среднем и позднем голоцене в пределах Большеземельской тундры привлечена ранее полученная палинологическая характеристика осадков субатлантического периода в бассейне р. Куи (обн. Куя-11 и Куя-12), а также средне- и верхнеголоценовых отложений в сопредельных районах (Никифорова, 1979; Болиховская и др., 1988; Velichko et al., 1997; Andreev, Klimanov, 2000; Kaakinen, Eronen, 2000; Väliranta et al., 2003; Kullti et al., 2004; Salonen et al., 2011; Нигаматзянова др., 2022; и др.).

Обн. Куя-5 (N 67°37,094' E 53°32,799') расположено на правом берегу р. Куи (описание в стратиграфической последовательности, глубина в метрах).

1. 2.8–2.0. Песок мелкозернистый, желто-серый, с редкими галькой и валунами. Вверх по разрезу толща становится более глинистой. Контакт с вышележащим слоем четкий горизонтально-волнистый.

2. 2.0–0.5. Горизонтальное переслаивание торфа черного плохоразложившегося и глины серой, пластичной, оторфованной, с растительными остатками. Мощности прослоев от 2–3 до 30–40 см. Мощности прослоев торфа кверху сокращаются, а глинистых – возрастают. По всему слою встречаются ветки, семена, кора березы. Контакт с вышележащим слоем четкий горизонтальный.

3. 0.5–0. Супесь покровная, глинистая, неслоистая, с включением растительных остатков, ожелезненная.

Полевое исследование отложений квартера осуществлялось в соответствии с "Методическим руководством по изучению и геологической съемке четвертичных отложений" (Агаджанян и др., 1987).

Фациально-генетическое расчленение проводилось на основе текстурных особенностей и структурных характеристик флювиальных осадков.

Текстуры пород исследовались по методике Л.Н. Ботвинкиной (1965). Выяснялись признаки, характеризующие слоистость отложений: форма, размер слоевых элементов, их положение в пространстве, внутреннее строение и соотношение друг с другом. Особое внимание уделялось вторичным текстурам осадков, связанным с разными этапами их формирования.

Выполнен гранулометрический анализ 72 образцов осадков по методике Н.А. Качинского (1958) с применением ситового метода и метода лазерной дифракции. Ситовой метод использовался для выяснения фракционного состава материала гравийно-песчаной размерности. Глинисто-алевритовая фракция размером менее 0.1 мм исследовалась на лазерном анализаторе частиц "Микросайзер 201С" при ЦКП "Геонаука" ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). При обработке полученных результатов определены средние диаметры зерен ($d_{ср}$) и коэффициенты сортировки материала (S_c). Коэффициент сортировки изменяется от 0 до 1 и растет в направлении увеличения сортировки отложений: $S_c = 0$ – наихудшая сортировка отложений, тогда как $S_c = 1$ соответствует однофракционным осадкам (Белкин, Рязанов, 1972). Названия пород приведены согласно классификации глинисто-алеврито-песчаных пород Л.Б. Рухина (1969).

Вещественный состав отложений пойменно-руслового комплекса установлен минералогическим методом (20 образцов). Подготовка проб для минералогического анализа проводилась по методике М.Ф. Викуловой (1957). Из 200-граммовой навески осадков отмывалась фракция менее 0.1 мм с последующим разделением фракции крупнее 0.1 мм на гранулометрические фракции. Дальнейший анализ минерального состава производился для фракции 0.25–0.1 мм как наиболее представительной и доступной для изучения. Полученный материал разделялся в тяжелой жидкости "Бромоформ", а далее подвергался магнитной сепарации, изучению под бинокуляром и в иммерсионных препаратах.

Геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса долины р. Куи построена на основе результатов полевых исследований, фациально-генетического расчленения отложений, а также анализа спутниковых космоснимков высокого разрешения портала ESRI Imagery. Геоморфометрический анализ пойменно-руслового сегмента проведен на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM. Применение цифровых моделей рельефа высокого разрешения позволило получить дополнительную информацию о геоморфометрических показателях, распространении и границах основных элементов долины реки.

Химическую обработку 33 проб из обн. Куя-5 для палинологических исследований осуществляли с использованием общепринятых методик (Гладкова и др., 1950). Изучение спор и пыльцы проводили с помощью цифрового биологического микроскопа "Motic BA 300" при увеличении 420. Спорово-

пыльцевые диаграммы строились с помощью программы “TILIA”. При расчете в ходе спорово-пыльцевого анализа за 100% принималась сумма пыльцы древесных пород (AP) и травянистых растений (NAP), исходя из которой определялись процентные содержания пыльцы, спор, в том числе переотложенных и дочетвертичных, и непыльцевых палиноморф.

Основой периодизации голоцена при палиностратиграфическом расчленении отложений послужили схемы зонального деления голоцена Л.Д. Никифоровой (1979, 1982) и Н.А. Хотинского (1987), а также временные рамки трех подэпох голоцена, утвержденные в 2018 г. Международным союзом геологических наук (Head, 2019; Walker et al., 2019). Радиоуглеродное датирование образцов органического материала проведено в Институте географии РАН (табл. 1). По полученным результатам восстановлены этапы развития природной среды в определенные хронологические периоды голоцена.

Обработка 28 образцов из обн. Куя-5 для диатомового анализа проводилась по общепринятым методикам (Диатомовый анализ, 1949–1950; Диатомовые водоросли…, 1974). Створки изучались с помощью того же микроскопа. Диаграмма распределения видов диатомей по разрезу оформлялась с использованием программы “TILIA”, при этом за 100% взята сумма всех отмеченных форм. Подсчет числа створок обычно проводился в 1/10 части препарата (в препарате размером 18 × 18 мм насчитывалось 108 рядов), затем производился перерасчет на весь препарат. При оценке численности диатомей использовалась 6-балльная шкала (Лосева, 1965; и др.): 1 – единично (1–5 створок на препарат), 2 – редко (6–30), 3 – нередко (31–60), 4 – часто (61–120), 5 – очень часто (120–3600), 6 – в массе (более 3600 створок на препарат). Диатомовые с максимальной оценкой обилия 6 баллов отнесены к доминантам, субдоминанты с обилием 4–5 баллов занимают второе место в структуре сообществ. Так как большинство диатомовых водорослей, отмеченных нами в отложениях, встречаются в современных водоемах, экология их хорошо известна. Характеристики диатомей рассматривались, с учетом опубликованных данных (Прошкина-Лавренко, 1953; Krammer, Lange-Bertalot, 1986; Лосева и др., 2004), по четырем признакам: местообитанию, отношению к солености, отношению к pH среды и фитогеографическим характеристикам видов (биогеографии). Галобность определялась в целях выяснения условий осадконакопления в позднем голоцене в условиях приливно-отливной зоны долины реки. Расчеты проводились по числу видов, в ряде случаев с обильными и представительными комплексами, они дополнялись расчетами по количеству экземпляров доминирующего комплекса, в который обычно входили диатомеи с оценками обилия 5 и 6. Результаты изучения экологической структуры диатомовых комплексов представлены в виде диаграммы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоморфологическое строение и литологическая характеристика пойменно-русловых образований

По данным геоморфометрического анализа и фациально-генетического расчленения осадков пойменно-руслового комплекса, в долине р. Куи выделен эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы и поймы.

Наибольшее распространение на исследуемой территории занимает эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса (рис. 2). На основе анализа цифровой модели рельефа ArcticDEM установлено, что рельеф террасы представляет собой слабонаклоненную к северо-западу поверхность с абсолютными отметками от 6 до 14 м. В строении выделенного типа рельефа принимают участие алевритовые и глинисто-алевритовые средне- и мелкозернистые светло-коричневые пески с единичным гравием и гальками. Цоколь террасы сложен ледниковыми валунными суглинками и озерно-ледниковыми глинисто-песчаными алевритами поздневалдайского возраста (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017). Мощность аллювиальных отложений надпойменной террасы варьируется от 13 до 15 м.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из торфа

Table 1. Results of radiocarbon dating of peat samples

№ п. п.	Лабораторный номер	Полевой номер	Глубина отбора, м	^{14}C, BP (1σ)	Возраст, кал. л. н. (медиана)
1	IGAN 5638	Обр. 2/7	1.2	2040 ± 60	2004
2	IGAN 5639	Обр. 1/12	1.95	750 ± 80	697
3	IGAN 5640	Обр. 1/11	3.05	1000 ± 70	908
4	IGAN 5641	Обр. 1/14	2.0	1180 ± 80	1108
5	IGAN 5642	Обр. 1/10	1.9	1120 ± 60	1038
6	IGAN 5643	Обр. 2/10	1.1	800 ± 60	728
7	IGAN 5644	Обр. 2/5	1.3	1760 ± 60	1676
8	IGAN 5645	Обр. 1/5	1.9	3360 ± 70	3602

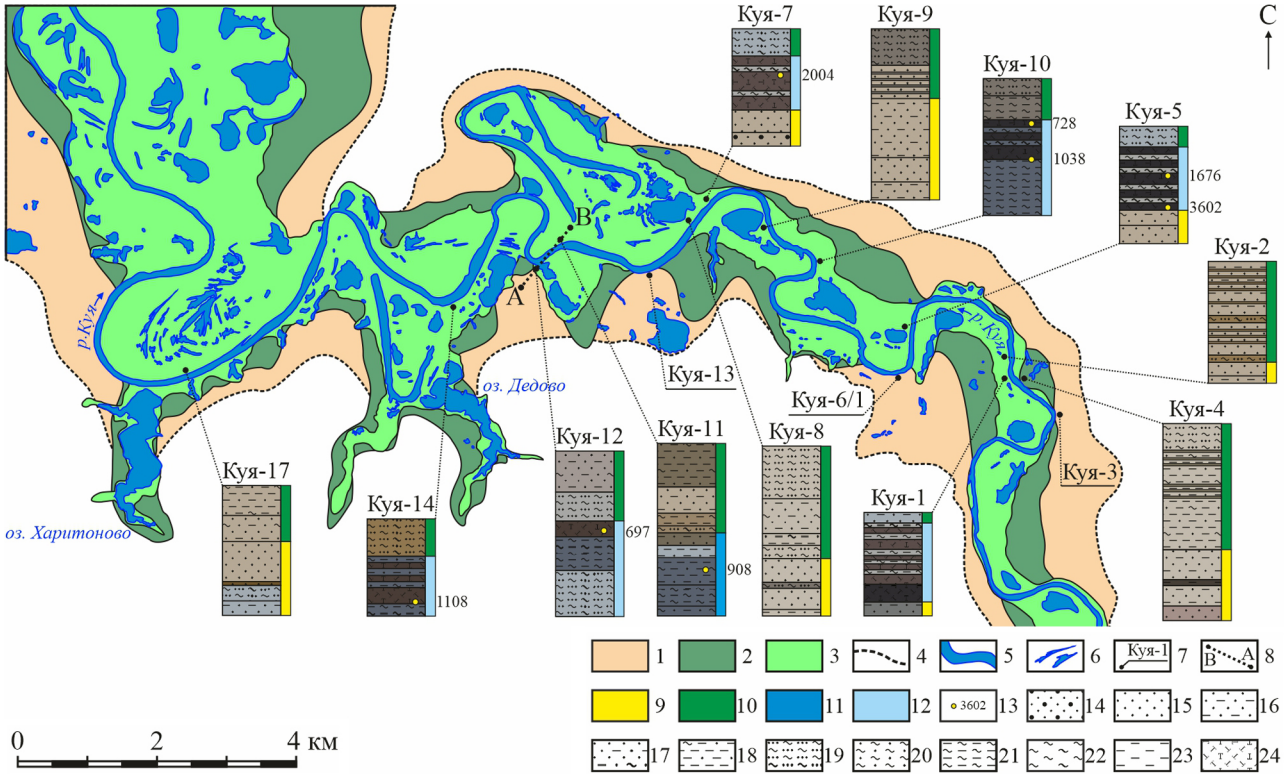

Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема пойменно-руслового комплекса р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры).

Геоморфологическая характеристика: 1 – надпойменная терраса, 2 – высокая пойма, 3 – низкая пойма и прирусловая отмель, 4 – внешняя граница надпойменной террасы, 5 – русло реки, 6 – озера, 7 – номера обнажений, 8 – разрез пойменно-руслового комплекса по линии А–В. Фации: 9 – русловая, 10 – пойменная, 11 – старичная, 12 – озерно-болотная, 13 – радиоуглеродные даты, кал. л. н. Литологическая характеристика: 14 – песок с гравием, 15 – песок, 16 – алевритовый песок, 17 – глинисто-алевритовый песок, 18 – глинисто-песчаный алеврит, 19 – супесь, 20 – песчаный суглинок, 21 – алевритовый суглинок, 22 – глина, 23 – алеврит, 24 – торф.

Fig. 2. Geomorphological scheme of the floodplain-channel complex of the Kuya river (north-west of the Bol'shezemel'skaya tundra).

Geomorphological characteristics: 1 – above-floodplain terrace, 2 – high floodplain, 3 – low floodplain and riverbed bank, 4 – outer boundary of the terrace above the floodplain, 5 – river bed, 6 – lakes, 7 – numbers of outcrops, 8 – section of the floodplain-channel complex along line A–B. Facies: 9 – channel, 10 – floodplain, 11 – old, 12 – lake-swamp, 13 – radiocarbon dates, calibrated years ago. Lithological characteristics: 14 – sand with gravel, 15 – sand, 16 – silty sand, 17 – clayey-silty sand, 18 – clay-sandy silt, 19 – sandy loam, 20 – sandy loam, 21 – silty loam, 22 – clay, 23 – silt, 24 – peat.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф поймы представлен двумя разновидностями – высокой и низкой поймами. Поверхность поймы хорошо выражена в современном рельефе, имеет четкие уступы, неровную поверхность, а также большое количество блуждающих меандров и врезанных стариц (рис. 3).

Особенностью этого типа рельефа является сильная заболоченность и гривистость поверхности, что отчетливо дешифрируется на спутниковых снимках высокого разрешения. Согласно геоморфометрическим данным, поверхность высокой и низкой поймы имеет абсолютные отметки 6–8 и от 4 до 6 м над ур. м. соответственно.

В строении высокой поймы выделяются две фации: русловая – сложенная светло-коричневыми и коричневато-бежевыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми алевритовыми песками – и пойменная – сложенная горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием коричневых глинисто-песчаных алевритов и коричневато-бежевых супесей.

Низкая пойма представлена тремя фациальными разновидностями аллювия. Русловая фация сложена средне- и мелкозернистыми желто-серыми косослоистыми глинисто-алевритовыми песками, перекрытыми горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием бежевых супесей, коричневых глинисто-песчаных алевритов и светло-коричневых глинисто-алевритовых песков пойменной фации. Старичная фация аллювия выделе-

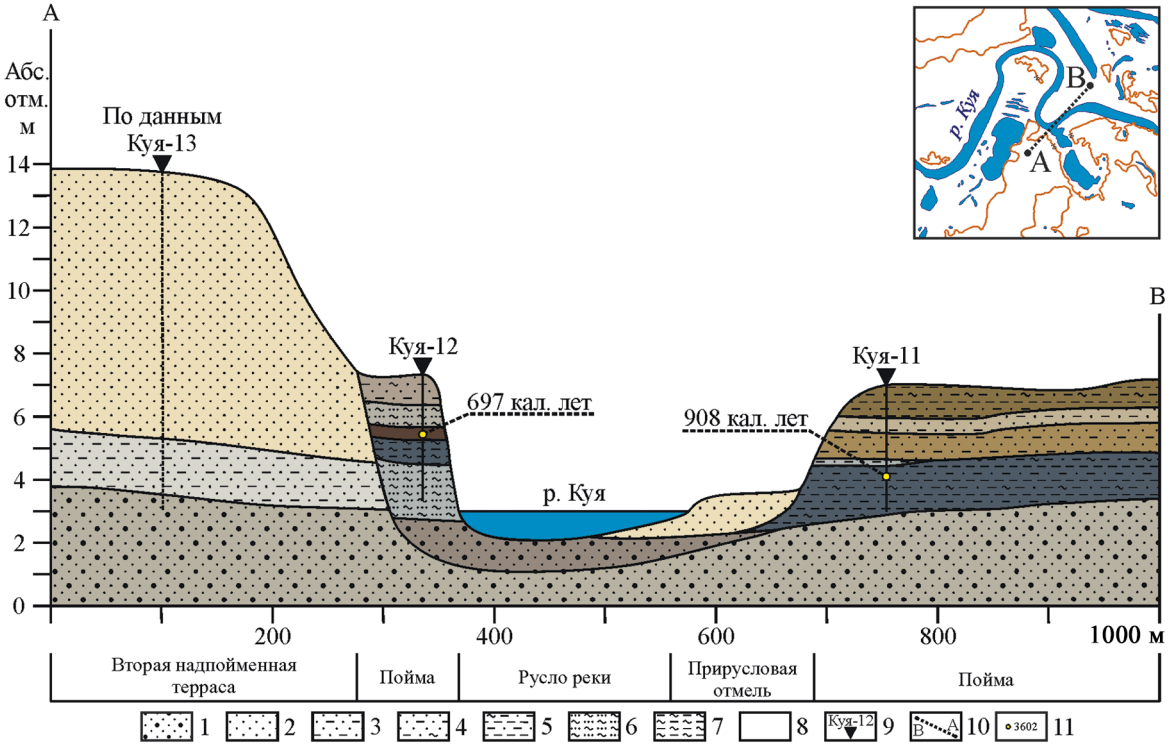

Рис. 3. Поперечный геологический разрез долины р. Куи по линии А–В.

1 – песок с гравием; 2 – песок; 3 – алевритовый песок; 4 – глинисто-алевритовый песок; 5 – глинисто-песчаный алеврит; 6 – супесь; 7 – алевритовый суглинок; 8 – торф; 9 – номера обнажений; 10 – разрез пойменно-руслового комплекса по линии А–В; 11 – радиоуглеродные даты, кал. л. н.
Куя-5 – разрез, обсуждаемый в данной работе; Куя-3 – скоррелировано с ранее изученным разрезом (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017).

Fig. 3. Cross-sectional geological section of the Kuya river valley through points A–B.

1 – sand with gravel; 2 – sand; 3 – silty sand; 4 – clayey-silty sand; 5 – clay-sandy silt; 6 – sandy loam; 7 – silty loam; 8 – peat; 9 – numbers of outcrops; 10 – section of the floodplain-channel complex along line A–B; 11 – radiocarbon dates, calibrated years ago.
Kuya-5 – this study, Kuya-3 – adapted after (Marchenko-Vagapova, Isakov, 2017).

на в центральной части широтного отрезка долины реки и представлена мелкозернистыми серыми глинисто-алевритовыми песками, переходящими вверх по разрезу в тонкое переслаивание глинистых алевритов и глинисто-песчаных алевритов от серо-коричневых до сизо-коричневых оттенков.

Мощность пойменно-русловых отложений территории исследований колеблется в пределах 3–6 м. Низкая пойма часто усложнена погребенными под пойменной фацией озерно-болотными осадками вторичных водоемов, сложенных горизонтальным и пологоволнистым переслаиванием сизых глинисто-песчаных алевритов, алевритовых суглинков и коричневого торфа различной степени разложенности.

Гранулометрический и минералогический анализы

Гистограммы гранулометрического состава построены по наиболее представительным разрезам пойменно-руслового комплекса, отражающим фациальные типы голоценового аллювия.

Согласно результатам гранулометрического анализа русловой фации надпойменной террасы (обн. Куя-3, Куя-6/1, Куя-13), среднее значение песчаной фракции составляет 83%, алевритовой – 11%, глинистой – до 3%. Содержание гравия варьируется от 3 до 18%. Карбонатность пород изменяется от 1 до 14%. Средний диаметр частиц уменьшается вверх по разрезу от 0.242 до 0.121 мм. Значение коэффициента сортировки (S_c) колеблется от 0.33 до 0.71 (рис. 4). Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется амфибол(21%)-гранат(25%)-эпидотовой(27%) минеральной ассоциацией с незначительными равными значениями магнетита и ильменита – по 8% (рис. 5). Количество титановых минералов составляет до 6%, метаморфических – до 3%.

Русловая фация высокой поймы (обн. Куя-4) характеризуется преобладанием песка – 88%, среднее значение алеврита – 10%, глины – 2%. Сред-

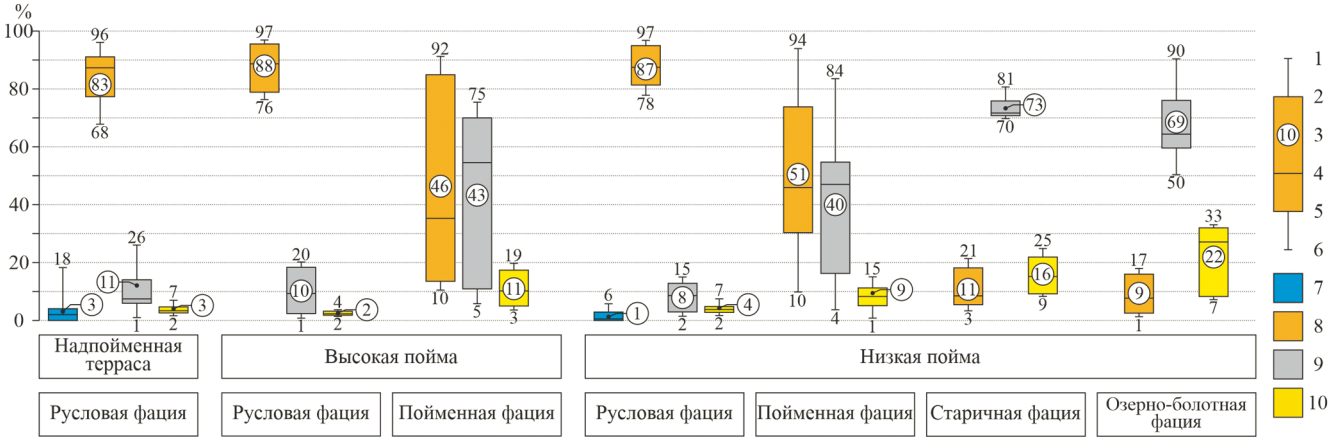

Рис. 4. Гранулометрический состав осадков пойменно-руслового комплекса долины р. Куи.

1 – максимальное процентное содержание фракции, 2 – квартиль 75%, 3 – среднее арифметическое, 4 – квартиль 50%, 5 – квартиль 25%, 6 – минимальное процентное содержание фракции, 7 – гравий, 8 – песок, 9 – алеврит, 10 – глина.

Fig. 4. Granulometric composition of sediments in the floodplain-channel complex in the Kuya river valley.

1 – maximum fraction percentage, 2 – quartile 75%, 3 – arithmetic mean, 4 – quartile 50%, 5 – quartile 25%, 6 – minimum percentage of fraction, 7 – gravel, 8 – sand, 9 – silt, 10 – clay.

ний диаметр зерен ($d_{ср}$) составляет 0.186 мм, значение коэффициента сортировки (S_c) – до 0.64. Минеральный состав тяжелой фракции представлен гранат(19%)-амфибол(21%)-эпидотовой(22%) ассоциацией с повышенными содержаниями ильменита и группы титановых минералов – до 8%.

По данным гранулометрического состава пойменной фации высокой поймы (обн. Куя-4), содержание песка варьируется от 10 до 92%, алеврита – от 5 до 75%, глины – от 3 до 19%. Средний диаметр зерен $d_{ср}$ – от 0.038 до 0.160 мм, S_c – от 0.47 до 0.63. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется ильменит (14%)-эпидот (16%)-амфибол (17%)-гранатовой (24%) минеральной ассоциацией с высоким содержанием группы титановых минералов – до 7%. Количество метаморфических минералов не превышает 1%.

Согласно данным гранулометрического состава русловой фации низкой поймы (обн. Куя-1, Куя-2, Куя-5, Куя-7–Куя-9, Куя-17), среднее значение песчаной фракции составляет 87%, алевритовой – 8%, глинистой – 4% (см. рис. 4). Количество

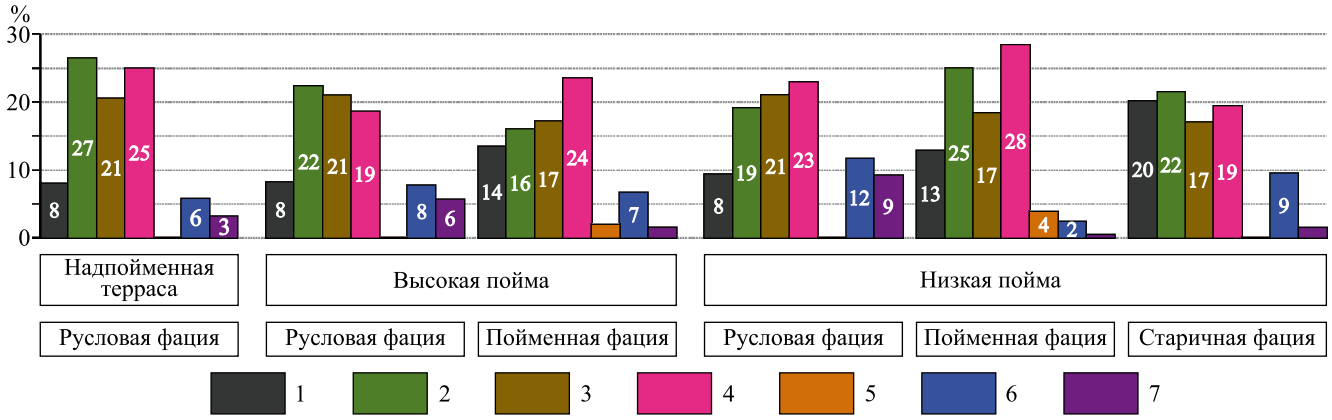

Рис. 5. Минеральный состав осадков пойменно-руслового комплекса долины р. Куи.

1 – ильменит; 2 – амфибол; 3 – эпидот; 4 – гранат; 5 – сидерит; 6 – группа титановых минералов (рутил, титанит, лейкоксен); 7 – группа метаморфических минералов (кианит, ставролит, силлиманит).

Fig. 5. Mineral composition of sediments in the floodplain-channel complex in the Kuya river valley.

1 – ilmenite; 2 – amphibole; 3 – epidote; 4 – garnet; 5 – siderite; 6 – group of titanium minerals (rutile, titanite, leucoxene); 7 – group of metamorphic minerals (kyanite, staurolite, sillimanite).

гравия не превышает 6%, в среднем составляя 1%. Отложения характеризуются высоким S_c – до 0.77 – и средним $d_{ср}$ – 0.136 мм. В минеральном составе тяжелой фракции выделена эпидот(19%)-амфибол (21%)-гранатовая(23%) минеральная ассоциация с повышенным содержанием группы титановых (до 12%) и метаморфических (до 9%) минералов.

Для отложений пойменной фации низкой поймы (обн. Куя-1–Куя-2, Куя-5, Куя-7, Куя-10–Куя-12, Куя-14, Куя-17) содержание песчаной фракции изменяется от 10 до 94%, алевритовой – от 4 до 84%, глинистой – от 1 до 15%. Средний диаметр зерен $d_{ср}$ варьируется от 0.051 до 0.184 мм, S_c – от 0.29 до 0.66. (см. рис. 4). Для минерального состава пойменных отложений характерна ильменит(13%)-амфибол(17%)-эпидот(25%)-гранатовая(28%) ассоциация. Количество титановых и метаморфических минералов до 2 и 0.3% соответственно (см. рис. 5).

Гранулометрический состав старичной фации аллювия (обн. Куя-11, Куя-12) характеризуется преобладанием алеврита (73%), подчиненное значение имеют содержания глины (16%) и песка (11%). Осадки определяются средней, до хорошей, степенью S_c (0.41–0.60) и $d_{ср}$, равным 0.024–0.090 мм. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется амфибол(17%)-гранат(19%)-ильменит(20%)-эпидотовой(22%) минеральной ассоциацией с повышенным содержанием группы титановых минералов (до 9%).

По данным гранулометрического анализа озерно-болотных осадков вторичных водоемов низкой поймы (обн. Куя-1, Куя-5, Куя-7, Куя-10, Куя-12, Куя-14), характерно повышенное содержание алевритовой фракции – от 50 до 90%, $d_{ср}$ – 0.025 мм. Количество глинистой и песчаной фракций варьируется от 7 до 33 и от 1 до 17% соответственно. Значения S_c составляют 0.15–0.20.

Палинологический анализ

По результатам палинологического анализа 33 образцов из обн. Куя-5 выделены семь палинозон (ПЗ) (рис. 6).

ПЗ-1 (инт. 2.25–1.82 м, 3 обр.). В общем составе спектров палинозоны распределение групп растений следующее: древесно-кустарниковая группа – 80–95%, группа трав – 5–20%. Весьма значительна доля спор, которая достигает 333% (от суммы пыльцы древесных и травянистых растений) в спектре из основания разреза и сокращается до 56%, а затем и до 11% в верхней части ПЗ. В первой группе доминирует пыльца кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *Salix* sp., *Alnaster fruticosus*), меньшую долю составляет пыльца древесных *Betula* sect. *Albae*, *Picea* sp., *Pinus sylvestris*. Отмечены единичные устьица сосны обыкновенной. В составе пыльцы травянистых растений встречены в незначительных количествах Ericaceae, Cyperaceae, *Artemisia* sp. и разнотравье. Среди споровых преобладают папоротники (Polypodiaceae) и плауны тундровых арктоальпийских (*Lycopodium pungens*, *L. alpinum* и *appressum*) и таежных (*L. clavatum*, *L. complanatum* и *L. annotinum*) видов. Также присутствуют споры сфагновых и зеленые мхов.

Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из прослоя глинистого мелкозернистого песка в основании разреза (ПЗ-1) свидетельствуют о распространении в районе исследований сообществ ерниковой тундры. Высокое содержание спор плаунов, вероятно, завышено вследствие аллювиального генезиса осадков, но тем не менее оно указывает на произрастание в долине реки островных еловоберезовых лесов, так как в настоящее время таежные виды плаунов встречаются в лесотундре в еловых и елово-березовых редколесьях.

ПЗ-2 (инт. 1.82–1.73 м, 2 обр.). В палинозоне наметилась четкая тенденция к уменьшению содержания пыльцы деревьев и кустарников до 73–84%, но внутри группы значительно увеличивается количество пыльцевых зерен деревьев с максимумом хвойных пород (*Picea* sp. и *Pinus sylvestris*, до 25 и 20% соответственно) за счет сокращения доли пыльцы карликовой березы с 67–75 до 5–7%. В составе древесных пород появляются в небольшом количестве *Alnus* sp. и единичные зерна *Ulmus* sp. В группе трав возрастает количество пыльцы осоковых, становится разнообразнее состав пыльцы разнотравья. В группе спор возросло участие сфагновых мхов, появляется *Equisetum* sp. и сокращается количество арктоальпийских плаунов. Для палинозоны характерно присутствие единичных остатков паразитирующего на сфагновых мхах гриба *Bryophytomyces sphagni.*

Радиоуглеродная датировка (IGAN 5645: 3360 ± ± 70 л. н., 3602 кал. л. н.) и результаты палинологического анализа указывают на начало формирования изучаемого торфяника в конце среднесуббореального периода. В районе исследований произрастали среднетаежные еловые леса.

ПЗ-3 (инт. 1.73–1.37 м, 7 обр.) подразделяется на три субпалинозоны. Для нижней части зоны (*субпалинозона 3а, инт. 1.73–1.63 м, 2 обр.*) характерно значительное уменьшение доли пыльцы хвойных древесных пород (ели – до 3% и сосны обыкновенной – до 1–3%), некоторое увеличение количества пыльцы кустарниковых видов берез и ольховника, присутствие тератоморфной (четырехкамерной, мелкого размера) и бурой (обугленной) пыльцы берез, углистых частиц, а также снижение роли сфагновых мхов. В группе пыльцы трав преобладает Cyperaceae, присутствуют Poaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae и представители разнотравья Rosaceae, Apiaceae, Fabaceae, Polypodiaceae и др.

Состав спектров субпалинозоны ПЗ-3а отражает некоторое сокращение площадей, занятых дре-

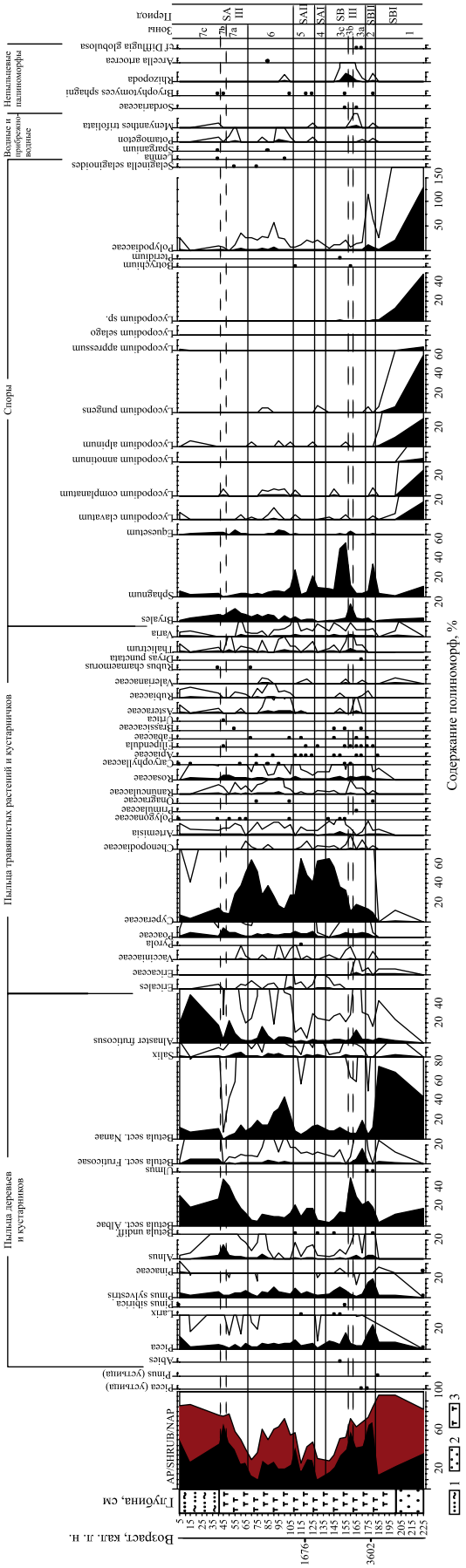

Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений из обн. Куя-5.
AP + SHRUB + NAP = 100%. Дополнительный контур показывает увеличение базового таксона в 10 раз; точками показаны таксоны, содержание которых <1%. 1 – супесь, 2 – торф, 3 – песок.

Fig. 6. Pollen and spore percentage diagram of Kuya-5 section.
AP + SHRUB + NAP = 100%. Additional curves represent ×10 exaggeration of base curves; black dots represent the presence of taxa <1%. 1 – sandy loam, 2 – peat, 3 – sand.

востоями, и распространение кустарниковых зарослей из березы и ольховника, вероятно, вследствие пожара.

Субпалинозона 3b (инт. 1.63–1.58 м, 1 обр.) выделена на основании максимума пыльцы древовидной березы (50 %) при сокращении участия пыльцы кустарников березы, ивы и ольховника, составляющей суммарно 10%. По-прежнему незначительно содержание пыльцы хвойных пород (ели – 6% и сосны обыкновенной – 4%). Состав пыльцы травянистых в целом сохраняется, за исключением некоторого уменьшения доли осоковых. В спектре возросла роль споровых растений, среди которых встречены споры зеленых и сфагновых мхов, хвощей (18, 12 и 3% соответственно), папоротников и гроздовника (в единичном количестве). Вероятно, состав спектра свидетельствует о распространении лесов из березы, предшествовавшем восстановлению елово-сосновых лесов.

Для верхней части ПЗ (*субпалинозона 3c, инт. 1.58–1.37 м, 4 обр.*) фиксируется существенное увеличение участия пыльцы хвойных деревьев (ели – до 17% и сосны обыкновенной – до 11%; появляются единичные зерна *Abies sibirica*, *Pinus sibirica* и *Larix* sp.). При этом роль пыльцы древовидной березы в спектрах уменьшилась до 4–14%. В группе пыльцы трав значительно увеличивается доля осоковых. Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи. Встречаются единичные переотложенные споры и пыльца. Из непыльцевых палиноморф в спектрах отмечены остатки раковинных амеб, среди которых определены cf. *Difflugia globulosa*, обитающие на моховых подушках, а также грибов *Bryophytomyces sphagni* и Sordariaceae. Состав спектров субпалинозоны ПЗ-3c указывает на развитие еловых лесов

Спектр ПЗ-4 (инт. 1.37–1.27 м, 1 обр.) отличается от предыдущей ПЗ почти двукратным превышением пыльцы кустарниковой растительности (20%), представленной преимущественно карликовой березой, над пыльцой древесной растительности (*Betula* sect. *Albae* – 6%, *Pinus sylvestris* – 2%, *Picea* sp. и *Alnus* sp. – единичные зерна). Исчезает пыльца *Abies sibirica*, *Pinus sibirica* и *Larix* sp. В спектре наблюдается повышенное содержание пыльцы травянистых, состав которых становится менее разнообразным. Доминирует Cyperaceae (62%), присутствуют Ericales (2%), Poaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, *Filipendula* sp. (единичные зерна). Немногочисленную группу спор образуют сфагновые мхи (10%), тундровый арктоальпийский вид плаунов *Lyco-*

podium pungens и папоротники (единичные споры). Отмечено небольшое количество переотложенных спор и пыльцы (до 4%).

В спектрах ПЗ-5 (инт. 1.27–1.07 м, 4 обр.) содержание пыльцы древесных пород (19–46%) превышает количество пыльцы кустарников (8–17%). Присутствуют *Betula* sect. *Albae* – 10–22%, *Betula* sect. *Nanae* – 6–13%, *Pinus sylvestris* – 3–10%, *Picea* sp. – 4–9% и *Alnus* – 1–2%. Среди травянистых растений по-прежнему преобладает Cyperaceae, но по сравнению с предыдущей ПЗ чаще встречается Poaceae (3–6%), наряду с указанными выше родами и семействами появляются в небольшом количестве Apiaceae, Fabaceae, Asteraceae, *Valeriana* sp., *Thalictrum* sp., водные растения *Menyanthes trifoliata* и *Potamogeton* sp. В группе споровых вновь увеличивается участие сфагновых мхов (до 28%).

ПЗ-6 (инт. 1.07–0.67 м, 8 обр.). Значительную долю вновь составляет пыльца кустарников (16–51%) и трав (25–70%). Среди кустарников доминирует *Betula* sect. *Nanae* (12–44%), в меньших количествах присутствуют *Alnaster fruticosus* (2–16%) и *Salix* sp. (1–4%). Снижается содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* (5–14%). В группе пыльцы трав остается значительной роль Cyperaceae (14–65%). В группе споровых растений преобладают споры зеленых и сфагновых мхов, хвощей. Высоко содержание дочетвертичных спор и пыльцы (до 38%). Обнаружены раковинные амебы, среди которых определены *Arcella artocrea*, населяющие кочки сфагновых болот, и паразитирующий на сфагнах гриб *Bryophytomyces sphagni.*

Палинозоны ПЗ-4 – ПЗ-6 отражают распространение тундровых (ПЗ-4 и ПЗ-6) и лесотундровых (палинозона ПЗ-5) сообществ. Палинологическая характеристика осадков в интервале 1.37–0.67 м и радиоуглеродная датировка 1760 ± 60 л. н., 1676 кал. л. н. (IGAN 5644) с глубины 1.2 м позволяют воссоздать следующую смену растительности: заросли из карликовой березы (период SAI) – елово-березовые редколесья (период SAII) – кустарниковые заросли из березы и ольховника (период SAIII).

ПЗ-7 (инт. 0.67–0.05 м, 8 обр.) подразделяется на три субпалинозоны.

Субпалинозона 7a (инт. 0.67–0.47 м, 4 обр.) выделена на основании рациональной кривой пыльцы древесных, содержание которой увеличивается от 27 до 49% и вдвое превышает количество пыльцы кустарников *Betula* sect. *Nanae* (4–15%), *Alnaster fruticosus* (2–23%) и *Salix* sp. (1–5%). Среди пыльцы деревьев преобладает *Betula* sect. *Albae* (13–41%), в небольшом количестве встречены *Pinus sylvestris* – 2–7%, *Picea* sp. – 1–5% и *Alnus* sp. – 2–3%. В группе пыльцы травянистых растений наблюдается значительное снижение доли осоковых – с 51 до 9%. В группе споровых увеличивается содержание спор зеленых мхов, в незначительных количествах присутствуют споры сфагновых мхов, хвощей, папоротников, *Selaginella selaginoides*, таежных видов плаунов *Lycopodium clavatum* и *L. complanatum*. Спектры субпалинозоны 7a отражают локальное распространение березовых редколесий, вызванное постепенным улучшением климата.

В спектре *субпалинозоны 7b (инт. 0.47–0.42 м, 1 обр.)* обращают на себя внимание максимумы пыльцы древовидной березы (49%) и ольхи (15%) при крайне низком содержании пыльцы кустарниковых ольховника и березы (суммарно 4%). Среди травянистых преобладает пыльца семейств Cyperaceae, Poaceae и Rosaceae. Группа споровых растений составляет 10% и представлена в основном спорами сфагновых и зеленых мхов. Спектр субпалинозоны 7b фиксирует фазу пойменных березовых лесов и луговой растительности, связанную с кратковременным смягчением климатической обстановки.

В спектрах *субпалинозоны 7c (инт. 0.42–0.05 м, 2 обр.)* существенно преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (87%). Здесь, наряду с высоким количеством пыльцы кустарников (*Alnaster fruticosus* (20–50%), *Betula* sect. *Nanae* (8–13%), *Salix* sp. (1–4%), присутствует пыльца древесных растений *Betula* sect. *Albae* (20–32%), *Picea* sp. (2–13%) и *Pinus sylvestris* (2–4%). Доля пыльцы трав в пределах зоны сокращается до 13%. Наблюдается снижение роли пыльцы осок. Среди немногочисленных спор присутствуют зеленые и сфагновые мхи, хвощи, папоротники и плауны *Lycopodium alpinum*, *L. appressum* и *L. clavatum*.

Состав спектров субпалинозоны ПЗ-7c указывает на развитие пойменной растительности, представленной комплексами елово-березовых редколесий, моховых ольховников и ерников, тундровых луговин с участками заливных лугов, занятых осоково-разнотравно-злаковыми группировками, – современных лесотундровых и южнотундровых сообществ.

Диатомовый анализ

Диатомовым анализом в отложениях обн. Куя-5 изучено 28 образцов, отобранных из всех слоев обнажения. В четырех образцах обнаружены диатомовые водоросли. Комплексы в целом включают 70 видов и разновидностей, относящихся к 23 родам. Класс Centrophyceae представлен видом *Aulacoseira italica var. tenuissima*, встреченным с оценкой обилия “единично”. Остальные относятся к классу Pennatophyceae. Господствующее положение в комплексе занимают виды родов *Pinnularia* (11), *Navicula* (10 форм) и *Eunotia* (9). В целом виды немногочисленны; с оценкой обилия “очень часто” отмечены *Cymbella naviculiformis*, *Epithemia turgida*, *Eunotia praerupta* и *E. gracilis*, *Fragillaria construens var. venter*, *Gomphonema parvulum*, *Na-*

vicula elginensis, *Pinnularia viridis*, *Stauroneis anceps* и некоторые другие (рис. 7).

На основании изменения видового разнообразия и количества экземпляров в препарате выделено два диатомовых комплекса.

Комплекс I (инт. глубин 1.2–0.8 м, 3 обр. из оторфованной глины) характеризуется невысокими разнообразием и численностью, включает 23 вида и разновидности, до 320 экз. на препарат. Наиболее разнообразны роды *Pinnularia* (5 видов) и *Navicula* (3). С оценкой обилия "часто" встречен только *Pinnularia viridis.* В комплексе преобладают донные и обрастатели. Это виды родов *Amphora*, *Cymbella*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Hantzschia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Tabellaria* и другие с невысокими оценками обилия. Среди них наиболее многочисленны *Pinnularia viridis* и *Epithemia turgida*. Из планктонных форм встречен с оценкой обилия "единично" только *Tabellaria fenestrata*. В комплексе по отношению к солености превалируют виды-индифференты, в группе галофобов отмечены: *Eunotia praerupta*, *Neidium bisulcatum*, *Pinnularia esox*, *Tabellaria fenestrata*. С оценкой "нередко" встречен единственный галофил *Epithemia turgida.* По отношению к кислотности доминируют алкалифилы и алкалибионты, среди ацидофилов отмечены *Eunotia pectinalis* var. *minos* f. *impressa*, E. *clevei*, *Pinnularia major*, *Tabellaria fenestrata* и некоторые др. В соответствии с фитогеографическими характеристиками видов преобладают космополиты и бореальные формы, северных форм встречено значительно меньше *Cymbella aspera*, *Eunotia clevei*, *Navicula amfibola*, *Neidium bisulcatum.*

В комплексе II (на глубине 0.3 м, 1 обр. из супеси покровной) отмечается значительное увеличение как видового разнообразия (до 61), так и численности видов (до 6439 экз. на препарат). Ведущее место заняли роды *Pinnularia* (10 видов), *Eunotia* и *Navicula* (по 8), *Cymbella* (5 форм). С оценкой "очень часто" встречены *Cymbella naviculiformis*, *Epithemia turgida*, *Eunotia praerupta*, *Gonphanema parvulum*, *Hantzschia amphioxys*, *Navicula elginensis*, *Pinnularia mesolepta*, *Stauroneis anceps* и некоторые др. В комплексе доминируют донные виды и обрастатели, отмечены единичные планктонные виды *Aulacoseira italica* var. *tenuissima* и *Tabellaria fenestrata* с оценками обилия "единично". По отношению к солености преобладают индифференты, доля галофобов (*Epithemia zebra*, *Eunotia praerupta v. bidens*, *Meridion cerculare*, *Neidium bisulcatum*, *Pinnularia ignobilis* и др.) составила 20%, галофилов (*Caloneis amphisbaena*, *Epithemia turgida*, *Navicula pupula*, *Rhopalodia gibba*, *Stauroneis phoenicenteron* и др.) – до 15%, встречен с оценкой обилия "единично" мезагалоб *Nitschia parvula*. Виды-алкалифилы преобладают. Доминируют бореальные виды и космополиты (см. рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Этапы и условия формирования пойменно-руслового комплекса долины р. Куи

Особенности осадконакопления и рельефообразования в пределах изученной территории рассматривались в ряде работ, посвященных исследованиям гляциального и аквального морфолитогенеза северо-западной части Большеземельской тундры (Арсланов и др., 1981; Андреичева, 2002; Astakhov, 2004; Лавров, Потапенко, 2012). Наиболее детальные геолого-геоморфологические построения для этого района приведены в работе А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко, в которой они связывают заложение и формирование долины р. Куи с последним этапом деградации поздневалдайского (полярного) ледникового покрова, краевые образования которого отчетливо выделяются на аэрофотоснимках и цифровой модели рельефа ArcticDEM. Авторами выделены две террасы: послеледниковая, не сопряженная с меандровым поясом, и голоценовая, образующая ядра меандров. При этом фациальная характеристика пойменно-руслового комплекса детально не рассматривалась, а лишь выделялась в общий морфогенетический тип рельефа.

Сопоставление результатов наших исследований с данными А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко позволяет с уверенностью утверждать, что формирование эрозионно-аккумулятивной надпойменной террасы связано с периодом поздненеоплейстоценового максимального стока водных масс. О высокой динамике потока, наступившего после окончания валдайского оледенения (Марченко-Вагапова, Исаков, 2017), свидетельствуют большая мощность, однородность гранулометрического состава и хорошая сортированность осадков, слагающих надпойменную террасу. Сильная заболоченность рельефа террасы и изрезанность ложбинами спуска послеледниковых термокарстовых озер связаны с общим увлажнением климата во время заложения современного плана речной сети.

На основе структурных, текстурных, диатомовых и геохронологических данных, полученных при изучении отложений пойменно-руслового комплекса, выделены четыре основных этапа голоценовой истории долины р. Куи.

Первый этап формирования речной сети связан с уменьшением стока водных масс в раннем и среднем голоцене и накоплением осадков высокой пойменной террасы. Русловая фация аллювия характеризуется хорошей сортировкой (до 0.64) и преобладанием песчаной фракции мелко- и среднезернистой размерности, что указывает на постоянную и высокую гидродинамическую активность вод бассейна седиментации. Повышенное содержание титановых (до 8%) и метаморфических (до 6%) минералов в минеральном составе тяжелой фракции

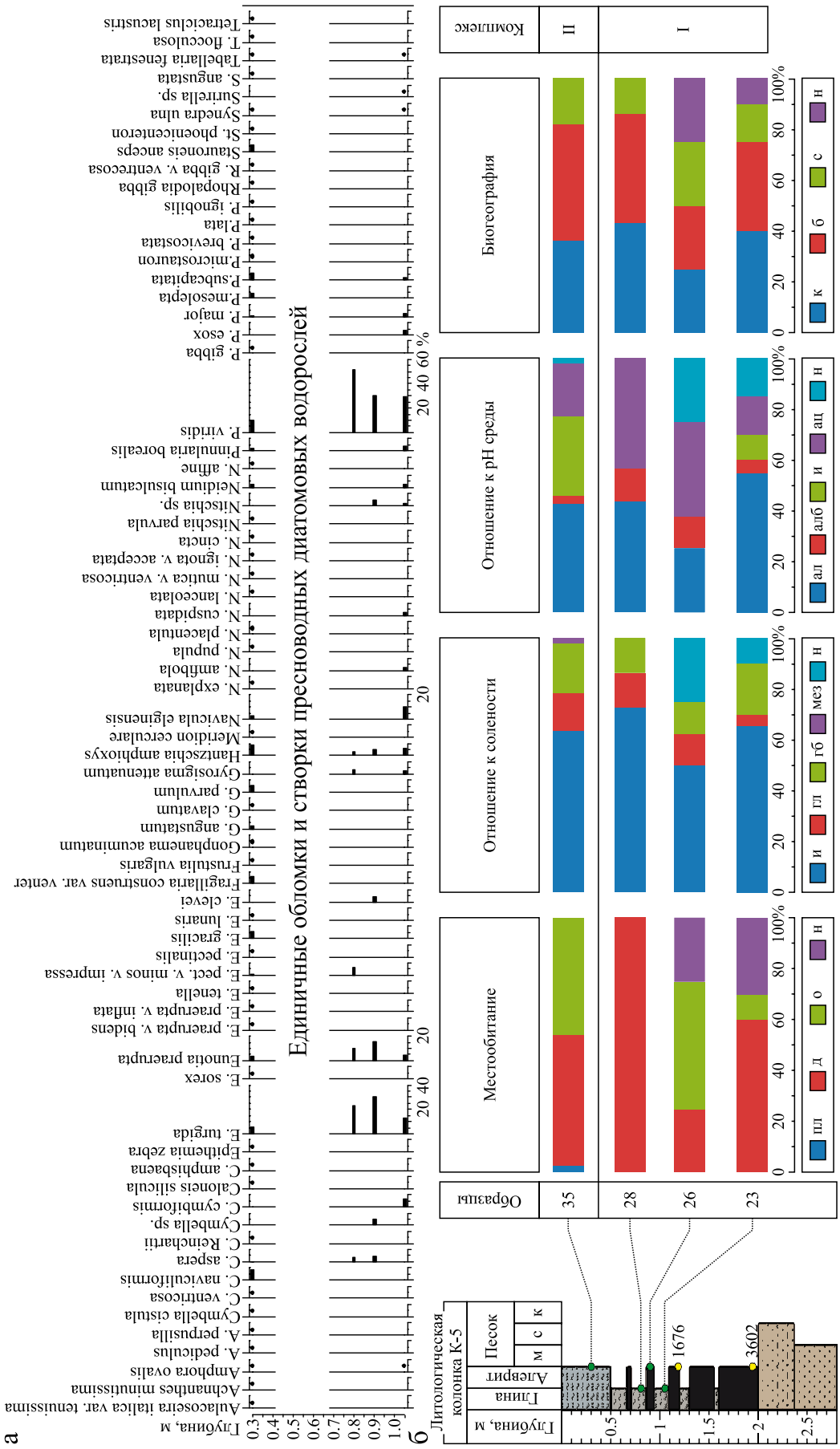

Рис. 7. Состав и экологическая характеристика по видовому разнообразию диатомовых комплексов в отложениях обн. Куя-5.

Местообитание: пл – планктонные, д – донные, о – обрастатели; отношение к солености: и – индифференты, гл – галофилы, гб – галофобы, мез – мезогалобы); отношение к pH среды: ал – алкалифилы, алб – алкалибионты, и – индифференты, ац – ацидофилы; биогеография: к – космополиты, б – бореальные, с – северные, н – экология не определена.

Fig. 7. Composition and ecological characteristic of the diatoms complexes in Kuya-5 deposits based on species variety.

Habitat: пл – plankton, д – bentos, о – overgrown; salinity: и – indifferent, гл – halophilous, гб – halophobous, мез – mesohalobous; pH: ал – alcaliphilous, алб – alkalibionts, и – indifferent, ац – acidophilous; biogeography: к – cosmopolitan, б – boreal, с – norther), н – ecology is not defined.

позволяет связать их формирование с размывом подстилающих ледниковых отложений Фенноскандинавского центра оледенения и послеледниковых осадков. Значительные вариации гранулометрического состава пойменных отложений высокой поймы свидетельствуют о цикличных и изменчивых условиях осадконакопления в связи с колебанием сезонного стока воды.

Второй этап образования пойменно-руслового комплекса характеризуется накоплением низкой поймы в конце среднего – начале позднего голоцена. Структурная характеристика аллювиальных фаций низкой поймы свидетельствует о незначительном увеличении динамичности потока. Повышенное содержание сидерита (до 4%) в тяжелой фракции минералов может быть связано как с относительно слабым химическим выветриванием в условиях накопления пойменных отложений, так и с влиянием состава подстилающих ледниковых отложений, в формировании которых принимали участие транзитные породы верхнего триаса (Андреичева, 1992). Наличие элементов первичного рельефа на поверхности русловых осадков (межгривных понижений, ложбин и гряд) способствовали формированию вторичных водоемов с озерно-болотным типом осадконакопления с середины суббореального периода по настоящее время. Тонкий гранулометрический состав глинисто-песчаных алевритов и алевритовых суглинков (до 0.025 мм) и их переслаивание с торфом различной степени разложенности свидетельствуют о сезонном колебании воды (привносе материала в половодье и обмелении бассейна седиментации в меженный уровень). В диатомовых комплексах озерно-болотных осадков доминируют донные виды и обрастатели, в составе отмечаются единичные планктонные формы (*Aulacoseiraitalica* var. *tenuissima*, *Cyclotella meneghiniana*, *Melosiravarians*). В дальнейшем, в конце позднего голоцена, происходила аккумуляция наносов, нивелировавших поверхность низкой надпойменой террасы, чем обусловлено погребенное положение озерно-болотного комплекса.

Третий этап связан с увеличением горизонтальных русловых деформаций, отделением меандров на широтном участке долины реки и началом осадконакопления старичной фации аллювия в позднем субатлантическом периоде. Наличие большого количества блуждающих меандров и врезанных стариц, имеющих сходный облик с современным руслом реки, свидетельствует о том, что на протяжении субатлантического периода естественные условия развития выделенных морфоструктур на данной территории существенно не менялись. Высокое содержание в минеральном составе ильменита обусловлено, возможно, его концентрацией преимущественно в алевритовой фракции (Рухин, 1969). Диатомовые комплексы из отложений выделенного этапа в обн. Куя-11 и Куя-12 указывают на существование мелководного пресноводного водоема, где доминируют донные формы и обрастатели (Буравская, Марченко-Вагапова, 2018; Голубева и др., 2019).

Четвертый этап формирования продолжается по настоящее время и характеризуется накоплением осадков низких надпойменных террас, озерно-болотных осадков и эоловым переформированием отложений, сформированных на предшествующих этапах образования пойменно-руслового комплекса.

Палиностратиграфия изученных отложений

Описанные в данной статье палинокомплексы (СПС) из обн. Куя-5 и ранее полученные авторами спорово-пыльцевые данные по обн. Куя-11 и Куя-12 в совокупности с радиоуглеродными датировками позволяют охарактеризовать фазы изменения растительности и климатических условий с раннего суббореала (SB-1) по настоящее время. При воссоздании динамики ландшафтно-климатических обстановок в то время в пределах Большеземельской тундры изученные авторами СПС из трех разрезов в бассейне р. Куи сопоставлены с ранее выделенными ПЗ в ближайшем к ним обн. Мархида (рис. 8), расположенном в той же природной зоне (Никифорова, 1979), а также с палинологической характеристикой озерных и озерно-болотных отложений севернее, в дельте р. Печоры, и в восточной части Большеземельской тундры (Kaakinen, Eronen, 2000; Väliranta et al., 2003; Salonen et al., 2011; Нигаматзянова др., 2022).

Отложения, отнесенные к раннему суббореалу (SB-1), встречены только в обн. Куя-5. В это время в районе исследований распространялись сообщества ерниковой тундры. Кустарниковый ярус состоял в основном из *Betula nana*. Долину реки занимали редкостойные елово-березовые леса. Присутствие устьиц *Pinus sylvestris* при незначительном содержании пыльцы этого вида указывает на произрастание отдельных деревьев сосны обыкновенной. Травяно-кустарничковый ярус, вероятно, с весьма ограниченным покрытием слагали вересковые, осоки, полыни и разнотравье. В напочвенном покрове преобладали зеленые и сфагновые мхи. Плауны и папоротники приурочены к лесным участкам. Климат был холоднее и суше современного.

Среднесуббореальное (SB-2) потепление фиксируется СПС обн. Куя-5 и радиоуглеродной датировкой (IGAN 5645: 3360 ± 70 л. н., 3602 кал. л. н.). Происходит распространение среднетаежных еловых лесов. В спектрах отмечены единичные зерна *Ulmus* sp. Пыльца широколиственных пород встречается на диаграммах начиная с уровня около 7 тыс. кал. л. н. на востоке Большеземельской тундры (Salonen et al., 2011), в некоторых разрезах в дельте Печоры (Kaakinen, Eronen, 2000) и на Полярном Урале (Jankovska et al., 2006), и является, вероятно, как и в нашем случае, заносной. Соглас-

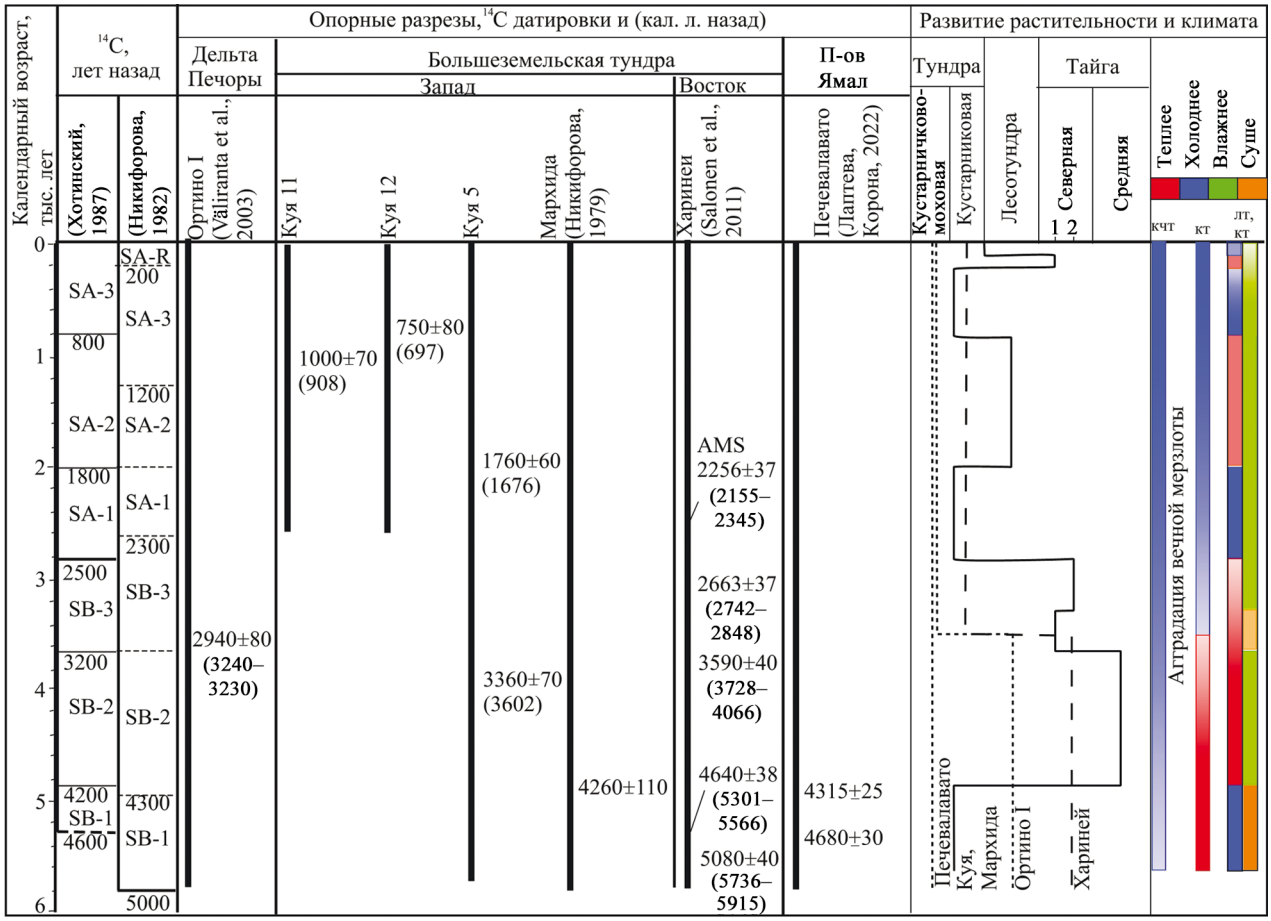

Рис. 8. Развитие растительности и климата на северо-западе Большеземельской тундры в среднем и позднем голоцене.

Изменения климатических условий: кчт – в пределах подзоны кустарничково-моховой тундры; кт – в пределах кустарниковой тундры; лт, кт – сочетание лесотундры и кустарниковой тундры. Растительные формации: 1 – с преобладанием древовидной березы, 2 – с преобладанием ели.

Fig. 8. Vegetation and climate dynamics in the north-west of the Bol'shezemel'skaya tundra during the Middle and Late Holocene.

Changes in climatic conditions: кчт – recent shrub-moss tundra subzone; кт – recent shrub tundra; лт, кт – recent forest-tundra and shrub tundra. Plant formations: 1 – birch is dominant, 2 – pine is dominant.

но исследованиям Л.Д. Никифоровой (1982), северная граница распространения вяза в это время проходила по широтному колену Печоры, на 400–500 км севернее, чем ее современное положение. Климат был значительно теплее.

В конце суббореального периода (SB-3) произошло увеличение в составе лесов древовидной березы (до 50%) и сокращение доли ели. На территории исследований распространились северотаежные елово-березовые леса с участием лиственницы, пихты сибирской и кедра сибирского. Значительные площади лесов занимали болота. В настоящее время пихта сибирская (*Abies sibirica*) в районе исследований не встречается, северная граница ее ареала расположена примерно в 150 км к югу (Флора…, 1974; Ареалы…, 1977). Это указывает на то, что, климат был еще достаточно теплый, но уже холоднее по сравнению со средним суббореальным периодом. В СПС начала SB-3 (обн. Куя-5) выявлено повышенное количество пыльцы кустарниковых видов берез и ольховника, присутствие тератоморфной (четырехкамерной, мелкого размера) и бурой пыльцы берез, небольшое количество микрочастиц угля. Это связано, вероятно, с пожарами на прилегающих к району работ территориях, вследствие чего произошло некоторое изреживание лесного покрова. Подобная постпирогенная сукцессионная динамика растительности, обнаруженная непосредственно в районе возгорания и при значительном содержании углей в пыльцевых спектрах, отмечена в разрезах болотных отложений Енисейской Сибири (Новенко и др., 2022).

СПС раннего субатлантика (SA-1) отмечены во всех изученных обнажениях. В течение периода господствовали сообщества моховой кустарниковой тундры. Об этом свидетельствует преобладание в СПС спор зеленых мхов (30–60%) и пыльцы кустарников карликовой березки sect. *Nanae* (до 32%), березы sect. *Fruticosae* (до 32%), ивы, ольховника и осоковых (62%). В травяном покрове также встречались злаковые, вересковые, полыни, маревые и разнотравье. Для этого временного интервала СПС зафиксировано значительное похолодание.

Последовавшее в дальнейшем потепление (SA-2) способствовало развитию редкостойных елово-березовых лесов с примесью ольхи. На открытых территориях развивались папоротники и луговые ценозы. На влажных участках образовывались заросли рдеста, вахты трехлистной и осок (*Potamogeton* sp., *Menyanthes trifoliata* и *Cyperaceae*). Фаза развития растительности, ассоциированная с потеплением, датирована 1760 ± ± 60 л. н., 1676 кал. л. н. (IGAN 5644). Во второй половине периода на некоторых участках в составе лесов преобладающей стала береза sect. *Albae* (≈30%), в качестве значительной примеси участвовали ольха, сосна, ель, в незначительном количестве присутствовал кедр, во втором ярусе формируются кустарниковые березово-ивовые сообщества. На открытых участках развивались осоково-злаково-разнотравные ассоциации. В напочвенном покрове, наряду со сфагновыми мхами и папоротниками, встречены плауны *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago.* Фаза распространения березовых редколесий датирована в разрезе Куя-12 1000 ± 70^{14}C л. н., 908 кал. л. н. (IGAN5640). Потепление периода SA-2, так называемый "малый климатический оптимум", нашел отражение и в спектрах озерных отложений в дельте р. Печоры: характерны высокая концентрация пыльцы, повышенные содержания пыльцы *Betula* spp. и Ericaceae (Нигаматзянова и др., 2022).

Похолодание позднего субатлантического периода (SA-3) вызвало полное вытеснение лесной растительности тундровыми и травяно-кустарниковыми сообществами из карликовых березок, ольховника, ивы (*Betula* sect. *Nanae* (до 44%), *Alnaster fruticosus* (до 22%) и *Salix* sp. (1–5%)), осок, злаков, вересковых, полыней, разнотравья. Отложения этого возраста датированы в обн. Куя-12 750 ± 80 л. н., 697 кал. л. н. ((IGAN-5639).

Состав СПС зоны 7 указывает на то, что последовавшее за позднесубатлантическим похолоданием потепление вызвало развитие пойменных березовых лесов и луговой растительности, а затем в несколько более холодных и влажных условиях – современных лесотундровых и южнотундровых сообществ: наряду с преобладающими в растительном покрове кустарниками (кустарниковой ольхи, карликовой березки, ивы) встречались участки березово-еловых редколесий, пойменных лугов и болот.

Таким образом, реконструированные нами фазы изменения растительности в целом согласуются с фазами, выделенными для отложений этого возраста на Северо-Востоке России. Однако важно отметить некоторые разногласия, касающиеся возраста границы между средним и поздним периодами субатлантика. В работе Л.Д. Никифоровой (1982) эта граница установлена на уровне 1200 л. н. Именно тогда, по ее мнению, начался очередной этап похолодания и "…на территории севернее широтного колена Печоры развивались ерниковые тундры и сообщества из ольховника, папоротников и тундровых видов плаунов" (Никифорова, 1982, с. 160). Наши исследования, показывают, что 1000 лет назад (радиоуглеродная датировка: 1000 ± 70^{14}C л. н., 908 кал. л. н. (IGAN5640)) развивались березовые леса с елью, сосной, ольхой и кустарниковыми березово-ивовыми сообществами. В напочвенном покрове отмечены лесные виды плаунов. Такая растительность больше характерна для среднего субатлантика. Подтверждение этому выводу мы находим в более поздних работах Н.А. Хотинского (1987), Л.В. Филимоновой и В.А. Климанова (2005), О.К. Борисовой (2014), в которых рубеж среднего и позднего субатлантика приходится на 800 л. н.

Сопоставление региональных ландшафтно-климатических изменений в голоцене с соответствующими событиями на территории Евразии

Современный уровень исследований пространственно-временных закономерностей ландшафтно-климатических изменений предполагает комплексный подход, когда наряду с традиционным для этой цели палинологическим методом используются методы изучения других микро- и макропалеонтологических объектов (остатков млекопитающих, диатомей, фораминифер, раковинных амеб, разнообразных водорослей и др.), а также множество подходов к извлечению палеогеографической информации из вещественного состава пород и геоморфологического строения территорий. Большое значение придается наличию в работах реконструкций количественных параметров климата и датировок. В последние десятилетия в качестве основы при межрегиональных корреляциях природных событий все чаще стали использоваться кривые изменений изотопно-геохимического состава льда в кернах Гренландии (Mayewski et al., 2004; Walker et al., 2009) и Антарктиды (Steig et al., 2000). Интегративный подход к исследованию ландшафтно-климатических условий голоцена в глобальном и макрорегиональном масштабах применен А.А. Величко с соавторами в серии атласов-монографий

“Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография)” (2002) и “Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен” (2009), О.Н. Соломиной (2010), О.К. Борисовой (2014) и коллективами зарубежных исследователей (Davis et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Bradley, 2008; Wanner et al., 2008; Mann et al., 2009; Feurdean et al., 2014; и др.).

Ниже рассмотрены ландшафтно-климатические реконструкции для основных этапов голоцена на территории Большеземельской тундры в сравнении с природными процессами в Евразии. Учитывая расположение района исследований в пределах континентальной части Российской Арктики, наряду с палинологическими данными и основанными на них реконструкциями количественных параметров климата, особое внимание уделено палеогеографическим сведениям по развитию многолетнемерзлых торфяных массивов, гидрологическому режиму рек и флювиальному рельефообразованию.

Ранний голоцен (11.7–8.2 тыс. кал. л. н.) знаменуется быстрым потеплением, в результате которого претерпели существенные изменения все ландшафтные компоненты.

При переходе от позднего плейстоцена к голоцену в Северной Евразии началась деградация позднеплейстоценовой криолитозоны, которая привела к сокращению занимаемой ею площади в течение последних 10–12 тыс. л. более чем в два раза. Так, в пределах Русской равнины и Западной Сибири ее южная граница сместилась на несколько сотен километров к северу от 48° с. ш., достигнув своего современного положения (Динамика…, 2002). Кардинальные климатические изменения на рубеже позднего плейстоцена и голоцена способствовали стремительному повышению температуры мерзлых толщ, развитию эрозионно-термокарстовых процессов и образованию многочисленных крупных эрозионно-термокарстовых котловин (Конищев, 2009). Однако основной причиной формирования эрозионно-термокарстовых котловин (аласов) в Якутии, согласно (Строение…, 1979), является не потепление климата, а обводнение территории – степень ее заозеренности. На севере этот фактор оказывал влияние на рельефообразование постоянно с конца позднего плейстоцена и в течение голоцена. Южнее, в Центральной Якутии, в первой половине голоцена началась эпоха аридизации, продолжающаяся по настоящее время.

Преобразования коснулись и флювиального рельефообразования. Так, А.Ю. Сидорчук с соавторами (2008а, б; и др.) в своих работах обращают внимание на повсеместно развитые на равнинах Северной Евразии большие палеорусла (меандры), приуроченные к широким первым надпойменным террасам или унаследованным поймам. Возраст больших палеорек определен по результатам радиоуглеродного датирования старичных отложений в 11–16 тыс. радиоуглеродных л. н. (позднеледниковье). Размеры палеоизлучин в 10–15 раз больше морфометрических параметров речных русел в настоящее время. Авторы это объясняют тем, что объем речного стока на протяжении позднеледниковья превышал современный сток рек в пределах равнин Северной Евразии в 1.4–2.3 раза вследствие ландшафтно-климатических условий того временного интервала: характерных для областей распространения вечной мерзлоты значительных коэффициентов стока, повышенного количества твердых атмосферных осадков и высоких, но в то же время коротких весенних половодий (Сидорчук и др., 2008а). А.Ю. Сидорчуком с коллективом авторов при анализе космоснимков Ландсат-7 выявлены около 200 фрагментов больших поздневалдайских речных русел на обширной территории во всех ландшафтных зонах, за исключением участков, перекрывавшихся поздневалдайским ледником, и на Ямале. Ими отмечается редкая встречаемость таких фрагментов в Большеземельской тундре. Действительно, нами при работе со спутниковыми космоснимками высокого разрешения и цифровой моделью рельефа ArcticDEM, приведенными в настоящей работе и в статье В.А. Исакова (2023), в пределах Большеземельской тундры в низовье р. Куи и в бассейне р. Сейды также не обнаружены подобные большие палеомеандры. При потеплении климата на рубеже позднеледниковья и голоцена гидрологический режим рек коренным образом изменился: произошло общее сокращение (почти в два раза) и более равномерное распределение речного стока в течение года, что вызвало уменьшение размеров (ширины и глубины) рек Средней Сибири, Якутии и Северо-Востока России, которые были близки современным рекам. В Западной Сибири с этим временным этапом, как отмечалось выше, связано возникновение многочисленных озер. Таким трансформациям способствовали повышение среднегодовой (преимущественно зимней) температуры воздуха и деградация вечной мерзлоты на большей части равнинной территории Северной Евразии (южная граница мерзлоты сместилась с 49° с. ш. на полярный круг на Русской равнине и на 62° с. ш. – в Западной Сибири).

Яркими событиями этого этапа на фоне общего тренда к потеплению явились кратковременные похолодания, выявленные по данным исследований ледяных кернов из Гренландии: “пребореальная осцилляция” (11.3–11.15 тыс. кал. л. н.), “событие 10.2 тыс. кал. л. н.” и “событие 8.2 тыс. кал. л. н.”.

Детальный анализ изменений растительности и озерных экосистем на северо-западе европейской части России, вызванных первым короткопериодным похолоданием в голоцене (11.4–11.2 тыс. кал. л. н.), соотносимым на кривых изотопно-

геохимического состава ледяных кернов Гренландии с пребореальной осцилляцией, приведен в статье О.К. Борисовой с соавторами (2022). Проведенное в настоящей работе сопоставление палинологических и седиментологических записей (Богдель и др., 1983; Филимонова, 1995; Brauer et al., 1999; Kremenetski et al., 2000; van der Plicht et al., 2004; Bos et al., 2007; Wohlfarth et al., 2007; Novik et al., 2010; Amon et al., 2012), сопровождаемых сериями радиоуглеродных датировок, позволило заключить, что на северо-западе европейской части России это похолодание отразилось на развитии растительности и озерного осадконакопления несколько слабее, чем в регионах Западной и Центральной Европы. Седиментологические исследования озерных осадков выявили связанное с похолоданием снижение в них доли органического вещества. В большинстве спорово-пыльцевых спектров этого временного этапа уменьшается доля пыльцы деревьев и кустарников по сравнению со спектрами начала пребореала. Также палинологами отмечаются уменьшение концентрации пыльцы деревьев (оз. Долгое (Kremenetski et al., 2000)), увеличение концентрации пыльцы трав, особенно Poaceae и *Artemisia* sp. (оз. Селигер (Konstantinov et al., 2021; Борисова и др., 2022)), незначительный рост кривой пыльцы *Juniperus* sp. (оз. Накри и Мошкарное (Филимонова, 1995; Amon et al., 2012)). Палинологические данные свидетельствуют об увеличении роли травянистых сообществ и приостановлении распространения березовых и сосновых лесов, начавшихся в первой половине пребореального периода.

Освещению условий "события 8.2 тыс. кал. л. н.", по сравнению с двумя описанными выше похолоданиями раннего голоцена, посвящено гораздо больше публикаций (Thomas et al., 2007; Борзенкова и др., 2017; Рудая, 2021; Новенко, 2021; Schubert et al., 2023; и др.), и преимущественно событию на территории Центральной Европы, где похолодание способствовало уменьшению роли широколиственных пород в древостоях за счет увеличения участия хвойных пород, а среднегодовая температура, по расчетам Б. Дэвиса с соавторами (Davis et al., 2003), основанным на сопоставлении множества пыльцевых диаграмм и климатических реконструкций, на территории Европы в это время снижалась на 1°C.

К сожалению, лишь небольшое количество спорово-пыльцевых диаграмм Крайнего Севера России охватывают пребореальный период и сопровождаются шкалой калиброванного возраста, в некоторых случаях авторы объединяют пыльцу кустарниковых и древесных видов берез, что затрудняет выделение этих трех кратковременных похолоданий. Так, обнаруженные макроостатки древовидной березы и иглы ели, а также высокие содержания пыльцы березы (40–60%), трав с преобладанием Cyperacea и Poaceae (по 10%) при незначительном количестве пыльцы *Picea* sp. и *Pinus* sp. в осадках оз. Хариней на востоке Большеземельской тундры указывают на произрастание отдельных деревьев березы и ели около 11.5–10.5 тыс. кал. л. н. (Salonen et al., 2011). Характерно присутствие спор *Equisetum* sp. (10–15%), отмеченное для раннеголоценовых спектров и другими исследователями (Kullti et al., 2003). Этот вывод согласуется с точкой зрения о достаточно быстром продвижении лесной растительности на протяжении раннего голоцена на север: в бассейне Печоры уже в позднеледниковье были развиты разрозненные лесные островки из ели, березы, являющиеся центрами распространения более обширных лесов в раннем голоцене (Väliranta et al., 2011). Анализ большого количества датированных макрофоссилий деревьев позволил предположить широкое распространение *Picea* на территории Евразии до и во время максимума последнего оледенения, а раннюю послеледниковую экспансию древовидной березы за пределами своего современного ареала авторы (Binney et al., 2009) объясняют быстрым ее расселением или существованием рефугиумов.

По результатам изучения палиноморф и растительных макрофоссилий отложений оз. Печевалавато на п-ове Ямал для интервала 10.5–8.8 тыс. кал. л. н. установлено распространение южных субарктических тундр с ольховниково-ивово-березовыми кустарниковыми зарослями и отдельными деревьями березы и лиственницы, а позднее – березовых редколесий. При этом макроостатков ели в спектрах не обнаружено, а содержание ее пыльцы не превышало 5%. Макрофоссилии ели сибирской раннеголоценового возраста встречены в 150 км южнее (Лаптева и др., 2013). Е.Г. Лаптева и О.М. Корона (2022) заключили, что в бореале северная граница лесов смещалась на 400 км севернее ее современного положения, а температура июля была выше на 3–4°C, чем в настоящее время. На рубеже раннего и среднего голоцена (≈8.3 тыс. кал. л. н.) ими выявлена деградация древесной растительности. К началу бореала относится самое северное распространение древовидной березы в голоцене и на севере Сибири (Каплина, Ложкин, 1982; Ложкин, Важенина, 1987).

В среднем голоцене (8.2–4.2 тыс. кал. л. н.) на территории Северной Евразии максимально на протяжении голоцена проявилось ослабление суровости мерзлых условий, но динамика многолетнемерзлых толщ в ее пределах была неодинакова. Если в европейском секторе мерзлые толщи практически полностью протаяли, за исключением крайнего Северо-Востока Европы, то в Сибири к северу от 60° с. ш. мерзлые толщи сохранялись вследствие континентальности климата в Азии (Динамика…, 2002).

Средняя подэпоха голоцена подразделяется на фазу термического оптимума (8.2–5.7 тыс. кал. л. н.),

характеризующуюся максимальными температурами и количеством осадков в голоцене, и последующее похолодание, так называемый “неогляциал”. Согласно гидрологическим расчетам (Сидорчук и др., 2008а; Панин и др., 2011), в интервале 8–5 тыс. кал. л. н. речные русла, по сравнению с ранним голоценом, стали в 1.5–2.0 раза меньше, но приобрели более изогнутые излучины, сток рек на северном мегасклоне Восточно-Европейской равнины был меньше на 30%, чем сейчас (Сидорчук и др., 2012). Этап 5.7–4.2 тыс. кал. л. н. является началом “неогляциала” и характеризуется повышением в 1.5–2.0 раза речного стока в Центральной и Восточной Европе (Панин и др., 2011) и обширным наступанием горных ледников (Solomina et al., 2008; Соломина, 2010).

Условия термического оптимума способствовали интенсивному заболачиванию депрессий пойм рек, на террасах речных долин и на водоразделах во многих районах Европы и многочисленных озерах в Западной Сибири.

Большое количество палинологических данных свидетельствуют о значительном продвижении границ растительных зон на север во время термического оптимума и наибольшем повышении температур, при этом отклонения температуры января от современных значений превышали отклонения температуры июля. Амплитуда отклонений температуры января в течение 5.5–6.0 тыс. ^{14}C л. н. составляла 3–4°C на большей территории в пределах высоких широт Евразии и 2–3°C – на значительной территории Западной Европы и в средних широтах Восточной Европы (Velichko et al., 1992). В восточноевропейском секторе Евразии смещение северной границы лесной растительности составляло 200–250 км относительно ее современного положения, в Западной и Средней Сибири – 250–300 км (Динамика…, 2002).

Обилие макрофоссилий и устьиц *Picea*, максимальные содержания ее пыльцы (до 20–30%) из среднеголоценовых осадков оз. Хариней на востоке Большеземельской тундры указывают на продвижение границы северной тайги на 150 км к северу по сравнению с ее современным положением. Лесной покров 6.0–3.5 тыс. кал. л. н. достигал своей максимальной плотности (Salonen, 2011). Эти данные свидетельствуют о времени термического максимума в этом регионе около 8.0–3.5 кал. л. н., что согласуется с реконструкциями для Кольского полуострова (Jones et al., 2004; Seppä et al., 2008), Фенноскандии (Seppä et al., 2009), в бассейне Печоры (Andreev, Klimanov, 2000; Kaakinen, Eronen, 2000), а также на северо-западе Сибири (Andreev et al., 2002).

Реконструкции Е.Г. Лаптевой и О.М. Корона (2022), основанные на анализе палиноморф и растительных макроостатков, показывают, что в интервале с атлантического по субатлантический периоды (после ≈8.2 тыс. кал. л. н.) на юге п-ова Ямал распространялись близкие современным северные субарктические тундры.

Поздний голоцен (4.2 тыс. кал. л. н.–настоящее время) является неоднородным этапом развития ландшафтной оболочки, к нему в последнее время отмечается повышенный интерес, так как с ним связано развитие человеческого общества. Он представляет собой фазу направленного похолодания, последовавшую за фазой термического оптимума. Тем не менее на фоне общего тренда к снижению теплообеспеченности наблюдались климатические изменения второго и третьего порядка, зафиксированные не только по многочисленным палинологическим записям и другим палеогеографическим данным, но и артефактам тех временных периодов.

По палинологическим данным, в начале позднего голоцена в Центральной Европе установлены потепление в интервале 3.5–2.5 тыс. кал. л. н. и постепенное похолодание в интервале 2.6(2.8)–2.5 тыс. кал. л. н. (Новенко, 2021).

Условия этих климатических изменений, вероятно, отражают ПЗ-2 и ПЗ-3 (см. рис. 8). На западе Большеземельской тундры 3.6 тыс. кал. л. н. произрастали среднетаежные еловые леса (ПЗ-2; содержание в СПС пыльцы *Picea* sp. – 25%, *Pinus sylvestris* – 20%), а климат был значительно теплее, чем сейчас. В СПС ПЗ-3 увеличивается содержание пыльцы древовидной березы до 50% за счет сокращения доли пыльцы ели. Распространились северотаежные елово-березовые леса с участием лиственницы, пихты сибирской и кедра сибирского. Это указывает на то, что климат был достаточно теплый, но уже холоднее, чем ранее.

Согласно пыльцевой записи оз. Хариней (Salonen et al., 2011), на востоке Большеземельской тундры похолодание с 3.5 по 2.5 тыс. кал. л. н. вызвало быстрое отступление границы распространения *Picea* sp. на юг, расширение зоны тундры и активизацию мерзлотных процессов. Авторы отмечают, что исчезновение леса в окрестностях оз. Хариней около 3 тыс. кал. л. н. совпадает с отсутствием макрофоссилий ели в осадках ближайших сопредельных районов – оз. Тумбуловаты (Kullti et al., 2004) и в бассейне р. Роговой (Oksanen et al., 2001). Севернее, в дельте Печоры, оно датируется около 3.2 тыс. кал. л. н. (Väliranta et al., 2003). Снижение летних температур и продвижение границы древесной растительности в бассейне Печоры за последние 3.5 тыс. л. согласуются с общей тенденцией к похолоданию и смещением границы леса в позднем голоцене на территории всей арктической Евразии (Wanner et al., 2008; Binney et al., 2009; Kaufman et al., 2009). При этом ухудшение климата началось на севере России около 3 тыс. кал. л. н., а в Фенноскандии – примерно 2.5 тыс. кал. л. н. (Oksanen, 2005).

К наиболее выраженным климатическим колебаниям в регионах Северного полушария отно-

сят раннесубатлантическое (650–280 гг. до н. э.) и позднесубатлантическое (1300–1850 гг. н. э. – "малый ледниковый период") похолодания, а также разделяющее их потепление ("средневековое" или "малый климатический оптимум"). Похолодания сопровождались фазами наступания ледников во многих горных странах высоких и средних широт и увеличением речного стока на Восточно-Европейской равнине (Panin, Matlakhova, 2015), а потепления могли способствовать в летний период засухам и частым пожарам (Novenko et al., 2016). Согласно палеоклиматическим реконструкциям В.А. Климанова (1994), на территории Северной Евразии наибольшие отклонения температуры января и июля от их современных значений в малый климатический оптимум приходились на высокие широты (до 2°С), в пределах 45–40° с. ш. они были близки современным.

Развитие растительности этого временного этапа в районе наших исследований отражают ПЗ-4–ПЗ-6 обн. Куя-5. На основе их сопоставления с палинологическими данными по обн. Куя-11 и Куя-12, а также трех датировок 1676 кал. л. н. (IGAN 5644), 908 кал. л. н. (IGAN 5640) и 697 кал. л. н. (IGAN 5639) установлено распространение тундровых сообществ (ПЗ-4 и ПЗ-6 в обн. Куя-5) при похолоданиях и лесотундровых (палинозона ПЗ-5 в обн. Куя-5) – на протяжении потепления. Воссоздана следующая смена растительности в бассейне р. Куи: заросли из карликовой березы (раннесубатлантическое похолодание) – елово-березовые редколесья ("малый климатический оптимум") – кустарниковые заросли из березы и ольховника ("малый ледниковый период").

С 60–70 гг. XX в. по настоящее время специалистами разных областей климатологии наблюдается глобальное потепление, о причинах которого дебаты не прекращаются. Расположение района наших исследований в области распространения очаговой вечной мерзлоты предопределяет наиболее быстрые и кардинальные его изменения. При продолжающемся потеплении в первой половине текущего столетия в Восточно-Европейском и Западно-Сибирском секторах на территории тундрового пояса ожидается увеличение летней и зимней температуры на 3–4°С, а в Восточно-Сибирском – на 1–3°С. Также в пределах пояса повысится годовая сумма осадков примерно на 100 мм. Развитие полигонального криогенного рельефообразования, сокращение заболачиваемости и иссушение грунтов вызовут в тундровых растительных сообществах увеличение доли злаковых. В лесном поясе изменения ландшафтно-климатических условий будут не столь существенны. На севере пояса зимние и летние температуры увеличатся на 3°С, а в южной части его территории – на 1–2°С; рост количества годовых осадков не превысит 50 мм. Такие изменения будут способствовать видовому перераспределению в лесных формациях: распространению в северном направлении широколиственных пород и березы, вытеснению ели. При этом, согласно расчетам по неравновесным моделям для Сибири, значительного смещения северной границы леса происходить не будет – не более чем на 8–10 км, по речным долинам предполагается более активное продвижение древесной растительности в тундру (Климат и ландшафты…, 2010). В качестве аналога развития русловых процессов в таком случае А.Ю. Сидорчук с коллективом авторов (2008а) предлагают принять трансформацию позднеледниковых рек на рубеже неоплейстоцена и голоцена. По их мнению, потепление вызовет значительное уменьшение размеров русел рек средней Сибири, Якутии и Северо-Востока России, а крупные разветвленные на рукава реки могут преобразоваться в однорукавные.

В публикациях последних лет при освещении ландшафтно-климатических обстановок на протяжении голоцена Северной Евразии исследователи обращают внимание на влияние пожарной активности на динамику растительности. По результатам палинологического и антраколического анализов установлено, что на западном склоне Северного Урала в период от 10 до 4 тыс. кал. л. н. пожары не оказывали большого влияния на региональную растительность. Оно возрастало во временном интервале 4.0–0.6 тыс. кал. л. н., когда локальные верховые пожары вызывали исчезновение из древостоев *Abies sibirica* и *Pinus sibirica*, которые обладают длительными сроками продуктивности семян и жизненного цикла. Для последних 600 лет выявлено максимальное влияние на растительность пожаров, возникающих в результате деятельности человека (Barhoumi et al., 2023). Для Приенисейской Сибири для длительного временного отрезка (4700–500 к. л. н.) выявлена низкая пожарная активность, кроме крупных пожаров 3.5–3.6 тыс. кал. л. н. и в конце XIV–начале XV вв. н. э. Постпирогенные сукцессии растительности выражались в расселении по бугристым торфяникам карликовой березы и сокращении участия пихты и ели в лесных местообитаниях (Новенко и др., 2022). По нашим данным, на северо-западе Большеземельской тундры около 3.6 тыс. кал. л. н. также происходили пожары, способствовавшие распространению кустарниковых зарослей, некоторому изреживанию лесного покрова и значительному сокращению роли в них хвойных пород (ПЗ-3а в обн. К-5 в настоящей работе).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных исследований отложений пойменно-руслового комплекса в бассейне р. Куи выполнена оценка рельефа по морфометрическим показателям и восстановлена голоценовая история развития долины.

Данные геоморфометрического анализа с использованием цифровой модели рельефа ArcticDEM позволили определить эрозионно-аккумулятивный рельеф надпойменной террасы и поймы.

На основе изучения текстурно-структурных особенностей осадков в истории развития долины выделены три крупных этапа образования пойменно-руслового комплекса. Отложения первого этапа представлены сизо-серыми супесями и глинисто-алевритовыми средне- и мелкозернистыми песками фации прирусловой отмели. Осадки второго этапа развития речной сети сложены сизыми глинисто-песчаными алевритами и глиноалевритами, перекрытыми горизонтальным переслаиванием торфа различной степени разложения и сизых алевритовых глин, что характерно для озерного типа осадконакопления. Диатомовые комплексы из отложений выделенного этапа указывают на характер мелководного пресноводного водоема, где доминируют донные формы и обрастатели. Третий этап развития речной сети характеризуется горизонтальным переслаиванием глинисто-алевритовых мелкозернистых песков и светло-коричневых алевропесков, типичных для пойменного аллювия. В диатомовых комплексах этого этапа увеличились их видовое разнообразие и обилие. Палинологические данные указывают на следующую смену ландшафтно-климатических этапов. До 3.6 тыс. л. н., вероятно в раннем суббореале, в холодных условиях были распространены ерниковые тундры. Около 3.6 тыс. л. н. в низовье р. Куи были распространены среднетаежные еловые леса. Их произрастание на месте современной лесотундры и южной тундры указывает на климат значительно более теплый, чем сейчас. Последовавшее похолодание вызвало увеличение в составе лесов древовидной березы при сокращении доли ели. Начавшееся в этот период похолодание продолжилось и в раннем субатлантике (1676 кал. л. н.). Получила развитие моховая кустарниковая тундра. В середине субатлантика, около 900 кал. л. н., некоторое потепление способствовало распространению редкостойных елово-березовых лесов с примесью сосны, ольхи. В конце субатлантика, 700 кал. л. н., в результате похолодания площади, занимаемые лесами, сокращались за счет распространения тундровых и травяно-кустарниковых сообществ. Последовавшее затем потепление обусловило развитие современных ценозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К., Борисов Б.А., Брайцева О.А. (1987) Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 308 с.

Андреичева Л.Н. (1992) Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 125 с.

Андреичева Л.Н. (2002) Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 321 с.

Ареалы деревьев и кустарников СССР. (1977) Т. 1. (Сост. С.Я. Соколов, О.А. Связева, В.А. Кубли и др.). Л.: Наука, 164 с.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. (1981) О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на Северо-Востоке Русской равнины. *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины.* М.: Наука, 37-52.

Белкин В.И., Рязанов И.В. (1972) Понятие и меры гранулометрической сортированности и однородности. *Тез. V Коми респ. науч. молодежн. конф*. Сыктывкар: Геопринт, 184-185.

Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. (1983) Разрез Судобле – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии. *История озер в СССР*. Т. 1. Таллин: Ротапринт АН ЭССР, 30-32.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. (1988) Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР в голоцене. *Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР*. М.: Наука, 36-43.

Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелко Т.В. (2017) Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин. *Лед и снег*, **57(**1), 117-132.

Борисова О.К. (2014) Ландшафтно-климатические изменения в голоцене. *Изв. РАН, Сер. геогр.*, (2), 5-20.

Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Константинов Е.А., Панин А.В. (2022) Ландшафтно-климатические изменения в пребореале на северо-западе европейской части России. *Геоморфология*, **53**(3**)**, 19-28.

Ботвинкина Л.Н. (1965) Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 265 с.

Буравская М.Н., Голубева Ю.В. (2020) Палеогеографические условия позднего голоцена в долине р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры). *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер. Науки о Земле*, **1**(41), 49-54.

Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. (2018) Палеогеографические и седиментационные особенности формирования старичных отложений в палеорусле р. Куи на северо-западе Большеземельской тундры. *Вестн. геонаук*, (12), 16-22.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. (2008) Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 571 с.

Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.И., Якубовская И.Я. (1995) Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря. *Корреляции палеогеографических событий: материк–шельф–океан.* Мат-лы конф. М.: МГУ, 106-112.

Викулова М.Ф. (1957) Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Госгеолтехиздат, 7-90.

Гладкова А.Н., Гричук В.П., Заклинская Е.Д., Зауер В.В., Покровская И.М., Радзевич Н.Д., Самойлович С.Р., Седова М.А., Спельмак Н.К. (1950) Пыльцевой анализ. М.: Госгеолитиздат, 571 с.

Голубева Ю.В., Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. (2019) Палеогеография голоцена долины

нижнего течения р. Куи (северо-запад Большеземельской тундры). *Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН*, **16**, 92-96.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). (1974) (Ред. З.И. Глезер, А.П. Жузе, И.П. Макарова, А.И. Прошкина-Лавренко, В.С. Шешукова-Порецкая). Т. 1. Л.: Наука, 403 с.

Диатомовый анализ. (1949–1950) Л.: Госгеолиздат. Кн. 1. Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1949) 239 с. Кн. 2. Определитель. Порядки Centrales и Mediales. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1949) 442 с. Кн. 3. Определитель. Порядки Pennales. (Отв. ред. А.И. Прошкина-Лавренко). (1950) 635 с.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография). (2002) (Под ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 232 с.

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. (2014) Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда. *Докл. АН. Сер. геол.*, **455**(1), 52-57.

Исаков В.А. (2023) Геолого-геоморфологическое районирование бассейна р. Сейды на основе цифровой модели рельефа ArcticDEM. *Вестн. геонаук*, **10**(346), 42-50.

Каплина Т.Н., Ложкин А.В. (1982) История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене. *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* М.: Наука, 207-220.

Качинский Н.А. (1958) Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 192 с.

Климанов В.А. (1994) Климат малого климатического оптимума на территории Северной Евразии. *Докл. АН*, **335**(2), 232-236.

Климат и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Атлас-монография "Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза". Вып. III. (Под ред. А.А. Величко). (2010) М.: ГЕОС, 50-69.

Конищев В.Н. (2009) Реакция вечной мерзлоты на потепление климата. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: Геогр.*, (4), 10-20.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. (2012) Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: Аэрогеология, 191 с.

Лаптева Е.Г., Корона О.М. (2022) История развития растительного покрова северо-востока полуострова Ямал в голоцене на основе спорово-пыльцевых и палеокарпологических данных из разреза береговых отложений оз. Печевалавато. *Мат-лы XV Всерос. палинолог. конф.* М.: ГЕОС, 186-191.

Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Корона О.М. (2013) Флора и растительность р. Юрибей полуострова Ямал в позднеледниковье и голоцене. *Динамика современных экосистем в голоцене.* Казань: Отечество, 226-227.

Ложкин А.В., Важенина Л.Н. (1987) Особенности развития растительного покрова Колымской низменности в раннем голоцене. *Четвертичный период Северо-Востока Азии.* Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 135-144.

Лосева Э.И. (1965) Диатомовые водоросли из бореальных отложений бассейна реки Пензы. *Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода*, (30), 89-99.

Лосева Э.И., Стенина А.С., Марченко-Вагапова Т.И. (2004) Кадастр ископаемых и современных диатомовых водорослей Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Геопринт, 160 с.

Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. (2017) Литолого-палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений в бассейне р. Куи. *Мат-лы X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода.* М.: ГЕОС, 251-253.

Нигаматзянова Г.Р., Нигматуллин Н.М., Фролова Л.А. (2022) Палинокомлексы озерных отложений в дельте реки Печоры (государственный заповедник "Ненецкий"). *Актуальные проблемы современной палинологии.* Мат-лы XV Всерос. палинолог. конф. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, ГЕОС, 244-248.

Никифорова Л.Д. (1982) Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока европейской части СССР. *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене*. М.: Наука, 154-162.

Никифорова Л.Д. (1979) Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР. Дисс. … канд. геогр. наук. М., 154 с.

Новенко Е.Ю. (2021) Динамика ландшафтов и климата в Центральной и Восточной Европе в голоцене – прогнозные оценки изменения природной среды. *Геоморфология*, **52**(3), 24-47.

Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянов Д.А., Шатунов А.Е., Андреев Р.А., Макарова Е.А., Бородина К.А., Руденко О.В., Прокушкин А.С., Волкова Е.М. (2022) Изменения растительности Приенисейской Сибири в последние 4700 лет: новые палеоэкологические данные из района Игарки (Красноярский край). *Геоморфология*, **53**(3), 51-60.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. (2009) (Под ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 120 с.

Панин А.В. (2008) Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет. *Докл. АН*, **423**(2), 251-256.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. (2001) Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм. *Геоморфология*, (2), 19-34.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. (2011) Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии. *Геоморфология*, (3), 20-31.

Панова Н.К., Янковска В., Корона О.М., Зиновьев Е.В. (2003) Динамика растительности и экологических условий на Полярном Урале в голоцене. *Экология*, (4), 248-260.

Пастухов А.В., Марченко-Вагапова Т.И., Каверин Д.А., Гончарова Н.Н. (2016) Генезис и эволюция бугристых болот на территории редкоостровной многолетней мерзлоты на Европейском Северо-Востоке (бассейн среднего течения реки Косью). *Криосфера Земли*, **XX**(1), 3-14.

Пилясов А.Н., Замятина Н.Ю., Рябова Л.А., Корандей Ф.С., Кибенко В.А., Путилова Е.С., Потурае-

ва А.В., Никитин Б.В. (2022) Освоение Арктики 2.0: продолжение традиций советских исследований. М.: КРАСАНД, 432 с.

Прошкина-Лавренко А.И. (1953) Диатомовые водоросли – показатели солености воды. *Диатомовый сборник*. Л., 186-205.

Рудая Н.А. (2021) Изменения климата, растительности и фиторазнообразия Алтайской горной страны в конце МИС2 и голоцене. Дисс. … докт. геогр. наук. М., 92 с.

Рухин Л.Б. (1969) Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 778 с.

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008а) Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водн. ресурсы*, **35**(4), 406-416.

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008б) Позднеледниковые палеорусла рек Западной Сибири. *Изв. РАН. Сер. геогр.*, (2), 67-75.

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2012) Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена. *Водн. ресурсы*, **39**(1), 40-53.

Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В., Чернов А.В. (2014) Эволюция эрозионно-русловых систем на Восточно-Европейской равнине за последние 150 тысяч лет. *Маккавеевские чтения – 2013.* Сб. мат-лов. М.: Геогр. фак-т МГУ, 117-138.

Символокова С.Е., Мищенко Р.Я. (1990) Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000, сер. Печорская, лист Q–39–V, VI. Объяснит. зап. (Под ред. И.И. Зытнер). М.: Наука, 68 с.

Соломина О.Н. (2010) Климатические причины колебаний горных ледников в голоцене. *Лед и снег*, (1), 103-110.

Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. (Под ред. Е.М. Катасонова). (1979) Новосибирск: Наука, 95 с.

Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц. (1968) М.: МГУ, 575 с.

Филимонова Л.В. (1995) Стандартные спорово-пыльцевые диаграммы позднеледниковья и голоцена средней Карелии. *Палинология в России*. Т. 2. М.: МГУ, 86-103.

Филимонова Л.В., Климанов В.А. (2005) Изменение количественных показателей палеоклимата в среднетаежной подзоне Карелии за последние 11 000 лет. *Тр. Кар. НЦ РАН*, вып. 8. Петрозаводск, 112-120.

Флора Северо-Востока европейской части СССР. (1974) В 4 т. Т. I. Семейства Polypodiaceae – Gramineae. (Под ред. А.И. Толмачева). (Сост. А.А. Дедов, Т.П. Кобелева, А.Н. Лащенкова и др.). Л.: Наука, 65-221.

Хотинский Н.А. (1987) Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена. *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М., 39-45.

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 y. a. *Geology*, **25**, 483-486.

Amon L., Veski S., Heinsalu A., Saarse L. (2012) Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: Evidence from the sediment record of Lake Nakri. *J. Quat. Sci.*, **27**, 169-180.

Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000) Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *J. Paleolimnol.*, **24**, 81-91.

Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Dereviagin A.Yu, Shilova G.N., Melles M. (2002) Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quat. Res.*, **57**, 138-150.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Cremer H., Hermichen W-D., Wischer F., Hubberten H-W. (2005) Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **223**(3), 181-203. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.04.004

Astakhov V. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(11-13), 1285-1311.

Barhoumi C., Ménot G., Joannin S., Ali A.A., Ansanay-Alex S., Golubeva Y., Subetto D., Kryshen A., Drobyshev I., Peyron O. (2023) Temperature and fire controls on vegetation dynamics in Northern Ural (Russia) boreal forests during the Holocene based on brGDGT and pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **305**, 108014. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108014

Binney H.A., Willis K.J., Edwards M.E., Bhagwat S.A., Anderson P.A., Andreev A.A., Blaauw M., Damblon F., Haesaerts P., Kienast F., Kremenetsi K.V., Krivonogov S.K., Lozhkin A.V., MacDonald J.M., Novenko O.Y., Oksanen P., Sapelko T.V., Väliranta M., Vazhenina L. (2009) The distribution of late-Quat. woody taxa in northern Eurasia: evidence from a new macrofossil database. *Quat. Sci. Rev.*, **28**, 2445-2464.

Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. (2007) Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multiproxy records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**(15-16), 1927-1950.

Bradley R.S. (2008). Holocene perspectives on future climate change. *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective.* (Eds R.W. Battarbee, H.A. Binney). Chichester: J. Wiley & Sons, 254-268.

Brauer A., Endres C., Negendank J.F. (1999) Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quat. Int.*, **61**, 17-25.

Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., Roberts C.N. (2011) The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global Planet. Change*, **79**, 288-302.

Davis B.A.S., Brewer S., Guiot J., Stevenson A.C. (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1701-1716.

Feurdean A., Perşoiu A., Tanţău I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrič M., Connor S., Fărcaş S., Gałka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kuneš P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Perşoiu I., Płóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tămaş T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. (2014) Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 206-224.

Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R. (2020) Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost

peatlands of the European arctic zone. *Appl. Geochem.*, **123**, 104790.

Head M.J. (2019) Formal subdivision of the Quat. System/ Period: Present status and future directions. *Quat. Int.*, **500**, 32-51.

Jankovska V., Andreev A.A., Panova N.K. (2006) Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*, **35**(4), 650-661.

Jones V.J., Leng M.J., Solovieva N., Sloane H.J., Tarasov P. (2004) Holocene climate of the Kola Peninsula; evidence from the oxygen isotope record of diatom silica. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 833-839.

Kaakinen A.P., Eronen M.J. (2000) Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortino, in Pechora lowland, northern Russia. *Holocene*, **10**, 611-620.

Kaufman D.S., Schneider D.P., McKay N.P., Ammann C.M., Bradley R.S., Briffa K.R., Miller G.H., Otto-Bliesner B.L., Overpeck J.T., Vinther B.M. (2009) Recent warming reverses long-term arctic cooling. *Science*, **325**, 1236-1239.

Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. (2021) The riverine past of Lake Seliger. *Water Resources*, **48(**5), 635-645.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986) Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. *Süßwasserflora von Mitteleuropa.* (Berg. von A. Pascher). Stuttgart, 876 p.

Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. (2000) The late glacial and holocene history of vegetation in the Moscow region. *Paleontol. J.*, **34**(1), S67-S74.

Kullti S., Oksanen P., Väliranta M. (2004) Holocene tree line, permafrost and climate dynamics in the Nenets Region, East-European Arctic. *Canad. J. Earth Sci.*, **41**, 1141-1158.

Kullti S., Väliranta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kauppila T., Eronen M. (2003) Palaeoecological evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia. *J. Quat. Sci.*, **18**, 503-520.

Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. (2009) Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **326**, 1256-1260.

Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D. et al. (2004) Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**, 243-225.

Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., Mazei Yu. (2016) Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **459**, 570-584.

Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. (2010) The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Eston. J. Earth Sci.*, **59**(1), 63-79.

Oksanen P. (2005) Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. PhD thesis. Acta Universitatis Ouluensis A446.

Oksanen P., Kuhry P., Alekseeva R. N. (2001) Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *Holocene*,·**11**, 25-40.

Panin A., Matlakhova E. (2015) Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*, **130**, 46-61.

Paus A., Svendsen J.I., (2003) Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2285-2302.

Salonen J.S., Seppä H., Väliranta M., Jones V.J., Self A., Heikkilä M., Kultti S., Yang H. (2011) The Holocene Thermal Maximum and Late-Holocene Cooling in the Tundra of NE European Russia. *Quat. Res.*, **75**(3), 501-511.

Schubert A., Lauterbach S., Leipe C., Brauer A., Tarasov P.E. (2023) Visible or not? Reflection of the 8.2 ka BP event and the Greenlandiane-Northgrippian boundary in a new high-resolution pollen record from the varved sediments of Lake Mondsee, Austria. *Quat. Sci. Rev.*, **308**. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108073

Seppä N., Bjune A.E., Telford R.J., Birks H.J.B., Veski S. (2009) Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate Past*, **5**, 523-535.

Seppä N., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A. (2008) Late-Quat. summer temperatures changes in the North-Eurapean tree-line region. *Quat. Sci. Rev.*, **69**, 404-412.

Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V. (2001) Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain. *Global Planet. Change*, **28**(1-4), 303-318.

Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. (2001) Lateglacial and Holocene palaehydrology of the lower Vychegda river, western Russia. *River Basin Sediment Systems: Archives of Enviromental Change*. Abingdon, 265-295.

Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G. (2008) Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global Planet. Change*, **60**, 1-9.

Steig E.J., Mors D.L., Waddington E.D. (2000) Wisconsinan and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica. *Geografiska Annaler*, **82A**, 213-235.

Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. (2007) The 8.2 Ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 70-81.

Väliranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P. (2003). Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora delta, East-European Russian arctic. *Quat. Res.*, **59**, 335-344.

Väliranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P., Kullti S., Salonen S.J., Seppä H. (2011) Scattered late-glacial and early Holocene tree populations as dispersal nuclei for forest development in north-eastern European Russia. *J. Biogeogr.*, **38**(5), 922-932.

van der Plicht J., van Geel B., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Speranza A.O.M., Muscheler R., Bjorck S., Björck S., Blaauw M. (2004) The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. *J. Quat. Sci.*, **19**(3), 263-269. https://doi.org/10.1002/jqs.835

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene. *Quat. Int.*, **41/42**, 71-96.

Velichko A.A., Klimanov V.A., Borzenkova I.I. (1992) Climates between 6,000 and 5,500 yr B.P. (Expl. notes, maps 65, 69, 73, 77). *Atlas of Paleoclimates and Pa-*

leoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene (Eds B. Frenzel, M. Pesci, A.A. Velichko). Budapest–Frankfurt, 137-139.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Bjorck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. (2019) Subdividing the Holocene Series / Epoch: Formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. Quat. Sci.*, **34**, 173-186.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *J. Quat. Sci.*, **24**(1), 3-17.

Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev.*, **27**, 1791-1828.

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. (2007) Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: A review. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 1871-1883.

REFERENCES

Agadzhanyan A.K., Borisov B.A., Braitseva O.A. (1987) Methodological guide for the study and geological survey of Quat. deposits. Leningrad, Nedra Publ., 308 p. (In Russ.)

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.

Amon L., Veski S., Heinsalu A., Saarse L. (2012) Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: Evidence from the sediment record of Lake Nakri. *J. Quat. Sci.*, **27**, 169-180.

Andreev A.A., Klimanov V.A. (2000) Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *J. Paleolimnol.*, **24**, 81-91.

Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Dereviagin A. Yu., Shilova G.N., Melles M. (2002) Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quat. Res.*, **57**, 138-150.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Cremer H., Hermichen W.-D., Wischer F., Hubberten H.-W. (2005) Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **223**(3), 181-203.

Andreicheva L.N. (2002) Pleistocene of the European Northeast. Ekaterinburg, UB RAS, 321 p. (In Russ.)

Andreicheva L.N. (1992) The basal moraines of the European Northeast of Russia and their lithostratigraphic significance. St.Petersburg, Nauka Publ., 125 p. (In Russ.)

Areas of trees and shrubs of the USSR. V. 1. (1977) (Compiled by S.Ya. Sokolov, O.A. Svyazeva, V.A. Kubli et al.). Leningrad, Nauka Publ., 164 p. (In Russ.)

Arslanov Kh.A., Lavrov A.S., Nikiforova L.D. (1981) Stratigraphy, geochronology and climate changes of the Middle and Late Pleistocene and Holocene in the North-East of the Russian Plain. *Pleistocene glaciations of the East European Plain.* Moscow, Nauka Publ., 37-52. (In Russ.)

Astakhov V. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(11-13), 1285-1311.

Belkin V.I., Ryazanov I.V. (1972) The concept and measures of granulometric sorting and uniformity. *Abstr. of the V Komi Republican Scientific Youth Conf.* Syktyvkar, 184-185. (In Russ.)

Barhoumi C., Ménot G., Joannin S., Ali A.A., Ansanay-Alex S., Golubeva Y., Subetto D., Kryshen A., Drobyshev I., Peyron O. (2023) Temperature and fire controls on vegetation dynamics in Northern Ural (Russia) boreal forests during the Holocene based on brGDGT and pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **305**, 108014. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108014

Binney H.A., Willis K.J., Edwards M.E., Bhagwat S.A., Anderson P.A., Andreev A.A., Blaauw M., Damblon F., Haesaerts P., Kienast F., Kremenetsi K.V., Krivonogov S.K., Lozhkin A.V., MacDonald J.M., Novenko O.Y., Oksanen P., Sapelko T.V., Väliranta M., Vazhenina L. (2009) The distribution of late-Quat. woody taxa in northern Eurasia: Evidence from a new macrofossil database. *Quat. Sci. Rev.*, **28**, 2445-2464.

Bogdel' I.I., Vlasov B.P., Il'ves E.O., Klimanov V.A. (1983) Sudoble section stratotype of reconstruction of paleogeographic conditions of the Holocene of Central Belarus. *History of lakes in the USSR.* V. 1. Tallin, Rotaprint of the Academy of Sciences of the ESSR, 30-32. (In Russ.)

Bolikhovskaya N.S., Bolikhovskii V.F., Klimanov V.A. (1988) Climatic and cryogenic factors of peatlands development on northeast of Euaropean part of USSR during the Holocene. *Paleoclimate of European part of the USSR.* Moscow, Nauka Publ., 36-44. (In Russ.)

Borisova O.K. (2014) Landscape and climatic changes in the Holocene. *Izv. RAN. Ser. Geogr.*, (2), 5-20. (In Russ.)

Borisova O.K., Naryshkina N.N., Konstantinov E.A., Panin A.V. (2022) Landscape and climatic changes in the preboreal in the north-west of the European part of Russia. *Geomorfologiya*, **53**(3), 19-28. (In Russ.)

Borzenkova I.I., Borisova O.K., Zhil'tsova E.L., Sapelko T.V. (2017) Cold episode around 8200 years ago in Northern Europe: Analysis of empirical evidence and possible causes. *Led i Sneg*, **57(**1), 117-132. (In Russ.)

Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. (2007) Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**(15-16), 1927-1950.

Botvinkina L.N. (1965) Methodological guide to the study of layering. Moscow, Nauka Publ., 265 p. (In Russ.)

Bradley R.S. (2008) Holocene perspectives on future climate change. *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective.* (Eds R.W. Battarbee, H.A. Binney). Chichester, J. Wiley & Sons, 254-268.

Brauer A., Endres C., Negendank J.F. (1999) Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quat. Int.*, **61**, 17-25.

Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V. (2020) Paleogeographic conditions of the late Holocene in of the Kuya river valley (northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra). *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser. Nauki o Zemle*, **1**(41), 49-54. (In Russ.) https://doi.org/10/19110/1994-5655-2020-1-49-54

Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. (2018) Paleogeographic and sedimentation deposition of oxbow deposits in the paleochannel of the Kuya river in the northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra. *Vestn. Geonauk*, (12), 16-22. (In Russ.)

Climate and landscapes of Northern Eurasia in conditions of global warming. Atlas-monograph "Development of landscapes and climate of Northern Eurasia. Late Pleistocene – Holocene – elements of the forecast." Iss. III (Ed. A.A. Velichko). (2010) Moscow, GEOS Publ., 50-69. (In Russ.)

Daley T.J., Thomas E.R., Holmes K., Street-Perrott F.A., Chapman M.R., Tindall J.C., Valdes P.J., Loader N.J., Marshall J.D., Wolff E.W., Hopley P.J., Atkinson T., Barber K.E., Fisher E.H., Robertson I., Hughes P.D.M., Roberts C.N. (2011) The 8200 yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global Planet. Change*, **79**, 288-302.

Davis B.A.S., Brewer S., Guiot J., Stevenson A.C. (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1701-1716.

Diatom analysis. (1949–1950) Leningrad, Gosgeolizdat Publ. B. 1. General and paleobotanical characteristics of diatoms. (Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1949), 239 p. B. 2. Determinant. Orders Centrales and Mediales. (Rep. ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1949), 442 p. B. 3. Determinant. Orders of Pennales. (Rep. ed. A.I. Proshkina-Lavrenko). (1950), 635 p. (In Russ.)

Diatoms of the USSR (fossil and modern). (1974) (Ed. Z.I. Glezer, A.P. Zhuse, I.P. Makarova, A.I. Proshkina-Lavrenko, V.S. Sheshukova-Poretskaya). V. 1. Leningrad, Nauka Publ., 403 p. (In Russ.)

Dynamics of landscape components and internal marine basins of Northern Eurasia over the last 130,000 years (general paleogeography). (2002) (Ed. A.A. Velichko). Moscow, GEOS Publ., 232 p. (In Russ.)

Feurdean A., Perşoiu A., Tanţău I., Stevens T., Magyari E.K., Onac B.P., Marković S., Andrič M., Connor S., Fărcaş S., Gałka M., Gaudeny T., Hoek W., Kolaczek P., Kuneš P., Lamentowicz M., Marinova E., Michczyńska D.J., Perşoiu I., Płóciennik M., Słowiński M., Stancikaite M., Sumegi P., Svensson A., Tămaş T., Timar A., Tonkov S., Toth M., Veski S., Willis K.J., Zernitskaya V. (2014) Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **106**, 206-224.

Filimonova L.V. (1995) Standard spore-pollen diagrams of the Late Glacial and Holocene of middle Karelia. Palynology in Russia. V. 2. Moscow, MGU Publ., 86-103.

Filimonova L.V., Klimanov V.A. (2005) Changes in quantitative indicators of paleoclimate in the middle taiga subzone of Karelia over the last 11,000 years. *Tr. Kar. NTs RAN, vyp. 8.* Petrozavodsk, 112-120. (In Russ.)

Flora of the North-East of the European part of the USSR. (1974) In 4 v. V. I. The family Polypodiaceae – Gramineae. (Ed. A.I. Tolmachev). (Compiled by A.A. Dedov, T.P. Kobeleva, A.N. Lashchenkova et al.). Leningrad, Nauka Publ., 65-221. (In Russ.)

Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R. (2020) Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone. *Appl. Geochem.*, **123**, 104790.

Gladkova A.N., Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D., Zauer V.V., Pokrovskaya I.M., Radzevich N.D., Samoilovich S.R., Sedova M.A., Spel'mak N.K. (1950) Pollen analysis. Moscow, Gosgeolitizdat Publ., 571 p. (In Russ.)

Golubeva Yu.V., Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. (2019) Paleogeography of the Holocene of the valley of the lower reaches of the Kuya river (northwest of the Bol'shezemel'skaya tundra). *Tr. Fersmanovskoi Nauchnoi Sessii GI KNTs RAN*, (16), 92-96. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.019

Head M.J. (2019) Formal subdivision of the Quat. System/Period: Present status and future directions. *Quat. Int.*, **500**, 32-51.

Isakov V.A. (2023) Geological and geomorphological zoning of the river basin. Seids based on the ArcticDEM digital elevation model. *Vestn. Geonauk*, **10**(346), 42-50.

Jankovska V., Andreev A.A., Panova N.K. (2006) Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*, **35**(4), 650-661.

Jones V.J., Leng M.J., Solovieva N., Sloane H.J., Tarasov P. (2004) Holocene climate of the Kola Peninsula, evidence from the oxygen isotope record of diatom silica. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 833-839.

Kaakinen A.P., Eronen M.J. (2000) Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortino, in Pechora lowland, northern Russia. *Holocene*, **10**, 611-620.

Kachinskii N.A. (1958) Mechanical and microaggregate composition of soil, methods of its study. Moscow, AN SSSR Publ., 192 p. (In Russ.)

Kaplina T.N., Lozhkin A.V. (1982) History of the development of vegetation of the Primorsky lowlands of Yakutia in the Holocene. Development of nature on the territory of the USSR in the Late Pleistocene and Holocene. Moscow, Nauka Publ., 207-220. (In Russ.)

Kaufman D.S., Schneider D.P., McKay N.P., Ammann C.M., Bradley R.S., Briffa K.R., Miller G.H., Otto-Bliesner B.L., Overpeck J.T., Vinther B.M. (2009) Recent warming reverses long-term arctic cooling. *Science*, **325**, 1236-1239.

Khotinskii N.A. (1987) Radiocarbon chronology and correlation of natural and anthropogenic boundaries of the Holocene. *New data on the geochronology of the Quat. period*. Moscow, 39-45. (In Russ.)

Klimanov V.A. (1994) Climate of a small climatic optimum in Northern Eurasia. *Dokl. Akad. Nauk*, **335**(2), 232-236. (In Russ.)

Konishchev V.N. (2009) Permafrost response to climate warming. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 5: Geogr.*, (4), 10-20. (In Russ.)

Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. (2021) The riverine past of Lake Seliger. *Water resources*, **48**(5), 635-645.

Krammer K., Lange-Bertalot H. (1986) Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae. *Süßwasserflora von Mitteleuropa (berg. von A. Pascher)*. Stuttgart, 876 p.

Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. (2000) The late glacial and holocene history of vegetation in the Moscow region. *Paleontological J.*, **34**(1), S67-S74.

Kullti S., Oksanen P., Väliranta M. (2004) Holocene tree line, permafrost and climate dynamics in the Nenets Region, East-European Arctic. *Canad. J. Earth Sci.*, **41**, 1141-1158.

Kullti S., Väliranta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kauppila T., Eronen M. (2003) Palaeoeco-

logical evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia. *J. Quat. Sci.*, **18**, 503-520.

Lapteva E.G., Korona O.M. (2022) History of the development of vegetation cover in the northeast of the Yamal Peninsula during the Holocene based on spore-pollen and paleocarpological data from the coastal sediments section of Lake Pechevalavato. *Preceed. of the XV All-Russian Palynological Conference.* Moscow, GEOS Publ., 186-191. (In Russ.)

Lapteva E.G., Trofimova S.S., Korona O.M. (2013) Flora and vegetation of the river. Yuribey of the Yamal Peninsula in the Late Glacial and Holocene. *Dynamics of modern ecosystems in the Holocene*. Kazan', Otechestvo Publ., 226-227. (In Russ.)

Lavrov A.S., Potapenko L.M. (2012) Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Timan Region (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, 191 p. (In Russ.)

Loseva E.I. (1965) Diatoms from boreal deposits of the Penza river basin. *Bull. Commission for the Study of the Quat. Period*, (30), 89-99. (In Russ.)

Loseva E.I., Stenina A.S., Marchenko-Vagapova T.I. (2004) Inventory of fossil and modern diatoms of the European Northeast. Syktyvkar, Geoprint Publ., 160 p. (In Russ.)

Lozhkin A.V., Vazhenina L.N. (1987) Features of the development of vegetation cover of the Kolyma Lowland in the early Holocene. *Quat. period of North-East Asia*. Magadan, SVKNII DVNTs AN SSSR, 135-144. (In Russ.)

Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. (2009) Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **326**, 1256-1260.

Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A. (2017) Lithological and palynological characteristics of the Upper Pleistocene deposits in the Kuya river basin. *Preceed. of the X All-Russian meeting on the study of the Quat. period*. Moscow, GEOS Publ., 251-253. (In Russ.)

Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D. et al. (2004) Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**, 243-225.

Nigamatzyanova G.R., Nigmatullin N.M., Frolova L.A. (2022) Palynocomplexes of lacustrine sediments in the delta of the Pechora River (Nenets State Reserve). *Actual problems of modern palynology*. Proceed. of the XV All-Russian palynological conference. Moscow, MGU Publ., GEOS Publ., 244-248. (In Russ.) https://doi.org/10.54896/9785891188532_2022_52

Nikiforova L.D. (1979) Changes in the natural environment in the Holocene in the north-east of the European part of the USSR. Cand. geogr. sci. diss. Moscow, IG RAN, 154 p. (In Russ.)

Nikiforova L.D. (1982) Dynamics of Holocene landscape zones in the North-East of the European part of the USSR. *Development of the nature territory in the USSR during the late Pleistocene and Holocene.* Moscow, Nauka Publ., 154-162. (In Russ.)

Novenko E.Yu. (2021) Dynamics of landscapes and climate in Central and Eastern Europe during the Holocene – prognosis estimates of changes of the environment. *Geomorphology*, **52**(3), 24-47. (In Russ.)

Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Utkina A., Popov V., Mazei Yu. (2016) Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: A case study from Meshchera Lowlands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **459**, 570-584.

Novenko E.Yu., Mazey N.G., Kupriyanov D.A., Shatunov A.E., Andreev R.A., Makarova E.A., Borodina K.A., Rudenko O.V., Prokushkin A.S., Volkova E.M. (2022) Changes in the vegetation of Prienisei Siberia during the last 4700 years: New paleoecological data from the Igarka region (Krasnoyarsk Krai). *Geomorphology*, **53**(3), 51-60. https://doi.org/10.31857/S0435428122030129

Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. (2010) The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. *Eston. J. Earth Sci.*, **59**(1), 63-79.

Oksanen P. (2005) Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. PhD thesis. Acta Universitatis Ouluensis A446.

Oksanen P., Kuhry P., Alekseeva R.N. (2001) Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *Holocene,·***11**, 25-40.

Panin A.V. (2008) Chronostructure of erosion in the central East European Plain over the last 5000 years. *Dokl. Akad. Nauk*, **423**(2), 251-256. (In Russ.)

Panin A., Matlakhova E. (2015) Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*, **130**, 46-61.

Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Baslerov S.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N., Sheremetskaya E.D. (2001) The main stages of the history of river valleys in the center of the Russian Plain in the late Valdai and Holocene: Results of studies in the middle reaches of the river. Seim. *Geomorphology*, (2), 19-34. (In Russ.)

Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Chernov A.V. (2011) The main stages of the formation of floodplains of lowland rivers in Northern Eurasia. *Geomorphology*, (3), 20-31. (In Russ.)

Panova N.K., Jankovska V., Korona O.M., Zinoviev E.V. (2003) Dynamics of vegetation and ecological conditions in the Polar Urals in the Holocene. *Ecology*, (4), 248-260. (In Russ.)

Pastukhov A.V., Marchenko-Vagapova T.I., Kaverin D.A., Goncharova N.N. (2016) Genesis and evolution of hummocky swamps on the territory of rare island permafrost in the European North-East (basin of the middle course of the Kos'yu River). *Kriosfera Zemli*, **XX**(1), 3-14. (In Russ.)

Paus A., Svendsen J.I., (2003) Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2285-2302.

Physical-geographical zoning of the USSR. Characteristics of regional units. (1968) Moscow, Moscow State University Publ., 575 p. (In Russ.)

Pilyasov A.N., Zamyatina N.Yu., Ryabova L.A., Korandei F.S., Kibenko V.A., Putilova E.S., Poturaeva A.V., Nikitin B.V. (2022) Exploration of the Arctic 2.0: Continuation of the traditions of Soviet research. Moscow, KRASAND Publ., 432 p. (In Russ.)

Proshkina-Lavrenko A.I. (1953) Diatoms – indicators of water salinity. *Diatom collection*. Leningrad, 186-205. (In Russ.)

Rudaya N.A. (2021) Changes in climate, vegetation and phytodiversity of the Altai mountainous country at the end of

MIS2 and the Holocene. Doc. geogr. sci. diss. Moscow, 92 p. (In Russ.)

Rukhin L.B. (1969) Basics of lithology. The doctrine of sedimentary rocks. Leningrad, Nedra Publ., 778 p.

Salonen J.S., Seppä H., Väliranta M., Jones V.J., Self A., Heikkilä M., Kultti S., Yang H. (2011) The Holocene Thermal Maximum and Late-Holocene Cooling in the Tundra of NE European Russia. *Quat. Res.*, **75**(3), 501-511.

Schubert A., Lauterbach S., Leipe C., Brauer A., Tarasov P.E. (2023) Visible or not? Reflection of the 8.2 ka BP event and the Greenlandiane-Northgrippian boundary in a new high-resolution pollen record from the varved sediments of Lake Mondsee, Austria. *Quat. Sci. Rev.*, **308**. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108073

Seppä N., Bjune A.E., Telford R.J., Birks H.J.B., Veski S. (2009) Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate Past*, **5**, 523-535.

Seppä N., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A. (2008) Late-Quat. summer temperatures changes in the North-Eurapean tree-line region. *Quat. Sci. Rev.*, **69**, 404–412.

Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V., Chernov A.V. (2014) Evolution of erosional channel systems on the East European Plain over the last 150 thousand years. *Proceed. of Makkaveev readings – 2013.* Moscow, Geogr. Faculty of Moscow State University, 117-138. (In Russ.)

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2008a) Climatically determined changes in river flow on the plains of Northern Eurasia in the Late Glacial and Holocene. *Vodnye Resursy*, **35**(4), 406-416. (In Russ.)

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2012) Decrease in river flow of the Northern Eurasian plains during the Holocene optimum. *Vodnye Resursy*, **39**(1), 40-53. (In Russ.)

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2008b) Late glacial paleochannels of rivers in Western Siberia. *Izv. RAN. Ser. geogr*., (2), 67-75. (In Russ.)

Simbolokova S.E., Mishchenko R.Ya. (1990) State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000, Pechora series, sheet Q–39–V, VI. Explanatory note. (Ed. I.I. Zytner). Moscow, Nauka Publ., 68 p. (In Russ.)

Solomina O.N. (2010) Climatic causes of mountain glacier fluctuations in the Holocene. *Led i Sneg*, (1), 103-110. (In Russ.)

Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G. (2008) Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global Planet. Change*, **60**, 1-9.

Steig E.J., Mors D.L., Waddington E.D. (2000) Wisconsinan and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica. *Geografiska Annaler*, **82A**, 213-235.

Structure and absolute geochronology of alass deposits in Central Yakutia. (1979) Novosibirsk, Nauka Publ., 95 p. (In Russ.)

Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. (2007) The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev*., **26**, 70-81.

Väliranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P. (2003) Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora delta, East-European Russian arctic. *Quat. Res.*, **59**, 335-344.

Väliranta M., Kaakinen A.P., Kuhry P., Kullti S., Salonen S.J., Seppä H. (2011) Scattered late-glacial and early Holocene tree populations as dispersal nuclei for forest development in north-eastern European Russia. *J. Biogeogr.*, **38**(5), 922-932.

van der Plicht J., van Geel B., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Speranza A.O.M., Muscheler R., Bjorck S., Björck S., Blaauw M. (2004) The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. *J. Quat. Sci.*, **19**(3), 263-269. https://doi.org/10.1002/jqs.835

Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. (2008) Convex heaving mounds of permafrost peat massifs. Moscow, MGU Publ., 571 p. (In Russ.)

Veinbergs I.G., Stelle V.Ya., Savvaitov A.I., Yakubovskaya I.Ya. (1995) Late Quat. history of Pechora Sea coast: Proceedings of the conference. Moscow, MGU Publ., 106-112. (In Russ.)

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene. *Quat. Int*., **41/42**, 71-96.

Velichko A.A., Klimanov V.A., Borzenkova I.I. (1992) Climates between 6,000 and 5,500 yr B.P. (Expl. notes, maps 65, 69, 73, 77). *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene.* (Eds B. Frenzel, M. Pesci, A.A. Velichko). Budapest–Frankfurt, 137-139.

Vikulova M.F. (1957) Methodical guide for the petrographic and mineralogical study of clays. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 7-90. (In Russ.)

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Bjorck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. (2019) Subdividing the Holocene Series / Epoch: Formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *J. Quat. Sci.*, **34**, 173-186.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al. (2009) Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *J. Quat. Sci.*, **24**(1), 3-17.

Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev*., **27**, 1791-1828.

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. (2007) Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: A review. *Quat. Sci. Rev*., **26**, 1871-1883.

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Golubeva Yu.V., Chernov A.V. (2014) Sedimentation settings and geochronology of the transition from the Late Pleistocene to the Holocene in the valley of the river. Vychegda. *Dokl. Akad Nauk. Ser. Geol.*, **455**(1), 52-57. (In Russ.)

УДК 551.793:552.122 DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1014-1028

Новые данные о четвертичных отложениях Печоро-Вычегодско-Камского водораздела

Л. Н. Андреичева, В. А. Исаков, Т. И. Марченко-Вагапова

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: andreicheva@geo.komisc.ru; isakovvlad94@gmail.com; timarchenko@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 20.12.2023 г., принята к печати 12.03.2024 г.

Объект исследования. Четвертичные отложения в шести скважинах, две из которых находятся в верховье р. Нем, а четыре – в верхних течениях рек Сев. и Юж. Мылва (Усть-Куломский район Республики Коми). *Цель работы.* Генетическое расчленение четвертичных отложений в районе исследований и установление местоположения питающих провинций на основе литологического изучения осадков – выявления их структурных особенностей и минерального состава. *Методы*. Отложения изучены гранулометрическим и минералогическим методами, а в образцах из скв. 20841 (N 62.00873, E 55.24246) выделены споры и пыльца, исследованы палинологические спектры. *Результаты.* На основе структурных характеристик четвертичных отложений в разрезах проведено их генетическое расчленение. В минеральном составе тяжелой фракции осадков обнаружены повышенные содержания ильменита (до 45%) и эпидота (до 38%) – характерных минералов Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции, включающей Новую Землю, Пай-Хой и Полярный, и Приполярный Урал. В результате изучения палинологии аллювиальных и озерных отложений в скв. 20841 выделены три спорово-пыльцевых комплекса. *Выводы*. Разрезы изученных скважин слагают аллювиальные, озерные (лимний) и ледниковые (морены и флювиогляциальные образования) отложения. Минеральный состав тяжелой фракции отложений свидетельствует об участии в их формировании уральских магматических и метаморфических пород, а поступление минералов со стороны Камы, где широко развиты отложения плиоцена, представляется весьма сомнительным. Два палинологических комплекса формировались, вероятно, в среднем неоплейстоцене в родионовское (шкловское) межледниковье, а третий, характеризующий достаточно суровые климатические условия, – в начальную фазу бызовского (ленинградского) мегаинтерстадиала позднего неоплейстоцена.

Ключевые слова: *гранулометрический состав, минеральный состав, аллювий, лимний, морена, флювиогляциальные отложения, палинология*

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы НИР "Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления" ГР № 122040600008-5. Изучение минерального состава проводилось в ЦКП "Наука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН

New data on Quaternary deposits of the Pechora-Vychegda-Kama watershed

Lyudmila N. Andreicheva, Vladislav A. Isakov, Tatyana I. Marchenko-Vagapova

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mails: andreicheva@geo.komisc.ru; isakovvlad94@gmail.com; timarchenko@geo.komisc.ru

Received 20.12.2023, accepted 12.03.2024

Research subject. Quaternary deposits in six wells. Two wells (No. 20830 and 20831) are located on the upper Pechora, and four wells (No. 20837, 20839, 20840 and 20841) are located in the upper reaches of the Vychegda River. *Aim.* Identification of the geological structure of Quaternary deposits in the research area and carrying out their facies-genetic division. *Methods.* The sediments were studied by granulometric and mineralogical methods, and in samples from well No. 20841, spores and pollen were isolated and palynological spectra were studied. *Results.* The facies-genetic division of Quaternary deposits was carried out based on changes in the structural features in the sections. The mineral composition of the heavy fraction of sediments is characterized by increased contents of ilmenite (up to 45%) and epidote (up to 38%), which are characteristic minerals of the North-Eastern terrigenous-mineralogical province, including Novaya Zemlya, Pai-Khoi and the Polar and Subpolar Urals. As a result of the palynological study of alluvial and lacustrine sediments in the well No. 20841 three spore-pollen complexes were identified. *Conclusions.* Alluvial, lacustrine (limny) and glacial deposits

Для цитирования: Андреичева Л.Н., Исаков В.А., Марченко-Вагапова Т.И. (2024) Новые данные о четвертичных отложениях Печоро-Вычегодско-Камского водораздела. *Литосфера*, **24**(6), 1014-1028. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1014-1028

For citation: Andreicheva L.N., Isakov V.A., Marchenko-Vagapova T.I. (2024) New data on Quaternary deposits of the Pechora-Vychegda-Kama watershed. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1014-1028. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1014-1028

(moraines and fluvioglacial sediments) were identified in the well sections. The mineral composition of the heavy fraction indicates the participation of Ural igneous and metamorphic rocks in their formation, and the supply of minerals from the Kama, where Pliocene deposits are widely developed, seems very doubtful. Two palynological complexes were formed in the Middle Neopleistocene during the Rodionovian (Shklovian) interglacial, probably, and the third, characterizing rather harsh climatic conditions, in the initial phase of the Byzovian (Leningrad) megainterstadial of the Late Neopleistocene.

Keywords: *granulometric composition, mineral composition, palynology, alluvium, limnium, moraine, fluvioglacial deposits*

Funding information

This study has been carried out following the plans of the research of the Institute of Geology "Evolution of biota and its habitat as the basis for the division and geological correlation of the sedimentary cover of the Pechora plate and its folded frame" GR No. 122040600008-5. Analitical mineralogical data were derived at the Center for Collective Use "Geo Science" of the Institute of Geology of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

Acknowledgements

The authors are indebted to Deputy Director of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Head of the Department of Paleogeography of the Quaternary Period Andrey V. Panin for providing the well cores for this study.

ВВЕДЕНИЕ

На территории исследований (рис. 1) четвертичные отложения перекрывают породы верхней перми, залегающие преимущественно ниже уреза воды в реках. На участках, где пермские породы выходят на поверхность и слагают берега, реки имеют быстрое течение и русла их изобилуют порогами. Там, где размываются только отложения квартера, долины их становятся широкими, с хорошо выраженным комплексом аккумулятивных террас.

Изменение характера долины реки отчетливо выражено на участке, где р. Инат – правый приток Сев. Мылвы – пересекает полосу развития верхнепермских пород, представленных красными глинами с прослоями тонкозернистых глинистых песчаников и с конкрециями мергелистых известняков. Длина Сев. Мылвы – левого притока р. Печоры –

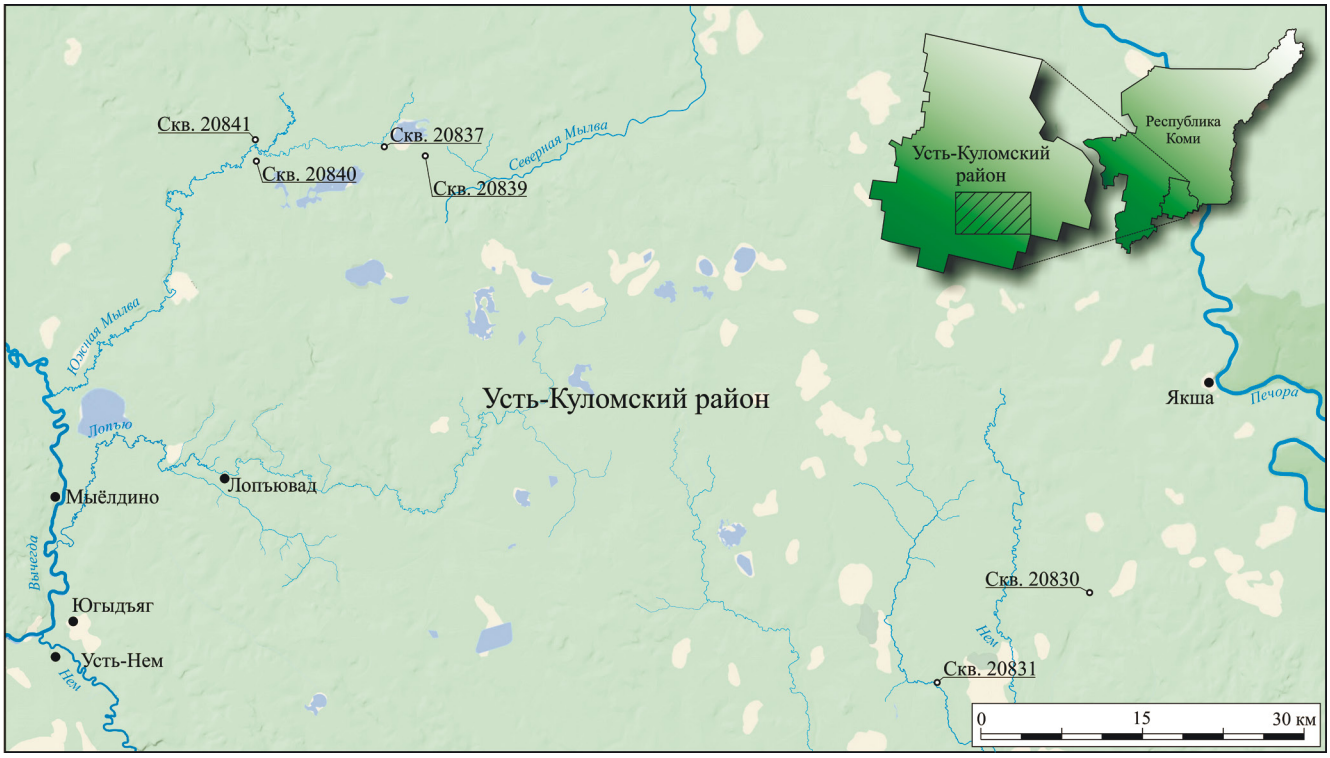

Рис. 1. Местоположение изученных скважин.

Fig. 1. Location of the studied wells.

составляет 210 км, почти на всем протяжении рекой подмывается песчаная боровая терраса высотой до 9 м. Лишь на одном участке река вскрывает берег, сложенный ледниковыми отложениями. Северная Мылва с низкими пойменными берегами и извилистым руслом (Производительные…, 1953) занимала, вероятно, ложбину какого-то позднеледникового "прапотока" со стоком в Каму, которая, в свою очередь, была унаследована современными бассейнами верховий рек Печоры и Вычегды. В настоящее время водораздел между реками сглажен и практически не выражен в рельефе. В рыхлых песках древнего "прапотока" рекой разработана широкая долина, в которой при слиянии с долиной Печоры сформировалось крупное озеровидное расширение. Весь бассейн Сев. Мылвы занимает территорию с абсолютными отметками 95–140 м, и лишь в верховье реки водораздел превышает 150 м.

Абсолютная высота плато, с которого берет начало р. Юж. Мылва (приток р. Вычегды), составляет 196 м. В районе устья р. Нем, где выступают горизонтально залегающие пермские отложения, долина Вычегды занимает более низкое гипсометрическое положение.

Для территории исследований характерен конечно-моренный ландшафт с многочисленными озерами и торфяниками, на что указывал еще В.В. Ламакин (1948). Геоморфологической особенностью зоны дегляциации на Печоро-Вычегодско-Камском водоразделе является наличие мощной толщи флювио- и лимногляциальных образований, сформированных, вероятно, во время деградации средненеоплейстоценового вычегодского (московского) ледникового покрова. Но эти отложения могли образоваться и в позднем неоплейстоцене, при стационарном положении валдайского покровного ледника, значительно севернее, в пределах Большеземельской тундры, когда в процессе развития оледенения формировались огромные приледниковые бассейны. Сток воды из них осуществлялся в южном направлении в бассейны рек Камы и Волги по древним долинам, которые, прорвав долинные водоразделы, превратились в мощные "прапотоки". Такая сквозная долина, представляющая собой волок, соединяет верховья рек Сев. и Юж. Мылва. В озеровидных расширениях древней речной сети широкое развитие имеют весьма своеобразные песчаные и супесчаные ленточноподобные осадки с редкими прослоями глин, слагающие днища озерных впадин и перекрытые в настоящее время более молодым аллювием. Отсутствие в разрезе типичных ленточных глин И.И. Краснов еще в 1944 г. объяснял неподходящими условиями для их накопления, поскольку обширные приледниковые озера Печоро-Вычегодско-Камского водораздела были проточными и соединялись между собой системой долин, по которым шел сток в бассейн Камы (Краснов, 1944).

Статья посвящена изучению гранулометрического и минерального состава отложений квартера в скважинах Печоро-Вычегдско-Камского водораздела, представленных аллювием, лимнием, мореной и флювиогляциальными осадками. Цель наших исследований состояла в выявлении структурных особенностей и минерального состава отложений для оценки возможности использования гранулометрических и минералогических данных при генетическом и стратиграфическом расчленении осадочных толщ и их корреляции. Решение этой задачи представляется актуальным, поскольку картирование четвертичных отложений, как известно, проводится по результатам выяснения их генетической и возрастной принадлежности, а также особенностей площадного распространения. Кроме того, одной из задач настоящей работы являлось выяснение местоположения геологических объектов, за счет обломочного материала которых формировались отложения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В целях установления характера перестройки долин рек Печоры и Вычегды и связи их с бассейном р. Камы в верховьях притоков Печоры и Вычегды были пробурены скважины. Изучение четвертичных отложений проведено в шести скважинах, две из которых – скв. 20830 и 20831 – расположены в верхнем течении р. Нем, а четыре – скв. 20837, 20839, 20840 и 20841 – пробурены в верховьях рек Сев. и Юж. Мылва. Для генетического и стратиграфического расчленения четвертичной толщи отложения, вскрытые скважинами, проанализированы гранулометрическим и минералогическим методами, и лишь в образцах из одной скважины (20841) удалось выделить и изучить палинологические спектры. Образцы из скважин отбирались через 0.5 м.

Гранулометрический анализ 150 образцов проведен в целях получения структурной характеристики отложений: размеров слагающих частиц ($d_{ср}$) и степени их сортировки (S_c) – важного, а при изучении скважинного материала – основного показателя установления их генетической принадлежности. Анализ выполнялся по методике Н.А. Качинского (1958) с применением ситового и пипеточного методов. Суммарная карбонатность определялась при предварительной обработке образцов пород раствором 10%-й соляной кислоты. Разделение материала на фракции песчано-гравийной размерности (>1, 1.0–0.5, 0.5–0.25 и 0.25–0.1 мм) проводилось методом мокрого ситования, а глинисто-алевритовая фракция размером менее 0.1 мм исследовалась пипеточным методом. Результаты гранулометрического анализа интерпретировались с помощью гистограмм и кумулятивных кривых, определены средние диаметры зерен $d_{ср}$ и коэффициен-

ты сортировки S_c. Использовался способ выражения сортированности отложений через нормированную энтропию, обусловленную только массой фракций и не зависящую от размера зерен. По мнению В.И. Белкина и И.В. Рязанова (1972), предпочтительнее использовать именно нормированную энтропию. Коэффициент сортировки при этом меняется от нуля до единицы, увеличиваясь в направлении улучшения сортированности отложений: при наихудшей сортировке $S_c = 0$, для однофракционных отложений $S_c = 1$.

В целях определения местоположения питающей провинции при осадконакоплении проводилось изучение минерального состава тяжелой фракции. В процессе предварительной подготовки проб для проведения минералогического анализа из 200-граммовой навески отмывалась фракция менее 0.01 мм. Оставшаяся часть пробы подразделялась на гранулометрические фракции, которые далее подвергались бромоформированию, магнитной сепарации, взвешивались и затем изучались под бинокуляром и в иммерсионных препаратах. При необходимости уточнения диагностики минералы исследовались фотометодом (Герасимов и др., 1975) и на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL (модель JSM-6400) в ЦКП “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Процентное содержание тяжелых минералов определялось в мелкопесчаной фракции (0.25–0.1 мм), достаточно представительной по весу и набору тяжелых минералов и доступной для изучения. К тому же эта фракция наиболее полно отражает состав питающих провинций, как местных и транзитных, так и удаленных (Андреичева, 1992, 2002). В составе тяжелой фракции выделяются 25–30 минералов. При рассмотрении особенностей минерального состава в целях корреляции отложений акцент делался на содержание доминирующих в тяжелой фракции минералов: ильменита, эпидота, амфиболов и гранатов, в отдельных случаях отмечались повышенные концентрации титановых (рутил, титанит, лейкоксен) и метаморфических (ставролит, силлиманит, кианит) минералов. Состав тяжелых минералов изучен в 58 образцах.

Для определения стратиграфической принадлежности отложений и климатических условий осадконакопления проводился спорово-пыльцевой анализ (СПА). Лабораторная подготовка проб для палинологического анализа осуществлялась по общепринятым методикам: сепарационной В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948), щелочной Ленарта фон Поста (Пыльцевой анализ, 1950) и ацетолизной Г. Эрдтмана (Erdtman, 1992). Палиноморфы изучались под микроскопом “Motic BA 300” при увеличениях 400 и 600, в каждом образце определялось не менее 300 зерен пыльцы и спор. Палинологические диаграммы строились с помощью программы “TILIA”. Интерпретация и расчет результатов СПА проводились групповым способом. Споры и пыльца в спектрах объединялись в группы (пыльца деревьев и кустарников, пыльца трав, споры), далее определялось процентное содержание видов спор и пыльцевых зерен от отмеченных форм. Палинологическим методом изучены 72 образца, но споры и пыльца обнаружены лишь в 10 образцах в скв. 20841.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гранулометрический состав

Скв. 20830 (N 61.65280, E 56.64980) глубиной 24 м вскрывает различные по структуре и степени сортированности отложения гравийно-песчаного либо песчано-гравийного состава с галькой и дресвой, которые по результатам гранулометрического анализа подразделены на пачки, слагающие генетически разные толщи.

В основании разреза скважины на глубине 24–21.5 м вскрыты несортированные отложения (пачка 1). Нижние 0.5 м (глубина 24.0–23.5 м) сложены мореной, представленной суглинком тяжелым, очень плотным с $S_c = 0.03$ и $d_{ср} = 0.078$ мм, насыщенным обломками пород различной размерности, на которой лежит перлювий – мелкий галечник в песчано-гравийном заполнителе с $S_c = 0.04$ и $d_{ср} = 1.556$ мм. Пачка 1 перекрыта песком мелко- и среднезернистым с гравием мощностью 1.5 м, возможно, флювиогляциального генезиса (пачка 2). Морена и флювиогляциальные отложения, слагающие пачки 1 и 2, могут быть объединены в ледниковый комплекс – толщу I. Выше вскрыта 1.5-метровая пачка 3 хорошо сортированного ($S_c = 0.61$) мелко- и среднезернистого песка ($d_{ср} = 0.239$ мм) с редкими включениями растительного детрита (р.д.), на основании чего можно предположить озерный генезис этой пачки, соответствующей толще II. На этом песке на глубине 18–16.5 м залегает практически несортированный крупно- и среднезернистый песок с гравием и галькой ($S_c = 0.10$ и $d_{ср} = 1.482$ мм) – пачка 4. Выше лежит мощная толща песчаных осадков практически однородной структуры, условно подразделенная на три пачки (5–7), в которых по результатам гранулометрического анализа меняются соотношения песка. Пачка 5 вскрыта на глубине 16–15 м и представлена мелко- и среднезернистым хорошо сортированным ($S_c = 0.63$) песком со средним диаметром зерен $d_{ср} = 0.296$ мм, где фракция 0.5–0.25 мм доминируют, составляя в среднем 74.3%. Пачка 6, сложенная мелко- и среднезернистым песком, выделена в интервале глубин 15–8 м по присутствию в структуре осадка гравийной (>1 мм) и крупнопесчаной (1.0–0.5 мм) фракций, практически не содержащихся в составе подстилающих и перекрывающих песков. Отложения

хорошо сортированы: S_c = 0.59, средний диаметр зерен $d_{ср}$ = 0.267 мм. Пачка 7, слагающая интервал с глубины 8 м до устья скважины, представлена более тонкими, чем ниже по разрезу, средне- и мелкозернистыми песками с $d_{ср}$ = 0.179 мм и S_c = 0.53. Полученные данные изучения структуры отложений показали отчетливое уменьшение среднего диаметра зерен и степени его сортировки вверх по разрезу, что свидетельствует, скорее всего, об аллювиальном генезисе осадков (Рейнек, Сингх, 1981). Пески, слагающие пачки 4–7, на основе результатов гранулометрического состава объединены в аллювиальную толщу III, в которой выделены две основные фации – пристрежневой аллювий и отложения прирусловой отмели (Лаврушин, 1961). Выделенные по структурным особенностям семь пачек отложений в разрезе скв. 20830 объединены в три толщи: ледниковую, озерную (лимническую) и флювиальную (русловых водных потоков).

Скв. 20831 (N 61.58263, E 56.39408) глубиной всего 6.6 м заложена на дне долины, наследуемой р. Молог. Разрез имеет трехчленное строение. По гранулометрическим данным первая пачка выделена в интервале глубин 6.6–5.5 м, вторая – 5.5–4.0 м, третья – с глубины 4 м до устья скважины. Пачка 1 сложена мореной, представленной песчано-алевритовыми несортированными отложениями (S_c = 0.04–0.08) с существенным содержанием гравия и щебня. Соотношение гравийной, песчаной, алевритовой и глинистой фракций определяется следующими средними показателями: 36.4:29.8:30.9:2.9 ($d_{ср}$ = 0.558 мм). Пачка 2 представлена песком мелко- и среднезернистым с повышенным содержанием фракции >1 мм – 19.9%. Песчаная фракция доминирует, составляя 72.2%, алевритовая и глинистая фракции содержатся в подчиненном количестве – 4.7 и 3.3% соответственно ($d_{ср}$ = 0.288 мм и S_c = 0.37). Генезис осадков, слагающих эту пачку, скорее всего, флювиогляциальный, на что может косвенно указывать их повышенная карбонатность (5.20%) по сравнению с аллювием (1.79%), вероятно связанная с различными динамическими условиями при формировании отложений в водно-ледниковой и речной обстановках. Пачки 1 и 2 логично объединить в толщу I отложений ледникового генезиса. В пачке 3, соответствующей толще II, вскрывается мелко- и среднезернистый хорошо сортированный аллювиальный песок с соотношением средних содержаний гравийной, песчаной, алевритовой и пелитовой фракций, составляющим соответственно 1.1:95.2:2.3:1.5 (в %). Коэффициент сортированности (S_c) составляет 0.61, снижаясь вверх по толще от 0.68 до 0.58. Средний диаметр зерен $d_{ср}$ равен 0.261 м, в этом же направлении он уменьшается от 0.287 до 0.222 мм. Результатом расчленения отложений в скв. 20831 явилось выделение двух генетических толщ – ледниковой и русловых водных потоков (аллювиальной).

Таким образом, в основании разреза мощностью до 24 м, вскрытого скважинами 20830 и 20831 в верховье р. Нем, залегают отложения ледникового комплекса видимой мощностью до 4 м: морена и перекрывающие ее флювиогляциальные образования. Выше лежит 1.5-метровая пачка лимния, перекрытого мощным (до 18 м) аллювием.

Как отмечалось, четвертичные отложения изучены еще в четырех скважинах (20837, 20839, 20840 и 20841), пробуренных в верховьях рек Сев. и Юж. Мылва, их глубины составляют от 16.5 до 27.5 м.

Скв. 20837 (N 62.00993, E 55.45762) глубиной 16.5 м находится в ложбине, соединяющей Сев. и Юж. Мылву, по которой протекает р. Уктол. По результатам гранулометрического анализа отложений и их генетического расчленения в скважине выделены семь пачек осадков, слагающих две генетически разные толщи. В основании разреза на глубине 16.5–11.0 м лежат ледниковые образования – толща I. Нижняя часть ледниковой толщи мощностью 4.5 м представлена мореной (пачка 1) – очень слабосортированной валунной супесью (S_c = 0.10–0.15), которая перекрыта метровой пачкой, скорее всего, флювиогляциальных средне- и мелкозернистых песков с содержанием гравия до 13.4% и S_c = 0.33 (пачка 2). На ледниковых отложениях залегает 11-метровая толща II средне- и мелкозернистых и алевритовых песков предположительно аллювиального генезиса, в которой выделены пять пачек. Хорошо сортированные пески (S_c = 0.45–0.69) – пачки 3, 5 и 7 – переслаиваются со слабосортированными (S_c = 0.23–0.37) алевритовыми песками, слагающими пачки 4- и 6-метровой мощности. Песок из пачки 4 на глубине 10–9 м содержит 18% гравийной фракции (>1 мм), тогда как в составе песка из пачки 6 (глубина 6.5–5.5 м) этой фракции нет.

Скв. 20839 (N 62.00303, E 55.52893) на всю глубину до 16.5 м сложена песками с прослоями алевритов и глин. По результатам гранулометрического анализа в разрезе выделяются четыре пачки отложений, объединенные в две толщи разного генезиса. Нижняя пачка 1 (интервал глубин 16.5–11.5 м) сложена довольно хорошо сортированными (S_c = = 0.44) средне- и мелкозернистыми алевритистыми песками и алевритовой глиной с редкими включениями р.д. Для глины характерна высокая суммарная карбонатность – 6.48%, что может быть связано как с расположением озера в холодной климатической зоне, где растворимость карбонатных обломков понижена, так и с малой глубиной озера. Пачка 1, соответствующая толще I, имеет, скорее всего, озерный генезис. Лежащие выше песчаные отложения мощностью 8.5 м, имеющие трехчленное строение (пачки 2–4), объединены в толщу II. Пачка 2 мощностью 3 м представлена хорошо сортированным (S_c = 0.53) мелкозернистым

песком, на котором залегает несколько хуже сортированный (S_c = 0.41) мелкозернистый глинисто-алевритовый песок мощностью 3 м (пачка 3). Еще выше, в интервале глубин 5.5–3.0 м, вскрыта пачка глинисто-песчаного алеврита, степень сортировки которого еще ниже – 0.31 (пачка 4). Относительно генетической приуроченности толщи II можно предположить, что это аллювий, поскольку здесь вверх по слою также снижается сортированность песка S_c – от 0.53 до 0.31 – и средний диаметр зерен $d_{ср}$ – от 0.102 до 0.053 мм. При полевом описании скв. 20839 отмечено, что верхние 3 м сложены мелко- и среднезернистым песком с гравием и мелкой галькой, переходящим кверху в суглинок с примесью тонкозернистого песка. Но из этой части разреза образцы не отбирались и не анализировались, поэтому генетическая приуроченность их остается неясной.

Скв. 20840 (N 61.99992, E 55.24525) глубиной 21 м вскрыла разрез переслаивающихся песков и алевритов. По результатам гранулометрического анализа в разрезе выделены четыре толщи отложений разной мощности и генетической принадлежности. В основании разреза скважины на глубине 21–19 м залегают озерные глинистые алевриты со средней степенью сортированности материала – S_c = 0.34 (толща I). Озерные алевриты перекрыты хорошо сортированным песком алевритовым (S_c = 0.50), представляющим собой аллювий (толща II) мощностью 4.5 м (19.0–14.5 м), до глубины 15 м сложенный русловой фацией (пачка 2), а выше – 0.5-метровой пачкой (3) пойменных глинистых алевритов. Над аллювием на глубине 14.5–13.5 м вскрыт песок алевритистый с гравием (S_c = 0.34, d_c = 0.149) – пачка 4. Выше залегает суглинок буровато-серый слабосортированный (S_c = 0.18) мощностью 8 м с включениями обломков пород размером до 5 см. Вероятно, суглинок имеет ледниковый генезис, и он выделен в моренную пачку 5, а перекрывающий его слабосортированный (S_c = 0.22) разнозернистый песок с гравием и галькой – в пачку 6. С учетом залегания морены между пачками 4 и 6 можно предположить их флювиогляциальное происхождение. Формирование пачки 4 происходило, вероятно, на стадии наступания ледника, а пачки 6 – в регрессивную фазу оледенения. Отложения пачек 4 и 5 объединены нами в комплекс ледниковых отложений – толщу III, а флювиогляциальные отложения пачки 6 соответствуют толще IV. Верхняя часть разреза мощностью 2.5 м сложена аллювием, представленным хорошо сортированным (S_c = 0.58) мелко- и среднезернистым песком (толща V).

В **скв. 20841** (N 62.00873, E 55.24246) – самой глубокой из изученных скважин (27.5 м), расположенной на пойме р. Юж. Мылва, в пределах абс. отметок 130.0–102.5 м вскрыт разрез переслаивающихся песков и алевритов. Гранулометрические данные позволили выделить здесь три толщи осадков различной мощности, структуры и степени сортированности. Нижние 12 м разреза в интервале глубин 27.5–15.5 м (толща I) сложены хорошо сортированными песками (пачки 1, 3, 5), коэффициент сортировки которых составляет 0.44–0.57, и двумя метровыми пачками (2 и 4) довольно слабосортированных алевритов (S_c = 0.24–0.28). Представляется, что выделенные и объединенные в толщу I пять пачек песков и алевритов формировались в аллювиальной обстановке. На глубине 15.5–9 м (пачка 6) залегает слабосортированный песок (S_c = 0.29) со значительным содержанием гравия, гальки и щебня, в среднем составляющим 24.8%, а в отдельных пробах количество фракции более 1 мм возрастает до 33.6–41.5%. По причине отсутствия текстурных характеристик осадков, слагающих эту пачку, которая в разрезе соответствует толще II, установление их генезиса проблематично, но не исключается образование этих отложений во флювиогляциальных условиях. Выше 9 м вскрыта 7-я пачка осадков мощностью 5 м (толща III), представленная алевритами с высоким (37.1%) содержанием песка и со слабой степенью сортировки материала (S_c = 0.24). Пачка, скорее всего, имеет озерный генезис. В верхних 4 м разреза пробы не отбирались, поэтому генетическая приуроченность их не установлена.

Общая мощность разреза, вскрытого скважинами в верховьях рек Сев. и Юж. Мылва, составляет 42.5 м. В нижних 12 м разреза в скв. 20841 (абс. отметки 102.5–114.5 м) аллювиальные отложения перекрыты флювиогляциальными осадками мощностью 6.5 м, на которых лежит 6-метровая толща лимния. Тот же лимний слагает основание разреза в скв. 20840 на абсолютных отметках 121–119 м. Выше залегает аллювий мощностью 4.5 м, перекрытый 11-метровой толщей гляциальных образований: мореной и флювиогляциальными отложениями, выше лежит аллювий (2.5 м). В разрезе скв. 20839 выделена 5-метровая толща озерных осадков и перекрывающий их аллювий мощностью 8.5 м. В скв. 29837 вскрыты отложения различного генезиса: основание разреза слагает морена (4.5 м), перекрытая метровой пачкой флювиогляциальных отложений, на которых лежит 11-метровая толща аллювия.

На графике соотношения коэффициентов сортировки S_c и средних диаметров зерен $d_{ср}$ отложений в скв. 20830–20841 (рис. 2) достаточно хорошо видно, что отложения различных генетических типов располагаются в разных областях, но иногда частично перекрывают друг друга. Морена имеет низкий коэффициент сортировки (от 0.03 до 0.15). Флювиогляциальные отложения занимают более обширную область за счет вариаций в широких пределах коэффициента сортированности – S_c от 0.07 до 0.53 – и среднего диаметра – $d_{ср}$ от 0.049

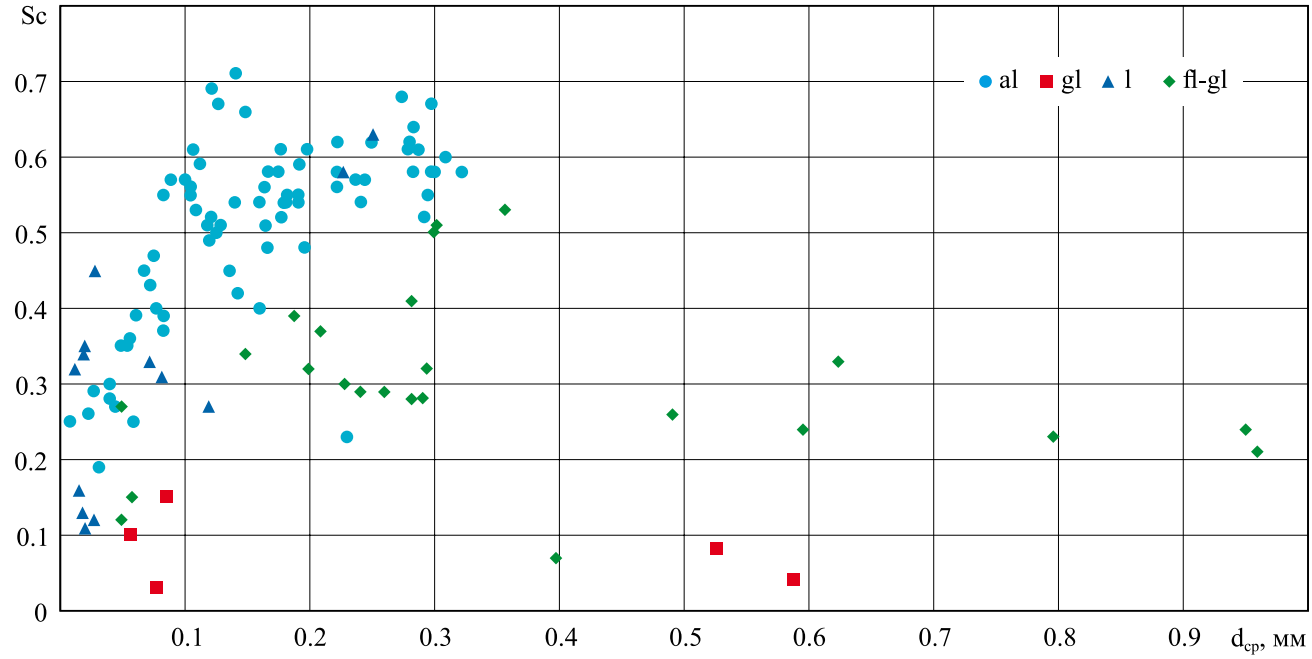

Рис. 2. Соотношение коэффициентов сортировки S_c и средних диаметров зерен $d_{ср}$ отложений в скв. 20830–20841.

Отложения: al – аллювиальные, gl – ледниковые, l – лимний, fl-gl – флювиогляциальные.

Fig. 2. Sorting coefficient S_c and average grain diameter d_{av} ratio of sediments in wells No. 20830–20841.

Sediments: al – alluvial, gl – glacial, l – lacustrine, fl-gl – fluvioglacial.

до 0.96 мм. Для аллювиальных осадков также характерна различная степень сортированности материала, но существенно более высокая, чем у других типов отложений – S_c = 0.19–0.71, и более крупный средний диаметр зерен – до 0.322 мм. Лимний имеет среднюю степень сортированности материала (S_c = 0.11–0.45) и преимущественно более тонкий средний диаметр (0.012–0.082 мм) по сравнению с аллювиальными отложениями. Исключение составляют несколько образцов, лучше сортированных (S_c = 0.72–0.63) и более крупнозернистых ($d_{ср}$ = 0.119–0251 мм), сформированных, скорее всего, в прибрежной части озера.

В итоге на основе полученных структурных особенностей отложений в изученных скважинах проведено их генетическое расчленение (рис. 3). К сожалению, это расчленение выполнено без учета текстурных особенностей осадков, которые невозможно выявить при изучении скважинного материала, поэтому является в значительной степени гипотетическим.

Палинологический состав

Отложения скв. 20841 изучены спорово-пыльцевым методом. По результатам анализа выделены три палинологических комплекса (рис. 4).

I комплекс характеризует глинисто-песчаные аллювиальные отложения с глубины 23.5–22.5 м. В общем составе спектра преобладает пыльца древесных пород (до 60.8%) при значительном участии трав (до 57%). Среди пыльцы древесных растений доминирует таковая хвойных растений: участие пыльцы *Picea* sp. достигает 31.7%, *Pinus sylvestris* – до 17%, в единичных случаях встречена *Abies* sp. Пыльца рода *Betula* sp. отмечена в значительно меньшем количестве: *Betula* sect. *Albae* (до 6.7%), *Betula* sect. *Fruticosae* (до 3.5%), *Betula nana, Alnus* sp. (единичны). Встречены единичные экземпляры пыльцы широколиственных пород – *Ulmus* sp., *Quercus* sp.

Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца маревых Chenopodiaceae (29.5%), встречаются злаки Poaceae, осоки Cyperaceae, полыни *Artemisia* sp., Ericaceae/Vacciniaceae. Состав мезофильного разнотравья представлен видами семейств Polygonaceae, Rosaceae, Onagraceae, Caryophyllaceae, Apiaceae, Asteraceae, Polemoniaceae, Cichoriaceae, Valerianaceae, Brassicaceae и др. Среди немногочисленных споровых растений доминируют папоротники из семейства Polypodiaceae (почти 9.6%) и *Sphagnum* sp. (5.5%). Остальные: плауны *Lycopodium* sp., *L. clavatum*, *L. selago*, а также виды *Osmunda* sp., *Selaginella*

№ скв.	№ пачки; глубина, м	№ толщи; глубина, м	Генетический тип
20830	1 – 24.0–21.5	I – 24–20	Морена
	2 – 21.5–20.0		Флювиогляциальный
	3 – 20.0–18.5	II – 20–16	Озерный
	4 –18.5–16.0 5 – 16–15 6 – 15–8 7 – 8–0	III – 16–0	Аллювиальный
20831	1 – 6.5–5.5	I – 6.6–4.0	Морена
	2 – 5.5–4.0		Флювиогляциальный
	3 – 4–0	II – 4–0	Аллювиальный
20837	1 – 16.5–12.0	I – 16.5–11.0	Морена
	2 – 12–11		Флювиогляциальный
	3 – 11–10 4 – 10–9 5 – 9.0–6.5 6 – 6.5–5.5 7 – 5.5–0	II – 11–0	Аллювиальный
20839	1 – 16.5–11.5	I – 16.5–11.5	Озерный
	2 – 11.5–8.5 3 – 8.5–5.5 4 – 5.5–3.0	II – 11.5–3.0	Аллювиальный
20840	1 – 21–19	I – 21–19	Озерный
	2 –19–15 3 –15.0–14.5	II –19.0–14.5	Аллювиальный
	4 –14.5–13.5	III –14.5–5.5	Флювиогляциальный
	5 –13.5–5.5		Морена
	6 –5.5–2.5	IV – 5.5–2.5	Флювиогляциальный
	7 – 2.5–0	V – 2.5–0	Аллювиальный
20841	1 – 27.5–23.5 2 – 23.5–22.5 3 – 22.5–19.5 4 – 19.5–18.5 5 – 18.5–15.5	I – 27.5–15.5	Аллювиальный
	6 – 15.5–9.0	II – 15.5–9.0	Флювиогляциальный
	7 – 9–4	III – 9–4	Озерный

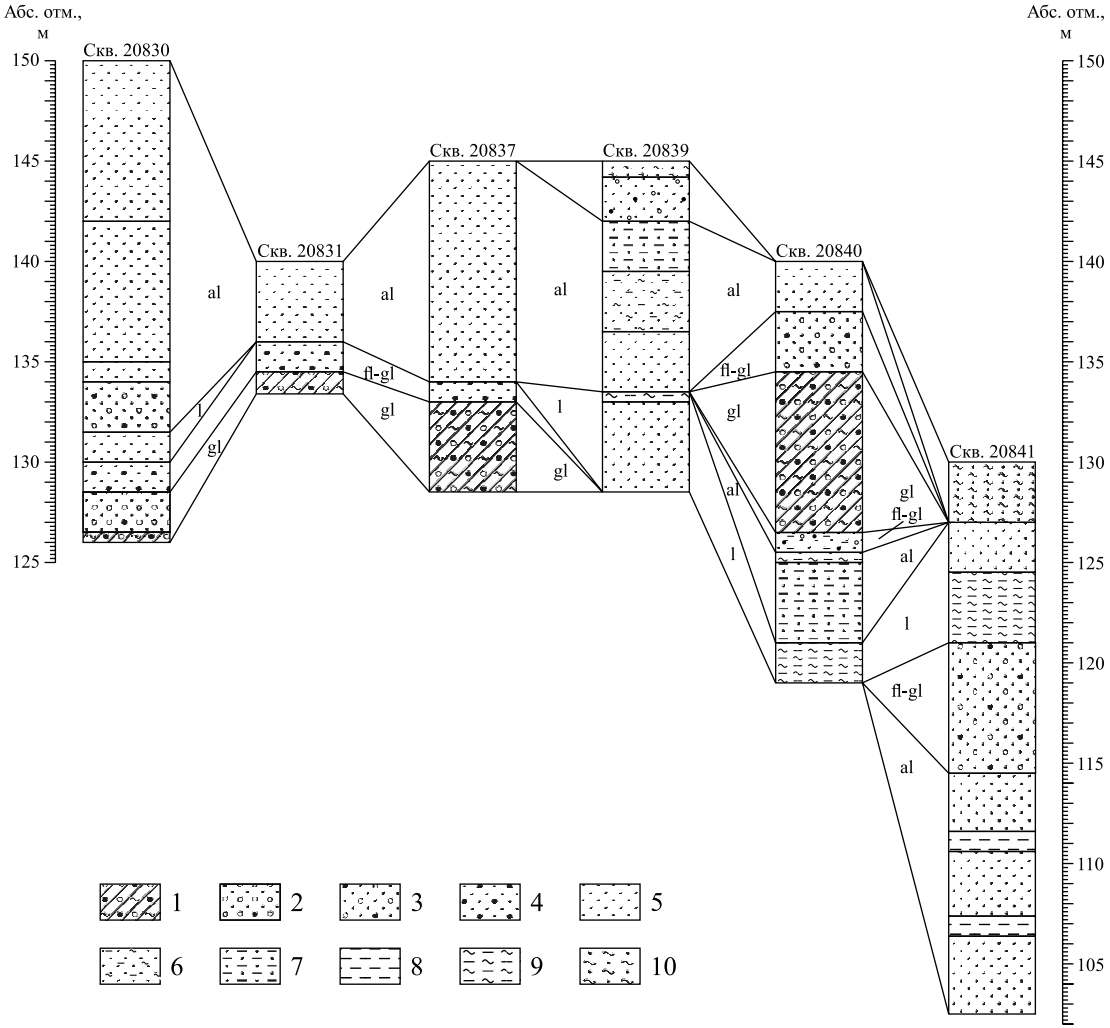

Рис. 3. Сопоставление разрезов четверичных осадков по генетическим типам в скважинах 20830–20841.

1 – морена; 2 – мелкий галечник в песчано-гравийном заполнителе; 3 – песок с гравием и галькой; 4 – песок с гравием; 5 – песок; 6 – песок глинисто-алевритистый; 7 – песок алевритистый; 8 – алеврит; 9 – глина алевритистая; 10 – суглинок. Отложения: al – аллювиальные, gl – ледниковые, l – лимний, fl-gl – флювиогляциальные, l – озерные.

Fig. 3. Facies-genetic comparison of the Quaternary sediments sections in wells No. 20830–20841.

1 – moraine; 2 – small pebbles in sand and gravel filler; 3 – sand with gravel and pebbles; 4 – sand with gravel; 5 – sand; 6 – clayey-silty sand; 7 – silty sand; 8 – silt; 9 – silty clay; 10 – loam. Sediments: al – alluvial, gl – glacial, l – lacustrine, fl-gl – fluvioglacial, l – lacustrine.

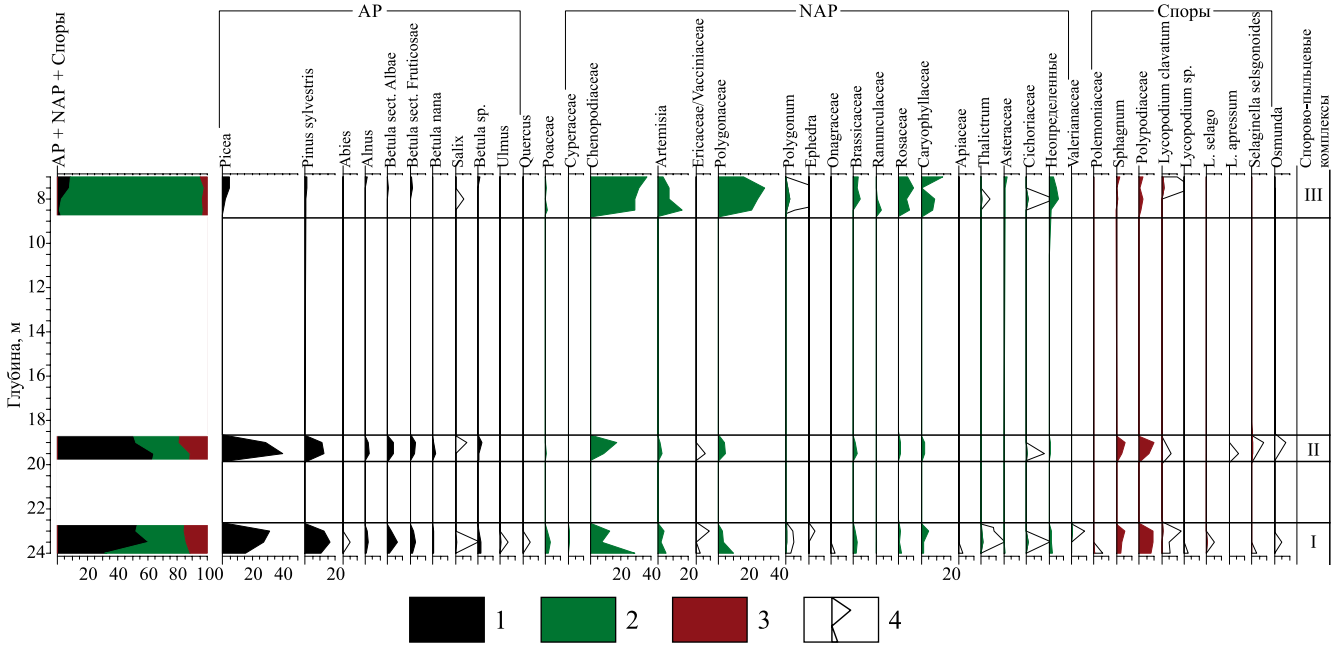

Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в скв. 20841.

1 – пыльца древесных растений и кустарников (AP), 2 – пыльца кустарничков и травянистых растений (NAP), 3 – споры, 4 – дополнительный белый контур показывает увеличение базового таксона в 10 раз для отражения незначительных содержаний спор и пыльцы.

Fig. 4. Spore-pollen diagram of sediments in the well No. 20841.

1 – pollen of woody plants and shrubs (AP), 2 – pollen of shrubs and herbaceous plants (NAP), 3 – spores, 4 – additional white curves represent ×10 exaggeration of base curves to show the small presence of taxa.

selaginoides отмечаются в значительно меньшем количестве.

Судя по составу спектров, комплекс отражает развитие еловых лесов с примесью сосны, пихты, березы и единичным участием широколиственных пород. На открытых территориях развивались луговые формации.

II комплекс выделен в песчано-глинистом алеврите на глубине 19.5–18.5 м. В составе спектра доминирует пыльца древесных пород (до 64.4%) и трав (до 29%). Споры составляют до 19%. Среди пыльцы древесных растений по-прежнему преобладает пыльца хвойных растений: участие пыльцы *Picea* sp. достигает 40%, *Pinus sylvestris* – почти 13%, пыльца *Abies* sp. не отмечается. Представители *Betula* sect. *Albae* составляют до 3.7%, *Betula* sect. *Fruticosae* – до 3.5%, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Salix* sp. единичны. Широколиственные породы не встречены.

Среди пыльцы травянистых растений доминирующую позицию сохраняет пыльца маревых Chenopodiaceae (17.4%), присутствуют злаки Poaceae, осоки Cyperaceae, полыни *Artemisia* sp., Ericaceae/Vacciniaceae. В незначительном количестве отмечается пыльца мезофильного разнотравья, представленная видами семейств Polygonaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae, Cichoriaceae, Brassicaceae и др. Среди немногочисленных споровых растений господствуют папоротники из семейства Polypodiaceae (10%) и *Sphagnum* sp. (7.5%). Остальные: плауны *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Selaginella selaginoides*, содержатся в значительно меньшем количестве.

Комплекс отражает произрастание еловых-сосновых лесов с примесью березы, из состава которых исчезают пихта и широколиственные породы.

III комплекс характеризует озерный глинистый алеврит с глубины 8.5–7.0 м. В этом комплексе, по сравнению с другими, преобладает пыльца травянистых растений (96.2%), пыльца древесных пород и споры занимают подчиненное положение. Отмечена пыльца деревьев: *Picea* sp. (4.5%) и *Pinus sylvestris*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp.

Среди пыльцы трав доминирует пыльца маревых Chenopodiaceae (37.6%) и гречишных Polygonaceae (30.5%). Достаточно высокий процент составляет пыльца Caryophyllaceae (14.6%) и Rosaceae (9.7%). Пыльца других трав отмечена в незначительном количестве. Среди немногочисленных споровых растений отмечены папоротники из семейства Polypodiaceae, *Sphagnum* sp. и *Lycopodium clavatum*.

Комплекс отражает преобладание в растительном покрове травянистых сообществ из маревых, гречишных, гвоздичных и розоцветных, а также существование весьма разреженных березовых-еловых редколесий.

Таким образом, на основании высокой концентрации пыльцы ели и сосны, участия пихты и широколиственных пород, а также высокого содержания пыльцы Chenopodiaceae и единичных спор *Osmunda* sp. в общем составе I и II палинологических комплексов можно с высокой долей вероятности связать время их формирования со средним неоплейстоценом в родионовское межледниковье, возможно с верхним климатическим оптимумом (Дурягина, Коноваленко, 1993). III комплекс, сформированный в основном трявянистыми растениями, характеризует достаточно суровые климатические условия и, вероятно, представляет собой начало бызовского мегаинтерстадиала.

Минеральный состав тяжелой фракции

В **скв. 20830** в толщах I, II, сложенных ледниковыми (мореной и флювиогляциальными отложениями) и озерными осадками, выход тяжелой фракции (ВТФ) варьируется в пределах 0.78–1.58%. Содержание тяжелых минералов в перекрывающей аллювиальной толще III существенно ниже и составляет 0.34–0.56%. По минеральному составу тяжелой фракции в разрезе скважины, как и по результатам структурных особенностей отложений, выделяются семь пачек.

Пачка 1, сложенная мореной и перекрывающим ее перлювием, залегает в основании разреза скважины на глубине 24.0–21.5 м. Тяжелые минералы составляют гранат(10.6%)-ильменит(11.1%)-амфибол(24.8%)-эпидотовую(27.3%) ассоциацию с повышенным содержанием гидроксидов Fe – 7.6%. В пачке 2, во флювиогляциальных осадках, тяжелые минералы представлены сходной гранат(10.8%)-амфибол(26%)-эпидотовой(30.3%) ассоциацией с пониженной концентрацией ильменита (7.5%) и повышенной (7.8%) – минералов титановой группы и гидроксидов Fe (5.3%). Не исключено, что сходство минерального состава тяжелой фракции в обеих пачках, составляющих ледниковую толщу I, связано с поступлением материала при формировании флювиогляциальных отложений из морены.

В составе тяжелой фракции пачки 3 доминируют амфиболы и эпидот, составляя соответственно 33.6 и 31.9%. По 9% приходится на ильменит и гранаты, содержание титановых минералов (рутил, титанит, лейкоксен) – 6.4%, метаморфических (кианит, ставролит, силлиманит) – 3.7%. Пачка 3, сложенная лимнием, соответствует толще II.

Аллювий, вскрытый в интервале глубин 18.5–0 м, по минеральному составу подразделен на четыре пачки (4–7). Ильменит(11.1%)-гранат(13.6%)-амфибол(17.4%)-эпидотовая(35.6%) ассоциация минералов слагает тяжелую фракцию осадков пристрежневого аллювия (пачка 4), в ней также значительны содержания титановых и метаморфических минералов, составляющих 5.8 и 8.7% соответственно. В составе тяжелой фракции пачки 5 доминирует эпидот – 37.5%, количество ильменита составляет 26.1%, амфиболов – 19.8%, гранатов – 10.4%. В пачке 6 тяжелые минералы слагают амфибол(11.5%)-гранат(14.3%)-эпидот(21.5%)-ильменитовую(44.4%) ассоциацию. Аналогичная амфибол(10.8%)-эпидот(20.1%)-гранат(25.3%)-ильменитовая(33.9%) минеральная ассоциация характерна и для 7-й пачки аллювиальных песков. В связи с практически одинаковой структурой аллювиальных пачек и близким минеральным составом тяжелой фракции в них представляется логичным объединение пачек 4–7 в единую аллювиальную толщу III, в которой тяжелые минералы образуют амфибол(14.9%)-гранат(15.9%)-эпидот(28.7%)-ильменитовую(28,9%) ассоциацию. Содержание титановых и метаморфических минералов соответственно составляет 2.8 и 5.4% (рис. 5).

В отложениях ледникового комплекса (пачки 1 и 2) присутствуют гидроксиды Fe, составляющие в среднем 6.5%. Содержание титановых минералов в разрезе изменяется от 2.8 до 6.4%, в аллювиальных отложениях оно самое низкое – 2.8%. Суммарное количество метаморфических минералов в аллювии, напротив, высокое – в среднем 5.4%, а в пристрежневой фации достигает 8.7%. Обращает на себя внимание повышенная средняя концентрация ильменита (28.9%) в аллювиальной толще III.

В **скв. 20831** по минеральным ассоциациям тяжелой фракции осадков, как и по результатам гранулометрического состава, выделяются три пачки на тех же глубинах (6.6–5.5, 5.5–4.0, 4.0–0 м). В первой пачке – морене с ВТФ = 0.42% – установлена ильменит(10.5%)-амфибол(14.5%)-эпидот(20.4%)-гранатовая(25.8%) минеральная ассоциация с повышенными суммарными количествами титановых и метаморфических минералов, составляющими 9.5 и 10.6% соответственно. Для флювиогляциальных отложений, слагающих пачку 2, характерен самый высокий в разрезе ВТФ, равный 0.64%, тяжелые минералы представлены ильменитом (44.9%), гранатом (19.6%) и эпидотом (16.2%), роль амфиболов понижена (8.7%). Пачки 1 и 2 представляют собой ледниковую толщу, но объединять их по результатам минерального состава нет оснований. В пачке 3 минеральный состав аллювия аналогичен таковому в скв. 20830 и характеризуется амфибол (15.3%)-гранат (19%)-эпидот (20.1%)-ильменитовой (36.8%) ассоциацией тяжелых минералов. ВТФ также самый низкий в разрезе и составляет лишь 0.23%; здесь тоже понижено содержание титановых и метаморфических минералов, а количество

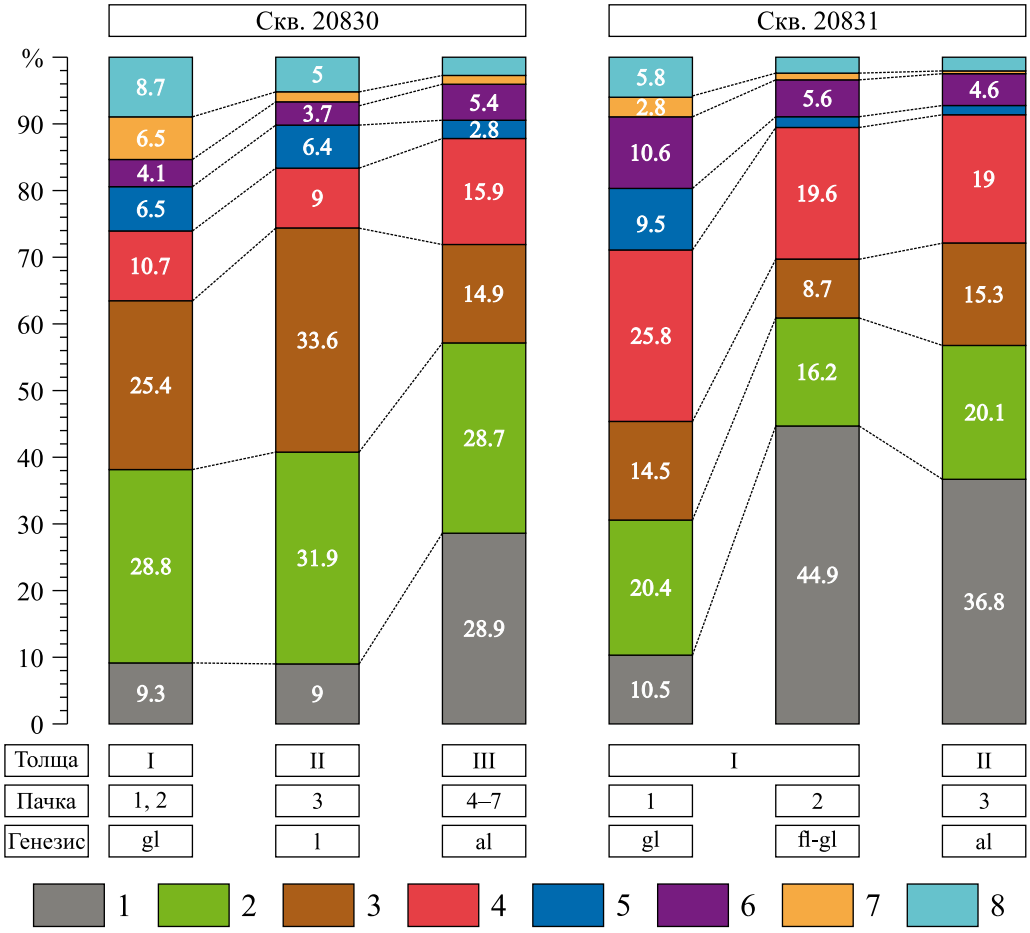

Рис. 5. Минеральный состав мелкопесчаной фракции отложений в скв. 20830 и 20831.

1 – ильменит, 2 – эпидот, 3 – амфиболы, 4 – гранаты, 5 – группа титановых минералов, 6 – группа метаморфических минералов, 7 – гидроксиды Fe, 8 – минералы, составляющие 1–2% и менее. Отложения: gl – ледниковые, fl-gl – флювиогляциальные, l – озерные, al – аллювиальные.

Fig. 5. Mineral composition of the fine sand fraction of sediments in wells No. 20830 and 20831.

1 – ilmenite, 2 – epidote, 3 – amphibole, 4 – garnet, 5 – group of titanium minerals, 6 – group of metamorphic minerals, 7 – Fe hydroxides, 8 – minerals constituting 1–2% or less. Sediments: gl – glacial, fl-gl – fluvioglacial, l – lacustrine, al – alluvial.

последних в аллювии, как и в скв. 20830, преобладает над титановыми (см. рис. 5).

В **скв. 20837** пачка 1 (морена) с ВТФ, равным 0.65%, характеризуется гранат(14.9%)-амфибол(17.9%)-эпидотовой(23.7%) ассоциацией тяжелых минералов с пониженным содержанием ильменита – 8.2%, титановые минералы составляют 6.9%, метаморфические – 4.7%, существенно количество гидроксидов Fe – 8.5%. Для пачки 2, сложенной флювиогляциальными отложениями, где ВТФ равен 0.40, характерна иная ассоциация тяжелых минералов: амфибол(13.8%)-гранат(15.2%)-эпидот(19.1%)-ильменитовая(43%). Выше по разрезу в аллювиальных песках (толща II) с ВТФ, составляющим 0.42%, тяжелые минералы образуют амфибол(16.6%)-эпидот(17.2%)-гранат(21.2%)-ильменитовую(36.8%) ассоциацию (рис. 6). Содержание титановых и метаморфических минералов, а также гидроксидов Fe в тяжелой фракции флювиогляциальных и аллювиальных отложений весьма незначительно – по 1.5–3.0%.

В **скв. 20839** минеральный состав изучен во всех слоях песков и алевритов, за исключением алевритовой глины из пачки 2 (озерная толща I), где состав минералов не определялся, поскольку она содержит лишь 8.6% мелкозернистого песка, из которого невозможно выделить необходимое количество материала для определения минерального состава тяжелой фракции.

Характерной особенностью тяжелой фракции отложений в этой скважине являются повышенные содержания гидроксидов Fe (16.1–30.3%), которые, как известно, образуются при химическом выветривании руд и горных пород, а также в про-

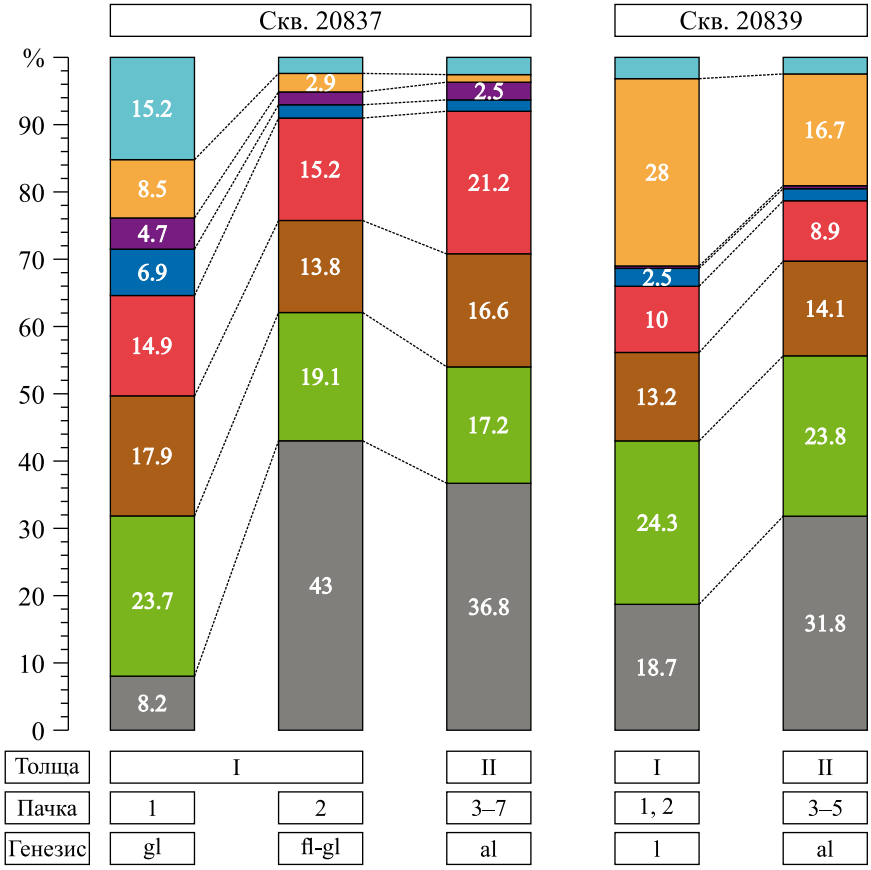

Рис. 6. Минеральный состав мелкопесчаной фракции отложений в скв. 20837 и 20839.

Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 6. Mineral composition of the fine sand fraction of sediments in wells No. 20837 and 20839.

Explanations – see Fig. 5.

цессе осадконакопления в озерных и болотных водоемах. В озерных песках пачки 1 с ВТФ, равным 0.10%, выделена гранат(10%)-амфибол(13.2%)-ильменит(18.7%)-эпидотовая(24.3%) ассоциация тяжелых минералов с содержанием гидроксидов Fe 28%. Озерные отложения перекрыты предположительно аллювием 8-метровой мощности (толща II), в которой выделены пачки 3–5. Для этих отложений характерен низкий ВТФ – 0.09–0.25. В пачке 3 в составе тяжелых минералов доминирует ильменит – 31.7%, содержания амфиболов и эпидота почти равны – 18 и 19.4% соответственно, гидроксиды Fe составляют 16%, гранаты – 8.6%. В пачке 4 (см. рис. 6) тяжелые минералы содержатся в мизерном количестве – 0.09%, образуя амфибол(14.8%)-эпидотовую(23.7%) ассоциацию с самым низким в разрезе содержанием гранатов (5.3%) и аномально высоким (30.3%) – гидроксидов Fe. Тяжелые минералы в пачке 5 слагают гранат(12.8%)-эпидот(28.4%)-ильменитовую(40.9%) ассоциацию, количество амфиболов составляет 9.3%, содержание гидроксидов Fe здесь понижено до 3.8%. Столь высокая концентрация ильменита связана, видимо, с избирательным свойством минералов накапливаться в определенных гранулометрических фракциях, это отмечали многочисленные исследователи (Раукас, 1961; Гайгалас, 1964; Климашаускас, 1965; Астапова, 1969, 1978; Рухина, 1973; Осовецкий, 1986), указывая, что ильменит обычно концентрируется в алевритовой фракции (0.1–0.01 мм), содержание которой в сл. 5 составляет 51.4%. В целом аллювиальная толща II характеризуется амфибол(14.1%)-эпидот(23.8 %)-ильменитовой(31.8%) ассоциацией тяжелых минералов с содержанием гранатов 8.9%, количество гидроксидов Fe повышено до 16.7% (см. рис. 6).

В **скв. 20840** во всех выделенных по структурным особенностям осадках изучен минеральный состав тяжелой фракции. Не определялся он лишь в озерных глинистых алевритах, слагающих толщу I, поскольку количество фракции 0.25–0.1 мм здесь еще меньше – 1.2%, чем в озерных осадках скв. 2039. В толще II, сложенной аллювием, тяжелая фракция, выход которой незначителен

(0.18%), образует гранат(10.8%)-амфибол(17.3%)-ильменит(24%)-эпидотовую(24.1%) минеральную ассоциацию (рис. 7). Для песков этой толщи характерны высокие содержания сидерита (от 17% в нижней части слоя до 13.7% в верхней), который в разрезе скв. 20840 больше нигде не отмечается, а также присутствие гидроксидов Fe (1.4–4.7%). В пачке 4, сформированной предположительно во флювиогляциальной обстановке на стадии наступания ледника, тяжелые минералы, составляющие 0.30%, слагают амфибол(10.5%)-эпидот(22%)-гранат(14.8%)-ильменитовую(35.5%) ассоциацию. В пачке 5 – морене – доминирующим минералом тяжелой фракции также является ильменит, количество которого колеблется в пределах 30.2–41.1% (в среднем 35.6%). Содержание эпидота составляет 22.8%, амфиболов – 17.8%, гранатов – 15%. Пачки 4, 5 слагают ледниковую толщу III. В вышележащей пачке 6, сложенной флювиогляциальными образованиями и соответствующей толще IV, тяжелые минералы образуют ильменит(11.4%)-гранат(13.7%)-амфибол(15.5%)-эпидотовую(23.3%) ассоциацию. Особенностью этой толщи являются высокие содержания титановых и метаморфических минералов, соответственно составляющих 8.5 и 5.5%, и повышенное количество гидроксидов Fe – 14.3%. Аллювий толщи V характеризуется самым высоким в разрезе ВТФ – 1.06% – и амфибол(15.8%)-эпидот(17.4%)-гранат(22.4%)-ильменитовой(34%) ассоциацией тяжелых минералов (см. рис. 7). В целом же количество гранатов возрастает вверх по разрезу скважины от 10.8 до 22.4%. В этом же направлении отчетливо увеличивается ВТФ – от 0.18 до 1.06%.

Разрез песков и алевритов в **скв. 20841** по гранулометрическим показателям подразделен на три толщи. В основании скважины выделена толща I, сложенная аллювиальными песками с ВТФ, равным 0.53%. Тяжелая фракция образует амфибол(16.6%)-ильменит(16.7%)-гранат(19.7%)-эпидотовую(25.9%) минеральную ассоциацию с повышенными суммарными содержаниями титано-

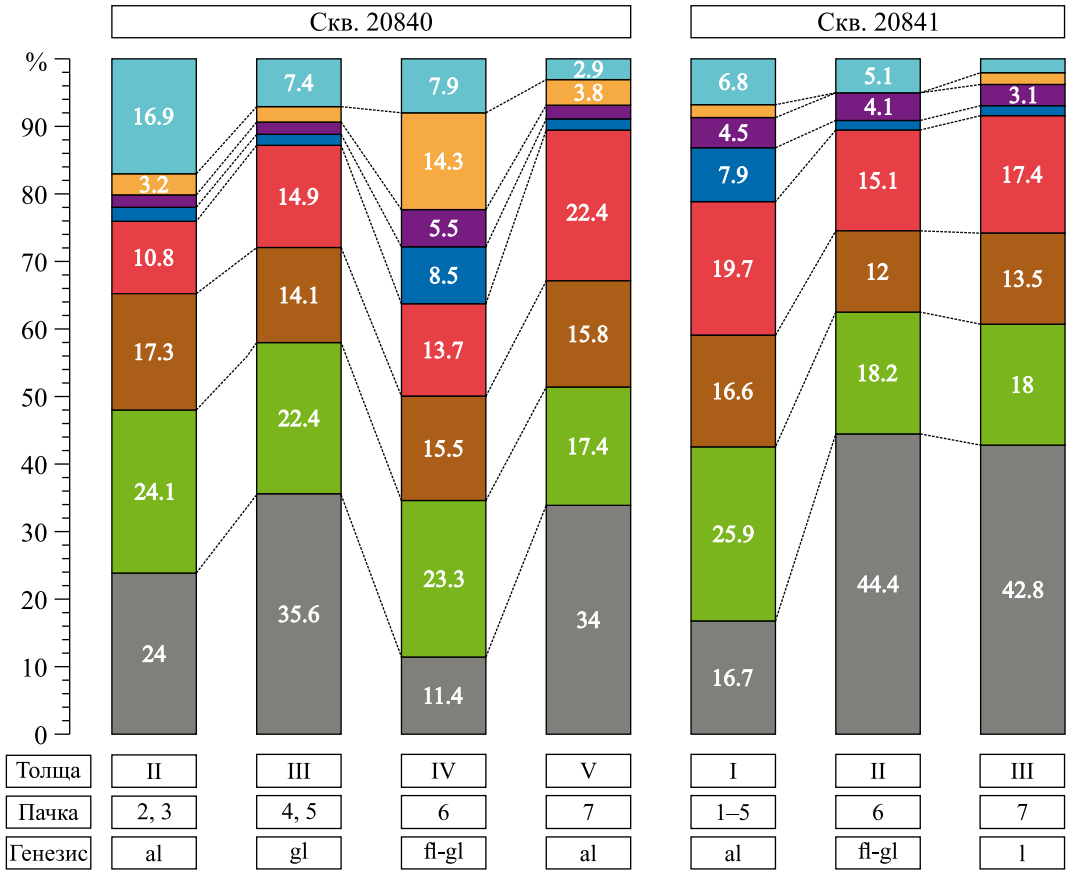

Рис. 7. Минеральный состав мелкопесчаной фракции отложений в скв. 20840 и 20841.

Условные обозначения – см. рис. 5.

Fig. 7. Mineral composition of the fine sand fraction of sediments in wells No. 20840 and 20841.

Explanations – see Fig. 5.

вых и метаморфических минералов, соответственно составляющих 7.9 и 4.5%. Во флювиогляциальных отложениях толщи II, представленных песком грубозернистым с гравием и галькой, и в озерных песчанистых алевритах, слагающих толщу III, тяжелые минералы образуют весьма сходные минеральные ассоциации со средними содержаниями амфиболов – 12.0 и 13.5% соответственно, гранатов – 15.1 и 17.4%, эпидота – 18.2 и 18.0% и с возросшими почти в 3 раза концентрациями ильменита по сравнению с толщей I и составляющими 44.4 и 42.8% соответственно (см. рис. 7). В тяжелой фракции озерных отложений содержится сидерит в количестве 5–6%. ВТФ в обеих толщах одинаков – по 0.96%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполнено литологическое изучение отложений квартера в скважинах верховий рек Печоро-Вычегодско-Камского водораздела и проведено их генетическое расчленение. В разрезах скважин выделены аллювиальные, озерные (лимнические) и ледниковые (морены и флювиогляциальные осадки) отложения.

В долине верхнего течения р. Нем изученные четвертичные отложения мощностью 24 м имеют трехчленное строение. В основании разреза прослеживаются ледниковые образования – морена и флювиогляциальные отложения – видимой мощностью 4 м. Выше залегают озерные осадки мощностью 1.5 м, перекрытые 18-метровой толщей аллювия.

В верховьях рек Сев. и Юж. Мылва четырьмя скважинами вскрыт разрез общей мощностью 42.5 м (абс. отметки 102.5–145.0 м). Нижняя часть его сложена 12-метровой толщей аллювия, перекрытой флювиогляциальными отложениями мощностью до 6.5 м. Выше залегают озерные осадки мощностью не больше 6 м. Вышележащий аллювий мощностью 4.5 м вскрыт лишь в скв. 20840, где перекрывается 11-метровой толщей ледниковых отложений – мореной и флювиогляциальными образованиями. Венчает разрез аллювий мощностью от 2.5 до 11.0 м.

Минеральный состав тяжелой фракции четвертичных отложений, вскрытых скважинами на территории исследований, отличается повышенными концентрациями ильменита (до 45%) и эпидота (до 38%), которые являются характерными минералами Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции, включающей Новую Землю, Пай-Хой, а также Полярный и Приполярный Урал (Батурин, 1947). Подобный комплекс тяжелых минералов связан, скорее всего, с поступлением их в четвертичные отложения из магматических и метаморфических пород Урала. Отложения плиоцена, широко развитые в долине р. Камы, вряд ли принимали участие в формировании отложений квартера изученной территории.

В результате изучения аллювиальных и озерных осадков в скв. 20841 палинологическим методом выделены три спорово-пыльцевых комплекса. Время формирования двух комплексов можно с высокой долей вероятности связать со средним неоплейстоценом в родионовское межледниковье. Третий комплекс, характеризующий достаточно суровые климатические условия, образовался, вероятно, в начальную фазу бызовского мегаинтерстадиала.

Благодарности

Авторы выражают признательность заместителю директора Института географии РАН заведующему отделом палеогеографии четвертичного периода А.В. Панину за предоставленный для изучения керн скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичева Л.Н. (1992) Основные морены европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 125 с.

Андреичева Л.Н. (2002) Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 323 с.

Астапова С.Д. (1969) О выборе фракции морен для корреляции. *Тезисы докладов Межведомственного совещания по методике изучения терригенных отложений четвертичного возраста.* Таллин, 4.

Астапова С.Д. (1978) Особенности вещественного состава морен Белоруссии. *Вещественный состав основных морен.* М.: ГИН РАН, 109-117.

Батурин В.П. (1947) Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 338 с.

Белкин В.И., Рязанов И.В. (1972) Понятие и меры гранулометрической сортированости и однородности. *Тезисы V Коми республиканской науч. молодежн. конф.* Сыктывкар: Геопринт, вып. 5, 184-185.

Гайгалас А.И. (1964) Минералого-петрографический состав морен плейстоцена юго-восточной Литвы. *Тр. АН ЛитССР*, сер. Б. Вильнюс, **4**(39), 185-211.

Герасимов В.Н., Доливо-Добровольская Е.М., Каменцев И.Е., Кондратьев В.В., Косой А.Л., Лесюк Г.И., Рождественская И.В., Строганов Е.В., Филатов С.К., Франк-Каменская О.В. (1975) Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. (Под ред. В.А. Франк-Каменецкого). Л.: Недра, 399 с.

Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948) Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ; Географгиз, 224 с.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. (1993) Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 124 с.

Качинский Н.А. (1958) Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 192 с.

Климашаускас А.Ю. (1965) Гранулометрические свойства и закономерности гранулометрического состава моренных отложений юго-восточной Литвы. *Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы.* Т. 2. Вильнюс, 39-103.

Краснов И.И. (1944) Четвертичные отложения Молотовской и Свердловской областей. *Геология СССР.* Т. 12. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 327-369.

Лаврушин Ю.А. (1961) Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. *Тр. Геол. ин-та*, вып. 47. М.: Изд-во АН СССР, 103 с.

Ламакин В.В. (1948) Древнее оледенение на северовостоке Русской равнины. *Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода.* М.; Л.: Изд-во АН СССР, (12), 18-37.

Осовецкий Б.М. (1986) Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 259 с.

Производительные силы Коми АССР. Т. 1. (1953) (Под ред. А.А. Чернова). М.: Изд-во АН СССР, 463 с.

Пыльцевой анализ. (1950) (Сост. А.Н. Гладкова, В.П. Гричук, Е.Д. Заклинская, В.В. Зауер, И.М. Покровская, Н.Д. Радзевич, С.Р. Самойлович, М.А. Седова, Н.К. Спельмак). М.: Госгеолитиздат, 571 с.

Раукас А.В. (1961) Минералогия морен Эстонии. *Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-матем. и техн. Наук*, **10**(3), 244-258.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 439 с.

Рухина Е.В. (1973) Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 176 с.

Erdtman G. (1992) Erdtman's Handbook of Palynology. (Eds S. Nilsson, J. Praglowski). Copenhagen: Munksgaard, 580 p.

REFERENCES

Andreicheva L.N. (2002) Pleistocene of the European Northeast. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 323 p. (In Russ.)

Andreicheva L.N. (1992) The basal moraines of the European Northeast of Russia and their lithostratigraphic significance. St.Petersburg, Nauka Publ., 125 p. (In Russ.)

Astapova S.D. (1978) Features of the material composition of moraines in Belarus. *Material composition of the main moraines.* Moscow, GIN RAN Publ., 109-117. (In Russ.)

Astapova S.D. (1969) On the selection of the moraine fraction for correlation. *Abstracts of reports of the Interdepartmental meeting on methods for studying terrigenous sediments of Quaternary age.* Tallinn, 4. (In Russ.)

Baturin V.P. (1947) Petrographic analysis of the geological past based on terrigenous components. Moscow–Leningrad, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 338 p. (In Russ.)

Belkin V.I., Ryazanov I.V. (1972) The concept and measures of granulometric sorting and uniformity. *Theses of the V Komi Republican Scientific Youth Conference.* Syktyvkar, Geoprint Publ., vyp. 5, 184-185. (In Russ.)

Duryagina D.A., Konovalenko L.A. (1993) Pleistocene palynology of the Northeast of European Russia. St.Petersburg, Nauka Publ., 124 p. (In Russ.)

Erdtman G. (1992) Erdtman's Handbook of Palynology. (Eds S. Nilsson, J. Praglowski). Copenhagen, Munksgaard, 580 p.

Gaigalas A.I. (1964) Mineralogical and petrographic composition of Pleistocene moraines in southeastern Lithuania. *Proceedings of the Academy of Sciences of the Lithuanian SSR*, **4**(39). Vil'nyus, 185-211. (In Russ.)

Gerasimov V.N., Dolivo-Dobrovolskaya E.M., Kamentsev I.E., Kondratyev V.V., Kosoy A.L., Lesyuk G.I., Rozhdestvenskaya I.V., Stroganov E.V., Filatov S.K., Frank-Kamenskaya O.V. (1975) Guide to X-ray studies of minerals. (Ed. V.A. Frank-Kamenetsky). Leningrad, Nedra Publ., 399 p. (In Russ.)

Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948) Analysis of fossil pollen and spores and its application to paleogeography. Moscow, OGIZ; Geografgiz Publ., 224 p. (In Russ.)

Kachinskii N.A. (1958) Mechanical and microaggregate composition of soil, methods for its study. Moscow, AN SSSR Publ., 192 p. (In Russ.)

Klimashauskas A.Yu. (1965) Granulometric properties and patterns of granulometric composition of moraine deposits of Southeastern Lithuania. *Stratigraphy of Quaternary sediments and the anthropocene paleogeography of Southeastern Lithuania.* V. 2. Vil'nyus, 39-103. (In Russ.)

Krasnov I.I. (1944) Quaternary deposits of the Molotov and Sverdlovsk regions. *Geology of the USSR*, V. 12, 327-369. (In Russ.)

Lamakin V.V. (1948) Ancient glaciation in the Northeast of the Russian Plain. *Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. Academy of Sciences of the USSR*, **12**, 18-37. (In Russ.)

Lavrushin Yu.A. (1961) Types of Quaternary alluvium of the lower Yenisei. *Proceedings of the Geological Institute*. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, vyp. 47, 103 p. (In Russ.)

Osovetskii B.M. (1986) Heavy fraction of alluvium. Irkutsk, Irkutsk University Publishing House, 259 p. (In Russ.)

Pollen analysis. (1950) (Comp. A.N. Gladkova, V.P. Grichuk, E.D. Zaklinskaya, V.V. Sauer, I.M. Pokrovskaya, N.D. Radzevich, S.R. Samoilovich, M.A. Sedova, N.K. Spel'mak). Moscow, Gosgeolitizdat Publ., 571 p. (In Russ.)

Productive forces of the Komi ASSR. V. 1. (1953) (Ed. A.A. Chernov). Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, **1**, 463 p. (In Russ.)

Raukas A.V. (1961) Mineralogy of moraines in Estonia. *News of the Academy of Sciences of the ESSR. Series of physical, mathematical and technical sciences*, **10**(3), 244-258. (In Russ.)

Reineck G.E., Singh I.B. (1981) Environments of the terrigenous sedimentation. Moscow, Nedra Publ., 439 p. (In Russ.)

Rukhina E.V. (1973) Lithology of glacial deposits. Leningrad, Nedra Publ., 176 p. (In Russ.)

УДК 553.2:549.283(571.52) DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1029-1045

Благороднометалльная минерализация и условия образования Au-Ag эпитермальных жил на Au-Mo-Cu-порфировом месторождении Кызык-Чадр (Восточная Тува)

Р. В. Кужугет[1], Н. Н. Анкушева[2], Ю. А. Калинин[3], А. Ш. Шавекина[3], В. И. Лосев[4], М. М. Баланай[1]

[1]Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 667007, г. Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, e-mail: rkuzhuget@mail.ru
[2]ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс, 456317, e-mail: ankusheva@mail.ru
[3]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: yuri.a.kalinin@mail.ru
[4]Сибирский федеральный университет, 660025, г. Красноярск, пер. Вузовский, 3, e-mail: vovalosev98@gmail.com

Поступила в редакцию 18.02.2024 г., принята к печати 16.04.2024 г.

Объект исследований. Рассмотрены результаты минералого-геохимических, термобарогеохимических и изотопно-геохимических исследований Au-Ag эпитермальных жил Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Восточная Тува). Целью работы является установление минералого-геохимических особенностей и условий образования золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр для определения его рудно-формационной принадлежности. *Методы.* Химический состав минералов установлен методом сканирующей электронной микроскопии. Условия образования жил, газовый и солевой состав растворов во флюидных включениях определены методами микротермометрии и рамановской спектроскопии. Изотопный состав кислорода в кварце и серы в сульфидах выявлен методами изотопной геохимии. *Результаты.* Установлено широкое разнообразие минеральных форм Au и Ag в золотосульфидно-кварцевых жилах благодаря вариациям fO_2, fS_2, fSe_2 и fTe_2 в процессе рудоотложения: золото, Hg-золото, Hg-электрум, Hg-кюстелит, вейшанит $(Au,Ag)_{1.2}Hg_{0.8}$, сильванит $AgAuTe_2$, петцит Ag_3AuTe_2, гессит Ag_2Te, штютцит Ag_5Te_3, эмпрессит AgTe, фишессерит Ag_3AuSe_2, Se-ютенбогардтит Ag_3AuS_2, акантит Ag_2S, которые ассоциируют с алтаитом PbTe, колорадоитом HgTe, клаусталитом PbSe, блеклыми рудами ряда теннантит-тетраэдрит и баритом. Анализ флюидных включений (термометрия, рамановская спектроскопия) в кварце и минеральная термометрия (парагенезис петцит–гессит–самородное Au) позволили определить, что рудные жилы отлагались из углекислотно-водного Na-K ± Mg-хлоридного флюида с соленостью 5.7–10.0 мас. % NaCl-экв. при снижении температур от 360 до 230°C и вариациях fO_2, fS_2, fSe_2 и fTe_2. Изотопия кислорода в кварце указывает на смешение магматического флюида с метеорной водой ($\delta^{18}O$ флюида от +3.5 до +7.1‰). Значения $\delta^{34}S_{H_2S}$ флюида от +7.1 до +5.2‰ позволяют предполагать, что часть серы была извлечена из вмещающих пород. *Выводы.* По минералого-геохимическим особенностям и условиям образования золотосульфидно-кварцевые жилы Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызык-Чадр могут быть отнесены к промежуточному типу эпитермальных Au-Ag жил, которые являются продуктом деятельности единой порфирово-эпитермальной рудно-магматической системы в Кызык-Чадрском рудном поле.

Ключевые слова: *самородное золото, Au-Mo-Cu-порфировые месторождения, Au-Ag эпитермальное оруденение, теллуриды Au-Ag, кварц, флюидные включения, стабильные изотопы, Тува*

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00344, https://rscf.ru/project/23-27-00344/)

Noble-metal mineralization and conditions of formation of Au-Ag epithermal veins from Kyzik-Chadr Au-Mo-Cu porphyry deposit, Eastern Tuva

Renat V. Kuzhuget[1], Natalia N. Ankusheva[2], Yury A. Kalinin[3], Alfiia Sh. Shavekina[3], Vladimir I. Losev[4], Mila M. Balanay[1]

Для цитирования: Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Калинин Ю.А., Шавекина А.Ш., Лосев В.И., Баланай М.М. (2024) Благороднометалльная минерализация и условия образования Au-Ag эпитермальных жил на Au-Mo-Cu-порфировом месторождении Кызык-Чадр (Восточная Тува). *Литосфера*, **24**(6), 1029-1045. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1029-1045

For citation: Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Kalinin Yu.A., Shavekina A.Sh., Losev V.I., Balanay M.M. (2024) Noble-metal mineralization and conditions of formation of Au-Ag epithermal veins from Kyzik-Chadr Au-Mo-Cu porphyry deposit, Eastern Tuva. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1029-1045. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1029-1045

[1]*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, 117a Internatsionalnaya st., Kyzyl 667007, Russia, e-mail: rkuzhuget@mail.ru*
[2]*SU FRC MG UB RAS, Ilmensky Reserve, Miass, Chelyabinsk Region 456317, Russia, e-mail: ankusheva@mail.ru*
[3]*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: yuri.a.kalinin@mail.ru*
[4]*Siberian Federal University, 3 Vavilova st., Krasnoyarsk 660025, Russia, e-mail: vovalosev98@gmail.com*
Received 18.02.2024, accepted 16.04.2024

Research object. The results of mineralogical-geochemical, fluid inclusion and isotopic studies of Au-Ag epithermal veins of Kyzik-Chadr Au-Mo-Cu porphyry deposit (Eastern Tuva) are considered. The aim of the study is to examine mineralogical and geochemical peculiarities and conditions of formation of gold-sulfide-quartz veins from Kyzik-Chadr deposit to identify their ore-formation. *Methods.* The chemical composition of minerals was determined by SEM (Tescan MIRA 3 LMU with XMax 80 and INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Fluid inclusion study in quartz were carried out using a Linkam TMS-600 thermostage with LinkSystem 32 DV-NC software and an Olympus BX51 optical microscope. The oxygen isotopic composition of quartz was determined on a FINNIGAN MAT 253 gas mass spectrometer. The isotopic composition of sulfur in sulfides was determined using a Finnigan MAT Delta gas mass spectrometer in the double-infusion mode. *Results.* A wide variety of Au-Ag minerals in gold-sulfide-quartz veins due to variations of fO_2, fS_2, fSe_2 and fTe_2 during ore formation was diagnosed: gold, Hg-gold, Hg-electrum, Hg-kustelite, weishanite $(Au,Ag)_{1.2}Hg_{0.8}$, sylvanite $AgAuTe_2$, petzite Ag_3AuTe_2, hessite Ag_2Te, schützite Ag_5Te_3, empressite AgTe, fischerite Ag_3AuSe_2, Se-uytenbogaardtite Ag_3AuS_2, acanthite Ag_2S, which are associated with altaiite PbTe, coloradoite HgTe, claustalite PbSe, fahlores of tennantite-tetrahedrite series and barite. The study of fluid inclusions (thermometry, Raman spectroscopy) in quartz and mineral thermometry (petzite–hessite–native Au paragenesis) determined that the ore veins were formed due to CO_2-water Na-K ± Mg-chloride fluid with salinity of 5.7–10.0 wt % NaCl eq with temperatures decreasing from 360 to 230°C and variations in fO_2, fS_2, fSe_2, and fTe_2. Oxygen isotopy in quartz indicates mixing of magmatic fluid with meteoric water ($\delta^{18}O$ of fluid from +3.5 to +7.1‰). The $\delta^{34}S_{H_2S}$ values of the fluid from +7.1 to +5.2‰ suggest that some sulfur was extracted from the host rocks. *Conclusions.* According to mineralogical and geochemical peculiarities and conditions of formation of gold-sulfide-quartz veins from Kyzik-Chadr Au-Mo-Cu porphyry deposit can be attributed to epithermal Au-Ag veins of intermediate sulfidation type, which are the product of a single porphyry-epithermal ore-magmatic system in the Kyzik-Chadr ore field.

Keywords: *native gold, Au-Mo-Cu-porphyry deposits, Au-Ag epithermal mineralization, Au-Ag tellurides, quartz, fluid inclusions, stable isotopes, Tuva*

Funding information

The study is supported by the Russian Science Foundation (project No. 23-27-00344, https://rscf.ru/project/23-27-00344/)

ВВЕДЕНИЕ

На территории Тувы (север Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП)) расположены Au-Mo-Cu-порфировые объекты, наиболее крупными из них являются месторождения Ак-Суг и Кызык-Чадр (потенциальное месторождение) в Восточной Туве. Au-Mo-Cu-порфировые объекты региона связаны с известково-щелочными ранне- и среднекембрийскими порфировыми интрузиями.

Возраст формирования Ак-Сугского (U-Pb возраст рудоносных интрузий по циркону (515 ± 4) – (499 ± 6) млн лет (Berzina et al., 2016), Re-Os датировки молибденита 518, 517, 516 и 511 млн лет (Berzina et al., 2003; Pollard et al., 2017)) и Кызык-Чадрского (U-Pb возраст кварцевых порфиров 507 ± 2 млн лет (Гусев и др., 2014)) месторождений предполагает, что они образовались при переходе геодинамической обстановки от островодужной (570–518 млн лет) к аккреционно-коллизионной (510–450 млн лет) либо на стадии образования аккреционно-коллизионного магматического пояса (Старостин и др., 2023).

Медно-порфировые месторождения пространственно и генетически могут быть связаны с Au-Ag эпитермальными и полиметаллическими (Zn-Cu-Pb-Ag ± Au) месторождениями, которые как сменяют друг друга по вертикали и образуются в единой порфирово-эпитермальной рудно-магматической системе (White, Hedenquist, 1995; Sillitoe, 2010), так и совмещены пространственно.

На месторождении Кызык-Чадр, кроме прожилково-вкрапленных руд, выявлено семь золотосульфидно-кварцевых жил, которые известны с 1904 г. Происхождение золотосульфидно-кварцевых жил является дискуссионным, так как условия образования и минералого-геохимические особенности изучены недостаточно, что и стало задачами настоящего исследования в целях определения рудноформационной принадлежности этих жил.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тува представляет собой аккреционно-коллизионную структуру, возникшую при геодинамической эволюции и закрытии Палеоазиатского океана (Berzin et al., 1994; Berzin, Kungurtsev, 1996; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003). Эволюция геолого-тектонических структур региона была длительной

и происходила многоэтапно с последовательной сменой геодинамических режимов (океанический с примитивными островодужными комплексами ≈1000–600 млн лет, островодужный – 570–518 млн лет, аккреционно-коллизионный – 510–450 млн лет и т.д.) (Rudnev et al., 2015), с каждым из которых сопряжен определенный набор магматических и рудных формаций.

Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Кызык-Чадр открыто в 1951 г., опоисковывалось и разведывалось до 1977 г. В разные годы оно изучалось Э.Л. Варандом (1955–1956), Р.Т. Уссаром (1976–1977), М.И. Семеновым (2009–2015) и др. Месторождение находится в Пий-Хемском районе Тувы, в верховьях р. Кызык-Чадр, в 18 км от с. Сушь и в 50 км от г. Кызыла.

Месторождение является составной частью одноименного рудного поля, расположенного в зоне контакта структур Хемчикско-Систигхемского коллизионного прогиба салаирской складчатой системы и девонского Тувинского рифтогенного прогиба. Рудное поле находится в краевой части Ожинского плутона, в составе которого выделяются породы таннуольского ($Є_2$) и кызыкчадрского ($Є_{2–3}$) интрузивных комплексов (Семенов, Юркевич, 2019). Ожинский плутон в плане имеет овальную форму, прослеживается на 60 км в широтном направлении и достигает 15 км в поперечнике. В южной части плутона расположен полифазный Кызыкчадрский интрузивный габбро-диорит-гранодиорит-гранитный массив размером 12.5 × 3.0 км, прорывающий метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы туматтайгинской свиты венд-раннекембрийского возраста (Уссар и др., 1978; Гусев и др., 2014; Старостин и др., 2022). По петрохимическим характеристикам породы кызыкчадрского комплекса относятся к известково-щелочной серии с повышенной калиевой щелочностью. Рудоносными являются порфировые породы (кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры) в центральной части массива, слагающие малые пластинообразные и дайкообразные тела, прорывающие гранитоиды главных фаз. В краевой части порфирового интрузива присутствуют разрозненные тела приконтактовых эксплозивных брекчий, что предполагает относительно малый эрозионный срез рудно-магматической системы (Старостин и др., 2023). Возраст формирования гранитов Кызыкчадрского массива, определенный по цирконам (U-Pb, SHRIMP II), составляет 508 ± 7 млн лет, кварцевых порфиров – 507 ± 2 млн лет (Гусев и др., 2014).

На месторождении Кызык-Чадр выявлены два участка, расположенных в 2 км друг от друга (рис. 1), которые представляют собой зоны интенсивных гидротермальных изменений (серицитизация, окварцевание, сульфидизация и т. д.). Первый участок находится в районе слияния руч. Левого, Среднего и Правого Кызык-Чадра. В пределах участка развиты филлитовидные “сланцы” по вулканогенно-осадочным породам туматтайгинской свиты ($V–Є_1tm$) с небольшим линзовидным выходом апофизы гранитов (1.0 × 0.1 км) третьей фазы кызыкчадрского комплекса. На контакте с гранитами в сланцах отмечены зоны дробления, ороговикования, карбонатизации и хлоритизации мощностью от 2 до 10 м. Граниты интенсивно изменены вплоть до образования серицит-альбит-кварцевых метасоматитов, иногда с хлоритом и эпидотом. Реликтовые структуры средне- и мелкозернистые, гипидиоморфно-зернистые, порфировые; текстуры массивные, порфировые, микроструктуры пойкилитовые. На участке выявлены небольшие тела прожилково-вкрапленных медных руд и несколько золотокварцевых и золотосульфидно-кварцевых жил. Первый участок меньше размером, чем второй, но руды здесь богаче Au и Cu и связаны с золотосульфидно-кварцевыми жилами с борнитом, халькопиритом, пиритом. Кварцево-жильные тела сопровождаются оторочками интенсивно милонитизированных пород, зонами серицитизации, аргиллизации и окварцевания.

Золото локализовано в кварцевых жилах мощностью от 1.5 до 4.5 м и длиной от 40 до 170 м. В рудном поле месторождения известно семь кварцевых жил, две из которых (№ 1 и 3) разведывались, остальные пять жил имеют неясные перспективы и нуждаются в геологическом изучении. По жилам № 1 и 3 подсчитаны запасы: Au по категории $B + C_1 + C_2$ – 947.5 кг, Cu по категории $B + C_1 + C_2$ – 10.1 тыс. т, Ag по категории C_2 – 3596 кг (Уссар и др., 1978).

Второй участок месторождения расположен в верховьях руч. Левого и Среднего Кызык-Чадра и представляет собой крупное поле штокверкового Au-Mo-Cu-порфирового оруденения, прослеживающееся в СЗ направлении на 4 км при ширине 0.25–2.5 км. Штокверковое оруденение с прожилково-вкрапленной минерализацией, сопровождающейся зональным ареалом гидротермально-метасоматических изменений (от центра к периферии: кварц-калиево-полевошпатовая, кварц-серицитовая, внутренняя пропилитовая, внешняя пропилитовая), приурочено к экзо- и эндоконтактовой зоне рудоносного порфирового интрузива (Андреев и др., 2021). Наложенная аргиллизация встречается в виде отдельных участков в зонах кварц-серицитовых метасоматитов. Промышленные прожилково-вкрапленные руды приурочены к областям сопряжения кварц-калиево-полевошпатовой, кварц-серицитовой и внутренней пропилитовой метасоматических зон. В пределах внешних кварц-серицитовой зоны и пропилитовой подзоны развит “пиритовый ореол”.

Рудная минерализация представлена мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидов, распро-

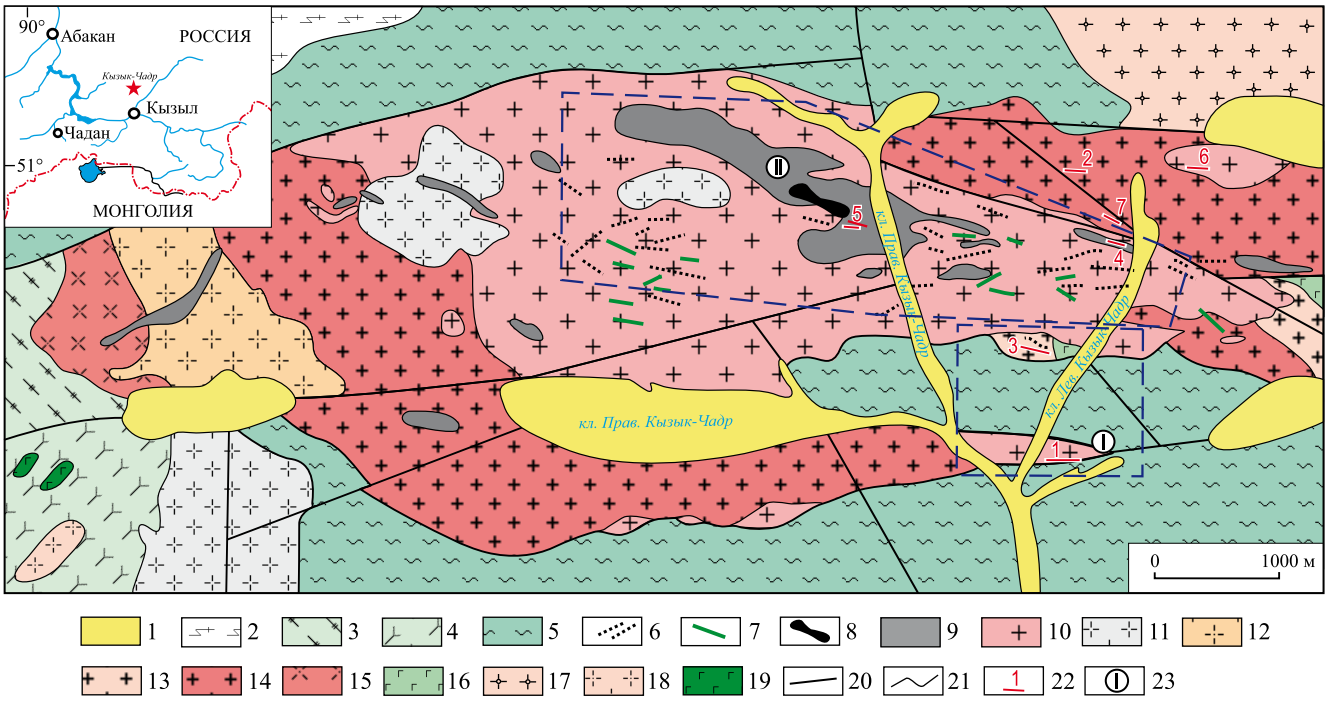

Рис. 1. Схема геологического строения Кызык-Чадрского рудного поля (по данным Р.Т. Уссара с соавторами (1978), Н.И. Гусева с соавторами (2014) с дополнениями авторов).

1 – четвертичные отложения (Q_{3-4}); 2 – бластокатаклазиты (по породам среднего состава), гнейсы, кристаллические сланцы; 3 – порфироиды; 4 – метапорфириты; 5 – серицит-хлорит-кварц-полевошпатовые сланцы; 6–14 – кызыкчадрский комплекс ($Є_{1-2}k$): 6 – дайки кварцевых, кварц-плагиоклазовых и биотит-кварц-плагиоклазовых порфиров, 7 – дайки диорит-порфиров, 8 – эксплозивные брекчии, 9 – кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, 10 – граниты биотитовые среднезернистые, 11 – гранодиориты средне- и равномернозернистые, 12 – гранодиориты порфировидные, 13 – микрогранодиориты, 14 – кварцевые монцодиориты; 15 – диориты, габбро-диориты; 16 – габброиды; 17 – ранне- и среднекембрийские граниты; 18, 19 – раннекембрийский комплекс: 18– гранит-порфиры, 19 – габбро; 20 – разрывные нарушения; 21 – геологические границы; 22 – рудные жилы и их номера; 23 – рудные участки (I – Первый, II – Второй).

Fig. 1. Geological scheme of the Kyzyk-Chadyr ore field (according to R.T. Ussar et al. (1978), N.I. Gusev et al., (2014), modified).

1 – Quaternary sediments (Q_{3-4}); 2 – blastocataclasites, gneisses, crystalline schists; 3 – porphyroids; 4 – metaporphyrites; 5 – sericite-chlorite-quartz-feldspar schists; 6–14 – Kyzikchadyr complex ($Є_{1-2k}$): 6 – dykes of quartz-, quartz-plagioclase and biotite-quartz-plagioclase porphyries, 7 – dykes of diorite-porphyries, 8 – explosive breccias, 9 – quartz-, quartz-plagioclase and biotite-quartz-plagioclase porphyries, 10 – medium-grained biotite granites, 11 – uniform-grained granodiorites, 12 – porphyritic granodiorites, 13 – microgranodiorites, 14 – quartz montsodiorites; 15 – diorites, gabbrodiorites; 16 – gabbroids; 17 – Early-Middle Cambrian granites; 18, 19 – Early Cambrian complex: 18 – granite-porphyries, 19 – gabbro; 20 – faults; 21 – geological boundaries; 22 – ore veins; 23 – ore areas (I – First, II – Second).

страненной как в основной массе метасоматитов, так и в кварц-карбонатных, кварцевых и кварц-сульфидных прожилках. Мощность кварцевых, карбонатно-кварцевых, полевошпатово-кварцевых и пирит-кварцевых прожилков – первые сантиметры, иногда до 0.5 м. Нередки прожилки молибденита и халькопирита, приуроченные к плоскостям трещин. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые (Рогов, 1992). Главные рудные минералы прожилково-вкрапленных руд: пирит, халькопирит, в меньшей степени молибденит; второстепенные – борнит, блеклые руды, галенит, сфалерит, гематит, магнетит; редкие – арсенопирит, энаргит и самородное золото; гипергенные – халькозин, малахит, азурит, ковеллин, хризоколла, лимонит, самородная медь. Зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует.

Рудные минералы образуют минеральные ассоциации, концентрически сменяющиеся в пространстве от центральных частей минерализованных зон к их периферии в следующем порядке: борнит-халькопирит-кварцевая (в кварц-калиево-полевошпатовой зоне), пирит-молибденит-халькопирит-кварцевая (в кварц-калиево-полевошпатовой, кварц-серицитовой и внешней пропилитовой зонах), пирит-блеклово-рудно-полисульфидная (в карбонатизированной тектонической, кварц-серицитовой и аргиллизитовой зонах) (Андреев и др., 2021).

Штокверковое оруденение характеризуется первичными и вторичными ореолами рассеяния основных элементов-индикаторов медно-порфирового оруденения – Cu (0.01–0.6%), Mo (0.001–0.02%), Au (0.01–0.3 г/т), а также элементов-спутников – Ag, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Co и корреляцией Ag и Au в пространстве. При этом оно имеет типичное зональное строение – концентрации Cu + + Mo + Au в меднорудной зоне и Pb + Zn + Ag – на ее периферии. Содержание золота в прожилково-вкрапленных рудах достигает до 30 г/т, Ag – более 100 г/т. Самородное золото в этих рудах образует вкрапленность (0.03–0.05 мм) в халькопирите, слагающем гнезда с пиритом в прожилках кварца, а также пересекающем и цементирующем раздробленные зерна пирита (Андреев и др., 2021). Руды прослежены на глубину более 500 м без признаков выклинивания.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы руд отобраны с поверхности месторождения из естественных горных обнажений и геологоразведочных канав. Для определения минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд и гидротермально измененных пород и взаимоотношений минералов полированные шлифы и аншлифы изучены на микроскопах Olympus BX41 и ПОЛАМ П-213М в ТувИКОПР СО РАН (г. Кызыл).

Химический состав минералов определен в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик А.Ш. Шавекина) на СЭМ MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Для характеристики самородного золота использована следующая градация: весьма высокопробное – 1000–950‰, высокопробное – 950–900‰, средней пробности – 900–800‰, относительно низкопробное – 800–700‰, электрум (низкопробное) – 700–300‰, кюстелит – 300–100‰, самородное серебро – 300–100‰. Проба самородного золота определялась в промилле (‰) по формуле Au/(Au + Ag + Hg)×1000‰.

Термометрические исследования флюидных включений в кварце проведены в термокамере Linkam TMS-600 с ПО LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51 (ЮУрГУ, г. Миасс, аналитик Н.Н. Анкушева). Температуры эвтектики флюидных включений интерпретированы с использованием работ (Борисенко, 1982; Davis et al., 1990). Концентрации солей в растворах включений определены по финальным температурам плавления льда во включениях по (Bodnar, Vityk, 1994). Температуры гомогенизации включений приняты за минимальные температуры процесса минералообразования (Реддер, 1978). Состав газовой фазы флюидных включений уточнен при помощи рамановского микроспектрометра Horiba Jobin Yvon LabRam HR800 в сочетании с CCD-детектором и микроскопом Olympus BX40 с использованием 532-нм Nd:YAG-лазера. Монохроматор откалиброван по кремниевой полосе (520.7 см$^{-1}$) (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Е.О. Шапаренко). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1.

PT условия отложения жил также рассчитаны по геотермометрам, геофугометрам и минеральным парагенезисам. Области стабильностей рудных минералов в координатах fS_2–fTe_2 рассчитаны с использованием (Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988).

Изотопный состав кислорода в кварце определен в АЦ “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов) на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт-образец). Значения $\delta^{18}O$ приведены в промилле (‰) относительно стандарта SMOW.

Изотопный состав серы в сульфидах проанализирован в ЦКП “Многоэлементные и изотопные исследования” СО РАН с использованием газового масс-спектрометра Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (г. Новосибирск, аналитик В.Н. Реутский). Контроль измерений проведен набором образцов стандартного изотопного состава в диапазоне $\delta^{34}S$ от –15.1 до +21.8‰ относительно троилита из Canyon Diablo (CDT), в том числе международных: NBS-123 ($\delta^{34}S$ = +17.44) и NBS-127 ($\delta^{34}S$ = +21.8). Воспроизводимость значений $\delta^{34}S$, включая подготовку образца, не превысила 0.1‰ (2σ). Значения $\delta^{34}S$ (‰) приведены относительно стандарта CDT.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТОСУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Авторами изучена золоторудная минерализация жил № 1 и 3. Жила № 1 залегает на южном контакте гранитов кызыкчадрского комплекса с вмещающими метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами туматтайгинской свиты (V–Є$_1$tm). Простирание ее субширотное, падение северное под углом 45–50°, на поверхности жила прослежена на 170 м, на глубину – на 95 м. Средняя мощность жилы составляет 0.9 м при разбросе от 0.1 до 4.5 м. Жила сложена молочно-белым, брекчированным кварцем, который с цементированными сульфидами меди образует руды массивной, полосчатой, петельчатой и брекчиевидной текстур.

Рудные минералы представлены борнитом, количество которого иногда превышает 15–20%. В небольшом количестве отмечаются халькопирит, пирит и самородное Au. Содержание Au в жиле колеблется от следов до 150 (в среднем 8.2) г/т, Ag – 78 (в среднем 28) г/т.

Жила № 3 залегает в микрогранодиоритах кызыкчадрского комплекса и имеет протяженность 160 м, мощность – 0.1–2.0 м. Среднее содержание Au составляет 14 г/т, максимальное – 40 г/т. Мощность остальных жил варьируется от долей метра до 2 м (в среднем 0.3–0.4 м) при протяженности от 36 до 140 м (Уссар и др., 1978).

Минералого-геохимическими исследованиями установлены три стадии минерализации (рис. 2): 1) кварц-серицитовая с пиритом; 2) золотосульфидно-кварцевая с кварцем, сидеритом, борнитом, халькопиритом, пиритом, минералами ряда галенит–клаусталит, золотом, ртутистым золотом, электрумом, ртутистым электрумом, ртутистым кюстелитом, вейшанитом $(Au,Ag)_{1.2}Hg_{0.8}$, гесситом Ag_2Te, алтаитом PbTe, колорадоитом HgTe, штютцитом Ag_5Te_3, эмпресситом AgTe, сильванитом $AgAuTe_2$, петцитом Ag_3AuTe_2, фишессеритом Ag_3AuSe_2, блеклыми рудами, баритом ± цумоит BiTe ± Se-ютенбогардтит Ag_3AuS_2 ± акантит Ag_2S, самородные Bi и Te; 3) хлорит-кальцит-кварцевая.

В коре выветривания развиты малахит, азурит, лимонит, халькозин, ковеллин, церуссит, хризоколла, иодаргирит, майерсит, гипергенное золото.

Самородное золото, а также агрегаты высокопробного золота, Hg-золота и Hg-электрума образуют вкрапленность в кварце, борните, пирите или малахите и халькозине. Видимое золото в рудах представлено зернами от 0.01 до 5.0 мм. Цвет золота варьируется от золотисто-желтого до серебристого с желтоватым оттенком. Для большинства зерен (60%) характерен неоднородный цвет, который изменяется в пределах одного зерна. Соотношение золотисто-желтых и серебристых участков на поверхности зерен также варьируется. Форма зерен разнообразна: преобладают трещинно-прожилковые, комковато-ветвистые, угловатые, каплевидные и ячеистые, реже отмечаются кристаллы и губчатые зерна золота. Поверхность зерен преимущественно шагреневая, мелкоямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная (рис. 3).

Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что самородное золото по содержаниям Ag и Hg представлено (мас. %):

1) весьма высокопробным (Au – 94.41–97.39, Ag – 1.63–4.45, Cu – 0.00–0.60, Te – 0.00–0.41);

2) высокопробным с Hg до 1.3 мас. % (Au – 89.81–96.37, Ag – 4.18–8.03, Hg – 0.00–1.25, Cu – 0.00–0.43, Te – 0.00–0.42);

3) среднепробным с Hg до 4 мас. % (Au – 80.14–89.15, Ag – 7.26–18.98, Hg – 0.00–3.66, Cu – 0.00–0.40, Te – 0.00–0.42);

4) относительно низкопробным с Hg до 7 мас. % (Au – 71.56–79.15, Ag – 18.03–24.94, Hg – 0.00–6.95, Cu – 0.00–0.31);

5) ртутистым электрумом (Au – 31.19–69.28, Ag – 25.14–51.81, Hg – 3.30–19.82, Cu – 0.00–0.84, Te – 0.00–0.78);

6) ртутистым кюстелитом (Au – 29.28, Ag – 51.16; Hg – 19.08).Средняя пробность золота жил месторождения Кызык-Чадр составляет 735‰ при вариациях от 294 до 998‰. Содержание Ag в минералах ряда Au–Ag–Hg отмечается (мас. %) до 53.83, Hg – 19.82, Cu – 0.83, Te – 0.78. В самородном золоте наблюдается обратная корреляция содержаний Hg с пробностью золота, т. е. содержание Au от центра зерна к краю закономерно уменьшается до 10 мас. %, иногда с 90.97 до 62.97 мас. %, а содержания Ag и Hg, наоборот, увеличиваются вплоть до Hg-электрума (табл. 1, рис. 4).

Часто отмечаются агрегаты безртутистого, Hg-золота и Hg-электрума (см. рис. 4). Характер взаимоотношений этих минералов предполагает близодновременное отложение. На поверхности самородного золота отмечены наросты вейшанита в виде кристаллов гексагонально-призматического облика. Состав минерала отвечает формуле $(Au,Ag)_{1.4}Hg_{0.6}$.

Самородное золото ассоциирует с теллуридами Au, Ag, Hg, Bi и Pb, которые находятся в виде мономинеральных включений в борните, халькопирите, пирите и кварце (рис. 5). Морфология выделений гессита, колорадоита, алтаита, штютцита, эмпрессита, сильванита, петцита и цумоита разнообразна, и составы не отклоняются или отклоняются незначительно от стехиометрии (табл. 2).

Петровскаит, фишессерит и Se-ютенбогардтит представлены мелкими (до 50 мкм) включениями в кварце, пирите и лимоните по пириту (см. рис. 5, табл. 3). Часто фишессерит образует срастания с самородным золотом (см. рис. 5з, и).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ

Для определения *PT* параметров минералообразующего флюида золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр проведены термометрические исследования флюидных включений в кварце жил № 1 и 3 (рис. 6). Проанализированы двухфазные (газово-жидкие, $Ж_{H_2O}$ + Г, VL) флюидные включения в раннем кварце с высокопробным золотом, борнитом и халькопиритом (обр. КЧ-19-1), кварце с Hg-золотом и Hg-электрумом (обр. КЧ-4-7 и КЧ-22-1) жилы № 1. В жиле № 3 исследован кварц, не содержащий Hg-золота и Hg-электрума (обр. КЧ-3-1, КЧ-3-2 и КЧ-3-2а).

Результаты термометрических исследований флюидных включений приведены в табл. 4 и на рис. 7.

В кварце жилы № 1 классифицируются (Реддер, 1978) двухфазные ($Ж_{H_2O}$ + Г) первичные и псевдовторичные флюидные включения (см. рис. 6). Включения имеют размеры 5–15 мкм; одиночные, удлиненной, угловатой формы, а также в форме “отрицательного кристалла”, расположенные хаотично в минерале-хозяине. Газовые вакуоли в них

Рис. 2. Схема последовательности минералообразования в золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр.

Fig. 2. Mineral sequence scheme of gold-sulfide-quartz veins of the Kyzyk-Chadr deposit.

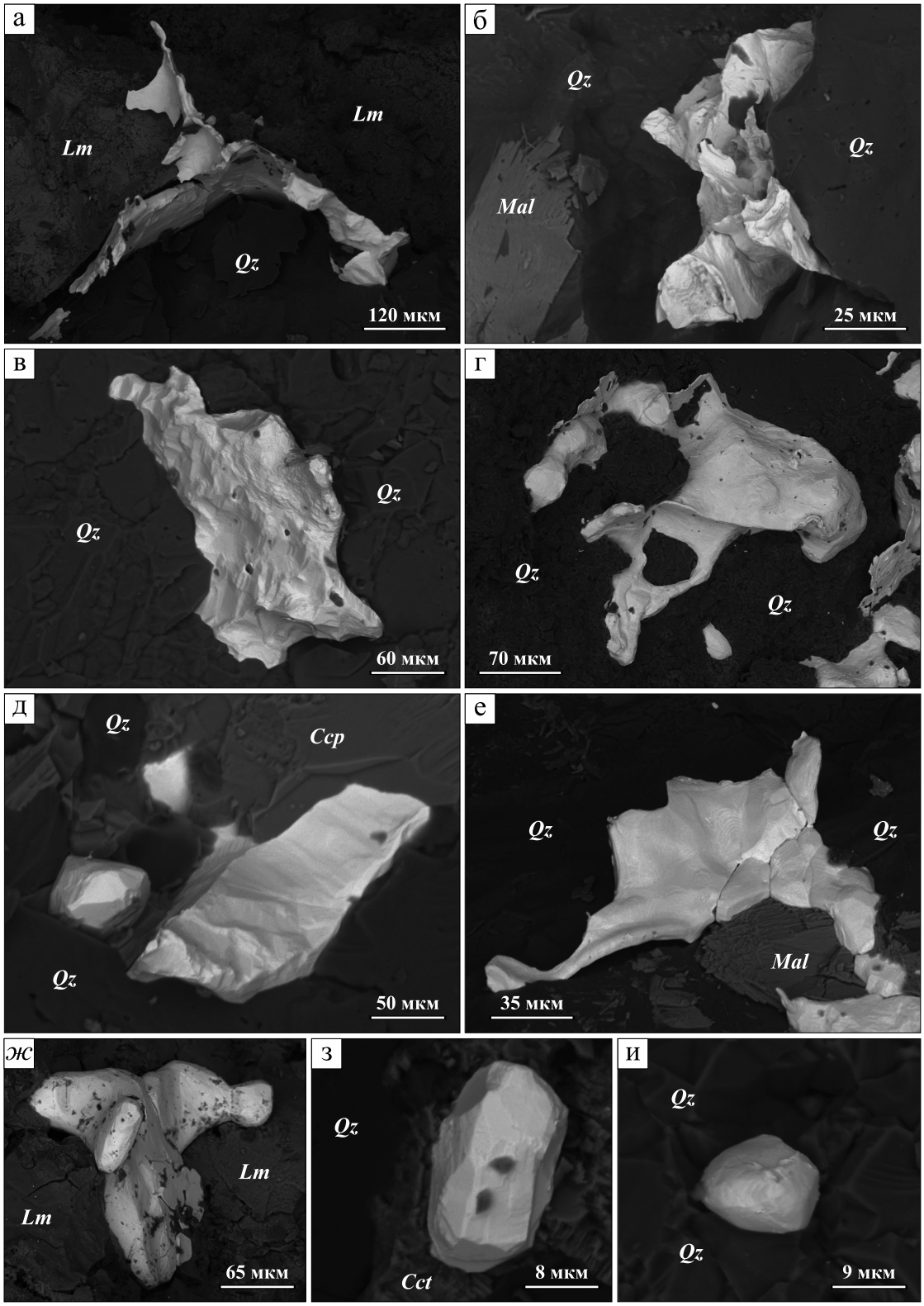

Рис. 3. Формы выделения золота в кварце (*Qz*), халькопирите (*Ccp*), лимоните (*Lm*) и халькозине (*Cct*) с малахитом (*Mal*). Снимки в режиме BSE.

Fig. 3. Gold grains in quartz (*Qz*), chalcopyrite (*Ccp*), limonite (*Lm*) and chalcosite (*Cct*) with malachite (Mal). BSE images.

Таблица 1. Химический состав зональных зерен золота из золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр, мас. %

Table 1. Chemical composition of zonal gold grains from gold-sulfide-quartz veins of Kyzik-Chadr deposit, wt %

№ п. п.	Зона	Au	Ag	Hg	Cu	Te	Σ	Пробность
1	Центр	95.82	3.8	–	–	–	99.62	962
2	–“–	94.83	3.89	–	0.44	–	99.16	956
3	Край	95.16	4.01	–	0.44	–	99.61	955
4	Центр	94.04	5.19	–	–	–	99.23	948
5	Край	93.38	5.6	–	0.36	–	99.34	940
6	Центр	92.96	7.13	–	0.29	–	100.38	926
7	–“–	81.05	18.4	–	–	–	99.45	815
8	Край	80.16	18.95	–	–	–	99.11	809
9	Центр	94.81	4.06	–	0.42	0.40	99.69	951
10	–“–	76.95	19.04	2.59	–	0.42	99.00	777
11	–“–	76.54	18.03	4.69	–	–	99.26	771
12	Край	72.63	19.77	6.95	–	–	99.35	731
16	Центр	90.97	8.03	–	0.3	–	99.3	916
17	–“–	82.09	16.91	–	–	–	99.00	829
18	–“–	72.3	24.66	3.3	–	–	100.26	721
19	–“–	64.48	25.89	8.95	–	–	99.32	649
20	Край	62.97	26.11	10.35	–	–	99.43	633
21	Центр	89.81	7.3	1.21	0.43	0.38	99.13	906
22	Край	76.99	15.92	6.49	–	–	99.4	775
23	Центр	79.15	20.57	1.07	–	–	100.79	785
24	–“–	68.49	26.53	4.28	–	–	99.3	690
25	Край	51.55	39.62	8.1	–	–	99.27	519
31	Центр	73.56	23.37	2.39	–	–	99.32	741
32	–“–	73.1	23.71	3.02	–	–	99.83	732
33	–“–	66.57	27.26	5.04	0.36	–	99.23	671
34	–“–	62.62	30.69	5.86	–	–	99.17	631
35	–“–	53.17	37.24	7.97	0.49	0.47	99.34	535
36	Край	46.65	44.17	9.71	–	–	100.53	464
37	Центр	69.28	26.46	3.64	–	–	99.38	697
38	Край	56.22	34.96	7.92	–	0.38	99.48	565
39	Центр	64.12	30.16	5.58	–	–	99.86	642
40	Край	48.76	42.67	7.31	–	0.47	99.21	491
41	Центр	62.84	28.42	8.16	–	–	99.42	632
42	Край	57.05	37.21	4.90	–	–	99.16	575
43	Центр	50.99	39.65	8.38	–	–	99.02	515
44	Край	42.88	48.73	7.5	–	0.56	99.67	430
45	Центр	50.66	42.02	7.01	–	–	99.69	508
46	Край	50.00	38.76	10.41	–	–	99.17	504
47	Центр	46.08	44.32	9.52	–	–	99.92	461
48	Край	40.42	45.67	13.7	–	–	99.79	405
49	Центр	41.98	37.94	19.41	–	–	99.33	423
50	Край	31.19	47.78	19.82	–	0.47	99.26	314

Примечание. Здесь и в табл. 2 состав минералов определялся на электронном микроскопе MIRALM (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Here and in Table 2: the mineral composition was determined on SEM MIRA LM (IGM SB RAS, Novosibirsk). Dash – limit below detection.

занимают от 5 до 40% объема включений. Включения распределены по зернам кварца хаотично или группами по 10–15 включений, зон роста не обнаружено.

Для первичных включений в кварце жилы № 1 температуры гомогенизации в жидкую фазу составляют 320–360°C. Температуры эвтектики (–21…–26°C) и плавления последней кристаллической фазы (–3.3…–5°C) указывают на Na- и K-Na хлоридный состав флюида со значениями солености флюида 5.4–7.9 мас. % NaCl-экв.

Температуры гомогенизации псевдовторичных включений в кварце жилы № 1 равны 250–320°C. Температуры эвтектики (–21…–32°C) свидетель-

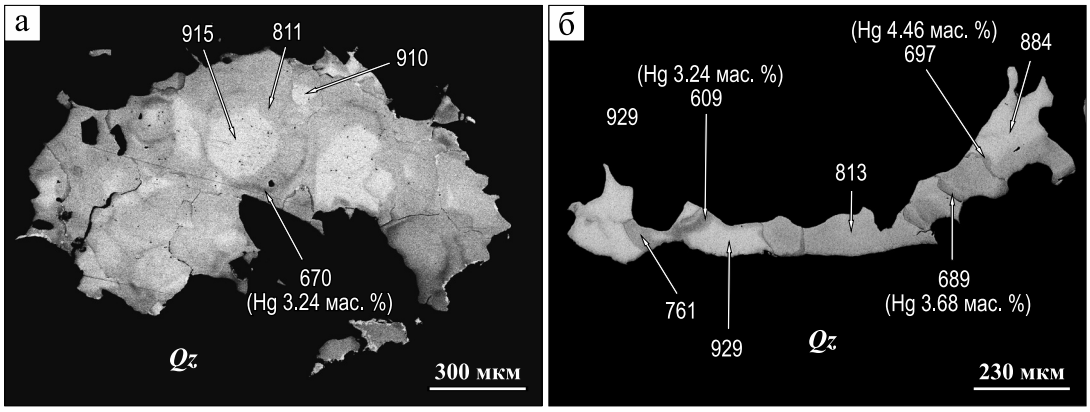

Рис. 4. Пробность (‰) и содержание Hg (мас. %) в зернах золота из золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр. Снимки в режиме BSE.

Fig. 4. Fineness (‰) and Hg content (wt %) in gold grains from gold-sulfide-quartz veins of Kyzik-Chadr deposit. BSE images.

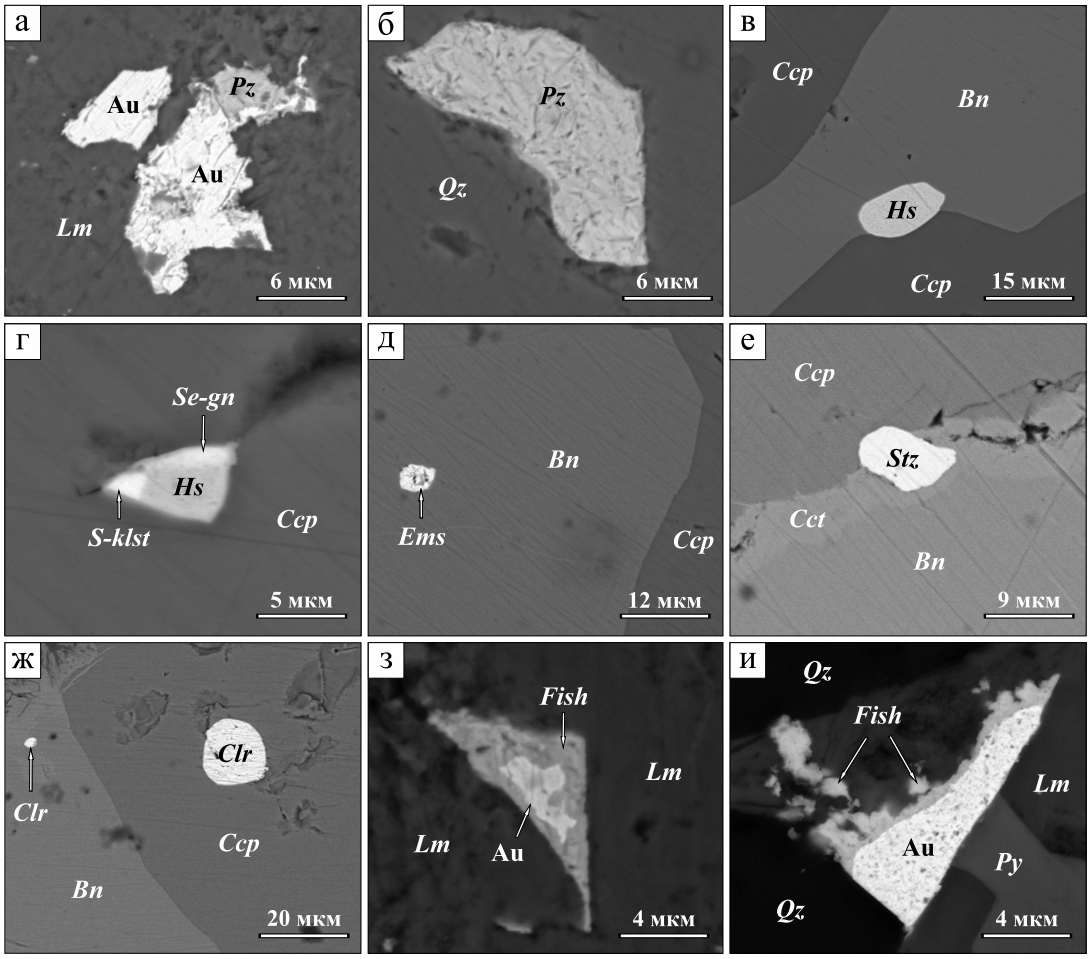

Рис. 5. Выделения золота (Au), петцита (*Pz*), гессита (*Hs*), Se-галенита (*Se-gn*), S-клаусталита (*S-klst*), эмпрессита (*Ems*), штютцита (*Stz*), колорадоита (*Clr*), фишессерита (*Fish*) в кварце (*Qz*), борните (*Bn*), халькопирите (*Ccp*), халькозине (*Cct*) и лимоните (*Lm*). Снимки в режиме BSE.

Fig. 5. Gold (Au), petzite (*Pz*), hessite (*Hs*), Se-galenite (*Se-gn*), S-clausthalite (*S-klst*), empressite (*Ems*), schützite (*Stz*), coloradoite (*Clr*), and fischesserite (*Fish*) in quartz (*Qz*), bornite (*Bn*), chalcopyrite (*Ccp*), chalcosite (*Cct*), and limonite (*Lm*). BSE images.

Таблица 2. Химические составы теллуридов Au, Ag, Hg и Bi, мас. %

Table 2. Chemical compositions of Au, Ag, Hg, and Bi tellurides, wt %

№ п. п.	Au	Ag	Hg	Bi	Te	∑	Кристаллохимическая формула
Петцит Ag_3AuTe_2							
1	26.25	41.18	–	–	31.99	99.42	$Ag_{2.99}Au_{1.04}Te_{2.97}$
2	25.33	40.54	–	–	33.18	99.05	$Ag_{2.95}Au_{1.01}Te_{2.94}$
3	26.74	40.83	–	–	31.47	99.04	$Ag_{2.98}Au_{1.07}Te_{2.95}$
4	27.20	40.82	–	–	31.66	99.68	$Ag_{2.97}Au_{1.08}Te_{2.95}$
Сильванит $AuAgTe_4$							
5	23.52	13.79	–	–	62.03	99.34	$Ag_{1.04}Au_{0.98}Te_{3.98}$
Гессит Ag_2Te							
6	–	62.41	–	–	37.59	100	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
7	–	62.05	–	–	37.45	99.50	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
8	–	62.45	–	–	37.51	99.96	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
9	–	62.80	–	–	37.15	99.95	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
10	–	62.20	–	–	37.79	99.99	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
11	–	62.65	–	–	37.31	99.96	$Ag_{2,00}Te_{1.00}$
12	–	62.45	–	–	37.51	99.96	$Ag_{1.99}Te_{1.01}$
13	–	62.51	–	–	37.21	99.73	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
14	–	62.31	–	–	36.98	99.29	$Ag_{2.00}Te_{1.00}$
15	–	63.81	–	–	35.80	99.61	$Ag_{2,03}Te_{0,97}$
16	–	63.05	–	–	36.80	99.85	$Ag_{2,00}Te_{1,00}$
Штютцит Ag_5Te_3							
17	–	58.77	–	–	41.21	99.98	$Ag_{5.02}Te_{2,98}$
18	–	58.41	–	–	41.55	99.96	$Ag_{5.00}Te_{3.00}$
19	–	58.40	–	–	41.59	99.99	$Ag_{4.99}Te_{3.01}$
20	–	58.34	–	–	41.65	99.99	$Ag_{4.99}Te_{3.01}$
21	–	58.43	–	–	41.55	99.98	$Ag_{5.00}Te_{3.00}$
22	–	57.92	–	–	41.28	99.20	$Ag_{4.99}Te_{3.01}$
Эмпрессит AgTe							
23	–	45.03	–	–	54.72	99.75	$Ag_{0.99}Te_{1.01}$
Волынскит $AgBiTe_2$							
24	–	17.02	–	40.58	42.25	99.85	$Ag_{0.92}Bi_{1.13}Te_{1.94}$
Колорадоит HgTe							
25	–	–	62.10	–	37.87	99.97	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
26	–	–	62.11	–	37.80	99.91	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
27	–	–	61.71	–	37.83	99.54	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
28	–	–	61.59	–	37.44	99.03	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
29	–	–	61.48	–	38.03	99.51	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
30	–	–	61.82	–	38.06	99.88	$Hg_{1.02}Te_{0.98}$
Цумоит, BiTe							
31	–	–	–	62.19	36.9	99.09	$Bi_{1.01}Te_{0.99}$

Примечание. Прочерк – ниже пределов обнаружения. Формулы петцита и сильванита рассчитаны на 6 ат., волынскита – на 4 ат., гессита – на 3 ат., эмпресита, колорадоита и цумоита – на 2 ат.

Note. Dash – below detection limits. Formulae of petzite and sylvanite are calculated for 6 at., wolynskite – for 4 at., hessite – for 3 at., empresite, coloradoite and tsumoite – for 2 at.

ствуют о содержании во флюиде хлоридов Na, K и Mg. Концентрации солей, согласно данным по температурам плавления последней кристаллической фазы (–3.6…–6.4°C), варьируются в пределах 5.9–9.7 мас. % NaCl-экв.

Псевдовторичные флюидные включения в кварце жилы № 3 имеют температуры эвтектики от –18 до –33°C, следовательно, содержат флюид комплексного солевого состава $NaCl$-KCl-$MgCl_2$-H_2O. Гомогенизация включений в жидкую фазу происходила в интервале от 230 до 330°C. Значения солености варьируются от 5.7 до 10 мас. % NaCl-экв.

Двухфазные включения ассоциируют с однофазными, существенно водными, включениями ($Ж_{H_2O}$) размером порядка 5 мкм. Кроме того, в кварце присутствуют вторичные включения, трассирующие трещины, размером менее 3 мкм, которые не изучались.

По данным рамановской спектроскопии, газовая фаза представлена CO_2, примесей других га-

Таблица 3. Химические составы селенидов и сульфидов Au и Ag, мас. %

Table 3. Chemical compositions of Au, and Ag selenides and sulfides, wt %

№ п. п.	Au	Ag	S	Se	∑	Кристаллохимическая формула
Фишессерит Ag_3AuSe_2						
1	29.72	46.01	–	23.81	99.54	$Ag_{2.91}Au_{1.03}Se_{2.06}$
2	31.5	45.27	–	23.18	99.95	$Ag_{2.88}Au_{1.10}Se_{2.02}$
Se-ютенбогардтит Ag_3AuS_2						
3	31.6	52.73	7.33	7.75	99.41	$Ag_{3.01}Au_{0.99}(S_{1.40}Se_{0,60})_{2.00}$
Петровскаит AuAgS						
4	56.12	33.35	9.67	–	99.14	$Ag_{1,04}Au_{0.95}S_{1.01}$
Акантит Ag_2S						
5	–	87.01	12.62	–	99.63	$Ag_{2.02}S_{0.98}$

Примечание. Прочерк – ниже пределов обнаружения. Формулы фишессерита и Se-ютенбогардтита рассчитаны на 6 ат., петровскаита и акантита – на 3 ат.

Note. Dash – below detection limits. Formulae of fischesserite and Se-uytenbogaardtite are calculated for 6 at., petrovskaite and acanthite – for 3 at.

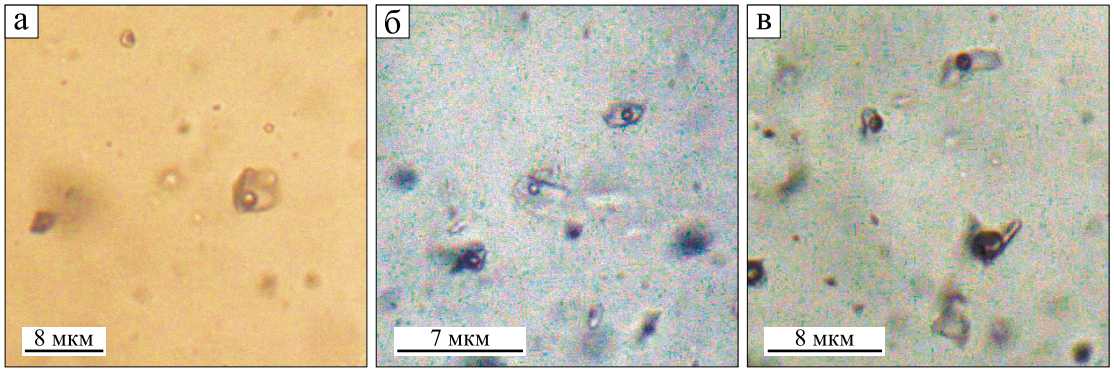

Рис. 6. Флюидные включения в кварце жил месторождения Кызык-Чадр.

а, б – жила № 1, в – жила № 3.

Fig. 6. Fluid inclusions in quartz in veins of the Kyzyk-Chadr deposit.

а, б – vein № 1, в – vein № 3.

зов обнаружено не было. Спектр рамановского рассеяния, полученный в газовой фазе флюидных включений в кварце жил № 1 и 3, представлен на рис. 8. В рамановском спектре молекулы CO_2 наблюдаются две интенсивные колебательные моды около 1281 см$^{-1}$ (ν_1) и 1386 см$^{-1}$ (2 ν_2), а также мода в области 1370 см$^{-1}$, связанная с колебаниями $^{13}CO_2$ (2ν_2), и двух малоинтенсивных линий в области 1285 и 1388 см$^{-1}$ (“hotbands”), связанных с переходами из более высоких по энергии (возбужденных) колебательных состояний, обусловленных тепловой энергией молекул $^{12}CO_2$ (Hurai et al., 2015).

Температуры минералообразования жилы № 3 по парагенезису петцит–гессит–самородное золото (Бортников и др., 1988) составляют 264–227°C, что согласуется с результатами термометрических исследований флюидных включений.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ O И S

Величина $\delta^{18}O$ кварца рудных жил изменяется от 12.5 до 15.3‰. Значения $\delta^{18}O$ флюида, в соответствии с уравнением фракционирования (Zhang et al., 1989; Zheng, 1999) и средними температурами минералообразования, полученными по флюидным включениям, следующие: кварца с высокопробным золотом, халькопиритом и борнитом – +7.1‰ (T = 300°C), кварца с низкопробным золотом и Hg-электрумом – от +4.6 до +3.5‰ (T = 270–225°C) (табл. 5).

Величины $\delta^{18}O_{H_2O}$ (+7.1‰) флюида кварца с высокопробным золотом, попадающие в область значений, относящихся к флюидам как магматического, так и метаморфического происхождения, позднего кварца с низкопробным золотом и Hg-электрумом ($\delta^{18}O_{H_2O}$ +3.1…+4.6‰), указывают на

Таблица 4. Результаты изучения флюидных включений в кварце месторождения Кызык-Чадр

Table 4. Results of fluid inclusions study in quartz of Kyzik-Chadr deposit

Обр.	Ассоциация ФВ	N	$T_{гом}$, °C	$T_{эвт}$,°C	$T_{пл\ льда}$, °C	Соленость, мас. % NaCl-экв.	Солевой состав	Газовый состав
Жила № 1								
КЧ-22-1	П	8	345–348	–	–	–	–	CO_2
	ПВ	34	240–274	–	–	–	–	CO_2
КЧ-19-1	П	41	321–362	–21…–26	–3.3…–5	5.4–7.9	Хлориды Na, K	CO_2
	ПВ	11	248–252	–	–	–	–	CO_2
КЧ-4-7	ПВ	37	253–322	–21…–32	–3.6…–6.4	5.9–9.7	Хлориды Na, K, Mg	CO_2
Жила № 3								
КЧ-3-1	ПВ	36	294–338	–21…–33	–3.5…–6.1	5.7–9.3	Хлориды Na, K, Mg	CO_2
КЧ-3-2а	ПВ	30	274–334	–23…–30	–4.4…–6	7–10.2	Хлориды K, Mg	CO_2
КЧ-3-2	ПВ	43	234–276	–18…–29	–3.5…–5.5	5.7–8.5	Хлориды Na, K	CO_2

Примечание. П – первичные, ПВ – псевдовторичные; N – количество включений; $T_{гом}$ – температура гомогенизации, $T_{эвт}$ – температура эвтектики, $T_{пл\ льда}$ – температура плавления последнего кристалла льда. Прочерк – не определено.

Note. FIA: П – primary, ПВ – pseudo-secondary; N – number of inclusions; $T_{гом}$ – homogenization temperature, $T_{эвт}$ – eutectic temperature, $T_{пл\ льда}$ – final melting temperature. Dash – not measured.

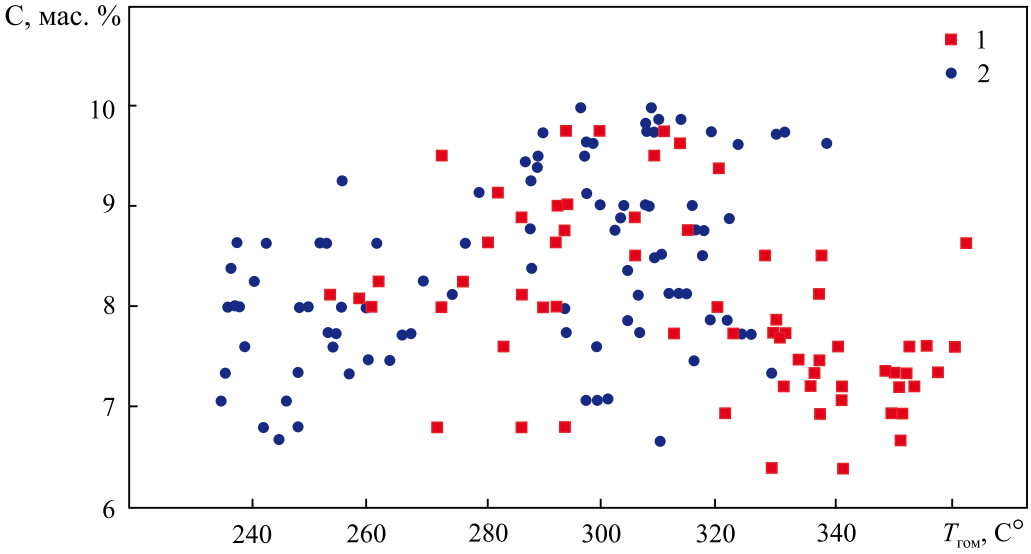

Рис. 7. Диаграмма температур гомогенизации ($T_{гом}$, °C) и солености (C, мас. %) включений в кварце месторождения Кызык-Чадр.

1 – жила № 1, 2 – жила № 3.

Fig. 7. Temperature of homogenization ($T_{гом}$, °C) vs salinity (C, wt %) plot of Kyzik-Chadr deposit.

1 – vein No. 1, 2 – vein No. 3.

смешение рудоносного магматогенного флюида с метеорной водой (рис. 9).

Изотопный состав серы в сульфидах в ассоциации с высокопробным золотом варьируется от +6.9 (халькопирит) до +7.5‰ (борнит), в пирите с низкопробным золотом и Hg-электрумом – от +6.6 до +7.1‰. Значения $\delta^{34}S_{H_2S}$ флюида, в соответствии с уравнением фракционирования (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006) и средними температурами минералообразования, полученными по флюидным включениям, для кварца с высокопробным золотом варьируются от +6.7 до +7.3‰ (T = 300°C), кварца с низкопробным золотом – от +5.2 до +5.7‰ (T = 270°C).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Массивные, полосчатые, петельчатые, брекчиевидные текстуры золотосульфидно-кварцевых жил месторождения Кызык-Чадр и их минералого-геохимические особенности, а именно наличие сложно-зональных зерен, Hg-золота (Hg до 7 мас. %), Hg-электрума (Hg до 20 мас. %), петцита Ag_3AuTe_2,

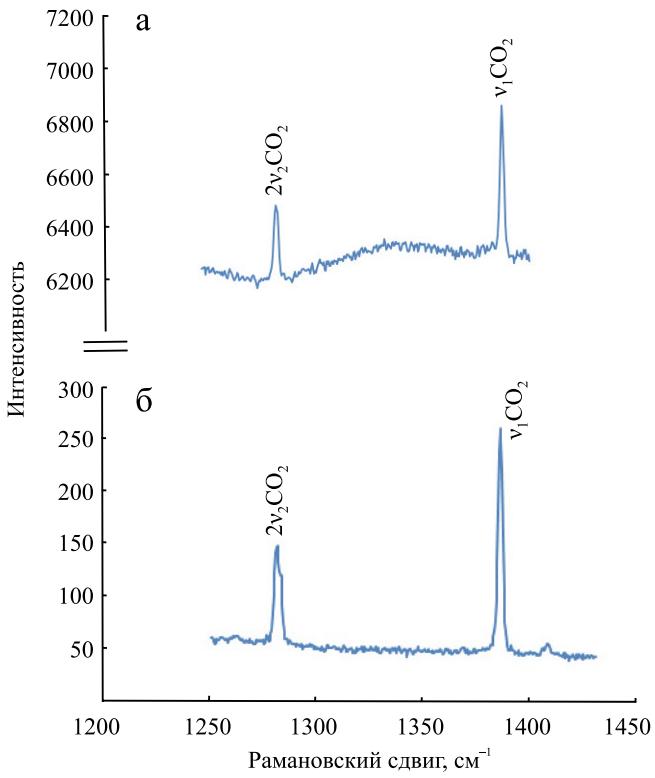

Рис. 8. Рамановские спектры, полученные в газовых пузырьках флюидных включений в кварце жил № 1 (а, обр. КЧ-22-1) и № 3 (б, обр. КЧ-3-2).

Fig. 8. Raman spectra of fluid inclusion vapor bubbles from quartz of vein No. 1 (a) and No. 3 (б).

гессита Ag_2Te, фишессерита Ag_3AuSe_2, Se-ютенбогардтита Ag_3AuS_2, акантита Ag_2S, колорадоита HgTe и широкие вариации пробности самородного золота (от 294 до 998‰), характерные для эпитермальных месторождений, позволяют предполагать, что они образовались в гипабиссальной фации глубинности $P \approx 0.5$–0.75 кбар (≈1.5–2.3 км).

Таблица 5. $\delta^{18}O$ кварца и сосуществующего флюида месторождения Кызык-Чадр

Table 5. $\delta^{18}O$ of quartz and ore-forming fluid of Kyzik-Chadr deposit

№ п. п.	№ пробы	$\delta^{18}O$ кварца, ‰ (CDT)	$T_{ср}$	$\delta^{18}O$ ($_{H_2O}$) флюида, ‰ (CDT)
		Жила № 1		
1	КЧ-19-1	14.5	300	+7.1
2	КЧ-22	15.3	225	+4.6
		Жила № 3		
3	КЧ-3-1	12.5	270	+4.0
4	КЧ-3-2	12.9	240	+3.1

Примечание. Анализы выполнены в ГИН СО РАН, аналитик В.Ф. Посохов.

Note. Analyses were performed in Geological Institute SB RAS, operator V.F. Posokhov.

По данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии флюидных включений, Au-Ag жилы на месторождении Кызык-Чадр отлагались при понижении температур в интервале 360–230°C из K-Na ± Mg водно-углекислотно-солевого флюида с умеренной соленостью 5.7–10.0 мас. % NaCl-экв. Она имеет максимальные значения во включениях в кварце без Hg-золота и Hg-электрума (до 10.2 мас. % NaCl-экв.). Ассоциация двухфазных включений с однофазными жидкостными указывает на гетерогенное состояние флюида (Bowers, 1991).

Исходя из полученных данных можно заключить, что жилы № 1 и 3 отлагались в гипабиссальной фации глубинности (≈1.5–2.3 км) при сходных условиях. Уменьшение концентраций солей при снижении температур указывает на смешение рудоносного флюида с метеорной водой (Wilkinson, 2001).

Изотопные данные кислорода флюида (от +7.1 до +3.5‰) также указывают на смешение рудоносного магматического флюида с метеорной водой (см.

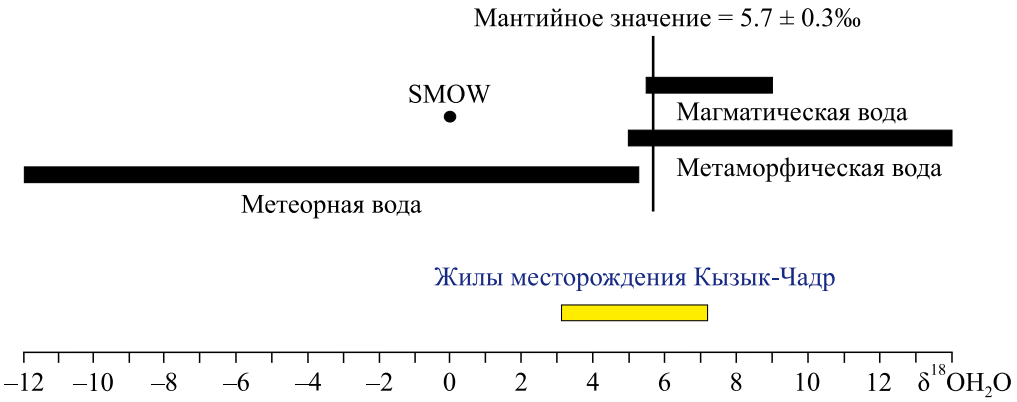

Рис. 9. Изотопный состав кислорода рудоносного флюида месторождения Кызык-Чадр.

Fig. 9. Oxygen isotopic composition of ore-forming fluid from Kyzik-Chadr deposit.

рис. 9). Значения $\delta^{34}S_{H_2S}$ флюида от +7.1 до +5.2‰ свидетельствуют о поступлении серы из гранитоидных магм и хорошо сопоставляются с сульфидной серой золотокварцевых и золотосульфидно-кварцевых руд (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, 1986; Hoefs, 2009). Отметим, что обилие теллуридов – минералогический индикатор прямого магматического вклада рудообразующую систему (Vikent'eva et al., 2020).

Минеральные парагенезисы с высокопробным золотом свидетельствуют о том, что рудоотложение происходило при высокой фугитивности (f) сульфидной серы $\lg f(S_2) = 10^{-12.5}–10^{-7}$ (при T = 300°C), парагенезисы с низкопробным золото и электрумом – при $\lg f(S_2) = 10^{-14.5}–10^{-7}$, $\lg f(Te_2) = 10^{-12.7}–10^{-10.5}$ и $\lg f(Se_2) = 10^{-19}–10^{-16}$ (при T = 250°C) (Barton, Skinner, 1979; Afifi et al., 1988; Журавкова и др., 2019). Уменьшение fS_2 сопровождалось ростом fO_2, так как широкое развитие минералов ртутистого золота и фишессерита в конце рудоотложения указывает на рудообразование при высокой fO_2, предположительно, из-за смешения рудоносного флюида с высокоаэрированной метеорной водой (Бортников и др., 1987).

Минералого-геохимические особенности и условия образования Au-Ag жил месторождения Кызык-Чадр позволяют отнести эти жилы к промежуточному типу (intermediate sulfidation, IS) минерализации эпитермальных месторождений. Ранее установлено, что с порфирово-эпитермальными системами связана эпитермальная Au-Ag минерализация IS типа, а также Zn-Pb-Ag ± Cu ± Au жильные месторождения IS типа, локализованные вблизи медно-порфировых месторождений (Sillitoe, 2010). Индикаторными минералами IS оруденения являются сфалерит, галенит, тетраэдрит-теннантит, халькопирит. Примеры месторождений с хорошо развитым оруденением IS-типа – Санта-Барбара (Греция) (Voudouris, 2006) и Маунт Миллиган (Канада) (LeFort et al., 2011).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по текстурным особенностям и минералого-геохимическим особенностям руд, а также по условиям образования золотосульфидно-кварцевые жилы по генезису могут быть отнесены к эпитермальным Au-Ag жилам месторождений IS типа. Наличие на Кызык-Чадрском Au-Mo-Cu-порфировом месторождении золотосульфидно-кварцевых жил, характерных для эпитермальных Au-Ag месторождений IS типа, свидетельствует о существовании единой порфирово-эпитермальной рудно-магматической системы в Кызык-Чадрском рудном поле. Согласно модели эволюции медно-порфировой системы (Sillitoe, 2010), золоторудная минерализация локализуется непосредственно в рудном штокверке медно-порфирового оруденения и за его пределами. Во втором случае она находится в составе алунит-кварцевого (high sulfidation, HS) и промежуточного (IS) типов эпитермальной минерализации, субэпитермальных (переходных от постпорфировых к эпитермальным) карбонатно-полиметаллических рудах и сопровождается развитием минералов Ag (LeFort et al., 2011).

При поисках медно-порфирового оруденения нахождение различных типов сопутствующих руд несет важную информацию: наличие того или иного типа минерализации указывает на степень сохранности порфирово-эпитермальных систем и уровень эрозионного среза. Полученные новые результаты могут иметь практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических поисков месторождений и рудопроявлений Cu, Ag, Au и Mo.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Старостин И.А., Авилова О.В., Кряжев С.Г., Юрмазов Д.Н., Бабкин И.А., Семенов М.И. (2021) Геологическое строение, рудно-метасоматическая и минералого-геохимическая зональность золотосодержащего молибден-медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр, Республика Тыва. *Руды и металлы*, (1), 57-76.

Борисенко А.С. (1982) Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.* (Ред. Н.П. Лаверов). М.: Недра, 37-46.

Бортников Н.С., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. (1987) Минералого-геохимические показатели условий гидротермального рудообразования. *Эндогенные рудные районы и месторождения*. М.: Наука, 40-59.

Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. (1988) Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба). *Геол. руд. месторождений*, (2), 49-61.

Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. (2014) Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма. *Регион. геология и металлогения*, (59), 70-79.

Журавкова Т.В. Пальянова Г.А., Калинин Ю.А., Горячев Н.А., Зинина В.Ю., Житова Л.М. (2019) Физико-химические условия образования минеральных парагенезисов золота и серебра на месторождении Валунистое (Чукотка). *Геология и геофизика*, **60**(11), 1565-1576.

Реддер Э. (1978) Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 360 с.

Рогов Н.В. (1992) Магматические и другие структуры, перспективы и некоторые особенности металлогении Кызык-Чадрского Au-Cu-Mo месторождения Тувы. *Магматизм и металлогения рудных районов Тувы*. Новосибирск: Наука, 108-119.

Семенов М.И., Юркевич Л.Г. (2019) Геология, геохимия и рудоносность Ожинского интрузивного плутона. Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск: Сибирское ПГО, 110-119.

Стамборовский Н.Н., Смоляков Ю.Г., Почерняева Л.Д. (1969) Геологическое строение и полезные ископае-

мые бассейна верхних течений рек Аксуга, Соруга и Кадыр-Ооса: Оконч. отч. по работам Соругской ГСП за 1965–1967 гг. Красноярск. Тыв. фил. ФБУ “ТФГИ по СФО”. Инв. № 1211.

Старостин И.А., Гирфанов М.М., Ярцев Е.И. (2022) Геологическое строение, метасоматическая и скрытая минералогическая зональность медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (5), 90-94.

Старостин И.А., Черных А.И., Гирфанов М.М. (2023) Палеогеотектоническая позиция Кызыкчадрского медно-порфирового рудного поля (Республика Тыва). *Руды и металлы*, (4), 52-73.

Уссар Р.Т., Добрянский Г.И., Зюзин М.П. (1978) Результаты поисков месторождений меди на участке Кызык-Чадр и в его районе. Кызыл, 87 с.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econom. Geol.*, **83**, 377-404.

Barton P.B., Skinner B.J. (1979) Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). N.Y.: Sley & Sons, 278-403.

Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xuchang X., Chang E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of Paleoasian Ocean. *Russ. Geol. Geophys.*, **35**, 5-22.

Berzin N.A., Kungurtsev L.V. (1996) Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes. *Russ. Geol. Geophys.*, **37**, 56-73.

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. (2016) Paleozoic-Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within the southern margin of the Siberian Craton: Geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review). *Minerals*, **6**(6), 1-25.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. (2003) Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. Mineral Exploration and Sustainable Development. (Eds D. Eliopoulos et al.). V. 1. Rotterdam: Millpress, 231-234.

Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H_2O–NaCl fluid inclusions. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*: (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg: Virginia Tech., 117-130.

Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O, and $CaCl_2$-NaCl-H_2O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.

Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Berlin; Heidelberg: Springer, 281 p.

Hurai V., Huraiova M., Slobodnık M., Thomas R. (2015) Geofluids. Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Elsevier, 489 p.

LeFort D., Hanley J., Guillong M. (2011) Subepithermal Au-Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu–Au deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Econ. Geol.*, **106**, 781-808.

Li Y., Liu J. (2006) Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 1789-1795.

Ohmoto H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, 491-560. (*Rev. Mineral. Geochem.*, **16**).

Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of Sulfur and Carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N.Y.: Wiley, 509-567.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. (2017) Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation. *Econ. Geol.*, **112**, 1021-1028.

Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu. (2015) Vendian–Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(9), 1232-1255.

Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.

Vikent’eva O., Prokofiev V., Groznova E., Vikentyev I., Bortnikov N., Borovikov A., Kryazhev S., Pritchin M. (2020) Contrasting fluids in the Svetlinsk gold telluride hydrothermal system, South Urals. *Minerals*, **10**, 37.

Voudouris P. (2006) A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece. *Mineral. Petrol.*, **87**, 241-275.

White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newslett.*, **23**, 9-13.

Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. (2003) Deep Geodynamics and Mantle Plumes: Their role in the formation of the Central Asian fold belt. *Petrology*, **11**(6), 504-531.

Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S. (1989) Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Econ. Geol.*, **89**, 1643-1650.

Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.

REFERENCES

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulphides and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**, 377-404.

Andreev A.V., Girfanov M.M., Starostin I.A., Avilova O.V., Kryazhev S.G., Yurmazov D.N., Babkin I.A., Semenov M.I. (2021) Geological structure, ore-metasomatic and mineralogical geochemical zoning of Au-Mo-Cu porphyry Kyzyk-Chadr deposit, Tyva republic. *Ores and Metals*, (1), 57-76. (In Russ.)

Barton P.B., Skinner B.J. (1979) Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. (Ed. H.L. Barnes). N.Y., Sley & Sons, 278-403.

Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xuchang X., Chang E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of Paleoasian Ocean. *Russ. Geol. Geophys.*, **35**, 5-22.

Berzin N.A., Kungurtsev L.V. (1996) Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes. *Russ. Geol. Geophys.*, **37**, 56-73.

Berzina A.N., Berzina A.P., Gimon V.O. (2016) Paleozoic-Mesozoic porphyry Cu(Mo) and Mo(Cu) deposits within

the southern margin of the Siberian Craton: Geochemistry, geochronology, and petrogenesis (a review). *Minerals*, **6**(6), 1-25.

Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. (2003) Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record. Mineral Exploration and Sustainable Development. (Eds D. Eliopoulos et al.). V. 1. Rotterdam, Millpress, 231-234.

Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H_2O–NaCl fluid inclusions. *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*: (Eds B. De Vivo, M.L. Frezzotti). Blacksburg, Virginia Tech., 117-130.

Borisenko A.S. (1982) Analysis of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry. *The use of thermobarogeochemistry methods in the search and study of ore deposits*. (Ed. N.P. Laverov). Moscow, Nedra Publ., 37-46. (In Russ.)

Bortnikov N.S., Genkin A.D., Kovalenker V.A. (1987) Mineralogical and geochemical parameters of hydrothermal ore formation conditions. *Endogenous ore regions and deposits*. Moscow, Nauka Publ., 40-59. (In Russ.)

Bortnikov N.S., Kramer H., Genkin A.D. (1988) Paragenesis of tellurides of gold and silver in the gold ore deposit Florencia (Republic of Cuba). *Geol. Ore Depos.*, (2), 49-61. (In Russ.)

Bowers T.S. (1991) The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2417-2434.

Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O, and $CaCl_2$-NaCl-H_2O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 591-601.

Gusev N.I., Berzon E.I., Semenov M.I. (2014) Kyzykchadr copper-porphyry deposit (Tuva): Geochemical features and age of magmatism. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, (59), 70-79. (In Russ.).

Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Berlin; Heidelberg, Springer, 281 p.

Hurai V., Huraiova M., Slobodnık M., Thomas R. (2015) Geofluids. Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Elsevier, 489 p.

LeFort D., Hanley J., Guillong M. (2011) Subepithermal Au-Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu–Au deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Econ. Geol.*, **106**, 781-808.

Li Y., Liu J. (2006) Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, 1789-1795.

Ohmoto H. (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, 491-560. (*Rev. Mineral. Geochem.*, **16**).

Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of Sulfur and Carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. N.Y.: Wiley, 509-567.

Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. (2017) Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tyva Republic, Russian Federation. *Econ. Geol.*, **112**, 1021-1028.

Redder E. (1978) Fluid inclusions in minerals. V. 1. Moscow, Mir Publ., 360 p. (In Russ.)

Rogov N.V. (1992) Magmatic and other structures, prospects and some features of metallogeny of the Kyzyk-Chadr Au-Cu-Mo deposit of Tuva. *Magmatism and metallogeny of the ore regions of Tuva*. Novosibirsk, Nauka Publ., 108-119. (In Russ.)

Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu. (2015) Vendian–Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(9), 1232-1255.

Semenov M.I., Yurkevich L.G. (2019) Geology, geochemistry and ore content of the Ozhinsky intrusive pluto. The geological structure and minerals of Central Siberia. Krasnoyarsk, Sibirskoe PGO Publ., 110-119. (In Russ.)

Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.

Stamborovskii N.N., Smolyakov Yu.G., Pochernyaeva L.D. (1969) Geological structure and minerals of the basin of the upper reaches of the Aksuga, Soruga and Kadyr-Oosa rivers: Final report on the works of the Soruga GSP for 1965–1967. Krasnoyarsk, Tyv. phil. FBU "TFGI for the SFO". Inv. No. 1211. (In Russ.)

Starostin I.A., Chernykh A.I., Girfanov M.M. (2023) Paleogeotectonic position of the Kyzykchadr copper porphyry ore field (Republic of Tyva). *Ores and Metals*, (4), 52-73. (In Russ.)

Starostin I.A., Girfanov M.M., Yartsev E.I. (2022) Geological structure, metasomatic and hidden mineralogical zonality of the Kyzyk-Chadr copper-porphyry deposit (Republic of Tyva). *Vestn. Moskovskogo Univ. Ser. 4. Geol.*, (5), 90-94. (In Russ.)

Ussar R.T., Dobryanskii G.I., Zyuzin M.P. (1978) The results of the search for copper deposits in the Kyzyk-Chadr area and in its area. Kyzyl, 87 p. (In Russ.)

Vikent'eva O., Prokofiev V., Groznova E., Vikentyev I., Bortnikov N., Borovikov A., Kryazhev S., Pritchin M. (2020) Contrasting fluids in the Svetlinsk gold telluride hydrothermal system, South Urals. *Minerals*, **10**, 37.

Voudouris P. (2006) A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece. *Mineral. Petrol.*, **87**, 241-275.

White N.C., Hedenquist J.W. (1995) Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newslett.*, **23**, 9-13.

Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. (2003) Deep Geodynamics and Mantle Plumes: Their role in the formation of the Central Asian fold belt. *Petrology*, **11**(6), 504-531.

Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B., Chen Z.-S. (1989) Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system. *Econ. Geol.*, **89**, 1643-1650.

Zheng Y.F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.*, **33**, 109-126.

Zhuravkova T.V., Pal'anova G.A., Kalinin Y.A., Goryachev N.A., Zinina V.Y., Zhitova L.M. (2019) Physicochemical conditions of formation of gold and silver parageneses at the valunistoe deposit (Chukchi peninsula). *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(11), 1247-1256. (In Russ.)

УДК 549.02+553.08 DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1046-1059

Мессбауэровская спектроскопия рудообразующих хромшпинелидов Полярного Урала

П. Б. Ширяев, Н. В. Вахрушева

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: pavel.shiryayev@gmail.com

Поступила в редакцию 23.11.2023 г., принята к печати 18.03.2024 г.

Объект исследования. В работе изучена неоднородность химического и фазового состава хромититов и рудообразующих хромовых шпинелей полярноуральских массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Проанализировано ее влияние на значение степени окисления железа (Fe# = $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$), определенной расчетным методом, из стехиометрической формулы минерала и при помощи мессбауэровской спектроскопии. *Цель исследования* – определить степень влияния неоднородности химического состава природных хромшпинелидов на результаты определения $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ при помощи мессбауэровской спектроскопии. *Методы и материалы*. Монофракции рудообразующих хромовых шпинелей были изучены методом мессбауэровской спектроскопии (спектрометр СМ2201). Исследование неоднородности хромовых шпинелей проведено посредством микрозондового анализа (электронно-зондовый микроанализатор Cameca SX-100) в полированных шлифах и шашках, а также рентгенофазового анализа (порошковый дифрактометр SHIMADZU XRD-6000) в пробах, проанализированных на мессбауэровском спектрометре. *Результаты.* В изученных рудообразующих шпинелидах проявлено три вида неоднородности состава, которые и обусловливают расхождение $Fe\#_{мессб}$–$Fe\#_{стех}$ и влияют на его величину: 1) химическая зональность зерен; 2) многофазность, связанная с присутствием двух генераций зерен минерала с различной степенью окисления железа; 3) скрытая многофазность, проявленная в уширении дифракционных пиков. Во всех случаях наблюдается изменчивость степени окисления железа в зернах минерала. *Выводы.* Изученные рудообразующие шпинелиды основных рудных тел массива Рай-Из и северной части Войкаро-Сыньинского массива имеют нормальную необращенную структуру, а распределение катионов по ее позициям соответствует кристаллохимической формуле. Отклонения в распределении катионов железа, установленные при исследовании минерала методом мессбауэровской спектроскопии, связаны с химической неоднородностью его зерен и присутствием в составе руд нескольких фаз шпинелида различного состава.

Ключевые слова: *хромовые руды, хромшпинелид, Полярный Урал, мессбауэровская спектроскопия, стехиометрия*

Источник финансирования

Исследования поддержаны грантом РНФ, проект № 22-17-00027, https://rscf.ru/project/22-17-00027/

Mössbauer spectroscopy of ore-forming chromium spinels of the Polar Urals

Pavel B. Shiryaev, Nadezhda V. Vakhrusheva

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: pavel.shiryayev@gmail.com

Received 23.11.2023, accepted 18.03.2024

Research subject. The work studied the heterogeneity of the chemical and phase composition of chromitites and ore-forming chromium spinels of the Polar Ural massifs Rai-Iz and Voikaro-Syninsky. Its influence on the value of the oxidation state of iron (Fe# = $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$), determined by the calculation method, from the stoichiometric formula of the mineral, and using Mössbauer spectroscopy, is analyzed. *The purpose of the study* is to determine the degree of influence of various manifestations of the heterogeneity of the chemical composition of spinel on the results of determining $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ using Mössbauer spectroscopy. *Methods and materials.* Monofractions of ore-forming chromium spinels were studied by Mössbauer spectroscopy (SM2201 spectrometer). The study of the heterogeneity of chromium spinel grains was carried out using microprobe analysis (electron probe microanalyzer Cameca SX-100) in polished sections and blocks, as well as

Для цитирования: Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В. (2024) Мессбауэровская спектроскопия рудообразующих хромшпинелидов Полярного Урала. *Литосфера*, **24**(6), 1046-1059. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1046-1059

For citation: Shiryaev P.B., Vakhrusheva N.V. (2024) Mössbauer spectroscopy of ore-forming chromium spinels of the Polar Urals. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1046-1059. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1046-1059

X-ray phase analysis (powder diffractometer SHIMADZU XRD-6000) in samples analyzed on a Mössbauer spectrometer. *Results*. The studied ore-forming spinels exhibit three types of compositional heterogeneity, which determine the $Fe\#_{Möss}$–$Fe\#_{stoich}$ discrepancy and influence its value: 1) chemical zoning of grains; 2) multiphase, associated with the presence of two generations of mineral grains with varying degrees iron oxidation; 3) hidden multiphase, manifested in broadening of diffraction peaks. In all cases, there is variability in the degree of iron oxidation in the mineral grains. *Conclusions*. The studied ore-forming spinels of the main ore bodies of the Rai-Iz massif and the northern part of the Voykar-Synya massif have a normal, unconverted structure, and the distribution of cations over its positions corresponds to the crystal chemical formula. Deviations in the distribution of iron cations, established during the study of the mineral by Mössbauer spectroscopy, are associated with the chemical heterogeneity of its grains and the presence in the ore of several spinel phases of different compositions.

Keywords: *chrome ores, chrome spinel, Polar Urals, Mössbauer spectroscopy, stoichiometry*

Funding information

The research was supported by Russian Science Foundation grant, project No. 22-17-00027, https://rscf.ru/project/22-17-00027/

Acknowledgements

The authors thank the PhD I.S. Chashchukhin and an anonymous reviewer for discussing the article and making comments that contributed to its improvement.

ВВЕДЕНИЕ

Первые работы, посвященные исследованию природных хромшпинелидов различного генезиса методом мессбауэровской-спектроскопии, появились во второй половине 70-х гг. прошлого века (Da Sliva et al., 1976; Fatseas et al., 1976; Singh et al., 1978).

В работах (Osborne et al., 1981; Bancroft et al., 1983) для магнезиальных шпинелидов, аналогичных по химическому составу рудообразующим шпинелидам полярноуральских ультрамафитовых массивов, обсуждаемых в настоящей работе, была применена близкая к современной трехдублетная модель разложения спектров. Установлено нормальное (необращенное) межпозиционное распределение разнозарядных катионов железа. В публикации М.Д. Осборна с соавторами установлено, что в большинстве проб $Fe\#^{Möss}(Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}))$, измеренное методом мессбауэровской спектроскопии, отклоняется от Fe#, определенного мокрой химией, не более чем на 0.01% (погрешность 3%). Результаты микрозондовых исследований, с расчетом Fe# на основании стехиометрического распределения катионов железа по позициям структуры, отклонялись от мессбауэровских данных более существенно.

Впоследствии мессбауэровская спектроскопия стала широко применяться в петрологических исследованиях для определения в шпинелиде степени окисления железа, которая затем использовалась в расчетах фугитивности кислорода (Wood, Virgo, 1989; McGuire et al., 1989; Dyar et al., 1989; Чащухин и др., 1996, 2007; и др.). Было показано, что $Fe\#^{Möss}$ значительно отличается от вычисленной на основании стехиометрии состава минерала.

Основополагающей работой в этом ряду является статья Б. Вуда и Д. Вирго (Wood, Virgo, 1989), посвященная изучению окислительно-восстановительного состояния верхней мантии. В ней впервые для определения степени железа в шпинелиде в петрологических целях была использована мессбауэровская спектроскопия. Авторы занимались вопросом точности микрозондовых анализов шпинелида и обнаружили, что степень окисления железа, определенная при пересчете минерала на стехиометрическую формулу, отклоняется от измеренной спектроскопически. Было установлено, что разность степени окисления железа, определенной этими двумя методами ($\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)} = Fe^{3+}/Fe_{sum}$ (мессб.) – Fe^{3+}/Fe_{sum} (стех.)), находится в линейной зависимости от хромистости шпинелида. Полученная пропорциональность была использована в качестве вторичного стандарта для определения Fe#, в результате применения которого значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ приближалось к нулю. Авторы объяснили существование этой зависимости систематической ошибкой в определении содержания Al_2O_3 при помощи микрозондового анализа. Вопросу однородности составов зерен, исследованных в работе шпинелидов, внимание не уделялось, при этом для зерен минерала некоторых рассматриваемых в статье объектов (например, шпинелидов из перидотитов массива Ичиномегата (Ozawa, 1989) установлена химическая зональность). Предложенный Б. Вудом и Д. Вирго метод коррекции составов шпинелидов (метод вторичных стандартов) использовался во многих работах (Woodland et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998; Чащухин и др., 2007; Dare et al., 2009; и др.). В то же время он был подвергнут критике со стороны авторов, которые не обнаружили в изученных ими образцах пропорциональности $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ – Cr# шпинелида (Canil et al., 1990; Ballhaus et al., 1991; Luhr, Aranda-Gomez, 1997; Lenaz et al., 2004; и др.).

Вышедшая в 2017 г. публикация (Davis et al., 2017) была посвящена оценке метода Б. Вуда и Д. Вирго. Авторы выполнили серию дублирующих друг друга замеров составов шпинелидов из “коллекции Вуда” при помощи электронно-зондового микроанализатора Jeol 8900 Superprobe. Было установлено, что при невысоких (до 0.04) значениях $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ корреляция параметра с Cr# минерала отсутствует, а при значениях $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ более 0.05 между переменными наблюдается обратная пропорциональность. Применение коррекции по методу Б. Вуда и Д. Вирго дало положительный результат, степень окисления железа в минерале, рассчитанная из стехиометрической формулы, приблизилась к полученной при помощи мессбауэровской спектроскопии. Авторы сделали вывод, что существование $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ в изученных ими шпинелидах вызвано исключительно погрешностями метода микрозондового анализа, а не отклонением состава шпинелида от стехиометрии.

Диаграмма, представленная на рис. 1, показывает, что изменчивость $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$, по данным (Davis et al., 2017), зависит от количества Al_2O_3 в шпинелиде. На диаграмму вынесены результаты многократных измерений состава шпинелидов из семи проб (показаны цветными значками). Каждая серия значков на графике соответствует серии измерений состава в одном образце шпинелида. Типичной для минерала из природных перидотитов пропорциональности Cr_2O_3–Al_2O_3 в пределах единичной пробы не фиксируется, следовательно, причиной изменчивости содержания Al_2O_3 является именно погрешность его инструментального определения, а не естественное изменение состава шпинелида в образце от зерна к зерну, наблюдаемое в природных ультрамафитах и хромититах. Диаграмма показывает, что на значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ оказывает влияние только $Fe^{3+}/\Sigma Fe^{EPMA}$. В свою очередь, этот параметр определяется исключительно вариацией содержания Al_2O_3 при повторных измерениях состава единичной пробы, связанной с погрешностью электронно-зондового микроанализа (см. рис. 1, слева).

Как можно судить по графику (см. рис. 1), при содержаниях Al_2O_3, равных 10–15 мас. %, и FeO в количестве от 15 мас. % и более, типичных для рудообразующих шпинелидов выскохромистых хромовых руд массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (табл. 1, 2), $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$, обусловленное этой погрешностью, должно быть близко к нулю. Для глиноземистых хромовых руд (например, Ямботывисской площади Войкаро-Сынинского массива) погрешность может доходить до 5% Fe#.

В ряде публикаций подчеркивается, что исследуемая мессбауэровской спектроскопией проба представляет собой навеску зерен минерала, которые могут обладать различным составом (степенью окисления железа). Таким образом, метод дает предоставление о некоторой средней величине Fe# в пределах образца. В то же время шпинелиды являются петрохимическими индикаторами и соотношение разновалентных катионов железа в их составе может заметно изменяться под действием

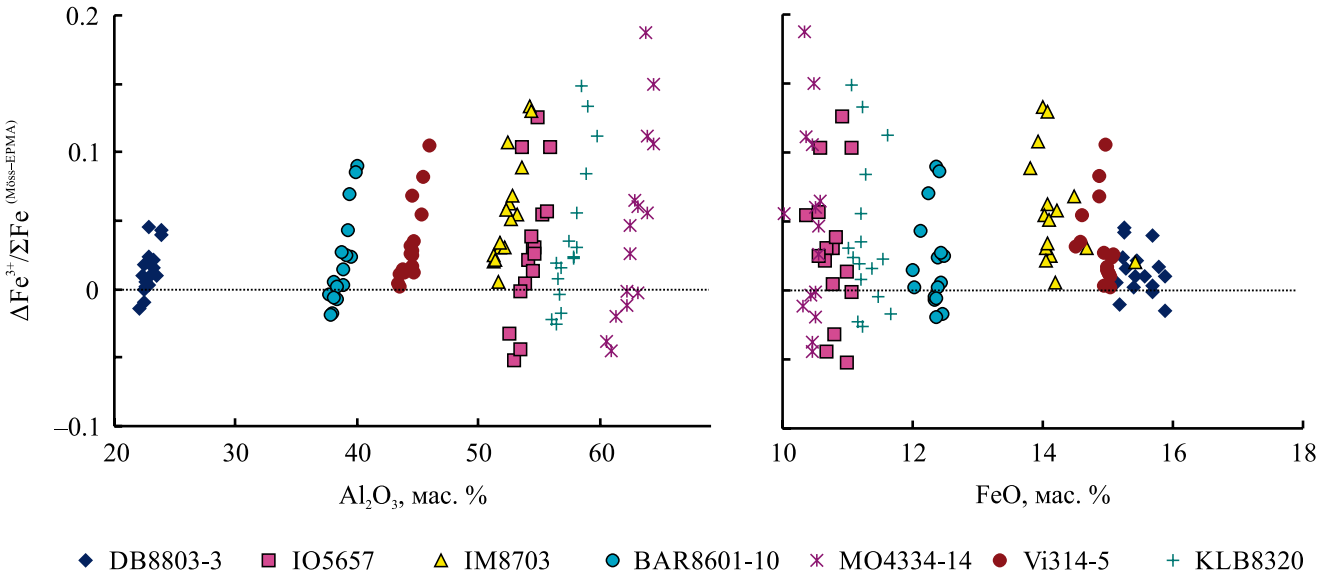

Рис. 1. Зависимость значения $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ от содержаний Al_2O_3 и FeO, измеренных при помощи микрозондового анализа (Davis et al., 2017).

Fig. 1. Dependence of the $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ value on the Al_2O_3 and FeO contents measured using microprobe analysis (Davis et al., 2017).

Таблица 1. Химический состав рудообразующих шпинелидов массива Рай-Из, изученных методом мессбауэровской спектроскопии

Table 1. Chemical composition of ore-forming spinels of the Rai-Iz massif, studied by Mössbauer spectroscopy

№ обр.	E-71/1	E-102/1	E-172/6	E-176/3	E-180/1	E-571/3	E-216/4a	E-216/4б	E-216/5a
SiO_2	0.06	0.04	0.03	0.03	0.08	0.05	0.03	0.05	0.08
TiO_2	0.22	0.03	0.16	0.08	0.08	0.11	0.07	0.10	0.08
Cr_2O_3	55.61	57.58	48.69	60.38	49.69	43.87	62.78	63.42	61.05
Al_2O_3	13.71	7.05	19.10	8.33	15.98	23.86	8.12	8.38	8.46
FeO	14.55	20.54	12.08	17.37	21.17	18.04	13.95	13.27	16.66
MgO	14.18	12.84	17.53	11.8	11.76	12.91	14.4	14.09	13.04
MnO	0.29	0.54	0.25	0.36	0.40	0.28	0.27	0.35	0.28
V_2O_3	0.09	0.14	0.06	0.14	0.09	0.22	0.12	0.11	0.15
ZnO	0.02	0.07	0.04	0.00	0.12	0.07	0.00	0.07	0.05
Сумма	98.86	98.83	98.12	98.49	99.37	99.41	99.74	99.84	99.85
Формульные коэффициенты в пересчете на 3 катиона									
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	1.40	1.50	1.18	1.59	1.25	1.07	1.61	1.62	1.57
Al	0.52	0.27	0.69	0.33	0.60	0.86	0.31	0.32	0.33
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.63	0.80	0.59	0.56	0.59	0.69	0.68	0.63
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.07	0.22	0.12	0.08	0.14	0.06	0.08	0.05	0.10
Fe^{2+}	0.31	0.35	0.19	0.40	0.43	0.40	0.30	0.31	0.36
Fe^{3+}/Fe_{sum} (стех.)	19.11	38.20	39.79	16.32	24.60	13.62	21.05	14.16	21.22
Fe^{3+}/Fe_{sum} мессб.	23.00	34.20	47.80	49.00	32.60	16.70	33.03	33.03	21.33

№ обр.	E-216/16	E-217/2	E-217/4	E-217/10	E-217/14	E-222/2	E-1158/1	E-1639/3	E-1682/4
SiO_2	0.08	0.07	0.03	0.05	0.05	0.02	0.04	0.06	0.06
TiO_2	0.07	0.14	0.13	0.16	0.13	0.09	0.10	0.24	0.15
Cr_2O_3	61.36	57.89	58.79	60.62	59.08	59.96	43.83	43.46	58.04
Al_2O_3	8.69	10.35	9.43	10.11	9.75	8.92	26.36	21.59	10.91
FeO	15.25	17.34	17.73	14.17	17.01	16.22	6.98	15.3	14.32
MgO	13.74	13.14	12.81	14.23	13.27	13.71	20.43	17.22	14.81
MnO	0.26	0.33	0.35	0.28	0.33	0.31	0.53	0.27	0.25
V_2O_3	0.02	0.04	0.08	0.14	0.08	0.12	0.21	0.20	0.14
ZnO	0.00	0.01	0.12	0.07	0.10	0.03	0.21	0.10	0.06
Сумма	99.47	99.31	99.47	99.83	99.80	99.38	98.69	98.44	98.74
Формульные коэффициенты в пересчете на 3 катиона									
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	1.58	1.48	1.51	1.54	1.51	1.54	1.01	1.04	1.48
Al	0.33	0.4	0.36	0.38	0.37	0.34	0.91	0.77	0.41
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.64	0.62	0.68	0.64	0.66	0.89	0.78	0.71
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.09	0.12	0.12	0.07	0.11	0.11	0.08	0.18	0.10
Fe^{2+}	0.33	0.36	0.37	0.31	0.35	0.33	0.09	0.21	0.28
Fe^{3+}/Fe_{sum} (стех.)	21.13	24.47	24.41	18.63	24.26	25.77	44.65	45.28	26.84
Fe^{3+}/Fe_{sum} мессб.	23.05	29.23	30.46	26.87	44.05	29.64	44.8	42.90	29.80

различных геологических процессов. Это приводит к возникновению химической зональности зерен, а также к локальной неоднородности химического состава минерала в пределах одного образца. В связи с этим наиболее корректно сопоставление результатов мессбауэровской спектроскопии и мокрой химии, проба для которых также представляет собой навеску зерен (Osborne et al., 1981). В некоторых работах для анализа в навеску вручную отбирались однородные зерна минерала без

Таблица 2. Химический состав рудообразующих шпинелидов Войкаро-Сыньинского массива, изученных методом мессбауэровской спектроскопии

Table 2. Chemical composition of ore-forming spinels of the Voykar-Synya massif, studied by Mössbauer spectroscopy

№ обр.	8534	8536	8539	8540	8541	8543	8544	8545	8546
SiO_2	1.31	1.38	2.34	1.93	2.43	2.29	1.06	1.25	1.25
TiO_2	0.34	0.35	0.31	0.32	0.35	0.33	0.37	0.36	0.39
Cr_2O_3	39.40	39.44	39.07	39.07	38.78	38.50	40.97	40.87	41.82
Al_2O_3	27.21	27.98	26.92	27.50	27.90	27.62	24.48	25.46	25.11
V_2O_3	0.24	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.20
FeO	17.72	16.36	17.44	17.16	16.93	17.80	19.69	19.76	16.24
MgO	12.07	14.94	13.86	14.17	14.07	13.86	12.84	12.73	12.84
MnO	0.19	0.16	0.18	0.17	0.17	0.18	0.22	0.22	0.21
Сумма	98.48	100.79	100.30	100.49	100.81	100.76	99.81	100.83	98.06
Формульные коэффициенты в пересчете на 3 катиона									
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.97	0.93	0.94	0.93	0.93	0.92	1.00	0.98	1.03
Al	1.00	0.98	0.97	0.98	0.99	0.99	0.89	0.91	0.92
V	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.56	0.66	0.63	0.64	0.63	0.63	0.59	0.58	0.60
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe^{3+}	0.02	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.10	0.09	0.03
Fe^{2+}	0.44	0.33	0.37	0.36	0.36	0.37	0.41	0.42	0.40
Fe^{3+}/Fe_{sum} (стех.)	0.05	0.19	0.18	0.18	0.16	0.18	0.20	0.17	0.07
Fe^{3+}/Fe_{sum} мессб.	0.22	0.22	0.20	0.24	0.20	0.19	0.21	0.20	0.21

№ обр.	3700	3701	3702	3703	3704	3706	3707	3709	3710
SiO_2	1.56	1.11	1.97	3.47	1.15	1.36	0.98	1.07	0.83
TiO_2	0.39	0.42	0.26	0.25	0.45	0.25	0.42	0.31	0.31
Cr_2O_3	49.40	47.80	47.48	48.58	54.60	52.08	54.10	58.27	55.11
Al_2O_3	16.17	12.01	17.93	14.18	7.39	13.78	12.40	6.37	10.88
V_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.41	23.56	16.34	17.05	26.24	18.51	19.19	21.87	20.36
MgO	14.25	14.05	15.20	14.34	8.15	12.00	12.30	9.90	10.60
MnO	0.22	0.23	0.15	0.15	0.27	0.20	0.25	0.21	0.20
Сумма	99.40	99.18	99.33	98.02	98.25	99.27	99.64	98.00	98.29
Формульные коэффициенты в пересчете на 3 катиона									
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	1.24	1.22	1.18	1.27	1.50	1.36	1.39	1.59	1.46
Al	0.61	0.46	0.67	0.55	0.30	0.53	0.48	0.26	0.43
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.68	0.67	0.71	0.70	0.42	0.59	0.60	0.51	0.53
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe^{3+}	0.15	0.33	0.15	0.18	0.20	0.11	0.13	0.15	0.11
Fe^{2+}	0.31	0.31	0.28	0.29	0.56	0.40	0.39	0.48	0.46
Fe^{3+}/Fe_{sum} (стех.)	0.33	0.51	0.36	0.39	0.26	0.22	0.26	0.24	0.20
Fe^{3+}/Fe_{sum} мессб.	0.41	0.25	0.40	0.39	0.27	0.25	0.30	0.27	0.23

каймы (Lenaz et al., 2004). Или составы минерала в каждой пробе определялись при помощи микрозондового анализа в 67–102 различных зернах (Carbonin et al., 1996). Во всех приведенных исследованиях значения #Fe^{3+} в шпинелиде, измеренные методом мессбауэровской спектроскопии и определенные в результате кристаллохимического пересчета минерала, оказались идентичны.

Представленный краткий обзор наиболее значимых работ, посвященных проблеме использования мессбауэровской спектроскопии для исследования состава природных шпинелидов, показывает, что эта область остается проблемной. Проба для изучения методом мессбауэровской спектроскопии представляет собой мономинеральную фракцию зерен шпинелида, которые могут различаться

по химическому составу. В исследованиях, где эта неоднородность состава учтена, либо они проведены путем микрозондовых определений в десятках и сотнях зерен минерала, или используется метод мокрой химии, или на этапе отбора пробы, как правило, значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ близко к нулю.

Таким образом, применяя мессбауэровскую спектроскопию для каждого объекта исследования (рудного поля, массива, рудного тела и т. д., в зависимости от изменчивости состава шпинелида), необходимо изучить химическую зональность зерен минерала и исключить возможную многофазность пробы путем использования рентгенофазового анализа. Метод вторичных стандартов, предложенный и реализованный в работах (Wood, Virgo, 1989; Чащухин и др., 1996, 2007; Салтыкова, 2008), может служить источником дополнительной ошибки в случаях, когда состав шпинелида, установленный микрозондовым анализом, соответствует формульному.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе рудообразующие шпинелиды из хромититов массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (всего 54 образца, места обора которых показаны на рис. 2) были изучены методом мессбауэровской спектроскопии. Минеральный состав проб контролировался при помощи рентгенофазового анализа. В 9 образцах при помощи микрозондового анализа была изучена неоднородность химического состава шпинелида. Измерения проводились на отдельных зернах минерала, скомпонованных в шашки. Для каждой пробы из-

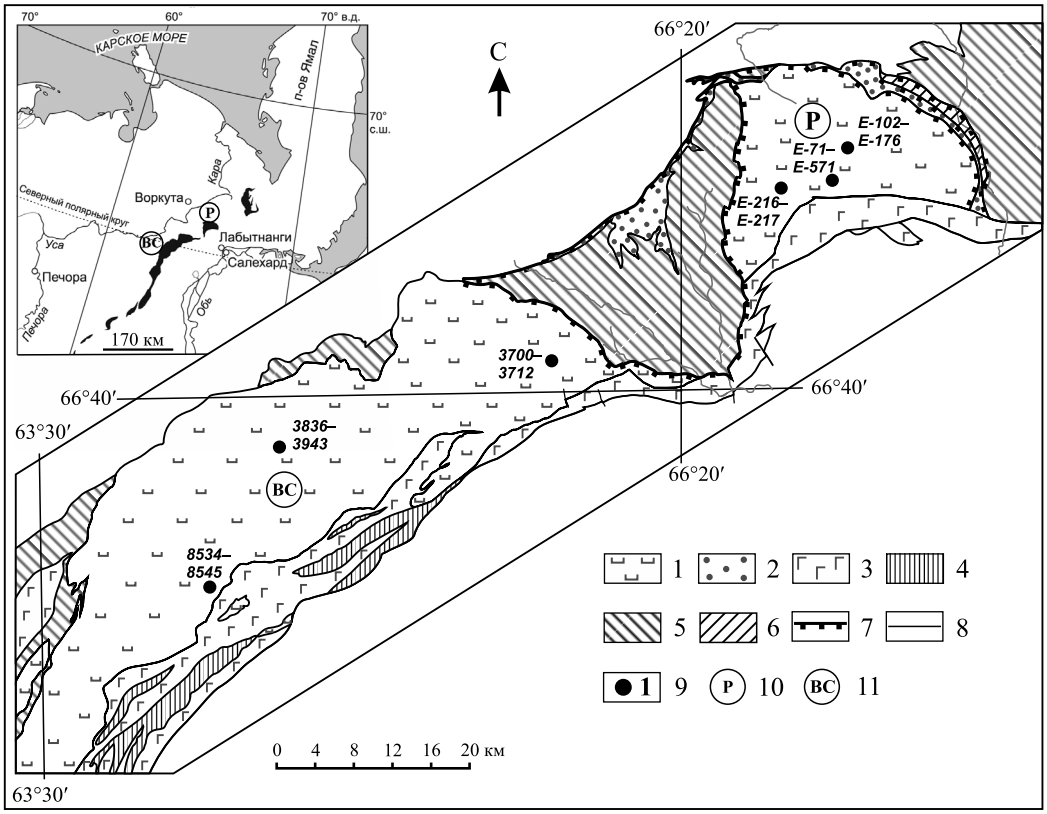

Рис. 2. Схема расположения ультрамафитовых массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский и мест отбора образцов (Савельева и др., 2015; Вахрушева и др., 2017).

1 – ультрамафиты райизско-войкарского комплекса; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – кэршорский дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 4 – комплекс диабазовых даек, 5 – метаморфические комплексы; 6 – осадочные комплексы; 7 – региональные сдвиго-надвиги и сдвиго-взбросы; 8 – границы разновозрастных образований; 9 – места отбора изученных проб; 10, 11 – ультрамафитовые массивы: 10 – Рай-Из, 11 – Войкаро-Сыньинский.

Fig. 2. Location and sampling sites scheme of the Rai-Iz and Voykar-Synya ultramafic massifs (Savelieva et al., 2015; Vakhrusheva et al., 2017).

1 – ultramafic rocks of the Rai-Iz-Voykar complex; 2 – serpentinite mélange; 3 – Kershor dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro complex; 4 – diabase dyke complex; 5 – metamorphic complexes; 6 – sedimentary complexes; 7 – regional strike-slip thrust faults and strike-slip overthrust fault; 8 – boundaries of different-age formations; 9 – sampling locations; 10, 11 – ultramafic massifs: 10 – Rai-Iz, 11 – Voykar-Synya.

учалось от 2 до 7 зерен, состав которых был измерен в центральной и краевой частях. Помимо этого, в ряде проб химическая зональность шпинелида исследована детально по профилям через зерна минерала в полированных шлифах хромититов. Для изучения отобраны пробы шпинелида различного химического состава. Рассмотренная выборка характеризует все природные (минеральные) типы хромититов массивов, имеющие промышленное значение.

Мессбауэровское исследование хромшпинелидов выполнено на спектрометре СМ2201 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитики Н.К. Никандрова, А.Б. Миронов) с источником излучения ^{57}Co в матрице Rh в режиме постоянных ускорений в геометрии пропускания при комнатной температуре, эффективная толщина образцов составляла 10 мг/см^2 железа в естественной смеси изотопов, что соответствует приближению тонкого поглотителя. Анализ результатов проведен с помощью программы Univem.

Алгоритм разложения мессбауэровских спектров хромшпинелидов состоял в первоначальном выделении двух дублетов от ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} с последующим добавлением новых дублетов с усредненным значением изомерного сдвига до достижения минимального значения χ^2. Полученная в итоге трехдублетная модель (один дублет от Fe^{3+} в октаэдрической позиции и два дублета (a) и (b) от Fe^{2+} в тетраэдрической позиции с различной конфигурацией катионов во второй координационной сфере) удовлетворительно описывает все изученные шпинелиды.

Рентгеноструктурный (рентгенофазовый) анализ выполнялся в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН на приборе SHIMADZU XRD-6000, аналитик П.В. Хворов.

Химический состав хромшпинелидов определялся при помощи микрозондового анализа на установках Cameca CAMEBAX (ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н. Кононкова) и Cameca SX-100 (ИГГ УрО РАН, аналитики Д.А. Замятин, А.В. Михеева).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе изучены рудообразующие шпинелиды месторождения Центральное и рудопроявлений Енгайской площади (18 проб). При этом в 6 пробах изменчивость химического состава минерала исследована как путем измерений в нескольких зернах минерала, так и при изучении химической зональности зерен шпинелида в полированных шлифах. Составы шпинелидов Войкаро-Сыньинского массива (рис. 3, справа) определялись главным образом методом химического анализа (мокрой химии). Глиноземистые (с относительно высоким содержанием Al_2O_3 (25–28 мас. %)) и высокохромистые шпинелиды массива показаны не залитыми и залитыми кружками соответственно. В связи с тем

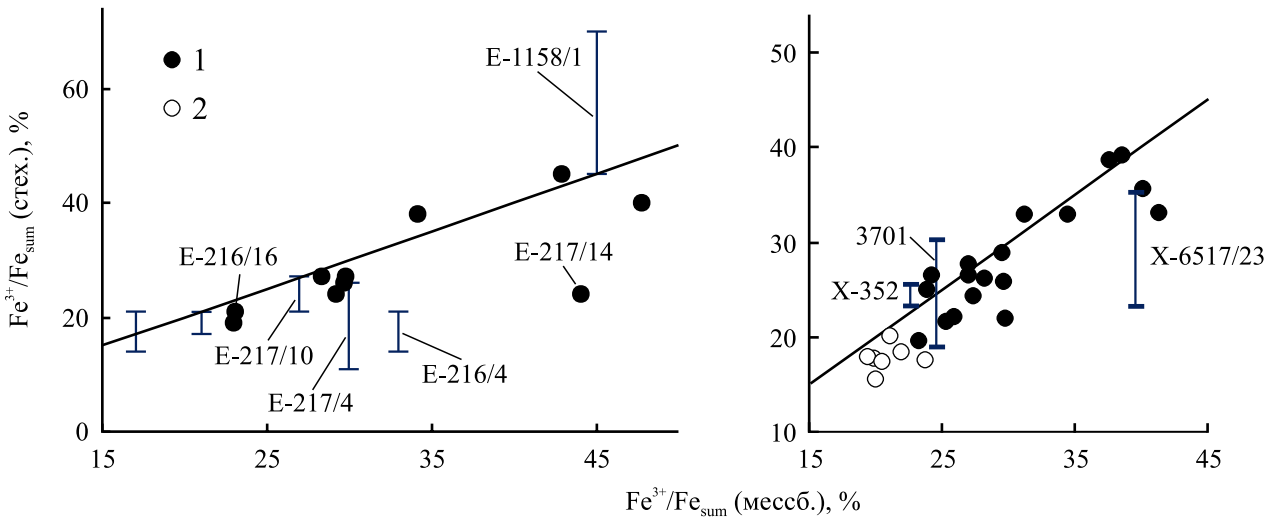

Рис. 3. Сопоставление результатов мессбауэровской спектроскопии и расчета содержания Fe^{3+} на основании стехиометрии состава.

Слева – рудообразующие шпинелиды массива Рай-Из, справа – Войкаро-Сыньинского массива. 1 – хромшпинелиды высоко- и среднехромистых хромовых руд, 2 – хромшпинелиды глиноземистых хромовых руд. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Comparison mossbauer spectroscopy results and calculation of the Fe^{3+} content based on the stoichiometry of the composition.

On the left are ore-forming spinels of the Rai-Iz massif, on the right are the Voykar-Synya massif. 1 – chrome spinels of high-chromium and medium-chromium chrome ores, 2 – chrome spinels of aluminous chrome ores. For further explanations, see the text.

что значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ рудообразующих шпинелидов Войкаро-Сыньинского массива относительно постоянно и в среднем отклоняется от линии главных компонент на ±4–5%, микрозондовый анализ применен для исследования трех проб. Интервал изменения значений $Fe\#^{EMPA}$ в связи с химической зональностью зерен минерала для них показан линиями.

Параметры изученных мессбауэровских спектров (табл. 3) соответствуют нормальным необращенным шпинелидам (Чащухин и др., 2007). Спектр пробы Е-1158/1 содержит два дублета трехвалентного железа и является аномальным по классификации И.С. Чащухина с соавторами (2007). В то же время значения параметров дублетов соответствуют шпинелидам с нормальной структурой.

Как видно на диаграммах, значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ проб изменяется в пределах коридора ±4–5%, находясь вблизи линии равных значений, тогда как составы отдельных проб (в том числе изученных микрозондовым анализом) значимо отклоняются от нее и варьируют в пределах образца в среднем на 5–10%, достигая 30%. Для отклоняющихся проб получены аномальные спектры, или спектры IV типа (Чащухин и др., 2007), на которых доминируют дублеты трехвалентного железа (рис. 4), поэтому далее для краткости будем называть их аномальными.

В рудах, рудообразующие шпинелиды которых имеют аномальные мессбауэровские спектры, наблюдается, как правило, две генерации зерен минерала, различающиеся размером. Например, в образце Е-1158/1 вокруг зерен шпинелида размером 1.0–1.5 мм отмечаются две генерации зерен хромшпинелида: размером 0.2–0.3 и 0.01–0.02 мм (рис. 5). Степень окисления железа в наиболее мелких зернах образца Е-1158/1 почти в 2 раза выше, чем в крупных (см. рис. 3, справа). При этом $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ в центре крупных зерен равно 0.2% (табл. 4).

На рентгенограммах аномальных проб устанавливается уширение дифракционных линий. На рис. 6 показаны фрагменты дифрактограмм монофракций шпинелида с дифракционной линией, имеющей индекс {511}. Они находятся в области больших углов, в которой при используемой методике съемки на установке Shimadzu XRD-6000 хорошо разрешаются линии $K\alpha_1$ и $K\alpha_2$. В пробах, показывающих максимальное $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$, наблюдается максимальная ширина этих линий, вследствие чего, например, в пробах Е-217/4 и Е-217/14 линии α_1 и α_2 сливаются (см. рис. 6, нижний ряд). При разложении дифракционной линии на гауссовы компоненты в аномальных пробах появляется широкая линия, соответствующая смеси нескольких шпинелевых фаз, чье возникновение может быть следствием частичной рекристаллизации минерала в изменяющихся условиях P–T–fO_2. По сравнению с дифракционными линиями, имеющими нормальную ширину (см. рис. 6, верхний ряд), линии аномальных проб смещаются на графике влево, что может указывать на увеличение содержания в минерале Cr_2O_3 или Fe_2O_3 по отношению к Al_2O_3.

Вариация значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(EPMA)}$ в пробах, где изучалась химическая зональность зерен минерала, показана на графиках рис. 3 вертикальной синей линией. Вопрос химической зональности зерен минерала подробно рассмотрен в наших работах (Вахрушева и др., 2017; Shiryaev, Vakhrusheva, 2017). На примере проб Е-217/4 и Е-217/10 на рис. 7 представлено два случая природной зональности минерала. Густовкрапленная хромовая руда Е-217/10 содержит в силикатной части главным образом серпентинизированный оливин. Во внутренних частях зерен хромшпинелида состав постоянен, тогда как в кайме наблюдается резкое обогащение Cr_2O_3 и FeO, которое сопровождается обеднением минерала MgO и Al_2O_3.

В образце густовкрапленной хромовой руды Е-217/4 наряду с оливином в силикатной части присутствует хлорит. На рис. 7 показано одно из зерен рудообразующего хромшпинелида, погруженное в агрегат микрочешуй хлорита. Содержание хрома в шпинелиде снижается от центра зерна к краю, а затем в кайме резко повышается. Количество алюминия меняется противоположным образом. При этом содержания MgO и суммарного FeO (основную часть которого составляет именно двухвалентное железо) менее изменчивы и сохраняются приблизительно на одном уровне во внутренней части зерна. В краевой части содержание FeO резко увеличивается, а количество MgO снижается.

Составы шпинелидов образца Е-217/10 на рис. 3 находятся практически на линии главных компонент, в противоположность составам шпинелидов Е-217/4, которые отклоняются от нее более чем на 15% $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$.

В хромовых рудах с невысоким содержанием рудообразующего шпинелида, редко- и убоговкрапленных, химическая зональность выражена еще боле отчетливо.

В целом связь значения $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ с химической зональностью минерала может быть показана при помощи диаграммы, приведенной на рис. 8. Увеличение степени окисления железа от центра к краю зерен изученных шпинелидов как на Войкаро-Сыньинском массиве, так и на Рай-Изе сопровождается снижением в них количества катионов алюминия. В рассмотренных пробах значение по модулю максимального отклонения расчетной Fe# от измеренной методом мессбауэровской спектроскопии ($\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$) прямо пропорционально разнице содержания катионов Al в центральной и краевой частях зерен

Таблица 3. Параметры мессбауэровских спектров изученных проб

Table 3. Mössbauer spectra parameters of the studied samples

№ обр.	Fe^{3+}				$Fe^{2+}a$				$Fe^{2+}b$			
	IS	QS	W	S	IS	QS	W	S	IS	QS	W	S
8546	0.53	0.56	0.28	21.12	1.06	1.89	0.53	26.69	1.09	1.06	0.62	52.19
E-71/1	0.57	0.49	0.30	23.00	1.09	1.78	0.49	16.70	1.13	1.01	0.62	60.3
E-102/1	0.56	0.48	0.31	34.20	0.93	1.86	0.48	8.60	1.09	0.88	0.66	57.2
E-172/6	0.57	0.51	0.32	47.80	1.04	1.81	0.56	21.40	1.11	0.95	0.57	30.8
E-176/3	0.56	0.53	0.34	49.00	0.96	1.96	0.54	16.10	1.10	1.00	0.68	34.9
E-180/1	0.59	0.52	0.36	32.60	0.96	1.86	0.60	20.40	1.11	0.78	0.65	47.00
E-216/4	0.54	0.49	0.35	33.03	0.85	1.83	0.49	14.56	1.09	0.81	0.63	52.42
E-216/5	0.54	0.49	0.27	21.33	1.10	1.52	0.52	18.03	1.10	0.85	0.55	60.64
E-216/16	0.55	0.47	0.27	23.05	1.04	1.57	0.48	17.13	1.10	0.86	0.56	59.83
E-217/2	0.54	0.48	0.30	29.23	0.96	1.73	0.58	19.30	1.09	0.89	0.61	51.47
E-217/4	0.53	0.47	0.30	30.46	1.00	1.59	0.49	15.28	1.09	0.86	0.56	54.26
E-217/10	0.55	0.51	0.28	26.87	1.12	1.50	0.42	16.43	1.12	0.90	0.54	56.7
E-217/14	0.55	0.53	0.42	44.05	0.84	1.88	0.43	19.22	1.12	0.77	0.59	36.72
E-222/2	0.57	0.50	0.33	29.64	0.91	1.87	0.54	14.43	1.11	0.89	0.64	55.93
E-571/3	0.57	0.56	0.32	16.70	1.11	1.91	0.53	28.40	1.13	1.06	0.64	54.9
E-1158/1*	0.55	0.52	0.33	44.80	1.07	1.35	0.78	20.50	–	–	–	–
E-1639/3	0.56	0.62	0.39	42.90	0.97	2.09	0.51	22.60	1.11	1.08	0.69	34.5
E-1682/4	0.57	0.50	0.33	29.80	0.95	1.94	0.51	13.30	1.11	0.96	0.66	56.9
3700	0.56	0.52	0.33	41.35	1.02	1.83	0.48	22.83	1.09	0.96	0.56	35.82
3701	0.59	0.50	0.31	24.62	1.06	1.80	0.43	18.65	1.12	0.91	0.61	56.73
3702	0.57	0.51	0.30	40.13	1.08	1.82	0.41	18.41	1.12	1.04	0.54	41.47
3703	0.56	0.51	0.30	38.63	1.09	1.83	0.42	15.86	1.12	1.02	0.57	45.50
3704	0.59	0.49	0.33	27.03	1.01	1.68	0.38	10.32	1.11	0.76	0.64	62.65
3706	0.58	0.51	0.30	25.36	1.06	1.82	0.40	15.04	1.12	0.97	0.64	59.60
3707	0.58	0.48	0.27	29.61	1.07	1.73	0.33	13.51	1.11	0.97	0.56	56.88
3709	0.59	0.44	0.37	27.43	1.04	1.51	0.36	11.54	1.13	0.69	0.56	61.02
3710	0.58	0.48	0.30	23.27	1.08	1.74	0.34	11.08	1.11	0.93	0.62	65.65
3712	0.58	0.52	0.31	29.73	1.06	1.78	0.51	28.74	1.12	0.93	0.54	41.53
3836	0.56	0.52	0.29	23.90	1.12	1.05	0.60	53.20	1.07	1.83	0.45	22.90
3839	0.57	0.51	0.30	25.90	1.11	1.05	0.61	54.50	1.07	1.81	0.43	19.60
3843	0.58	0.50	0.27	22.23	1.08	1.78	0.41	24.93	1.12	1.01	0.54	52.84
3847	0.58	0.52	0.33	29.60	1.11	0.91	0.58	44.50	1.03	1.79	0.51	26.00
3848	0.55	0.50	0.29	34.50	1.03	1.76	0.40	19.25	1.08	0.94	0.53	46.25
3850	0.56	0.49	0.29	31.21	1.06	1.74	0.43	23.40	1.10	0.94	0.53	45.39
3853	0.58	0.50	0.29	28.22	1.08	1.74	0.41	19.82	1.12	0.94	0.57	51.96
3939	0.58	0.51	0.34	27.00	1.12	0.95	0.66	58.50	0.98	1.84	0.46	14.50
3940	0.58	0.49	0.30	24.30	1.12	0.95	0.59	57.10	1.05	1.75	0.43	18.70
3943	0.57	0.51	0.37	37.60	1.12	0.84	0.66	47.90	0.94	1.88	0.46	14.50
8534	0.56	0.58	0.33	21.80	1.09	1.90	0.55	32.40	1.12	1.06	0.60	45.80
8536	0.55	0.59	0.33	21.90	1.08	1.97	0.55	27.40	1.12	1.11	0.64	50.70
8539	0.56	0.58	0.28	19.87	1.10	1.95	0.50	25.20	1.13	1.12	0.64	54.93
8540	0.55	0.58	0.32	23.80	1.08	1.88	0.55	32.00	1.11	1.08	0.57	44.20
8541	0.55	0.62	0.30	20.00	1.13	1.66	0.67	54.06	1.11	0.88	0.50	25.94
8543	0.56	0.59	0.29	19.45	1.10	1.85	0.55	34.32	1.12	1.04	0.60	46.23
8544	0.53	0.55	0.30	21.06	1.07	1.84	0.54	28.08	1.09	1.03	0.62	50.86
8545	0.53	0.57	0.29	20.45	1.07	1.81	0.55	34.42	1.09	1.01	0.59	45.13

*В пробе E-1158/1 наблюдаются два дублета трехвалентного железа, параметры первого приведены в таблице, параметры второго: IS = 0.47 мм/с; QS = 0.97 мм/с; W = 0.52 мм/с; S = 34.7%.
Примечание. IS – изомерный сдвиг относительно нитропруссида натрия, мм/с; QS – квадрупольное расщепление, мм/с; W – ширина линии, мм/с; S – площадь дублета в спектре, %.

*In sample E-1158/1, two doublets of ferric iron are observed, the parameters of the first are given in the table, the parameters of the second: IS = 0.47 mm/s; QS = 0.97 mm/s; W = 0.52 mm/s; S = 34.7%.
Note. IS – isomeric shift relative to sodium nitroprusside, mm/s; QS – quadrupole splitting, mm/s; W – line width, mm/s; S – area of the doublet in the spectrum, %.

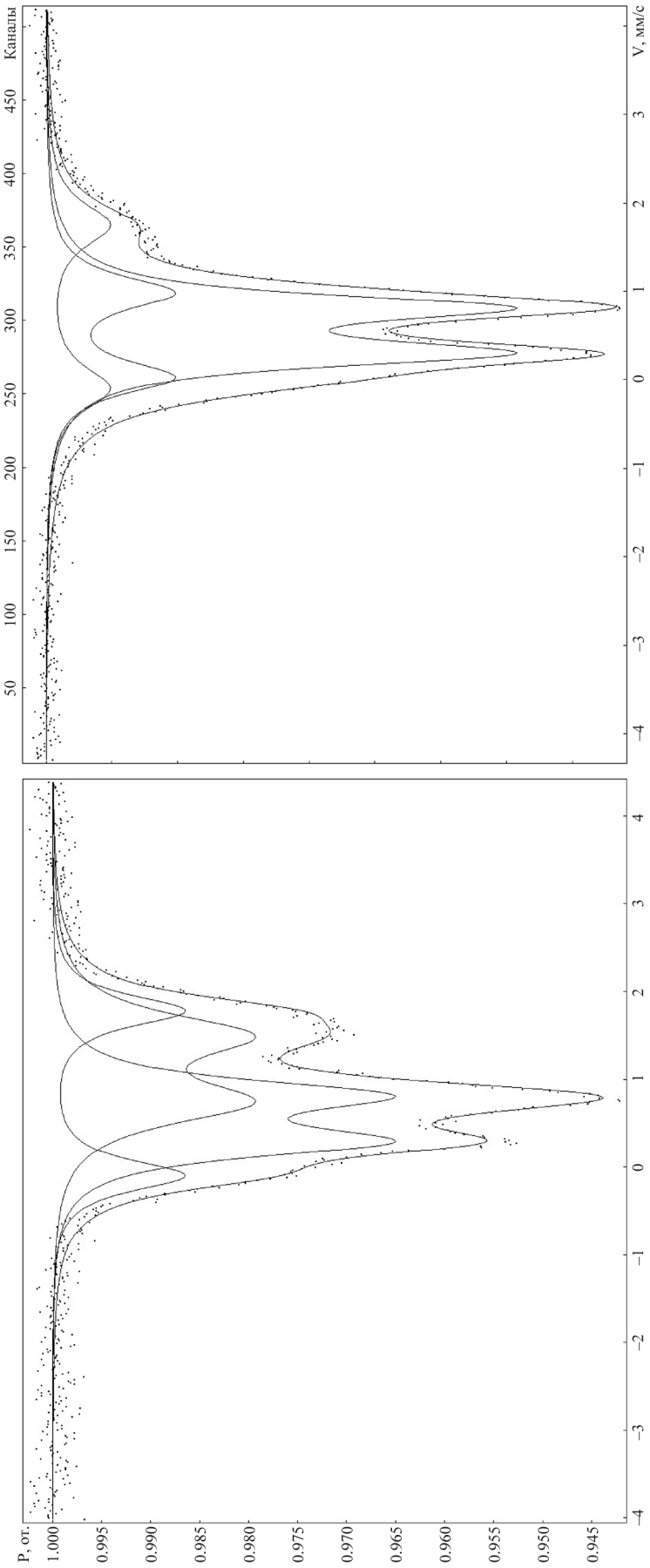

Рис. 4. Аномальные, или IV типа (Чащухин и др., 2007), мессбауэровские спектры проб E-217/14 (справа) и E-1158/1 (слева).

Fig. 4. Anomalous, or type IV (Chashchukhin et al., 2007), Mössbauer spectra of samples E-217/14 (right) and E-1158/1 (left).

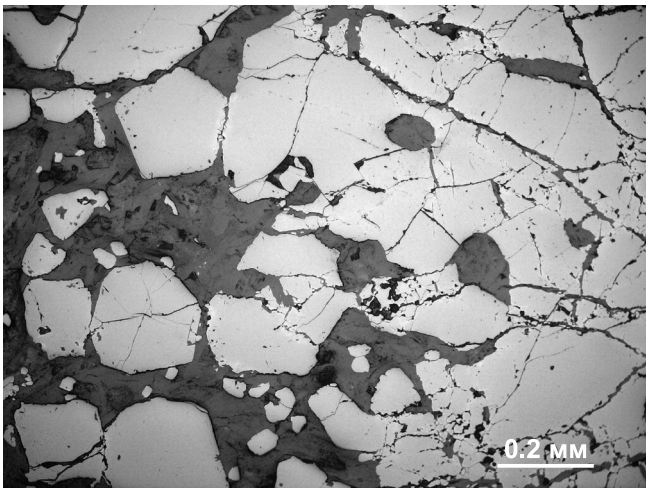

Рис. 5. Развитие трех генераций зерен шпинелида в хромитите Е-1158/1.

Фото шлифа без анализатора.

Fig. 5. Development of three generations of spinel grains in chromitite E-1158/1.

Photo of a thin section without an analyzer.

Таблица 4. Степень окисления железа (Fe^{3+}/Fe_{sum}), определенная при помощи мессбауэровской спектроскопии (мессб.) и при пересчете состава минерала на стехиометрическую формулу (стех.) в пробах с изученной химической зональностью

Table 4. The degree of oxidation of iron (Fe^{3+}/Fe_{sum}), determined using Mössbauer spectroscopy (мессб.) and when recalculating the composition of the mineral to the stoichiometric formula (стех.) in samples with the studied chemical zoning

Проба	Fe^{3+}/Fe_{sum}, %			Максимальное $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$	$Al_ц–Al_к$
	мессб.	стех.			
		ц	к		
3701	24.62	21.25	30.27	5.60	0.10
X-352	22.62	23.51	24.94	2.32	0.01
X-6517/23	39.58	35.38	23.30	16.28	0.60
X-6517/27	68.45	22.13	64.08	46.32	0.73
E-180/1	32.6	24.60	26.29	8.00	0.24
E-217/10	26.87	22.25	27.21	4.62	0.07
E-571/3	16.70	13.62	21.07	4.37	0.02
E-1158/1	44.80	44.65	70.23	25.43	0.60

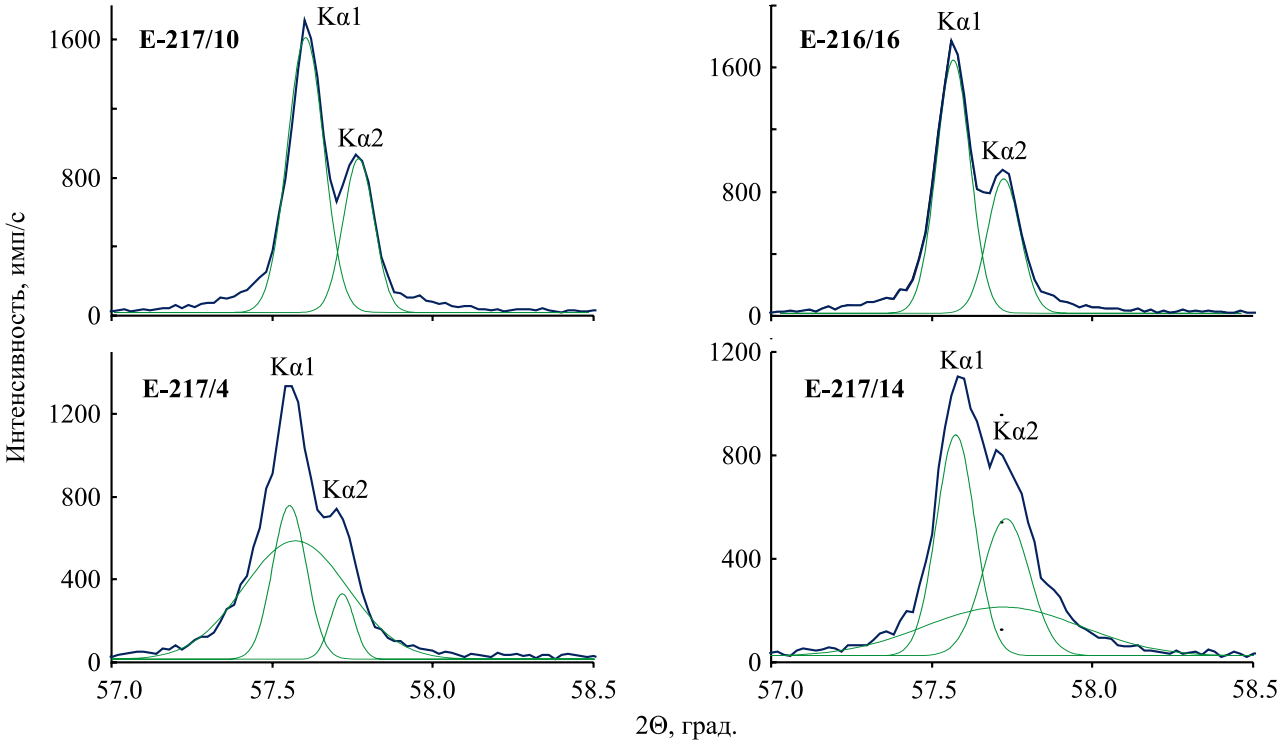

Рис. 6. Дифрактограммы проб, изученных методом мессбауэровской спектроскопии в интервале 2Θ 57–58°.

Верхний ряд (E-217/10, E-216/16) – пробы, однородные по составу; нижний ряд (E-217/4, E-217/14) – пробы, содержащие несколько близких по химическому составу фаз шпинелидов.

Fig. 6. X-ray diffraction patterns of samples studied by Mössbauer spectroscopy in the 2Θ range 57–58°.

The top row (E-217/10, E-216/16) are samples of homogeneous composition; the bottom row (E-217/4, E-217/14) are samples containing several spinel phases that are similar in chemical composition.

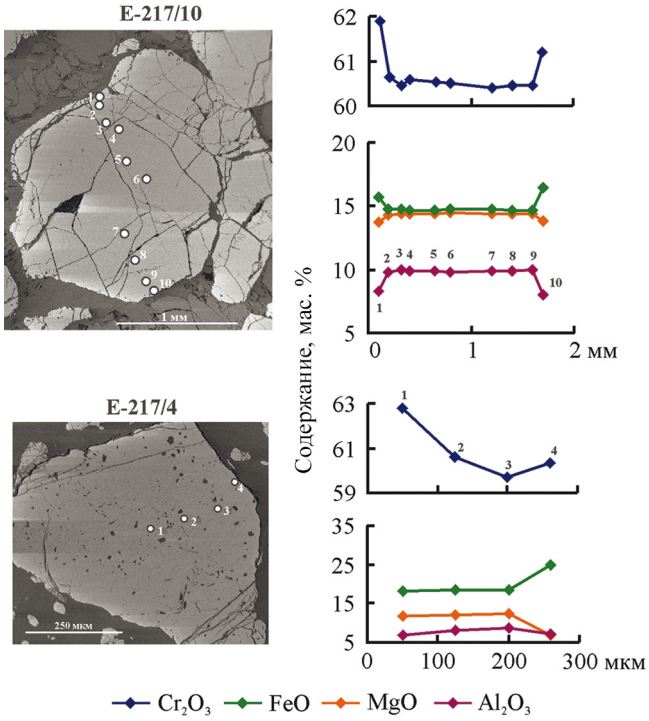

Рис. 7. Химическая зональность зерен хромшпинелида из руд месторождения Центральное (рудное тело № 10).

Fig. 7. Chemical zoning of chrome spinel grains from ores of the Tsentralnoye deposit (ore body No. 10).

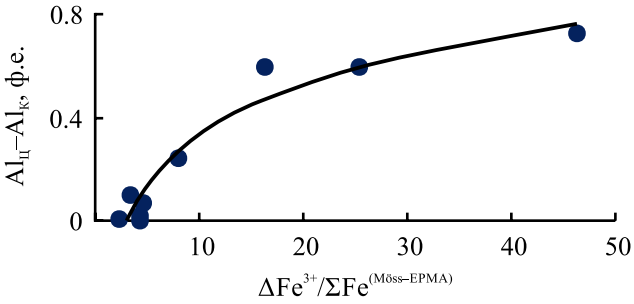

Рис. 8. Логарифмическая зависимость значения $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ от разницы содержаний катионов Al в центральной ($Al_ц$) и краевой частях зерна хромшпинелида ($Al_к$).

Fig. 8. Logarithmic dependence of the value $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ on the difference in the content of Al cations in the central ($Al_ц$) and marginal parts of the chrome spinel grain ($Al_к$).

шпинелидов (см. рис. 8, табл. 4). Это дает основание утверждать, что основным фактором, послужившим причиной возникновения $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ в изученных пробах, является химическая зональность минерала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Основываясь на полученных результатах, можно сделать вывод, что разницу значений $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$ в рудообразующих хромшпинелидах массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский обусловливают химическая зональность, а также присутствие нескольких генераций минерала, различающихся по составу и степени окисления железа.

В целом изученные рудообразующие шпинелиды основных исследованных рудных тел полярноуральских массивов имеют нормальную необращенную структуру, а распределение катионов по ее позициям соответствует кристаллохимической формуле. Для аналогичных по составу изученным в настоящей работе высокохромистых хромититов в статье (Davis et al., 2017) показано минимальное значение $\Delta Fe^{3+}/\Sigma Fe^{(Möss–EPMA)}$, связанное с погрешностью микрозондового определения состава. Это позволяет применять для расчетов температуры и фугитивности кислорода значения степени окисления железа в шпинелиде, полученные при пересчете состава минерала на стехиометрическую формулу.

Существующие локальные методы определения валентного состояния железа в шпинелиде (XANES-спектроскопия и др.) не находят широкого применения в петрологических исследованиях из-за малой доступности и высокой стоимости анализа или в случае электронно-зондового микроанализа (электронно-зондовой рентгеноэмиссионной спектроскопии) – слабой разработанности метода. В недавней работе (Вотяков и др., 2023) показано, что результаты определения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в хромовых шпинелях методом рентгеноэмиссионной спектроскопии удовлетворительно согласуются с мессбауэровскими и расчетными данными в стехиометрическом приближении; погрешность не выше 2%. Это показывает высокую перспективность рентгеноэмиссионного метода, который ввиду локальности гораздо лучше соответствует требованиям петрологических задач. Дальнейшая апробация методики на выборках большего объема и подготовка квалифицированных специалистов позволят довести ее до практического применения.

В практическом отношении на сегодняшний день мессбауэровская спектроскопия остается наиболее надежным и доступным методом прямого измерения содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в шпинелиде. Она незаменима в случаях, когда состав исследуемых шпинелидов заметно отклоняется от стехиометрии и не пересчитывается на формулу. Примером могут являться рудообразующие хромшпинелиды Наранского массива в Монголии (Ширяев и др., 2010). Настоящее исследование показывает, что, используя обсуждаемый метод, необходимо учитывать природную зональность и неодородность химического состава минерала, которые типичны для ру-

дообразующих и акцессорных хромшпинелидов ультрамафитов офиолитовых массивов.

Благодарности

Авторы благодарят канд. геол.-мин. наук И.С. Чащухина и анонимного рецензента за обсуждение статьи и замечания, способствовавшие ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. (2017) Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 265 с.

Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Даниленко И.А, Чащухин И.С. (2023) Определение валентного состояния железа в хромшпинели по данным электронно-зондовой рентгеноэмиссионной спектроскопии Lα, β-линий. *Зап. РМО*, **3**(152), 98-112.

Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., Соболев А.В. (2015) Состав минералов мантийных перидотитов как отражение рудообразующих процессов в мантии (на примере офиолитов Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов). *Литология и полез. ископаемые*, **1**(50), 87-98.

Салтыкова А.К. (2008) Вещественный состав, термальное и окислительно-восстановительное состояние верхней мантии Байкало-Монгольского региона (данные мантийных ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов). *Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук.* СПб.: ИГГД РАН, 24 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Борисов Д.Р., Быков В.Н. (1996) ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 136 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007) Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 310 с.

Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В., Никандрова Н.К. (2010) Окислительно-восстановительное состояние хромовых руд и пород Наранского массива (Монголия). *Минералы: строение, свойства, методы исследования. Тез. докл. Всерос. конф*. Миасс: ИГГ УрО РАН, 149-150.

Ballhaus C., Berry R., Green D. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 27-40.

Bancroft G.M., Osborne M.D., Fleet M.E. (1983) Next-nearest neighbour effects in the Mössbauer spectra of Cr-spinels: An application of partial quadrupole splittings. *Solid State Commun.*, **47**(8), 623-625.

Canil D., Virgo D., Scarfe C.M. (1990) Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 453-462.

Carbonin S., Russo U., Della Giusta A. (1996) Cation distribution in some natural spinels from X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Mineral. Mag.*, **399**(60), 355-368.

Da Silva E.G., Abras A., Sette Camara A.O.R. (1976) Mössbauer effect study of cation distribution in natural chromites. *J. Phys.*, **12**, 783-785.

Dare S.A.S., Pearce J.A., McDonald I., Styles M.T. (2009) Tectonic discrimination of peridotites using fO_2-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel. *Chem. Geol.*, **261**(3–4), 199-216.

Davis F.A., Cottrell E., Birner S.K., Warren J.M., Lopez O.G. (2017) Revisiting the electron microprobe method of spinel-olivine-orthopyroxene oxybarometry applied to spinel peridotites. *Amer. Miner.*, **102**(2), 421-435. https://doi.org/10.2138/am-2017-5823

Dyar M.D., McGuire A.V., Ziegler R.D. (1989) Redox equilibria and crystal chemistry of coexisting minerals from spinel lherzolite mantle xenoliths. *Amer. Miner.*, **74**(9–10), 969-980.

Fatseas G., Dormann J., Blanchard H. (1976) Study of the Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio in natural chromites (Fe_x, Mg_{1-x}) (Cr_{1-y-z}, Fe_y, Al_z)O_4. *J. Phys. Colloques*, **37**(C6), 787-792.

Lenaz D., Andreozzi G., Mitra S., Bidyananda M., Princivalle F. (2004) Crystal chemical and ^{57}Fe Mössbauer study of chromite from the Nuggihalli schist belt (India). *Mineral. Petrol.*, **80**, 45-57.

Luhr J.F., Aranda-Gymez J.J. (1997) Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: Correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *J. Petrol.*, **38**, 1075-1112.

McGuire A.V., Dyar M.D., Ward K.A. (1989) Neglected Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios – A study of Fe^{3+} content of megacrysts from alkali basalts. *Geology*, **17**(8), 687-690.

Osborne M.D., Fleet M.E., Bancroft M.G. (1981). Fe^{2+}-Fe^{3+} ordering in chromite and Cr-bearing spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**(3), 251-255.

Ozawa K. (1989) Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **338**, 141-144.

Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *J. Petrol.*, **39**, 1577-1618.

Shiryaev P.B., Vakhrusheva N.V. (2017) Chemical zoning of spinels and olivines from chromitites and the enclosing ultramafites of the Rai-Iz massif Tsentralnoye deposit (the Polar Urals). *Изв. УГГУ*, **4**(48), 29-35. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2017-4-29-35

Singh A.K., Jaint B.K., Date S.K., Chandra K. (1978) Structural and compositional study of natural chromites of Indian origin. *J. Phys. D: Appl. Phys*, **11**, 769-776.

Wood B.J., Virgo D. (1989) Upper mantle oxidation state: Ferric iron contents of Iherzolite spinels by ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**(6), 1277-1291.

Woodland A.B., Kornprobst J., Wood B.J. (1992) Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. *J. Petrol.*, **33**, 203-230.

REFERENCES

Ballhaus C., Berry R., Green D. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 27-40.

Bancroft G.M., Osborne M.D., Fleet M.E. (1983) Next-nearest neighbour effects in the Mössbauer spectra of Cr-

spinels: An application of partial quadrupole splittings. *Solid State Commun.*, **47**(8), 623-625.

Canil D., Virgo D., Scarfe C.M. (1990) Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 453-462.

Carbonin S., Russo U., Della Giusta A. (1996) Cation distribution in some natural spinels from X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Mineral. Mag.*, **399**(60), 355-368.

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) Crystal chemistry of Cr-spinel and oxythermobarometry of ultramafic rocks of folded belts. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 310 p. (In Russ.)

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Uymin S.G., Borisov D.R., Bykov V.N. (1996) Mössbauer spectroscopy of chrome-spinels and problems of oxythermobarometry of chromite-bearing ultramafic rocks of the Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 136 p. (In Russ.)

Da Silva E.G., Abras A., Sette Camara A.O.R. (1976) Mössbauer effect study of cation distribution in natural chromites. *J. Phys.*, **12**, 783-785.

Dare S.A.S., Pearce J.A., McDonald I., Styles M.T. (2009) Tectonic discrimination of peridotites using fO_2-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel. *Chem. Geol.*, **261**(3–4), 199-216.

Davis F.A., Cottrell E., Birner S.K., Warren J.M., Lopez O.G. (2017) Revisiting the electron microprobe method of spinel-olivine-orthopyroxene oxybarometry applied to spinel peridotites. *Amer. Miner.*, **102**(2), 421-435. https://doi.org/10.2138/am-2017-5823

Dyar M.D., McGuire A.V., Ziegler R.D. (1989) Redox equilibria and crystal chemistry of coexisting minerals from spinel lherzolite mantle xenoliths. *Amer. Miner.*, **74**(9–10), 969-980.

Fatseas G., Dormann J., Blanchard H. (1976) Study of the Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio in natural chromites (Fe_x, Mg_{1-x}) (Cr_{1-y-z}, Fe_y, Al_z)O_4. *J. Phys. Colloques*, **37**(C6), 787-792.

Lenaz D., Andreozzi G., Mitra S., Bidyananda M., Princivalle F. (2004) Crystal chemical and ^{57}Fe Mössbauer study of chromite from the Nuggihalli schist belt (India). *Mineral. Petrol.*, **80**, 45-57.

Luhr J.F., Aranda-Gymez J.J. (1997) Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: Correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *J. Petrol.*, **38**, 1075-1112.

McGuire A.V., Dyar M.D., Ward K.A. (1989) Neglected Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios – A study of Fe^{3+} content of megacrysts from alkali basalts. *Geology*, **17**(8), 687-690.

Osborne M.D., Fleet M.E., Bancroft M.G. (1981). Fe^{2+}-Fe^{3+} ordering in chromite and Cr-bearing spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**(3), 251-255.

Ozawa K. (1989) Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **338**, 141-144.

Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *J. Petrol.*, **39**, 1577-1618.

Saltykova A.K. (2008) Material composition, thermal and redox state of the upper mantle of the Baikal-Mongolian region (data from mantle xenoliths from Cenozoic alkaline basalts). *Abstract of Cand. geol. and min. sci. diss.* St.Petersburg, IGGD, 24 p. (In Russ.)

Savelieva G.N., Batanova V.G., Kuz'min D.V., Sobolev A.V. (2015) Composition of minerals in mantle peridotites as proxy of ore-forming processes in the mantle: Evidence from ophiolites in the Voykar–Synya and Kempirsai Massifs. *Lithol. Miner. Resour.*, **1**(50), 80-92 (translated from *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, **1**(50), 87-98).

Shiryaev P.B., Vakhrusheva N.V. (2017) Chemical zoning of spinels and olivines from chromitites and the enclosing ultramafites of the Rai-Iz massif Tsentralnoye deposit (the Polar Urals). *Izv. UGGU*, **4**(48), 29-35. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2017-4-29-35

Shiryaev P.B., Vakhrusheva N.V., Nikandrova N.K. (2010) Redox state of chromium ores and rocks of the Naran massif (Mongolia). *Minerals: Structure, properties, research methods. Abstracts of reports of the All-Russian conference*. Miass, IGG UrO RAN, 149-150. (In Russ.)

Singh A.K., Jaint B.K., Date S.K., Chandra K. (1978) Structural and compositional study of natural chromites of Indian origin. *J. Phys. D: Appl. Phys.*, **11**, 769-776.

Vakhrusheva N.V., Shiryaev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. (2017) Petrology and chromitites of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 265 p. (In Russ.)

Votyakov S.L., Zamyatin D.A., Danilenko I.A., Chashchukhin I.S. (2023) Determination of the iron valence state in Cr-spinels by electron microprobe X-ray emission spectroscopy of $L_{\alpha,\beta}$ lines. *Zap. RMO*, **3**(152), 98-112.

Wood B.J., Virgo D. (1989) Upper mantle oxidation state: Ferric iron contents of lherzolite spinels by ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**(6), 1277-1291.

Woodland A.B., Kornprobst J., Wood B.J. (1992) Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. *J. Petrol.*, **33**, 203-230.

УДК 549.01+549.623.7+552.18 DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1060-1083

Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 1. Офикальцит рудного поля Хопунваара

М. О. Булах, И. А. Бакшеев, В. О. Япаскурт

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, e-mail: aregon27@mail.ru

Поступила в редакцию 09.02.2024 г., принята к печати 02.04.2024 г.

Объект исследования. Серпентиниты апокарбонатного типа, развитые в контактовом ореоле Салминского интрузива. *Цель работы*. Минералого-генетическая характеристика кальцит-серпентиновых пород рудного поля Хопунваара. *Материалы и методы*. Тридцать образцов офикальцита изучены методами сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового анализа, порошковой рентгенографии, ИК- и КР-спектроскопии, а также дифференциально-термического анализа. *Результаты*. Офикальцит рудного поля Хопунваара представлен двумя типами. Первая разновидность, исследованная на примере образцов из карьера Известковая ломка, состоит из тонковолокнистых агрегатов клинохризотила и лизардита (или только лизардита), находящихся в тесном срастании с кальцитом, с подчиненными количествами флогопита и фторапатита, местами – с жилками магнетита. Серпентин содержит малое количество примесей – до 1.0 мас. % FeO, до 0.7 мас. % Al_2O_3 и не более 0.1 мас. % MnO. Сопутствующий ему кальцит весьма чист в химическом отношении. Офикальцит второго типа, описанный на рудопроявлении Клара, сложен преимущественно лизардитом, который образует полные псевдоморфозы по кристаллам форстерита и/или минералов группы гумита, заключенным среди карбонатной матрицы. В химическом составе серпентина отмечается 0.4–2.5 мас. % FeO, 0.0–1.6 – Al_2O_3, 0.1–0.2 – MnO и 0.9–2.1 мас. % F. В карбонатной матрице, наряду с почти беспримесным кальцитом, присутствует доломит, содержащий 1.4 мас. % MnO. Второстепенные минералы представлены флюоритом, флогопитом и сфалеритом. Такую породу секут антигорит-карбонат-флюорит-гематитовые прожилки с касситеритом, температура образования которых оценивается в 300–350°C. *Выводы*. Формирование офикальцита первого типа происходило путем взаимодействия доломита с богатыми SiO_2 кислотными гидротермами температурой, предположительно, 200–300°C. Микроволокнистое строение аподоломитовых серпентиновых агрегатов обусловлено механизмом их кристаллизации в пористой среде, возникающей при выщелачивании карбоната. Офикальцит второго типа образовался в результате серпентинизации околоскарновых форстеритовых кальцифиров на регрессивной стадии скарнообразования при $T < 370$°C.

Ключевые слова: *Питкярантский рудный район, апокарбонатные серпентиниты, кальцифиры, лизардит, хризотил*

Mineralogy and genesis of apocarbonate serpentinites of the Pitkäranta mining district, Northern Ladoga region. Part 1. Ophicalcite of the Hopunvaara ore field

Maria O. Bulakh, Ivan A. Baksheev, Vasily O. Yapaskurt

Lomonosov Moscow State University, Geological faculty, 1 Leninskie Gory, 119991 Moscow, Russia, e-mail: aregon27@mail.ru

Received 09.02.2024, accepted 02.04.2024

Research subject. Serpentinites of the apocarbonate type in the contact aureole of the Salmi Batholith. *Aim*. Mineralogical and genetic description of the calcite-serpentine rocks of the Hopunvaara ore field. *Materials and methods*. Thirty samples of ophicalcite were studied using scanning electron microscopy, electron probe analysis, powder X-ray diffraction, FTIR and Raman spectroscopy, as well as differential thermal analysis. *Results*. The ophicalcite of the Hopunvaara ore field is represented by two types. The first variety was studied on samples from the Izvestkovyi quarry (“Lime Break”). It consists

Для цитирования: Булах М.О., Бакшеев И.А., Япаскурт В.О. (2024) Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 1. Офикальцит рудного поля Хопунваара. *Литосфера*, **24**(6), 1060-1083. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1060-1083

For citation: Bulakh M.O., Baksheev I.A., Yapaskurt V.O. (2024) Mineralogy and genesis of apocarbonate serpentinites of the Pitkäranta mining district, Northern Ladoga region. Part 1. Ophicalcite of the Hopunvaara ore field. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1060-1083. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1060-1083

of thin-fibrous aggregates of clinochrysotile and lizardite (or only lizardite) intergrowing with calcite, with subordinate amounts of phlogopite and fluorapatite, as well as with veins of magnetite. Serpentine contains a small amount of impurities – up to 1.0 wt % FeO, up to 0.7 wt % Al_2O_3 and not more than 0.1 wt % MnO. Calcite is chemically pure. Ophicalcite of the second type, described in the Klara mining, is composed mainly of lizardite, which forms complete pseudomorphs after crystals of forsterite and/or minerals of the humite group enclosed among a carbonate matrix. Serpentine contains 0.4–2.5 wt % FeO, 0.0–1.6 wt % Al_2O_3, 0.1–0.2 wt % MnO, and 0.9–2.1 wt % F. In the carbonate matrix, along with almost pure calcite, there is dolomite containing 1.4 wt % MnO. Minor minerals are represented by fluorite, phlogopite and sphalerite. Such a rock is sectioned by antigorite-carbonate-fluorite-hematite veins with cassiterite, the formation temperature of which is estimated at 300–350°C. *Conclusions*. The formation of ophicalcite of the first type occurred through the interaction of dolomite with acidic SiO_2-rich 200–300°C hydrothermal solutions. The microfiber structure of apodolomite serpentine aggregates is due to the mechanism of their crystallization in a porous medium that occurs during carbonate leaching. Ophicalcite of the second type was formed as a result of serpentinization of forsterite calciphyres at the regressive stage of skarnification process at $T < 370$°C.

Keywords: *Pitkäranta mining district, apocarbonate serpentinites, calciphyres, lizardite, chrysotile*

Acknowledgements

The authors thank D.A. Ksenofontov for taking powder radiographs and L.V. Melchakova for performing differential thermal analysis. The authors are also grateful to A.B. Makeev for valuable comments.

ВВЕДЕНИЕ

Магнезиальные представители группы серпентина-каолинита – лизардит, антигорит, клинохризотил, парахризотил и ортохризотил – образуются в результате метаморфогенного или гидротермального магматогенного изменения богатых магнием минералов, прежде всего силикатов – форстерита, фаялита, магнезиальных орто- и клинопироксенов. Серпентин[1] может развиваться, кроме того, и за счет магнезиальных карбонатов – доломита и магнезита – при их взаимодействии с богатыми кремнекислотой растворами, а также в процессе доломитизации известняков (Faust, Fahey, 1964; Imai et al., 1976; Демченко, 1983).

В зависимости от типа исходной породы принято выделять три главных генетических типа серпентинитов (Faust, Fahey, 1964; Coleman, 1971): 1) апогипербазитовые, формирующиеся при низкоградном метаморфизме или гидротермальной переработке магматических ультраосновных пород; 2) апокарбонатные, возникающие в зонах контактового метаморфизма доломитов или доломитовых известняков (офикальциты); 3) гипергенные (так называемый “сунгулит”), являющиеся результатом последовательного изменения магнезиально-силикатных пород в коре выветривания. Наилучшим образом с минералого-петрологической точки зрения изучен и описан в литературе лишь первый из этих типов (Штейнберг, Чащухин, 1977; Evans, 1977; Варлаков, 1986; Макеев, Брянчанинова, 1999). Особенностям минералогии и процессам формирования апокарбонатных серпентинитов уделено значительно меньше внимания. Между тем с ними генетически связаны месторождения маложелезистого хризотил-асбеста, который в XX в. служил ценным сырьем для электротехнической промышленности: Аспагашское на юге Красноярского края (Петров, Соколова, 1957), Водораздельное на Приполярном Урале (Лютоев, 2000), Лайюань в Китае (Faust, Fahey, 1964), Укокское в Киргизии (Янин, 2013), ряд объектов в штате Аризона в США (Stewart, 1956; Van der Hoeven et al., 1999; Van Gosen, 2008). Такие серпентиниты обычно размещаются в экзоконтактах интрузивов кремнекислого или основного состава (чаще всего это граниты и долериты) среди доломитовых или кальцит-доломитовых пород и, за редким исключением, пространственно сопряжены с магнезиальными скарнами (Imai et al., 1976; Демченко, 1983; Van der Hoeven et al., 1999; Лютоев, 2000). В подобных объектах серпентинизации подвергаются не только карбонатные толщи, но и скарновые тела, сложенные силикатами Mg – форстеритом, диопсидом, энстатитом, флогопитом, минералами группы гумита, – а также околоскарновые форстеритовые кальцифиры.

Серпентинизация скарнов и доломитов широко проявлена в северо-западной части экзоконтактового ореола Салминского интрузива (Южная Карелия), где размещается известный с начала XIX в. Питкярантский рудный район с железорудными, медными, свинцово-цинковыми, оловянными, редкоэлементными, а также флюоритовыми месторождениями и рудопроявлениями. Активные поиски и разведка рудных залежей в районе Питкяранты начались в 1810-е гг. после обнаружения горным инженером Г. Фурманом (1810) скарнов с

[1] С точки зрения минералогической номенклатуры правильнее было бы использовать термин “минералы подгруппы серпентина”, но поскольку обобщенное название “серпентин” прочно закрепилось в литературе и обычно не вызывает недопонимания, то в статье будем по традиции приводить его для макроскопически неразличимых членов данной подгруппы.

халькопиритовым оруденением. С 1840-х гг. здесь действовали подземные рудники, на которых осуществлялась добыча медных (халькопиритовых) и оловянных (касситеритовых) руд, а также олово- и медеплавильные заводы. Вместе с медью и оловом извлекались благородные металлы – золото и серебро. В 1890-х гг. горно-металлургическая промышленность Питкяранты почти полностью была переориентирована на железо, но уже к 1903–1904 гг. в связи с истощением запасов местных руд разработка месторождений стала нерентабельной, шахты и заводы пришли в упадок; дальнейшие попытки возобновить эксплуатацию рудных объектов успеха не имели (Борисов, Ильин, 2004).

Геолого-минералогические исследования Питкярантского района начались одновременно с освоением рудных залежей. В течение XIX–начале XX в. появился ряд научных публикаций, посвященных месторождениям Питкяранты (Фурман, 1810; Иосса, 1834; Gadolin, 1856; Törnebohm, 1891; Trüstedt, 1907). В XX в., уже после завершения эксплуатации питкярантских рудников, Северное Приладожье стало объектом детальных изысканий с точки зрения тектоники, стратиграфии, минералогии, петрологии магматических и метаморфических пород. Особое внимание привлекали вопросы формирования и особенности минералогии рудоносных метасоматитов района Питкяранты, впоследствии освещенные в многочисленных работах советских и финских ученых (Eskola, 1951; Saksela, 1951; Нефедов, 1973; Хазов, 1973; Шабынин, 1974; Иващенко, 1987). В это время возникли сведения о проявлениях в питкярантских рудных объектах разнообразной редкоэлементной (B, Be, Mo, W, Bi, Te, Se, In, U) минерализации, изучение которой продолжилось и в XXI в. (Никольская, Ларин, 1972; Нефедов, 1973; Иващенко, 1987; Александров, 1990; Александров, Тронева, 2009; Иващенко, Голубев, 2015; Valkama et al., 2016; Ivashchenko, 2021).

Тем не менее нужно констатировать, что кристаллохимические особенности ряда минеральных видов из питкярантских метасоматитов до сих пор остаются охарактеризованными весьма слабо или вовсе не охарактеризованными; особенно это касается силикатов. Как следствие, недоработаны и многие аспекты генетической минералогии данного района. В наибольшей степени изученными в этом отношении остаются участки Люпикко, Кителя и Старое рудное поле, детальные минералогические сведения о которых приводятся в работах (Хазов, 1973; Gerasimova, 2007; Иващенко, Голубев, 2015; Ivashchenko, 2021). Е.И. Герасимовой получен значительный объем данных о силикатной минерализации кальцифиров мыса Ристиниеми и рудопроявления Бэкк, опубликованный, к сожалению, лишь частично (Gerasimova, 2007; Герасимова и др., 2008, 2009). Другие объекты еще требуют изучения. Между тем в Питкярантском районе уже не одно десятилетие проводятся учебные минералогические практики для студентов МГУ и СПбГУ, активно посещается он и минералогами-коллекционерами; в последние годы разрабатывается проект о присвоении питкярантским техногенно-природным комплексам статуса памятника горно-индустриального наследия. Таким образом, целью данной работы являются, с одной стороны, определение обстановок формирования серпентинитов в карбонатных толщах и выявление типоморфных особенностей апокарбонатного серпентина, с другой – получение новых данных по минералогии метасоматитов Питкярантского района.

Первая статья посвящена сравнительной характеристике кальцит-серпентиновых пород рудного поля Хопунваара (за которыми в литературе и закрепилось название “офикальцит”) разного генезиса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Питкярантский рудный район расположен на южной окраине Карельского кратона в юго-восточной части Раахе-Ладожской тектонической зоны Фенноскандинавского щита. Архейские породы, возраст которых здесь оценивается в ≈2.6–2.7 млрд лет, служат фундаментом для раннепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса, сформировавшегося в период от ≈2.1 до ≈1.8 млрд лет и представленного преимущественно (мета-) базальтами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, доломитами и известняками людиковийского надгоризонта (сортавальская серия), а также (мета-) песчаниками и алевролитами калевийского надгоризонта (ладожская серия). В течение свекофеннского тектонометаморфического цикла (≈1.9–1.8 млрд лет) вулканогенно-осадочные толщи подверглись метаморфизму амфиболитовой фации, были смяты в складки и преобразованы в слюдяные и амфиболовые сланцы, амфиболиты, мраморы и кварциты. Метаморфический процесс сопровождался образованием анатектических расплавов с последующим внедрением тел гранитов и пегматитов в людиковий-калевийские породы (Nironen, 1997; Ладожская…, 2020).

Породы архейского фундамента и палеопротерозойского супракрустального комплекса в данном районе прорваны Салминским батолитом, возраст которого (по данным U-Pb метода датирования по циркону) оценивается в 1547 (±0.7) – 1530 (±1.7) млн лет (Amelin et al., 1997). Породы массива подразделяются на два комплекса: габбро-анортозит-монцонитовый и рапакиви-гранитный. Среди гранитоидов выделяют три разновозрастные фазы внедрения: 1) биотит-амфиболовые граниты (питерлиты, выборгиты) и кварцевые сиениты; 2) биотито-

вые граниты; 3) Li-F топаз-содержащие граниты (Ларин и др., 1991; Amelin et al., 1991).

Месторождения и рудопроявления Питкярантского района расположены в северо-западном экзоконтакте Салминского батолита в зоне полого погружения кровли массива под вмещающие породы (рис. 1). Останцы архейского фундамента представлены здесь главным образом гранитогнейсами, слагающими ядра купольных структур (так называемых гранитогнейсовых куполов) коллизионно-магматического происхождения. В обрамлении гранитогнейсовых куполов залегают амфиболиты, доломитовые мраморы, слюдяные и амфиболовые сланцы питкярантской свиты сортавальской серии. Мраморы слагают два горизонта; по большей части они преобразованы в скарны и кальцифиры. Породы питкярантской свиты перекрыты кварц-слюдяными сланцами и кварцитами ладожской серии. Метаморфические толщи прорваны небольшими телами свекофеннских плагиогранитов, гранодиоритов и керамических пегматитов. В южной части описываемой территории все перечисленные комплексы пород перекрываются вулканогенно-терригенными отложениями салминской свиты, возраст которых оценивается в 1.48 млрд лет (Хазов, 1973; Ларин и др., 1991; Ладожская…, 2020).

В пределах Питкярантского района выделяется ряд рудных полей, сопряженных со скарнами и апоскарновыми метасоматитами: Старое рудное поле, Новое рудное поле, Хопунваара, Люпикко, Хепоселькя, Уукса и Кителя (Келиваара). Скарновые тела приурочены к двум карбонатным горизонтам питкярантской свиты; их мощность варьирует в основном от 3 до 15 м, местами достигая 30 м, а протяженность – от нескольких десятков метров до 2 км (Хазов, 1973; Ларин и др., 1991). Формирование ранних магнезиальных скарнов нижнего горизонта происходило, предположительно, в свекофеннское время, о чем свидетельствует возраст молибденита из скарнов Старого рудного поля и Кительского месторождения, определенный Re-Os методом, – 1827–1763 млн лет (Stein et al., 1996). Внедрение гранитов Салминского массива вызвало новую волну скарнирования вмещающих пород, в результате чего магнезиальные скарны нижнего горизонта подверглись замещению известковыми скарнами, а в верхнем горизонте образовались новые магнезиально-скарновые тела; их возраст оценивается в 1542.7 (±1.5) – 1536.6 (±2.5) млн лет (Amelin et al., 1997; Neymark et al., 2018). Впоследствии скарновые парагенезисы в разной мере претерпели замещение пневматолито-гидротермальными ассоциациями.

Серпентинизация наиболее широко развита в мраморах, скарнах и околоскарновых кальцифирах верхнего карбонатного горизонта питкярантской свиты и в настоящей работе изучена на примере рудного поля Хопунваара.

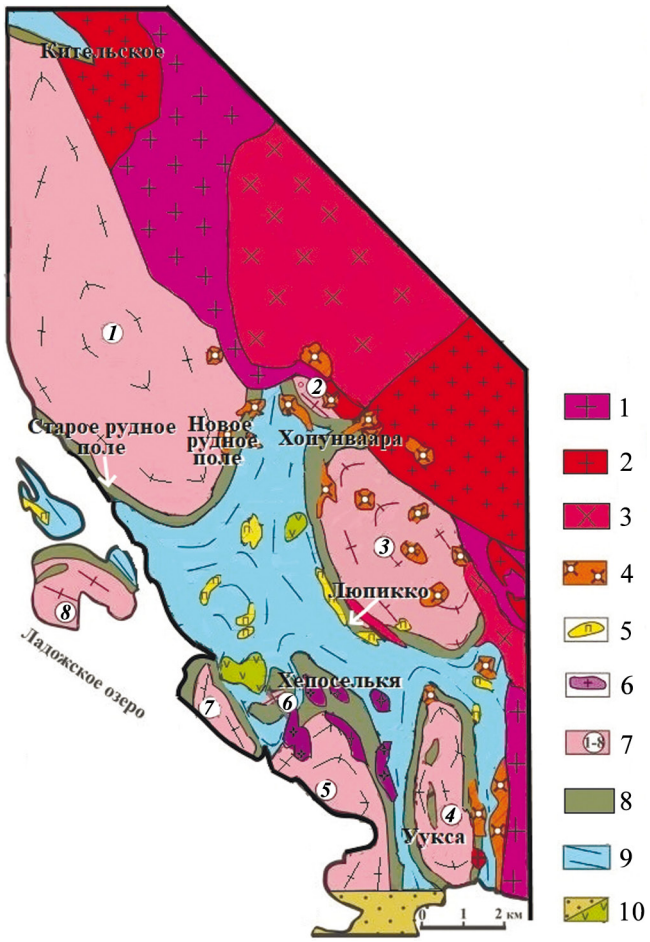

Рис. 1. Схема геологического строения Питкярантского рудного района (Ларин и др., 1991; Иващенко, Голубев, 2015).

1 – мелкозернистые граниты-рапакиви; 2 – биотитовые граниты-рапакиви; 3 – порфировидные амфибол-биотитовые граниты-рапакиви; 4 – Li-F граниты; 5 – керамические пегматиты; 6 – синорогенные плагиограниты и гранодиориты; 7 – гранито-гнейсовые купола: *1* – Питкярантский, *2* – Винбергский, *3* – Люпикковский, *4* – Уксинский, *5* – Ристиниемский, *6* – Хепосельксский, *7* – Юляристинский, *8* – Пусунсаарский; 8 – амфиболиты, мраморы, сланцы, кварциты питкярантской свиты; 9 – слюдяные и амфиболовые сланцы ладожской серии; 10 – песчаники и базальты салминской свиты.

Fig. 1. The scheme of the geological structure of the Pitkäranta mining district (Larin et al., 1991; Ivashchenko, Golubev, 2015).

1 – fine-grained rapakivi granites; 2 – biotite rapakivi granites; 3 – porphyritic amphibole-biotite rapakivi granites; 4 – Li-F granites; 5 – ceramic pegmatites; 6 – synorogenic plagiogranites and granodiorites; 7 – granite-gneiss domes: *1* – Pitkyarantsky, *2* – Vinbergsky, *3* – Lupikovsky, *4* – Uksinsky, *5* – Ristiniemsky, *6* – Heposelksky, *7* – Yulyaristinsky, *8* – Pusunsaar; 8 – amphibolites, marbles, shales, quartzites of the Pitkyaranta suite; 9 – mica and amphibole schists of the Ladoga series; 10 – sandstones and basalts of the Salmi suite.

Рудное поле Хопунваара расположено в ≈3.5 км к востоку от г. Питкяранта, в северном обрамлении Люпикковского гранитогнейсового купола (см. рис. 1, 2). Оно включает рудники Винберг и Бэкк, где шахтами вскрыты в основном скарновые тела нижнего карбонатного горизонта, а также рудопроявление Клара, приуроченное к серпентинизированным скарнам верхнего горизонта, возникшим на контакте доломитовых мраморов с протяженной дайкой литий-фтористых гранитов и пегматитов Салминского интрузива (см. рис. 2). Из шахт Клара-I, -II, -III и небольшого открытого карьера в конце XIX–начале XX в. велась добыча магнетитовой руды. В юго-западной части рудного поля Хопунваара находится небольшой карьер Известковая ломка длиной ≈110 м и шириной 3–20 м, из которого в этот же период добывали силикатный мрамор, используемый в качестве флюса для местного металлургического производства (Борисов, 2017). В южном окончании карьера проявлены описанные О. Трюстедтом (Trüstedt, 1907) ритмично-зональные флюорит-везувиан-магнетитовые “рудные трубки”; мраморы интенсивно серпентинизированы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная работа основана на результатах изучения 30 образцов серпентинитов, отобранных на рудном поле Хопунваара (Известковая ломка и рудник Клара). Поскольку на руднике Клара к настоящему времени для исследований доступны лишь отвалы, установить точное положение того или иного типа породы в геологическом разрезе не представляет-

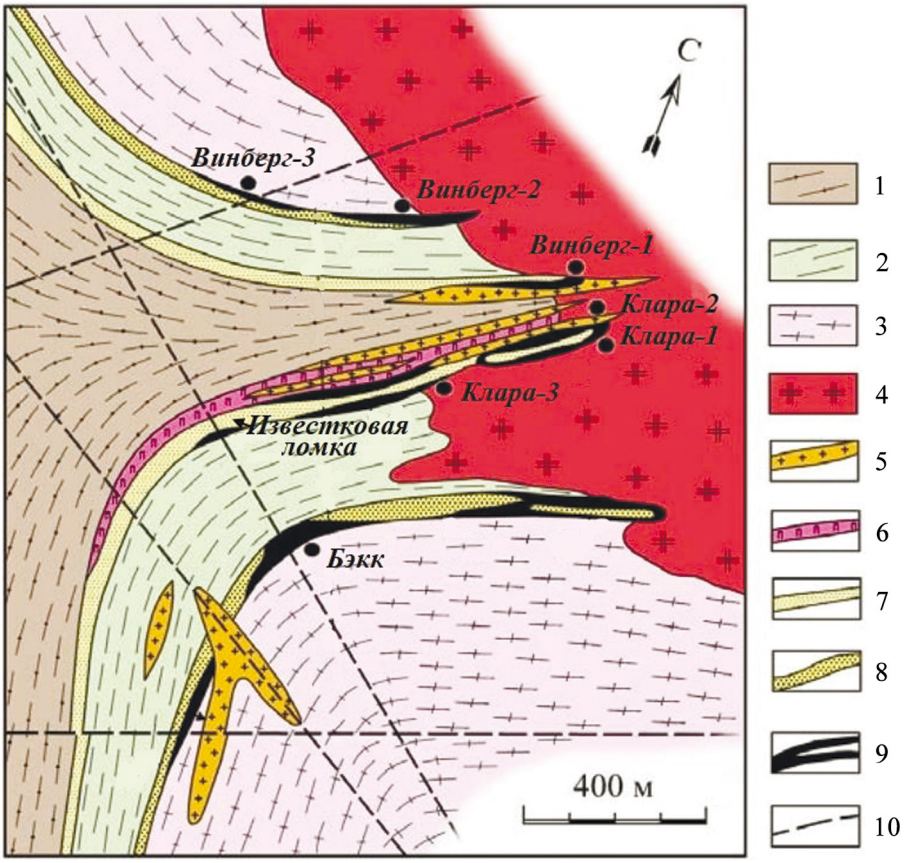

Рис. 2. Схема геологического строения рудного поля Хопунваара (Ладожская…, 2020).

1 – слюдяные сланцы ладожской серии, 2 – амфиболиты и амфиболовые сланцы питкярантской свиты, 3 – гранито-гнейсы, 4 – граниты-рапакиви Салминского массива, 5 – Li-F граниты, 6 – пегматиты, 7 – верхний карбонатный горизонт питкярантской свиты, 8 – нижний карбонатный горизонт питкярантской свиты, 9 – скарны, 10 – тектонические нарушения.

Fig. 2. The scheme of the geological structure of the Hopunvaara ore field (Proterozoic..., 2020).

1 – mica schists of the Ladoga series, 2 – amphibolites and amphibole schists of the Pitkyaranta suite, 3 – granite gneiss, 4 – rapakivi granites of the Salmi massif, 5 – Li-F granites, 6 – pegmatites, 7 – upper carbonate horizon of the Pitkyaranta suite, 8 – lower carbonate horizon of the Pitkyaranta suite, 9 – skarns, 10 – tectonic faults.

ся возможным, так что отнесение образцов к скарнам и околоскарновым кальцифирам выполнено по косвенным признакам.

Первичные описания прозрачно-полированных шлифов, а также фотографии в проходящем свете сделаны с помощью оптического микроскопа Axioplan 2 Imaging на кафедре минералогии Геологического факультета МГУ.

Данные по химическому составу минералов и РЭМ-фотографии в отраженных электронах получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM648LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра INCA Energy-350 и волнового спектрометра INCA Wave-500 (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного зонда 10 нА, диаметр зонда около 3 мкм) в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ. В анализах минералов, содержащих одновременно F и Fe, в связи с наложением линий FKα и FeLα концентрация F корректировалась с использованием поправок, предложенных в работе (Flemetakis et al., 2020).

Расчет эмпирических формул серпентина выполнен на 7 атомов O, клинохлора – на 14 атомов O, флогопита – на 11 атомов O, оливина – на 4 атома O, доломита – на 2 атома металла, кальцита – на 1 атом металла. Способы расчета прочих минералов указаны в тексте. Формульные коэффициенты (а.ф. – атомы на формулу) приведены с точностью 0.00n для минералов с базисом расчета ≤3, в остальных случаях ввиду возрастающей погрешности расчета – до 0.0n. Все железо рассчитано как Fe^{2+}.

Порошковые дифрактограммы получены на дифрактометре STOE-STADI MP (геометрия Дебая–Шеррера) с использованием Cu*K*α-излучения на кафедре кристаллографии и кристаллохимии Геологического факультета МГУ (аналитик Д.А. Ксенофонтов). Для удаления примеси кальцита пробы предварительно обрабатывались холодным 10%-м раствором HCl.

Регистрация инфракрасных (ИК) спектров осуществлялась с помощью ИК-фурье-спектрометра ФСМ-1201 (ЛОМО, Россия) в волновом диапазоне 400–4000 $см^{-1}$ в режиме “пропускание”. Пробы готовились в виде суспензии на основе вазелинового масла.

Съемка спектров КРС (рамановских спектров) выполнена на спектрометре EnSpectr R532 (Россия) в диапазоне 200–4000 $см^{-1}$ в режиме накопления сигнала в течение 1 с при усреднении по 100–150 экспозициям. Мощность лазерного пучка составляла 12 мВт, длина волны 532 нм.

Термографические характеристики серпентина получены на дериватографе Q1500 при нагревании проб до 100°C (аналитик Л.В. Мельчакова). Масса навесок 60 мг, скорость нагрева 20°/мин.

ИК- и КР-спектроскопические, а также термические исследования выполнены на кафедре минералогии Геологического факультета МГУ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Офикальцит карьера Известковая ломка

В бортах карьера наблюдаются выходы средне- и мелкокристаллических белых или светло-серых доломитовых мраморов. Массивный серпентин, полупрозрачный или мутный, окрашенный в светлые тона лимонно- и медово-желтого, желтовато-коричневого и желто-зеленого цвета, нередко бесцветный, образует среди них линзы до нескольких десятков сантиметров в поперечнике мощностью до 5–7 см, а также мелкие гнезда неправильной формы (рис. 3а). В отдельных участках карьера офикальцитовая порода сложена фарфоровидным бледно-кремово-желтым, пастельно-коричневым или бледно-желто-зеленым серпентином с сетью тонких прожилков (толщиной в основном не более 1–2 мм) и гнезд белого мелкокристаллического кальцита; иногда среди нее встречаются линзы просвечивающего цветного серпентина. С такими фарфоровидными агрегатами пространственно сопряжены жилки мелкозернистого магнетита, мощность которых варьирует от 0.5 мм до 2.0 см (рис. 3б).

Изучение сколов породы с помощью сканирующей электронной микроскопии показало, что агрегаты полупрозрачного серпентина сложены параллельно срастающимися нитевидными кристаллами длиной 0.01–0.30 мм и толщиной не более 1 мкм либо сильно расщепленными пластинками (рис. 4а). Под оптическим микроскопом в прозрачно-полированных шлифах видно, что параллельно-волокнистые агрегаты чередуются с тонкими (в основном <0.05 мм) прожилками кальцита, расположенными перпендикулярно удлинению индивидов серпентина (рис. 5а, б). Местами прожилки кальцита образуют сеть ромбических или неправильных шестиугольных ячеек (величиной 0.1–0.5 мм в сечении), внутренние части которых состоят из серпентиновых агрегатов с различной ориентировкой волокон. Наблюдаются в срезах и практически мономинеральные серпентиновые участки площадью до 1 $мм^2$. Сравнительно крупные выделения кальцита, состоящие из зерен величиной 0.1–0.5 мм, в свою очередь, отмечаются преимущественно по периферии таких карбонатно-силикатных гнезд (в меньшей степени – среди них) и заключают вростки серпентина размером от первых микрон до 0.05 мм (по-видимому, это скопления волокон, ориентированных под углом к плоскости шлифа) и такие же мелкие реликтовые включения доломита (рис. 5е). Отмечены здесь и своеобразные “графические” срастания серпентина

Рис. 3. Офикальцит рудного поля Хопунваара.

а, б – Известковая ломка, в – Клара.

Fig. 3. Ophicalcite of the Hopunvaara ore field.

а, б – Izvestkovyi quarry, в – Klara.

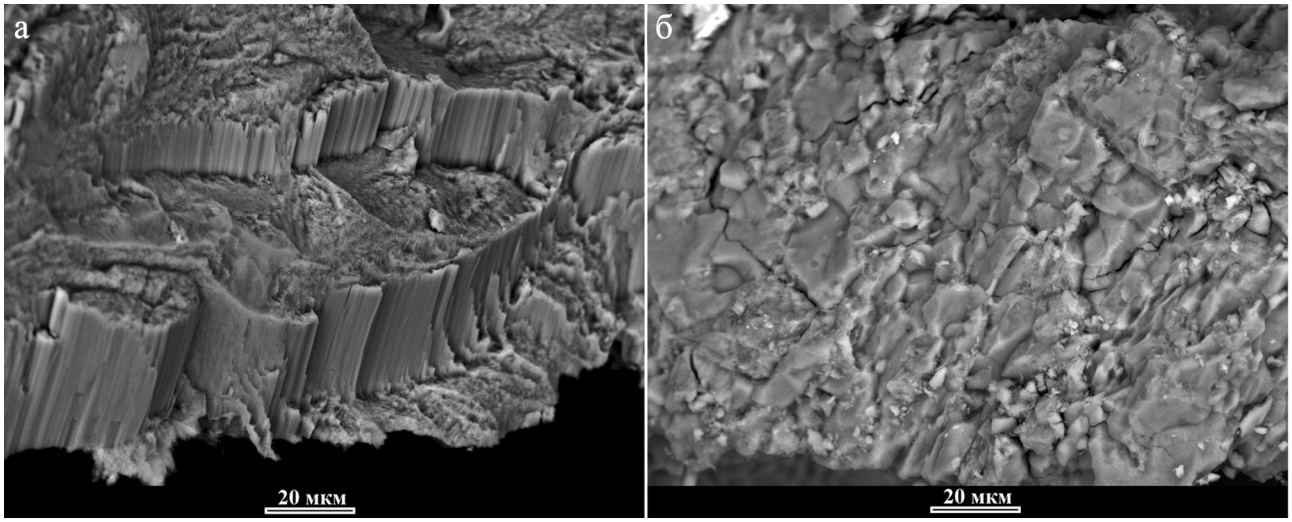

Рис. 4. Строение агрегатов полупрозрачного (а) и фарфоровидного (б) серпентина (вид в сколах) из карьера Известковая ломка.

РЭМ-фото в отраженных электронах.

Fig. 4. Structure of translucent (a) and porcelain-like (б) serpentine aggregates from the Izvestkovyi quarry.

SEM (BSE) images.

и кальцита (рис. 5г). Мощность существенно кальцитовых кайм варьирует от 1 до 5 мм; далее в породе появляются зерна неизмененного доломита. В целом объемные соотношения между кальцитом и серпентином в таком офикальците близки к 1 : 1.

Сколы фарфоровидного серпентина при используемых увеличениях сканирующего электронного микроскопа выглядят гладкими, по некоторым направлениям – занозистыми (см. рис. 4б); “зерна” напоминают плохо развитые кристаллы доломита (по-видимому, это псевдоморфозы по карбонату, образованные поликристаллическими серпентиновыми агрегатами). При оптических наблюдениях в шлифах такой серпентин выглядит тонкозернистым; его индивиды трудноразличимы (см. рис. 5в). Как и в предыдущем случае, в подобных агрегатах наблюдаются тонкие (до 0.05 мм) прожилки кальцита, ориентированные преимущественно параллельно друг другу, а также обильные очень мелкие (обычно <0.01 мм) ксеноморфные зерна этого карбоната.

Изредка как среди полупрозрачных, так и среди фарфоровидных участков встречаются агрегаты волокнисто-петельчатого строения, где хорошо заметны очертания округлых в сечении зерен размером 0.05–0.10 мм, полностью замещенных серпентином (по-видимому, изначально это был форстерит или минералы группы гумита) (см. рис. 5д).

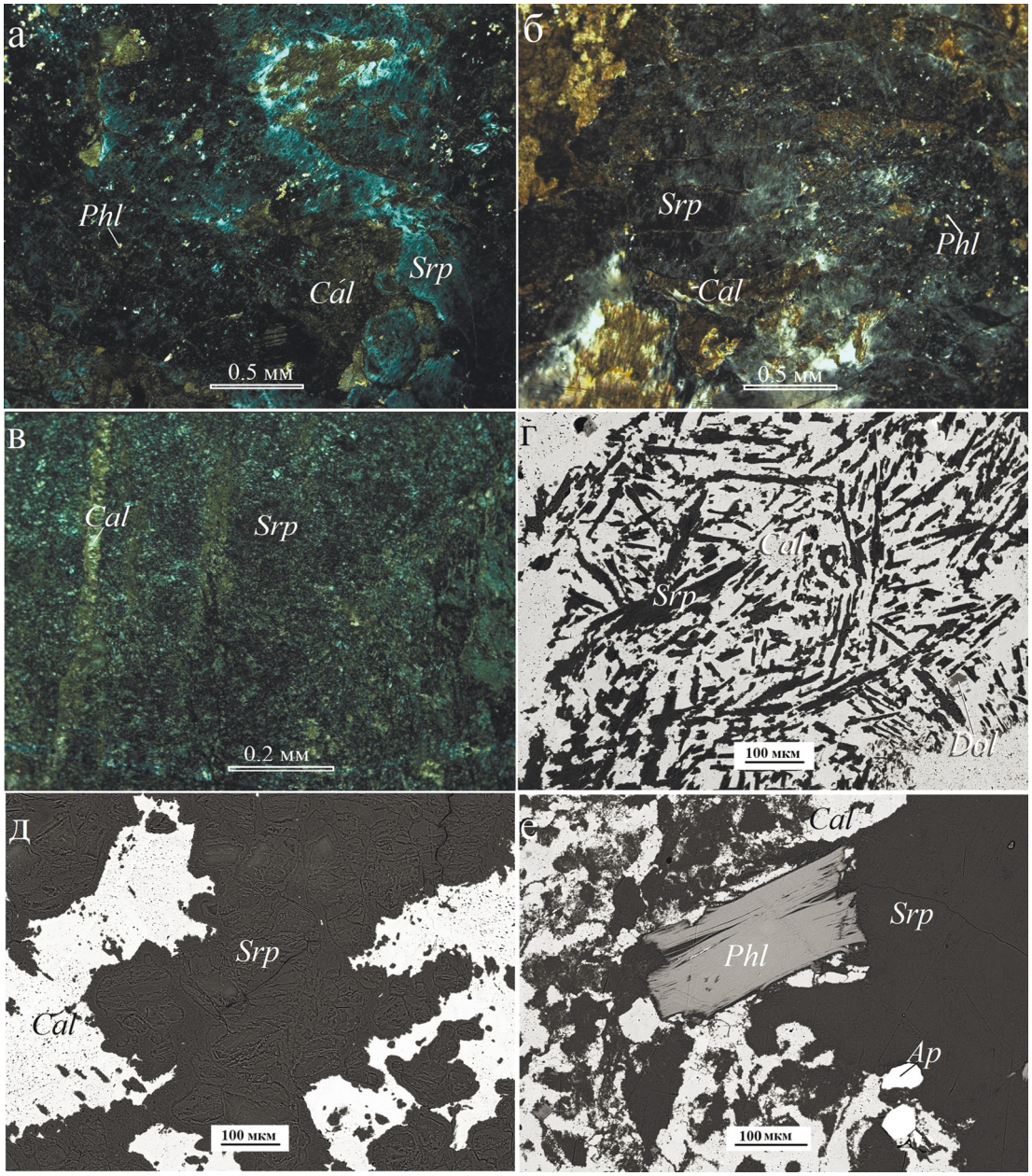

Рис. 5. Офикальцит из карьера Известковая ломка.

а, б – микростроение полупрозрачных кальцит-серпентиновых агрегатов; в – микростроение фарфоровидных агрегатов; г – "графические" срастания серпентина и кальцита с реликтами доломита; д – псевдоморфозы серпентина по субидиоморфным зернам (вероятно, форстерита); е – флогопит и апатит в кальцит-серпентиновом агрегате. *Srp* – серпентин, *Cal* – кальцит, *Dol* – доломит, *Phl* – флогопит, *Ap* – апатит. а–в – фото в проходящем свете, николи +; г–е – РЭМ-фото в отраженных электронах.

Fig. 5. Ophicalcite from the Izvestkovyi quarry.

а, б – microstructure of translucent calcite-serpentine aggregates; в – microstructure of porcelain-like aggregates; г – "graphic" accretions of serpentine and calcite with dolomite relics; д – pseudomorphs of serpentine after subidiomorphic grains (probably forsterite); е – phlogopite and apatite in the calcite-serpentine aggregate. *Srp* – serpentine, *Cal* – calcite, *Dol* – dolomite, *Phl* – phlogopite, *Ap* – apatite. а–б – in transmitted light; г–е – SEM (BSE) images.

В порошковых рентгенограммах полупрозрачного серпентина отчетливо проявлены рефлексы с d = 4.18 и 3.90 Å (табл. 1), характерные для лизардита и отсутствующие у хризотилов и повленхризотилов (Варлаков, 1999). Соотношение интенсивностей отражений 2.49 и 2.45 Å указывает на

Таблица 1. Порошковые рентгенограммы серпентина из офикальцитовых пород Известковой ломки и рудопроявления Клара

Table 1. Powder X-ray diffraction data of serpentine from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry and the Klara mine

Лимонно-желтый полупрозрачный, Известковая ломка		Коричневый фарфоровидный, Известковая ломка		Салатово-зеленый, Клара	
d, Å	I/I_0	d, Å	I/I_0	d, Å	I/I_0
7.27	100	7.27	100	7.36	100
4.55	20	4.55	17	4.61	38
4.18	7	4.23	5		
3.90	6	3.84*	3	3.87	25
3.65	70	3.64	69	3.66	95
3.02*	10	3.02*	40		
2.88	1	2.89	3	2.90**	9
		2.65	5		
2.58	14	2.62	5		
2.490	38	2.491	59	2.500	65
2.448	16				
		2.333	2		
2.144	7	2.144	14	2.150	26
2.092	5	2.088	19		
1.828	2	1.820	2	1.824	12
1.789	4	1.793	7	1.793	16
1.731	3	1.736	3		
		1.623	2		
1.532	26	1.532	22	1.535	30
1.502	8	1.505	12	1.508	18
1.461	2	1.462	2		
1.416	1	1.418	5	1.419	10

*Увеличение интенсивности отражения обусловлено наложением рефлекса, принадлежащего кальциту.
**Рефлекс доломита. Отражения с d = 10.05 и 3.34 Å (I < 4), относящиеся к наиболее интенсивным рефлексам флогопита, в таблицу не внесены.

*The increase in the intensity of reflection is due to the imposition of a reflex belonging to calcite.
**The reflex of dolomite. Reflections d = 10.05 and 3.34 Å (I < 4), related to the most intense reflexes of phlogopite, are not included in the table.

присутствие клинохризотила при преобладании лизардита. В случае фарфоровидного серпентина рентгенодифракционная картина чисто лизардитовая (клинохризотил здесь не диагностирован). Отражения, характерные для антигорита, в полученных дифрактограммах не наблюдаются.

Инфракрасные спектры обеих разновидностей серпентина (рис. 6а, б, табл. 2) соответствуют спектрам лизардита (Yariv, Heller-Kallai, 1973; Farmer, 1974; Лютоев, 2000; Balan et al., 2021; экспериментальные данные в табл. 2). Особенностью спектров фарфоровидного серпентина является четко выраженный дублет в области валентных антисимметричных колебаний (ν_{as}) связей Si–O и Si–O–Si (900–1100 см$^{-1}$), более типичный для антигорита, чья упорядоченная структура способствует проявлению эффекта поляризации. Похожий ИК-спектр приведен в работе (Yariv, Heller-Kallai, 1973) для лизардита с волокнистым строением агрегатов; по мнению этих авторов, возникновение дублета обусловлено усилением поглощения в направлении длинной оси волокон. Из этого можно заключить, что скопления лизардита, слагающие фарфоровидные массы, тоже характеризуются волокнистым строением, хотя это не очевидно при оптических наблюдениях.

В ИК-спектрах спектрах полупрозрачного серпентина (т. е. смеси лизардита и хризотила) не проявлен обычный для хризотила триплет в области 900–1100 см$^{-1}$, что обусловлено, вероятно, наложением частот колебаний двух разных полиморфных модификаций. Изучение образцов локальным методом КР-спектроскопии (рис. 7б, табл. 2) тем не менее показывает, что в участках волокнистого строения преобладает хризотил, о чем свидетельствуют отсутствие расщепления полосы 3700 см$^{-1}$ в области валентных колебаний OH-групп и смещение полосы ν_{as} Si–O в высокочастотную сторону (Rinaudo et al., 2003; Compagnoni et al., 2021).

Кривые нагревания серпентина из мраморов (рис. 8а, б) фиксируют интенсивные эндотермические эффекты в диапазоне 650–750°C с максимумом 690°C у фарфоровидной разновидности и 700°C – у полупрозрачной, что тоже типично для

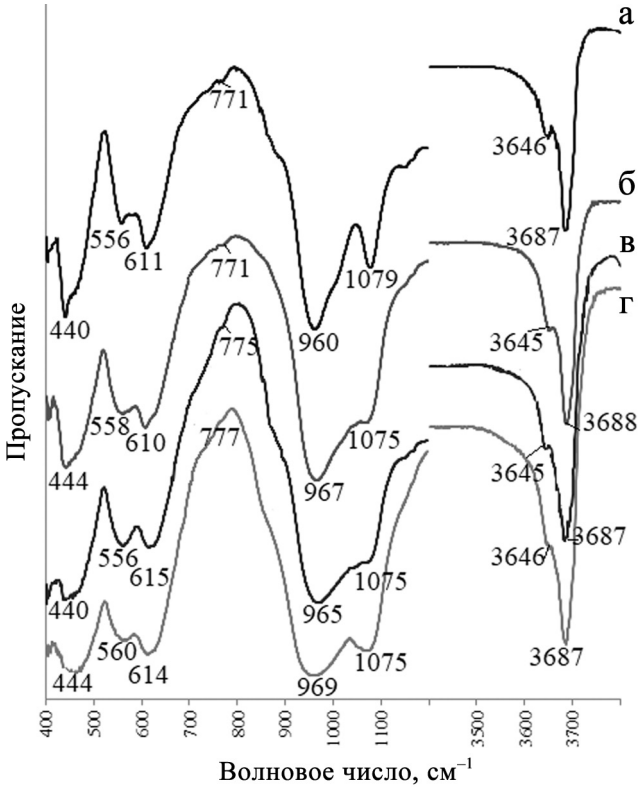

Рис. 6. ИК-спектры серпентина из офикальцитовых пород Известковой ломки (а, б) и рудопроявления Клара (в, г).

а – коричневый фарфоровидный, б – лимонно-желтый полупрозрачный, в – медово-желтый, г – яблочно-зеленый.

Fig. 6. IR spectra of serpentine from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry (а, б) and the Klara mine (в, г).

а – brown porcelain-like, б – lemon-yellow translucent, в – honey-yellow, г – apple-green.

лизардита и хризотила: согласно статистическим данным (Faust, Fahey, 1964), пики эндотермических эффектов у этих полиморфных модификаций серпентина лежат преимущественно в диапазоне 640–715°C, а у антигорита – в области 790–802°C.

По химическому составу (табл. 3) весь серпентин из мраморов маложелезистый (*f*e = Fe : (Mg + + Fe) ≤ 0.03): в коричневых и желто-зеленых разновидностях разной цветовой насыщенности содержание Fe^{2+} варьирует в пределах 0.01–0.04 а.ф., а в бесцветных и желтых не превышает 0.01 а.ф. Количество Al тоже мало – не более 0.04 а.ф.

Ассоциирующий с серпентином кальцит достаточно чист в химическом отношении, лишь в нескольких его анализах зафиксированы примеси MgO до 0.5 мас. % и FeO до 0.1 мас. % (табл. 4, ан. 7–8). Состав доломита из включений в кальците идентичен составу породообразующего доломита мраморов (см. табл. 4, ан. 1–3).

Как в серпентиновых линзах и жилах, так и непосредственно в мраморах встречается флогопит, местами весьма обильный, представленный бесцветными хаотично расположенными чешуйками до 2 мм в поперечнике (см. рис. 5е). Содержание Fe^{2+} в нем составляет 0.01–0.05 а.ф.; концентрация F варьирует от 0.15 до 0.63 а.ф.; отмечается примесь Ti до 0.07 а.ф. (табл. 5). В небольшом количестве в породе присутствует OH-содержащий фторапатит в виде сильно трещиноватых округлых (в сечении) зерен.

Офикальцит рудопроявления Клара

Карбонат-серпентиновые породы рудопроявления Клара характеризуются ритмично-полосчатым строением, где серпентиновые “ритмы” мощностью 0.5–3.0 см чередуются с карбонатными (доломит-кальцитовыми) прослоями различной толщины. Встречаются в отвалах и глыбы серого среднекристаллического мрамора с серпентиновыми линзами. Серпентин просвечивает в тонких сколах и окрашен преимущественно в медово-желтый, желто-коричневый, яблочно-зеленый и оливковый цвета (см. рис. 3в).

В шлифах хорошо видно, что серпентин образует псевдоморфозы по овальным в сечении зернам величиной 0.05–0.20 мм и заполняет пространство между ними. Агрегаты серпентина преимущественно ячеисто-петельчатые, шнуровидные, местами – гребенчатые с параллельным расположением шнуров (рис. 9а–г). Количество Fe^{2+} в серпентине варьирует от 0.02 до 0.10 а.ф. (*f*e = 0.01–0.03) (см. табл. 3); ядра ячеек обычно менее железистые по сравнению с краями. Содержание Al не превышает 0.09 а.ф.; нередко фиксируется примесь Mn (не более 0.01 а.ф. Mn^{2+}). Главной особенностью является присутствие F (0.13–0.31 а.ф.). Реликты исходного минерала в серпентиновых агрегатах не сохраняются, однако в небольшом количестве в виде включений в кальците встречаются мелкие кристаллы высокомагнезиального форстерита (рис. 9д) состава $Fo_{92–96}$ (табл. 6).

Данные порошковой рентгенографии (см. табл. 1) показывают, что серпентин здесь представлен преимущественно лизардитом, но с менее упорядоченной структурой по сравнению с аподоломитовым, возможно – сочетанием разных политипов. В ИК-спектрах такого серпентина (см. рис. 6в, г; табл. 2) полосы валентных колебаний связей Si–O и Si–O–Si широкие и различающиеся по конфигурации для разных по цвету образцов. Максимум эндотермического эффекта приходится на 720°C (см. рис. 8в).

В гребенчатых агрегатах, предположительно, находится антигорит, на что указывают как оптические наблюдения, так и спектроскопические данные – появление в ИК- и КР-спектрах компонент с

Таблица 2. Частоты полос (см$^{-1}$) в ИК- и КР-спектрах серпентина из офикальцитовых пород Питкярантского рудного района, а также в спектрах антигорита из Миасского района (Южный Урал), лизардита и хризотила Баженовского месторождения (Средний Урал) (интерпретация Trittscharck et al., 2012; Balan et al., 2021)

Table 2. Band frequencies (cm–1) in the IR and Raman spectra of serpentine from ophicalcite rocks of the Pitkäranta mining district and in the spectra of antigorite (Miass, Southern Urals), lizardite and chrysotile (Bazhenovskoye deposit, Middle Urals) (interpretation by Trittscharck et al., 2012; Balan et al., 2021)

Серпентин	Инфракрасный спектр						Рамановский спектр						
	δ SiO_4	Mg–O + + трансл. O–H	OH–Mg–OH трансл.	O–H либр.	ν_{as} Si–O и Si–O–Si	ν O–H	OH···O	δ SiO_4	Mg–OH + + δ SiO_4	OH–Mg–OH трансл.	ν_s Si–O–Si	ν_{as} Si–O	ν O–H
Коричневый фарфоровидный, Известковая ломка	440	556	611	771	960 1079	3646 3687	233	350	389s 470	621	692s	1088 1105sh	3685 3700sh
Желтый полупрозрачный, Известковая ломка	444	558	610	771	967 1075	3645 3688	230	344	385s 461	623	692s	1102	3698
Яблочно-зеленый, Клара	440	556	615	775	965 1075	3645 3687	230	345	385s 460	620	690s	1095	3685 3699sh
Медово-желтый, Клара	444	560	614	777	969 975* 1075	3646 3674* 3687	231	342	386s 463	620 630sh*	691s 712sh*	1050* 1099 1106sh	3680* 3687sh 3692 3699sh
Антигорит, Миасский р-н	445	560	615	773	980 1080	3675	230	303 340	378s 420 462	635	685s 707sh	1045	3673 3700
Лизардит, Баженовское месторождение	435	560	610	771	960 1080	3644 3685	230	346	383s 464	622	690s	1095	3680 3706
Хризотил, Баженовское месторождение	432		600	773	955 1020 1080	3640 3690	231	345	390s 464	624	694s	1106	3700

*Слабые полосы, относящиеся к антигориту и проявившиеся в отдельных спектрах.
Примечание. ν – валентные, δ – деформационные, либр. – либрационные, трансл. – трансляционные.

*Weak bands related to antigorite and manifested in some spectra.
Note. ν – stretching vibrations, δ – bending, либр. – libration, трансл. – translational.

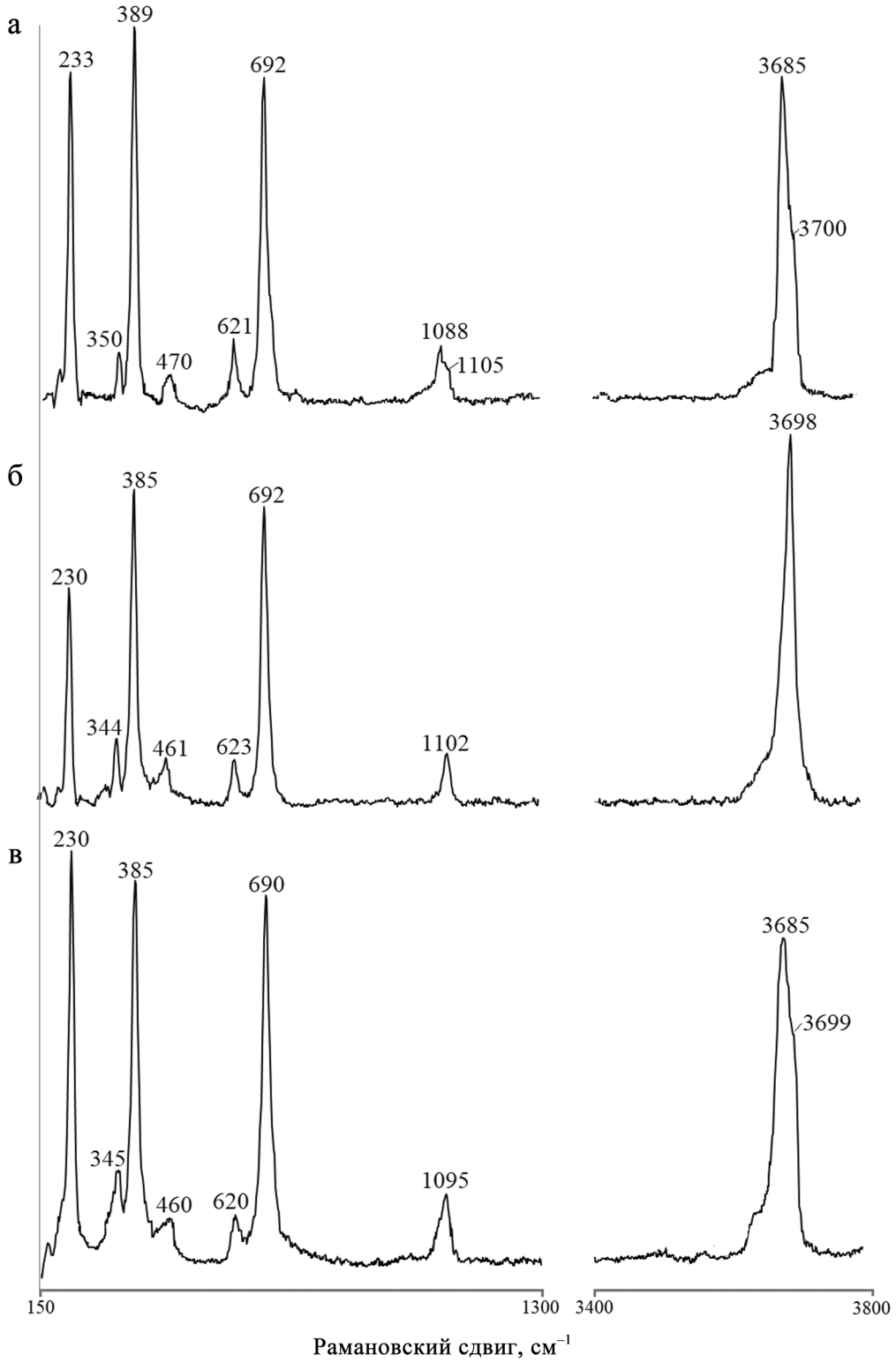

Рис. 7. КР-спектры серпентина из офикальцитовых пород Известковой ломки (а, б) и рудопроявления Клара (в):

а – коричневый фарфоровидный, б – лимонно-желтый полупрозрачный, в – яблочно-зеленый.

Fig. 7. Raman spectra of serpentine from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry (а, б) and the Klara mine (в).

а – brown porcelain-like, б – lemon-yellow translucent, в – apple-green.

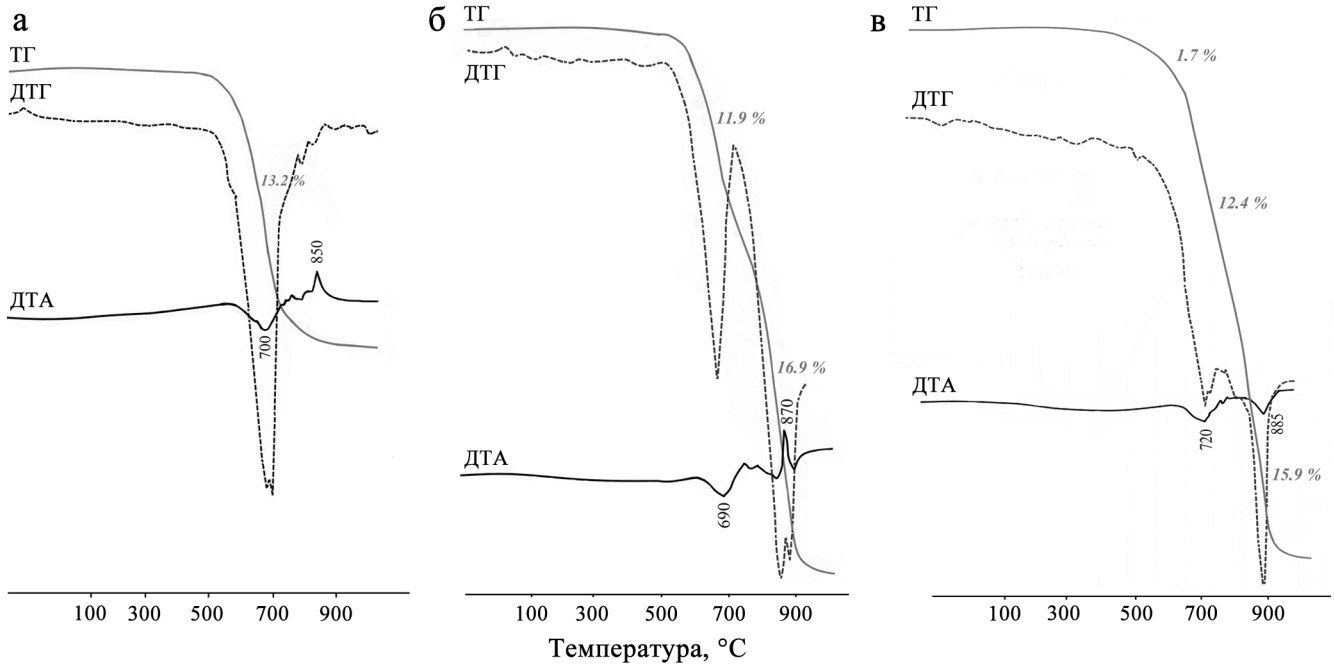

Рис. 8. Кривые нагревания серпентина из офикальцитовых пород Известковой ломки (а, б) и рудопроявления Клара (в).

а – лимонно-желтый полупрозрачный (после обработки HCl); б – коричневый фарфоровидный (после обработки HCl; в силу того что кальцит в данном случае образует очень мелкие включения, значительная его доля сохраняется в пробе и после обработки порошка кислотой); в – яблочно-зеленый (без обработки). Эндотермические эффекты в области выше 750°С и связанная с ними потеря массы (15.9–16.9%) обусловлены разложением присутствующих в пробах карбонатов.

Fig. 8. Heating curves of serpentine from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry (а, б) and the Klara mine (в).

а – lemon-yellow translucent (after HCl treatment); б – brown porcelain-like (after HCl treatment; due to the fact that calcite in this case forms very small inclusions, a significant proportion of it remains in the sample even after acid treatment of the powder); в – apple-green (without HCl treatment). The endothermic effects in the region above 750°C and the associated weight loss (15.9–16.9%) are due to the decomposition of carbonates.

частотами 3674–3680 см$^{-1}$ в области ν O–H и смещение пиков поглощения полосы ν_{as} Si–O в высокочастотную сторону в ИК-спектрах. Методом порошковой рентгенографии установить присутствие в этих образцах антигорита не удается из-за тесной ассоциации серпентина с доломитом, интенсивные рефлексы которого перекрывают ряд характерных для антигорита отражений.

Существенно карбонатные участки породы сложены преимущественно белыми ксеноморфными зернами кальцита размером 0.5–1.0 мм с многочисленными субидиоморфными включениями доломита величиной от первых микрон до 0.2 мм, который по составу аналогичен доломиту из мраморов. Рядом с агрегатами серпентина наблюдаются, кроме того, скопления доломита, обогащенного Ca и Mn (см. табл. 4, ан. 4–5); среди него, в свою очередь, отмечаются включения кальцита. В зернах карбонатов заключены мелкие (обычно <10 мкм) обильные ксеноморфные вкрапления флюорита, который придает карбонатным агрегатам сиреневый оттенок. Как в существенно карбонатных, так и в сложенных серпентином участках породы весьма обилен флогопит (местами на него приходится до 10–15% объема породы), образующий бесцветные чешуйки до 1 мм диаметром, которые обволакиваются, но не замещаются серпентином. Эта слюда тоже высокомагнезиальная ($fe \leq 0.02$), содержащая до 0.07 а.ф. Ti. Концентрация F варьирует преимущественно в пределах 0.15–0.40 а.ф.; встречается и фторфлогопит с 1.18 а.ф. F (см. табл. 5).

Рудные минералы в такой породе представлены в основном сфалеритом в виде зернистых вкраплений величиной до 2 мм (см. рис. 9г). Средний состав сфалерита отвечает эмпирической формуле $(Zn_{0.946}Fe_{0.045}Mn_{0.005}Cd_{0.002})_{\Sigma 0.998}S_{1.002}$ (расчет на сумму атомов, равную 2). В виде единичных мельчайших (<50 мкм) включений в серпентине и карбонатах встречены галенит, шеелит, гетеролит $ZnMn_2O_4$ и бадделеит ZrO_2 (Hf-содержащий).

Для рудника Клара-I характерно развитие по серпентин-карбонатным породам маломощных (1–5 мм) прожилков, которые либо состоят только

Таблица 3. Химический состав серпентина из офикальцитовых пород Известковой ломки (1–5) и рудопроявления Клара (6–10)

Table 3. Chemical composition of serpentine from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry (1–5) and the Klara mine (6–10)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	мас. %									
MgO	42.02	42.43	41.30	41.57	42.43	41.69	41.85	40.05	41.96	41.36
MnO			0.08		0.05	0.14	0.08	0.15	0.10	0.10
FeO	0.23	0.23	1.03	0.68	0.13	1.17	0.44	1.94	1.22	2.36
Al_2O_3	0.36		0.55	0.68	0.05		0.44	1.54	0.07	0.14
SiO_2	43.66	43.77	43.58	43.06	43.46	42.60	43.09	41.67	42.36	42.22
F				0.07		0.88	1.51	1.86	2.07	1.06
Cl	0.10			0.15		0.19		0.06		0.07
$H_2O_{расч}$*	12.88	12.93	12.90	12.76	12.88	12.27	12.11	11.73	11.73	12.17
$O = (F,Cl)_2$	–0.02			–0.06		–0.41	–0.64	–0.79	–0.87	–0.47
Сумма	99.23	99.36	99.51	98.91	99.00	98.66	98.88	98.21	98.64	99.01
Формула в расчете на 7 атомов O										
Mg	2.91	2.93	2.86	2.89	2.94	2.93	2.92	2.83	2.95	2.91
Mn			0.00		0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.05	0.02	0.08	0.05	0.09
Al	0.02		0.03	0.04	0.00	0.01	0.02	0.07	0.00	
$\sum M$	2.94	2.94	2.95	2.96	2.95	3.00	2.96	2.99	3.00	2.99
Al								0.02		0.01
Si	2.03	2.03	2.03	2.01	2.02	2.01	2.01	1.98	2.00	1.99
$\sum T$	2.03	2.03	2.03	2.01	2.02		2.01	2.00	2.00	2.00
F				0.01		0.13	0.22	0.28	0.31	0.16
Cl	0.01			0.01		0.02		0.00		0.01
OH	3.99	4.00	4.00	3.98	4.00	2.85	3.78	3.72	3.69	3.83
*f*e	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03

*Содержание H_2O рассчитано по стехиометрии: (OH + F + Cl) = 4.
Примечание. Здесь и далее пустая клетка означает содержание компонента ниже предела обнаружения. $\sum M$ = Mg + Mn + Fe + + ^{M}Al, $\sum T$ = Si + ^{T}Al, *f*e = Fe/(Fe + Mg). 1, 2 – лимонно-желтый просвечивающий; 3, 4 – коричневый фарфоровидный; 5 – кремово-желтый фарфоровидный; 6 – коричневый; 7 – медово-желтый; 8–10 – травяно-зеленый.

*The content of H_2O is calculated by stoichiometry: (OH + F + Cl) = 4.
Note. Hereafter, an empty cell means the content of the component below the detection limit. $\sum M$ = Mg + Mn + Fe + ^{M}Al, $\sum T$ = Si + ^{T}Al, *f*e = Fe/(Fe + Mg). 1, 2 – lemon yellow translucent; 3, 4 – brown porcelain-like; 5 – creamy yellow porcelain-like; 6 – brown; 7 – honey yellow; 8–10 – grass green.

из белого кальцита и серовато-голубого серпентина (антигорита по данным КРС), либо имеют тонкое ритмично-зональное строение с чередованием прерывистых прослоев гематита, флюорита, кальцита, доломита, серпентина и заключают мельчайшие (до 20 мкм) кристаллы шеелита и касситерита (см. рис. 9е). Карбонаты в таких прожилках отличаются от породообразующих повышенными концентрациями Mn и Fe (см. табл. 4, ан. 9–10). Гематит представлен в том числе W-содержащей разновидностью (до 2.9 мас. % WO_3). Серпентин из прожилков простого строения в шлифах выглядит однородным и напоминает протяженные ленты, ориентированные вдоль удлинения прожилка (см. рис. 9б). По составу такой серпентин не имеет существенных отличий от замещающего оливин, концентрация F в нем составляет 0.28–0.30 а.ф. В прожилках с гематитом и флюоритом его выделения более дискретны и сопровождаются обогащенными Al участками величиной 30–100 мкм, по составу отвечающими клинохлору ($Mg_{4.45}Al_{1.11}Fe^{2+}_{0.39}Mn_{0.01})_{\sum 5.96}[Si_{2.96}Al_{1.04}O_{10}](OH_{7.96}F_{0.04})_{\sum 8.00}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рудопроявлении Клара главным протолитом для офикальцитовых пород служили форстеритовые кальцифиры (возможно, с минералами группы гумита – см. далее). Скопления форстерита возникли, очевидно, при скарнировании доломитовых мраморов в результате внедрения гранитоидов Салминского интрузива:

$$\text{доломит } 2CaMg(CO_3)_2 + SiO_{2(р\text{-}р)} \rightarrow \text{форстерит } Mg_2SiO_4 + \text{кальцит } 2CaCO_3 + 2CO_2. \quad (1)$$

Данная реакция начинается при ≈400°C; в целом температура при формировании магнезиальных скарнов достигает температуры гранитного солидуса, а затем начинает снижаться. По мере остывания системы pH магматогенных флюидов последо-

Таблица 4. Химический состав доломита и кальцита рудного поля Хопунваара

Table 4. Chemical composition of dolomite and calcite of the Hopunvaara ore field

Компонент	Доломит						Кальцит			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	мас. %									
CaO	30.20	30.43	30.23	31.13	32.93	28.79	54.67	54.07	51.23	52.87
MgO	20.20	20.70	20.22	18.26	18.28	16.64	0.47		2.01	0.36
MnO				1.31	1.20	3.04			0.05	1.49
FeO	0.21		0.07			4.03	0.09		0.07	0.28
$CO_{2расч}$	46.95	48.59	47.95	47.25	48.66	47.18	45.45	44.34	44.40	44.93
Сумма	97.57	99.71	98.47	97.95	101.08	99.69	100.68	98.41	97.77	99.92
Формула в расчете на сумму атомов металлов, равную										
	2						1			
Ca	1.033	1.027	1.035	1.081	1.110	1.001	0.987	1.000	0.946	0.965
Mg	0.956	0.973	0.963	0.883	0.858	0.806	0.012		0.052	0.009
Mn				0.036	0.032	0.084			0.001	0.022
Fe	0.009		0.002			0.109	0.002		0.001	0.004

Примечание. 1, 2 – из неизмененного мрамора (Известковая ломка); 3 – из реликтов в кальците (Известковая ломка); 7, 8 – из агрегатов с серпентином (Известковая ломка); 4, 5, 9 – из агрегатов с серпентином (Клара); 6, 10 – из серпентин-карбонат-флюорит-гематитовых прожилков (Клара).

Note. 1, 2 – from unaltered marble (Izvestkovyi quarry); 3 – from relics in calcite (Lime breaking); 7, 8 – from aggregates with serpentine (Izvestkovyi quarry); 4, 5, 9 – from aggregates with serpentine (Klara); 6, 10 – from serpentine-carbonate-fluorite-hematite veinlets (Klara).

вательно меняется от умеренно щелочной до слабокислой и затем снова до умеренно щелочной, в результате чего по минералам раннего магнезиально-скарнового парагенезиса формируются новые минеральные ассоциации, в том числе с участием серпентина (Шабынин, 1973; Александров, 1990). Серпентинизация форстерита в скарнах отмечается повсеместно, причем ее продуктами могут быть как лизардит и хризотил (Виноградова, 1973; Niiranen et al., 2003; Yao et al., 2014), так и антигорит (Шабынин, 1973; Myers, 1988). Близкий по своей сути процесс протекает при автометаморфической серпентинизации оливина в гипербазитах; в общем виде он описывается следующей реакцией (Штейнберг, Чащухин, 1977; Evans, 2004):

$$\text{форстерит } 2Mg_2SiO_4 + 3H_2O \rightarrow \text{серпентин } Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + \text{брусит } Mg(OH)_2. \quad (2)$$

В питкярантских образцах при электронно-микроскопических и электронно-зондовых исследованиях брусит ни разу не был встречен в виде хорошо различимых выделений, однако и в апогипербазитовых серпентинитах данный минерал по большей части находится в виде тонкодисперсной примеси и в шлифах невидим (Штейнберг, Чащухин, 1977). По данным (Klein et al., 2020), тонкие вростки брусита в серпентине выявляются методом рамановской спектроскопии по линиям 279, 444 и 3650 (см$^{-1}$), но в полученных КР-спектрах интенсивность этих полос находится на уровне фона. Не удалось обнаружить брусит и с помощью рентгенофазового анализа, впрочем, по вполне понятной причине – пробы обрабатывались HCl, а этот гидроксид растворим в кислотах. Лишь дифференциально-термический анализ указал на возможное присутствие примеси брусита: на кривых ТГ (см. рис. 8в) зафиксирована потеря массы 1.5–1.7% в районе 400–500°C (температура дегидратации брусита до периклаза (Иванова и др., 1974)), хотя и не сопровождающаяся отчетливым эндотермичским эффектом. На воду в составе $Mg(OH)_2$ приходится около 30 мас. %, так что из выявленной потери массы нетрудно рассчитать, что количество брусита в агрегате с серпентином составляет 5–6 мас. % (в пересчете на объемные доли это приблизительно столько же). Между тем расчет по реакции (2) показывает, что полная изохимическая серпентинизация форстерита должна давать около 16 мас. % брусита, с чем хорошо согласуются данные изучения апогипербазитовых серпентинитов (Штейнберг, Чащухин, 1977; Klein et al., 2020). Следовательно, процесс замещения оливина в кальцифирах сопровождался выносом Mg либо привносом SiO_2 или избыток Mg расходовался на кристаллизацию позднего доломита.

Следует учесть также, что до начала серпентинизации оливин мог претерпеть частичное замещение минералами группы гумита (и фтористым флогопитом) – такие преобразования характерны для ранней щелочной стадии преобразования скарнов при 450–600°C (Шабынин, 1973; Александров, 1990). Из реликтовых силикатов в офикальцитовой породе рудника Клара обнаружены только форстерит и флогопит, однако серпентин здесь обогащен фтором, а это, возможно, обусловлено именно развитием псевдоморфоз по фтористым членам группы гумита.

Таблица 5. Химический состав флогопита и фторфлогопита из офикальцитовых пород карьера Известковая ломка (1–2) и рудопроявления Клара (3–5)

Table 5. Chemical composition of phlogopite and fluorophlogopite from ophicalcite of the Izvestkovyi quarry (1–2) and the Klara mine (3–5)

Компонент	1	2	3	4	5
	мас. %				
K_2O	10.71	10.28	9.84	10.23	10.62
Na_2O	0.20	0.23	0.16	0.17	0.35
CaO			0.32	0.15	
BaO	0.52		1.39	0.17	
MgO	27.59	27.99	26.00	27.00	28.14
MnO				0.09	
FeO	0.25	0.08	0.76	0.76	0.12
Al_2O_3	14.47	13.15	17.30	15.20	12.04
SiO_2	41.32	42.31	38.47	40.50	42.75
TiO_2	0.23	0.41	0.69	1.41	0.61
F	2.89	1.52	0.63	0.70	5.33
$H_2O_{расч*}$	2.90	3.54	3.92	3.97	1.75
$O = (F,Cl)_2$	–1.22	–0.59	–0.27	–0.29	–2.24
Сумма	99.86	98.92	99.21	100.06	99.47
Формула в расчете на 11 атомов O					
K	0.96	0.92	0.89	0.91	0.95
Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05
Ca			0.02	0.01	
Ba	0.01		0.04	0.01	
$\sum I$	0.99	0.95	0.97	0.95	1.00
Mg	2.89	2.92	2.76	2.81	2.94
Mn				0.01	
Fe^{2+}	0.02	0.01	0.04	0.04	0.01
Al	0.09	0.05	0.19	0.07	
Ti	0.01	0.02	0.04	0.07	0.03
$\sum M$	3.01	3.00	3.03	3.00	2.98
Al	1.10	1.04	1.26	1.18	1.00
Si	2.90	2.96	2.74	2.82	3.00
$\sum T$	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
F	0.64	0.34	0.14	1.18	0.15
OH	1.36	1.66	1.86	0.82	1.85

*Содержание H_2O рассчитано по стехиометрии: (OH + F) = 2.
Примечание. $\sum I$ = K + Na + Ca + Ba, $\sum M$ = Mg + Mn + Fe + ^{M}Al + + Ti, $\sum T$ = Si + ^{T}Al.

*The H_2O content is calculated by stoichiometry: (OH + F) = 2.
Note. $\sum I$ = K + Na + Ca + Ba, $\sum M$ = Mg + Mn + Fe + ^{M}Al + Ti, $\sum T$ = Si + ^{T}Al.

Процесс серпентинизации околоскарновых кальцифиров относят либо к кислотной (Шабынин, 1973), либо к поздней щелочной (Александров, 1990) стадиям регрессивного процесса формирования скарнов – условно к области температур ниже 400°C. По обобщенным данным изучения системы $MgO–SiO_2–H_2O$, приведенным в работах (Штейнберг, Чащухин, 1977; Evans, 2004), кривая равновесия реакции (2) протягивается от ≈350°C при давлении 0.5 кбар до ≈460°C при 10 кбар. Согласно оценкам Р.А. Хазова (1973), Салминский батолит кристаллизовался на глубине 2.5–3.5 км, т. е. литостатическое давление в контактовом ореоле можно считать близким к 1 кбар (Bucher, Grapes, 2011). Таким образом, началу процесса серпентинизации форстерита будет соответствовать температура ≈360–370°C. В условиях привноса/выноса компонентов, однако, равновесие будет смещаться, и приведенные величины могут быть несколько иными. Здесь стоит обратить внимание на поля устойчивости разных полиморфных модификаций серпентина (Chernosky et al., 1988; Evans, 2004). В образцах из измененных кальцифиров рудника Клара серпентин представлен преимущественно лизардитом, который наиболее стабилен при температуре ниже 300°C (за исключением высокоглиноземистых разновидностей), но присутствует и антигорит, образующийся в диапазоне 250–550°C (для P = 1 кбар). Вероятно, процесс серпентинизации кальцифиров был растянут во времени, так что на его ранней стадии возник антигорит, а позднее началось развитие лизардита.

Нахождение в серпентин-карбонат-флюорит-гематитовых прожилках доломита и кальцита, образовывавшихся, очевидно, одновременно, позволяет оценить условия формирования этих прожилков по доломит-кальцитовому геотермобарометру, предложенному в работе (Таланцев, 1981) и основанному на распределении Fe между карбонатами. Полученные оценки соответствует температурному интервалу 300–350°C и давлению 0.7–0.8 кбар. В основном объеме породы доломит и кальцит относятся к разным парагенезисам, поэтому использование данного геотермометра для них некорректно. Ритмичные прожилки с гематитом и флюоритом можно, собственно, рассматривать как проявленные в малом масштабе апокарбонатные грейзены или рудоносные гидротермалиты. Движение кислотного фтористого флюида сквозь богатую основаниями карбонатную среду, игравшую роль геохимического буфера, вызывало осаждение Fe в форме гематита; растворение карбонатов сопровождалось возникновением флюорита; SiO_2 и Al_2O_3 из растворов и MgO из доломита связывались в серпентин или клинохлор. В результате по мере просачивания флюида в породу его кислотность снижалась, а концентрация оснований возрастала, что приводило к появлению карбонатных новообразований по фронту замещения.

Серпентинизация форстерита и/или минералов группы гумита протекала, по-видимому, в кислой или нейтральной среде, на что указывает полное отсутствие оксидов Fe в ассоциации с серпентином: при повышенной основности растворов данный процесс сопровождается выделением магнетита, к тому же увеличение pH благоприятствует образованию хризотила (Варлаков, 1999), а он в псевдоморфозах по ранним силикатам не обнаружен. На то же указывают расчеты В.С. Демченко (1983),

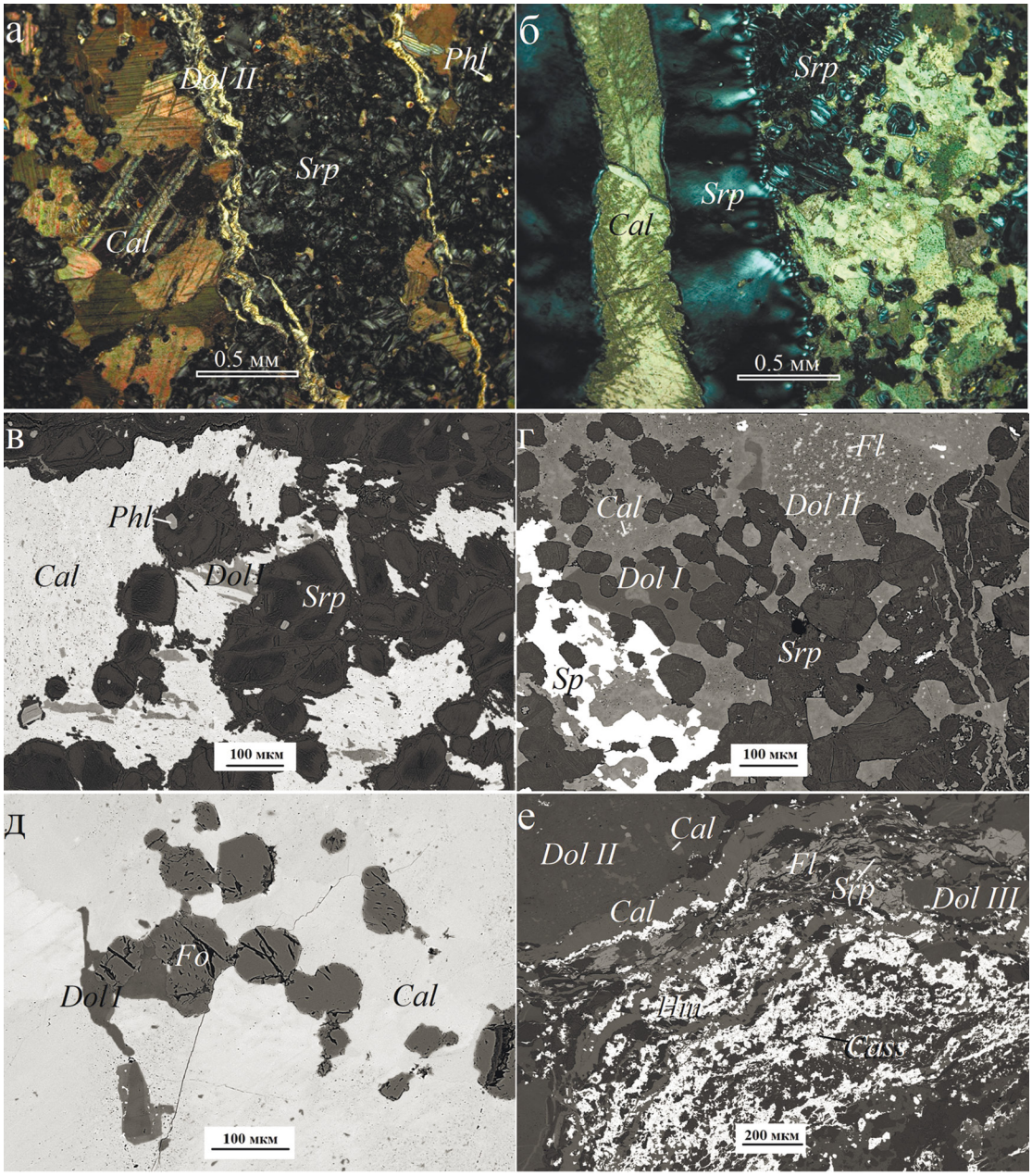

Рис. 9. Офикальцит рудопроявления Клара.

а – агрегат гребенчато-петельчатого серпентина (*Srp*) и кальцита (*Cal*) с прожилками обогащенного Mn доломита (*Dol II*); б – лентовидный прожилок серпентина, секущий агрегат кальцита и петельчатого серпентина; в – агрегат ячеисто-петельчатого серпентина с включениями флогопита (*Phl*) среди кальцита, заключающего реликты доломита; г – обогащенный Mn доломит *(Dol II)* с вростками флюорита (*Fl)* и реликтами раннего доломита (*Dol I)*, окружающий агрегат гребенчатого серпентина и зернистые скопления сфалерита (*Sp*); д – форстерит (*Fo*) среди кальцита и реликтового доломита; е – прожилок ритмичного строения, состоящий из гематита (*Hm*), касситерита (*Cass*), флюорита, доломита (*Dol III*), кальцита и серпентина, секущий агрегат Mn-содержащего доломита с включениями кальцита. а, б – фото в проходящем свете, николи +; в–е – РЭМ-фото в отраженных электронах.

Fig. 9. Ophicalcite of the Klara mine.

a – an aggregate of looped serpentine (*Srp*) and calcite (*Cal*) with veinlets of Mn-enriched dolomite (*Dol II*); б – a ribbon-like serpentine vein crossing aggregate of calcite and looped serpentine; в – an aggregate of looped serpentine with inclusions of phlogopite (*Phl*) among the calcite with dolomite relics; г – Mn-enriched dolomite (*Dol II*) with fluorite (*Fl*) accretions and relics of early dolomite (*Dol I*), surrounding serpentine aggregate and granular clusters of sphalerite (*Sp*); д – forsterite (*Fo*) among calcite and relict dolomite; e – veins of rhythmic structure, consisting of hematite (*Hm*), cassiterite (*Cass*), fluorite, dolomite (*Dol III*), calcite and serpentine in aggregate of Mn-containing dolomite with calcite inclusions. a, б – in transmitted light; в–e – SEM (BSE) images.

Таблица 6. Химический состав форстерита из кальцифиров рудопроявления Клара

Table 6. Chemical composition of forsterite from calciphyres of the Klara mine

Компонент	1	2	3
	мас. %		
CaO			0.13
MgO	53.81	55.53	55.88
MnO	0.32	0.17	0.06
FeO	4.11	2.70	2.12
SiO_2	41.25	41.80	41.60
Сумма	99.49	100.20	99.79
Формула в расчете на 4 атома O			
Ca			0.00
Mg	1.93	1.96	1.98
Mn	0.01	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.08	0.05	0.04
$\sum M$	2.02	2.01	2.02
Si	0.99	0.99	0.99

Примечание. $\sum M$ = Ca + Mg + Mn + Fe.

Note. $\sum M$ = Ca + Mg + Mn + Fe.

демонстрирующие, что для серпентинизации кальцит-форстеритовой породы при 200–400°C и давлении 0.5–1.5 кбар требуется кислая или околонейтральная среда и только при 100–200°C поле устойчивости серпентина смещается в щелочную область (рис. 10а). Все это хорошо согласуется с моделью последовательного изменения кислотности в течение регрессивного этапа становления магнезиальных скарнов, показанной в работе (Шабынин, 1973): так называемое кислотное выщелачивание, по мнению Л.И. Шабынина, начинается при температуре 400–450°C, продолжается до ≈200°C и затем сменяется щелочными условиями. Повышенная кислотность среды позволяет объяснить столь малое содержание в породе брусита: он стабилен только при низкой активности H^+ (Klein et al., 2020). Возможно, брусит образовывался только на поздней стадии процесса серпентинизации кальцифиров. В то же время активность кремнекислоты была не настолько высокой, чтобы вызвать развитие серпентина по доломиту. Таким образом, если предположить, что серпентинизация протекала с участием минералов группы гумита (например, хондродита), с вовлечением в реакцию кальцита, но без существенного привноса кремнезема и без выделения брусита, то процесс формирования минеральной ассоциации, типичной для изученных образцов, в общем виде можно описать схемой:

$$\text{хондродит } Mg_5[SiO_4]_2F_2 + \text{кальцит } 3CaCO_3 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow \text{серпентин } Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + \text{доломит } 2CaMg(CO_3)_2 + \text{флюорит } CaF_2. \quad (3)$$

Разумеется, реальные соотношения компонентов будут меняться в зависимости от того, какой именно минерал группы гумита участвует в реакции и каково в нем соотношение F : OH.

В доломитовых мраморах Известковой ломки основной объем офикальцитовой породы сформировался, очевидно, путем серпентинизации непосредственно доломитового мрамора в соответствии со схемой, предложенной в работе (Vyasa Rao, Murty, 1980):

$$\text{доломит } 3CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_{2(р\text{-}р)} + 2H_2O \rightarrow \text{серпентин } Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 + \text{кальцит } 3CaCO_3 + 3CO_2. \quad (4)$$

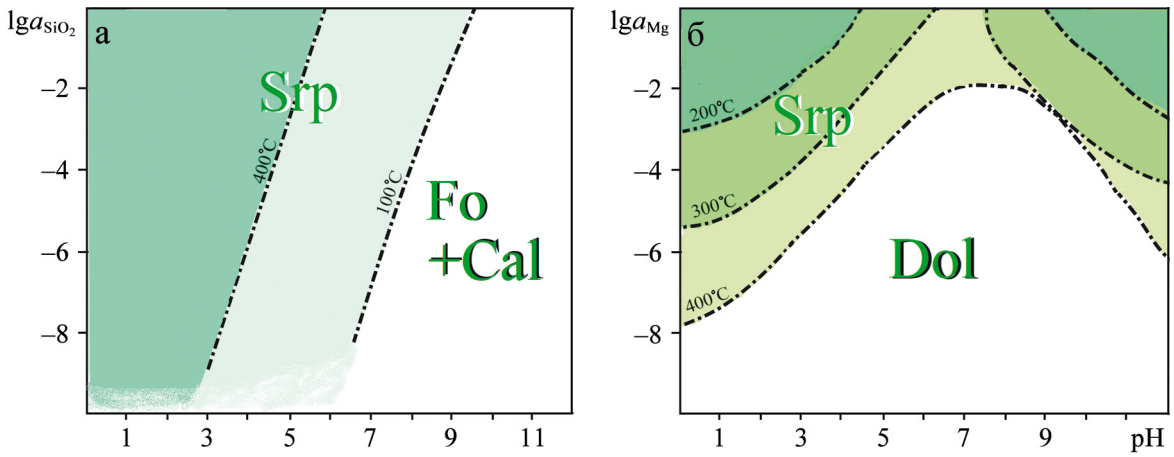

Рис. 10. Поля устойчивости серпентина (*Srp*) в координатах pH–lga_x при P = 1 кбар (Демченко, 1983).

а – при замещении форстерита (*Fo*) в присутствии кальцита (*Cal*), б – при замещении доломита (*Dol*) по реакции (1).

Fig. 10. Serpentine (*Srp*) stability fields in pH– lga_x coordinates at P = 1 kbar (Demchenko, 1983).

a – replacing forsterite (*Fo*) in the presence of calcite (*Cal*), б – replacing dolomite (*Dol*) by reaction (1).

Расчет фазовых равновесий в системе CaO–MgO–SiO_2–CO_2–H_2O (Bucher, Grapes, 2011) показывает, что в условиях метаморфизма силикатно-карбонатных пород серпентин (а именно – антигорит) стабилен при температуре ≈300–450°C только в условиях очень низкой активности CO_2 ($X_{CO_2} < 0.1$) и образуется совместно с тремолитом или диопсидом (и кальцитом). Более вероятно, что формирование офикальцитовых пород Известковой ломки происходило в открытой системе (при гидротермально-метасоматическом процессе) в условиях привноса SiO_2. По расчетам (Демченко, 1983), минимальная температура образования серпентина по доломиту в результате взаимодействия последнего с обогащенными кремнекислотой флюидами при давлении 1 кбар составляет 200°C, при этом серпентин устойчив в широком диапазоне pH – за исключением лишь околонейтральной области; с повышением температуры поле стабильности серпентина еще более расширяется (см. рис. 10б, 11). Верхняя температурная граница реакции (4) находится, очевидно, близ 400°C, когда вместо серпентина, согласно реакции (1), начинает кристаллизоваться форстерит. В условиях 300–400°C возможно образование хризотила и антигорита, но не лизардита (Evans, 2004). Антигорит в питкярантских образцах не выявлен, хотя в мраморах скарново-железорудных месторождений Маргоз (Восточный Саян) и Вака-Сен-Нин (Япония) апокарбонатный серпентин представлен именно антигорит-хризотиловыми агрегатами (Виноградова, 1973; Imai et al., 1976). Таким образом, наиболее вероятная температура гидротерм при серпентинизации доломитовых мраморов Известковой ломки – 200–300°C.

По набору и концентрациям примесных катионов аподоломитовый серпентин в целом близок к апофорстеритовому, но отличается от него выраженным волокнистым микростроением агрегатов и присутствием большого количества закономерно ориентированных кальцитовых вростков. Данные особенности определяются механизмом формирования рассматриваемых агрегатов. Если процесс замещения серпентином магнезиальных ортосиликатов представляет собой, по сути, только перестройку структурного мотива, сопровождаемую протонированием вершин [MgO_6]-октаэдров, то развитие серпентина по доломиту, вследствие очевидных кристаллохимических различий между этими минералами, требует переведения всех компонентов в раствор с последующей кристаллизацией из этого раствора продуктов их взаимодействия. При выщелачивании доломита среда минералообразования, по-видимому, становится сильно пористой; в порах по мере высвобождения Mg из растворяющегося карбоната и происходит кристаллизация волокнистых частиц серпентина. За счет избытка Ca доломит частично замещается кальцитом, причем большая часть последнего возникает по периферии преобразуемых участков породы. Можно предположить также, что процесс образования просвечивающих параллельно-волокнистых лизардит-хризотиловых агрегатов протекает наподобие того, как формируются параллельно-шестоватые агрегаты в открывающихся трещинах, только в данном случае расширение пустот обусловливается растворением исходной породы.

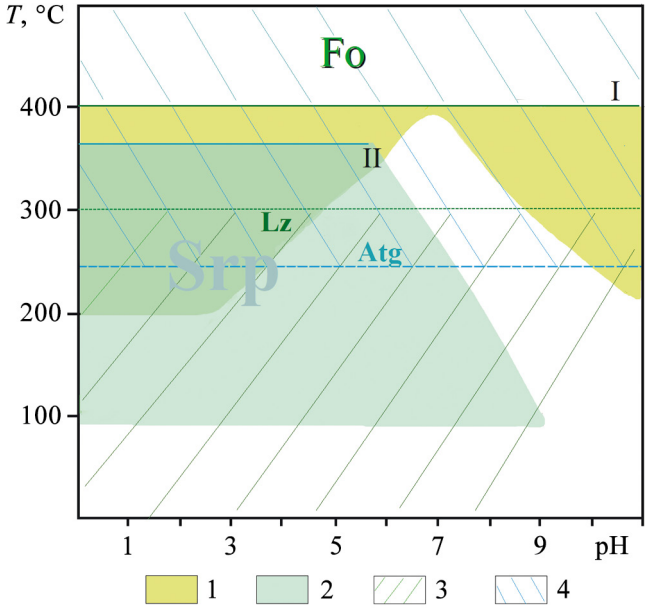

Рис. 11. Поля устойчивости серпентина (*Srp*) при гидротермальном процессе в мраморах и кальцифирах в координатах pH–*T* при *P* = 1 кбар (построено по данным (Демченко, 1983; Evans, 2004)).

1 – аподоломитовый серпентин ($\lg a_{Mg} = 2$); 2 – апофорстеритовый серпентин ($\lg a_{SiO_2} = 2$); 3 – область устойчивости лизардита (*Lz*); 4 – область устойчивости антигорита (*Atg*). I – верхняя температурная граница реакции образования серпентина по доломиту, II – начало процесса серпентинизации форстерита.

Fig. 11. Serpentine (*Srp*) stability fields during the hydrothermal process in marbles and calciphyres in pH-*T* coordinates at *P* = 1 kbar (according to (Demchenko, 1983; Evans, 2004)).

1 – apodolomite serpentine ($\lg a_{Mg} = 2$); 2 – apoforsterite serpentine ($\lg a_{SiO_2} = 2$); 3 – lizardite stability field (*Lz*), 4 – antigorite stability field (*Atg*). I – upper temperature limit of the reaction of serpentine formation by dolomite, II – the beginning of the serpentinization process of forsterite.

Фарфоровидный лизардит, ассоциирующий с магнетитом, развивался, очевидно, под действием кислотных растворов, переносивших значительное количество не только кремнезема, но и железа, которое осаждалось в форме магнетита по пути следования флюида при его разгрузке на карбонатном буфере. Взаимодействие доломита и SiO_2 протекало медленнее, чем кристаллизация магнетита, при

инфильтрации раствора в карбонатную породу вокруг трещин, сопровождаясь растворением и переотложением вещества. Свободное Fe в среде оставалось мало, поэтому и в серпентин оно входило в малом количестве. Источником глинозема были те же гидротермальные растворы – этот компонент легко переносится кислотными флюидами.

Для полупрозрачных хризотил-лизардитовых агрегатов, напротив, совершенно не характерна ассоциация с оксидами Fe. Как показано в работе (Evans, 2004), появлению хризотила в температурном поле стабильности лизардита способствует возрастание основности минералообразующей среды, поэтому можно предполагать, что кристаллизация полупрозрачного аподоломитового серпентина осуществлялась при больших величинах pH по сравнению с условиями развития фарфоровидного лизардита.

Гидротермальный процесс, вызвавший серпентинизацию доломитовых мраморов, мог быть связан как с периодом становления Салминского интрузива, так и с остыванием гранитогнейсов в конце свекофеннского метаморфического цикла. В пользу первого свидетельствует пространственная близость салминских гранитов и участков развития офикальцитовой породы. Тем не менее гидротермалиты, связанные с Салминским интрузивом, как правило, несут разнообразную рудную (в том числе редкоэлементную) минерализацию (Хазов, 1973), а скопления серпентина сопровождаются лишь магнетитом. Нужно отметить, что в западной части Известковой ломки находится так называемая Мышьяковая шахта, вскрывающая рудную залежь (вероятно, скарновое тело) с минералами Zn, Cu, As, Bi, Cd, Ag и флюоритом (Иващенко, Голубев, 2015; Ivashchenko, 2021), но подчеркнем, что развитие такой минерализации имеет локальный характер. Неясным также остается, существует ли генетическая связь между аподоломитовыми серпентинитами и “рудными трубками”. Если же гидротермальный процесс происходил на завершающей стадии регионального метаморфизма, то наиболее вероятным источником кремнезема и железа являлись подстилающие карбонатную толщу амфиболиты и амфиболовые сланцы (см. рис. 2). Кроме того, возможно, что флюиды имели метеорное происхождение, а роль гранитоидов сводилась главным образом к разогреву системы и созданию механизма рециклинга, что имеет место, например, при образовании апокарбонатного нефрита (Бурцева и др., 2015).

ВЫВОДЫ

Офикальцитовые породы рудопроявления Клара и карьера Известковая ломка, будучи близки по минеральному составу, имеют разное происхождение. На рудопроявлении Клара их формирование осуществлялось на регрессивном этапе скарнообразования под действием нейтральных или слабо кислых растворов при $T < 370°C$ (см. рис. 11) путем замещения форстерита и/или минералов группы гумита кальцитовых околоскарновых кальцифиров сначала антигоритом, а затем – лизардитом. Этот процесс сопоставим с серпентинизацией оливина в гипербазитовых массивах при регрессивном метаморфизме, но отличается существенно меньшим количеством возникающего в парагенезисе с серпентином брусита: избыток Mg в данном случае расходуется преимущественно на кристаллизацию доломита. С такими серпентинитами связана флюоритовая и сульфидная Zn минерализация.

В мраморах Известковой ломки серпентин и кальцит развивались главным образом непосредственно по доломиту при воздействии на него богатых SiO_2 флюидов при температуре, предположительно, 200–300°C. Скопления аподоломитового серпентина представлены как чисто лизардитом, так и тонкокристаллическими агрегатами хризотила и лизардита; появление разных полиморфных модификаций при одинаковых температурных условиях определяется pH минералообразующей среды. С таким офикальцитом на изученном объекте сопряжено только магнетитовое оруденение.

В обоих типах офикальцитовых пород серпентин маложелезистый (fe < 0.03); прочие примесные катионы представлены Mn^{2+} и Al^{3+}. Поля составов аподоломитового и апофорстеритового/апогумитового серпентина перекрываются, но в целом наименьшие концентрации примесей более типичны для первой разновидности. Для лизардита и антигорита из рудопроявления Клара характерно присутствие значимой примеси F.

Основной типоморфной чертой аподоломитового серпентина является тонкопластинчатое или волокнистое строение его агрегатов, нередко с закономерной ориентировкой индивидов, и обилие вростков кальцита, что обусловлено особенностями механизма развития серпентина при растворении доломита.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Д.А. Ксенофонтову за съемку порошковых рентгенограмм и Л.В. Мельчаковой за выполнение дифференциально-термического анализа. Авторы также признательны А.Б. Макееву за ценные комментарии к рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров С.М. (1990) Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах. М.: Наука, 344 с.

Александров С.М., Тронева М.А. (2009) Состав и генезис эндогенных боратов Питкярантского рудного поля, Карелия. *Геохимия*, (9), 972-987.

Борисов И.В. (2017) Подземные выработки Питкярантского комплекса (Северное Приладожье). *Спелеоло-*

гия и спелестология. Сб. материалов VIII Междунар. науч. конф. Набережные Челны: НГПУ, 234-243.

Борисов И.В., Ильин П.В. (2004) Питкярантские рудники и заводы. Сортавала; Питкяранта: Региональный музей Северного Приладожья, 53 с.

Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. (2015) Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса. *Геология и геофизика*, **56**(3), 516-527. https://doi.org/10.15372/GiG20150303

Варлаков А.С. (1986) Петрология процессов серпентинизации ультрабазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 224 с.

Варлаков А.С. (1999) Серпентины ультраосновных пород Урала. *Урал. минерал. сборник*, (9), 78-101.

Виноградова Р.А. (1973) О серпентинах из скарнов месторождения Маргоз (Восточный Саян). *Тр. Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана*, (22), 26-35.

Герасимова Е.И., Пеков И.В., Брызгалов И.А. (2008) Слюды рудных месторождений Питкярантского района (Карелия, Россия). *Геохимия магматических пород.* Мат-лы XXV Всерос. сем., 32-33.

Герасимова Е.И., Пеков И.В., Кононкова Н.Н., Зубкова Н.В. (2009) Новые данные о минералах группы гумита из района Питкяранты (Карелия). *Минералы: строение, свойства, методы исследования.* Мат-лы конф., 116-118.

Демченко В.С. (1983) Физико-химические условия серпентинизации доломитовых мраморов, диопсидовых и форстеритовых кальцифиров. *Тихоокеан. геология*, (3), 56-63.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л. (1974) Термический анализ минералов и горных пород. Ленинград: Недра, 399 с.

Иващенко В.И. (1987) Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л.: Наука, 240 с.

Иващенко В.И., Голубев А.И. (2015) Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района. *Тр. КарНЦ РАН*, (7), 127-148. https://doi.org/10.17076/geo149

Иосса Г.А. (1834) Известие о нахождении олова и меди в Питкяранте в Финляндии. *Горн. журн.*, (4), 157.

Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. (1991) Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района. *Геология руд. месторождений*, (6), 15-32.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и металлогения). (2020) Под. ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 435 с.

Лютоев В.П. (2000) Изоморфизм и собственные дефекты в минералах группы серпентина. Екатеринбург: УрО РАН, 149 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (1999) Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 252 с.

Никольская Ж.Д., Ларин А.М. (1972) Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля. *Зап. ВМО*, **101**(5), 290-297.

Нефедов Е.И. (1973) Минералогия месторождения Питкяранта. Металлоносность и минералогия скарноидов юга Карелии и запада Кольского полуострова. Отчет. Л.: ВСЕГЕИ, 326 с.

Петров В.П., Соколова Л.А. (1957) Аспагашское месторождение хризотил-асбеста (Минусинская котловина). *Тр. ИГЕМ*, (17), 85-106.

Таланцев А.С. (1981) Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым паргенезисам. М.: Наука, 136 с.

Фурман Г. (1810) Минералогическое описание некоторой части Старой и Новой Финляндии. *Горный журнал*. Кн. 11, 3-39.

Хазов Р.А. (1973) Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 87 с.

Шабынин Л.И. (1973) Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 214 с.

Шабынин Л.И. (1974) Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 288 с.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. (1977) Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 312 с.

Янин Е.П. (2013) Асбестоносные площади и горные породы как природные источники поступления асбестовой пыли в окружающую среду. *Научные и технические аспекты охраны окружающей среды*, (5), 18-47.

Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. (1991) Salmi batholith and Pitkäranta ore field in Soviet Karelia. *Geol. Surv. of Finland*, **33**, 57 p.

Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. (1997) Chronology of multi-phase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution. *Contrib. Miner. Petrol.*, **127**, 353-368.

Balan E., Fritsch E., Radtke G., Paulatto L., Juillot F., Petit S. (2021) First-principles modeling of infrared spectrum of antigorite. *Eur. J. Mineral.*, **33**, 389-400. https://doi.org/10.5194/ejm-33-389-2021

Bucher K., Grapes R. (2011) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 8th ed. Berlin; Heidelberg: Springer Verlag, 428 p.

Chernosky J.V., Berman R.G., Brindzia L.T. (1988) Stability, phase relation and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Rev. Miner. Geochem.*, **19**, 295-346.

Coleman R.G. (1971) Petrologic and Geophysical Nature of Serpentinites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**(4), 897. https://doi.org/10.1130/0016-7606

Compagnoni R., Cossio R., Mellini M. (2021) Raman anisotropy in serpentine minerals, with a caveat on identification. *J. Raman Spec.*, **52**(7), 1334-1345. https://doi.org/10.1002/jrs.6128

Eskola P. (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fenn. Geol. Geogr.*, **3**, 90 p.

Evans B.W. (1977) Metamorphism of alpine peridotites and serpentinites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 397-444. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.05.050177.002145

Evans B.W. (2004) The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable. *Int. Geol. Rev.*, **46**, 479-506. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.6.479

Farmer V.C. (1974) The Infrared Spectra of Minerals. L.: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 539 p.

Faust G.T., Fahey J.J. (1964) The serpentine-group minerals. *Geol. Survey Professional Paper*, (384), 92 p. https://doi.org/10.3133/pp384A

Flemetakis S., Berndt J., Klemme S., Genske F., Cadoux A., Louvel M., Rohrbach A. (2020) An improved electron

microprobe method for the analysis of halogens in natural silicate glasses. *Microsc. Microanal*., **26**, 857-866. https://doi.org/10.1017/S1431927620013495

Gadolin A. (1956) Beobachtungen über einige Mineralien aus Pitkäranta in Finnland. *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St.Petersburg*, 173-196.

Gerasimova E.I. (2007) Mineral variety of metasomatic rocks and late hydrothermal formations of the ore deposits of Pitkäranta district (South Karelia, Russia). *Mineral Diversity.* Research and Preservation. IV Int. symp. Sofia: Earth and Man National Museum, 67-74.

Imai N., Otsuka R., Honda S., Isoda N., Suzuki S. (1976) Serpentines associated with hydrothermal dolomite-rock at the Waka Sen-nin mine, Iwate Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol*., **71**, 339-359.

Ivashchenko V.I. (2021) Rare-metal (In, Bi, Te, Se, Be) mineralization of skarn ores in the Pitkäranta mining district, Ladoga Karelia, Russia. *Minerals*, **11**(2), 124. https://doi.org/10.3390/min11020124

Klein F., Humphris S.E., Bach W. (2020) Brucite formation and dissolution in oceanic serpentinite. *Geochem. Persp. Let*., 1-5. https://doi.org/10.7185/geochemlet.2035

Myers B.E. (1988) The formation of zoned metasomatic veins and massive skarn in dolomite, Southern Sierra Nevada, California. Master's thesis. Tucson: University of Arizona, 125 p.

Neymark L.A., Holm-Denoma Ch.S., Moscati R.J. (2018) In situ LA-ICPMS U-Pb dating of cassiterite without a known-age matrixmatched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary. *Chem. Geol*., **483**, 410-425. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.008

Niiranen T., Hanski E., Eilu P. (2003) General geology, alteration and iron deposits in the Palaeoproterozoic Misi region, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **75**(1-2), 69-92.

Nironen M. (1997) The Svecofennian Orogen: A tectonic model. *Precambr. Res.*, **86**, 21-44.

Rinaudo C., Gastaldi D., Belluso E. (2003) Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *Canad. Miner*., **41**, 883-890.

Saksela M. (1951) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, **154**, 182-230.

Stein H.J., Markey R.G., Morgan J.V., Sunbland K., Larin A.M. (1996) Re-Os dating of molybdenite: New tools, new applications, new interpretations – an example from Karelian Russia. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **77**, 773-774.

Stewart L.A. (1956) Chrysotile Asbestos Deposits of Arizona (supp.). U.S. Bureau of Mines Information Circular 7745, 124 p.

Törnebohm A.E. (1891) Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. *Geol. Fören. Stockholm Förh*., **13**, 313-334.

Trittscharck R., Grobéty B., Koch-Müller M. (2012) In situ high-temperature Raman and FTIR spectroscopy of the phase transformation of lizardite. *Amer. Miner*., **97**, 1965-1976. https://doi.org/10.2138/am.2012.4162

Trüstedt O. (1907) Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, **19**.

Valkama M., Sundblad K., Cook N.J., Ivashchenko V.I. (2016) Geochemistry and petrology of indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia. *Miner. Dep*., **51**, 823-239. https://doi.org/10.1007/s00126-016-0641-4

Van der Hoeven K.J., Knauth L.P., Burt D.M. (1999) Extremely low-temperature magnesian skarns – Chrysotile deposits of the Salt River Canyon area, Central Arizona. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **31**, 161.

Van Gosen B.S. (2008) Reported Historic Asbestos Mines, Historic Asbestos Prospects, and Natural Asbestos Occurrences in the Southwestern United States (Arizona, Nevada, and Utah). U.S. Geological Survey Open-File Report. *USGS Numbered Series*. https://doi.org/10.3133/ofr20081095

Vyasa Rao A.N., Murty M.S. (1980) A study of the serpentinization in the Vempalle dolomitic limestones near Pulivendala, Cuddapah District. *Proc. Indian. Acad. Sci*., **89**(1), 17-22.

Yao Y., Chen J., Lu J., Wang R., Zhang R. (2014) Geology and genesis of the Hehuaping magnesian skarn-type cassiterite-sulfide deposit, Hunan Province, Southern China. *Ore Geol. Rev*., **58**, 163-184. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.10.012

Yariv S., Heller-Kallai L. (1973) The relationship between the IR spectra of serpentines and their structures. *Clays Clay Miner.*, **23**, 145-152.

REFERENCES

Aleksandrov S.M. (1990) Geochemistry of Skarn and Ore Formation in Dolomites. Moscow, Nauka Publ., 344 p. (In Russ.)

Aleksandrov S.M., Troneva M.A. (2009) Composition and genesis of endogenous borates of Pitkyaranta ore field, Karelia. *Geokhimiya*, (9), 972-987. (In Russ.)

Amelin Yu.V., Beljaev A., Larin A.M. (1991) Salmi batholith and Pitkäranta ore field in Soviet Karelia. *Geol. Surv. of Finland*, **33**, 57 p.

Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. (1997) Chronology of multi-phase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution. *Contrib. Miner. Petrol*., **127**, 353-368.

Balan E., Fritsch E., Radtke G., Paulatto L., Juillot F., Petit S. (2021) First-principles modeling of infrared spectrum of antigorite. *Eur. J. Mineral*., **33**, 389-400. https://doi.org/10.5194/ejm-33-389-2021

Borisov I.V. (2017) Pitkyarantsky complex underground workings (Northern Ladoga). *Speleology and Spelestology.* Proceeding of the VIII International Scientific Conference. Naberezhnye Chelny, NGPU, 234-243. (In Russ.)

Borisov I.V., Ilyin P.V. (2004) Pitkäranta Mines and Factories. Sortavala; Pitkyaranta, Regional'nyi muzei Severnogo Priladozh'ya, 53 p. (In Russ.)

Bucher K., Grapes R. (2011) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 8th ed. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag, 428 p.

Burtseva M.V., Ripp G.S., Posokhov V.F., Murzintseva A.E. (2015) Nephrites of Eastern Siberia: Geochemical features and problems of genesis. *Geologiya i Geofizika*, **56**(3), 516-527. (In Russ.) https://doi.org/ 10.15372/GiG20150303

Chernosky J.V., Berman R.G., Brindzia L.T. (1988) Stability, phase relation and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Rev. Miner. Geochem*., **19**, 295-346.

Coleman R.G. (1971) Petrologic and Geophysical Nature of Serpentinites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**(4), 897. https://doi.org/10.1130/0016-7606

Compagnoni R., Cossio R., Mellini M. (2021) Raman anisotropy in serpentine minerals, with a caveat on identification. *J. Raman Spec.*, **52**(7), 1334-1345. https://doi.org/10.1002/jrs.6128

Demchenko V.S. (1983) Physical-chemical conditions of serpentinization of dolomite marbles, diopside and forsterite calcyphers. *Tikhookeanskaya Geologiya*, (3), 56-63. (In Russ.)

Eskola P. (1951) Around Pitkäranta. *Ann. Acad. Sci. Fenn. Geol. Geogr.*, **3**, 90 p.

Evans B.W. (1977) Metamorphism of alpine peridotites and serpentinites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 397-444. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.05.050177.002145

Evans B.W. (2004) The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable. *Int. Geol. Rev.*, **46**, 479-506. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.6.479

Farmer V.C. (1974) The Infrared Spectra of Minerals. L., Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 539 p.

Faust G.T., Fahey J.J. (1964) The serpentine-group minerals. *Geol. Survey Professional Paper*, (384), 92 p. https://doi.org/10.3133/pp384A

Flemetakis S., Berndt J., Klemme S., Genske F., Cadoux A., Louvel M., Rohrbach A. (2020) An improved electron microprobe method for the analysis of halogens in natural silicate glasses. *Microsc. Microanal.*, **26**, 857-866. https://doi.org/10.1017/S1431927620013495

Fuhrmann G. (1810) Mineralogical description of some parts of Old and New Finland. *Gornyi Zhurnal*. Book 11, 3-39. (In Russ.)

Gadolin A. (1956) Beobachtungen über einige Mineralien aus Pitkäranta in Finnland. *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St.Petersburg*, 173-196.

Gerasimova E.I. (2007) Mineral variety of metasomatic rocks and late hydrothermal formations of the ore deposits of Pitkäranta district (South Karelia, Russia). *Mineral Diversity: Research and Preservation.* IV Int. symp. Sofia, Earth and Man National Museum, 67-74.

Gerasimova E.I., Pekov I.V., Bryzgalov I.A. (2008) Micas of ore deposits of Pitkyarantsky district (Karelia, Russia). *Geochemistry of Igneous Rocks.* Proceedings of the XXV Seminar, 32-33. (In Russ.)

Gerasimova E.I., Pekov I.V., Kononkova N.N., Zubkova N.V. (2009) New data on humite group minerals from Pitkyaranta district (Karelia). *Minerals: Structure, Properties, Research Methods.* Materials of the conference, 116-118. (In Russ.)

Imai N., Otsuka R., Honda S., Isoda N., Suzuki S. (1976) Serpentines associated with hydrothermal dolomite-rock at the Waka Sen-nin mine, Iwate Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **71**, 339-359.

Ivanova V.P., Kasatov B.K., Krasavina T.N., Rozinova E.L. (1974) Thermal Analysis of Minerals and Rocks. Leningrad, Nedra Publ., 399 p. (In Russ.)

Ivashchenko V.I. (1987) Skarn Mineralization of Tin and Tungsten of the Southern Part of the Baltic Shield. Leningrad, Nauka Publ., 240 p. (In Russ.)

Ivashchenko V.I. (2021) Rare-metal (In, Bi, Te, Se, Be) mineralization of skarn ores in the Pitkäranta mining district, Ladoga Karelia, Russia. *Minerals*, **11**(2), 124. https://doi.org/10.3390/min11020124

Ivashchenko V.I., Golubev A.I. (2015) New aspects of mineralogy and metallogeny of the Pitkäranta mining district. *Zap. KarNTs RAN*, **7**, 127-148. (In Russ.) https://doi.org/10.17076/geo149

Jossa G. (1834) News on tin and copper discoveries at Pitkäranta, Finland. *Min. J. Petersburg*, **IV**, 157. (In Russ.)

Khazov R.A. (1973) Geological Characteristics of Tin Mineralization in the Northern Ladoga Lake Area. Leningrad, Nauka Publ., 87 pp. (In Russ.)

Klein F., Humphris S.E., Bach W. (2020) Brucite formation and dissolution in oceanic serpentinite. *Geochem. Persp. Let.*, 1-5. https://doi.org/10.7185/geochemlet.2035

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A. (1991) Age and genesis of complex skarn ores from the Pitkäranta mining district. *Geol. Rud. Mestorozhd.*, (6), 15-33. (In Russ.)

Lyutoev V.P. (2000) Isomorphism and Intrinsic Defects in Serpentine-Group Minerals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 149 p. (In Russ.)

Makeev A.B., Bryanchaninova N.I. (1999) Topomineralogy of Ultrabasites of the Polar Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 252 p. (In Russ.)

Myers B.E. (1988) The formation of zoned metasomatic veins and massive skarn in dolomite, Southern Sierra Nevada, California. Master's thesis. Tucson, University of Arizona, 125 p.

Nefedov E.I. (1973) Mineralogy of Pitkäranta deposit. Metallicity and Mineralogy of the Skarnoids of the South of Karelia and the West of the Kola Peninsula. Geol. Report. Leningrad, VSEGEI, 326 p. (In Russ.)

Neymark L.A., Holm-Denoma Ch.S., Moscati R.J. (2018) In situ LA-ICPMS U-Pb dating of cassiterite without a known-age matrixmatched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary. *Chem. Geol.*, **483**, 410-425. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.008

Niiranen T., Hanski E., Eilu P. (2003) General geology, alteration and iron deposits in the Palaeoproterozoic Misi region, northern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **75**(1-2), 69-92.

Nikolskaya Z.D., Larin A.M. (1972) Greisens of the Pitkäranta Ore Field. *Zap. VMO*, (6), 290-297. (In Russ.)

Nironen M. (1997) The Svecofennian Orogen: A tectonic model. *Precambr. Res.*, **86**, 21-44.

Petrov V.P., Sokolova L.A. (1957) Aspagashskoe deposit of chrysotile-asbestos (Minusinsk basin). *Tr. IGEM*, (17), 85-106. (In Russ.)

Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis). (2020) (Ed. by N.V. Sharov). Petrozavodsk, KarNTs RAN, 435 p. (In Russ.)

Rinaudo C., Gastaldi D., Belluso E. (2003) Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *Canad. Miner.*, **41**, 883-890.

Saksela M. (1951) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta-Erze. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, **154**, 182-230.

Shabynin L.I. (1973) Formation of Magnesian Skarns. Moscow, Nauka Publ., 214 p. (In Russ.)

Shabynin L.I. (1974) Ore Deposits in the Magnesian Skarn Formation. Moscow, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)

Shteinberg D.S., Chashchukhin I.S. (1977) Serpentinization of Ultrabasites. Moscow, Nauka Publ., 312 p. (In Russ.)

Stein H.J., Markey R.G., Morgan J.V., Sunbland K., Larin A.M. (1996) Re-Os dating of molybdenite: New tools, new applications, new interpretations – an exam-

ple from Karelian Russia. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **77**, 773-774.

Stewart L.A. (1956) Chrysotile Asbestos Deposits of Arizona (supp.). U.S. Bureau of Mines Information Circular 7745, 124 p.

Talantsev A.S. (1981) Geothermobarometry by Dolomite-Calcite Paragenesis. Moscow, Nauka Publ., 136 p. (In Russ.)

Törnebohm A.E. (1891) Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. *Geol. Fören. Stockholm Förh*., **13**, 313-334.

Trittscharck R., Grobéty B., Koch-Müller M. (2012) In situ high-temperature Raman and FTIR spectroscopy of the phase transformation of lizardite. *Amer. Miner*., **97**, 1965-1976. https://doi.org/10.2138/am.2012.4162

Trüstedt O. (1907) Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, **19**.

Valkama M., Sundblad K., Cook N.J., Ivashchenko V.I. (2016) Geochemistry and petrology of indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia. *Miner. Dep*., **51**, 823-239. https://doi.org/10.1007/s00126-016-0641-4

Van der Hoeven K.J., Knauth L.P., Burt D.M. (1999) Extremely low-temperature magnesian skarns – Chrysotile deposits of the Salt River Canyon area, Central Arizona. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **31**, 161.

Van Gosen B.S. (2008) Reported Historic Asbestos Mines, Historic Asbestos Prospects, and Natural Asbestos Occurrences in the Southwestern United States (Arizona, Nevada, and Utah). U.S. Geological Survey Open-File Report. *USGS Numbered Series*. https://doi.org/10.3133/ofr20081095.

Varlakov A.S. (1986) Petrology of Serpentinization Processes of Ultrabasites of Folded Regions. Sverdlovsk, UNTS AN SSSR, 224 p. (In Russ.)

Varlakov A.S. (1999) Serpentines of ultrabasic rocks of the Urals. *Ural. Mineral. Sbornik*, (9), 78-101. (In Russ.)

Vinogradova R.A. (1973) About serpentines from the skarns of the Margoz deposit (Eastern Sayan). *Proceedings of the Fersman Mineralogical Museum*, (22), 26-35. (In Russ.)

Vyasa Rao A.N., Murty M.S. (1980) A study of the serpentinization in the Vempalle dolomitic limestones near Pulivendala, Cuddapah District. *Proc. Indian. Acad. Sci*., **89**(1), 17-22.

Yanin E.P. (2013) Asbestos-bearing areas and rocks as natural sources of asbestos dust entering the environment. *Nauchnye i Tekhnicheskie Aspekty Okhrany Okruzhayushchei Sredy*, (5), 18-47. (In Russ.)

Yao Y., Chen J., Lu J., Wang R., Zhang R. (2014) Geology and genesis of the Hehuaping magnesian skarn-type cassiterite-sulfide deposit, Hunan Province, Southern China. *Ore Geol. Rev*., **58**, 163-184. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.10.012

Yariv S., Heller-Kallai L. (1973) The relationship between the IR spectra of serpentines and their structures. *Clays Clay Miner.*, **23**, 145-152.

УДК 549.51;552.311(470.5) DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102

Минералы подгруппы шпинели в израндитах Александровского комплекса, Южный Урал

С. В. Прибавкин, А. П. Бирюзова, Е. В. Пушкарев, И. А. Готтман

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 23.07.24 г., принята к печати 14.09.2024 г.

Объект исследований. Шпинелиды израндитов александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале. *Цель исследований.* Изучение состава минералов группы шпинели и ильменита, соответствующих разным стадиям кристаллизации израндитов, реконструкция состава первичных шпинелидов и их сопоставление с минералами из комплексов Урало-Аляскинского типа – производных анкарамитовых магм. *Методы.* Исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira в ЦКП “Геоаналитик” (г. Екатеринбург). Изображения получены в режиме обратнорассеянных электронов. Составы минералов определялись в точках и с помощью площадного сканирования в структурах распада твердого раствора. *Результаты.* Впервые в израндитах установлены шпинелиды, содержащие более 25 мас. % Cr_2O_3, отвечающие наиболее ранним стадиям кристаллизации пород. Выявлена стадийность формирования оксидных минералов и их устойчивые минеральные ассоциации с породообразующими силикатами. Показано, что в ходе остывания шпинелиды испытывают сложные многостадийные распады с образованием фаз, обогащенных алюминием и трехвалентным железом в равновесии с ильменитом. Составы продуктов распада локализуются вдоль поверхности хромшпинелевого сольвуса. Ранние гиперсольвусные хромшпинелиды образуют включения в оливине и клинопироксене. Они характеризуются содержаниями TiO_2 до 3–4 мас. % и Cr_2O_3 15–20 мас. %. Поздние шпинелиды образуют включения в керсутите или располагаются в межзерновом пространстве. Их составы бедны Cr_2O_3 (< 7%), но богаты TiO_2 (10–25 мас. %), отвечая титаномагнетиту и ульвошпинели. *Выводы.* Особенности состава шпинелидов и пород подтверждают сходство израндитов с анкарамитами и тылаитами комплексов Урало-Аляскинского типа. Высокие содержания титана в израндитах, по сравнению с близкими по составу породами Платиноносного пояса Урала отражают геохимическую специфику первичного расплава израндитов, формирование которого связано с плавлением в мезопротерозое метасоматически измененной мантии под влиянием плюма.

Ключевые слова: *хромшпинелид, ульвошпинель, ильменит, тылаит, анкарамит, Южный Урал*

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224. https://rscf.ru/project/23-17-00224/

Minerals of spinel group from izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals

Sergey V. Pribavkin, Anna P. Biryuzova, Evgeney V. Pushkarev, Irina A. Gottman

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 23.07.2024, accepted 14.09.2024

Object of research. Spinelides of izrandites of the Aleksandrov polymetamorphic complex in the Southern Urals. *Purpose of research.* Studying of composition of spinel group minerals and coexisting ilmenite in single grains and in different phases in unmixing structures after decomposition of solid solutions, reconstruction of primary compositions of oxide minerals and comparison with the same minerals from Ural-Alaskan-type complexes having an ankaramine affinity. *Methods.* The study was performed on a Tescan Mira scanning electron microscope at the “Geoanalitic” Center of Common Use (Ekaterinburg). The images were obtained in backscattered electron mode. The composition of

Для цитирования: Прибавкин С.В., Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2024) Минералы подгруппы шпинели в израндитах Александровского комплекса, Южный Урал. *Литосфера*, **24**(6), 1084-1102. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102

For citation: Pribavkin S.V., Biryuzova A.P., Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2024) Minerals of spinel group from izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1084-1102. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102

minerals was determined in points and using an area scanning facilities of SEM for the unmixing structures of spinels. *Results.* Chrome spinel containing more than 25 wt % Cr_2O_3 and corresponding to the earliest stage of crystallization has been discovered in izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals. The several stages of Cr-Fe-Ti-oxide and rock-forming silicates crystallization were determined. It was shown that during cooling and subsolidus transformation, oxide minerals undergo complex multistage decomposition of the solid solution with the formation of phases enriched in aluminum and ferric iron in equilibrium with ilmenite. The compositions of these phases are distributed along the Cr-spinel solvus. The earliest primary hypersolvus spinels form inclusions in olivine and clinopyroxene. They are characterized by 3–4 wt % of TiO_2 and 15–20 wt % of Cr_2O_3. The late spinel forms inclusions in kaersutite and are situated in the intergranular space. Their compositions are poor in Cr_2O_3 < 7%, but rich in TiO_2 10–25 wt %, corresponding to titanomagnetite and ulvospinel. *Conclusions.* The composition of rocks, silicate minerals and Cr-Fe-Ti-oxides confirm the similarity of izrandites with ankaramites and tilaites from complexes of Ural-Alaskan-type. High titanium content in izrandites in comparison with similar rocks of the Ural Platinum Belt reflect the geochemical peculiarities of the primary melt which was formed by melting of the metasomatically transformed Mesoproterozoic mantle under the influence of a plume.

Keywords: *chromspinel, ulvospinel, ilmenite, tilaite, ankaramite, Southern Urals*

Funding information

The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation grant no. 23-17-00224. https://rscf.ru/project/23-17-00224/

ВВЕДЕНИЕ

Минералы подгруппы шпинели (шпинелиды) имеют общую формулу AB_2O_4, где A – Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Zn, иногда Ni, Co; B – Al, Mn^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, V, Cr. В зависимости от преобладающего катиона в позиции B различают хромшпинелиды, алюмошпинелиды, ферришпинелиды и др. Считается, что алюмо- и хромшпинелиды относительно тугоплавки и устойчивы к изменениям, в связи с чем их состав часто используется как индикатор степени частичного плавления мантийного источника, физико-химических условий кристаллизации основных-ультраосновных магм различных тектонических обстановок (Arai, 1994; Barnes, Roeder, 2001; и др.). Например, значение Cr/(Cr + Al) шпинелида в перидотите обычно используется в качестве показателя процесса частичного плавления. Кроме того, содержание Al и Ti в магматическом шпинелиде в основном контролируется содержанием этих элементов в материнских расплавах и может быть использовано для разделения типов магм, их мантийных источников и геодинамических режимов (Kamenetsky et al., 2001).

В то же время шпинелиды способны менять свой состав в результате реакции с остаточной интеркумулусной жидкостью, просачивающимися расплавами основного или кислого состава, метаморфизма (Irvine, 1977; Henderson, Wood, 1982; Barnes, 2000; и др.). Они могут испытывать распад твердого раствора с образованием фаз, богатых Al, Fe^{3+}, Ti. Ряд исследователей связывают этот процесс с метаморфизмом (Loferski, Lipin, 1983; Eales et al., 1988; Плаксенко, 1989; Candia, Gaspar, 1997). Большинство придерживается точки зрения, что распад происходит в результате охлаждения (Muir, Naldrett, 1973; Sack, Ghiorso, 1991; Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003; Tamura, Arai, 2004; Krause et al., 2007; Ahmed et al., 2007; Luo et al., 2022). Так или иначе любая модификация первичного состава шпинелида, тем более распад твердого раствора, затрудняет его использование в качестве петрогенетического индикатора. В связи с вышесказанным восстановление первичного состава шпинелидов представляется перспективным направлением для интерпретации генезиса расплавов основного и ультраосновного состава, условий их кристаллизации, скорости охлаждения, степени окисления.

В настоящей статье приводятся результаты изучения минералов подгруппы шпинели израндитов александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале. В сравнении с ранее проведенными исследованиями (Кориневский, Котляров, 2009; Савельев и др., 2022) впервые обнаружены оксиды с высоким содержанием хрома – до 27 мас. % Cr_2O_3. Несмотря на тотальный распад шпинелидов с образованием фаз богатых Al, Fe^{3+}, Ti, выполнена реконструкция первичных составов и прослежена их эволюция в процессе кристаллизации магм основного состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Александровский полиметаморфический гнейс-амфиболитовый комплекс располагается в Златоустовском районе Южного Урала. Он приурочен к региональному Зюраткульскому разлому, отделяющему Тараташский и Уфалейский мегантиклинории в составе Центрально-Уральского поднятия (мегазоны). Комплекс представляет собой узкий тектонический блок длиной 25 км и шириной 1.0–2.5 км, вытянутый с северо-востока на юго-запад (рис. 1). Простирание реликтовых структур комплекса северо-западное (300–330°), дискордантное

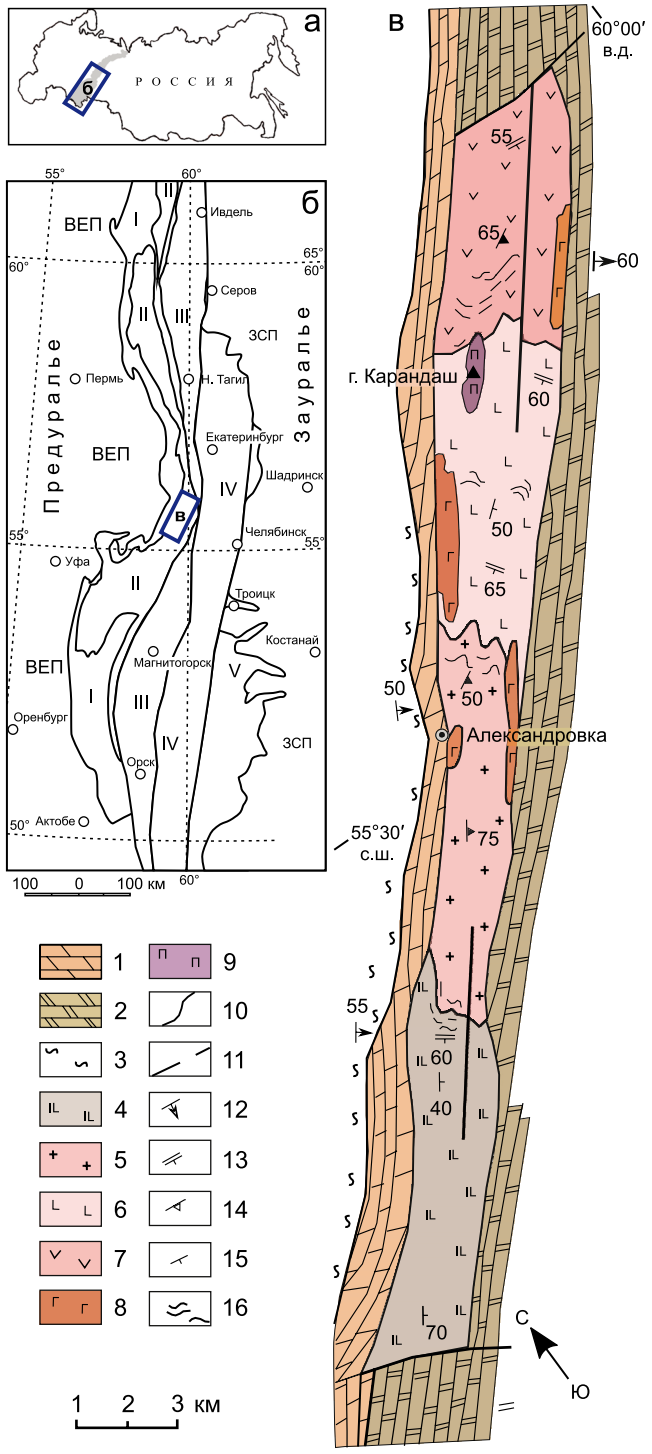

Рис. 1. Уральский складчатый пояс (а); положение александровского комплекса на тектонической схеме Урала (б) (Пучков, 2010 с изменениями); упрощенная схема геологического строения александровского комплекса (в) по (Пыстин, 1978).

ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская плита. I–V – структурные мегазоны Урала: I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская.

1, 2 – саткинская свита (RF_1): 1 – известняки доломитизированные, 2 – мраморы доломитовые; 3 – айская свита: филлиты, сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, песчаники и гравелиты полимиктовые и аркозовые; 4–9 – александровский комплекс (AR_2(?)-PR_1): 4 – амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы со слоями биотитовых сланцев, 5 – гранитогнейсы, 6 – амфиболиты, 7 – биотитовые плагиогнейсы и плагиомигматиты, 8 – амфиболиты, 9 – израндиты (тылаиты); 10 – геологические границы; 11 – тектонические границы; 12–15 – элементы залегания: 12 – слоистости, 13 – полосчатости, 14 – гнейсовидности, 15 – сланцеватости; 16 – реликтовая полосчатость.

Fig. 1. The Ural folded belt (a); the position of the Alexandrovsky complex on the tectonic sketch of the Urals (modified after Puchkov, 2010) (б); a simplified scheme of the geological structure of the Alexandrovsky complex by (Pystin, 1978) (в).

EEP – East European Platform, WSP – West Siberian Plate. I–V – structural megazones of the Urals: I – West Uralian zone, II – Central Uralian zone, III – Tagil-Magnitogorsk zone, IV – East Uralian zone, V – Trans-Uralian zone and simplified geological sketch of the Alexandrovsky complex (by (Pystin, 1978)).
1, 2 – Satka formation (RF_1): 1 – dolomitized limestone, 2 – dolomite marble; 3 – Ai formation: phyllite, quartz-sericite, quartz-chlorite-sericite shale, polymictic and arkose sandstone and gravelite; 4–9 – Alexandrovsky complex (AR_2(?)-PR_1): 4 – amphibolite and amphibole plagiogneisse with layers of biotite schists, 5 – granite-gneisses, 6 – amphibolites, 7 – biotite plagiogneisse and plagiomigmatite, 8 –amphibolites, 9 – izrandites (tilaites); 10 – geological boundaries; 11 – tectonic boundaries; 12–15 – bedding elements: 12 – bedding, 13 – banding, 14 – gneiss, 15 – foliation; 16 – relic banding.

по отношению к меридиональному простиранию региональных структур.

Геологическое строение александровского комплекса подробно описано в публикациях А.М. Пыстина (Пыстин, 1978; Пыстин, Пыстина, 2015) и здесь не рассматривается. Отметим только, что основной объем комплекса сложен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами разного состава, отвечающими амфиболитовой фации метаморфизма (см. рис. 1). Породы мигматизированы, прорваны жилами и небольшими интрузиями аплитов, пегматитов, гранитов. Возраст гранитогнейсов и бластомилонитов комплекса оценивается по U-Pb изотопии цирконов в интервале 1800–1900 млн лет (Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015).

Израндиты обнаружены Л.Н. Овчинниковым и В.А. Дунаевым в 1964 г. на восточном склоне горы Карандаш (см. рис. 1), примерно в 7 км к северо-востоку от д. Александровка, и описаны как высокомагнезиальные меланократовые породы с порфировидной структурой, обусловленной наличием большого количества идиоморфных кристаллов клинопироксена в основной массе (Овчинников, Дунаев, 1968). Эти авторы из-за необычного облика пород предложили дать им название

"израндиты" – от имени протекающей рядом реки Израндy. Эти породы образуют небольшие блоки размером менее 10 м среди сильноизмененных оливиновых клинопироксенитов и верлитов, от которых отделяются зонами существенно амфиболовых пород, иногда с гранатом. Первые исследователи обратили внимание и на вещественное сходство пород с анкарамитами (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин, 1978). Последующее изучение израндитов подтвердило это предположение и показало их сходство с тылаитами Платиноносного пояса Урала (ППУ) – вероятными интрузивными аналогами анкарамитов (Пушкарев, Готтман, 2011).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение химического состава силикатных минералов (оливина, пироксена, амфибола, плагиоклаза) выполнено на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX 100. Условия измерения: давление в камере образцов 6×10^{-4} Па, ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 30 нА, диаметр пучка электронов на образце 5 мкм. В качестве эталонов применяли пироп, рутил, жадеит, хромит, гранат, диопсид и ортоклаз. Для определения всех пиков использовались наиболее интенсивные K_α линии. Na, Mg, Al и Si измерялись на кристаллах TAP, калий и кальций – на кристалле LPET, марганец, титан, железо и хром – на LIF. Время набора импульсов на пиках аналитических линий в два раза больше, чем время набора импульсов фона с двух сторон от пика, и составляло 10 с для всех элементов. Стандартное отклонение, мас. %: от 0.24 до 0.30 – для Si, от 0.03 до 0.10 – для Ti, от 0.03 до 0.25 – для Al, от 0.06 до 0.10 – для Cr, от 0.15 до 0.71 – для Fe, от 0.06 до 0.36 – для Mn, от 0.08 до 0.18 – для Mg, от 0.04 до 0.22 – для Ca, от 0.02 до 0.07 – для Na, от 0.01 до 0.03 – для K.

Определение состава пироксенов и оксидных фаз выполнено на электронном микроскопе Mira Tescan S6123 с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Определения состава проводились в точке (диаметр пучка электронов на образце 1–3 мкм) и сканированием по площади зерна. Ускоряющее напряжение 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Использованы сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr_2O_3, Fe_2O_3. Предел обнаружения большинства элементов составляет 0.2 мас. %. Микрофотографии минералов в отраженных электронах получены на микроскопе Mira Tescan.

Состав пород определялся рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-35 и энергодисперсионном спектрометре EDX-8000.

Все аналитические процедуры выполнялись в Центре коллективного пользования Института геологии и геохимии УрО РАН "Геоаналитик" (г. Екатеринбург).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Химический состав израндитов не является чем-то уникальным (табл. 1). По соотношению SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO они соответствуют эффузивным островодужным анкарамитам Урала и Пацифики, а также тылаитам из дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов ППУ, на что обращали внимание их исследователи (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин 1978; Пушкарев, Готтман, 2011). Главными петрохимическими критериями отнесения пород к анкарамитовой группе является высокое содержание MgO (>10 мас. %) и высокое CaO/Al_2O_3 отношение (>1) (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997). Такими параметрами обладают расплавы и горные породы, соответствующие оливин-клинопироксеновой котектике, к которой принадлежат и израндиты (Ферштатер и др., 1999; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007; Пушкарев, Готтман, 2011). Содержание MgO в израндитах в среднем составляет 11–12 мас. %, а $CaO/Al_2O_3 > 2$ (см. табл. 1). На диаграммах, отражающих соотношения в породах Al_2O_3, CaO и MgO*, израндиты располагаются в поле тылаитов ППУ и принадлежат тренду эволюции ультрамафитов в комплексах Урало-Аляскинского типа (рис. 2, 3). От примитивных островодужных анкарамитов Западно-Магнитогорской зоны и тылаитов ППУ израндиты отличаются более высокой железистостью (0.36–0.38) и содержаниями $TiO_2 > 2$ мас. % (см. табл. 1), что может быть связано с особенностями геотектонического режима формирования расплавов в протерозое (Носова и др., 2012). Как будет показано ниже, высокое содержание титана в израндитах связано не только с присутствием титанистых оксидов, но главным образом с высокими содержаниями титана в породообразующих силикатах, что является отражением состава родоначального расплава, из которого они кристаллизовались.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Израндиты – плотные породы массивной текстуры коричневато-черного цвета. Структура среднезернистая, порфировидная, обусловленная наличием идиоморфных, зональных кристаллов клинопироксена (0.5–4.0 мм) и оливина (0.5–2.5 мм), погруженных в сложенный ксеноморфным амфиболом и плагиоклазом базис (рис. 4). На границе зерен оливина и плагиоклаза наблюдаются зональные коронарные структуры, сложенные шестоватыми и волокнистыми кристаллами бесцветного ортопироксена и амфибола с включениями зеленой герцинитовой шпинели, подробно описанные

Таблица 1 Химический состав израндитов, тылаитов, анкарамитов Урала, мас. %

Table 1. Chemical composition of izrandites, tilaites, ankaramites of the Urals, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Обр. Пе1041	Обр. Пе1042	Обр. Пе1045	Обр. Пе1054	Обр. Пе1355	Обр. Пе2947	Тылаит	Тылаит	Анкарамит
SiO_2	46.81	46.68	43.57	47.48	46.14	44.95	44.80	48.43	45.51
TiO_2	2.10	2.04	1.22	1.87	1.95	2.01	0.51	0.66	0.17
Al_2O_3	7.06	6.33	4.63	6.10	7.98	8.21	8.30	8.17	6.85
Fe_2O_3	7.01	3.22	5.78	3.12	3.54	4.52	5.41	4.06	4.47
FeO	6.30	9.75	12.00	9.80	8.80	8.29	6.95	6.30	4.49
MnO	0.16	0.17	0.20	0.17	0.15	0.15	0.21	0.20	0.22
MgO	11.55	11.79	17.16	11.96	11.57	12.38	17.46	13.66	17.33
CaO	17.53	17.10	12.85	16.98	17.21	17.26	13.44	13.85	17.02
Na_2O	1.02	1.10	0.80	1.10	1.16	1.04	0.85	1.45	0.16
K_2O	0.12	0.10	0.08	0.10	0.10	0.11	0.15	1.34	0.13
P_2O_5	0.04	0.07	0.06	0.06	0.03	0.07	0.16	0.24	0.11
П. п. п.	0.00	1.04	1.00	0.95	0.88	0.81	1.08	0.98	3.49
Сумма	99.70	99.38	99.35	99.68	99.51	99.79	99.31	99.32	99.95
Fe/(Fe + Mg)	0.38	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.27	0.29	0.21
CaO/Al_2O_3	2.48	2.70	2.78	2.78	2.16	2.10	1.62	1.69	2.52

Примечание. 1–6 – израндиты горы Карандаш, александровский комплекс; 7, 8 – средние составы тылаитов Платиноносного пояса Урала (наши данные): 7 – битовнитовые тылаиты (среднее из 38 анализов), 8 – ортоклаз-нефелиновые тылаиты (среднее из 15 анализов); 9 – анкарамит Западно-Магнитогорской зоны (среднее из 8 анализов (Пушкарев и др., 2018)).

Note. 1–6 – izrandites from the Karandash Mount, Aleksandrovsky complex; 7, 8 – average compositions of tylaites of the Uralian Platinum Belt, our data: 7 – bytownite tylaites (average of 38 analyses), 8 – orthoclase-nepheline tylaites (average of 15 analyses); 9 – ankaramite of the Western Magnitogorsk zone (average of 8 analyses (Pushkarev et al., 2018)).

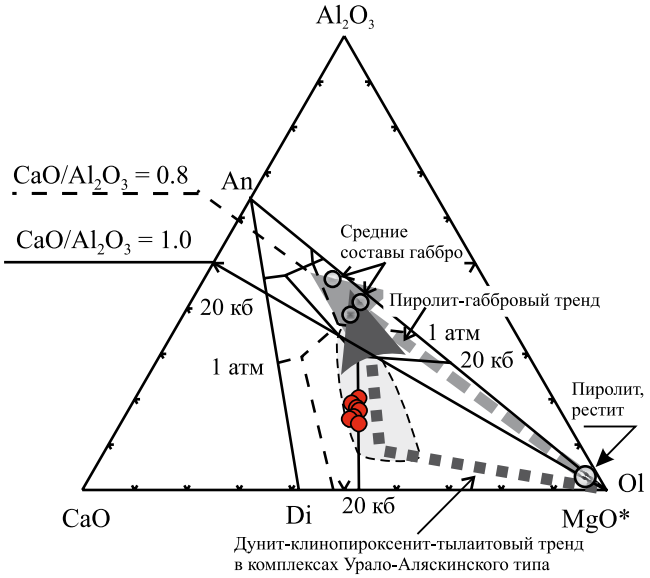

Рис. 2. Положение фигуративных точек составов израндитов в координатах $CaO–Al_2O_3–MgO^*$.

Серое поле – составы тылаитов ППУ. $MgO^* = MgO + 0.5Fe_2O_3 + 0.55FeO$ (мас. %).

Fig. 2. Izrandite compositions on $CaO–Al_2O_3–MgO^*$ diagram.

The Ural Platinum Belt tilaites field (grey). $MgO^* = MgO + 0.5Fe_2O_3 + 0.55FeO$ (wt %).

в работах (Кориневский, Котляров, 2009; Савельев и др., 2022). Нами впервые обнаружены реакционные каймы на контакте магнетита с клинопироксеном, сложенные симплектитовыми сростками оливина с амфиболом. Количественные соотношения породообразующих минералов израндитов варьируются. Могут быть выделены разности, богатые оливином и богатые клинопироксеном (см. рис. 4). Доля клинопироксена составляет 50–70%, оливина – 20–50%, амфибола и плагиоклаза – менее 20%. Акцессорные минералы представлены шпинелидами, ильменитом, апатитом, сульфидами (пиритом, халькопиритом, пирротином).

Оливин встречается в виде крупных идиоморфных и субидиоморфных зерен до 2.5 мм, а также мелких зерен округлой формы. Последние заключены в пироксене. Оливин не обладает зональностью, или его зональность выражена чрезвычайно слабо. Вместе с тем диапазон составов оливина довольно широк. Величина магнезиальности (Mg# = = MgO/(MgO + FeO), мол. %) варьируется от 0.73 до 0.52 (табл. 2). Содержание CaO ниже предела обнаружения микрозонда; MnO и ZnO варьируются от 0.27 до 0.75 мас. %, возрастая с понижением магнезиальности.

Пироксен образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы, размер которых достигает 4 мм в поперечнике. В них отчетливо проявлена оптическая зональность, обусловленная нерав-

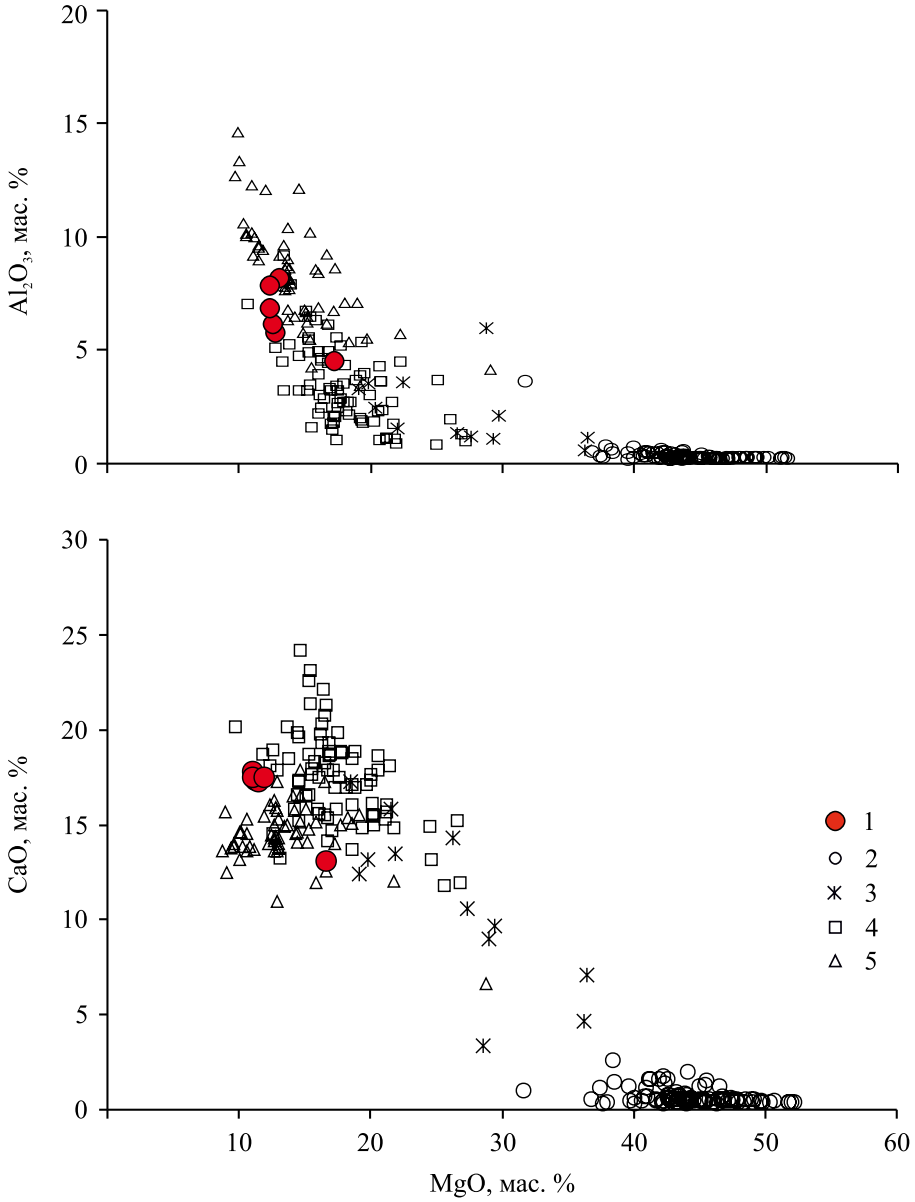

Рис. 3. Положение фигуративных точек составов израндитов в координатах Al_2O_3–MgO и CaO–MgO в сравнении с породами ППУ.

1 – израндиты; 2–5 – породы ППУ: 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты, 5 – тылаиты.

Fig. 3. The position of the figurative points of the izrandite compositions in the Al_2O_3–MgO and CaO–MgO coordinates in comparison with the rocks of the Ural Platinum Belt.

1 – israndites; 2–5 – the rocks of the Ural Platinum Belt: 2 – dunites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites, 5 – tilaites.

номерным распределением тончайших пластинок ильменита и магнетита, образованных в результате оксираспада пироксена. Проведенное В.Г. Кориневским и В.А. Котляровым микрозондовое изучение клинопироксена показало отсутствие сколько-нибудь значимых вариаций его состава от центра к краю, что авторы справедливо объяснили прошедшим распадом твердого раствора. Попытка на качественном уровне оценить первичный состав привела их к заключению, что зоны, насыщенные распадными пластинками оксидных минералов, должны соответствовать титанавгиту, а лишенные их краевые зоны – глиноземистому диопсиду (Кориневский, Котляров, 2009). Мы целенаправленно провели изучение состава зональных зерен клинопироксена методом замеров в точке и методом сканирования площадок, что позволило восстановить состав первичного клинопироксена и характер его

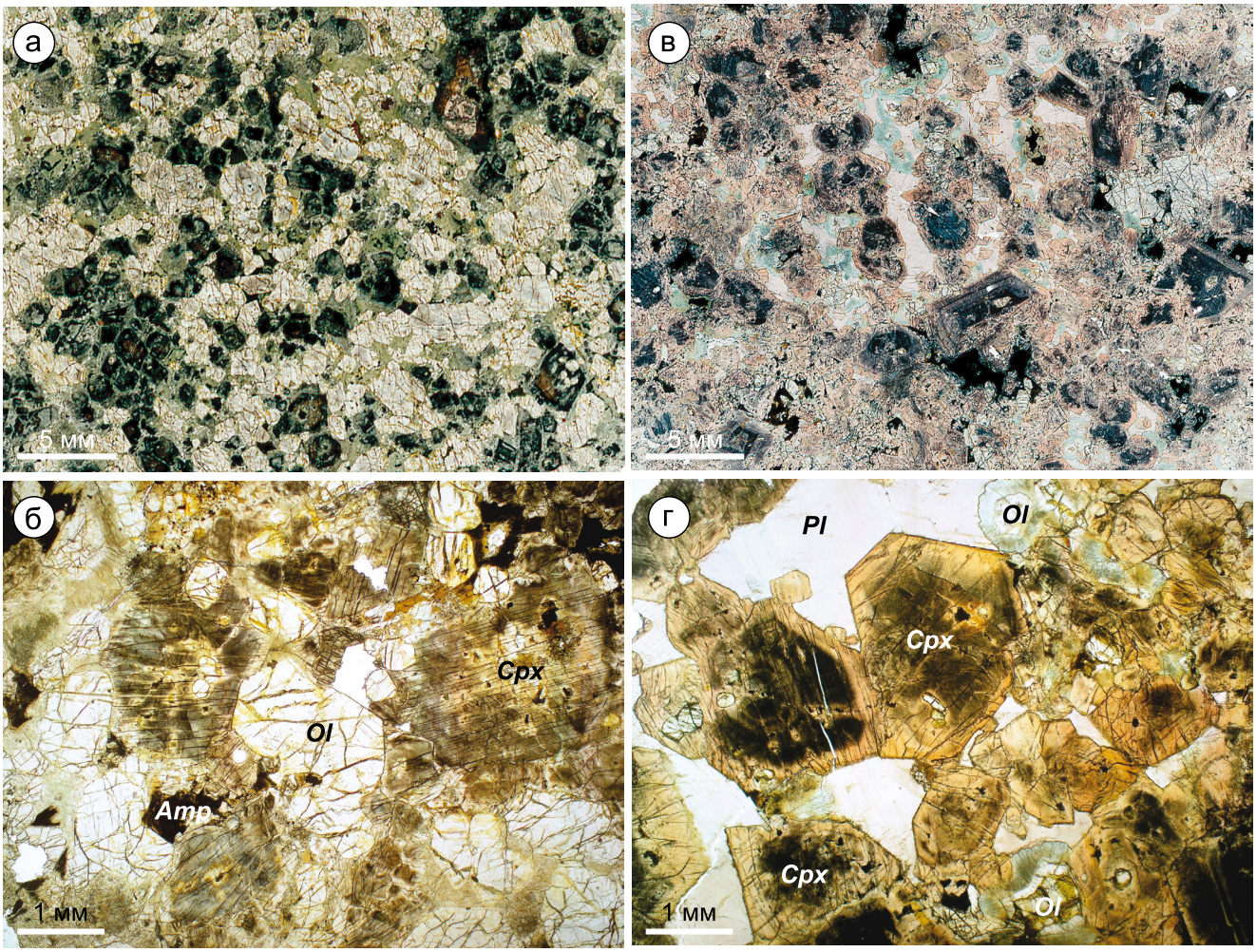

Рис. 4. Микрофотографии богатого оливином (а, б) и клинопироксеном (в, г) израндита в проходящем свете.
Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 4. Microphotographs of olivine-rich (а, б) and clinopyroxene-rich (в, г) israndite in transmitted light.
Abbreviations of minerals according to (Warr, 2021): *Amp* – amphibole, *Cpx* – clinopyroxene, *Ol* – olivine, *Pl* – plagioclase.

Таблица 2. Представительные анализы химического состава оливина, мас. %

Table 2. Representative chemical composition of olivine, wt %

№ п. п.	SiO_2	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Сумма	Mg#
1	37.76	0.02	26.45	0.34	35.59	0.11	0.29	100.56	0.71
2	37.69	0.01	27.18	0.35	34.75	0.02	0.30	100.30	0.70
3	37.85	0.02	27.21	0.34	34.91	0.00	0.30	100.63	0.70
4	37.86	0.00	27.10	0.35	35.10	0.07	0.30	100.78	0.70
5	37.54	0.00	27.96	0.35	34.61	0.00	0.31	100.77	0.69
6	37.73	0.02	27.85	0.28	34.58	0.00	0.31	100.77	0.69
7	37.48	0.01	27.84	0.38	34.66	0.03	0.31	100.71	0.69
8	35.99	0.00	36.34	0.47	27.84	0.01	0.42	101.07	0.58
9	36.00	0.00	36.87	0.45	27.16	0.01	0.43	100.92	0.57
10	36.13	0.00	36.61	0.49	26.99	0.00	0.43	100.65	0.57

зональности. Различие в подходах можно видеть на рис. 5, 6. Оба метода отражают направленное изменение состава кристаллов от центра к краю, однако метод площадок делает это более корректно. В результате установлена принадлежность всех зон пироксена глиноземистому диопсиду (см. рис. 6а,

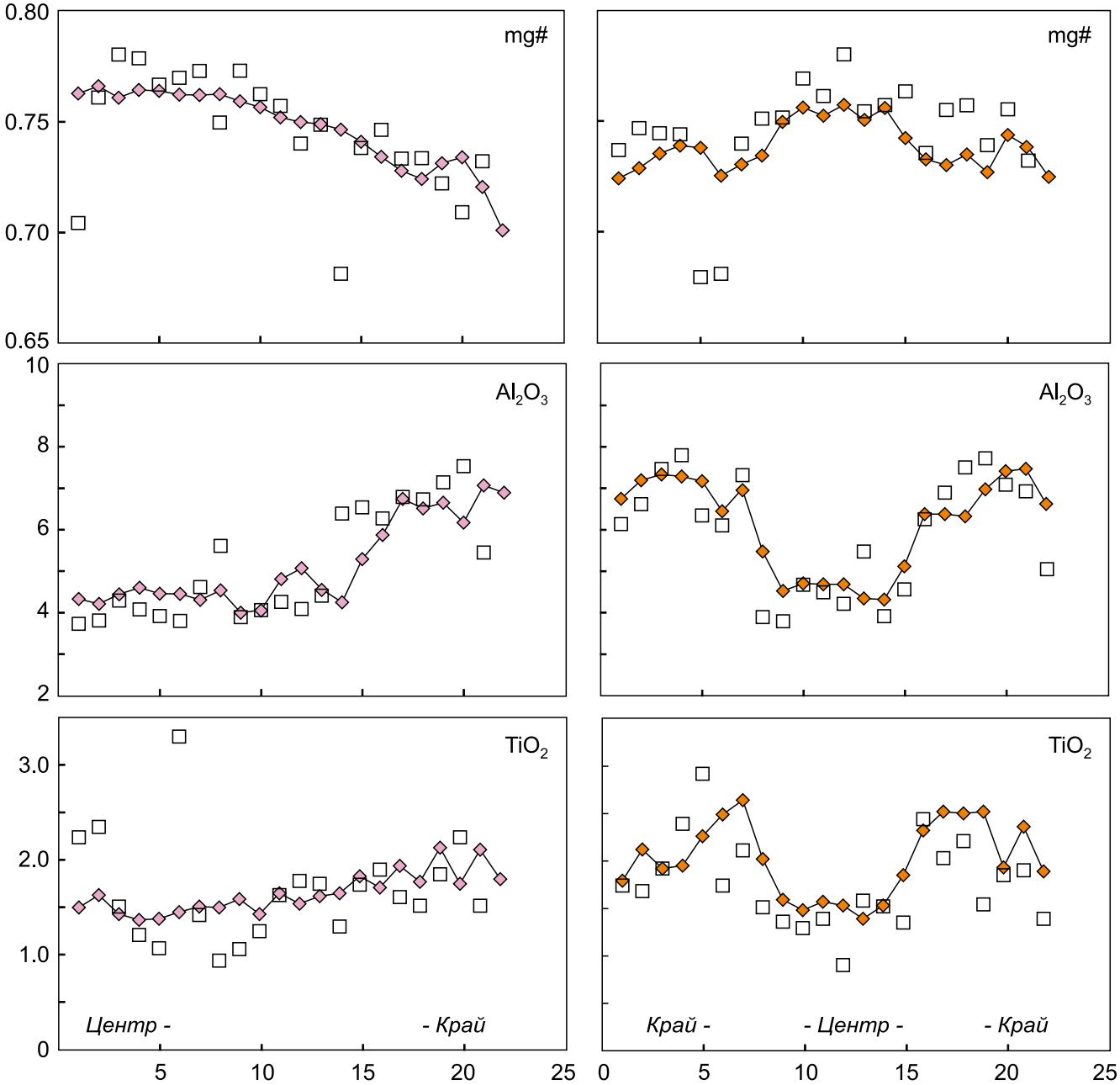

Рис. 5. Изменение химического состава клинопироксена от центра к краям кристаллов.

Залитые значки характеризуют составы, полученные измерением площадок, пустые – точечными замерами.

Fig. 5. Change in the chemical composition of clinopyroxene from the center to the rim of crystals.

Filled symbols is the composition of clinopyroxene determined in areas, empty symbols – by point measurements.

табл. 3), в котором закономерно от центра к краю снижается магнезиальность с 0.82 до 0.72. В этом же направлении происходит возрастание содержаний TiO_2 от 1.0 до 2.5, Al_2O_3 – от 4.0 до 8.4, Na_2O – от 0.51 до 0.81 и снижение Cr_2O_3 от 1.1 до 0 мас. % (см. рис. 6б–д). Наличие положительной Al^{IV}–Ti и отрицательной Al^{VI}–Cr корреляции предполагает вхождение в состав пироксена чермакитовых миналов: $CaTi^{3+}AlSiO_6$, $CaAl^{3+}AlSiO_6$ и $CaCr^{3+}AlSiO_6$, в сумме от 3.5 до 9.5%.

Амфибол представлен несколькими разностями: 1) светлым серо-зеленым с коричневатым оттенком, образующим включения в оливине и пироксене; 2) коричневым интерстициальным амфиболом с обильным оксираспадом (преобладает); 3) светлым серо-зеленым амфиболом келифитовых кайм.

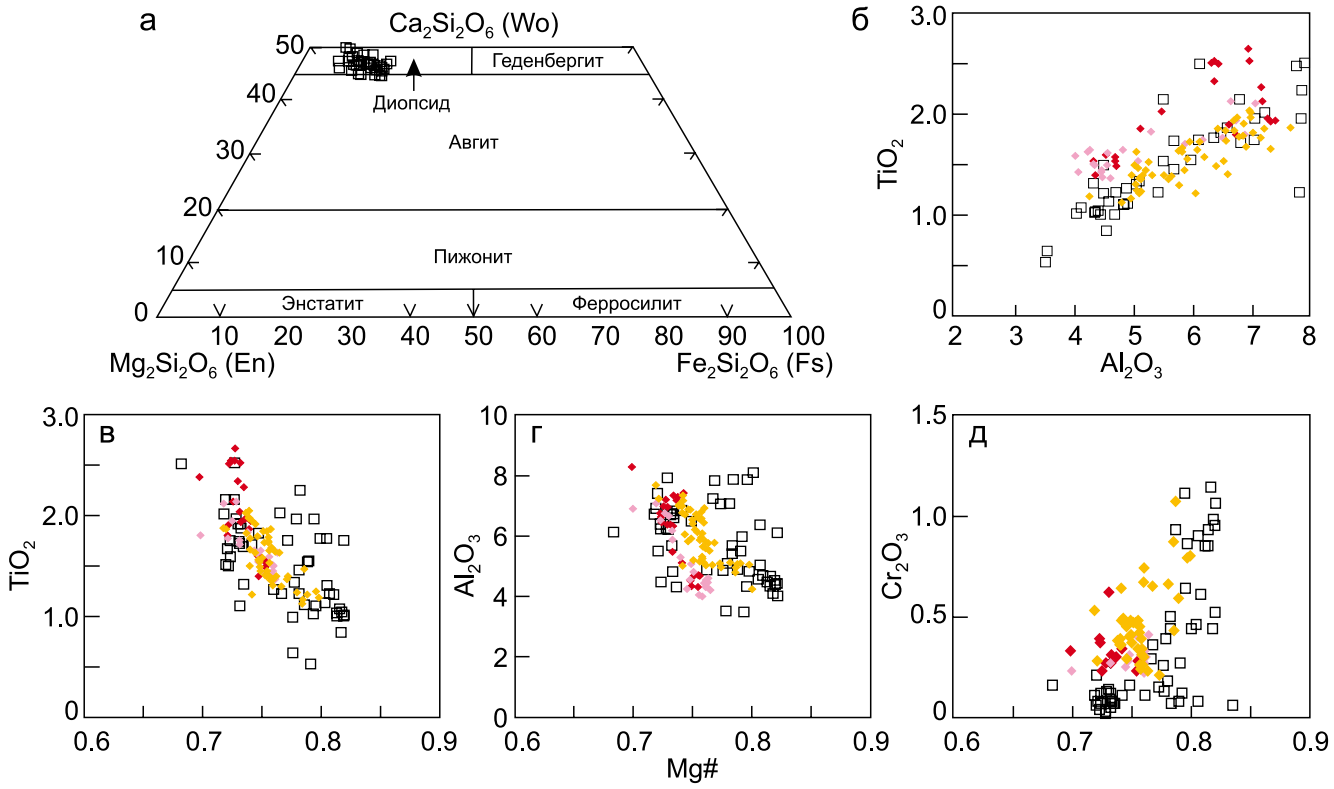

Рис. 6. Состав клинопироксенов на классификационной Mg–Ca–Fe диаграмме (Morimoto, 1988) (а) и вариации их составов (б–д).

Fig. 6. The composition of clinopyroxene on Mg–Ca–Fe diagram (Morimoto, 1988) (a) and variations in their compositions (б–д).

Таблица 3. Представительные анализы химического состава клинопироксена, мас. %

Table 3. Representative chemical composition of clinopyroxene, wt %

№ п. п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма	Mg#
1	50.46	1.03	4.34	0.85	5.95	0.07	14.54	21.86	0.40	99.51	0.82
2	50.27	1.04	4.39	0.98	5.76	0.15	14.50	22.14	0.47	99.70	0.82
3	50.06	1.38	4.54	0.10	7.38	0.18	13.42	22.73	0.52	100.31	0.77
4	50.29	1.13	4.57	0.46	6.27	0.11	14.36	21.66	0.42	99.28	0.81
5	49.98	1.26	4.87	0.11	7.39	0.21	13.08	21.99	0.77	99.67	0.76
6	49.81	1.11	4.89	0.93	6.84	0.13	14.06	21.30	0.47	99.55	0.79
7	50.48	1.39	5.02	0.09	7.38	0.12	13.28	21.74	0.67	100.20	0.77
8	49.51	1.33	5.09	0.39	6.72	0.10	13.14	21.89	0.74	98.92	0.78
9	49.75	1.36	5.52	0.05	7.77	0.12	12.69	21.87	0.58	99.75	0.75
10	48.53	1.73	5.68	0.09	8.31	0.25	12.58	21.39	0.82	99.39	0.73
11	48.82	1.46	5.96	0.26	7.53	0.18	12.97	21.47	0.86	99.56	0.76
12	48.53	1.83	6.29	0.09	7.59	0.05	12.46	22.01	0.63	99.52	0.75
13	48.38	1.81	6.48	0.16	7.69	0.08	12.69	21.26	0.73	99.29	0.75
14	48.18	1.86	6.59	0.08	7.92	0.24	12.09	21.64	0.84	99.45	0.74
15	47.59	2.14	6.80	0.02	8.20	0.14	12.16	21.16	0.87	99.08	0.73
16	47.53	2.02	8.13	0.13	8.25	0.14	11.53	21.17	1.13	100.10	0.72

Все перечисленные разности относятся к кальциевым амфиболам (рис. 7). Первый образует серию составов от паргасита до магнезиогастингсита. Он содержит TiO_2 от 1.3 до 3.0, Al_2O_3 – от 13.6 до 15.3 мас. %, Mg# = Mg/(Mg + Fe^{2+}) варьируется в диапазоне 0.66–0.81 (табл. 4). Второй меняет свой состав от богатого Ti магнезиогастингсита до феррикерсутита, характеризуется высоким содержанием

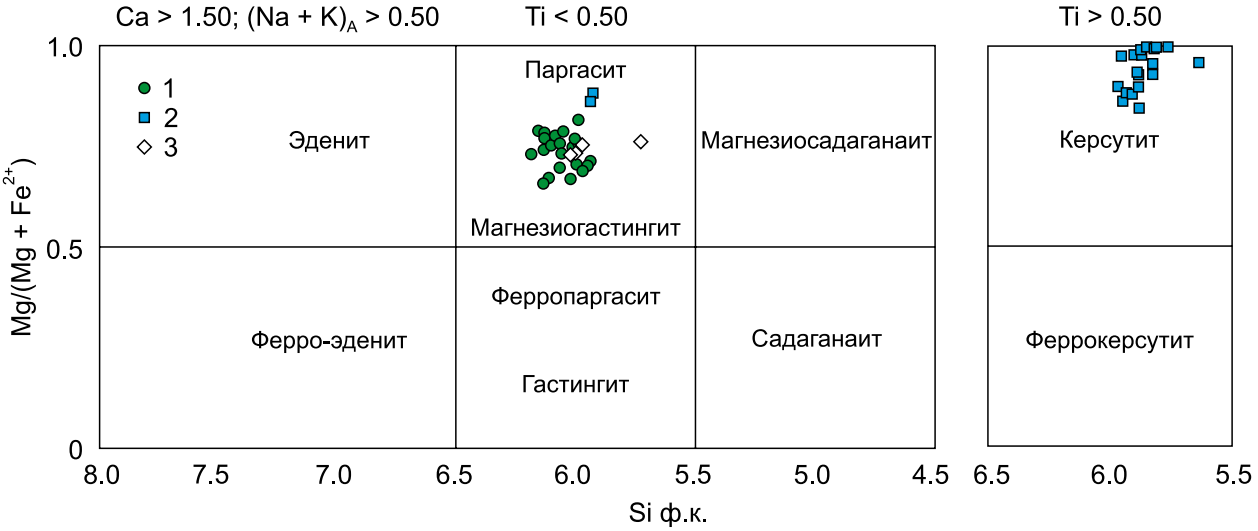

Рис. 7. Состав амфиболов на классификационной диаграмме по (Leake et al., 1997).

1–3 – разновидности амфиболов, пояснения см. в тексте.

Fig. 7. The composition of amphiboles on the classification diagram according to (Leake et al., 1997).

1–3 – varieties of amphibians, see the text for explanations.

Таблица 4. Представительные анализы химического состава амфибола, мас. %

Table 4. Representative chemical composition of amphibole, wt %

№ п. п.	Тип	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма	Mg#
1	1-й	41.63	1.44	14.37	0.58	12.12	12.23	11.98	2.55	97.70	0.66
2	1-й	41.70	1.39	14.57	0.65	12.11	12.44	11.86	2.78	97.92	0.67
3	1-й	40.41	1.83	15.00	–	10.86	13.06	11.80	2.80	96.47	0.70
4	1-й	40.26	1.80	15.13	–	11.17	13.14	11.95	3.15	97.06	0.71
5	1-й	41.51	1.30	15.07	–	10.46	13.81	11.78	3.09	97.59	0.73
6	1-й	41.97	1.61	13.80	–	10.19	14.43	11.89	3.14	97.45	0.74
7	1-й	42.00	1.32	14.43	–	10.47	14.10	12.01	2.76	98.07	0.75
8	1-й	40.66	1.75	15.13	0.54	8.48	14.11	12.27	2.89	96.63	0.76
9	1-й	41.20	1.32	14.98	0.25	9.68	14.30	12.25	2.97	97.59	0.77
10	1-й	41.86	1.85	14.85	0.43	8.09	14.93	12.20	2.78	97.93	0.78
11	1-й	41.15	1.37	14.55	0.59	8.66	15.16	12.24	3.18	97.29	0.81
12	2-й	40.26	3.67	13.27	–	12.26	13.08	11.93	2.69	97.89	0.86
13	2-й	40.47	4.18	13.38	0.55	11.90	13.02	11.70	2.71	98.52	0.88
14	2-й	39.18	4.86	12.37	–	12.98	12.36	12.27	2.23	97.04	0.89
15	2-й	40.34	4.50	12.47	–	12.19	13.25	11.79	2.69	97.87	0.90
16	2-й	39.22	5.06	12.50	–	13.32	12.78	11.82	2.55	98.10	0.92
17	2-й	40.00	4.84	12.70	–	12.20	13.23	12.32	2.31	98.50	0.93
18	2-й	39.21	5.41	12.40	–	13.31	12.64	11.72	2.56	98.12	0.95
19	2-й	40.11	4.93	13.80	–	10.06	14.44	11.31	2.73	97.96	0.97
20	2-й	39.55	5.77	12.86	–	10.50	13.85	11.47	2.50	97.18	0.98
21	2-й	39.65	5.16	13.33	–	9.57	14.49	11.58	2.78	97.19	0.98
22	2-й	39.21	6.00	13.28	–	10.46	14.03	11.32	2.62	97.59	0.99
23	2-й	38.88	6.35	12.23	–	10.72	13.74	11.42	2.51	96.51	0.99
24	2-й	38.94	5.59	13.17	–	10.85	14.26	11.65	2.72	97.79	1.00
25	3-й	40.17	0.51	16.34	–	10.21	12.81	11.38	2.96	94.69	0.74
26	3-й	40.07	<0.40	16.85	–	10.31	12.78	11.41	2.98	95.03	0.75

TiO_2 (от 3.7 до 6.3 мас. %), Al_2O_3 (от 12.2 до 13.8 мас. %), высокой Mg# (0.86–1.0). Третий представлен паргаситом, обладает очень высоким содержанием Al_2O_3 (16.3–17.8 мас. %) и низким TiO_2 (<0.65 мас. %), величина Mg# меняется в узком диапазоне (0.72–0.75).

Плагиоклаз является единственным салическим минералом пород, имеет подчиненное значение, слагая совместно с амфиболом (2) интерстиции между кристаллами оливина и пироксена. Его состав отвечает лабрадору – $An_{50–60}$.

Минералы подгруппы шпинели, ильменит являются сквозными, формирующимися на всем протяжении кристаллизации израндитов, что могло бы определить их роль в качестве петрогенетических индикаторов. Однако, обладая широкими вариациями состава по главным компонентам: Cr, Al, Fe^{3+}, Ti, зерна оксидных минералов испытывают сложные, многоступенчатые распады твердого раствора. С этим связана объективная сложность их изучения. В ранее опубликованных работах в израндитах описаны только минералы серии магнетит-титаномагнетит, герцинит, ильменит (Кориневский, Котляров, 2009; Степанов и др., 2013; Савельев и др., 2022). Максимальное содержание оксида хрома в одном из зерен герцинита, по данным В.Г. Кориневского и В.А. Котлярова, составило около 5 мас. %. В результате проведенного нами исследования впервые обнаружены испытавшие распад шпинелиды, содержащие до 27 мас. % Cr_2O_3, являющиеся наиболее ранними минералами пород. С использованием возможностей электронного сканирующего микроскопа предпринята попытка восстановить их первичные составы. Результаты этого исследования приведены ниже.

Суммарное количество оксидных минералов в породах не превышает 1–2%. Размеры зерен шпинелидов варьируются от 1.5 до сотых долей мм. По их взаимоотношению с породообразующими минералами, морфологии, соотношению продуктов распада можно выделить три типа. К 1-му типу принадлежат мелкие (<100 мкм), идиоморфные зерна шпинелидов, образующие включения в оливине и клинопироксене, которые относятся к раннему парагенезису израндитов (рис. 8а–д). Эти зерна имеют пятнистую внутреннюю структуру, связанную с обособлениями фаз глиноземистого и железистого шпинелида ± ильменит, образовавшихся при распаде твердого раствора гиперсольвусного богатого Cr шпинелида. Содержание окиси хрома в глиноземистой и железистой фазах варьируется в интервале 12–27 мас. % Cr_2O_3, а TiO_2 2–5 мас. % (табл. 5). В количественном соотношении глиноземистая фаза доминирует над железистой или же они находятся примерно в равных отношениях (см. рис. 8а–д). Ко 2-му типу отнесены зерна шпинелидов, заключенные в керсутите (см. рис. 8е–ж). Морфология оксидов усложняется, они становятся менее идиоморфными. По сравнению с 1-м типом железистая фаза доминирует над глиноземистой, возрастает количество ильменита. В железистой фазе появляется дополнительный более тонкий распад с выделением ламелей герцинита, ильменита. Содержание хрома в фазах понижено до 2–10 мас. % Cr_2O_3, содержание TiO_2 такое же, как в фазах зерен 1-го типа (см. табл. 5). К 3-му типу относены более крупные (до 1.0–1.5 мм) интерстициальные агрегаты зерен, сложенных почти не содержащими Cr (менее 2 мас. % Cr_2O_3) магнетитом, герцинитом, ильменитом. Для большинства зерен магнетита характерно наличие обильных ламелей ильменита и герцинита или только ильменита, выделяющихся в два этапа (см. рис. 8з–и). На первом этапе обособлялись крупные ламели ильменита с небольшими изометричными зернами герцинита, на втором этапе – тонкие ламели ильменита совместно с такими же ламелями герцинита или без таковых. Магнетитовая фаза обогащена ванадием (до 2 мас. %, в редких случаях до 18 мас. % V_2O_5; см. табл. 5, ан. 21, 24, 33). Содержание титана остается на уровне 2–5 мас. % TiO_2. Ильменит, образующийся в процессе распада зерен шпинелидов всех типов, содержит 1–3 мас. % MgO, 0.5–1.0 мас. % MnO, до 1 мас. % Cr_2O_3 или V_2O_5 (см. табл. 5).

Наличие распада твердых растворов определило необходимость провести площадное сканирование в целях реконструкции их составов. Такие “восстановленные” составы зерен протошпинелидов приведены в табл. 6 и на рис. 9. Установлено, что зерна 1-го и 2-го типа соответствуют серии пикотит–титаномагнетит, в которой закономерно снижается содержание Cr_2O_3 от 27 до 1 мас. %, Al_2O_3 – от 30 до 7 мас. %, возрастает содержание TiO_2 от 1.3 до 18.2 мас. %. Составы шпинелидов зерен 3-го типа соответствовали серии титаномагнетит–ульвошпинель с вариациями TiO_2 от 11 до 25 мас. %, Al_2O_3 – от 2 до 8 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минералы подгруппы шпинели являются важными индикаторами составов горных пород и расплавов, условий их кристаллизации, формационной принадлежности и типов геодинамических режимов, в которых они формируются (Arai, 1994; Barnes, Roeder, 2001; и др.). В результате проведенных исследований в израндитах александровского комплекса впервые обнаружены шпинелиды с содержанием Cr_2O_3 более 25 мас. % и Cr/(Cr + Al) = = 0.65–0.80, которые образуют включения в минералах ранней ассоциации – оливине и клинопироксене. Они отнесены к 1-му типу оксидных минералов. Шпинелиды 2-го типа образуют включения либо срастаются с силикатами более поздней стадии кристаллизации пород, преимущественно с керсутитом. В среднем они характеризуются относительно низким содержанием хрома и более высоким содержанием титана. К 3-му типу отнесены ксеноморфные интерстициальные шпинелиды, образующие срастания с ильменитом. Благодаря этому стало возможным проследить эволюцию составов минералов подгруппы шпинели в процес-

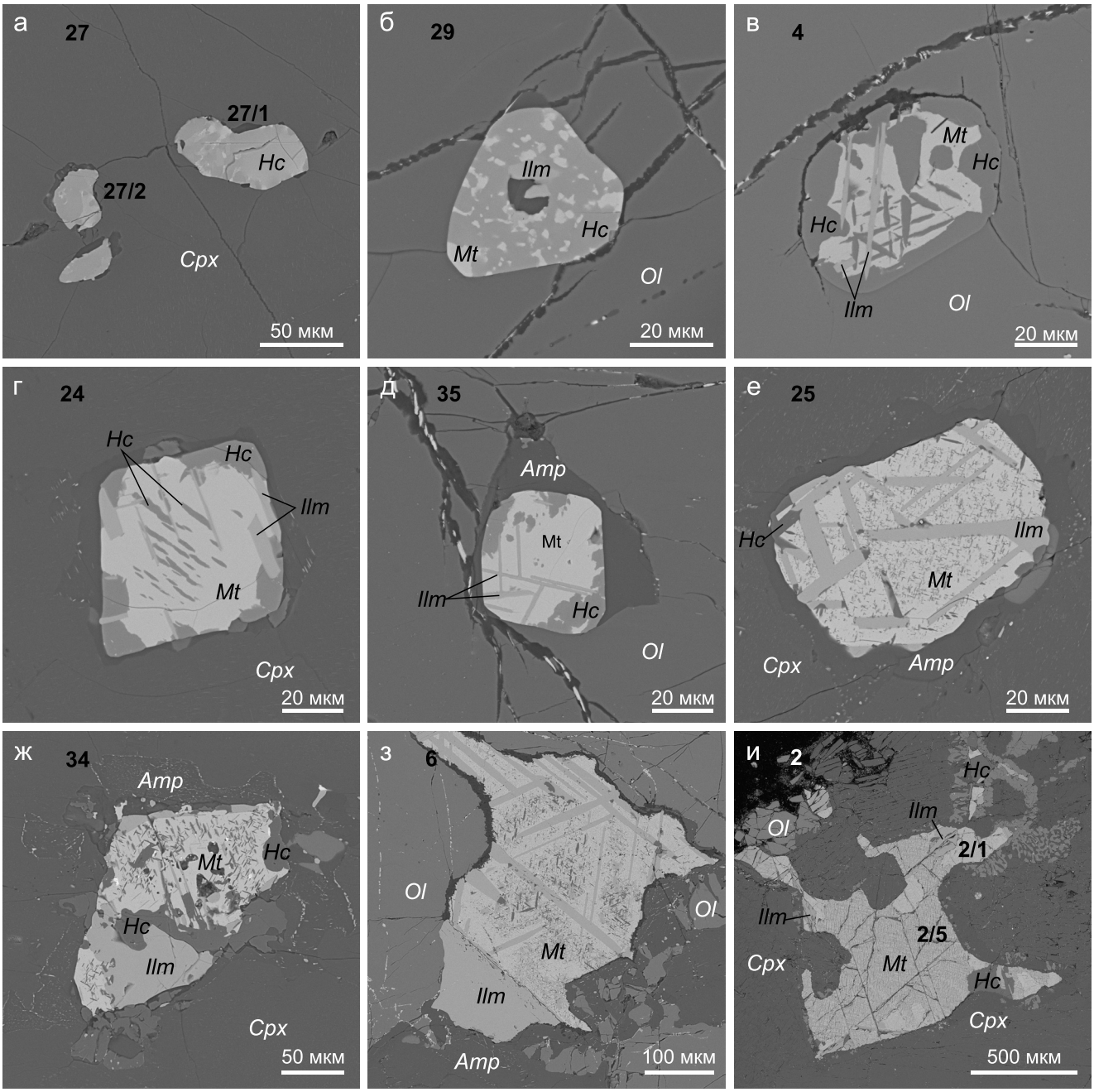

Рис. 8. Микрофотографии зерен шпинелидов.

а–д – шпинелиды 1-го типа; е, ж – шпинелиды 2-го типа; з, и – шпинелиды 3-го типа. Номера зерен соответствуют таковым в табл. 4, 5. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Hc* – герцинит, *Ilm* – ильменит, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин.

Fig. 8. Microphotographs of spinel grains.

а–д – spinel of type 1; е, ж – spinel of type 2; з, и – spinel of type 3. The grain number corresponds to the Table 4, 5. Abbreviations of minerals according to (Warr, 2021): *Amp* – amphibole, *Cpx* – clinopyroxene, *Hc* – hercynite, *Ilm* – ilmenite, *Mt* – magnetite, *Ol* – olivine.

се магматической кристаллизации. Сложностью на этом пути является наличие повсеместных распадов твердых растворов шпинелидов с образованием фаз, обогащенных алюминием (пикотита, герцинита), трехвалентным железом (титаномагнетита) и титаном (ильменита). Фигуративные точки таких фаз в структурах распада распределены вдоль поверхности реального сольвуса (рис. 10а) и не мо-

Таблица 5. Химические составы сосуществующих оксидных фаз, слагающих зерна протошпинелидов, мас. %

Table 5. The composition of coexisting oxide minerals in the primary spinel, wt %

№ п. п.	№ зерна	Тип	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма
1	27/1	1-й	0.79	2.16	20.81	26.00	0.53	44.08	0.00	4.46	0.00	98.82
2			0.60	3.22	6.61	21.08	0.84	58.83	0.00	2.33	0.00	93.51
3	28	1-й	0.50	0.58	26.19	23.89	0.65	42.10	0.27	3.48	0.84	98.46
4			0.48	3.10	3.60	15.49	1.25	69.24	0.00	0.95	0.00	94.11
5	29	1-й	0.56	0.43	27.98	23.58	0.56	40.77	0.28	3.85	0.87	98.85
6			0.49	4.03	3.13	12.90	1.37	69.47	0.41	0.73	0.00	92.52
7			0.53	49.84	0.00	1.02	0.60	42.90	0.74	2.31	0.00	97.94
8	30	1-й	0.58	0.42	28.02	23.81	0.42	40.80	0.56	3.89	0.95	99.44
9			0.49	4.03	3.13	12.90	1.37	69.47	0.41	0.73	0.00	92.52
10			0.53	50.29	0.00	0.98	0.00	42.98	0.69	2.49	0.00	97.96
11	35	1-й	0.49	0.26	38.39	19.30	0.00	33.21	0.00	6.33	0.97	98.95
12			0.41	3.48	3.77	14.21	0.78	70.32	0.00	1.15	0.00	94.11
13			0.00	50.71	0.00	0.79	0.00	43.68	0.89	2.54	0.00	98.61
14	24	1-й	0.57	0.57	36.59	18.01	0.30	35.63	0.00	5.37	0.00	97.02
15			0.59	4.48	4.32	12.22	0.99	71.14	0.12	0.94	0.00	94.80
16			0.52	50.51	0.00	0.71	0.80	43.01	0.69	2.40	0.00	98.65
17	26	2-й	0.44	0.32	46.11	10.55	0.00	33.11	0.00	6.21	0.80	97.79
18			0.61	3.46	2.86	7.93	0.90	76.52	0.00	0.76	0.00	93.28
19			0.49	50.62	0.00	0.00	0.00	44.43	0.75	1.57	0.00	97.85
20	4	2-й	0.00	0.31	46.54	10.59	0.37	30.77	0.33	6.02	3.38	98.30
21			0.59	5.83	2.79	7.78	2.47	71.48	0.40	0.79	0.00	92.14
22			0.45	49.25	0.69	1.37	0.00	44.90	0.66	1.45	0.00	98.77
23	22	2-й	0.69	0.38	52.66	6.00	0.33	30.15	0.00	7.88	0.97	99.06
24			0.59	1.07	1.58	4.75	2.10	81.72	0.00	0.30	0.00	92.11
25			0.68	50.69	0.00	0.00	0.00	44.00	0.80	1.67	0.00	98.10
26	34	2-й	0.57	1.83	55.51	5.05	0.00	25.35	0.00	11.22	1.00	100.53
27			0.44	1.87	1.46	4.72	1.75	81.48	0.00	0.50	0.00	92.22
28			0.47	52.20	0.00	0.00	0.00	42.87	0.97	2.26	0.00	98.77
29	25	2-й	0.52	0.42	57.79	1.79	0.00	27.51	0.00	9.43	1.04	98.50
30			0.60	3.27	1.76	1.46	1.44	84.00	0.00	0.44	0.00	92.95
31			0.34	51.85	0.00	0.00	0.00	44.33	0.78	1.67	0.00	99.23
32	6	3-й	0.60	0.76	58.78	0.97	0.30	26.88	0.00	9.27	3.46	101.02
33			0.52	5.33	2.39	1.02	2.31	81.58	0.00	0.00	0.00	93.16
34			0.38	51.41	0.00	0.00	0.00	45.10	0.82	1.28	0.00	99.00

Примечание. Номера зерен соответствуют таковым на рис. 8.

Note. Grain numbers correspond to their photographs in Fig. 8.

гут отражать первичный состав высокотемпературных шпинелидов. Решением данной проблемы служит измерение состава претерпевших распад шпинелидов по всей площади зерна.

Реконструированные таким образом составы шпинелидов характеризуются низкой магнезиальностью, которая только в редких случаях достигает величины 0.2–0.3. По соотношению магнезиальности и хромистости (рис. 10б) они не попадают ни в одно поле, установленное для различных типов ультраосновных пород, располагаясь в области нестабильных составов (Barnes, Roeder, 2001). Аналогичную позицию они занимают и на диаграмме Al–Cr–(Fe^{3+} + 2Ti), группируясь в области ниже линии реального хромшпинелевого сольвуса (см. рис. 10а).

Содержание оксида титана в богатых хромом шпинелидах израндитов варьируется от 1 до 5 мас. %, что существенно выше, чем в хромшпинелидах из фанерозойских массивов Урало-Аляскинского типа (Пушкарев, 2000). Между тем оно соответствует хромитам из докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов крупных изверженных провинций, связанных с расплавами плюмовой природы (Cawthorn et al., 1991; Barnes, Li, 1999; Barnes, Roeder, 2001; O'Driscoll et al., 2010; и др.).

Структуры распада твердого раствора в шпинелидах не являются чем-то уникальным, хотя встречаются довольно редко (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003, 2012; Krause et al., 2007; Ahmed et al., 2008; Luo et al., 2022; и др.). Это связано с тем, что во многих магматических породах основного (ба-

Таблица 6. Химические составы протошпинелидов по результатам сканирования площадок, мас. %

Table 6. The composition of primary spinel determined by area scanning, wt %

№ п. п.	№ зерна	Тип	Позиция	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	27/1	1-й	Cpx	0.70	1.30	20.07	26.35	0.43	42.23	0.00	4.69	95.77
2	27/2	1-й	*Cpx*	1.24	3.61	17.51	24.77	0.65	44.08	0.00	4.57	96.43
3	28/1	1-й	*Ol*	0.58	2.26	19.21	22.04	0.80	48.91	0.00	2.95	96.75
4	29	1-й	*Ol*	3.12	4.03	20.92	20.39	0.73	43.27	0.00	4.01	96.47
5	28/2	1-й	*Ol*	0.62	3.25	13.86	20.32	0.86	54.68	0.40	2.18	96.17
6	30	1-й	*Ol*	0.55	3.86	30.88	19.70	0.00	38.21	0.00	4.74	97.94
7	35	1-й	*Ol*	0.00	5.28	12.12	15.65	0.79	59.78	0.60	2.65	96.87
8	24	1-й	*Cpx*	0.59	7.84	11.93	12.71	0.79	60.68	0.50	2.47	97.51
9	26	2-й	*Cpx*	0.94	11.79	12.95	7.31	0.69	60.37	0.37	2.52	96.94
10	22/1	2-й	*Amp*	0.77	17.43	17.06	4.78	1.53	53.23	0.43	3.18	98.41
11	34	2-й	*Cpx*	1.57	15.36	15.72	4.57	1.09	54.47	0.43	4.78	97.99
12	22/2	2-й	*Amp*	1.43	21.68	11.91	4.09	1.04	54.44	0.49	2.96	98.04
13	22/3	2-й	*Amp*	1.18	13.50	10.01	3.88	1.62	62.41	0.00	2.52	95.12
14	22/4	2-й	*Amp*	1.23	15.91	10.61	3.22	1.32	62.51	0.00	2.61	97.41
15	22/5	2-й	*Amp*	0.68	17.95	8.96	2.71	0.93	62.92	0.39	2.33	96.87
16	25	2-й	*Cpx*	0.58	16.87	7.38	1.17	1.10	67.31	0.26	1.99	96.66
17	6	3-й	Мзп	0.56	21.83	6.41	0.73	1.57	63.93	0.41	1.80	97.24
18	2/1	3-й	Мзп	0.42	11.86	2.77	0.60	2.01	76.76	0.00	0.84	95.26
19	2/2	3-й	Мзп	0.28	12.42	2.84	0.53	1.90	76.31	0.22	0.73	95.23
20	2/3	3-й	Мзп	0.45	12.15	3.33	0.49	1.86	76.46	0.26	0.98	95.98
21	2/4	3-й	Мзп	0.53	12.40	2.04	0.49	2.07	76.62	0.26	0.77	95.18
22	2/5	3-й	Мзп	0.29	25.07	8.00	0.37	1.31	62.05	0.49	1.92	99.50
23	2/6	3-й	Мзп	0.35	24.62	8.17	0.35	1.45	62.59	0.34	1.98	99.85
24	2/7	3-й	Мзп	0.36	25.06	7.09	0.30	1.46	63.01	0.47	1.76	99.51

Примечание. Анализы: 1–21 – пикотит-титаномагнетитовый твердый раствор, 22–24 – ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор. Колонка “Позиция” характеризует расположение зерен шпинелидов в оливине (*Ol*), клинопироксене (*Cpx*), амфиболе (*Amp*), межзерновом пространстве (мзп).

Note. Analyses: 1–21 – picotite-titanomagnetite solid solution, 22–24 – ulvospinel-magnetite solid solution. The column “Position” characterizes the location of spinel grains in olivine (*Ol*), clinopyroxene (*Cpx*), amphibole (*Amp*), intergranular space (мзп).

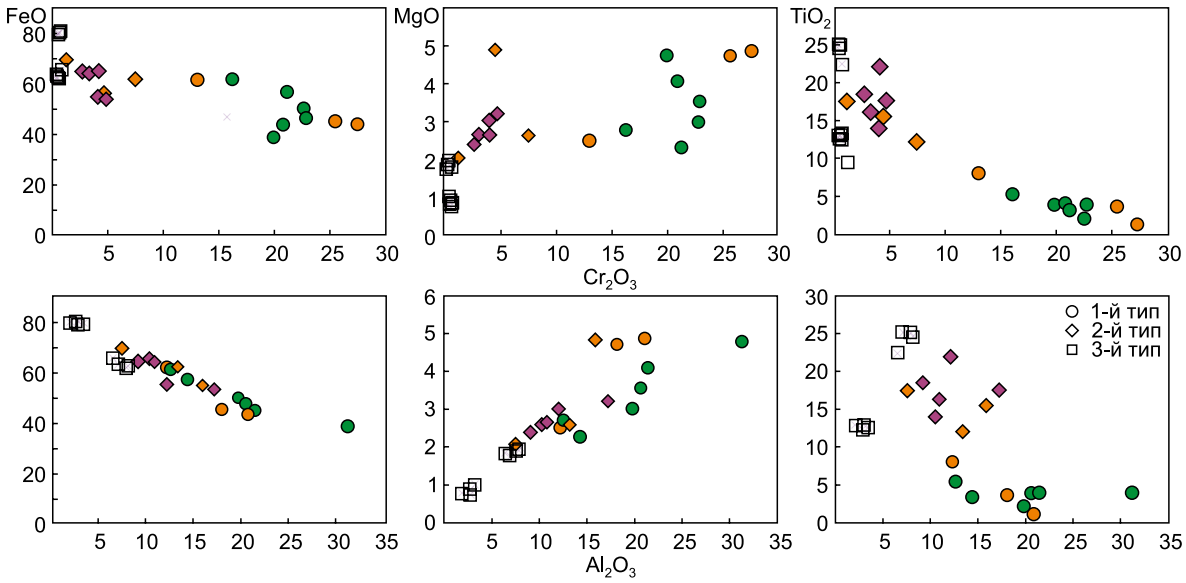

Рис. 9. Состав шпинелидов, определенный площадным сканированием.

Зеленым цветом показаны зерна, включенные в оливин, оранжевым – в клинопироксен, фиолетовым – в керсутит.

Fig. 9. The compositions of primary spinel determined by area scanning.

Green symbols – inclusions in olivine, orange – in clinopyroxene, violet – in kaersutite.

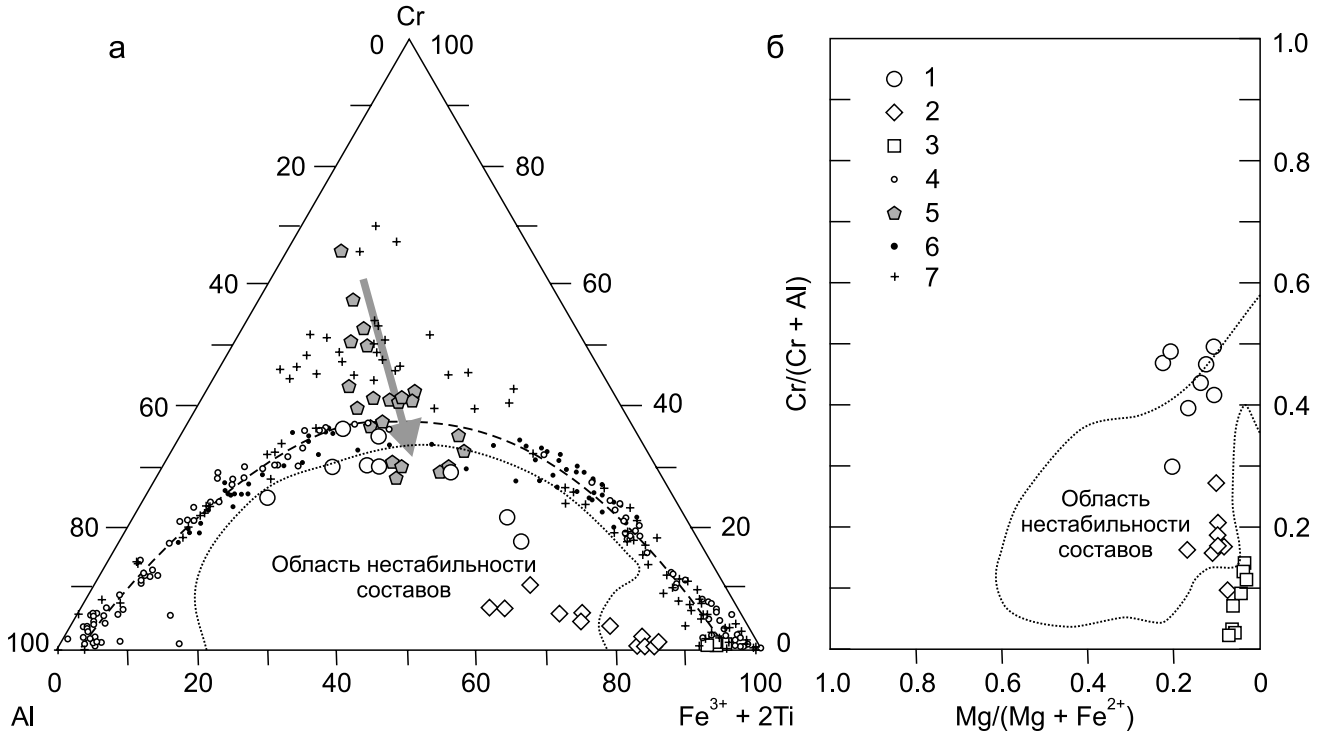

Рис. 10. Диаграммы Al–Cr–(Fe^{3+} + 2Ti) (а) и Mg/(Mg + Fe^{2+})–Cr/(Cr + Al) (б) для шпинелидов.

1–4 – шпинелиды израндитов: 1–3 – площадные составы зерен 1-, 2- и 3-го типа соответственно, 4 – составы фаз распада твердого раствора шпинелидов; 5, 6 – шпинелиды комплексов Урала-Аляскинского типа: 5 – акцессорные хромшпинелиды в дунитах (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003), 6 – продукты распада гиперсольвусных хромшпинелидов в дунитах, тылаитах, анкарамитах (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003; Пушкарев, Готтман, 2017; Пушкарев, Хиллер, 2017; Luo et al., 2022); 7 – составы шпинелидов из клинопироксенитов и анкарамитов Бирхинского массива в Приольхонье (Пушкарев и др., 2023). Стрелкой показан тренд кристаллизации хромшпинелидов в комплексах Урало-Аляскинского типа (Пушкарев, 2000). Пунктирной линией отмечен сольвус для изученных составов шпинелидов, близкий расчетному сольвусу при 600°C в равновесии с Fo_{80} (Sack, Ghiorso, 1991). Точечной линией показана область нестабильных составов (Barnes, Roeder, 2001).

Fig. 10. Diagram Al–Cr–(Fe^{3+} + 2Ti) (a) and Mg/(Mg + Fe^{2+})–Cr/(Cr + Al) (б) for spinels.

1–4 – israndite spinels: 1–3 – the composition of oxides, determined by area scanning, 1-, 2- and 3-type respectively, 4 – compositions of the phases of the decomposition of the solid solution of spinels; 5, 6 – spinels of the Ural-Alaska type complexes: 5 – accessory chromospinelides in dunites (Pushkarev, 2000; Garuti et al., 2003), 6 – decomposition products of hypersolvus chromospinelides in dunites and tilaites (Pushkarev, 2000; Garuti et al., 2003; Pushkarev, Gottman, 2017; Pushkarev, Khiller, 2017; Luo et al., 2022); 7 – composition of spinel from clinopyroxenite and ankaramite of the Birkhin massif in the Olkhon region (Pushkarev et al., 2023). The arrow shows the spinel crystallization trend in Ural-Alaskan-type complexes (Pushkarev, 2000). The dash line shows the solvus curve for the studied spinel compositions, which is close to the calculated solvus at 600°C in equilibrium with Fo80 (Sack, Ghiorso, 1991). The dotted line outlines the spinel gap (Barnes, Roeder, 2001).

зальты, габбро) и ультраосновного (пикриты, коматииты, бониниты) состава при их кристаллизации в хромшпинелидах преимущественно реализуется изоморфизм Cr↔Fe^{3+} или Cr↔Al. В результате тренды кристаллизации хромшпинелидов на диаграмме трехвалентных катионов не пересекают поверхность сольвуса (см. рис. 10а), позволяя фазам оставаться гомогенными. В случае котектического оливин-клинопироксенового фракционирования с участием высокохромистой шпинели в расплавах анкарамитового типа реализуется иной тренд, определяющийся изоморфизмом Cr↔(Fe^3 + Al). Такой тренд эволюционирует круто вниз от вершины хрома к стороне трехвалентное железо–алюминий, пересекая линию хромшпинелевого сольвуса. Благодаря этому составы шпинелидов, бедные Cr, но богатые Al и Fe^{3+}, с понижением температуры испытывают распад твердого раствора. В результате составы новообразованных фаз описывают кривую сольвуса. Такой тренд типичен для шпинелидов эффузивных анкарамитов и пород комплексов Урало-Аляскинского типа, особенно тылаитов (см. рис. 10), которые являются производными анкарамитовых магм (Della-Pasqua, Varne, 1997; Mossman, 2000; Пушкарев, 2000; Пушкарев и др., 2018, 2023).

Широко проявленные структуры распада твердого раствора и позиция реконструированных составов гиперсольвусных фаз шпинелидов в изран-

дитах александровского комплекса свидетельствуют о глубокой дифференциации первичного расплава, которая привела к смещению составов оксидов в область, в которой кристаллизующиеся при высокой температуре шпинелиды оказываются неустойчивы и распадаются на отдельные фазы при остывании. Наиболее вероятный механизм, обеспечивающий попадание кристаллизующихся оксидов в область нестабильности, в которой происходит их распад, является оливин-клинопироксеновое фракционирование, типичное для анкарамитов и комплексов Урало-Аляскинских типа. Это может свидетельствовать о сходстве механизма образования израндитов и тылаитов Платиноносного пояса Урала, с которыми израндиты близки по химическому составу и геохимическим особенностям. Высокотитанистая специфика шпинелидов александровского комплекса, вероятно, отражает особенности состава первичного расплава, связанного с плавлением метасоматически измененной мантии под влиянием плюма, существование которого предполагается в мезопротерозое на западном склоне Урала (Носова и др., 2012).

ВЫВОДЫ

В ходе исследования установлено, что оксидные минералы в израндитах александровского комплекса (гора Карандаш) формировались на всем протяжении магматической кристаллизации пород. Они образуют включения в оливине и клинопироксене, которые отвечают раннему этапу кристаллизации, в керсутите следующего этапа, а на завершающей стадии кристаллизации образуют ксеноморфные зерна в межзерновом пространстве, обусловливая сидеронитовую структуру породы. В зависимости от места в кристаллизационном ряду состав оксидных фаз меняется от шпинелида с Cr_2O_3 > 25 мас. % до титаномагнетита и ульвошпинели. Богатые хромом шпинелиды в израндитах александровского комплекса описаны впервые. Все изученные оксидные минералы имеют структуру распада твердого раствора с образованием фаз, обогащенных алюминием и трехвалентным железом, в которых хром распределен равномерно. Продукты распада твердого раствора распределяются вдоль поверхности реального сольвуса. Аналогичным образом происходит распад хромшпинелидов в ультрамафитах и тылаитах Платиноносного пояса Урала. Реконструированные составы первичных Cr-Al-Fe-Ti оксидов располагаются внутри области хромшпинелевого сольвуса, отражая высокотемпературный характер протофазы. Эта особенность является дополнительным доказательством сходства израндитов с тылаитами из комплексов Урало-Аляскинского типа, с которыми они близки по химическому составу и геохимическим особенностям. Высокотитанистый характер шпинелидов комплекса отражает особенности состава первичного расплава, формирование которого связано с плавлением в мезопротерозое метасоматически измененной мантии под влиянием плюма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ефимов А.А. (1984) Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 232 с.

Кориневский В.Г., Котляров В.А. (2009) Минералогия плагиоклаз-оливинового клинопироксенита (израндита) Урала. *Литосфера*, (4), 27-40.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. (2012) Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. *Петрология*, **20**(4), 392-428.

Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. (1968) О древнейшей глубинной породе Урала. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 200-209.

Плаксенко А.Н. (1989) Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 224 с.

Пушкарев Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 296 с.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2011) Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов – фрагменты древней платиноносной ассоциации? *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 215-219.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2017) Состав вкрапленников клинопироксена и включений хромшпинелида и титаномагнетита как индикаторы анкарамитовой природы порфировидных тылаитов Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале. *Вестн. Уральск. отд-я РМО*, (14), 107-118.

Пушкарев Е.В., Лавренчук А.В., Готтман И.А., Скляров Е.В. (2023) Кальциевые ультрамафиты, анкарамиты и клинопироксен-порфировые габбро Бирхинского массива в Приольхонье: решение проблемы первичного расплава и формирования интрузии. *Геология и геофизика*, **64**(9), 1279-1302. https://doi.org/10.15372/GiG2023126

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале. *Докл. АН*, **479**(4), 433-437. https://doi.org/10.7868/s0869565218100171

Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. (2017) От хромита до титаномагнетита – полный цикл кристаллизации оксидных минералов в интрузивных анкарамитах молостовского комплекса на Южном Урале. *Вестн. Уральск. отд-я РМО*, (14), 119-130.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Пыстин А.М. (1978) Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс. *Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 3-32.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2015) Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры. *Тр. Карельск. НЦ РАН*, (7), 3-18. https://doi.org/10.17076/geo163

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012) Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*, (5), 50-76.

Савельев Д.Е., Масагутов Р.Х., Сирота С.Н. (2022) Минералогические особенности и субсолидусные структуры израндитов Александровского комплекса. *Геол. вестн.*, (2), 30-47. https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-3

Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Главатских С.П. (2013) Титаномагнетит в породах израндит-клинопироксенитового комплекса массива горы Карандаш (Южный Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 293-295.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Тевелев А.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. (2015) Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 27-42.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. (1999) Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса. *Геохимия*, (4), 352-370.

Ahmed A.H., Helmy H.M., Arai S., Yoshikawa M. (2007) Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic-ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos*, **104**, 85-98. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.009

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.

Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**, 387-409. https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387

Barnes S., Li Z. (1999) Chrome spinel from the Jinchua Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People Republic of China. *Econ. Geol.*, **94**, 343-356. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.343

Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302. https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279

Barsdell M., Berry R.F. (1990) Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *J. Petrol.*, **31**, 747-777. https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.747

Candia M.A.F., Gaspar J.C. (1997) Chromian spinels in metamorphosed ultraafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goias, Brazil. *Mineral. Petrol.*, **60**, 27-40.

Cawthorn R.G., Wet M., Hatton C.J., Cassidy K.F. (1991) Ti-rich chromite from the Mount Ayliff Intrusion, Transkei: Further evidence for high Ti tholeiitic magma. *Amer. Miner.*, **76**, 561-573.

Della-Pasqua F.N., Varne R. (1997) Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt-inclusion approach. *Canad. Miner.*, **35**, 29l-312.

Eales H.V., Wilson A.H., Reynolds I.M. (1988) Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. *Miner. Depos.*, **23**, 150-157.

Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. *Ofiolity*, **37**(1), 27-53. https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i1.404

Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini P.F., Cabella R., Anikina E. (2003) Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). *Miner. Depos.*, **38**, 312-326.

Henderson P., Wood R.J. (1982) Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks – further evidence from the layered intrusion of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.*, **78**, 225-229.

Irvine T.N. (1977) Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new perspective. *Geology*, **5**, 273-277.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671. https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655

Krause J., Brügmann G.E., Pushkarev E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned maficultramafic complexes in the Central Ural Mountains. *Lithos*, **95**, 19-42. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.018

Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert C., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. *Amer. Miner.*, **82**, 1019-1037.

Loferski P.J., Lipin B.R. (1983) Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge District, Montana. *Amer. Miner.*, **68**(7-8), 777-789.

Luo Y., Su B.-X., Thakurta J., Xiao Y., Bai Y. (2022) Fluid-Induced Inhomogeneous Cr-spinel in Dunite and Wehrlite from the Duke Island Complex, Southeastern Alaska. *Minerals*, **12**(6), 717. https://doi.org/10.3390/min12060717

Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.

Mossman D.J. (2000) High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland. *Canad. Miner.*, **38**, 191-216. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.191

Muir J.E., Naldrett A.J. (1973) A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. *Canad. Miner.*, **11**, 930-939.

O'Driscoll B., Emeleus C.H., Donaldson C.H., Daly J.S. (2010) Cr-spinel seam petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *J. Petrol.*, **51**, 1171-1201. https://doi.org/10.1093/petrology/egq013

Sack R.O., Ghiorso M.S. (1991) An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-ti-

tanomagnetite-aluminate spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 474-505.

Tamura A., Arai S. (2004) Inhomogeneous spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: Variations of spinel unmixing texture and chemical composition. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **48**(1-2), 9-29.

Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Zakrezewski M.A. (1989) Chromian spinels from Kusa, Bergslagen, Sweden. *Amer. Miner.*, **74**, 448-455.

REFERENCES

Ahmed A.H., Helmy H.M., Arai S., Yoshikawa M. (2007) Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic-ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos*, **104**, 85-98. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.009

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.

Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**, 387-409. https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387

Barnes S., Li Z. (1999) Chrome spinel from the Jinchua Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People Republic of China. *Econ. Geol.*, **94**, 343-356. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.343

Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302. https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279

Barsdell M., Berry R.F. (1990) Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *J. Petrol.*, **31**, 747-777. https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.747

Candia M.A.F., Gaspar J.C. (1997) Chromian spinels in metamorphosed ultraafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goias, Brazil. *Mineral. Petrol.*, **60**, 27-40.

Cawthorn R.G., Wet M., Hatton C.J., Cassidy K.F. (1991) Ti-rich chromite from the Mount Ayliff Intrusion, Transkei: Further evidence for high Ti tholeiitic magma. *Amer. Miner.*, **76**, 561-573.

Della-Pasqua F.N., Varne R. (1997) Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt-inclusion approach. *Canad. Miner.*, **35**, 291-312.

Eales H.V., Wilson A.H., Reynolds I.M. (1988) Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. *Miner. Depos.*, **23**, 150-157.

Efimov A.A. (1984) Gabbro-hypermafic complexes of the Urals and the problem of ophiolites. Moskow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)

Fershtater G.B., Bea F., Pushkarev E.V., Garuti G., Montero P., Zaccarini F. (1999) New data on the geochemistry of the Urals Platinum Belt: Contributions to the understanding of petrogenesis. *Geokhimiya*, (4), 352-370. (In Russ.)

Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. *Ofiolity*, **37**(1), 27-53. https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i1.404

Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini P.F., Cabella R., Anikina E. (2003) Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). *Miner. Depos.*, **38**, 312-326.

Henderson P., Wood R.J. (1982) Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks – further evidence from the layered intrusion of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.*, **78**, 225-229.

Irvine T.N. (1977) Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new perspective. *Geology*, **5**, 273-277.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671. https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655

Korinevskii V.G., Kotlyarov V.A. (2009) Mineralogy of plagioclase–olivine clinopyroxenite (izrandite) of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (4), 27-40. (In Russ.)

Krause J., Brügmann G.E., Pushkarev E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned maficultramafic complexes in the Central Ural Mountains. *Lithos*, **95**, 19-42. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.018

Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert C., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. *Amer. Miner.*, **82**, 1019-1037.

Loferski P.J., Lipin B.R. (1983) Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge District, Montana. *Amer. Miner.*, **68**(7-8), 777-789.

Luo Y., Su B.-X., Thakurta J., Xiao Y., Bai Y. (2022) Fluid-Induced Inhomogeneous Cr-spinel in Dunite and Wehrlite from the Duke Island Complex, Southeastern Alaska. *Minerals*, **12**(6), 717. https://doi.org/10.3390/min12060717

Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.

Mossman D.J. (2000) High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland. *Canad. Miner.*, **38**, 191-216. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.191

Muir J.E., Naldrett A.J. (1973) A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. *Canad. Miner.*, **11**, 930-939.

Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic within-plate igneous province of the western Urals: Main petrogenetic rocs types and their origin. *Petrology*, **20**(4), 356-390 (translated from *Petrologiya*, 41(2), 392-498).

O'Driscoll B., Emeleus C.H., Donaldson C.H., Daly J.S. (2010) Cr-spinel seam petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *J. Petrol.*, **51**, 1171-1201. https://doi.org/10.1093/petrology/egq013

Ovchinnikov L.N., Dunaev V.A. (1968) About the oldest deep-seated rocks of the Urals. *Deep body of the Urals*. Moskow, Nauka Publ., 200-209. (In Russ.)

Plaksenko A.N. (1989) Typomorphism of accessory Cr-spinels of ultramafic-mafic igneous formations. Voronezh, Voronezh University Publishing House, 224 p. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)

Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (the Middle Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 296 p. (In Russ.)

Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2017) Composition of clinopyroxene phenocrysts and chrome-spinel and titanomagnetite inclusions as indicators of ankaramite nature of porphyritic tilaites of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif in the Middle Urals. *Vestnik Ural'skogo Otdeleniya RMO*, (14), 107-118. (In Russ.)

Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2011) Olivine clinopyroxenites and izrandites (tylaites) of the Aleksandrovsky and Ufaleysky metamorphic complexes – fragments of an ancient platinum-bearing association? *Tectonics, ore deposits and the deep structure of the earth's crust*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 215-219. (In Russ.)

Pushkarev E.V., Khiller V.V. (2017) From chromite to titanomagnetite – a complete crystallization cycle of oxide minerals in intrusive ankaramites of the Molostovsky complex in the Southern Urals. *Vestnik Ural'skogo Otdeleniya RMO*, (14), 119-130. (In Russ.)

Pushkarev E.V., Lavrenchuk A.V., Gottman I.A., Sklyarov E.V. (2023) Calcium-rich ultramafites, ankaramites and clinopyroxene-porphyric gabbros of the Birkhin massif in the Olkhon region: Solving the problem of primary melt and formation of intrusion. *Geol. Geofiz.*, **64**(9), 1279-1302. (In Russ.) https://doi.org/10.15372/GiG2023126

Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A., Degtyarev K.E., Kamenetskii V.S. (2018) Ankaramites: A new type of high-magnesian and high-calcium primitive melt in the Magnitogorsk island-arc zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 463-467 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **479**(4), 433-437). https://doi.org/10.7868/s0869565218100171

Pystin A.M. (1978) Aleksandrovsky gneiss-amphibolite complex. *Volcanism, metamorphism and ferruginous quartzites framing the Taratash complex*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 3-32. (In Russ.)

Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2015) Archean and Paleoproterozoic history of rock metamorphism in the Urals crustal segment. *Tr. Karel'skogo NTs RAN*, (7), 3-18. (In Russ.) https://doi.org/10.17076/geo163

Ronkin Yu.L., Sindern S., Lepikhina O.P. (2012) Isotope geology of the oldest Southern Urals formations. *Lithosphere (Russia)*, (5), 50-76. (In Russ.)

Sack R.O., Ghiorso M.S. (1991) An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 474-505.

Savel'ev D.E., Masagutov R.Kh., Sirota S.N. (2022) Mineralogical features and subsolidus structures of the izrandites of the Alexander complex. *Geol. Vestnik*, (2), 30-47. (In Russ.) https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-3

Stepanov A.I., Ronkin Yu.L., Glavatskikh S.P. (2013) Titanomagnetite in rocks of the izrandite-clinopyroxenite complex of the Karandash Mountain massif (Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 293-295. (In Russ.)

Tamura A., Arai S. (2004) Inhomogeneous spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: Variations of spinel unmixing texture and chemical composition. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **48**(1-2), 9-29.

Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Tevelev Ark.V., Khotylev A.O., Moseichuk V.M., Petrov V.I. (2015) New data on the isotope age of the Taratash and Aleksandrovsky metamorphic complexes (Southern Ural). *Vestn. Moskovskogo Un-ta. Ser. 4. Geol.*, (1), 27-42. (In Russ.)

Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Zakrezewski M.A. (1989) Chromian spinels from Kusa, Bergslagen, Sweden. *Amer. Miner.*, **74**, 448-455.

Авторский указатель за 2024 г.

Autor's Index for 2024

ЛИТОСФЕРА Том 24 № 6

Ноябрь–Декабрь 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 129 Дата выхода в свет 26.12.2024 Усл. печ. л. 21,75 Уч.-изд. л. 21,75

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 24 No. 6

November–December 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate El No. FS77-87191 from April 27, 2024
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 129 Signed in print 26.12.2024 Cond. print. sh. 21,75 Found.-publ. sh. 21,75

Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110