

Вестник Московского университета

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 2 · 2021 · МАРТ–АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Куликов В.А., Ионичева А.П., Лубнина Н.В., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Новые магнитотеллурические данные для зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии	3
Плюснин А.В., Копаевич Л.Ф. Секвенс-стратиграфия верхнего венда для северо-востока Непско-Ботубинской антеклизы Сибирской платформы (на основе изучения керна скважин и анализа данных ГИС)	11
Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Казуров М.Д. Литолого-geoхимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба	20
Никулин И.И., Самсонов А.А., Кузнецов М.В. Кольцевые структуры Норильского металлогенического района в нейросетевом кластерном анализе площадных геофизических данных	34
Наугольных С.В., Кирилишина Е.М., Исаев В.С. Новые данные о пермских растениях Печорского угольного бассейна (по материалам коллекции Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова) в контексте коэволюции растений и насекомых .	46
Богуславский М.А., Бурмистров А.А. Предварительные исследования для разработки методики прогнозирования и оценки продуктивного сульфидного оруденения норильского типа с использованием поляризационно-оптического и петрофизического методов (на примере Талнахского месторождения)	55
Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Семенов С.В., Корнеев С.И. Мончегорский интрузив: реконструкция (состав исходной магмы, расплава, P - T состояние, мощность интрузива)	64
Спирионов Э.М. Голотип высоцкита — метаморфогенно-гидротермальный высоцкит (Pd, Ni)S из месторождения Норильск-1	79
Сандалов Ф.Д., Щипалкина Н.В., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Бритвин С.Н., Сидоров Е.Г. Кристобалит и тридимит из отложений фумаролы Арсенатная (вулкан Толбачик, Камчатка, Россия)	87
Дроздова О.Ю., Карпухин М.М., Думцев С.В., Лапицкий С.А. Формы металлов в воде и донных отложениях р. Малая Сеньга (Владимирская область)	97
Фаттоев У.Б., Брушков А.В., Кошурников А.В., Гунар А.Ю. Морозное пучение и пучинистость грунтов на трассе проектируемой железной дороги Москва–Казань	104

CONTENTS

Kulikov V.A., Ionicheva A.P., Lubnina N.V., Shustov N.L., Yakovlev A.G. New magnetotelluric data in the suture zone of Fennoscandia and Sarmatia	3
Plyusnin A.V., Kopaevich L.F. Sequence stratigraphy of the Upper Vendian of the North-East of the Nepk-Botubinskaya anteclide of the Siberian platform (based on studying boreholes core and Aliza gis)	11
Gabdullin R.R., Puzik A.Yu., Merenkova S.I., Migranov I.R., Badulina N.V., Ivanov A.V., Kazurov M.D. Lithological and geochemical characteristics and paleoclimatic conditions of the origin of Upper Cretaceous deposits of the epicontinental basin of the Russian plate in the region of the Ulyanovsk-Saratov foredeep	20
Nikulin I.I., Samsonov A.A., Kuznetsov M.V. Ring structures of the Norilsk metallogenetic district in neural network cluster analysis of geophysical data	34
Naugolnykh S.V., Kirilishina E.M., Isaev V.S. New data on Permian plants of the Pechora coal basin in context of plants and insects coevolution (The collection of the Earth Science Museum of Lomonosov Moscow State University)	46
Boguslavskiy M.A., Burmistrov A.A. Preliminary research on developing the methodology for predicting and estimation of productive sulfide mineralization of the Norilsk type using polarizing-optical and petrophysical methods (on the example of the Talnakh Deposit)	55
Semenov V.S., Koptev-Dvornikov E.V., Semenov S.V., Korneev S.I. Reconstruction of the Monchegorsk layered intrusion (assessing the composition of the original magma and the condition of its kristallization)	64
Spiridonov E.M. Vysotskite holotype as metamorphogenic-hydrothermal vysotskite (Pd,Ni)S from the Norilsk-I deposit	79
Sandalov F.D., Schipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Sidorov E.G. Cristobalite and tridymite from deposits of the Arsenatnaya fumarole (Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia)	87
Drozdova O.Yu., Karpukhin M.M., Dumtsev S.V., Lapitsky S.A. Formes of metals in water and bottom sediments of the Malaya Senga river (Vladimir region) ..	97
Fattoev U.B., Brouchkov A.V., Koshurnikov A.V., Gunar A.Yu. Frost heave and frost susceptibility of soils on the projected railway Moscow–Kazan	104

УДК 550.837.211

В.А. Куликов¹, А.П. Ионичева², Н.В. Лубнина³, Н.Л. Шустов⁴, А.Г. Яковлев⁵

НОВЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИИ И САРМАТИИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
ООО «Северо-Запад», 117545, Москва, 11-й Дорожный проезд, домовладение 9, стр. 1, офис 2

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
LLC "North-West", 117545, Moscow, 1-st Dorozhny proyezd, 9, bd. 1, ofis 2

Представлены результаты работ методом магнитотеллурического зондирования, которые были проведены в 2020 г. по профилю г. Ржев—г. Великие Луки, в зоне сочленения трех сегментов докембрийской коры Восточно-Европейской платформы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. По результатам работ в центральной части профиля выявлена аномальная зона повышенной проводимости в коре. Коровый проводник слабо выражен на компонентах теллурического тензора за счет экранирующего влияния проводящего осадочного чехла, поэтому основной упор при качественном анализе данных и инверсии сделан на магнитовариационных параметрах.

По результатам двумерной инверсии, проведенной в программе А.Е. Каминского ZOND MT2D, на геоэлектрической модели выделена субвертикальная зона пониженных значений удельного сопротивления в коре, которая предположительно связана с зоной палеосубдукции Белорусской океанической плиты.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, коровые аномалии электропроводности, 2D обратные задачи.

Presents the results of magnetotelluric soundings acquired in 2020 along the profile Rzhev—Velikie Luki, in the suture zone of three parts of Precambrian crust of East European platform: Fennoscandia, Sarmatia and Volga-Ural. In the central part of the profile, anomaly zone of increased conductivity in the crust was revealed. The crust conductor is weakly expressed on the components of the telluric tensor due to the screening effect of the conductive sedimentary cover; therefore, the focus in the qualitative analysis of data and inversion was made on magnetovariational parameters.

According to the results of two-dimensional inversion carried out in the program of A.E. Kaminsky ZOND MT2D, on the geoelectric model a subvertical zone of low resistivity in the crust is identified, which is probably associated with the paleosubduction zone of the Belarusian Ocean Plate.

Key words: magnetotellurics, MT-surveys, crustal high-conductive anomalies, resistivity image, 2D inversion.

Введение. Согласно современным представлениям Восточно-Европейский кратон, представляющий собой фундамент одноименной платформы, состоит из трех сегментов — Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии, имевших разные строение и историю формирования как в архее, так и в раннем протерозое [Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2016]. Границы этих сегментов четко маркируются мезо-неопротерозойскими Волыно-Оршанским, Среднерусским и Пачелмским авлакогенами, которые определенно унаследовали главные коллизионные швы раннего протерозоя.

Они сходятся в центре кратона в районе Смоленска, где Среднерусский авлакоген замыкается Нелидовским (а также Торжокским) блоком, и распадаются на серию отдельных грабенов. Волыно-Оршанская впадина продолжает авлакоген на юго-запад.

Эти авлакогены четко выражены протяженными линейными аномалиями гравитационного [Wybraniec et al., 1998] и магнитного полей [Bogdanova et al., 1996], дискордантных на границах сегментов. Сегмент Фенноскандия выделяется сочетанием блоков и поясов с разными интенсивно-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: vic@nw-geophysics.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; ООО «Северо-Запад», геофизик; e-mail: yaroslavtseva.anna@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: natalia.lubnina@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, науч. с.; e-mail: nickshus@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, канд. физ.-мат. н., доцент; e-mail: mail@nw-geo.ru

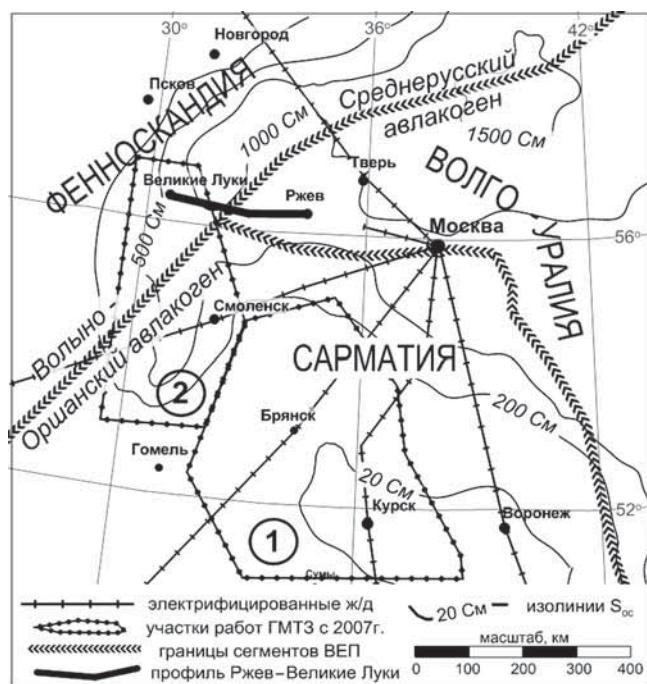


Рис. 1. Положение профиля ГМТЗ Ржев–Великие Луки

стью магнитного поля и простиранием магнитных аномалий. Как правило, блоки с пониженной намагниченностью ограничены сравнительно узкими поясами высокоградиентных аномалий и связаны с палеопротерозойскими зонами деформаций [Bogdanova et al., 2016].

В качестве зоны сочленения Фенноскандии и Волго-Сарматии рассматривается Среднерусский или Центральнорусский складчатый пояс, который маркируется Среднерусским авлакогеном [Bogdanova et al., 1996]. Этот пояс выделен на основании геофизических данных [Ercinchev, Milshtein, 1993] и перекрыт мощным осадочным чехлом (до 5 км) Московской синеклизы. До настоящего времени вопросы его строения и тектонических условий формирования остаются открытыми [Цыганов, 2002; Богданова и др., 2004; Гарецкий и др., 2018].

Зимой 2020 г. в рамках проведения факультативной практики со студентами-геофизиками геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в зоне сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии были выполнены пятикомпонентные магнитотеллурические/магнитовариационные (МТ/МВ) зондирования по 200-километровому профилю Ржев–Великие Луки (рис. 1). Для регистрации МТ- поля использованы современные отечественные магнитотеллурические станции МЭРИ–ПРО (производства ООО «Северо-Запад», Москва). Средняя продолжительность записи МТ- поля на точках измерений составляла 20–24 час, что в условиях изучаемого геоэлектрического разреза отвечает глубинности зондирования около 100 км. Синхронная регистрация МТ- поля одновременно на 4 точках, расположенных в разных концах профиля, позволила использовать обработ-

ку *remote* для борьбы с локальными электромагнитными помехами. Для расчета горизонтального магнитного тензора (ГМТ) использованы данные Киевской магнитной обсерватории и магнитной обсерватории, расположенной на учебно-научном полигоне геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в д. Александровка (Калужская область).

Обзор магнитотеллурических работ последних лет. Отдельные сегменты Восточно-Европейской платформы (ВЕП) слабо изучены или практически не изучены глубинными геофизическими методами, такими, как ГСЗ, МОВ–ОГТ или МТЗ, это относится и к зоне сочленения трех крупнейших сегментов ВЕП — Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. В рассматриваемом районе работы выполняли по отдельным профилям МОВ–ОГТ еще во времена СССР, а магнитотеллурические измерения до середины 2000-х гг. были представлены низкочастотными МТ-исследованиями, выполнеными на территории Белоруссии по профилю Лоев–Усвяты (в объеме 105 фактических точек), а также по опорному профилю 1–ЕВ.

В последнее десятилетие работы методом ГМТЗ на ВЕП активизировались. В период с 2007 по 2014 г. группой KIROVOGRAD, объединившей ученых из МГУ имени М.В. Ломоносова, ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Института геофизики имени Субботина УАН, были проведены площадные работы ГМТЗ на северо-западном склоне Воронежской антиклизы (рис. 1). Объектами исследования группы KIROVOGRAD были коровье Кировоградско-Барятинская и Курская аномалии электропроводности, связанные с шовными зонами, разделяющими крупные архейские и протерозойские блоки Сарматии. К этим сутурным зонам приурочены крупнейшие железорудные и урановые месторождения Криворожской и Курской рудных провинций. По итогам 3D-инверсии ГМТ-данных построена трехмерная геоэлектрическая модель северного склона Воронежской антиклизы, оценены глубина залегания, суммарная проводимость проводника [Куликов и др., 2018; Варенцов, 2011].

В 2018 г. сотрудниками ЦГЭМИ ИФЗ РАН, ГИН РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова была организована рабочая группа SMOLENSK для продолжения в северном и северо-западном направлениях работ ГМТЗ, выполненных в рамках изучения Кировоградско-Барятинской аномалии. За 2018 и 2019 гг. выполнено (рис. 1) 39 синхронных МТ/МВ зондирований [Варенцов, 2020], планируется выполнить еще до 20 синхронных зондирований на периферии Оршанской глубинной аномалии.

Материалы и методы исследований. Геоэлектрическая обстановка и помехи. Чувствительность магнитотеллурических параметров к коровым неоднородностям удельного сопротивления коренным образом зависит от суммарной продольной проводимости осадочного чехла (S_{oc}). Наличие

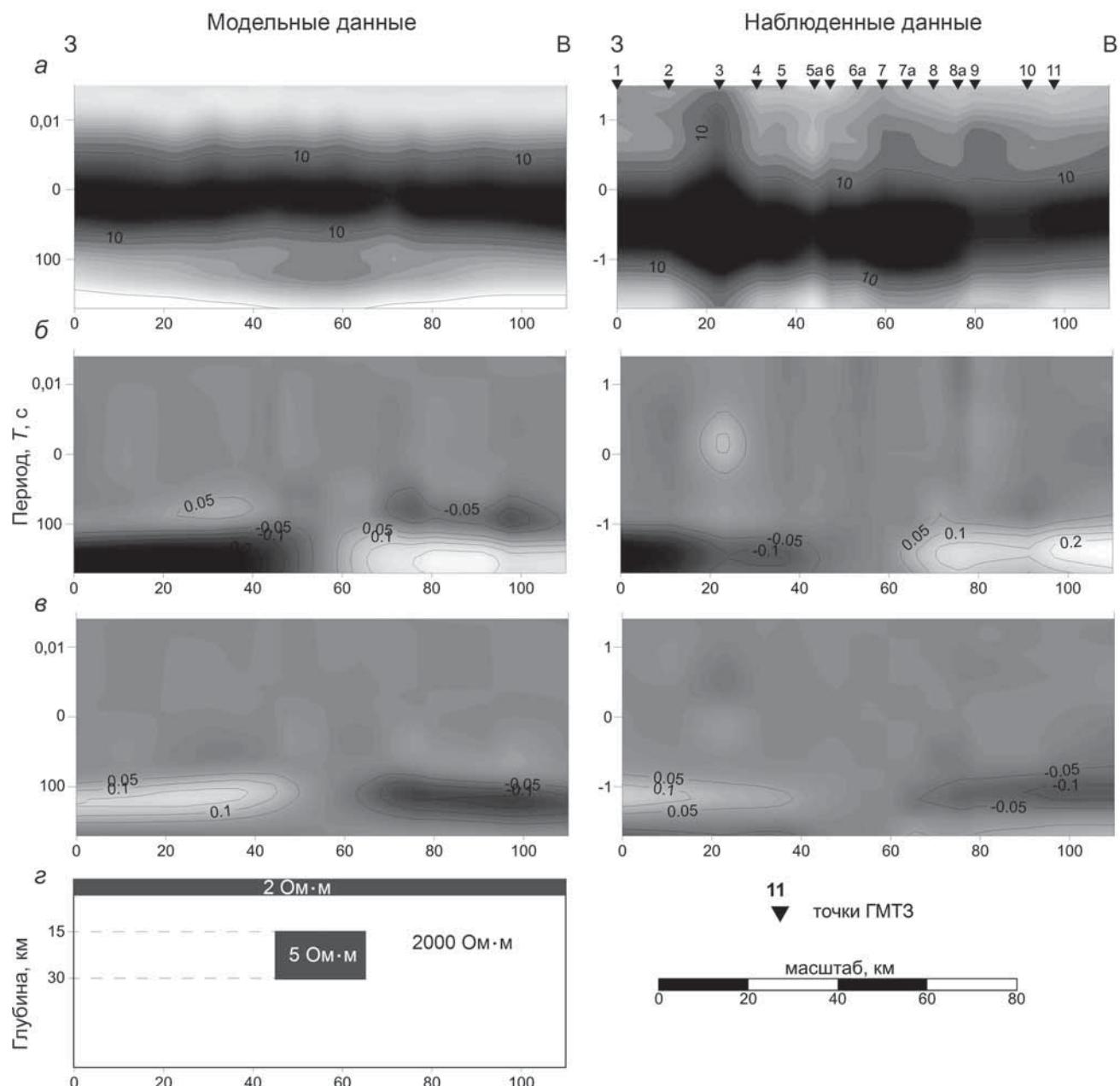


Рис. 2. Псевдоразрезы: *а* — продольной компоненты ρ_k ; *б* — реальной части W_{zx} ; *в* — мнимой части W_{zy} по модельным и экспериментальным данным; *г* — модель № 1

мощного проводящего чехла препятствует изучению геоэлектрической структуры консолидированной коры.

Высокое качество результатов, полученных при изучении Кировоградско-Барятинской аномалии коровой электропроводности на северо-западном склоне Воронежской антеклизы (ВА), во многом обеспечено низкими значениями S_{oc} на площади работ (30–80 См). Профиль Ржев–Великие Луки находится на границе Московской синеклизы и Оршанской впадины в менее благоприятной обстановке, где мощность осадочных отложений составляет 200–1500 м, а их суммарная проводимость превышает 1000 См (рис. 1). При таких условиях акцент необходимо делать на магнитовариационных параметрах — компонентах

матрицы Визе (W_{zx} , W_{zy}) и горизонтального магнитного тензора (M), которые меньше подвержены экранированию приповерхностным проводником, что ярко иллюстрируют простые модельные расчеты (рис. 2).

Модель № 1 (рис. 2, *г*) — проводящее прямоугольное тело размером 15×20 км ($\rho=5$ Ом·м), имитирующее коровый проводник, расположенный в высокоомной литосфере ($\rho=1000$ Ом·м). В модели присутствует приповерхностный слой осадочных пород с низким сопротивлением ($\rho=2$ Ом·м).

Над моделью № 1 приведены псевдоразрезы трех рассчитанных МТ-параметров: продольной компоненты кажущегося сопротивления ρ_k^{\parallel} , наиболее чувствительной к проводнику (рис. 2, *а*); а также реальной (рис. 2, *б*) и мнимой (рис. 2, *в*)

составляющих поперечной компоненты матрицы Визе ($Re W_{zy}$, $Im W_{zy}$).

Компоненты матрицы Визе ярко реагируют на присутствие в разрезе глубинного проводника, создавая положительные и отрицательные контрастные аномалии по его разные стороны на периодах >100 с. Характер псевдоразреза ρ_k^{\parallel} определяется параметрами приповерхностного проводника и отражает практически горизонтальнослоистый разрез. Рядом с модельными расчетами приведены экспериментальные данные в виде псевдоразрезов тех же компонент, которые показывают, что на профиле Ржев–Великие Луки мы имеем дело именно с такой геоэлектрической моделью (рис. 2).

Наиболее интенсивные помехи в электрическом поле, носящие региональный характер на территории ВЕП, связаны с электрифицированными железными дорогами. Практически все железные дороги, расходящиеся от Москвы по радиальным направлениям, электрифицированы на расстояние до 500–600 км от столицы, за исключением дороги Москва–Рига. Ее электрифицированная часть заканчивается в районе г. Волоколамск (на расстоянии 120 км от Москвы). Это создает благоприятную, с точки зрения уровня помех, обстановку для проведения магнитотеллурических работ вдоль дороги Москва–Рига (рис. 1). Менее интенсивные помехи локального характера связаны в районе г. Ржев с пересечением крупнейшего газопровода Ямал–Европа, находящегося под катодной защитой, а также с высоковольтными и местными линиями электропередач и с городской инфраструктурой. Все точки измерений были расположены вдоль автомобильной трассы М-11 (Москва–Рига) на расстоянии не менее 1 км от дороги для уменьшения влияния вибрации на индукционные датчики. Расстояние между точками ГМТЗ составляло около 10 км. На участке г. Нелидово–г. Западная Двина, где выявлено аномальное поведение МТ-параметров, шаг между точками зондирований составил около 5 км.

Аппаратура, методика, обработка материалов. Для регистрации МТ- поля в диапазоне частот от 0,0001 до 1000 Гц использована аппаратура «МЭРИ–ПРО» производства ООО «Северо-Запад» (Москва). Индукционные датчики магнитного поля IMS-10 разработаны в компании ВЕГА (Санкт-Петербург). Приемные линии MN длиной 40 м и датчики поля раскладывались по магнитному меридиану и широте. Обработку записей МТ- поля осуществляли с помощью программы EPI–KIT, разработанной в ООО «Северо-Запад». Суточную запись проводили синхронно 4 станции, которые были расположены на разных участках профиля. Это позволило использовать обработку *remote* для борьбы с локальными электромагнитными помехами. Для расчета горизонтального магнитного тензора M использованы данные

Киевской магнитной обсерватории и магнитной обсерватории, расположенной на учебно-научном полигоне геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в д. Александровка (Калужская область).

Качество полученных данных оценивали в программе QC–QA (ООО «Северо-Запад»). Удовлетворительное качество наблюдается на восточном и западном краях профиля при приближении к городам Ржев и Великие Луки. В центре профиля качество данных преимущественно хорошее (рис. 3).

Обработка на соседние рядовые точки позволила в отдельных случаях повысить качество частотных зависимостей компонент импеданса, особенно в области высоких значений частоты и мертвого магнитотеллурического диапазона (рис. 3).

Результаты исследований и их обсуждение. **Качественный анализ данных.** Типичные кривые кажущегося сопротивления, фазы импеданса и компоненты матрицы Визе в виде сплайнов приведены на рис. 4. На флангах профиля кривые ρ_k имеют тип НК, а значения модуля W_{zy} (широтная компонента, чувствительная к проводникам субмеридионального азимута) не превышают 0,2, с максимумом на периоде около 850 с. Суммарная продольная проводимость осадков (S_{oc}), оцененная по асимптотам эффективных кривых ρ_k , увеличивается от 750 до 1250 См в западном направлении от г. Ржев до г. Великие Луки.

В центре профиля, в районе городов Западная Двина и Нелидово, на кривых ρ_k наблюдается появление широтного минимума с неярко выраженным двумя экстремумами, а суммарная проводимость S_{oc} увеличивается до 2000 См (рис. 4, a). На псевдоразрезах кажущегося сопротивления и фаз импеданса наблюдается практически горизонтальнослоистый разрез с незначительными колебаниями мощности верхнего проводника (рис. 2).

Минимум на кривых $Re W_{zy}$ на точках 06, 06а и 07 и смена знака низкочастотного максимума (рис. 4, b) свидетельствуют о пересечении на этом участке глубинного субмеридионального проводника. Максимальные положительные (+0,25) и отрицательные (−0,26) значения $Re W_{zy}$ на периоде 600 с фиксируются на точках ГМТЗ № 12 и 01 соответственно. Смена знака на вещественной и мнимой компонентах W_{zy} хорошо иллюстрируется псевдоразрезами этих компонент (рис. 2).

Еще один наглядный способ представления компонент матрицы Визе – вещественные и мнимые индукционные векторы (типперы), которые направлены от проводящих структур. Основное направление векторов на периоде 500 с – южное (рис. 5). Это связано с тем, что к северу от линии профиля находятся крупные отрицательные структуры ВЕП, характеризующиеся большими значениями суммарной продольной проводимости

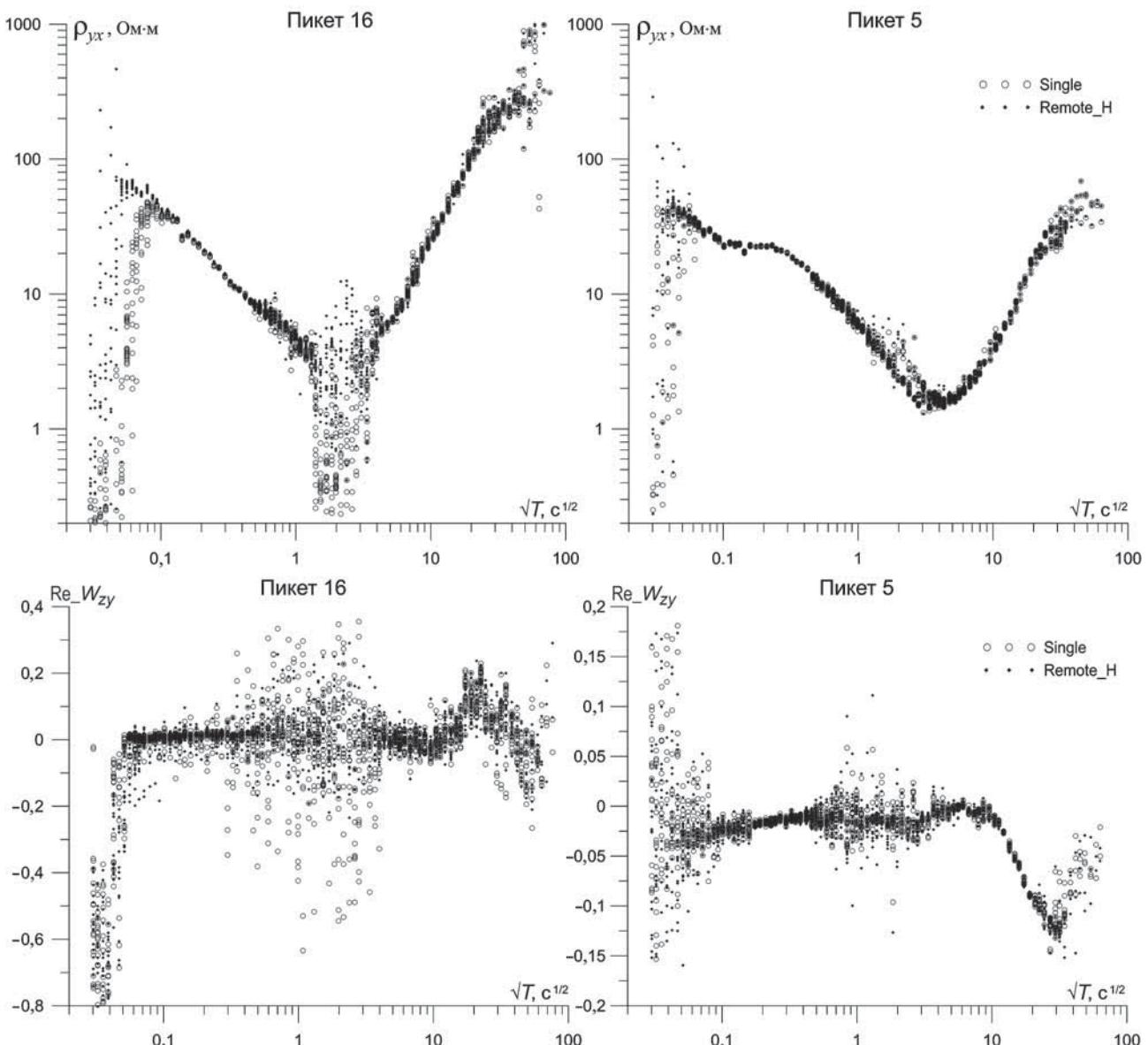


Рис. 3. Результаты обработки *single* и *remote* на точках № 5 (хорошее качество данных) и № 16 (удовлетворительное качество данных)

осадочного чехла. Однако на отдельных участках профиля у векторов появляется широтная составляющая, которая отвечает присутствию в разрезе проводящих структур субмеридионального направления. Смена азимута векторов с юго-западного (точки № 1–6) на юго-восточное (точки № 7–10) подтверждает наличие меридиональной проводящей структуры с осью между точками № 6 и 7. Азимут простирации проводника хорошо читается по фазовым полярным диаграммам импеданса и составляет около 30° на северо-восток.

Количественная интерпретация. Инверсия данных МТЗ осуществлялась в программе А.Е. Каминского ZONDMT2D. Инвертировали четыре компоненты тензора импеданса и две компоненты типпера. В качестве стартовой модели выступала модель однородного полупространства с фиксированным значением удельного электрического сопротивления (УЭС).

Выполнено несколько вариантов инверсии, при которых изменяли следующие параметры: вертикальную сетку разбиения, УЭС стартовой модели, число итераций, вес отдельных компонент инверсии. На рис. 6 приведена геоэлектрическая модель, полученная в результате осреднения нескольких альтернативных 2D-решений обратной задачи. Для более наглядного представления результата во всем диапазоне глубины модель УЭС показана в двух вертикальных масштабах.

На разрезе до глубины 10 км (рис. 6, б) мы наблюдали двухслойный разрез. Верхний проводящий слой — осадочный чехол. Средние значения удельного сопротивления пород осадочного чехла низкие (1 Ом·м), что связано с высокой минерализацией грунтовых вод в девонских и вендских горизонтах. Мощность осадочного чехла увеличивается с востока на запад приблизительно от 1500 до 2000 м.

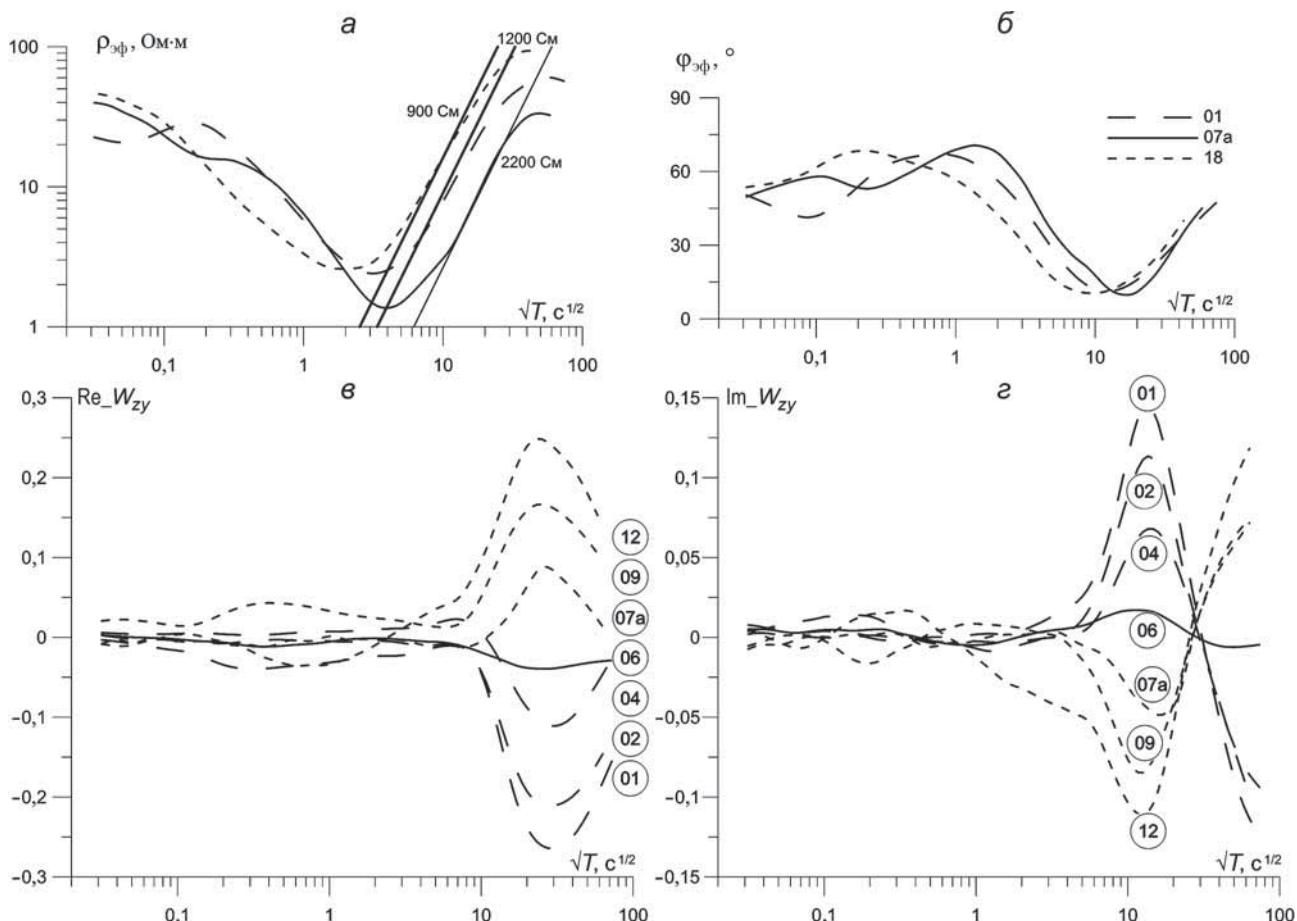


Рис. 4. Типичные кривые кажущегося сопротивления (а), фазы импеданса (эффективные компоненты) (б), реальной (в) и мнимой (г) частей компоненты матрицы Визе W_{zy}

Между точками МТЗ № 5-6а и № 8а–11 в верхних горизонтах земной коры фиксируются отрицательные проводящие структуры типа грабена или авлакогена. На участке профиля между точками № 5а–7а выделяется субвертикальная область пониженных значений сопротивления (рис. 6, в), которая прослеживается до глубоких горизонтов земной коры. Ширина аномальной зоны составляет около 25 км, максимум проводимости приходится на глубину 15–30 км. Непосредственно над аномальной зоной наблюдаются минимумы аномального магнитного и гравитационного полей (рис. 6, а).

Таким образом, на геоэлектрической модели, полученной по данным магнитотеллурических зондирований вдоль профиля Ржев–Великие Луки, мы выделяем две аномальные зоны — восточную, отражающую наличие грабена или авлакогена до глубины 3–4 км в основании осадочного чехла, и западную зону, представленную субвертикальной проводящей областью, которая прослеживается через всю кору.

Геологическая интерпретация результатов. Яркая проводящая зона глубинного заложения, вероятно, служит границей двух крупных блоков докембрийского основания ВЕП — Сарматии на востоке и Фенноскандии на западе. Двумерная

инверсия дает в большинстве случаев крутой наклон проводника в восточном направлении. Коровый проводник сопровождается региональными минимумами магнитного и гравитационного полей, что может свидетельствовать о повышенной трещиноватости и проницаемости пород верхней и средней коры в зоне сочленения двух крупных сегментов ВЕП.

В раннем палеопротерозое (2,0–1,95 млрд лет назад) между Волго-Сарматией и Фенноскандией существовал широкий океан (остатки которого представлены комплексами Белорусской океанической плиты, по [Гарецкий, Карапаев, 2014]). Процесс постепенной субдукции Белорусской океанической плиты в юго-восточном направлении под континентальный сегмент новообразованной Волго-Сарматии привел к образованию Осницко-Микашевичско-Московского магматического пояса.

Еще один вывод, полученный по результатам интерпретации магнитотеллурических данных: под Фенноскандией мощность высокоомного блока, отождествляемого нами с континентальной корой, меньше, чем под Сарматией.

Заключение. Работы методом глубинного магнитотеллурического зондирования, выполненные группой преподавателей и студентов геологиче-

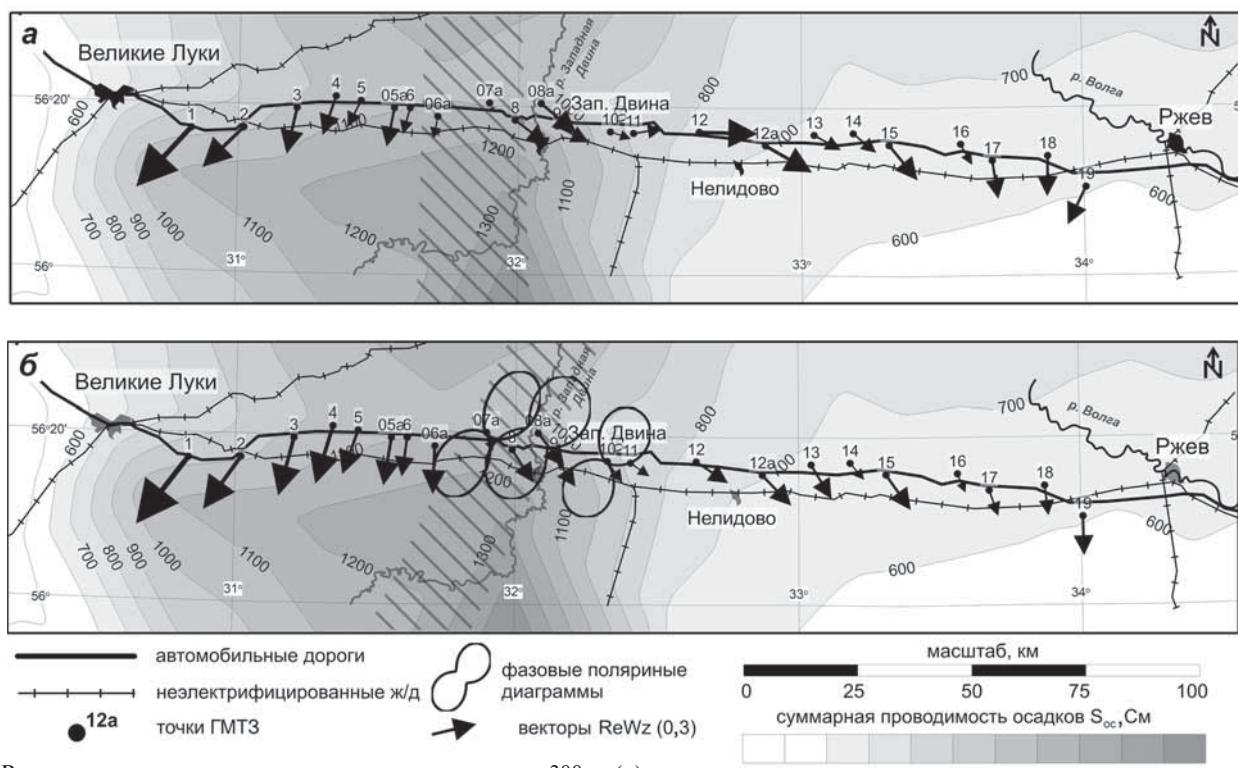


Рис. 5. Вещественные индукционные векторы на периоде 300 с (а) и 1500 с (б) на фоне карты суммарной продольной проводимости осадочного чехла S_{oc}

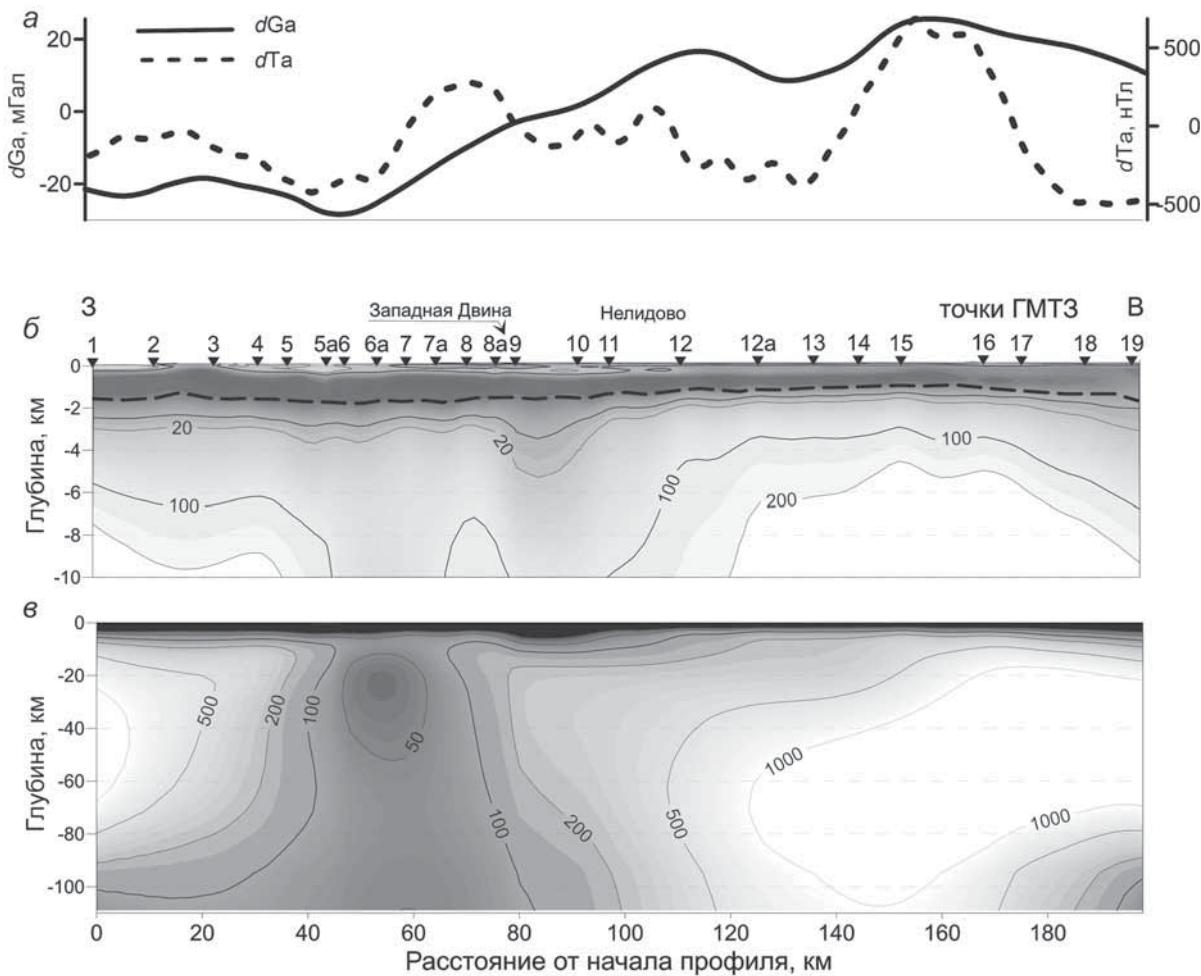


Рис. 6. Результаты интерпретации ГМТЗ на профиле Ржев—Великие Луки: а — графики аномального магнитного и гравитационного полей вдоль профиля; б — геоэлектрическая модель до глубины 10 км; в — геоэлектрическая модель до глубины 110 км

ского факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в рамках факультативной зимней практики, позволили получить новые важные данные о строении осадочного чехла и коровой проводимости в зоне сочленения крупных блоков земной коры ВЕП. Граница между Сарматией и Фенноскандией отмечается на геоэлектрических моделях, построенных по результатам 2D-инверсии МТ-данных, субвертикальной зоной пониженных значений удельного сопротивления в земной коре. Максимальная

проводимость в аномальной зоне отмечена в средней коре на глубине 20–30 км. В осадочном чехле выделяются две отрицательные структуры, которые, предположительно, представляют собой авлакогены рифейского возраста.

Для уточнения геоэлектрических параметров глубинной части модели: нижней коры — верхней мантии необходимо увеличение длины профиля и продолжительности записи на точках зондирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова С.В., Бибикова Е.В., Постников А.В., Таран Л.Н. Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 3. С. 376–380.

Варенцов И.М., Иванов П.В., Колодяжный С.Ю. и др. Исследование аномалий электропроводности в области сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы методами синхронного МТ/МВ зондирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей // Мат-лы 47-й сессии Междунар. науч. семинара Д.Г. Успенского—В.Н. Страхова. Воронеж: Изд.-полиграф. центр «Научная книга Воронеж», 2020. С. 52–56.

Варенцов И.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Коровьи аномалии электропроводности на западном склоне Воронежской антеклизы // Мат-лы междунар. конф. памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле». М., 2011. С. 290–295.

Гарецкий Р.Г., Карамаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Ураллии. Минск: Беларуская навука, 2014. 120 с.

Гарецкий Р.Г., Леонов М.Г. «Структуры омута» — новая категория зон взаимодействия литосферных пли-топотоков // Докл. РАН. 2018. Т. 478, № 5. С. 546–550.

Куликов В.А., Александрова Е.Д., Варенцов И.М. и др. Барятинская коровая аномалия электропроводности по

результатам площадных МТ-исследований // Геофизика. 2018. № 1. С. 31–43.

Цыганов В.А. Геолого-тектоническое строение верхней части разреза кристаллического фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы и его отражение в структурах верхней части осадочного чехла // Георесурсы. 2002. № 4 (12). С. 38–45.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // Reference module in Earth systems and environmental sciences. Elsevier, 2016. P. 1–18.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1–22.

Erincheck Y.M., Milstein E.D. The Middle Russian transplatform palaeorift system // Doklady (Transactions) of the Russian Academy of Sciences. 1993. Vol. 329, N 1. P. 82–86.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic shield // Precambr. Res. 1993. Vol. 64. P. 3–21.

Wybraniec S., Zhou S., Thybo H. et al. New map compiled of Europe's gravity field. EOS Transactions // Amer. Geophys. Union. 1998. Vol. 79. P. 437–442.

Поступила в редакцию 08.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2021

УДК 551.7(571.5)+553.981/982(571.5)

А.В. Плюснин¹, Л.Ф. Копаевич²

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ДЛЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА СКВАЖИН И АНАЛИЗА ДАННЫХ ГИС)

ООО «ИНК», 664007, Иркутск, Большой литеинский проспект, 4
 ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC “INK”, 664007, Irkutsk, Bolshoy Liteiny prospect, 4
 Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Представлены результаты анализа керна и каротажных диаграмм отложений верхнего венда (вильючанский, непский, тирский и даниловский горизонты) на северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы. Региональный секвенс-стратиграфический анализ позволил выделить шесть секвенсов 3-го порядка и приуроченные к их границам стратиграфические несогласия. Системные тракты представлены аллювиальными, флювиальными, лагунными и мелководно-морскими отложениями, последовательно сменяющимися, что характерно для обстановок пассивной континентальной окраины и режима общего погружения Сибирской платформы в вендское время.

Ключевые слова: Ботуобинская структурно-фациальная зона, Непско-Ботуобинская антеклиза, Мирнинский выступ, верхний венд, фациальный анализ, секвенс-стратиграфический анализ.

The results of the analysis of core and logs of the upper vendian sediments (vilyuchansky, nepsky, tirsky and danilovsky horizons) of the northeast of the Nepa-Botuoba anteclide are presented. Regional sequence-stratigraphic analysis made it possible to identify six third-order sequences and stratigraphic unconformities confined to their boundaries. The systemic tracts are represented by proluvial, alluvial, lagoon and shallow-water-marine sediments, successively replacing each other, which is typical for the passive continental margin and the general subsidence of the Siberian platform in the vendian time.

Key words: Botuoba structural-facies zone, Nepa-Botuoba anteclide, Mirny uplift, Upper Vendian, facies analysis, sequence-stratigraphic analysis.

Введение. Строение и условия формирования базальных отложений верхнего венда (непский и тирский горизонты) на территории Непско-Ботуобинской антеклизы на юге Сибирской платформы вызывают большой интерес в связи с их нефтегазоносностью. Рассматриваемые интервалы изучают не одно десятилетие, вопросы литолого-фациального строения и стратиграфии отдельных участков Непско-Ботуобинской антеклизы неоднократно освещались в работах предшественников. Однако возрастное обоснование и корреляция пород верхнего венда до сих пор не получили однозначной интерпретации, что связано с недостатком каменного материала (низкий процент поднимаемого керна), наличием перерывов, а также с фациальной изменчивостью. Именно поэтому всестороннее изучение отложений верхнего венда не потеряло актуальности, а площадные вещественные характеристики этого стратиграфического интервала, фациальные переходы, секвенс-стратиграфический анализ и основанные на этих данных палеогеографические реконструкции приобрели особую значимость. С этой целью были осуществлены работы,

результаты которых изложены в предлагаемой статье, продолжающие региональные литолого-фациальные и секвенс-стратиграфические исследования, проводимые авторами на территории Непско-Ботуобинской антеклизы [Плюснин и др., 2019, 2020]. Проанализирован керн из 7 скважин, вскрывших отложения вильючанского (хоронохская свита), непского (курсовская свита) и тирского (бюкская свита) горизонтов. Изучены материалы каротажных диаграмм с привлечением литературных данных по изучаемому стратиграфическому интервалу.

Материалы и методы исследований. В основе представленных результатов лежит комплекс геолого-геофизических данных. В их состав входят материалы послойного литологического описания керна и результаты геофизического исследования скважин (ГИС), а именно гамма-каротаж (ГК) и плотностной каротаж (НГК) по скважинам Кубалахская-705, Хайская-702, Среднеботуобинская-99, Среднеботуобинская-32, Среднеботуобинская-69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730, которые были пробурены в 1970–2010 гг. Особенности

¹ ООО «Иркутская нефтяная компания», седиментолог; e-mail: plysnin_av@irkutskoil.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; e-mail: lfkopaevich@mail.ru

литолого-фационального строения разреза изучены на керне уникальной скважины Курунгская-1, пройденной с выходом керна, близким к 100%, в интервале отложений курсовской свиты, нижне-бюкской подсвиты и нижней части верхнебюкской подсвиты, результаты изложены в работе [Плюснин, 2019а].

Кроме того, проанализированы литературные источники [Фомин, Чернова, 1993; Шемин, 2007; Лебедев и др., 2014]. Секвенс-стратиграфический профиль строили по выбранным скважинам, разрез которых представлен отложениями от поверхности фундамента: вилючанского, непского, тирского и даниловского горизонтов.

Результаты литолого-фационального анализа отложений верхнего венда, изученные на керновом материале в скважинах, опубликованы ранее в [Плюснин, 2019б, в]. Основная часть статьи посвящена результатам регионального секвенс-стратиграфического анализа Ботуобинской структурно-фациональной зоны (СФЗ). Ниже приведена краткая характеристика используемых терминов, которые, впрочем, вполне традиционны.

Секвенс — относительно согласная последовательность генетически взаимосвязанных пластов, ограниченная в кровле и подошве стратиграфическими несогласиями или соответствующими им согласными границами. Он сложен последовательностью системных трактов и интерпретируется как геологическое тело, сформированное в период между максимумами падения относительного уровня моря [Posamentier et al., 1999].

Системный тракт — латеральный ряд синхронных седиментационных систем или фаций [Catuneanu et al., 2011].

Седиментационная система — трехмерная ассоциация литофаций, генетически связанная осадочными обстановками, как то: дельта, река, лагуна, барьерный остров, шельф и т. д. [Posamentier et al., 1988]. Системный тракт охарактеризован положением внутри секвенса, разным типом пакетов парасеквенсов, определенной геометрией отражающих поверхностей на сейсмопрофилях. Формирование системного тракта связано с определенным положением уровня моря. Это отражено в названиях трактов: тракт низкого стояния (ТНС), трансгрессивный системный тракт (ТСТ), тракт высокого стояния (ТВС), а если падение уровня моря незначительно, то формируется окраинно-шельфовый тракт (ОШТ).

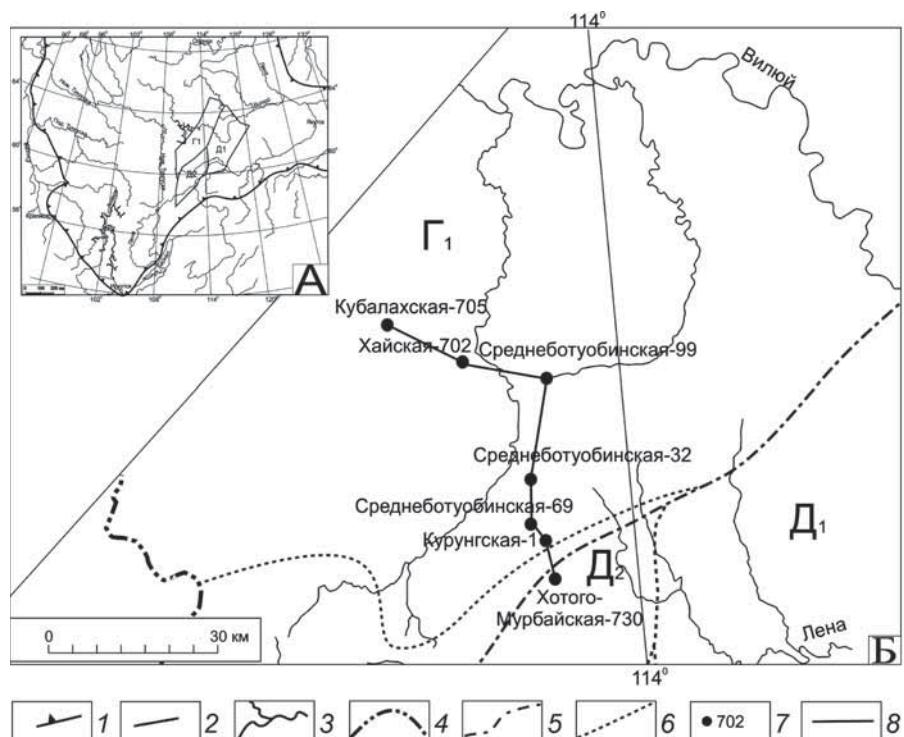
Для верхнего венда Непско-Ботуобинской антиклизы применима модель, в которой базальный член секвенса — нижняя часть ТНС — комплекс подводных конусов выноса — ранняя часть ТНС [Catuneanu, 2006]. Его перекрывает верхняя часть ТНС — ассоциация склоновых отложений, представленных грубозернистыми осадками флювиальной системы и эстуариев. Для ТНС характерен проградационный пакет парасеквенсов. Выше

залегает ТСТ, в котором наблюдается ретроградационный пакет парасеквенсов. Проксимальная часть состоит из отложений прибрежной равнины, прибрежно-морских песчаников и глинистых отложений шельфа. Дистальная часть часто представляет собой конденсированный комплекс мелководно-морских осадков, которые формируются на этапе интенсивного подъема уровня моря. Разрез секвенса завершает ТВС, который характеризуется проградационным и агградационным пакетом парасеквенсов. Проксимальная часть состоит из отложений прибрежной равнины, прибрежно-морских песчаников и песчано-глинистых отложений шельфа. Дистальная часть включает в себя преимущественно глинистые отложения шельфа и склона, формируется на завершающем этапе поднятия и стабилизации уровня моря. Заканчивается секвенс падением уровня моря и формированием ТНС, с которого начинается новый секвенс. В некоторых случаях, при незначительном падении уровня бассейна, разрез секвенса начинается с ОШТ, представленного проградационным и агградационным пакетами, а отложения формируются в обстановках супралиторали, литорали и сублиторали [Posamentier et al., 1988].

Работу по построению профиля можно разделить на два этапа. *Первый этап.* Литолого-седиментологическое описание керна с построением разрезов скважин и отображением важных границ, основные из них — граница секвенсов (S_b), к которой может быть приурочено субаэральное стратиграфическое несогласие; трансгрессивная поверхность (ts) и поверхность максимального затопления (mfs), выделяемые по смене типов вертикальных последовательностей парасеквенсов в период одного цикла седиментации. Анализируются тип и характер пакетов парасеквенсов: проградационный, ретроградационный или агградационный. Проградационный пакет парасеквенсов направлен в сторону бассейна и носит регressiveный характер. Размер обломочных зерен возрастает снизу вверх по разрезу. Значения ГК уменьшаются снизу вверх. Форма кривой воронкообразная [Vail et al., 1977]. Кроме того, значения могут уменьшаться и повышаться, образуя форму полумесяца. Ретроградационный же пакет направлен в противоположную сторону и носит трансгрессивный характер. Размер обломочных зерен уменьшается снизу вверх по разрезу, значения ГК увеличиваются снизу вверх. Форма кривой колоколоподобная. Сочетанию проградации и ретроградации по ГК свойственна симметричная форма кривой. Агградационный пакет характеризуется стабильным положением береговой линии, отложения более однообразны, с одинаковым размером зерен. Значения ГК относительно выдержаны. Форма кривой цилиндрическая или изрезанная.

Второй этап. Корреляция изученных разрезов скважин с выравниванием на региональный репер —

Рис. 1. Район исследований (А) и местоположение изученных скважин (Б) на схеме структурно-фациального районирования Сибирской платформы, по [Лебедев и др., 2014]: Г — Сиогджеро-Непский район: Г₁ — Ботуобинская зона; Д — Предпатомско-Вилюйский район: Д₁ — Вилючанско-Ыгыаттинская зона, Д₂ — Пеледуйская зона; 1 — границы Сибирской платформы; 2 — границы фациальных зон; 3 — гидросеть; 4 — граница Республики Саха (Якутия); 5 — границы структурно-фациальных районов; 6 — границы структурно-фациальных зон; 7 — местоположение рассматриваемых скважин; 8 — линия построения секвенс-стратиграфического профиля



подошву даниловского горизонта, ознаменовавшую начало накопления преимущественно карбонатных пород после позднетирско-раннеданиловского регионального перерыва [Мельников, 2018].

На профиле скважины расположены в направлении от бассейна в сторону континента. Латеральные фациальные ряды системных трактов показаны штриховкой. Таким образом, построенный профиль показывает генетически связанные между собой осадочные системы, разделенные хроностратиграфическими поверхностями.

Краткая геологическая характеристика района. Непско-Ботуобинская антеклиза (название по рекам Непа и Ботуоба) расположена на юго-востоке центральной части Сибирской платформы, имеет эллиптическую форму и вытянута в северо-восточном направлении от верховья р. Нижняя Тунгуска до р. Вилюй. Антеклиза осложнена двумя положительными структурами — Непским сводом и Мирнинским выступом (рис. 1, А), на юго-востоке граничит с Предпатомским прогибом.

Изученная Ботуобинская структурно-фациальная зона (СФЗ) приурочена к Сиогджеро-Непскому району. Построенный профиль пересекает СФЗ с северо-запада на юго-восток, частично заходит в Пеледуйскую СФЗ Предпатомско-Вилюйского района (скв. Хотого-Мурбайская-730) [Решения ..., 1989; Шемин, 2007; Мельников, 2018] (рис. 1, Б).

Согласно региональной стратиграфической схеме для внутренних районов Сибирской платформы [Мельников, 2018] в разрезе Ботуобинской СФЗ выделяются (рис. 2):

— курсовская свита непского горизонта на территории с несогласием залегает на фундаменте. По литологическим данным выделяются три пачки.

Нижняя пачка снизу вверх представлена постепенным переходом от гравелитов к песчаникам и алевролитам. К песчаникам и гравелитам приурочен талахский продуктивный горизонт (скв. Среднеботуобинская-99, -32, -69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730). Средняя пачка представлена аргиллитами, алевролитами с прослоями доломитов и мергелей. К карбонатным породам приурочен арылахский продуктивный горизонт (скв. Среднеботуобинская-32, -69, Курунгская-1). Верхняя пачка сложена песчаниками, которые выше по разрезу переходят в алевролиты с единичными прослоями карбонатных пород. К песчаникам приурочен хамакинский продуктивный горизонт (скв. Среднеботуобинская-32, -69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730). Мощность свиты изменяется от 3–5 до 120 м;

— бюкская свита тирского горизонта с несогласием залегает на отложениях курсовской свиты и разделяется на две подсвиты. Нижнебюкская подсвита представлена постепенным переходом от пелито-алевритовых (в подошве) к псефито-песчаным (в кровле) структурам. К песчаникам приурочен ботуобинский продуктивный горизонт (скв. Среднеботуобинская-99, -32, -69, Курунгская-1), мощность от нескольких метров до 30 м. Верхнебюкская подсвита сложена комплексом глинисто-сульфатно-карбонатных пород. Нижняя часть подсвиты в основании представлена магнезит-ангиридит-доломитовыми породами с реликтовой микробиальной структурой. Выше по разрезу они переходят в доломиты тонкозернистые, слоистые и массивные, неравномерно глинистые и сульфатизированные. Верхняя часть подсвиты в основании представлена глинистыми

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ					ОСШ	РСС	МСС		
Верхнепротерозойская									
Вендинская						Система			
Верхний						Отдел			
Вилючанский	Непский		Тирский		Даниловский	Горизонт			
	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Подгоризонт			
	Курсовская		Бюксая		Успунская	Свита	Γ_1		
			Нижняя	Верхняя		Подсвита	Γ_2		
Хоронохская	Талахская	Паршинская		Бюксая	Успунская	Свита			
		Нижняя	Верхняя			Подсвита			

Рис. 2. Схема соотношения верхнего венда Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ), Региональной стратиграфической схемы (РСС) внутренних районов Сибирской платформы с местными стратиграфическими схемами (МСС) Ботубинской зоны Сюгджеро-Непского района (Γ_1) и Пеледуйской зоны Предпатомско-Вилюйского района (Γ_2), по [Лебедев и др., 2014; Мельников, 2018]

мергелями и доломитами, которые вверх по разрезу сменяются неравномерно сульфатизированными доломитами. Мощность верхнебюксовой подсвиты достигает 170 м. Общая мощность свиты 200 м.

На бюксовой свите тирского горизонта со стратиграфическим несогласием залегают выдержаные по мощности доломиты даниловского горизонта верхнего венда.

Как отмечено ранее, профиль заходит в Пеледуйскую СФЗ. Она характеризуется наличием вилючанского горизонта в основании разреза осадочного чехла и вышележащими непским и тирским горизонтами (рис. 2).

Вилючанский горизонт распространен в Вилючанско-Ыгыаттинской и Пеледуйской зонах Предпатомско-Вилюйского района, где находятся стратотипические разрезы составляющих его бетинчинской и хоронохской свит (рис. 1, Б). Проанализирован разрез скв. Хотого-Мурбайская-730, расположенной в переходной зоне от Ботубинской к Пеледуйской зоне. Базальная — хоронохская свита залегает на породах фундамента. Она представлена толщей песчаников средне-мелкозернистых внизу, постепенно переходящих в алевропесчаники и алевролиты в верхней части разреза. Вскрытая мощность составляет 85 м.

Результаты исследований и их обсуждение. Секвенс-стратиграфический профиль ориентирован с северо-запада на юго-восток и построен по скв. Кубалахская-705, Хайская-702, Среднеботубинская-99, -32, -69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730. Протяженность профиля составила 175 км. Полученные результаты показали, что дно осадочного бассейна имело наклон в юго-восточном направлении в современных координатах, что определило тренд осадконакопления. Выравнивание разрезов скважин происходило на подошву даниловского горизонта (рис. 2).

Секвенс SQ0 (хоронохская свита вилючанского горизонта). Из-за ограниченного распространения секвенс выделен в скв. Хотого-Мурбайской-730 (рис. 3). Подошва секвенса отвечает поверхности

стратиграфического несогласия. Отложения ТНС залегают на породах фундамента, представлены грубообломочными отложениями конусов выноса. По уменьшающимся снизу вверх показаниям и воронковидной форме кривых ГК и НГК предлагается проградационный пакет парасеквенсов.

Трансгрессивную поверхность можно привести по смене проградационного на ретроградационный пакет парасеквенсов. Разрез ТСТ снизу вверх постепенно сменяется глинисто-песчаными отложениями прибрежной равнины. Снизу вверх происходит увеличение значений ГК (кривая имеет форму колокола), значения НГК выдержаны и однообразны (цилиндрическая форма кривой).

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК и смене ретроградационного на агградационно-проградационный пакет парасеквенсов. ТВС представлен песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями. По кривым ГК и НГК здесь прогнозируется в нижней части равномерный песчано-глинистый состав, а в верхней — преобладание глинисто-песчаных осадочных образований, по-видимому, вызванное проградацией дельтового комплекса.

Таким образом, SQ0 соответствует вилючанскому этапу осадконакопления. На территории Ботубинской СФЗ происходило активное выветривание пород фундамента. В это время наложение осадков происходило только в наиболее погруженных зонах: вдоль юго-восточной окраины Непско-Ботубинской антеклизы и главным образом в Предпатомском прогибе, куда сносился терригенный материал с приподнятых районов северо-западной части изучаемой территории.

Секвенс SQ1 (нижняя пачка курсовской свиты) выделен в скв. Среднеботубинская-99, -32 и -69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730 (рис. 3). Подошва секвенса отвечает хорошо выраженной поверхности стратиграфического несогласия, четко выделяется по керну (эрозионный контакт грубообломочных отложений и нижележащих пород фундамента). Отложения ТНС уровня моря

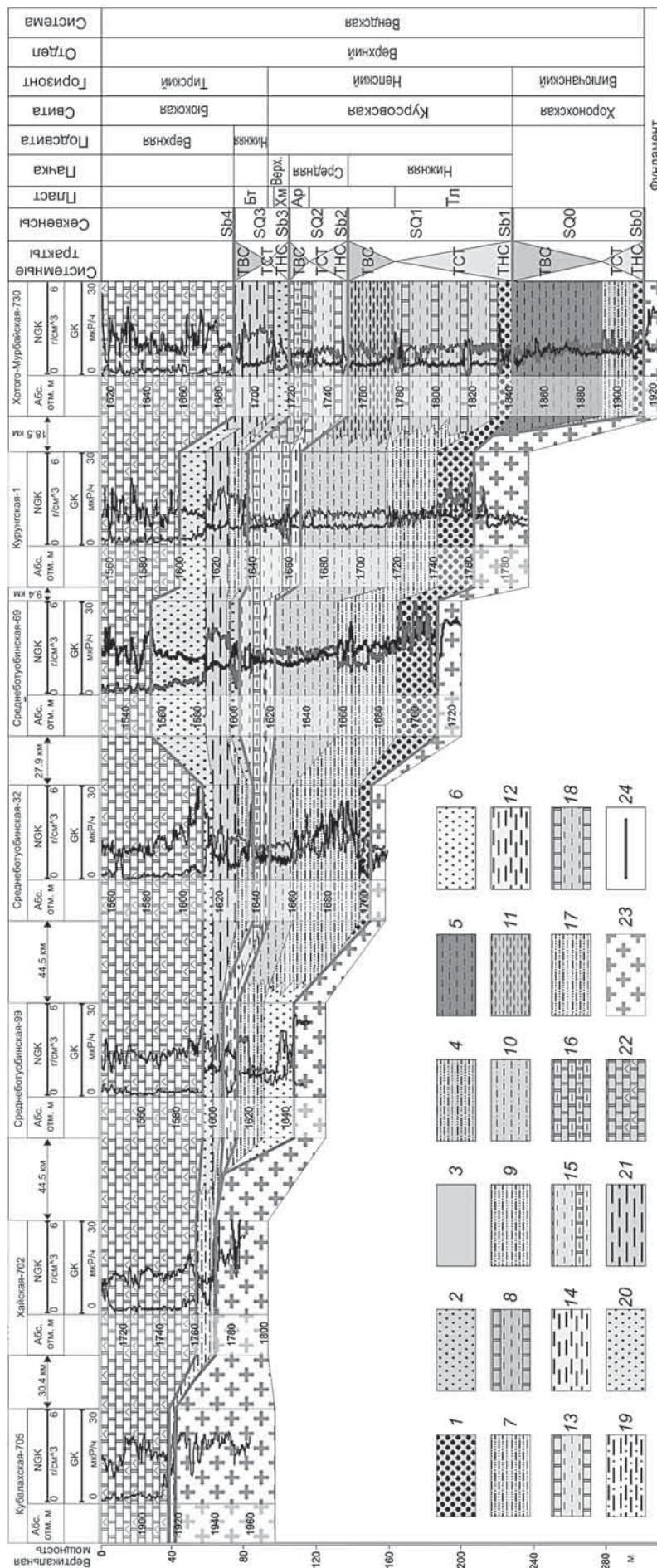


Рис. 3. Секвенс-стратиграфический профиль через Мирнинский выступ с северо-запада на юго-восток: отложения ТНС: *1* — грубообломочные отложения конусов выноса; *2* — русловые песчаные отложения; *3* — песчаные отложения подводных конусов выноса. Горизонты: *4* — глинисто-глинистые прибрежно-морские отложения ТВС: *5* — песчано-глинистые прибрежной равнинны; ТВС: *6* — песчаные отложения прибрежной равнинны, *7* — песчано-глинистые отложения прибрежной равнинны, *8* — карбонатно-глинистые отложения шельфа; фашиальный ряд ГСТ; *9* — песчано-глинистые отложения прибрежной равнинны, *10* — песчано-глинистые отложения прибрежной равнинны, *11* — глинистые отложения сублиторали. Секвенс *SQ1* (средняя пачка курсовской свиты), фашиальный ряд ГСТ: *12* — глинистые отложения лагуны, *13* — карбонатно-глинистые отложения шельфа; фашиальный ряд ТВС: *14* — глинистые отложения лагуны, *15* — карбонатно-глинистые отложения шельфа. Секвенс *SQ2* (верхняя пачка курсовской свиты) — нижнебюбокская пойсвита блокской свиты), фашиальный ряд ГСТ: *16* — глинисто-песчаные отложения лагуны, *17* — глинисто-песчаные отложения дельты и литорали, *18* — карбонатно-глинистые отложения шельфа; фашиальный ряд ТВС: *19* — глинисто-песчаные отложения прибрежной равнинны, *20* — песчаные отложения дельты и прибрежного мелководья, *21* — глинистые отложения промысла и литорали, *22* — доломиты верхнебюбокской подсвиты, *23* — фундамент; *24* — граница секвенсов. Принятые сокращения: NGK — нефтяной каротаж, ГК — гамма-каротаж, SQ — секвенс, Sb — секвенс-стратиграфическая граница. Продуктивные горизонты: Тл — талахский, Ар — архалахский, ХМ — хамакинский, Бг — ботубинский

имеют проградационное строение и представлены грубообломочными отложениями конусов выноса (аллювиальных фэнов). Они распространены и залегают на породах фундамента в скв. Среднеботубинская-32 и -69, Курунгская-1, а в районе скв. Хотого-Мурбайской-730 — эрозионно на глинисто-песчаных отложениях ТВС SQ0. По данным ГИС снизу верх происходит постепенное уменьшение показаний ГК и НГК, кривые имеют воронковидную форму. Пики ГК связаны с наличием в разрезе гравелитов, содержащих радиоактивные обломки кислых пород.

Трансгрессивную поверхность можно провести в подошве приливно-отливного комплекса, где происходит смена проградационного на ретроградационный пакет парасеквенсов. Ретроградационный характер парасеквенсов подтверждается следующей последовательностью ТСТ: по латерали с юго-востока на северо-запад в современном положении карбонатно-глинистые отложения шельфа переходят в песчано-глинистые отложения прибрежной равнины и морского мелководья, далее в песчаные отложения прибрежной равнины (рис. 3). По данным ГИС снизу верх происходит постепенное увеличение показаний ГК, кривая имеет форму колокола, значения НГК от выдержаных и однообразных постепенно уменьшаются вверх. Форма кривой меняется от цилиндрической до воронкообразной. Таким образом, трансгрессия доходила до района скв. Среднеботубинская-32. В разрезе скв. Курунгская-1 ТСТ сложен комплексом приливно-отливных отложений. Это фации приливно-отливного канала и приливно-отливной отмели. Парасеквенсы характеризуются уменьшением зернистости вверх по разрезу.

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК и смене ретроградационного на агградационно-проградационный пакет парасеквенсов. Фациальный ряд ТВС формирует следующую последовательность: глинистые отложения сублиторали, переходящие в песчано-глинистые прибрежно-морские отложения, далее в песчано-глинистые отложения прибрежной равнины (рис. 3). Показания ГК — от выдержаных и однообразных постепенно повышаются вверх, форма кривой цилиндрическая. Значения НГК увеличиваются вверх, форма кривой колоколоподобная.

На этом этапе развития территории трансгрессия доходила до района скв. Среднеботубинская-99. В разрезе скв. Курунгская-1 ТВС представлен осадочными образованиями приливно-отливной отмели и транзитной зоны. Понятие транзитной зоны введено для характеристики широкой переходной фациальной зоны приливно-отливной области в публикации [Плюснин, 2019а]. Фация максимально удалена от берега и является переходной к шельфовым фациям (сублиторали и глубокой сублиторали). В верхней части комплекса

наблюдается неравномерное чередование осадков предфронтальной зоны пляжа, иногда с шельфовой лагуной и наложенной себховой равниной.

Секвенс SQ1 соответствует объему первой пачки курсовской свиты. В это время осадконакопление распространялось в северо-западном направлении до скв. Среднеботубинская-99. Терригенный материал поступал из северо-западной части изучаемой территории. К отложениям ТНС и ТСТ приурочен талахский продуктивный горизонт. Секвенс соответствует объему нижней пачки курсовской свиты.

Секвенс SQ2 (средняя пачка курсовской свиты) выделен в скв. Среднеботубинская-99, -32 и -69, Курунгская-1, Хотого-Мурбайская-730 (рис. 3). Подошва секвенса — поверхность стратиграфического несогласия. Отложения ТНС выделены в скв. Хотого-Мурбайская-730. Здесь прогнозируются песчаные конусы выноса, имеющие проградационное строение, формировавшиеся в пределах шельфа (рис. 3). Форма кривой ГК воронковидная.

Трансгрессивная поверхность на большей части территории проведена по подошве SQ2, а в районе скв. Хотого-Мурбайская-730 — по смене проградационного на ретроградационный пакет парасеквенсов. Ретроградационное строение подтверждается следующей последовательностью по простирации: карбонатно-глинистые отложения шельфа, переходящие в глинистые отложения лагуны (рис. 3). По данным ГИС снизу вверх происходит постепенное повышение значений ГК и повышение НГК (колоколоподобная форма), таким образом, трансгрессия доходила до района скв. Среднеботубинская-32. В разрезе скв. Курунгская-1 ТСТ представлен следующей последовательностью фаций снизу верх: шельфовая лагуна, переходящая в шельфовую лагуну с повышенной соленостью литорали и себховой равнине.

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК и смене пакетов парасеквенсов. Выше этой поверхности выделяется ТВС. Он имеет агградационно-проградационное строение пакетов парасеквенсов, формирующих следующую последовательность по простирации: карбонатные отложения шельфа, переходящие в карбонатно-глинистые отложения шельфовой лагуны, далее в глинистые отложения лагуны. Ограничено пространство аккомодации, сокращающееся по мере заполнения лагуны осадками, и тенденция к недостаточной циркуляции воды на мелководье создают идеальные условия для образования себховой равнины. Проникновение соленых вод в верхнюю литифицированную зону доломитов и мергелей приводило к эпигенетическому замещению пород гипсами, которые впоследствии, при дегидратации, трансформировались в ангидриты. По ГИС снизу вверх наблюдаются разночастотные и амплитудные пики на кривых ГК и НГК, имеющие общий тренд к повышению

глинистости разреза вверх. Форма кривой ГК колоколоподобная, форма кривой НГК цилиндрическая и изрезанная. Трансгрессия доходила до района скв. Среднеботубинская-99. В разрезе скв. Курунгская-1 ТВС представлен следующей последовательностью снизу вверх: осадочные отложения шельфовой лагуны, вверх по разрезу переходящие в себаховые отложения супралиторали.

Секвенс SQ2 соответствует объему средней пачки курсовской свиты, второму этапу осадконакопления. В это время осадконакопление сохранялось в прежних границах. На ТНС формировались песчаные конусы выноса на шельфе, на ТСТ и ТВС — карбонатно-глинистые отложения шельфовой лагуны и карбонатные отложения шельфа. Отложения крайне мелководные. В них появляются первые микробиальные постройки, к трещиноватым интервалам которых приурочен арылахский продуктивный горизонт.

Секвенс SQ3 (верхняя пачка курсовской свиты — нижнебюкская подсвита) выделен во всех скважинах (рис. 3). Подошва секвенса отвечает выраженной поверхности стратиграфического несогласия. Подошва ТНС хорошо выделяется по керну и прослеживается по данным ГИС (резкое падение значений ГК и повышение НГК). Отложения носят проградационный характер и представлены русловыми песчаными образованиями, разгружающимися на юго-востоке в виде дельт [Лебедев, Чернова, 1996]. К ним приурочен хамакинский продуктивный горизонт. По данным ГИС снизу вверх происходит постепенное уменьшение, а затем увеличение показаний ГК (форма полумесяца) и понижение — НГК (воронковидная форма). В разрезе скв. Курунгская-1 ТНС представлен песчаниками разнозернистыми, с косой разнораспределенной слоистостью, с интракластами алевролитов в подошве, которые представляют собой отложения флювиальных каналов.

Трансгрессивная поверхность проведена по смене проградационного на ретрградационный пакет парасеквенсов. Характер парасеквенсов ТСТ подтверждается следующей последовательностью по простирианию: глинисто-песчаные отложения литорали постепенно перекрываются карбонатно-глинистыми отложениями шельфа. По кривым ГИС в этом интервале наблюдается повышение показаний ГК (колоколоподобная форма), низкие выдержаные значения НГК (цилиндрическая и изрезанная форма). Трансгрессия доходила до района скв. Хайская-702. В разрезе скв. Курунгская-1 ТСТ представлен глинистыми отложениями мелководно-морского шельфа и продельты.

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК и смене ретрградационного на агградационно-проградационный пакет парасеквенсов. Фациальный ряд ТВС формирует следующую последовательность по простирианию: глинисто-песчаные отложения прибрежной рав-

нины переходят в песчаные отложения барово-дельтового комплекса и прибрежного мелководья. К песчаникам приурочен ботубинский продуктивный горизонт. По данным ГИС наблюдается понижение значений ГК (воронковидная форма) и повышение НГК (колоколоподобная форма). В разрезе скв. Среднеботубинская-32, -69 и Курунгская-1 ТВС представлен отложениями дельты флювиально-волнового типа. Снизу вверх наблюдается следующая последовательность фаций: продельта; нижняя часть склона фронта дельты; верхняя часть склона фронта дельты, включая устьевые бары; распределительный канал.

Секвенс SQ3 соответствует позднекурсовскому-раннебюкскому этапу осадконакопления. В него вошел интервал верхней пачки курсовской свиты и нижнебюкской подсвиты. ТНС формируют русловые и дельтовые песчаные отложения, к которым приурочен хамакинский продуктивный горизонт. На ТСТ изучаемая территория представляла собой мелководно-морской шельф. На ТВС происходила проградация песчаных отложений, формирующих ботубинский продуктивный горизонт, барово-дельтовый генезис которого детально рассмотрен в публикации [Плюснин, 2019б].

Секвенс SQ4 (нижняя часть верхнебюкской подсвиты) выделен во всех скважинах по ГИС и керновым данным в скв. Курунгская-1 (рис. 4). Подошва секвенса — поверхность стратиграфического несогласия. Отложения ТНС выделены по воронковидной форме кривой ГК и колоколоподобной НГК в скв. Хотого-Мурбайская-730. Здесь прогнозируются песчаные конусы выноса, имеющие проградационное строение и формировавшиеся в пределах шельфа.

Трансгрессивная поверхность на большей части территории проведена по подошве четвертого секвенса, а в районе скв. Хотого-Мурбайская-730 — по смене проградационного на ретрградационный пакет парасеквенсов. Характер парасеквенсов ТСТ подтверждается следующей последовательностью по простирианию: глинисто-сульфатно-карбонатные отложения сублиторали, переходящие в карбонатные органогенные мелководные образования литорали. По кривым ГИС в этом интервале наблюдается воронковидная форма ГК и НГК. Трансгрессия охватывала всю изучаемую территорию Ботубинской СФЗ. В разрезе скв. Курунгская-1 ТСТ трансгрессивная поверхность отчетливо выделяется по керну — контакт песчаников кварцевых и песчаников с оолитами и литокластами, вверх по разрезу переходящих в доломиты строматолитовые с терригенным заполнением. Активной волновой деятельностью нелитифицированный песчаный материал размывался и многократно переоткладывался в условиях литоральной отмели. По мере повышения уровня моря на них поселялись бентосные микробиальные сообщества, формирующие строматолитовые до-

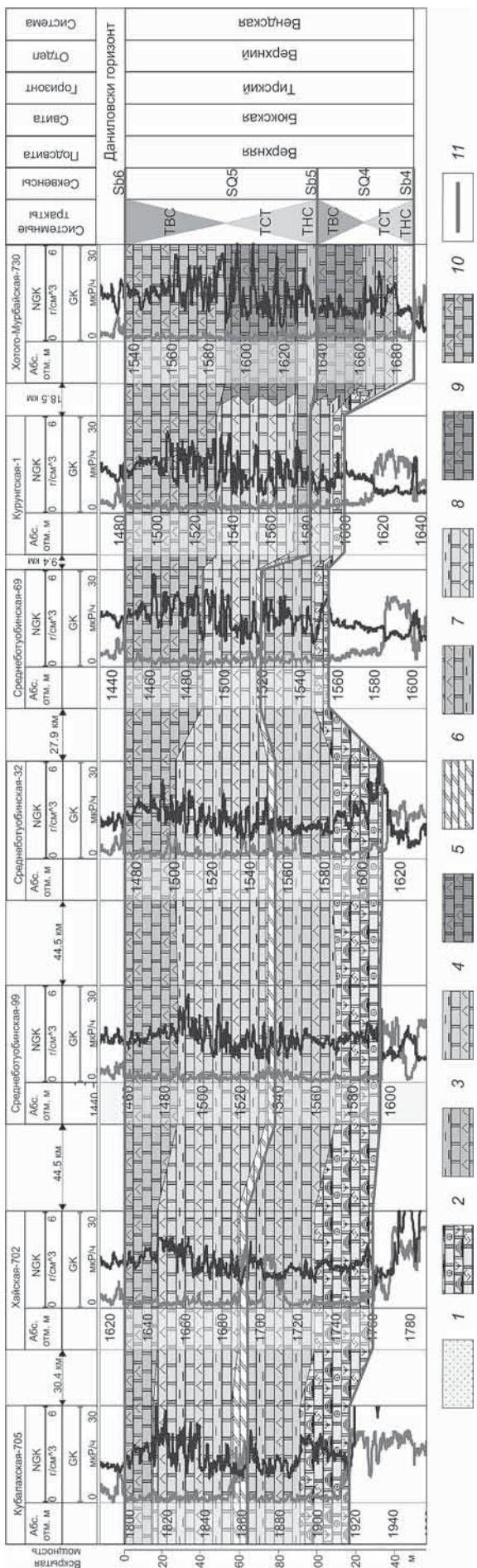


Рис. 4. Секвенс-стратиграфический профиль через Миринский выступ с северо-запада на юго-восток. Секвенс *SQ4* (нижняя часть верхнебуйской подсвиты), ТНС: 1 — песчаные отложения конусов выноса на шельфе; ТСГ: 2 — карбонатные органогенные образования сублиторали; ТВС: 4 — глинисто-сульфатно-карбонатные отложения сублиторали, 5 — сульфатно-карбонатные отложения шельфа. Секвенс *SQ5* (верхняя часть верхнебуйской подсвиты), ОШГ: 6 — глинисто-карбонатные отложения супралиторали и верхней литорали, 7 — сульфатно-карбонатно-глинистые отложения супралиторали и верхней литорали, 9 — сульфатно-карбонатные отложения шельфа; ТВС: 10 — сульфатно-карбонатные отложения шельфа. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

ломиты с терригенно-карбонатным межскелетным заполнением, что свидетельствует об активной волновой деятельности.

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК, снижению показаний НГК и смене пакетов парасеквенсов. Выше этой поверхности выделяется ТВС. Он имеет агградационно-проградационное строение пакетов парасеквенсов и формирует следующую последовательность по простирации: сульфатно-карбонатные отложения шельфа, переходящие в глинисто-сульфатно-карбонатные отложения сублиторали. По кривым ГИС в этом интервале наблюдается цилиндрическая форма ГК с редкими пиками в интервале глинистых разностей и изрезанная НГК.

Секвенс *SQ4* соответствует началу позднебуйского времени, окончательному переходу от терригенного к карбонатному осадконакоплению. В это время мелководно-морской бассейн покрывал всю площадь Ботубинской СФЗ. Разрез карбонатных пород верхнебуйской подсвиты неравномерно сульфатизирован, что вызвано повышенной аридизацией климата в тирское время и вторичными процессами минералообразования.

Секвенс *SQ5* (верхняя часть верхнебуйской подсвиты) выделен во всех скважинах по данным ГИС и керновым данным скв. Курунгская-1 (рис. 4). Подошва секвенса — поверхность стратиграфического несогласия. Отложения ОШГ формируют проградационно-агградационную последовательность по простирации: глинисто-карбонатные отложения супралиторали и верхней литорали, переходящие в сульфатно-карбонатно-глинистые отложения сублиторали. По кривым ГИС в этом интервале ГК имеет воронковидную форму, а НГК — колоколоподобную.

Трансгрессивная поверхность проведена по смене проградационного на ретроградационный пакет парасеквенсов. Характер парасеквенсов ТСГ подтверждается следующей последовательностью по простирации: сульфатно-карбонатные отложения шельфа, переходящие в глинисто-сульфатно-карбонатные отложения супралиторали и сублиторали. По кривым ГИС в этом интервале ГК имеет цилиндрическую форму, а НГК — изрезанную, постепенно повышающуюся вверх.

Поверхность максимального затопления проведена по пику кривой ГК, падению НГК и смене пакетов парасеквенсов на агградационно-проградационное строение ТВС, представленных сульфатно-карбонатными отложениями шельфа. По кривым

ГИС в этом интервале ГК имеет цилиндрическую форму, а НГК — воронковидную.

Секвенс SQ5 (верхняя часть верхнебюкской подсвиты) соответствует концу позднебюкского времени. Морской шельф активно расширялся в северо-западном направлении.

Заключение. Предложен новый вариант корреляции непского и тирского горизонтов, основанный на прослеживании границ секвенсов по площади. Впервые выделено 6 самостоятельных секвенсов 3-го порядка. Подтверждены ранее установленные предшественниками стратиграфические несогласия, а также впервые установлены стратиграфические несогласия: в подошве среднекурсовской пачки (секвенс SQ2); в подошве нижней (секвенс SQ4) и верхней (секвенс SQ5) частей верхнебюкской подсвиты.

Таким образом, региональные секвенс-стратиграфические построения позволили выделить и проследить секвенсы 3-го порядка в интервале курсовской свиты непского горизонта и бюкской

свиты тирского горизонта Ботуобинской СФЗ. Восстановлена и уточнена последовательность осадконакопления. Осадки этого стратиграфического интервала накапливались в условиях пассивной континентальной окраины в циклично сменяющихся одна другую аллювиальных и флювиальных до лагунных и мелководно-морских обстановок. Показана общая трансгрессия моря, охватившая юг Сибирской платформы в поздневенденское время. Ее максимум пришелся на позднетирское время. К отложениям ТНС (талахский и хамакинский) и ТВС (арылахский и ботуобинский) приурочены основные продуктивные горизонты.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.П. Вилесову, М.В. Лебедеву А.В. Храмцовой за консультации по литолого-фациальному и секвенс-стратиграфическому анализу керна. Ценные смысловые и редакционные замечания Е.Ю. Голубковой и А.И. Сулимы помогли улучшить содержание статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лебедев М.В., Мусеев С.А., Топешко В.А., Фомин А.М. Стратиграфическая схема терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и геофизика. 2014. № 5–6. С. 874–890.
- Лебедев М.В., Чернова Л.С. Фациальные модели терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 10. С. 51–64.
- Мельников Н.В. Венд-кембрийский солеродный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). 2-е изд., доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- Плюснин А.В. Модель строения венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения опорных разрезов и секвенс-стратиграфического моделирования Непского свода и Мирнинского выступа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 3. С. 39. URL: http://www.ngtp.ru/tub/2019/30_2019.html (дата обращения: 01.12.2020).
- Плюснин А.В. Концептуальная седиментологическая модель ботуобинского продуктивного горизонта Среднеботуобинского месторождения // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2019. № 2. С. 61–69.
- Плюснин А.В. Вещественный состав курсовской свиты венда Мирнинского выступа Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения кернового материала // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 6. С. 32–39.
- Плюснин А.В., Ибрагимов Р.Р., Гёкче М.И. История геологического развития юга Непско-Ботуобинской антеклизы в непское и тирское время по результатам применения метода секвенчной стратиграфии // Нефтегазовое хозяйство. 2020. № 9. С. 21–25.
- Плюснин А.В., Неделько О.В., Вилесов А.П и др. Секвенс-стратиграфическая модель непской и тирской свит венда центральной части Непского свода (Непско-Ботуобинская антеклиза, Сибирская платформа) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 30–39. URL: http://www.ngtp.ru/tub/2019/13_2019.html (дата обращения: 01.12.2020).
- № 2. 30 с. URL: http://www.ngtp.ru/tub/2019/13_2019.html (дата обращения: 01.12.2020).
- Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 40 с.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. А.Е. Конторович. Новосибирск: Гео, 2005. 432 с.
- Фомин А.М., Чернова Л.С. Вендинские терригенные формации на территории Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. С. 16–23.
- Шемин Е.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 467 с.
- Catuneanu O. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.
- Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall C.G.S.t.C. et al. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature // Newsletters on Stratigraphy. 2011. Vol. 44, N 3. P. 173–245.
- Posamentier H.W. Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework // Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Spec. Publ. 1988. Vol. 42. P. 109–124.
- Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy — Concepts and applications. Tulsa, Oklahoma // Soc. Econom. Paleontol. Mineralog. Concepts in Sedimentology and Paleontology. 1999. N 7. 195 p.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level // Seismic stratigraphy — Applications to hydrocarbon exploration // Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Mem. 1977. N 26. P. 83–97.

Поступила в редакцию 21.09.2020

Поступила с доработки 12.10.2020

Принята к публикации 30.06.2021

УДК 551.583: 551.763.3(470.44)

Р.Р. Габдуллин¹, А.Ю. Пузик², С.И. Меренкова³, И.Р. Мигранов⁴,
Н.В. Бадулина⁵, А.В. Иванов⁶, М.Д. Казуров⁷

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАССЕЙНА РУССКОЙ ПЛИТЫ В РАЙОНЕ УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ФГБОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет»,
614090, Пермь, ул. Генкеля, 4

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе»,
117485, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23

ФГБОУ ВО «Тамбовский государственный технический университет», 392000, Тамбов, Советская ул., 106

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Perm State National Research University, 614990, Perm, Genkel st., 4

Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Moscow, Nahimovskiy prospekt, 36

Institute of Geography RAS, 119017, Moscow, Staromonetny per., 29

S. Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University, 117485, Moscow, Miklukho-Maklaya st., 23

Tambov State technical University, 392000, Tambov, Sovetskaya st., 106

Приведены результаты геохимического исследования и их палеогеографическая, палеоклиматическая интерпретация для циклично построенного разреза верхнемеловых отложений у г. Вольск (Саратовская область). Элементарные пластовые циклы и циклические вариации ряда определенных параметров были связаны с астрономо-климатическими циклами Миланковича. Построены кривые изменения палеотемпературы, влажности, палеобатиметрии. На основе индекса выветривания (CIA) получены значения палеотемпературы земной поверхности в областях денудации. В турон-кампанском интервале выделена климатическая цикличность, включающая эпохи относительного похолодания (турон-коньяк) с палеотемпературой около 20 °C, эпоху относительного потепления в середине позднего кампана (20–24 °C), эпоху похолодания в конце позднего кампана (19–21 °C) и эпоху потепления на рубеже кампана и маастрихта и в раннем маастрихте. В маастрихте выделены два климатических цикла, начинающихся со времени относительного похолодания (~19 °C) и заканчивающихся временем относительного потепления (около 20 °C, в конце маастрихта до 25 °C). Также определены циклы изменения влажности климата: два цикла в кампанское время, три цикла — в раннем маастрихте, один цикл — в позднем маастрихте.

Границе раннего и позднего маастрихта соответствует смена аридных условий на гумидные. На кривых палеобатиметрии выделены трансгрессивно-рессессивные циклы: один в позднетурон-коньякское время, два в позднекампанское время, пять в ранне-маастрихтское время, один в позднем маастрихтское время. Оценены вариации глубины: в турон-коньякское время в диапазоне 70–80 м, в кампан-маастрихтское время палеоглубина последовательно увеличивалась и изменялась от 100 до 200 м (в среднем около

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: mosgorsun@rambler.ru

² Пермский государственный национальный исследовательский университет, Естественнонаучный институт, лаборатория биогеохимии техногенных ландшафтов, мл. науч. с.; Пермский государственный национальный исследовательский университет, Естественнонаучный институт, кафедра минералогии и петрографии, ст. преп.; Пермский государственный национальный исследовательский университет, естественнонаучный институт, сектор наноминералогии, инженер; *e-mail*: alex.puzik@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория палеэкологии и биостратиграфии, мл. науч. с.; *e-mail*: koshelevasof@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail*: iskandermig@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail*: nvbadulina@mail.ru

⁶ Институт географии РАН, отдел физической географии и проблем природопользования, ст. науч. с.; Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе, геологоразведочный факультет, кафедра палеонтологии и региональной геологии, доцент; Тамбовский государственный технический университет, кафедра природопользования и защиты окружающей среды, доцент; *e-mail*: yashkovia@mail.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail*: max.kazurov@yandex.ru

150 м). Полученные результаты дают представление о миграции границ аридного пояса в позднем мелу и в целом климатической зональности, что важно для региональных и глобальных палеоклиматических реконструкций, а также для истории развития эпиконтинентальных морей, покрывавших Русскую плиту в районе Ульяновско-Саратовского прогиба.

Ключевые слова: меловой период, цикличность, геохимия, климат, Вольск.

The results of a geochemical study and paleogeographic, paleoclimatic interpretation for a cyclically constructed section of upper Cretaceous deposits near Volsk city, Saratov region, are presented. Elementary formation cyclites and cyclic variations of a number of certain parameters were associated with the Milankovich astronomical-climatic cycles. The curves of changes of paleotemperature, humidity, paleobathymetry were compiled. The results obtained give an idea of the migration of the arid belt boundaries in the upper Cretaceous and the overall climatic zonation, which is important for regional and global paleoclimatic reconstructions, as well as the history of the development of shelf seas that covered the Russian plate (especially Ulyanovsk-Saratov trough). Paleotemperatures of the land surface in the denudation areas are obtained from the chemical index of alteration (CIA). In the Turonian-Campanian interval selected climatic cyclicity, including period of relative cooling (Turonian-Coniacian) with paleotemperature about 20 °C, the period of relative warming in the mid-late Campanian (20–24 °C), the cooling time at the end of the late Campanian (19–21 °C) and the period of warming at the turn of the Campanian and Maastrichtian and in the early Maastrichtian time. In Maastrichtian age, there are two climatic cycles, beginning with a time of relative cooling (about 19 °C) and ending with a time of relative warming (about 20 °C, at the end of Maastrichtian to 25 °C). The cycles of climate humidity change are also determined: two cycles in Campanian time, three cycles in early Maastrichtian, and one cycle in late Maastrichtian. The boundary of the early and late Maastrichtian corresponds to the change of arid conditions to humid ones. The paleobatimetry curves show transgressive-regressive cycles: one in the late Turonian-Coniacian time, two in the late Campanian time, five in the early Maastrichtian time, and one in the late Maastrichtian time. Depth variations were estimated: in the Turonian-Coniacian time in the range of 70–80 m, in the Campanian-Maastrichtian time, the paleobatimetry consistently increased and changed from 100 to 200 m (on average about 150 m). The results obtained give an idea of the migration of the boundaries of the arid belt in the Late Cretaceous and main features of the climatic zonation, which is important for regional and global paleoclimatic reconstructions, as well as for the history of the development of the Russian plate in the Ulyanovsk-Saratov region.

Key words: Cretaceous, cyclicity, geochemistry, climate, Volsk.

Введение. Разрез карьера цементного завода «Большевик» в г. Вольск Саратовской области содержит как циклические, так и визуально ациклические интервалы (рис. 1). Ранее в [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2002; Габдуллин и др., 2014; Бадулина и др., 2016; Сельцер и др., 2016] этот разрез был изучен комплексом методов, определены ключевые факторы, генерировавшие циклическость, а также циклы: а) биопродуктивности (для кампан-маастрихтского интервала), б) разбавления (для конца раннего маастрихта и для позднего маастрихта), в) вызванные вариациями эксцентриситета орбиты Земли второго порядка (продолжительностью около 400 тыс. лет), третьего порядка (около 1290 тыс. лет) и четвертого порядка (около 2030 тыс. лет). В указанных работах были предложены модели формирования этих отложений и оценены отдельные параметры (соленость, глубина, температура) либо качественно (за исключением палеоглубины), либо количественно, но для отдельных интервалов разреза, например, значения палеотемпературы для маастрихта. Количественные значения приводились для пачек в целом, как правило, осредненно. В статье приведены кривые изменения температуры, глубины, солености и типа климата для всего интервала верхнемеловой части разреза на существенно более

детальном уровне. Эти данные ранее не публиковались и интересны с позиции реконструкции климатической и палеогеографической истории развития эпиконтинентальных морей, покрывавших Русскую плиту в районе Ульяновско-Саратовского прогиба. Кроме того, полученные величины дают представление о миграции границ аридного пояса в позднемеловое время и в целом о климатической зональности, что важно для региональных и глобальных палеоклиматических реконструкций.

Материалы и методы исследований. Указанный выше геологический разрез был ранее изучен комплексом методов. Обзор результатов этих исследований и их интерпретации опубликован ранее в [Габдуллин и др., 2014] и содержит список основных наших публикаций и других научных коллективов, изучавших объект.

Акцент нашей работы сделан на результатах геохимических исследований изучаемого разреза по 37 образцам горных пород, ранее отобранным Р.Р. Габдуллиным, и их палеогеографической и палеоклиматической интерпретации.

Полный геохимический анализ элементов для этих 37 образцов, собранных из визуально нециклических туронских и коньякских отложений, циклически построенных кампанских и маастрихтских отложений разреза проведен на волнодиспер-

сионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» (аналитик А.Ю. Пузик).

По полученным результатам подсчитаны соотношения и содержание некоторых химических элементов, указывающих на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

Для анализа **вариации значений палеотемпературы** использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr, титановый модуль (TM), Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношений Ca/Mg, Sr/Ba, Zn/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr).

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) — на гумидные условия седиментации.

Титановый модуль (TM) — отношение содержания TiO_2 и Al_2O_3 — зависит как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать фациальный фактор, TM служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Различие значений TM свидетельствует о разной климатической обстановке. Сформировавшиеся в условиях гумидного климата песчано-алевритовые породы характеризуются более высокими значениями TM, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину TM гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней — по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным [Енгалычев, Панова, 2011].

К **показателям изменения глубины** бассейна относятся отношения Fe/Mn, Ti/Mn, титановый модуль (TM), натриевый модуль (NM), калиевый модуль (KM), а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, показывающие смещение фаций.

Отношение Fe/Mn. Уменьшение этого отношения соответствует увеличению глубины, а также переходу от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция к уменьшению этого отношения с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морских вод, которое сильнее проявляется в глубоководных условиях. По значению отношения Fe/Mn осадочные породы можно разделить

на глубоководные (<40), мелководные (<80) и мелководно-прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса (>160). Отношение Fe/Mn хорошо применимо к глинистым или глиносодержащим отложениям, и в меньшей степени — к карбонатным [Скляров, 2001].

Калиевый модуль ($KM = K_2O/Al_2O_3$) определяется интенсивностью процессов химического выветривания в области размыва. Калий входит в состав полевых шпатов и накапливается при их разрушении в континентальных отложениях в условиях засушливого климата. Во влажном климате он переносится в виде растворов и взвеси и концентрируется в морских и озерных осадках. Алюминий связан с глинистой частью пород, его содержание в осадках увеличивается в сторону открытого бассейна. Низкие значения калиевого модуля характерны для континентальных осадков, тогда как в прибрежно-морских и пелагических отложениях его значения увеличиваются [Енгалычев, Панова, 2011].

Натриевый модуль ($NM = Na_2O/Al_2O_3$). Натрий обычно переносится в виде растворов и взвеси; максимальная его концентрация наблюдается в континентальных отложениях в условиях засушливого климата, а также и в морских и озерных осадках в условиях влажного климата. Наиболее бедны натрием прибрежно-морские образования [Енгалычев, Панова, 2011].

Содержание Sr и Ba. Увеличение содержания стронция свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала, а повышение концентрации бария, наоборот, — о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4–5 км его концентрация может достигать максимальных значений, так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок.

Содержание Pb и Zn. Увеличение концентрации свинца и цинка вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солености бассейна.

Для анализа **изменения солености** использованы значения отношений Sr/Ba и Ca/Sr. При нарушении физико-химического равновесия соленого раствора, что обусловлено его захоронением, одни минералы в этой системе растворяются (например, кальцит), другие — формируются (доломит), что ведет к глубокой трансформации состава рассолов. При этом в растворе происходит избирательное концентрирование химических элементов, среди которых Ca, Sr, Ba. Это также хорошо видно в суперсоленных растворах, где содержание Ca сводится практически к нулю, так как при увеличении солености он замещается на Mg, содержащийся до этого в осадке. Следовательно, увеличение показателей Sr/Ba, Ca/Sr свидетельствует о повышении солености раствора.

Концентрация B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных.

Zn и Cu — также показатели солености раствора, подвижность этих элементов напрямую зависит от солености. В речных водах содержание Cu практически всегда постоянно, поэтому, когда речная вода перемешивается с морской, скорость выпадения Cu в осадок уменьшается с повышением солености получаемого раствора. Подвижность Zn также уменьшается с повышением солености.

Определение значений палеотемпературы по индексу выветривания. Индексы выветривания обычно показывают степень истощения пород подвижными элементами относительно неподвижных в процессе химического выветривания. Индекс CIA был впервые предложен в работе [Nesbitt, Young, 1982] и широко используется как показатель интенсивности химического выветривания:

$$CIA = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O),$$

где CaO^* — некарбонатный CaO , все переменные представляют молярные количества оксидов основных элементов. CaO^* представляет собой долю CaO в силикатных минералах, которая используется вместо общего CaO во избежание вклада CaO из карбонатных и фосфатных минералов, которые не связаны с процессами выветривания [Nesbitt, Young, 1982].

В отложениях, содержащих большое количество карбонатов или фосфатов, необходимо оценить количество CaO^* . Обычно это выполняется путем вычисления поправок на измеренное содержание CO_2 и P_2O_5 . При отсутствии измеренных значений CO_2 поправки могут быть вычислены исходя из соотношения Ca/Na в силикатном материале. Для этого значения CaO корректируют на P_2O_5 . Если скорректированное на фосфаты значение CaO^* превышает концентрацию Na_2O (также в молярных долях), CaO^* устанавливается равным Na_2O [McLennan, 1993]. С увеличением выветривания основания постепенно теряются, что приводит к высоким значениям CIA, которые приближаются к 100 в связи с накоплением Al_2O_3 в продуктах выветривания.

В качестве критерия для разграничения отложений, формирующихся в условиях теплого и холодного климата, принято считать значение индекса CIA, равное 70.

Относительно высокие значения температуры воздуха приводят к более интенсивному химическому выветриванию, которое потенциально можно измерить. В работе [Li, Yang, 2010] сделано предположение, что значения CIA взвешенных отложений в современных устьях крупных рек изменяются в зависимости от широты и температуры поверхности суши. Авторы работы [Yang et al., 2014] продемонстрировали, что температура земной поверхности изменяется линейно с CIA в

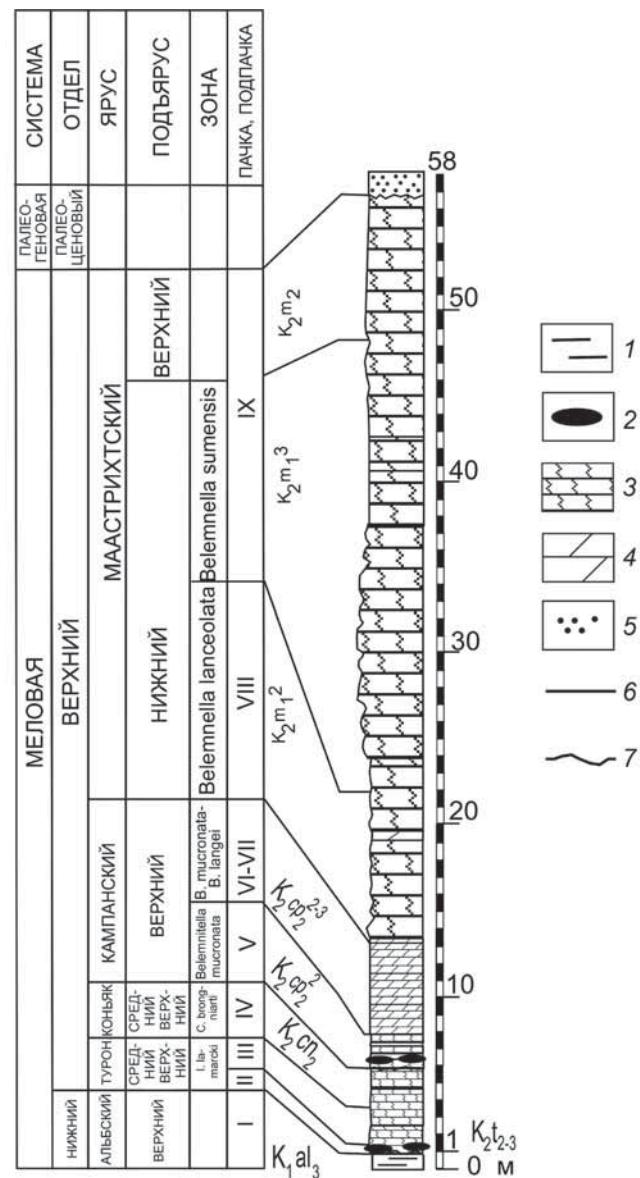


Рис. 1. Разрез верхнемеловых отложений карьера цементного завода «Большевик», г. Вольск, Саратовская обл.: 1 — глины; 2 — фосфориты; 3 — писчий мел; 4 — мергели; 5 — пески; 6 — согласные стратиграфические границы; 7 — несогласные стратиграфические границы

глобальном масштабе. Это отношение выглядит следующим образом:

$$T = 0,56 \cdot CIA - 25,7 \quad (r^2 = 0,50),$$

где T — температура, $^{\circ}\text{C}$. Было показано [Yang et al., 2014], что это соотношение устойчиво в диапазоне CIA от ~50 до 90, что соответствует диапазону палеотемпературы от ~3 до 25 $^{\circ}\text{C}$. Полученные из CIA данные соответствуют палеотемпературе земной поверхности (но не воздуха!).

Литолого-палеонтологическая характеристика разреза. Разрез (рис. 1) расположен в северо-западном борту карьера цементного завода «Большевик». Разрезы окрестностей г. Вольска и карьеров цементных заводов детально изучены многими исследователями, их описание приводится в

десятках работ. Перечень этих публикаций приведен в работе [Габдуллин и др., 2014]. За основу стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений Русской плиты взята схема А.С. Алексеева, А.Г. Олферьева и С.М. Шика [1995]. Распределение изученных параметров по разрезу приведено на рис. 2–10.

В забое карьера вскрыты глинистые отложения верхнего альба — *пачка I*. Выше по несогласной границе залегают верхнемеловые (туронские, коньякские, кампанские и маастрихтские) отложения.

Средний–верхний подъярусы туронского яруса. Туронские отложения представлены карбонатными породами среднего–верхнего подъяруса с раковинами *Inoceramus lamarki* и панцирями морских ежей, эти породы с размывом перекрывают альбские песчанистые темно-серые глины.

Пачка II. Мергель с фосфоритовыми желваками и уровнями обломков призматического слоя инцефалов мощностью 2 м. Мощность «иноцерамовых горизонтов» убывает снизу вверх по разрезу от 0,1–0,25 до 0,04–0,05 м. Встречены ожелезненные обломки мела. В основании пачки наблюдается аналог «фосфоритовой плиты» (0,3 м). Мергель переполнен стяжениями фосфоритов разной формы, в основном полуокатанными. Их максимальная концентрация сосредоточена в средней части аналога «плиты».

Пачка III. Желтовато-серый мел, иногда окремнелый, мощность 2,5 м. Микроскопически порода представляет собой известняк биокристаллокластический. Отложения содержат *Inoceramus lamarki*, *In. apicalis*, *Micraster corbovis*, *M. leskei*, *M. corstetudinarium*, *Conulus subrotundus*, *C. subconicus*, *Holaster planus*, *Scaphites geitnitzii*, *Lewesiceras peramplum*. Среднетуронский возраст отложений устанавливается по присутствию зональных видов *Inoceramus lamarki*, *In. apicalis*, позднетуронский возраст — по находкам иглокожих *Micraster corstetudinarium*, *Holaster planus*. В работе М.Н. Матесовой [Матесова, 1930] из туронских отложений отмечены также массовые находки устриц, брахиопод, зубов и обызвествленных позвонков акуловых рыб — все эти ископаемые остатки встречены здесь также и нами. В туронских отложениях отмечены следы жизнедеятельности *Chondrites*, *Teichichnus* и *Planolites*. Визуально цикличность отсутствует.

Нижний подъярус коньякского яруса. Пачка IV. Желтовато-серый мел (микроскопически известняк биокристаллокластический) мощностью 1,5–2 м. В верхней части наблюдается зеленовато-серый мергелистый мел с фосфоритовыми стяжениями и глауконитом, мощность 0,5 м. Общая мощность коньякских отложений составляет 2–2,5 м. На принадлежность этих отложений к нижнему подъярусу указывают находки *Cremninceramus wandereri* Andert. Морские ежи в изобилии встречаются в разрезах района г. Вольск [Матесова,

1930, 1935; Герасимов и др., 1962]. Отмечены находки устриц и аммонитов [Матесова, 1930]. Визуально цикличность отсутствует.

Верхний подъярус кампанского яруса. Пачка V, «второй горизонт кампана», сложена рыхлым писчим мелом с обильными остатками морских ежей. Кремнистость к кровле усиливается. Мощность пачки 2–3 м. Породы содержат макрофоссилии *Belemnitella mucronata mucronata* Schlot., *Belemnitella mucronata senior*, *Isomicraster* sp. и др.

Отложения кампана несогласно, с размывом перекрывают отложения коньяка. Амплитуда «волнистости» эрозионной поверхности может доходить до 5 см. Отложения представлены карбонатными породами верхнего кампана. Мощность 6 м.

Белый писчий мел (микроскопически биокристаллокластический известняк) с тонкими прослойками зеленовато-серого мелоподобного мергеля, или «полосчатый мел», по М.Н. Матесовой [1930], мощность 2 м. Граница между нижней и верхней пачками эрозионная. Отложения, слагающие пачку «полосчатого мела» ($K_2sp_2^1$), характеризуются в районе Вольска находками *Belemnitella mucronata mucronata* Schlot., *Isomicraster* sp. Они относятся к нижней зоне верхнего кампана *Belemnitella mucronata senior*. В районе Вольска эти отложения охарактеризованы находками *Echinocorys* sp., *In. dariensis*, *B. m. volgensis* [Герасимов и др., 1962].

Пачки VI, VII, «второй–третий горизонты кампана». Толща узловатых белых биокристаллокластических мергелей, заключенных в серо-зеленом биокристаллокластическом мергеле («брекчированный мел», по М.Н. Матесовой), мощность 4 м. В середине верхней пачки наблюдается эрозионная поверхность с закатившимися в эрозионные ниши панцирями морских ежей. Возможно, эта поверхность представляет собой границу пачек V и VI. Толща «брекчированного мела» ($K_2sp_2^{2-3}$) в Вольском районе содержит ростры *Belemnitella langei* Shatsk., *B. m. mucronata*, *B. m. senior*, а также морские ежи *Micraster grimmenensis* Nentsch. и *Coraster cubanicus* Posi. Соответственно, она относится к верхнему кампанию и представлена его вторым и третьим горизонтами [Герасимов и др., 1962]. Таким образом, рассматриваемый стратиграфический интервал разреза охарактеризован зонами *mucronata* и *langei*.

Из кампанских отложений в районе Вольска также отмечены находки родов головоногих (*Bostrychoceras*), двустворчатых (*Spondylus*) и лопатоногих моллюсков (*Dentalium*), брахиопод и одиночных кораллов (*Parasmilia*). Этот интервал разреза получил название «микрастро-кладбище» из-за обилия находок панцирей морских ежей [Матесова, 1930]. Кроме того, в Вольском разрезе установлены следы жизнедеятельности *Thallassinoides*, *Teichichnus* и *Planolites*.

Цикличность в толще «полосчатого мела» представлена 10 циклитами типа 1: мел (0,4–0,1 м) —

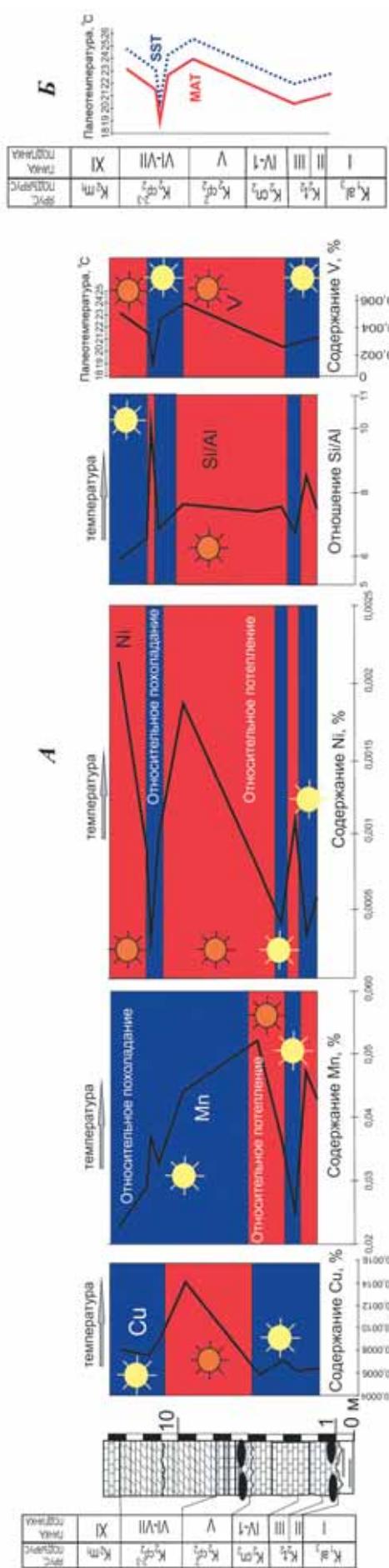


Рис. 2. Вариации палеотемпературы для верхнего турона–нижнего маастрихта: *А* — в областях денудации (получены нами по геохимическим данным), *Б* — палеотемпературные кривые (МАТ — среднегодовая, SST — поверхностных вод)

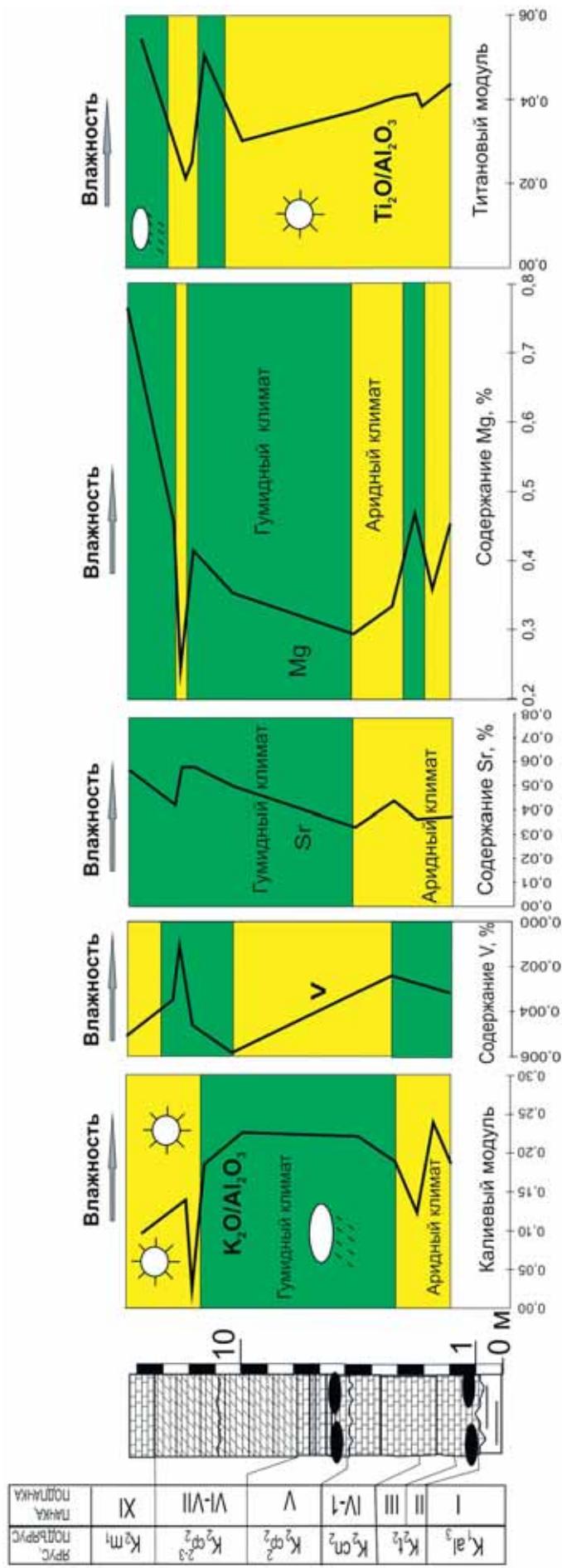


Рис. 3. Изменение типа климата (аридный/гумидный) на исследуемой территории в верхнем туроне–нижнем маастрихте

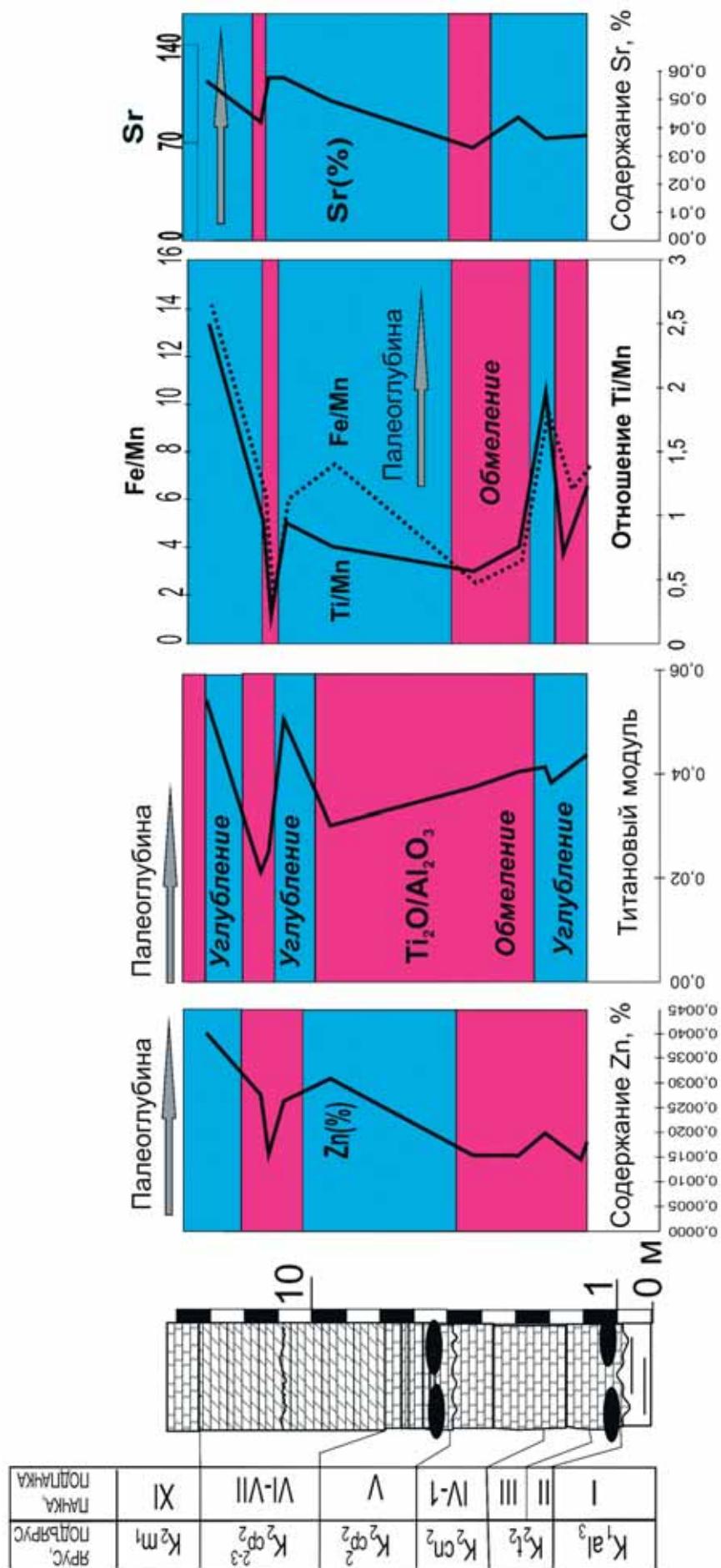


Рис. 4. Соотношение кривых палеобатиметрии для верхнего турона–нижнего маастрихта Ульяновско–Саратовского противта, полученных по геохимическим данным

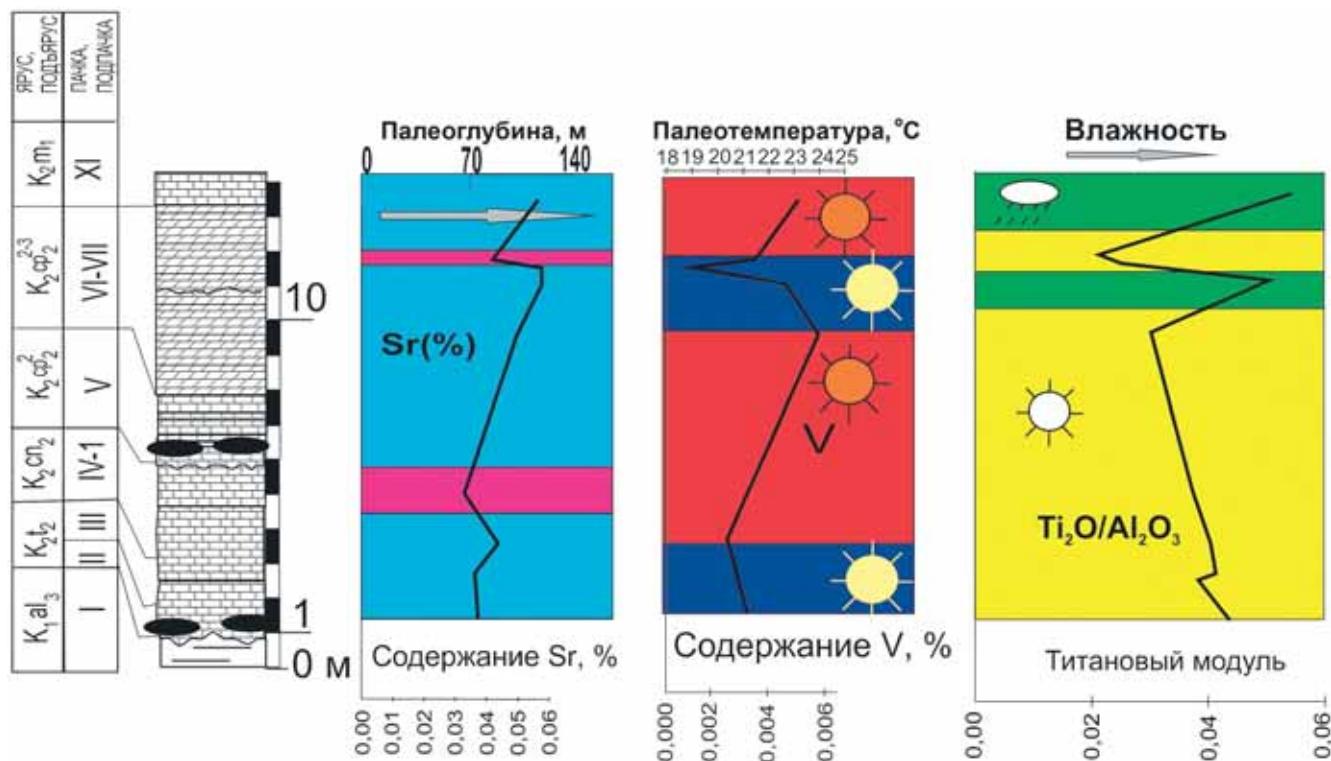


Рис. 5. Кривые изменения палеобатиметрии, палеотемпературы и влажности в отложениях верхнего турона–нижнего маастрихта Ульяновско–Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным

глинистый мергель (0,02–0,05 м). В кровле более карбонатных элементов ритма (БКЭР) — слоев мела — наблюдаются эрозионные поверхности. Ритмичность в «брекчированном меле» представляет собой переслаивание массивных (2,5–0,6 м) и глинистых (0,03–0,05 м) мергелей. Установлено 3 циклита, отнесенных к типу 2.

Нижний подъярус маастрихтского яруса. Мощность отложений этого интервала в Вольском районе составляет до 30–50 м. Отметим, что в разрезе карьера цементного завода «Коммунар», расположенного рядом (Вольск), присутствуют отложения самой первой подзоны ($K_2m_1^1$) — *Belemnella licharewi*, но не встречены в изученном разрезе. Эти породы представлены серовато-белым песчанистым мелом с тонкими глинистыми прослойками (0,3–4 м).

Пачка VIII. Белый писчий мел с прослойками зеленовато-серого мергеля (10–15 м). Раннемаастрихтский возраст отложений подтверждается находками *Bel. lanceolata*, *Baculites anceps leopoldensis*, *Acanthoscaphites tridens*, *Hoploscaphites constrictus* [Герасимов и др., 1962]. Это сообщество форм характеризует среднюю подзону нижнего маастрихта ($K_2m_2^1$).

Пачка содержит 8 циклита типа 1: писчий мел (2,5–0,2 м) — глинистый мергель (0,03–0,17 м). Циклита хорошо подчеркнуты профилем выветривания и не выдержаны по мощности (0,35–2,6 м).

Нижний–верхний подъярус маастрихтского яруса. Пачка IX. Писчий мел с прослойками глин и

мергелей, вверху сменяющийся глауконитовыми песчанистыми мергелями, мощность 30–57 м.

Пачка представлена белым писчим мелом (>30 м). Третья подзона нижнего маастрихта ($K_2m_3^3$) устанавливается в исследованном разрезе по находкам *Bel. lanceolata sumensis*, *Bac. anceps leopoldensis*, *Asc. tridens*, *H. consitictus*, *In. balticus* Boehm. Выше вскрыты отложения верхнего маастрихта ($K_2m_2^2$), которые слагают верхние 10 м разреза.

Пачка представлена циклитами типа 1: писчий мел (1,1–2 м) — «глинистый мергель», «глина» (0,03–0,05 м). Рентгенофазовый анализ показывает, что визуально большинство глинистых прослоев представляют собой глинистый писчий мел. Циклита хорошо проявляются в профиле выветривания и хорошо выдержаны по мощности (1,15–2,05 м). Более того, возможно выделение циклита более высокого порядка путем группировки их по парам. Иными словами, закономерно чередуются циклита мощностью 1 м с циклита мощностью 2 м. Таким образом, возможно выделение 8 циклита 3-го порядка и 4 циклита 2-го порядка в интервале 12 м от основания пачки. Затем толща ациклична на протяжении 11 м, после чего наблюдаются два циклита мел–глина 3-го порядка (мощность ритмов 1–2,5 м) или 1 цикл 3-го порядка. Затем на протяжении 10 м толща также ациклична. Возможно, ацикличные интервалы мощностью 10–12 м — элементы циклита 1-го порядка, чередующиеся с циклическими интервалами.

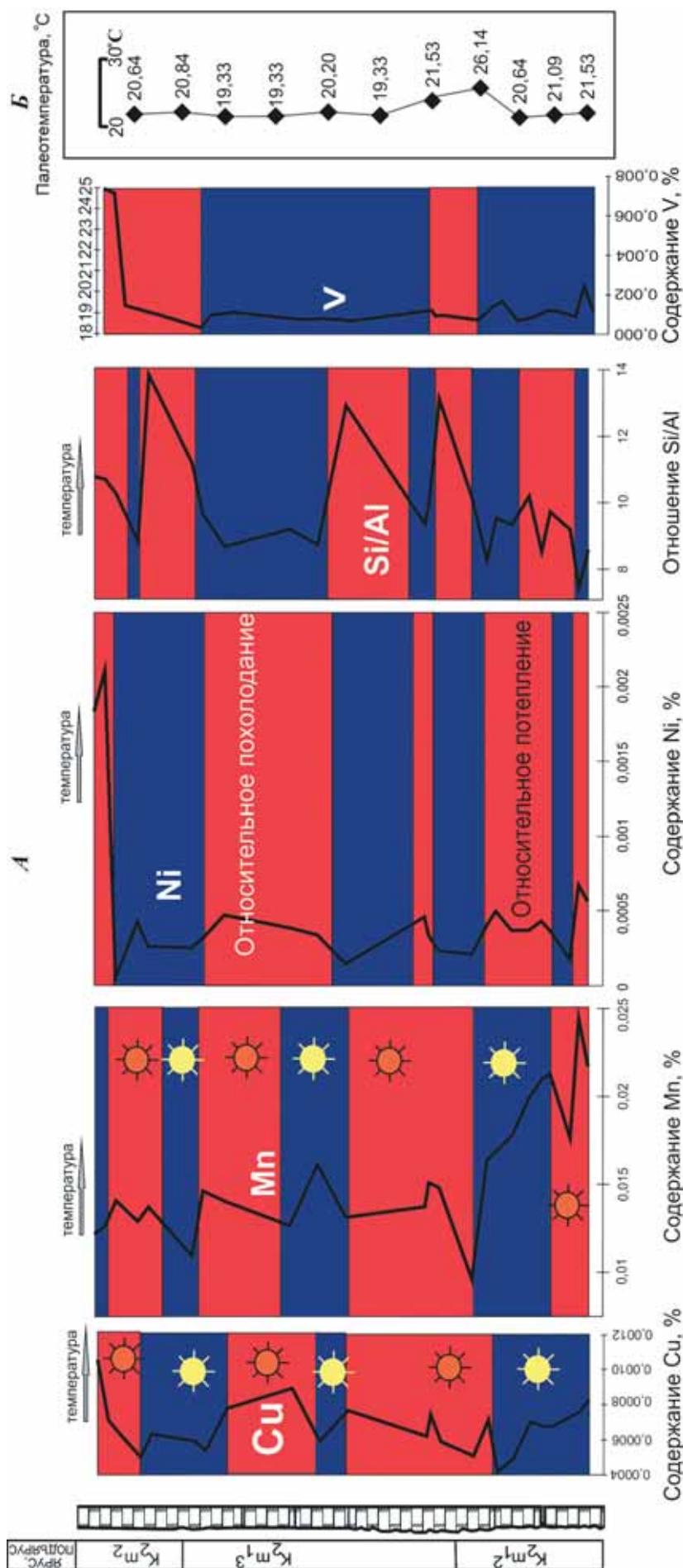


Рис. 6. Вариации значений палеотемпературы: *A* — в областях денудации (получены нами по геохимическим данным), *B* — палеотемпературная кривая по данным изотопной палеотермометрии по [Балулина и др., 2016]

В маастрихтских породах в районе Вольска также содержатся ежи-цидариды (*Cidaris*, *Salenia*), спатангоиды (*Echinocorys*), устрицы (*Pycnodonte*, *Hyotissa*, *Ostrea*), пектениды (*Spondylus*, *Chlamys*, *Janira*), губки (*Ventriculites*) и кораллы (*Cylicosmilia*); редко встречаются брахиоподы, брюхоногие моллюски (*Pleurotomaria*?) [Матесова, 1930, 1935]. В них установлены ихнотаксонии *Thallassinoides*, *Teichichnus* и *Planolites*.

Результаты исследования и их обсуждение.

Геохимическая характеристика разреза. Геохимические данные позволили рассчитать значения концентрации (ppm) для 29 элементов и соединений, а также 6 их отношений (модулей), необходимых для уточнения условий седиментации и генезиса цикличности. Описанию этой методики посвящено множество работ [Енгальчев, Панова, 2011; Климат..., 2004; Скляров, 2001]. Получаемые нами данные в контексте их палеогеографической интерпретации часто противоречивы, что требует их сравнения с результатами других исследований.

Кратко и выборочно охарактеризуем концентрацию элементов, соединений и их отношений.

Вариации значений палеотемпературы установлены по величине титанового модуля, содержанию ванадия, меди, марганца, никеля, отношению Si/Al (рис. 2, 6). Высокая степень корреляции характерна для ванадия и меди и ТМ. Концентрация марганца и никеля, отношение Si/Al между собой демонстрируют среднюю корреляцию. По ним можно выделить фазы потепления и похолодания климата. Установленные фазы относительного потепления климата отвечают повышению концентрации органического углерода ($C_{орг.}$) и карбоната кальция ($CaCO_3$) в турон-кампанском интервале рассматриваемого разреза и определены ранее [Габдуллин и др., 2014]. Вместе с тем в кампан-маастрихтском интервале разреза связь между повышением палеотемпературы и ростом содержания карбоната кальция не выявлена. Связь вариаций площади (объема) биотурбированных пород, числа ихнотаксонов и диаметра их нор с изменениями температуры не установлена. За кривую вариации температуры была взята кривая изменения содержания V.

Перейти от «качественного» графика к количественным значениям стало возможно по результатам определения значений палеотемпературы по индексу выветривания (таблица). Полученный диапазон палеотемпературы земной поверхности на палеоподнятиях (в областях денудации) — 19–25 °C — близок к диапазону значений, ранее полученных методами изотопной палеотермометрии [Тейс, Найдин, 1973] (рис. 2, Б; 6, Б; 7), для сравнительно глубоководных эпиконтинентальных бассейнов Русской плиты во второй половине турона (14–15 °C), второй половине коньяка (13–15 °C), второй половине кампана (13–14 °C). Установленный диапазон значений палеотем-

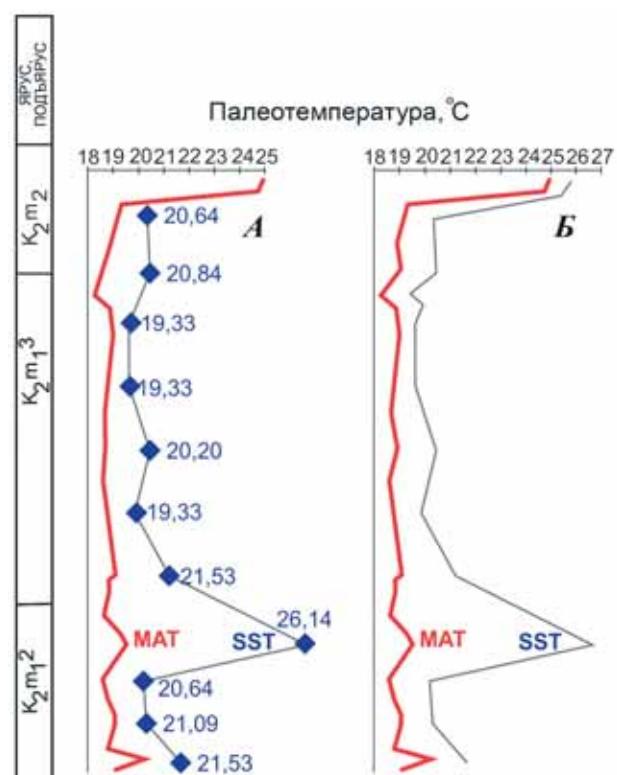


Рис. 7. Палеотемпературные кривые для маастрихта (MAT — среднегодовая, SST — поверхностных вод): А — получена нами по индексу выветривания по геохимическим данным (слева) и по данным изотопной палеотермометрии [Бадулина и др., 2016] (справа); Б — скорректированные версии этих же палеотемпературных кривых

пературы по индексу выветривания (19–25 °C) хорошо соотносится с значениями (19–26 °C), полученными ранее методом изотопного анализа состава стабильных изотопов кислорода на приборе «Delta V Advantage» для маастрихтского интервала разреза [Бадулина и др., 2016], а также по организмам-индикаторам палеотемпературы. В частности, для маастрихтского интервала разреза характерны кораллы (*Cylicosmilia* sp.), обитающие в воде с температурой выше 20 °C и двустворчатые моллюски пектениды (*Janira* sp.), живущие в водах с температурой не менее 23,5 °C [Габдуллин, Иванов, 2002]. Относительно прохладные воды туронского времени постепенно нагревались к коньякскому времени (на это указывают содержание и отношение Ca и Mg) [Габдуллин и др., 2014].

В турон-кампанском интервале можно выделить климатическую цикличность, включающую в себя эпохи относительного похолодания (турон–коньяк) с палеотемпературой около 20 °C, эпоху относительного потепления в середине позднего кампана (20–24 °C), эпоху похолодания в конце позднего кампана (19–21 °C) и эпоху потепления на рубеже кампана и маастрихта и в раннем маастрихте. В маастрихте выделено два климатических цикла, начинающихся со времени относительного похолодания (около 19 °C) и заканчивающихся временем относительного потепления (около 20 °C, в конце маастрихта до 25 °C). Рассчитанные

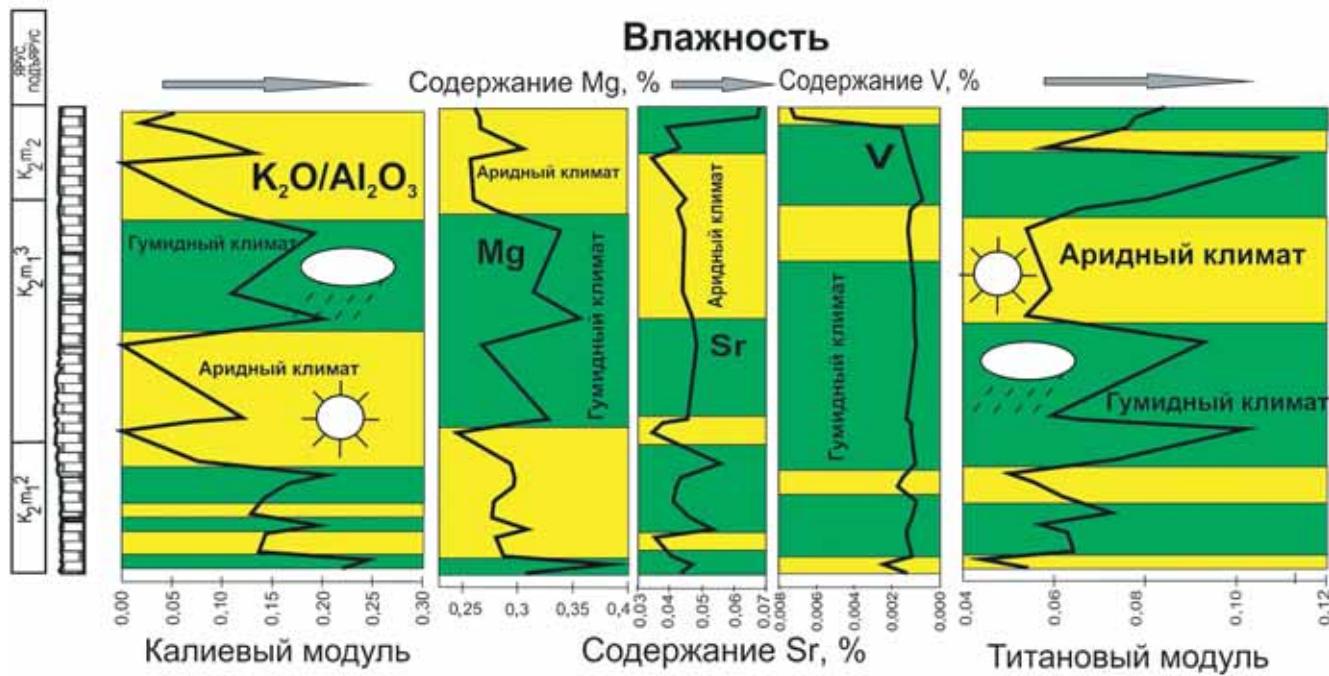


Рис. 8. Изменение типа климата (аридный/гумидный) на исследуемой территории в маастрихте

значения палеотемпературы по индексу выветривания можно отождествить со средней годовой температурой (MAT), а температуру поверхностных вод (SST) можно предположительно оценить, как имеющую значения на 1–2 °C выше, чем MAT.

Величины палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания

Номер п/п	Номер лабораторного образца	Образец	CIA	$T, ^\circ\text{C}$
1	X10833	Вольск 10	83	21
2	X10834	Вольск 11	79	19
3	X10835	Вольск 13	88	24
4	X10836	Вольск 15	83	21
5	X10837	Вольск 18	81	19
6	X10838	Вольск 28	80	19
7	X10839	Вольск 33	83	21
8	X10841	Вольск 35	87	23
9	X10842	Вольск 43	91	25
10	X10844	Вольск 46	79	19

Примечание. В изучаемых отложениях для расчета CIA и значений палеотемпературы использованы образцы с наибольшим количеством терригенной примеси. В качестве критерия принято содержание $\text{SiO}_2 \geq 5\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1\%$.

Вариации влажности климата прослеживаются на кривых ТМ, КМ, содержания ванадия, стронция и магния (рис. 3, 8). Эти графики слабо соотносятся между собой (только в отдельных интервалах). В качестве параметра для оценки влажности климата был выбран ТМ, который имеет высокую степень корреляции с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 и определен ранее в [Габдуллин и др., 2014]. В эпохи гумидизации климата в кампанское время увеличивалось содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 , а

в эпохи аридизации эти показатели уменьшались. В турон-коньякское время максимуму содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ отвечал минимум CaCO_3 в условиях аридизации климата. В маастрихтское время вариации содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 были минимальны. На смену влажному типу климата в туроне к коньяку постепенно устанавливались аридные условия (ТМ, АМ, ЩМ, содержание Mg) [Габдуллин и др., 2014]. По вариациям кривой ТМ выделено два цикла изменения влажности климата в кампанское время и три цикла в раннем маастрихте, в позднем маастрихте — один цикл. Границе раннего и позднего маастрихта соответствует смена аридных условий на гумидные. По ТМ турон-коньякское время интерпретируется как аридное. По графикам других параметров можно выделить два цикла изменения влажности климата в турон-коньякском интервале (содержание магния) или один (концентрация стронция и ванадия).

Вариации значений палеосолености прослеживаются на кривых отношения Sr/Ba (из-за литологической специфики отложений и связанного с этим низкого содержания терригенной примеси, с которой связан Ba , кривые можно построить только для фрагментов разреза). Присутствие иглокожих и брахиопод в туроне, ракообразных (следы *Thallassinoides*) и редких пелеципод в коньякских отложениях, а также отношение Ti/Mn для турон-коньякского интервала подтверждает нормальную соленость бассейна в указанный диапазон времени (рис. 4, 9). Для конца турона отмечено понижение солености (отношение Sr/Ba), связанное с уменьшением глубины палеобассейна в сочетании с возможным увеличением речного стока, вызвавшим опреснение. О нормальной палеосолености

в кампане свидетельствуют находки стеногалинных кораллов, иглокожих и ракообразных (следы *Thallassinoides*). Для маастрихтской части важными индикаторами условий нормальной солености служат стеногалинные плевротомарии, кораллы и устрицы рода *Pycnodonte* (12–30%). В конце маастрихта на кривых элементов-индикаторов (Sr, Zn) фиксируется повышение солености.

Вариации значений палеоглубины видны на кривых изменения содержания Zn, Sr и титанового модуля (TM), а также на кривых отношений Ti/Mn и Fe/Mn (рис. 4, 9). Значения отношений Ti/Mn и Fe/Mn демонстрируют в целом хорошую сходимость и позволяют выделить общие тренды. Выделены интервалы относительного углубления и обмеления эпиконтинентального бассейна. Установлена корреляция увеличения палеоглубины (в условиях трансгрессии) по ряду параметров, определенных ранее [Габдуллин и др., 2014], в частности, по концентрации $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 . Также с углублением бассейна отмечен рост площади (объема) биотурбированных пород, числа ихнотаксонов и диаметра их нор. В целом условия во второй половине турона были относительно мелководные (менее 100 м), а в коньяке, кампане и маастрихте — относительно глубоководные, отвечающие пелагиали с глубиной более 100 м по [Габдуллин, 2002] или 130–200 м по [Бондаренко, 1990]. По графикам отношений Ti/Mn и Fe/Mn фиксируется уменьшение глубины бассейна в коньякское время и не менее трех эвстатических циклов в маастрихтское время.

Эпохи обмеления и углубления бассейна отчетливо выделяются на графиках содержания Zn, Sr и изменения TM. Так, на всех трех графиках выделяются регressive эпохи в конце коньяка, в конце кампана, в конце раннего и в конце позднего маастрихта.

Для оценки изменения палеобатиметрии было выбрано изменение концентрации Sr. На соответствующей кривой выделяются трансгрессивно-регressive циклы: в позднетурон-коньякское время — один, в позднекампансское время — два, в раннемаастрихтское время — 5, в позднемаастрихтское время — 1. Вариации глубины в изученном разрезе нами оценены в диапазоне 75–200 м. В турон-коньякское время палеоглубина бассейна оценивается в 70–80 м.

В туронский век здесь в сравнительно мелководно-морских условиях происходило накопление преимущественно карбонатных илов и терригенных фосфоритоносных осадков [Герасимов и др., 1962]. Бассейн был относительно мелководным, что подтверждается отношением Ti/Mn и TM. В коньякское время глубина бассейна немного увеличилась (подтверждено отношением Ti/Mn и TM), при этом в туроне и в коньяке происходили эвстатические колебания (НМ, ЩМ, ТМ, КМ, концентрация S) [Габдуллин и др., 2014].

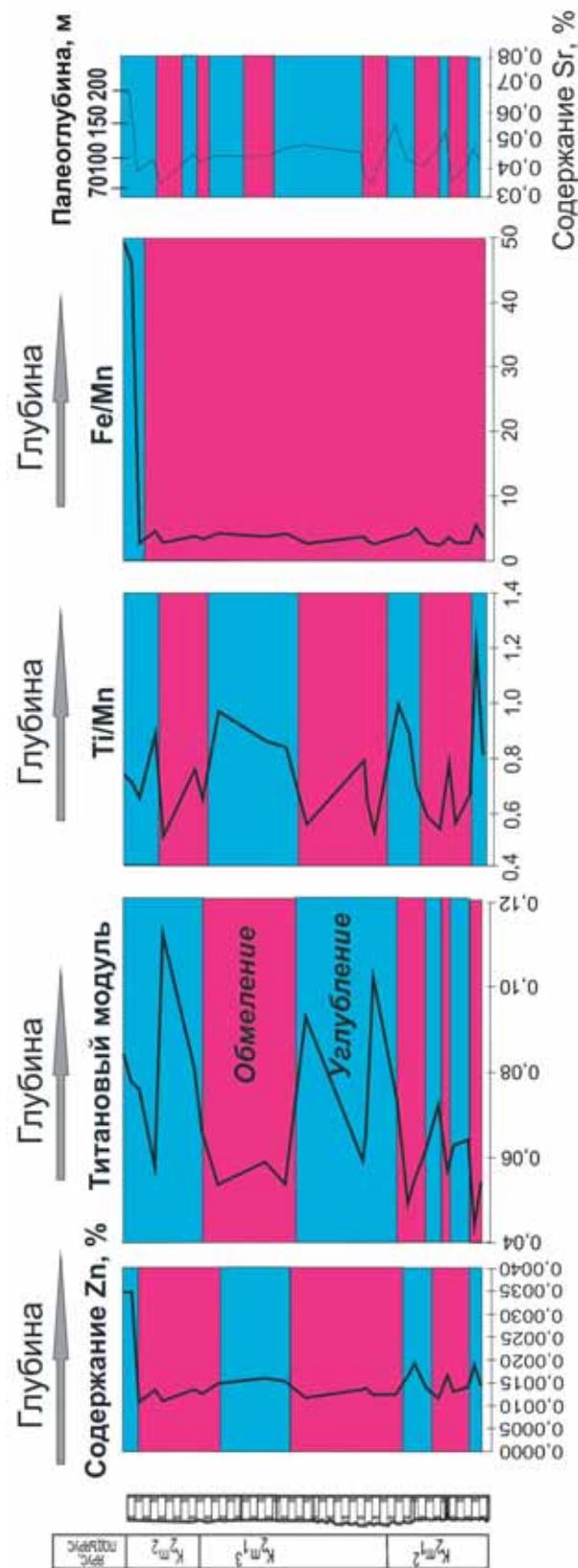


Рис. 9. Соотношение кривых палеобатиметрии для маастрихтской части разреза, полученных по геохимическим данным

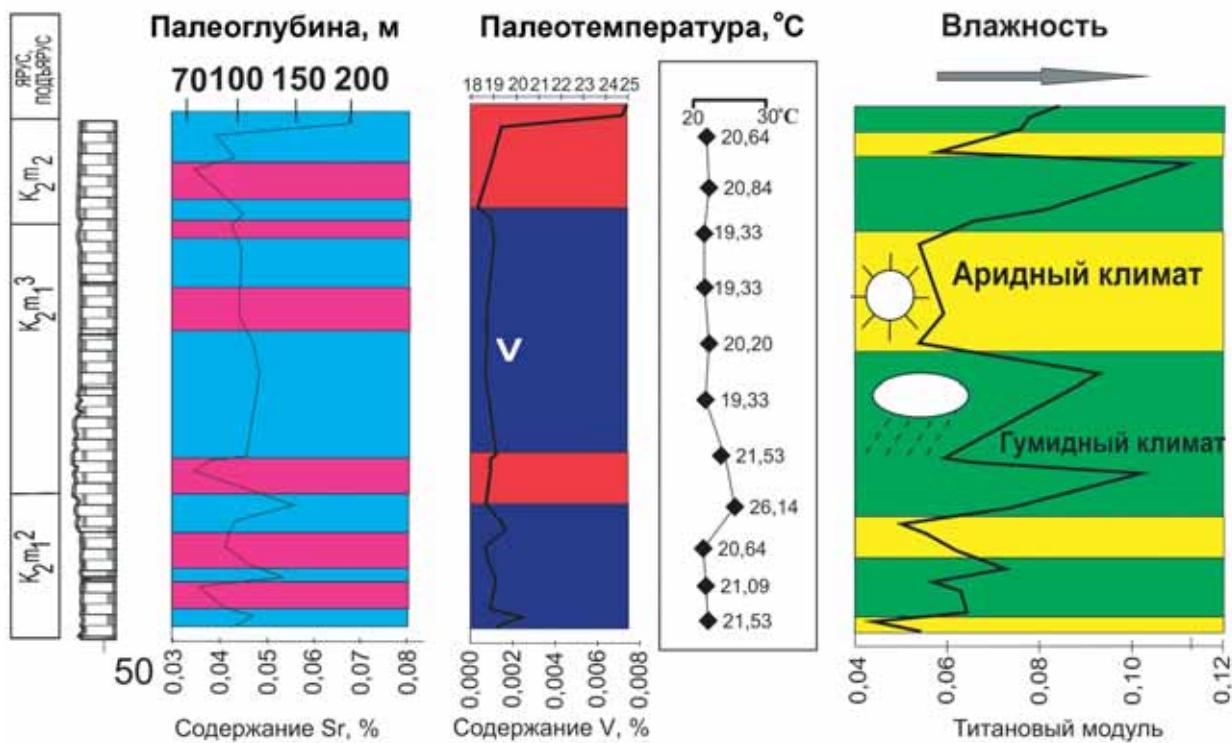


Рис. 10. Кривые изменения палеобатиметрии, палеотемпературы и влажности в отложениях маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба, построенные по геохимическим данным

В кампан-маастрихтское время палеоглубина последовательно увеличивалась и изменялась от 100 до 200 м (в среднем около 150 м). На это указывает низкое биоразнообразие палеоценоза, представленного двумя видами иноцерамов в кампанское время. Комплекс фауны представлен иглокожими, которые могли питаться губками (что указывает на возможность существования губок в этой части палеобассейна, несмотря на отсутствие их остатков). Все эти формы обитали на палеоглубине не менее 100 м (нижняя сублитораль-батиаль), а сравнительно мелководные формы — устрицы, двустворки-пектениды, очень малочисленные, как правило, угнетенные и, возможно, аллохтонные.

Заключение. В результате интерпретации геохимических данных получены качественные и количественные характеристики изменения основных палеогеографических параметров палеобассейна в районе Ульяновско-Саратовского прогиба и прилегающих к нему областей денудации (рис. 5, 10). Рассчитаны значения палеотемпературы земной поверхности в областях денудации и выделены соответствующие циклы. Так, в турон-кампанском интервале выделена климатическая цикличность, включающая эпохи относительного похолодания (турон-коньяк) с палеотемпературой около 20 °C, эпоху относительного потепления в середине позднего кампана (20–24 °C), эпоху похолодания в конце позднего кампана (19–21 °C) и эпоху потепления на рубеже кампана и маастрихта и в начале маастрихте.

В маастрихте выделено два климатических цикла, начинающихся со времени относительного похолодания (около 19 °C) и заканчивающихся временем относительного потепления (около 20 °C, в конце маастрихта до 25 °C). Также выявлены циклы изменения влажности климата: два цикла в кампанское время, три цикла — в раннем маастрихте, в позднем маастрихте — один цикл. Граница раннего и позднего маастрихта соответствует смена аридных условий на гумидные. На кривых палеобатиметрии выделены трансгрессивно-рессессивные циклы: один в позднетурон-коньякское время, два в позднекампанское время, пять в раннем маастрихтское время, один в позднем маастрихтское время. Оценены вариации глубины: в турон-коньякское время в диапазоне 70–80 м, в кампан-маастрихтское время палеоглубина изменилась от 100 до 200 м, в среднем около 150 м.

Финансирование. Работа поддержана РФФИ (проекты № 18-05-00503, 18-05-00495), частично выполнена в рамках научно-просветительской экспедиции «Флотилия плавучих университетов», частично — при поддержке Минобрнауки РФ (проект № 2019-0858) и Программы деятельности научно-образовательного центра мирового уровня «Рациональное недропользование» на 2019–2024 годы при финансовой поддержке Минобрнауки России (распоряжение Правительства РФ от 30 апреля 2019 г. № 537). Статья подготовлена по теме государственного задания Института географии РАН № 0148-2019-0007 «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических

изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования». Исследование выполнено при поддержке

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Шик С.М.* Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам верхнего мела Восточно-Европейской платформы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. С. 1–58.
- Бадулина Н.В., Яковшина Е.В., Габдуллин Р.Р.* и др. Литолого-geoхимическая характеристика и условия формирования верхнемеловых разрезов Северного Перитетиса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. № 4–5. С. 136–147.
- Бондаренко Н.А.* Стратиграфия и условия седиментации сантонских, кампанских и маастрихтских отложений правобережья Нижнего Поволжья: Автореф. канд. дисс. Саратов, 1990. 22 с.
- Габдуллин Р.Р.* Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.
- Габдуллин Р.Р., Иванов А.В.* Ритмичность карбонатных толщ. Саратов: Изд-во Сарат. гос. ун-та., 2002. 52 с.
- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В.* и др. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 55–71.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 195 с.
- Енгальчев С. Ю., Панова Е. Г.* Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. № 5. С. 16–29.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем»
- Матесова М.Н.* Геологические экскурсии в окрестности города Вольска // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 3. Вольск, 1930. 56 с.
- Матесова М.Н.* Полезные ископаемые Вольского Поволжья. Ч. 1 // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 4. Вольск, 1935. 68 с.
- Сельцер В.Б., Иванов А.В., Яшков И.А.* Очерк геологии и палеонтологии Саратовско-Вольского Поволжья // Путеводитель полевого семинара Всеросс. науч. конф. «Золотой век российской малакологии», посвященной 100-летию со дня рождения профессора В.Н. Шиманского. М.; Саратов: ПИН РАН, СГТУ, 2016. 28 с.
- Скляров Е.В.* Интерпретация geoхимических данных. М.: ИнтернетИнжиниринг, 2001. 288 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 254 с.
- Li C., Yang S.Y.* Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // Amer. J. Science. 2010. Vol. 310, N 2. P. 111–127.
- McLennan S.M.* Weathering and Global Denudation // J. Geol. 1993. Vol. 101. P. 295–303.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299, N 5885. P. 715–717.
- Yang J., Cawood P.A., Du Y. et al.* Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: correlating highland low-paleolatitude sedimentary records // Geology. 2014. Vol. 42, N 10. P. 835–838.

Поступила в редакцию 08.12.2020

Поступила с доработки 14.01.2021

Принята к публикации 29.01.2021

УДК 004.891.3; 550.8.053

И.И. Никулин¹, А.А. Самсонов², М.В. Кузнецов³

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ НОРИЛЬСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНА В НЕЙРОСЕТЕВОМ КЛАСТЕРНОМ АНАЛИЗЕ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ООО «Норильскгеология», 195220, Санкт-Петербург, Гражданский проспект, 11
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC «Norilskgeologia», 195220, Saint Petersburg, Grajdansky ave., 11
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

По разработанной авторами методике автоматической экспресс-интерпретации площадных геофизических данных построена комплексная геофизико-математическая модель Норильского металлогенического района, состоящая из пятнадцати уровней иерархии. Создание модели базируется на использовании математического аппарата нечеткой логики — искусственных нейронных сетей без учителя по методу самоорганизующихся карт Кохонена. Обосновано формирование групп кластеров, характеризующих возможные связи между многомерными геофизическими данными, и проанализировано наличие взаимосвязей между ними путем выявления корреляционных зависимостей. Проанализированы различные геофизические трансформанты с применением самоорганизующихся карт Кохонена. Определен ряд входных показателей-репрезентантов своих групп, на основе которых построена геофизико-математическая модель в виде двумерной карты кластеров с использованием инструментария нечеткой логики. Сформированы терминологические множества для каждой группы кластеров, задан вид функций принадлежности ранее неизвестных геологических объектов по новым проинтерпретированным данным.

Вычисленные кластеры по результатам исследования отражают северо-западный фрагмент полей базальтового магматизма трапповой формации, в пределах которого выделены две кольцевые структуры. В западной части участка исследований модельная кольцевая структура отражает Болгохтохский шток гранодиоритов. Вторая кольцевая структура — Пясинская, ранее неизвестная, указывает на наличие на большой глубине куполовидного объекта — возможного очага корневых зон интрузий норильского комплекса. Экспериментальное исследование подтвердило адекватность построенной модели и эффективность ее использования с целью экспрессного анализа геофизических данных и принятия решений для геолого-поисковых задач.

Ключевые слова: кольцевые структуры, площадная геофизика, иерархическая модель, искусственная нейронная сеть, карта Кохонена, нечеткая логика, кластерный анализ, Норильский район.

An integrated geophysical and mathematical model of the Norilsk metallogenic region has been built according to the authors' method of automatic express interpretation of areal geophysical data. It consists of fifteen levels of hierarchy. The model is based on the use of the mathematical apparatus of fuzzy logic — artificial neural networks without a teacher using the method of self-organizing Kohonen maps. Formation of cluster groups is justified. Clusters characterize to the greatest extent possible connections between multidimensional geophysical data. The presence of relationships between them is analyzed by identifying correlation dependences. Analysis of various geophysical transformants using self-organizing Kohonen maps is carried out. A number of input indicators-representatives of their groups are determined, on the basis of which a geophysical-mathematical model is built. A model in the form of a two-dimensional map of clusters using fuzzy logic tools. Terminological sets were formed for each group of clusters. The form of membership functions of previously unknown geological objects is given according to new interpreted data. The calculated clusters according to the results of the study reflect the northwestern fragment of the basaltic magmatism fields of the trap formation, within which two ring structures have been distinguished. In the western part of the study area, the model ring structure reflects the Bolgokhtokhsky stock of granodiorites. The second, the Pyasinskaya ring structure, previously unknown, indicates the presence of a dome-shaped object at a great depth — a possible source of root zones of intrusions of the Norilsk complex. The conducted experimental study confirmed the adequacy of the constructed model and the effectiveness of

¹ ООО «Норильскгеология», заместитель директора по развитию геологоразведочных работ; e-mail: nikulinII@nornik.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, вед. инженер; e-mail: samsonov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, магистрант; e-mail: kuznetsov.maxi@yandex.ru

its use for the purpose of express analysis of geophysical data and decision-making in geological prospecting tasks.

Key words: ring structures, areal geophysics, hierarchical model, artificial neural network, Kohonen map, fuzzy logic, cluster analysis, Norilsk district.

Введение. В результате многолетних специализированных исследований в рамках поисковых, геологоразведочных и тематических работ многие авторы выделяли различные структурные зоны, отвечающие главным камерам и подводящим каналам магматических образований норильского типа трапповой формации. Достоверно известны направления безжерловых излияний базальтов без установления их эпицентров [Геология ..., 2020].

Сделана попытка интерпретировать большой объем геофизических данных, собранных за разные годы, с целью выявления ореолов наиболее вероятных эпицентров магматизма. Все данные характеризуются разным масштабом и набором, поэтому был необходим универсальный подход к их сведению для дальнейшей обработки и получения адекватных результатов.

Существует множество способов автоматической обработки большого количества данных. Но универсальный метод обработки данных геофизических площадных работ до сих пор не разработан. Комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических полей наряду с непосредственным комплексированием геофизических методов представляют наиболее эффективное средство повышения однозначности решения обратных задач геофизики. Если комплексный анализ по набору предварительно рассчитанных атрибутов полей обеспечивает решение задач структурно-тектонического районирования изучаемых площадей, то комплексная интерпретация геополей ориентирована на количественную оценку геометрических параметров (глубина, форма и элементы залегания) и физических (физические свойства) искомых объектов (источники, образующие аномалии). Решение задач комплексного анализа реализуется как при наличии эталонных объектов, так и при их отсутствии.

Отсутствие эталонных объектов, на которых проводится оценка статистических характеристик и информативности изучаемых признаков, приводит к необходимости разработать алгоритмы обработки данных комплекса на принципах самообучения. Распознавание образов без обучения на эталонных объектах называется самообучением. Самообучение — эффективный инструмент, когда связи между данными неочевидны или кажутся отсутствующими, потому что их слишком много [Hu et al., 2019; Rodrigo, Cavalcanti de, 2019]. При этом число классов и статистические характеристики (распределение) признаков по каждому классу должны быть получены в процессе обработки исходных данных. При распознавании образов без обучения термин «классификация»

больше отвечает сути задачи, поскольку в итоге площадь исследования разделяется на конкретное число однородных по комплексу признаков классов.

Представляется, что можно использовать нейронные сети, которые без значимых финансовых и временных затрат позволяли бы в экспресс-режиме обрабатывать огромное количество данных, тем самым направляя внимание даже самого неопытного интерпретатора на нюансы исследуемого материала. В научном мире подобные исследования называются Data-mining — поиск скрытой информации в окологеоскопическом количестве сырых (необработанных) данных любой размерности (1D, 2D, 3D, 4D и т.д.), а методы их реализации становятся все более экспрессными [Larose, 2014; Samanta et al., 2018].

Среди алгоритмов классификации выделяются: эвристические, использующие различные приемы суммирования (или произведения) признаков; корреляционные, базирующиеся на аппарате компонентного и факторного анализа; статистические, основанные на проверке статистических гипотез.

Самоорганизующиеся карты Кохонена (self organizing maps, SOM) — одна из разновидностей нейросетевых алгоритмов [Кохонен, 2008]. Основное отличие этой технологии от иных нейросетей, обучаемых по алгоритму обратного распространения, заключается в том, что используется метод самообучения без учителя, т. е. результат обучения зависит только от структуры входных данных [Silva et al., 2017]. Нейронные сети этого типа часто применяют для решения разнообразных задач — от восстановления пропусков в данных до анализа данных и поиска закономерностей, например, в финансовой задаче [Hu et al., 2019], в горно-обогатительном процессе [Кириллов и др., 2013], при обработке тысяч анализов сплошного геохимического опробования керна при технологической типизации руд [Никулин, Савко, 2015; Kalashnikov et al., 2020], а также используется их особенность в устойчивости самоорганизующихся карт Кохонена (СОК) к зашумленным данным, быстрому и неуправляемому самообучению и возможности упрощения многомерных входных данных с помощью визуализации. Нами с помощью метода СОК обработаны данные площадных геофизических работ в масштабе 1:50 000 (гравиметрическая и магнитометрическая съемки). Объем данных очень велик, и между ними преимущественно нечеткие связи. Переинтерпретация многомерных данных в двумерные диаграммы нечетких связей дает большую фору при принятии дальнейших решений

по исследуемым объектам [Rodrigo, Cavalcanti de, 2019; Todeva et al., 2019].

Нейросеть состоит всего из двух слоев — входного (распределительного) и выходного, который также называется слоем Кохонена. В нейросети Кохонена каждый нейрон входного слоя связан со всеми нейронами выходного, а внутри слоев связей нет. На нейроны входного слоя подаются векторы признаков кластеризуемых объектов. Число выходных нейронов сети Кохонена равно числу кластеров, которое должно быть построено моделью, и каждый нейрон ассоциирован с определенным кластером. Выходы обрабатываются по принципу «победитель забирает все», т.е. нейрон с наибольшим значением выхода выбирает единицу, а выходы остальных обнуляются.

В результате работы нейросети формируется самоорганизующаяся карта Кохонена, консолидирующая многомерные данные с нечеткими зависимостями в двумерное изображение. Обычно используются одно- и двумерные сетки. При этом каждый нейрон представляет собой n -мерный вектор-столбец $w = [w_1, w_2, \dots, w_n]^T$, где n определяется размерностью исходного пространства (размерностью входных векторов), T — символ транспонирования. СОК подразумевает использование упорядоченной структуры нейронов. Применение одно- и двумерных сеток связано с тем, что возникают проблемы при отображении пространственных структур большей размерности (при этом опять возникают проблемы с понижением размерности до двумерной, представимой на мониторе).

Обычно нейроны расположены в узлах двумерной сетки с прямоугольными или шестиугольными ячейками. При этом нейроны также взаимодействуют между собой. Величина этого взаимодействия определяется расстоянием между нейронами на карте. А число нейронов в сетке определяет степень детализации результата работы алгоритма, и в конечном счете от этого зависит точность обобщающей способности карты. При этом легко заметить, что для шестиугольной сетки расстояние между нейронами больше совпадает с евклидовым расстоянием, чем для четырехугольной сетки.

В итоге геолого-геофизические исследования вооружаются единообразной методикой расчета, без привязки к какой-либо функциональной модели типа связи. Автоматизация выделения уникальных объектов в информационных геофизических полях может оказаться эффективным подспорьем при региональном прогнозе.

Материалы и методы исследований. В пределах Норильского металлогенического района нами собраны данные геофизических площадных работ масштаба 1:50 000, содержащие (в скобках — условные сокращения):

— гравиметрическую вертикальную производную (VD_grav),

- гравиметрический горизонтальный градиент (HG_grav),
- исходное гравитационное поле (GRAV),
- угол наклона гравитационного вектора (Tilt_grav),
- магнитометрическую вертикальную производную (VD_mag),
- аналитический сигнал магнитного поля (квадратный корень из суммы квадратов производных в направлениях x , y и z) (AS_mag),
- магнитометрический горизонтальный градиент (HG_mag),
- угол наклона магнитного вектора (Tilt_mag),
- общий вектор магнитной индукции (TMI).

Общий сценарий состоит из нескольких основных блоков-алгоритмов (рис. 1): 1) сбор и объединение данных, 2) заполнение пропусков, 3) редактирование выбросов, 4) сглаживание, 5) самоорганизующиеся сети, 6) СОК, 7) основная карта, 8) ГИС-проект. Каждый блок-алгоритм — набор математических формул, решающих определенную функцию, обозначенную в его названии. Данные собираются из файлов, полученных в результате геофизических съемок, и подвергаются препарированию — заполнение пропущенных данных методом медианы и редактирование выбросов (очистка). К наиболее критичным факторам, снижающим качество данных и требующим применения очистки, относятся: противоречивость, пропущенные значения, дубликаты, выбросы и аномальные значения, шум, ошибки ввода данных.

Очистка данных проводится непосредственно перед анализом. При этом основная очистка необходима после объединения, поскольку некоторые проблемы, например, дубликаты и противоречия, невозможно выявить до завершения консолидации данных. В сглаживании применяется алгоритм фильтров, который подавляет шумы в данных и быстрые изменения во временных рядах, обусловленные воздействием случайных факторов. В данном случае мы применяли частотный фильтр, использующий аппарат спектрального анализа. Для его работы ряд данных трансформируется с помощью преобразования Фурье в частотный спектр, из которого затем с помощью фильтра исключаются компоненты, порожденные нежелательными составляющими данных. Главный анализ данных происходит по алгоритму самоорганизующихся сетей Кохонена с построением в итоге интерактивной диаграммы методом СОК. На основной карте отображаются выделенные объекты в цветовой палитре по правилам нумерации кластеров методом СОК. На завершающей стадии происходит экспорт xml-файла и генерация карты в ArcGis. ГИС-проект в ArcGis позволяет менять, объединять или вырезать полученные кластеры в зависимости от задач, поставленных перед геологом. В результате группировка полученных данных и сравнение с эталонными объектами позволяют

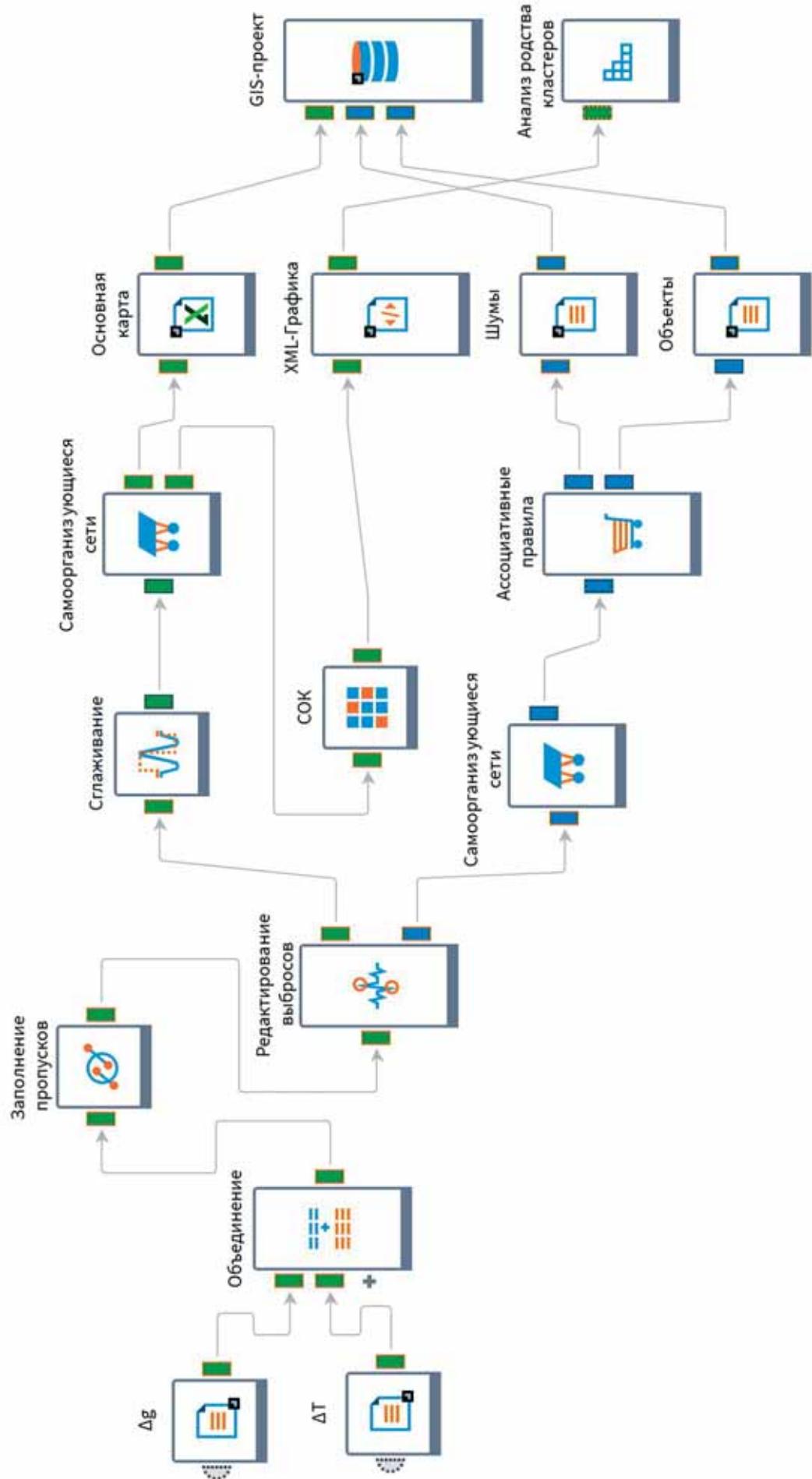


Рис. 1. Сценарий автоматизированной обработки данных геофизических площадных работ с использованием искусственной нейронной сети Кохоненя

генерировать карты в экспресс-режиме и включать их в прогноз.

Синяя ветка выполнения сценария направлена на исследование аномальных значений, отвечающих за ошибки в данных (погрешности измерений, неверная запись или считывание данных и т. п.), воздействие случайных, не поддающихся прогнозированию факторов, присутствие объектов инородных выборок (например, показания сломавшегося датчика), т.е. аномальными в нашей работе называются те значения, которые не укладываются в общую модель поведения анализируемых объектов. Обычно они сильно отличаются от окружающих данных и могут быть вызваны как ошибками измерений, так и некорректным вводом данных, или быть результатом их сильной изменчивости. Эта ветка сценария имеет следующую ценность. СОК выделяет среди аномальных данных точки измерений, которые в совокупности изображают изометрические объекты на конечной схеме с закономерной приуроченностью, такие, как кольцевые структуры, круговые объекты, короны круговых объектов.

Обработка методом СОК консолидированного файла с данными проведена по типичной схеме [Diachenko et al., 2019]. В результате кластеризации методом СОК объекты группировались на основе близости их свойств. Алгоритм функционирования СОК представляет собой один из вариантов кластеризации многомерных векторов. Важное отличие алгоритма СОК — в нем все нейроны (узлы, центры классов и т.п.) упорядочены в структуру в виде двумерной сетки. При этом в ходе обучения модифицируется не только нейрон-победитель, но и его соседи, но в меньшей степени. За счет этого СОК можно считать одним из эффективных экспресс-методов проецирования многомерного пространства в пространство с более низкой раз мерностью. В итоге применения этого алгоритма векторы, схожие в исходном пространстве, оказываются на полученной карте рядом.

При реализации алгоритма СОК задана шести угольная конфигурация сетки при числе нейронов в сети 15x15. Некоторые источники рекомендуют использовать максимально возможное число нейронов в карте. При этом начальный радиус обучения (neighborhood) в значительной степени влияет на способность обобщения при помощи полученной карты [Карта, 2020]. В случае, когда число узлов карты превышает число примеров в обучающей выборке, успех использования алгоритма в большой степени зависит от подходящего выбора начального радиуса обучения. Однако в случае, когда размер карты составляет десятки тысяч нейронов, время, необходимое на обучение карты, обычно бывает слишком велико для решения практических задач. Таким образом, при выборе числа узлов необходимо достигать допустимого компромисса.

В ходе работы в части сценария, отвечающей за обучение, на первом этапе вычисляются последовательности коррекций векторов, представляющих собой нейроны. В первом приближении набор математических нейронов можно представить в виде сети, изготовленной из резины.

После нормализации входных векторов, образованных в результате распределения весов синаптических связей математических нейронов по формуле $w=[w_1, w_2, \dots, w_n]^T$, в случае активации сети в конкурентной борьбе побеждает тот нейрон, веса которого в наименьшей степени отличаются от соответствующих компонентов этого вектора. Для w -го нейрона-победителя выполняется отношение

$$d(x, w) = \min_{1 \leq i \leq n} d(x, w_i),$$

где $d(x, w)$ — расстояние между векторами x и w (в смысле выбранной метрики), а n — число нейронов. Образуется топологическая окрестность вокруг нейрона-победителя. Ее определенная энергетика уменьшается с течением времени. Нейрон-победитель и все нейроны, лежащие в пределах его окрестности, подвергаются адаптации, в ходе которой их векторы весов изменяются в направлении вектора x по правилу Кохонена. На каждом шаге обучения из исходного набора данных случайно выбирается один из векторов, а затем проводится поиск наиболее похожего на него вектора коэффициентов нейронов. При этом выбирается нейрон-победитель, который наиболее похож на вектор входов. Нейрон-победитель находится в центре топологической окрестности сопутствующих нейронов. Под похожестью в этой задаче понимается расстояние между векторами, обычно вычисляемое в евклидовом пространстве. После того, как найден нейрон-победитель, выполняется корректировка весов нейросети. При этом вектор, описывающий нейрон-победитель, и векторы, описывающие его соседей в сетке, перемещаются в направлении входного вектора (рис. 2).

Для модификации весовых коэффициентов использовали формулу [Кохонен, 2008]:

$$w_{ji}(t+1) = w_{ji}(t) + r(t) [x_i^S(t) - w_{ji}(t)],$$

где t — номер эпохи (дискретное время), которая выполняет основное правило Кохонена; $x_i^S(t)$ — экземпляр i -й компоненты входного набора векторов в момент времени t ; $w_{ji}(t)$ — вес связи i -го входа j -го нейрона в момент времени t . При этом вектор $x_i^S(t)$ выбирается случайно из обучающей выборки на итерации t . Функция $r(t)$ называется функцией соседства нейронов, характеризующей их латеральные свойства. Эта функция представляет собой функцию, не возрастающую от времени и расстояния между нейроном-победителем и

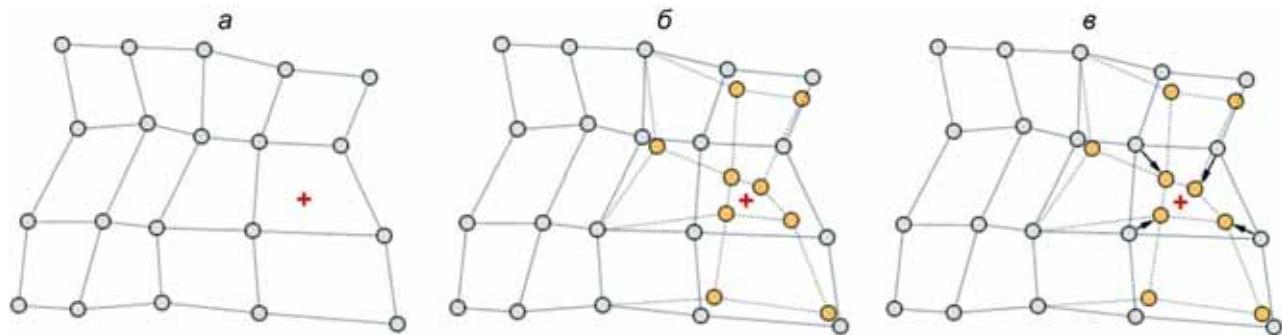


Рис. 2. Последовательность организации нейросети (подстройка весов нейрона победителя и его соседей): *а* — этап инициации вектора, *б* — этап перетягивания узлов карты, *в* — результат перестройки сетки по эластичной модели поведения ее узлов. Координаты входного вектора отмечены крестиком, координаты узлов карты после модификации — серые кружки. Вид сетки после модификации — штриховые линии (по [Самоорганизующиеся ..., 2020])

соседними нейронами в сетке. Эта функция разбивается на две части: 1) функция расстояния и 2) функция скорости обучения от времени, где r определяет положение нейрона в сетке: $r(t) = f(||r_c - r_i||, t) \cdot a(t)$, где $f(||r_c - r_i||, t)$ — функция расстояния между обучаемым j -м нейроном и его соседом, $a(t)$ — функция скорости обучения. Применена формула, наиболее используемая в подобных вычислениях из двух функций от расстояния:

$$h(d, t) = \begin{cases} \text{const}, & d \leq \sigma(t) \\ 0, & d > \sigma(t) \end{cases},$$

где d — линейное расстояние от нейрона-победителя до нейрона-соседа; $\sigma(t)$ — радиус обучения.

Лучший результат получается при использовании Гауссовой функции расстояния, которая представляет собой убывающую функцию от времени. Эту величину часто называют радиусом обучения, который выбирается достаточно большим на начальном этапе обучения и постепенно уменьшается так, что в конечном итоге обучается один нейрон-победитель. Наиболее часто используется функция, линейно убывающая от времени.

Функция скорости обучения $a(t)$ представляет собой функцию, убывающую от времени. Наиболее часто используются два варианта этой функции: линейная и обратно пропорциональная времени вида $a(t) = A/(t + B)$, где A и B — константы. Применение этой функции приводит к тому, что все векторы из обучающей выборки вносят примерно равный вклад в результат обучения. Самообучение состоит из двух основных фаз: на первоначальном этапе выбирается достаточно большое значение скорости обучения и радиуса обучения, что позволяет расположить векторы нейронов в соответствии с распределением примеров в выборке, а затем проводится точная подстройка весов, когда значения параметров скорости обучения много меньше начальных. В случае использования линейной инициализации первоначальный этап грубой подстройки может быть пропущен.

Таким образом, можно считать, что решена задача поиска похожих объектов и их группировки.

За счет этого СОК считается одним из методов проецирования многомерного пространства в пространство с более низкой размерностью. А обучение по этому методу напоминает натягивание эластичной сетки прототипов на массив данных из самообученной выборки. При использовании этого алгоритма векторы, схожие в исходном пространстве, оказываются рядом и на интерактивной СОК, затем определяется, какие объекты попали в какие узлы карты. Это также определяется ближайшим узлом — объект попадает в тот узел, который находится ближе к нему. В результате всех этих операций объекты со схожими параметрами попадут в один узел или в соседние узлы.

Так как алгоритм СОК сочетает в себе два основных направления — векторное квантование и проецирование (рис. 3), то в нашем случае основным применением этого алгоритма были поиск и анализ закономерностей в исходных данных.

Полученную карту можно представить в виде слоеного пирога из 11 карт обработки, каждый слой которого представляет собой раскраску, порожденную одной из компонент исходных данных: карта № 1 — VD_grav, карта № 2 — HG_grav и т.д., карта № 11 — матрица расстояний. Полученный набор раскрасок можно использовать для анализа закономерностей, имеющихся между компонентами набора данных. После формирования карты мы получаем набор узлов, который можно отобразить в виде двумерной картинки. Каждому узлу карты можно поставить в соответствие шестиугольный участок, координаты которого определяются координатами соответствующего узла в решетке. Полученные раскраски в совокупности образуют атлас, отображающий расположение компонент, связи между ними, а также относительное расположение различных значений компонент. Визуализация карты Кохонена в различных разрезах осуществляется с помощью ряда сводных таблиц, где в столбцах координаты X , а в строках координаты Y , на их пересечении — сводные статистические значения, извлекаемые из соответствующего узла карты. В зависимости от цели сводной таблицы меняются только сводные статистические значения.

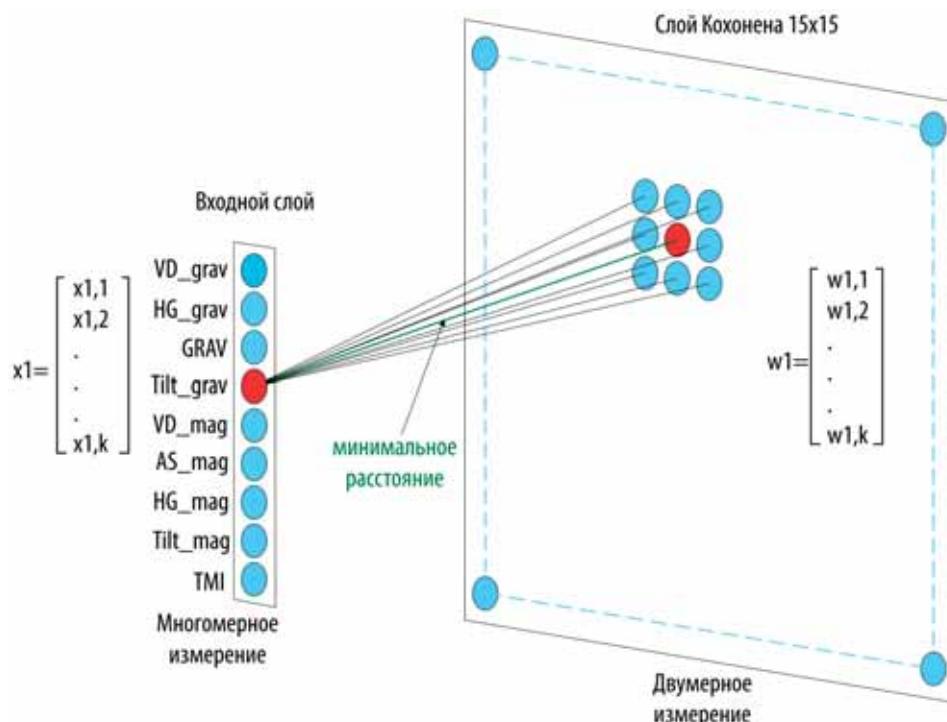


Рис. 3. Принципиальная схема работы СОК при обработке первичных данных площадных геофизических работ и их производных. VD_{grav} — гравиметрическая вертикальная производная; HG_{grav} — гравиметрический горизонтальный градиент; $GRAV$ — исходное гравитационное поле; $Tilt_{grav}$ — угол наклона гравитационного вектора; VD_{mag} — магнитометрическая вертикальная производная; AS_{mag} — аналитический сигнал магнитного поля (квадратный корень из суммы квадратов производных в направлениях x , y и z); HG_{mag} — магнитометрический горизонтальный градиент; $Tilt_{mag}$ — угол наклона магнитного вектора; TMI — общий вектор магнитной индукции

Кластером будет группа векторов, расстояние между которыми внутри этой группы меньше, чем расстояние до соседних групп. Структура кластеров при использовании алгоритма СОК может быть отображена путем визуализации расстояния между опорными векторами (весовыми коэффициентами нейронов). При использовании этого метода чаще всего используется унифицированная матрица расстояний (u -matrix). При использовании этого метода вычисляется расстояние между вектором весов нейрона в сетке и его ближайшими соседями. Затем эти значения используются для определения цвета, которым будет отрисован этот узел.

Визуализация и анализ выделенных в результате выполнения нашего сценария кластеров, содержащих интервалы в каротажных данных, осуществляется в специально разработанной для этого книге MS Excel Visual.xlsx с подключенными макросами VBA. Для каждого узла и кластера отображается статистика в разрезе файлов по попавшим в них строкам: рассчитывается минимальное, средневзвешенное и максимальное значение каждого кластера, а также число строк, его составляющих. Кроме того, строится график, где в виде гистограммы отображается частотное распределение (левая вертикальная ось) значений выбранного параметра (по горизонтальной оси) и график «усатых ящиков» (диаграмма размаха) со средневзвешенными значениями для выяснения родства соседних кластеров.

На экспорте получены 225 классов с общим числом значений более 1,9 млн. Для оперативного анализа полученных классов использовали карты, сгенерированные в среде Processing [Processing, 2020] (рис. 4). В ArcGis 10.2 подгружены выделенные классы СОК с координатами (shp-файл)

для формирования пространственных данных растрового файла (flt-файл). Затем построена графическая схема распространения 225 классов СОК с разной вариацией цветовой гаммы. Дальнейшая обработка полученных кластеров в результате анализа методом СОК после особой «кластеризации транзакций» связана с геолого-поисковыми работами и представляет коммерческую ценность.

Результаты исследований и их обсуждение. Специфика Норильского района определяется развитием крупных сульфидных медно-никелевых месторождений раннемезозойского возраста, связанных с дифференцированным ультрабазит-базитовыми интрузиями. Известные месторождения группируются в три рудных узла (рис. 5): Талнахский, Норильский и Имангдинский. Кроме того, по наличию рудопроявлений, выделяются Тальминский и Южно-Норильский потенциальные рудные узлы.

Из проанализированных более 1,9 млн значений автоматически СОК выделили кластерные группы объектов различного типа, две из которых интерпретированы как сопоставимые с известными геологическими объектами (рис. 5): 1) поля базальтов с рудоносными интрузиями, 2) кольцевая структура Болгохтонского массива. Для обоснования информативности кластерных групп, выделенных с помощью математического аппарата, проведена их корреляция с данными о геологии Норильского района и интрузиях основных месторождений в формате их общего пространственного развития.

Раннетриасовые интрузии норильского комплекса распространены преимущественно на крыльях Хантайско-Рыбинского и Курейско-Летнинского валов. Главная область их разви-

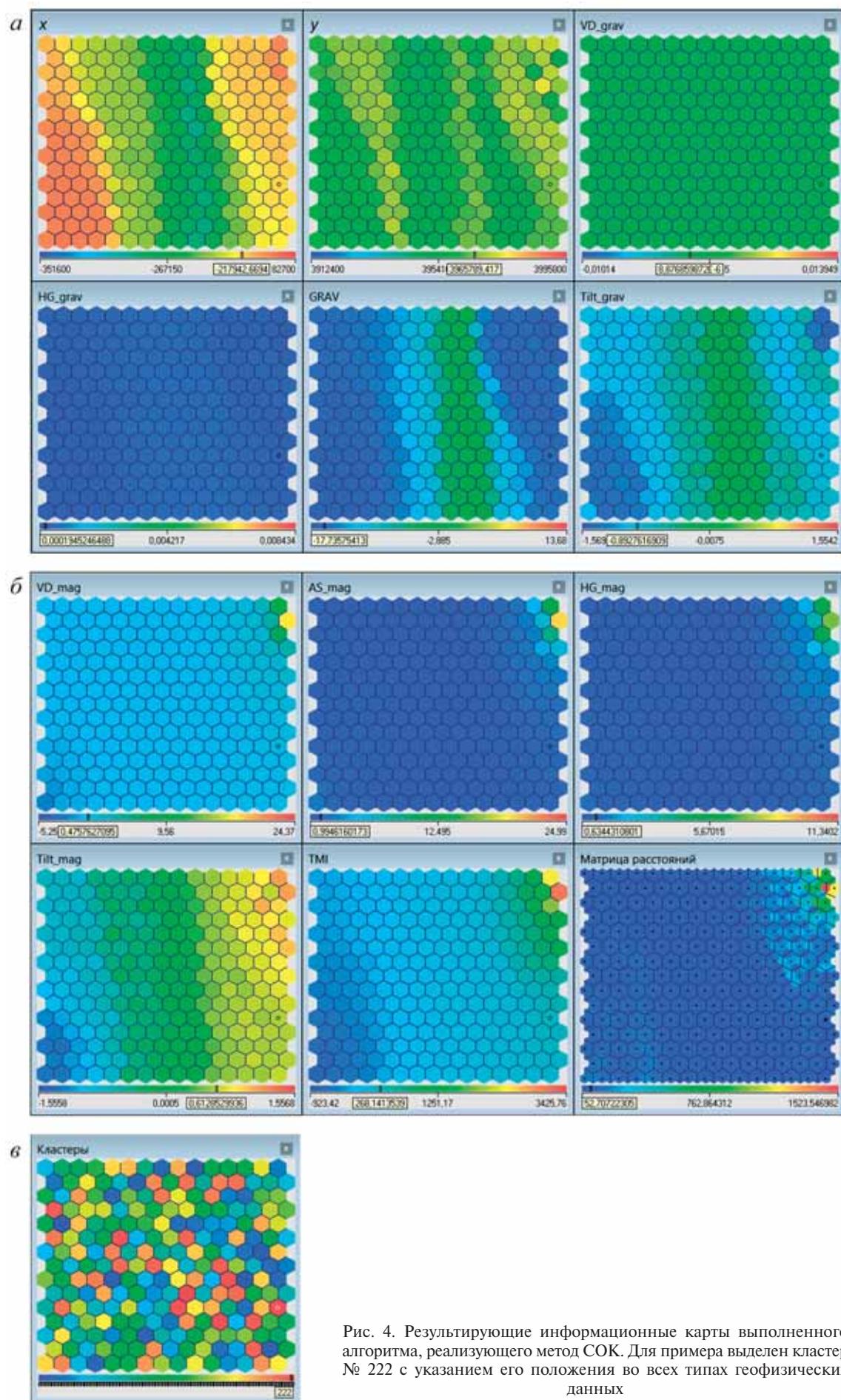


Рис. 4. Результатирующие информационные карты выполненного алгоритма, реализующего метод СОК. Для примера выделен кластер № 222 с указанием его положения во всех типах геофизических данных

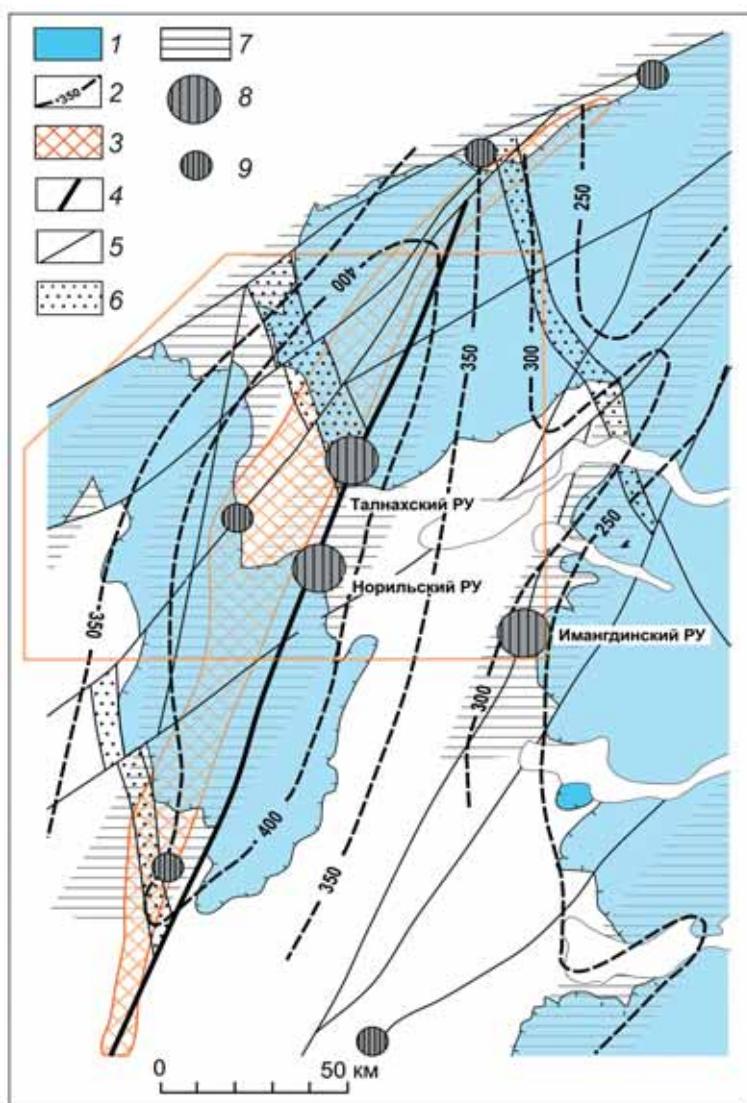


Рис. 5. Рудные узлы и кусты рудопроявлений Норильского района: 1 — область современного распространения вулканических образований; 2 — палеоизопахиты нижне-средненадеждинских лав, м; 3 — область распространения интрузий нижнеталнахского типа; 4 — Норильско-Хараэлахский разлом; 5 — другие крупные разломы; 6 — зоны поперечных разломов; 7 — магмоактивные зоны вулканических образований; 8 — рудные узлы; 9 — кусты рудопроявлений

тия — Норильское и Хараэлахское плато, а также Курейский рудный район (западная окраина плато Сыверма). Интрузии характеризуются наличием габбро-долеритов (габбро-диабазов) с ромбическим пироксеном, значительной дифференциацией и сульфидным медно-никелевым оруденением.

Талнахская интрузия разделяется на Северо-Западную ветвь, локализованную в девонских отложениях к западу от Главного шва Норильско-Хараэлахского разлома, Северо-Восточную ветвь, залегающую в отложениях тунгусской серии к востоку от Главного шва, и Юго-Западную ветвь (также приуроченную к тунгусской серии), расположенную в пределах Центрального грабена. На участке северного окончания Центрального грабена Юго-Западная и Северо-Восточная ветви сливаются и далее на север продолжаются в виде единого тела восточнее Главного шва. Северо-Западная ветвь непосредственного соединения с ветвями, названными выше, не имеет.

Полнодифференцированная часть интрузива, в разрезах которой присутствуют пикритовые габбро-долериты (основное тело) Северо-Запад-

ной ветви в плане имеет форму треугольника с округленными вершинами-выступами, одной относительно ровной (восточной) и двумя вогнутыми (северо-западной и юго-западной) сторонами. Длина основания этого условного треугольника вдоль Норильско-Хараэлахского разлома составляет 10 км. Протяженность тела от восточной границы до окончания западного (Хараэлахского) выступа — 8 км. Ширина выступов составляет 1–2 км. Восточная граница тела отчетливо контролируется Главным швом Норильско-Хараэлахского разлома. В некоторых случаях граница удаляется от Главного шва как в западном (до 800 м), так и в восточном направлении (до 300 м).

Мощность интрузии в ее центральной части обычно составляет 50–150 м. Подошва приурочена к границе курейской и разведочнинской свит. При переходе от основного тела к краевым разрезам и дифференцированным апофизам (с исчезновением пикритовых габбро-долеритов) мощность сокращается до нескольких десятков метров (<50 м), а подошва интрузии вздымается. Наиболее резкое вздымаение происходит на вы-

ступах. Здесь подошва интрузии переходит в верхи разведочнинской—низы мантуровской свиты, иногда в среднюю часть мантуровской свиты. Южный выступ целиком расположен в мантуровской свите, западный — поднимается в середину разведочнинской свиты еще в границах основного тела. На северном выступе граница подъема интрузива в разведочнинскую свиту и граница основного тела практически совпадают. На выступах воздымания интрузия сопровождается ее разветвлением на многочисленные апофизы.

Хараелахская интрузия расположена в западном борту Норильско-Хараелахского разлома в пределах нижнего (девонского) уровня локализации рудоносных интрузий. В составе Хараелахской интрузии по признакам морфологической самостоятельности и особенностям внутреннего строения были выделены две ветви — собственно Хараелахская и Северо-Западная. Тем не менее отметим, что некоторые исследователи объединяют ветви в одну, при этом названия отождествляются.

Интрузия Норильск-І представляет собой лентовидное тело, ориентированное в юго-западном направлении от Норильско-Хараелахского разлома, осложненного раздувами, пережимами и ответвлениями. В поперечном сечении форма интрузива корытообразная, с крутыми бортами и максимальной мощностью (250–350 м) в местах килевых выступов и мульдообразных прогибов подошвы. На севере интрузия состоит из двух ветвей — Западной и Восточной, соединяющихся обычно маломощной перемычкой, имеющей форму силла. На юге это единое тело с максимальной мощностью у юго-восточного борта. Общая протяженность массива около 10 км при ширине 1,5–2,5 км. Далее в южном направлении тело, круто изгибаясь в плане в форме подковы, переходит в Восточно-Норильскую ветвь. Горизонт локализации интрузии Норильск-І приурочен к границе тунгусской серии и пермо-триасовой туфоловатовой толщи. Среди известных в контурах выклинивания интрузии апофиз преобладают интрузивные тела в виде «рогов», «ушей», «сигнальных даек» (по Г.Л. Маслову). В меньшей степени развиты силообразные апофизы.

Болгохтохская кольцевая структура представляет собой проекцию Болгохтохского штока гранодиоритов в геофизических полях, интерпретированных методом СОК. Шток прорывает осадочные породы нижнего—среднего палеозоя. Шток имеет диаметр 2,2–2,3 км, он прослежен бурением на глубину около 2 км, причем заметного изменения состава пород с глубиной не наблюдается. Анализ цирконов из этих пород показал согласующиеся значения возраста со средневзвешенными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраста, составляющими $228,9 \pm 0,3$ и $229,2 \pm 0,6$ млн лет соответственно, поэтому предполагается, что шток сформирован в связи с позднетриасовым

тектогенезом, определившим современный структурный план севера Сибирской платформы.

Болгохтохские гранодиориты приурочены к ядру антиклинальной складки, сложенной карбонатно-терригенными и гипсонасными отложениями ордовика, силура и девона. Кровля массива эродирована и скрыта под мощным чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений. Шток сопровождается мощной (от 100 до 400 м) зоной роговиков и метасоматитов, наложенных на породы эндо- и экзоконтакта. Метасоматиты представлены альбититами, микролинитами, форстеритовыми, пироксен-форстеритовыми, гранат-пироксеновыми скарнами, мусковит-кварцевыми и слюдяными грейзенами. Последние проявляются в форме многочисленных маломощных жил, входящих в целом в состав штока. Мощность зон грейзенизации достигает 30 м.

С гранитоидным массивом связано медно-молибденовое оруденение, которое тесно ассоциирует с роговиками и метасоматитами: к кремнезем-глиноземистым роговикам тяготеют пиритовые, пирротиновые и галенит-сфалеритовые прожилки, к известковым скарнам — халькопиритовое и пиритовое оруденение, к магнезиальным — магнетитовое, реже халькопирит-пирротиновое оруденение; молибденитовая минерализация, реже халькопирит-пиритовая, локализуется в участках проявления грейзенизации.

Весьма схожий набор кластеров СОК, отражающих Болгохтохский шток гранодиоритов в виде Болгохтохской кольцевой структуры, сформировали на графическом изображении Пясинскую кольцевую структуру. Эта кольцевая структура отражает куполовидное поднятие, выделяемое по данным сейсморазведочных работ на глубине более 6,5 км (рис. 6, 7). Норильский, Вологочанский и Талнахский рудные узлы расположены на участке сопряжения центриклиналей вулкано-плутонических мульд с Пясинским куполовидным поднятием, которое разделяет Норильскую и Хараелахскую впадины. Это поднятие пересекает зона главного Норильско-Хараелахского разлома, контролирующего Талнахский и Норильский рудные узлы, и другие главные разломы (Фокинско-Тангаралахский, Далдыканский), контролирующими другие рудоносные интрузии с непромышленными месторождениями и рудопроявлениями.

Из анализа полученных результатов интерпретации больших объемов геофизических данных методом СОК можно предположить, что интрузии в Норильском металлогеническом районе внедрялись в приповерхностных условиях, будучи, по сути, субвулканическими и даже магматическими каналами для формировавшихся вулканитов. Интрузии, содержащие массивные сульфидные рудные тела, имеют форму ленты и размещены в осадочных породах от нижнего девона до верхней перми: интрузия Норильск-І

Рис. 6. Графическая схема Норильского металлогенического района распространения 225 классов СОК с разной вариацией цветовой гаммы по данным кластерного анализа методом самоорганизующихся карт Кохонена. Кольцевые структуры: 1 — Пясинская; 2 — Болгохточная; интрузии: Н — Норильск-І, Х — Хараэлахская, Т — Талнахская; А–Б — тектонический разрез по данным сейсморазведочных работ. Палитра автоматически раскрашена на основании выделенных 225 кластеров СОК

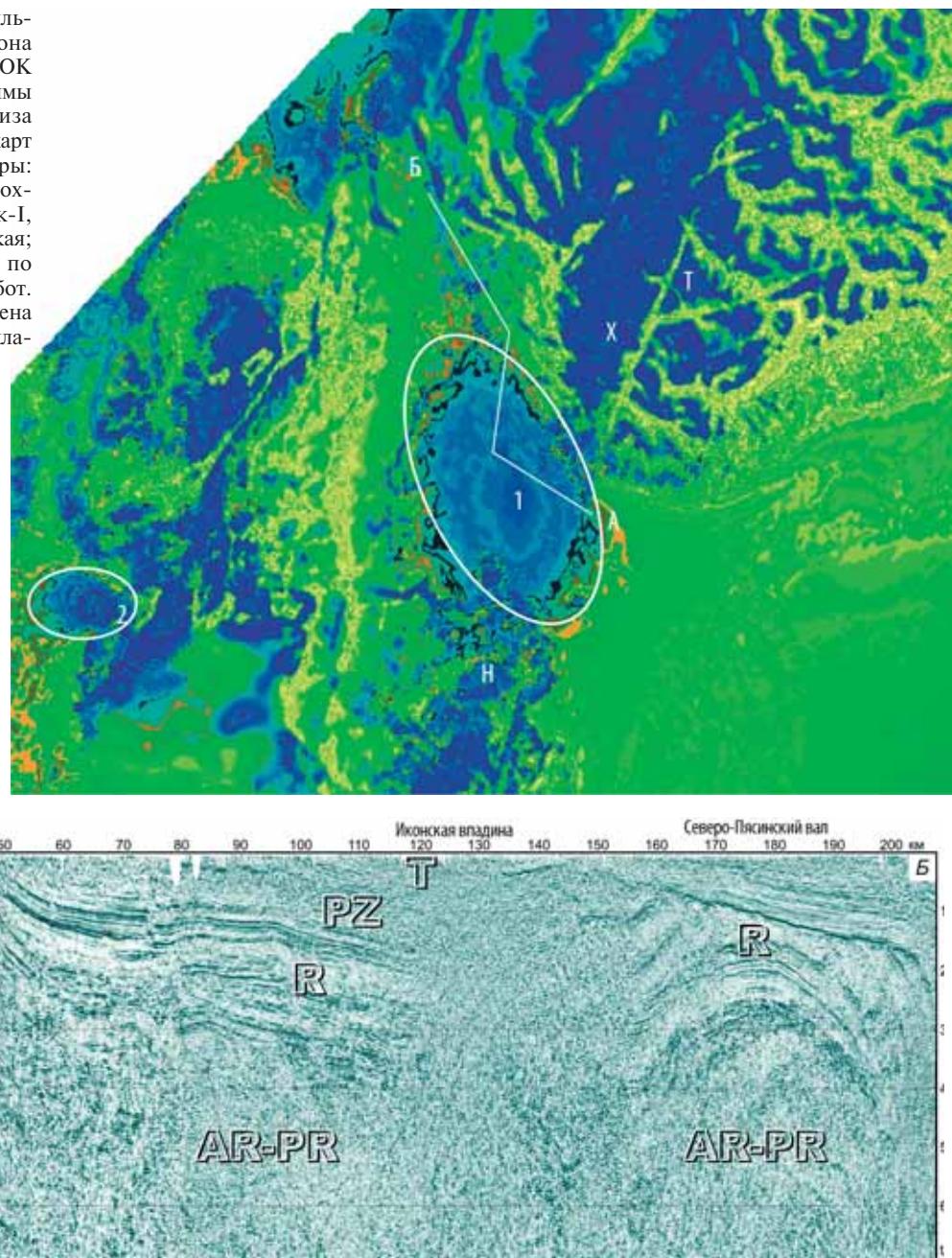


Рис. 7. Тектонический разрез по данным сейсморазведочных работ

локализована в тунгусской серии, состоящей из ритмично чередующихся угленосных терригенных осадочных образований и угольных пластов мощностью 0,5–15,0 м, а также в вышележащих вулканитах; Талнахская интрузия локализована в тунгусской серии и верхнедевонских доломитах, известняках и доломитовых мергелях каларганской свиты; Хараэлахская интрузия — в доломитах, ангидритах, мергелях мантуровской свиты, в мергелях разведочинской и курейской свит нижнего девона. Рассматриваемый тип магматизма продуцирует достаточно «сухие» базальтовые магмы ($H_2O < 1$ масс.-%), которые «прожигали» земную кору, образуя лавовые поля и маломощные силлы и дайки, а также излива-

лись на поверхность. Эти три интрузии могли в большом масштабе замещать перечисленные слои осадочной толщи.

При авторской обработке кластеров, полученных в результате анализа геофизических данных методом СОК, интерпретирована зависимость яркости цвета выделенных кластерных групп от глубины залегания осложненных магматизмом зон, выраженная по контрастности окраски изображения от близповерхностных до прослеживающихся на глубину обнаружения геофизическими методами. В то же время другая интерпретация возможной цветовой зависимости выделенных кластерных групп может быть связана с морфологией эпицентров магматизма и переходом с глу-

биной в ответвления, являющиеся рудоносными интрузиями.

Отсутствие цветового перехода от выделенных периферийных кластеров к более центральным связано с разделяющим их высокогорным рельефом, не позволяющим геофизическими методами получить достаточно данных для обработки.

Заключение. Использование кластеризации больших геофизических данных — достаточно быстрый и удобный способ их качественной интерпретации. Методом СОК (нейронной сети без учителя) вычислены в автоматическом режиме без исследователя-интерпретатора кластеры, которые характеризуют две кольцевые структуры, позволяющие иначе взглянуть на картину магматизма в Норильском металлогеническом районе.

В центре участка исследований корневые зоны интрузий норильского комплекса склоняются к внутренним частям Пясинской кольцевой структуры, где можно предполагать их глубинный очаг. Этот очаг можно рассматривать как pluton, дифференцированный от кислых гранитоидных пород, слагающих Болгохтохский шток, до предполагаемых базит-гипербазитовых разновидностей.

Таким образом, методом СОК решена одна из задач машинного обучения — разведочный анализ

данных. СОК распознала в разномасштабных и неоднородных данных уникальные кластеры, а также установила близость классов. Выстроена новая картина понимания структуры данных и уточнена модель их распределения. В данных распознаны классы, вследствие чего СОК решила задачи классификации без учителя — без заранее установленных понятий или моделей. Имея перед собой карту, полученную методом СОК, и зная хоть какую-то информацию о некоторой из части исследуемых объектов, можно достаточно достоверно судить о малоизвестных объектах на рассматриваемой территории. В случае, если стоит задача узнать, что из себя представляет новый объект, его можно в экспресс-режиме отобразить на карте и посмотреть на соседние. В результате можно извлекать информацию из базы данных, основываясь на нечетких характеристиках.

При дальнейших палеореконструкциях магмо-подводящих структур и картировании эпицентров их излияний необходимо учитывать особенности строения и вещественный состав образований. Рекомендуется провести ревизию других площадей Норильской металлогенической провинции методом самоорганизующихся карт Кохонена с последующей аналогичной интерпретацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология Норильской металлогенической провинции / Под ред. И.И. Никулина. М.: МАКС Пресс, 2020. 524 с.

Карта самоорганизации (Self-organizing map) на TensorFlow. [Электронный ресурс]. URL: <https://habr.com/ru/post/334810> (дата обращения: 25.08.2020).

Кириллов И.И., Морозов И.Н., Олейник А.Г. Разработка моделей экспресс-анализа обогатительных процессов на основе нейросетей и нечеткой логики // Тр. КНЦ РАН. 2013. № 5 (18). С. 152–159.

Кохонен Т. Самоорганизующиеся карты. Сер. Адаптивные и интеллектуальные системы / Пер. с англ. М.: Бином, Лаборатория знаний, 2008. 656 с.

Никулин И.И., Савко А.Д. Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской магнитной аномалии // Тр. НИИ геологии Воронежского гос. ун-та. 2015. Т. 85. 102 с.

Самоорганизующиеся карты Кохонена — математический аппарат. [Электронный ресурс]. URL: <https://basegroup.ru/community/articles/som> (дата обращения: 25.08.2020).

Diachenko V., Liashenko Ol., Ibrahim B.F. et al. Kohonen Network with Parallel Training: Operation Structure and Algorithm // Intern. J. Advanced Trends in Computer Sci. and Engineering. 2019. Vol. 8, N 1.2. P. 35–38. DOI: [10.30534/ijatcse/2019/0681.22019](https://doi.org/10.30534/ijatcse/2019/0681.22019).

Hu Z., Bodyanskiy Y.V., Tyshchenko O.K. et al. Kohonen Maps and Their ensembles for Fuzzy Clustering Tasks / Self-Learning and Adaptive Algorithms for Business Applications, Emerald Publ. Lim. 2019. P. 51–77. DOI: [10.1108/978-1-83867-171-620191004](https://doi.org/10.1108/978-1-83867-171-620191004).

Kalashnikov A.O., Nikulin I.I., Stepenchikov D.G. Unsupervised geochemical classification and automatic 3D mapping of the Bolshetroitskoe high-grade iron ore deposit

(Belgorod Region, Russia) // Sci. Rep. 2020. 10. 17861. URL: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-74505-y>.

Larose D.T., Larose C.D. Discovering Knowledge in Data: An Introduction to Data Mining. John Wiley & Sons, Inc., 2014. 336 p. DOI: [10.1002/9781118874059](https://doi.org/10.1002/9781118874059).

Processing IDE. [Электронный ресурс]. URL: <https://processing.org> (дата обращения: 25.08.2020).

Rodrigo B., Cavalcanti C. de, Pimentel B.A. et al. A multivariate fuzzy Kohonen clustering network // Intern. Joint Conf. on Neural Networks (IJCNN), 2019. [Электронный ресурс]. URL: <https://ieeexplore.ieee.org/document/8852243> (дата обращения: 25.08.2020). DOI: [10.1109/IJCNN.2019.8852243](https://doi.org/10.1109/IJCNN.2019.8852243).

Samanta S., Utkarsha S., Gour B. et al. Fast character recognition using Kohonen Neural Network // International Conference on Advanced Computation and Telecommunication (ICACAT). 2018. [Электронный ресурс]. URL: <https://ieeexplore.ieee.org/document/8933627> (дата обращения: 25.08.2020). DOI: [10.1109/ICACAT.2018.8933627](https://doi.org/10.1109/ICACAT.2018.8933627).

Silva Iv.N. da., Spatti D.H., Flauzino R.An. et al. Self-organizing Kohonen networks / Artificial Neural Networks. Springer Internat. Publ. Switzerland. 2017. P. 157–172. DOI: [10.1007/978-3-319-43162-8_8](https://doi.org/10.1007/978-3-319-43162-8_8).

Todeva E., Knoke D., Keskinova D. Multi-stage clustering with complementary structural analysis of 2-mode networks // ASONAM'19: Proceed. of the 2019 IEEE/ACM Intern. Conf. on Advances in Social Networks Analysis and Mining. 2019. P. 771–778. DOI: [10.1145/3341161.3344781](https://doi.org/10.1145/3341161.3344781).

Поступила в редакцию 21.09.2019

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 551.736.3:561

С.В. Наугольных¹, Е.М. Кирилишина², В.С. Исаев³

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРМСКИХ РАСТЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА (ПО МАТЕРИАЛАМ КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА) В КОНТЕКСТЕ КОЭВОЛЮЦИИ РАСТЕНИЙ И НАСЕКОМЫХ

ФГБУН «Геологический институт РАН», 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1

Казанский федеральный университет, 420008, Республика Татарстан, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Geological Institut RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane 7, bld. 1

Kazan Federal University, 420008, Kazan, Kremlyovskaya str, 18

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Обсуждаются новые находки растительных остатков среднепермского возраста, переданные в Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Новые образцы существенно дополняют и расширяют палеоботаническое собрание музея. Отдельные экземпляры, обладающие высокой музейной аттрактивностью и научной значимостью (хвощевидные *Annulina neuburgiana* (Radchenko) Neuburg, лептоспорангиятные папоротники *Pecopteris anthriscifolia* (Goeppert) Zalessky), будут использованы в качестве экспонатов для выставок, а также вовлечены в учебно-образовательные проекты музея. Обнаружение в коллекции листьев цикадофитов позволяет дополнить представления о миграции теплолюбивых тропических элементов в середине пермского периода в пределы развития бореальной растительности ангарского типа.

Ключевые слова: пермская система, палеоботаника, Печорский угольный бассейн, музейные коллекции, цикадофиты.

The paper is devoted to new finds of the Middle Permian fossil plants, which are kept at the Earth Science Museum of the Lomonosov Moscow State University. The palaeobotanical collections of the museum became significantly enriched by the adding of these new specimens. Some attractive specimens having high scientific potentiality (for instance, equisetophytes *Annulina neuburgiana* (Radchenko) Neuburg and leptosporangiate ferns *Pecopteris anthriscifolia* (Goeppert) Zalessky) will be used as materials for exhibitions, and will be involved into educational projects of the museum. Discovery of the leaves of cycadophyte affinity allows to develop the idea on possible migration of the termophytic tropical elements into boreal vegetation of the Angara type.

Key words: Permian system, palaeobotany, Pechora coal basin, museum collections, cycadophytes.

Введение. Благодаря интенсивным полевым работам, проводимым в ходе полевых практик кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (на базе учебно-научного полигона Хановей) группой сотрудников Геологического института РАН при участии студентов, магистрантов и аспирантов кафедры геокриологии в окрестностях г. Воркута (Республика Коми) была собрана представительная коллекция растительных остатков пермского возраста [Исаев и др., 2018]. Коллекция включает преимущественно остатки листьев хвощевидных и папоротниковых, а также побеги, минерализованную древесину и листья голосеменных порядка

Vojnovskyales, который в последние годы нередко обособляется в самостоятельный класс Vojnovskyopsida, отличающийся весьма своеобразным строением репродуктивных органов. Палеоботаническая коллекция передана в Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Многие образцы обладают высокой привлекательностью и научной значимостью, что делает их важным дополнением к уже имеющимся фондовым палеоботаническим коллекциям музея.

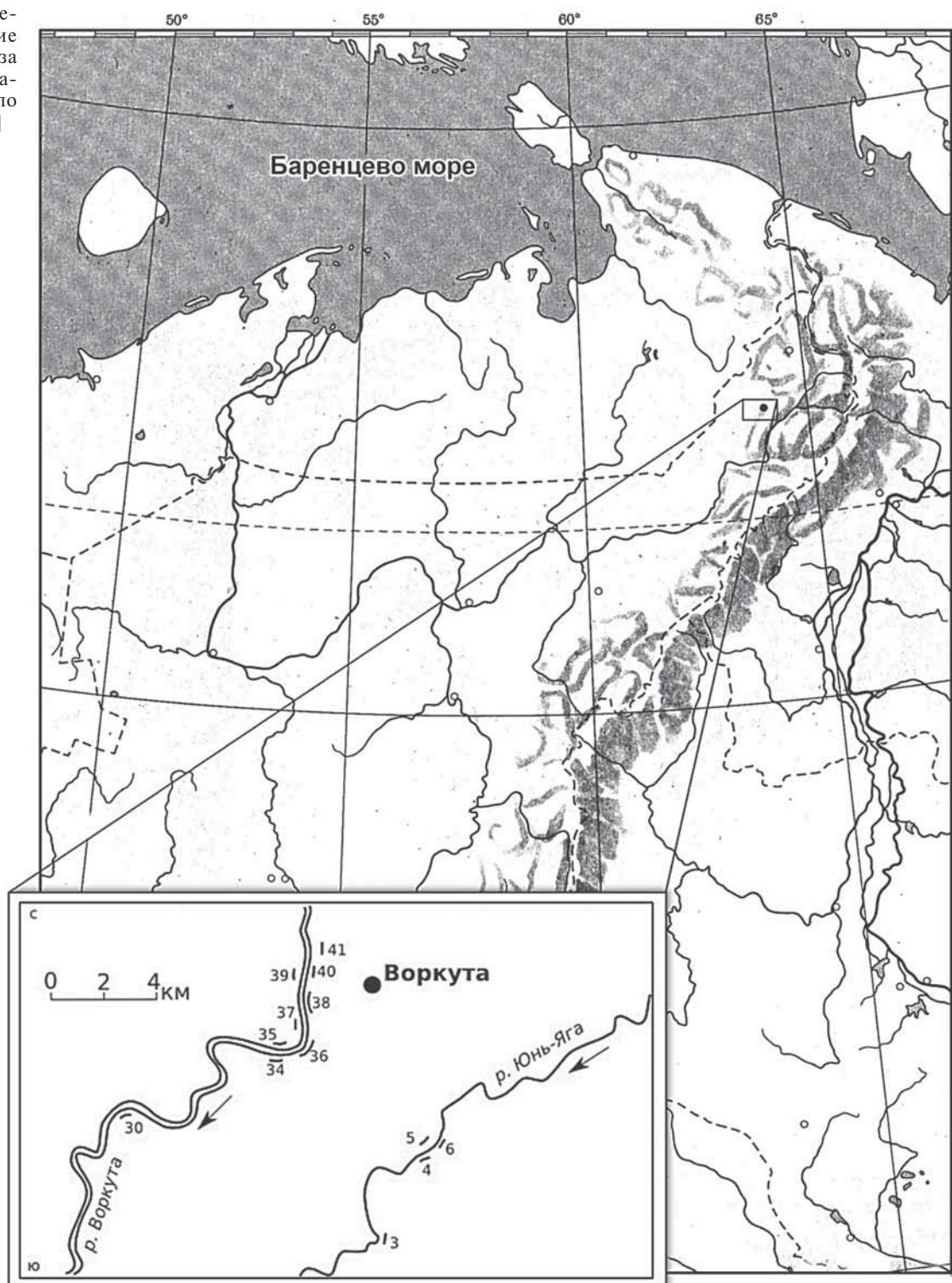
Таким образом, воркутинская палеоботаническая коллекция Музея землеведения пополняется практически ежегодно за счет передачи собранных материалов участниками полевых практик. От-

¹ Геологический институт РАН, отдел стратиграфии, лаборатория палеофлористики, докт. геол.-минер. н., гл. науч. с., профессор РАН; Казанский федеральный университет, докт. геол.-минер. н., вед. науч. с., профессор РАН; e-mail: naugolnykh@list.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, ст. науч. с.; e-mail: conodont@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, ст. науч. с.; e-mail: tpomed@rambler.ru

Рис. 1. Географическое расположение изученного разреза Воркута-1. Топографическая основа по [Щербакова, 1997]



метим, что каждая новая поездка сопровождается находками новых ценных и научно значимых образцов, которые, с одной стороны, существенно расширяют фондовое собрание музея, а с другой — позволяют дополнить палеоботаническую характеристику пермских отложений, обнажающихся в районе проведения практики.

Статья посвящена новым поступлениям в палеоботаническую коллекцию Музея землеведения. Особое внимание сфокусировано на находке листьев цикадофитов, присутствие которых впервые

с полной достоверностью отмечено для пермских отложений указанного региона. Рассмотрен вопрос о эволюционной дивергенции условных морфологических групп «стахиоспермид» и «филоспермид» в контексте коэволюции голосеменных и насекомых.

Материалы и методы исследований. Растительные остатки собраны в черте г. Воркута (рис. 1), у набережной р. Воркута, рядом с ул. Шахтерская. Обнажение расположено на протяжении 150 м вниз по течению от подвесного моста (обнажение

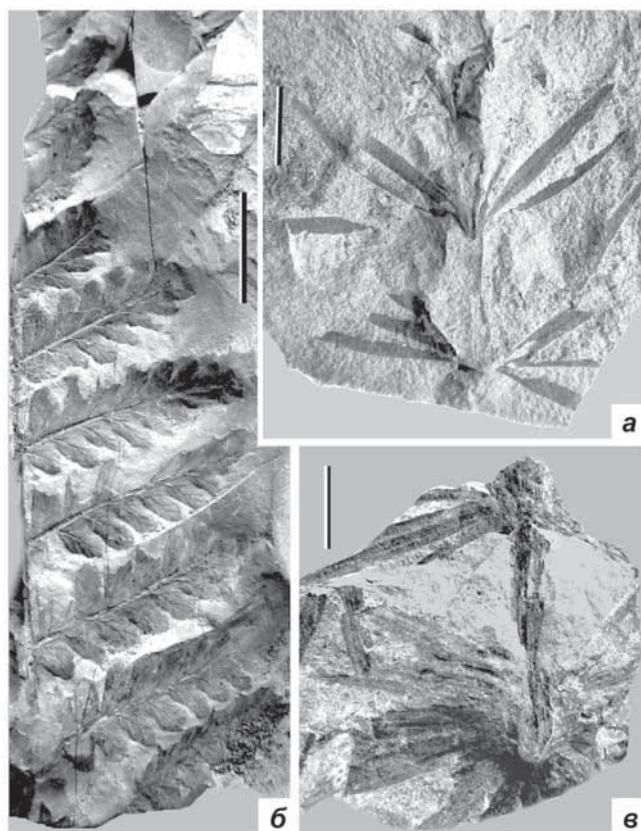


Рис. 2. Растительные остатки из местонахождения Воркута-1: *a, b* — облиственные побеги хвоевидного *Annulina neuburgiana* (Radcz.) Neuburg: *a* — экз. № МЗ МГУ ВФ 14751; *b* — экз. № МЗ МГУ ВФ 14753/а; *в* — лист папоротника *Pecopteris anhriscifolia* (Goerppert) Zalessky, экз. № МЗ МГУ ВФ 14752.

Длина масштабной линейки 1 см

№ 38, по номенклатуре разрезов Воркутинского района, предложенной Г.А. Черновым и Т.Н. Пономаревым, по [Пухонто, 1998, с. 40, рис. 5]). Географические координаты местонахождения 67,509936 с.ш., 64,038789 в.д. Местонахождению присвоено условное название Воркута-1. Изученные отложения относятся к уфимскому ярусу, который авторы считают принадлежащим среднему (биармийскому) отделу пермской системы (подробнее см. [Лозовский и др., 2009; Наугольных, 2016]), или роадскому (Roadian) ярусу среднего (гваделупского) отдела Международной стратиграфической шкалы.

В общем стратиграфическом плане залегание пермских отложений в Воркутинском районе (обнажения от № 30 до № 40 в соответствии с обозначениями Г.А. Чернова и Т.Н. Пономарева, по [Пухонто, 1998], представляют собой моноклиналь с падением слоев на северо-восток с частыми разрывными нарушениями, при этом самые древние отложения (юньягинская свита и перекрывающая ее аячыгинская подсвита лекворкутской свиты) обнажены в юго-западных разрезах, а верхняя часть лекворкутской свиты (рудницкая подсвита) и перекрывающая ее интинская свита выходят на поверхность в северо-восточных разрезах. В верхней части обнажения № 38 известны на-

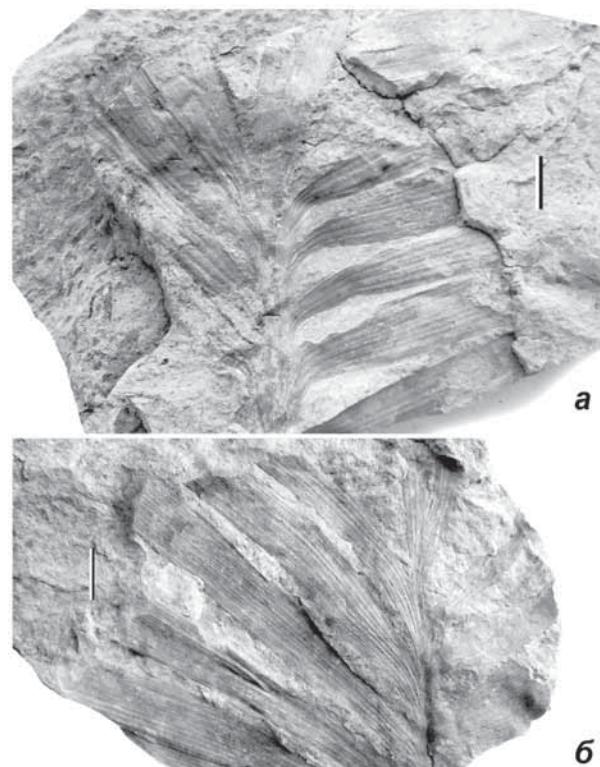


Рис. 3. Лист цикадофита *Pterophyllum* sp. из местонахождения Воркута-1: *а* — апикальная часть листа с относительно узкими сегментами и широким рахисом, экз. № МЗ МГУ ВФ 14750; *б* — апикальная часть листа с более широкими сегментами и узким рахисом, экз. № МЗ МГУ ВФ 14750, другая сторона того же образца. Обращаем внимание на вильчатую верхушку листа с перевершиниванием. Длина масштабной линейки 1 см

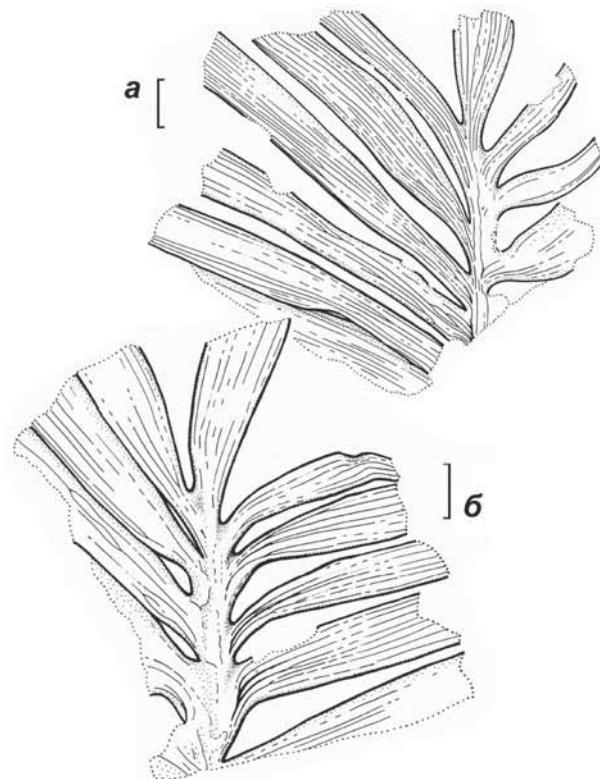


Рис. 4. Лист цикадофита *Pterophyllum* sp. из местонахождения Воркута-1: *а, б* — графическая прорисовка листьев, изображенных на рис. 3. Длина масштабной линейки 1 см

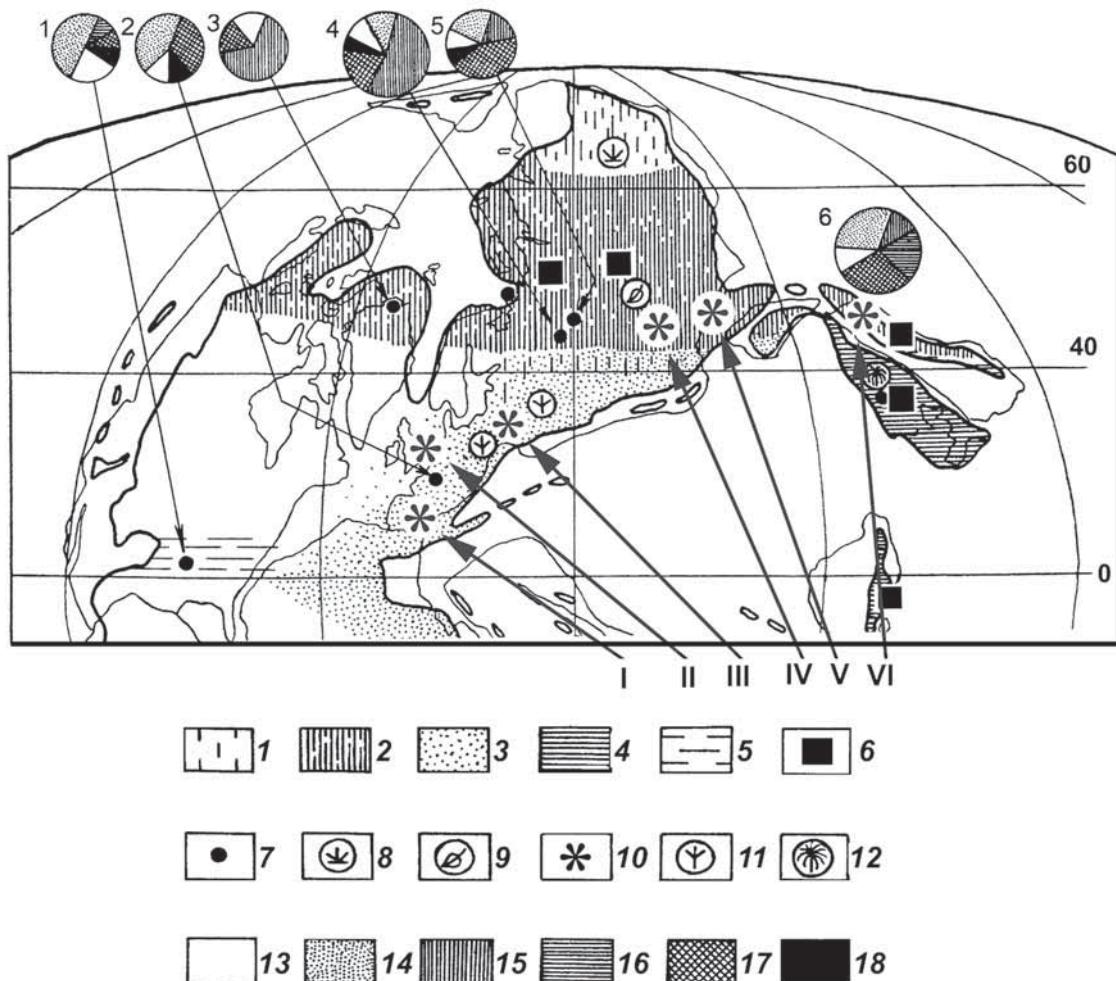


Рис. 5. Палеофитогеография Северного полушария Земли в пермском периоде; обобщенная схема, положение континентов по [Ziegler et al., 1998, 2002]; 1–5 — картируемые биомы: 1 — обедненная boreальная растительность тундрового или лесотундрового типа; 2 — типично ангарская листопадная растительность (пермский аналог современных boreальных лесов, «тайга»); 3 — тропические и экваториальные засушливые зоны, растительность средиземноморского типа; 4 — экваториальная и тропическая вечнозеленая растительность, сходная с современными дождевыми лесами; 5 — ксерофильная растительность бессточных котловин; 6 — угленакопление; 7 — географическое расположение некоторых местонахождений ископаемых флор; 8 — хамефиты и гемикриптофиты; 9 — фанерофиты, древовидные листопадные формы Северного полушария (войновские); 10 — местонахождения листьев цикадофитов; 11 — ксерофиты, представленные фанерофитами и хамефитами, semiаридные и аридные ландшафты, колонизированные пельтаспермовыми и хвойными; 12 — приэкваториальные дождевые леса. Обозначения для круговых схем, таксоны: 13 — неопределенного фитогеографического статуса; 14 — евразийские; 15 — ангарские; 16 — катализатские; 17 — космополитные; 18 — эндемичные.

1–6 (круговые схемы) — некоторые пермские ископаемые флоры: 1 — Pease River [Di Michele et al., 2001]; 2 — Zechstein, Kupferschiefer, Rossenray [Schweitzer, 1960]; 3 — Midtkap [Wagner et al., 1982, 2002]; 4 — Тарловка [Есаулова, 1986]; 5 — Белебей [Наугольных, 2002]; 6 — Shiquanfeng [Wang, 1986].

I–VI — некоторые позднекаменноугольные (III) и пермские (I–II, IV–VI) флоры, содержащие цикадофиты: I — Urbana, Испания, в состав флоры входит *Taeniopterus cf. multinervis* Weiss [Broutin, 1986, Plate V, figs. 7, 7a, 10]; II — Durham, Англия, в состав флоры входит *Pseudocochenia middridgensis* Stoneley [Stoneley, 1958, Plate 38, fig. 5; Text-fig. 12]; III — Nyrany, Чехия, в состав флоры входит *Pterophyllum* sp. [Simunek, 2004, Pt II, figs. 9, 10]; IV — Никольское, Кузбасс, в состав флоры входят *Yavorskyia mungatica* Radchenko [Нейбург, 1948, табл. XLII, фиг. 5, 6] и *Taeniopterus norinii* Halle [Нейбург, 1948, табл. XLII, фиг. 1, 2]; V — Приморье, в состав флоры входят *Tomia orientalis* Burago [Бураго, 1973], *Pterophyllum sitsense* V. Zimina et M. Zimina и другие близкие, возможно, синонимичные виды [Зимина, Зимина, 2005], а также *Taeniopterus sinegorkiensis* Burago, *T. primorjensis* Burago [Бураго, 1978]; VI — Монголия, в состав пермских флор входит *Guramsania hosbajarii* Vachrameev et al. [Вахрамеев и др., 1986]

ходки гетероспорового плауновидного *Viatcheslavia vorcutensis* Zalesky, маркирующего отложения соликамского горизонта уфимского яруса (устное сообщение С.К. Пухонто, 22 октября 2020 г.); образцы находятся в Палеонтологическом институте РАН. В юньягинской свите и ее аналогах встречаются аммоноиды и другие морские беспозвоночные, указывающие на артинский возраст

этих отложений. В отложениях лекворкутской свиты известны находки аммоноидей кунгурского возраста [Богословская, Школин, 1998]. Таким образом, отложения лекворкутской свиты имеют кунгурский возраст (до пакета М с остатками вячеславий), а вышележащие, включая интинскую свиту, — уфимский возраст (обзоры региональной стратиграфии в палеоботаническом контексте

[Пухонто, Фефилова, 1982; Полетаева, Пухонто, 1990; Пухонто, 1996, 1998].

Рисунки с морфологией растительных остатков сделаны с помощью использования методики line-tracing, при которой линейные элементы рисунка повторяют строение эквивалентных элементов листовой пластинки, изображенных на фотографиях. При этом сохраняются как общие пропорции изображаемого объекта, так и взаимное расположение его отдельных элементов.

К настоящему времени коллекция растительных остатков (16 образцов хорошей сохранности) принята и хранится в фондах Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова.

Палеоботанические наблюдения. Из наиболее эффектных образцов, примечательных в экспозиционном плане, переданных в коллекцию Музея землеведения, в первую очередь назовем облиственые побеги хвощевидных *Annulina neuburgiana* (Radczenko) Neuburg (рис. 2, *a, b*) и листья папоротниковых, в частности, представительный фрагмент вайи *Pecopteris anthriscifolia* (Goerppert) Zalessky (рис. 2, *b*). Сходные листья изображались из этих отложений и ранее [Залесский, Чиркова, 1938, рис. 37; Исаев и др., 2018, фототабл. 3, фиг. 1, 5; фототабл. 4, фиг. 3, 4], но новый экземпляр папоротникового, несмотря на то что левая (по расположению на фото) часть вайи утрачена, отличается тем, что на нем можно оценить характер изменения морфологии перьев от верхушечной части листа до его средней части. Это важно для оценки изменчивости таких признаков строения листа этого вида папоротников, как жилкование и характер края перышек. Вид *Pecopteris anthriscifolia* палеоботаники изучают уже более 150 лет, но детали его строения, а также точное систематическое положение во многом остаются неизвестны. Высказывалось предположение [Naugolnykh, 2013], что *Pecopteris anthriscifolia* может принадлежать глейхениевым (семейство Gleicheniaceae).

История изучения хвощевидного *Annulina neuburgiana* короче, но, тем не менее, в ней есть сложности, которые пока не удалось разрешить. В частности, остается неясным соотношение видов «*Lobatannularia*» *comiana* Zalessky [Залесский, Чиркова, 1938, рис. 2–6] и *Annulina neuburgiana*. В описании вида «*Lobatannularia*» *comiana* М.Д. Залесский и Е.Ф. Чиркова не отмечают присутствия у этого растения листовых влагалищ, которые характерны для *Annulina neuburgiana* и входят в диагностику этого вида. При этом общее сходство образцов, изображенных М.Д. Залесским и Е.Ф. Чирковой, и экземпляров *Annulina neuburgiana* из нашей коллекции весьма большое.

Сохождение облиственных побегов *Annulina neuburgiana* (рис. 2, *a, b*) с репродуктивными побегами (а именно с многоярусными фертильными зонами) в изученном местонахождении [Исаев и др., 2018, фототабл. 1, фиг. 4] позволяет предполо-

жить, что и облиственные побеги, и спороношения принадлежали одному и тому же виду ископаемых хвощевидных. Сведения о предполагаемых спороношениях *Annulina neuburgiana* позволяют относить этот вид к семейству Tchernoviaceae и, таким образом, рассматривать его в качестве одного из родственников прямых предков современных хвощей [Naugolnykh, 2002, 2009; Yang et al., 2011].

Особого внимания заслуживает находка листьев цикадофитов (рис. 3, 4). Эпиморфологически эти листья практически неотличимы от листьев формального рода *Pterophyllum* Brongniart в соответствии с системой, приводимой в капитальной монографии [Watson, Sincock, 1992; р. 13, text-fig. 4, I, j].

Каждый лист состоит из рахиса и широколанцетовидных сегментов последнего порядка (перышек), причем сегменты последнего порядка прикрепляются к рахису в апикальной части листа в чередующемся порядке. В нижней части листьев расположение сегментов меняется и становится ближе к противопоставленному. Поскольку оба листа сохранились не полностью (наблюдаются только их приверхушечные и средние части), установить полную длину листьев не представляется возможным. Длина фрагментов равна 6 и 7 см. Полная ширина листа, судя по наиболее хорошо сохранившемуся экземпляру (рис. 3, *b*; рис. 4, *b*), была близка к 14 см. Ширина сегментов последнего порядка в среднем составляет 1 см.

Жилкование на обоих экземплярах наблюдается вполне отчетливо. Оно параллелодромное; в основание сегмента входят от трех до четырех базальных жилок. Одна или две центральные жилки, часто немного более толстые, чем краевые жилки, практически сразу же после вхождения в листовую пластинку из рахиса пера начинают последовательно дихотомировать один или два раза. Вслед за этим дихотомируют и краевые жилки. Таким образом, число жилок в средней части наиболее развитых сегментов последнего порядка может достигать восьми или даже девяти. Апикальные сегменты последнего порядка образуют вильчатую верхушку пера за счет перевершинивания (overtopping) одного из сегментов.

Охарактеризованные выше листья — первая надежно задокументированная находка цикадофита в пермских отложениях Печорского угольного бассейна. Необычность находки этого теплолюбивого растения в относительно высокоширотной бореальной растительности ангарского типа требует ее детального рассмотрения в более широком фитогеографическом контексте.

Результаты исследований и их обсуждение. Порядок Cycadales, и вообще цикадофиты в более широком смысле, в позднем палеозое в целом и особенно в пермском периоде были представлены эволюционно архаичными формами, которые, тем не менее, уже были обособлены в несколько

вполне самостоятельных родов. Некоторые из этих форм, скорее всего, могли принадлежать самостоятельным филогенетическим линиям, идущим из каменноугольного периода (обсуждение проблемы см. в серии работ [Taylor, 1969; Gillespie, Pfefferkorn, 1986; Zhifeng, Thomas, 1989; Axsmith et al., 2003]). Подавляющее большинство позднепалеозойских цикадофитов было связано с зонами распространения теплолюбивой низкоширотной растительности (рис. 5). Поэтому любые новые находки палеозойских цикадофитов вне тропической зоны позволяют, с одной стороны, уточнить флорогенетические тенденции, имевшие место в карбоне и перми, а с другой — дополнить картину эволюции цикадофитов в позднем палеозое.

Листья, сходные с листьями цикадофитов из воркутинской флоры, были изображены и описаны М.Д. Залесским из верхнепермских (среднепермских по современной номенклатуре) отложений Прикамья под названием *Dioonites inflexus* Eichwald [Zalessky, 1929]. Оставляя за рамками статьи вопрос о номенклатурной истории и типификации этого вида, все же отметим, что между листом, изображенным М.Д. Залесским [Zalessky, 1929, fig. 10], и изучаемыми нами экземплярами наблюдается много общего как в жилковании, так и в макроморфологии листа. Единственным различием служит расщепление некоторых сегментов *Dioonites inflexus*, однако характер изображения и отсутствие детальных фото образца М.Д. Залесского не позволяют с твердостью установить, является ли это расщепление аутентичным признаком строения листа или же оно спровоцировано механическими повреждениями листовой пластинки.

Еще одно близкое растение было описано из пермских отложений Приморья в качестве нового вида *Pterophyllum (?) sitsense* Zimina et Zimina [Зимина, Зимина, 2005] (в этой же работе приведен анализ находок цикадофитов в пермских отложениях России и сопредельных территорий).

Листья цикадофитов очень близкой морфологии известны из нижней перми Западной и Центральной Европы [Barthel, 1978, Tafel 38, Fig. 11, S. 113–174; Haubold, 1983, Abb. 65a] как *Pterophyllum cotteanum* Gutbier. Цикадофиты этого типа могут быть интерпретированы как мезофильный элемент растительных сообществ [Barthel, 1983], произраставший на расстоянии от бассейнов, в которых формировались фитотанатоценозы. Именно поэтому эти растения редко встречаются в местонахождениях растительных остатков.

Морфологически сходные листья цикадофитов известны из пермских отложений Монголии, в частности из разреза Ноен-Сомон. Традиционно их относят к роду *Guramsania* Vachrameev et al., 1986, первоначально установленному на материале из верхнепермских отложений Гурамсан-Хоолойской впадины Южной Монголии [Вахрамеев и др., 1986]. Несмотря на то что у ноенсомонских цикадофитов есть некоторые особенности (анадромные или акроскопические лопасти листьев цикадофита из Ноен-Сомона существенно слабее развиты, чем у типовых образцов из Гурамсан-Хоолойского разреза Монголии, жилкование менее густое, базальная акроскопическая жилка слабее выражена), они вполне уверенно определяются как *Guramsania cf. hosbajarii* Vachrameev et al. [Кодрул и др., 2012; Наугольных и др., 2013]. В ассоциативной связи с листьями *Guramsania cf. hosbajarii* встречены округлые радиоспермические семена с оттянутыми основаниями и приупленной верхушкой, несущей слабо приостренный микропилярный выступ, очень сходные с семенами современных цикадовых (рис. 6, а, б).

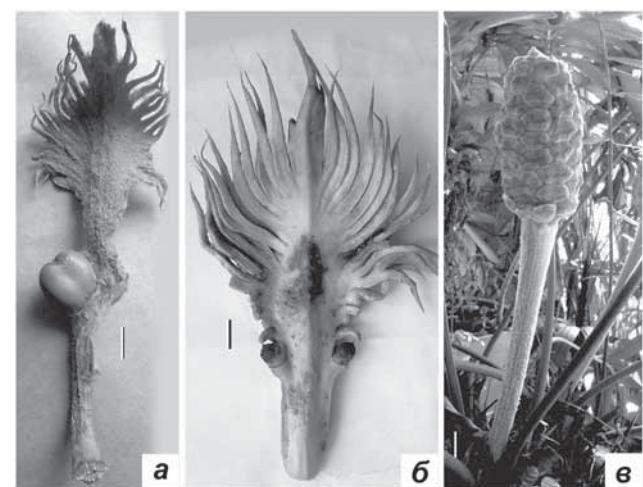


Рис. 6. Мегаспорофиллы современных цикадовых (фото С.В. Наугольных): а, б — *Cycas* spp.; в — *Zamia obliqua* A. Braun, Южно-Китайский Ботанический сад, Гуанчжоу, Китай. Длина масштабной линейки 1 см

дофитов есть некоторые особенности (анадромные или акроскопические лопасти листьев цикадофита из Ноен-Сомона существенно слабее развиты, чем у типовых образцов из Гурамсан-Хоолойского разреза Монголии, жилкование менее густое, базальная акроскопическая жилка слабее выражена), они вполне уверенно определяются как *Guramsania cf. hosbajarii* Vachrameev et al. [Кодрул и др., 2012; Наугольных и др., 2013]. В ассоциативной связи с листьями *Guramsania cf. hosbajarii* встречены округлые радиоспермические семена с оттянутыми основаниями и приупленной верхушкой, несущей слабо приостренный микропилярный выступ, очень сходные с семенами современных цикадовых (рис. 6, а, б).

Из пермских отложений Ангариды описан еще один род цикадофитов с перистыми листьями — *Yavorskyia* Radchenko, 1935. Подробное описание типового вида *Yavorskyia tungatica* Radchenko приведено в фундаментальной монографии М.Ф. Нейбург [Нейбург, 1948]. Несмотря на общее сходство с листьями цикадофитов из воркутинской флоры, яворская имеет более сложное жилкование — в основание каждого сегмента последнего порядка из рахиса входит единственная жилка, которая сразу делится на две широко расходящиеся краевые жилки, из которых с внутренней стороны листа, в свою очередь, выходят жилки следующего порядка, простые или дихотомирующие до двух или даже до трех раз.

В палеофитогеографическом распределении пермских цикадофитов отмечена закономерность, отражающая термофильность этих растений. Подавляющее большинство местонахождений этих растений находится в зоне распространения теплолюбивой тропической растительности (рис. 5). В позднекаменноугольных и раннепермских флонах цикадофиты встречаются преимущественно в евразийской и катазиатской палеофитогео-

графических областях. В середине пермского периода, очевидно, в соответствии с тенденцией к аридизации климата, представители цикадофитов мигрировали в северном направлении, появляясь в субангарском экотонном поясе и во внешних областях Ангариды. Этот процесс сопровождался миграцией и других термофильных элементов (папоротников еврамерийского облика, преимущественно мараттиевых, и некоторых других теплолюбивых растений [Пухонто, Фефилова, 1982; Мейен, 1987]. Существование миграционных обменов между палеофитогеографическими областями пермской Пангеи можно считать вполне обоснованным, причем благодаря анализу данных о разных группах растений [Naugolnykh, 2000; Leven et al., 2011; Yang et al., 2011; Naugolnykh, Uranbileg, 2018]. Нахodka листьев цикадофитов в пределах Печорского угольного бассейна хорошо согласуется с этими представлениями.

Филлоспермиды и стахиоспермиды — две условно морфологические линии в эволюции палеозойских голосеменных и тенденции их коэволюции с членистоногими. Все основные типы семеносных органов голосеменных можно свести к двум базовым архетипам: уплощенным «филлоспермам» (фолиарным семеносным органам, в той или иной степени листовидным мегаспорофиллам) и «стахиоспермам», организованным в виде относительно компактных мегастробилов. По этому принципу предлагалось объединить порядки голосеменных с филлоспермами (птеридоспермы, цикадофиты s.l.) в группу филлоспермид, а порядки голосеменных с мегастробилами (кордайты, хвойные) в группу стахиоспермид (обсуждение проблемы см. в [Мейен, 1987, с. 142]). Несмотря на то что это предложение не нашло последовательной и широкой поддержки и сейчас считается устаревшим, для рассуждений общего плана понятия «филлоспермиды» и «стахиоспермиды» используются в классической ботанической литературе [Тахтаджян, 1956; Вахрамеев, 1980].

Возможная поливалентная симбиотическая взаимосвязь стахиоспермид с насекомыми уже неоднократно обсуждалась в литературе [Turgeon, 1994; Naugolnykh, 2018; Naugolnykh, Ponomarenko, 2010].

Но есть указания и на тесные трофические взаимоотношения насекомых и примитивных филлоспермид (в частности, птеридоспермов порядка Medullosales или =Trigonocarpales). Так, например, в качестве насекомого-опылителя, переносившего пыльцу с мужских репродуктивных органов на семена медуллезового птеридосперма *Pachytesta illinoensis* (Arnold et Steidtmann) Stewart sensu Retallack et Dilcher, указывался представитель палеодиктиоптер *Homaloneura dabasinkasi* Carpenter [Retallack, Dilcher, 1988, Fig. 6, P]. Для привлечения насекомых-опылителей, возможно, использовались толстые и, по-видимому, сочные

саркотестальные покровы пахитесты и других представителей медуллезовых/тригонокарповых, во внешних пределах Ангариды доживших до конца ранней перми [Naugolnykh, 1997]. Однако в случае с позднепалеозойскими и особенно с пермскими представителями цикадофитов, скорее всего, они имели обратные тенденции. У пермских цикадофитов, в частности рода *Crossozamia* Pomel [Zhifeng, Thomas, 1989], край апикальной части мегаспорофилла был покрыт длинными и отчасти шиповидными выростами, которые при прижизненном расположении мегаспорофиллов на общей оси [Zhifeng, Thomas, 1989, plate I, fig. 2] препятствовали проникновению организмов-фитофагов (прежде всего насекомых) к основанию мегаспорофилла, где находились семязачатки. Практически идентичные морфологические особенности имеют мегаспорофиллы большинства современных цикадофитов (рис. 6, а, б), причем у некоторых форм края спорофиллов смыкаются настолько плотно, что фитофагу добраться до fertильной части практически невозможно (рис. 6, в).

Известно, что интегументальные покровы, ответственные за обеспечение питания и за защиту семени, а точнее эмбриона, начинают развиваться до оплодотворения семязачатка. После оплодотворения семязачатка и превращения его в семя интегументальные покровы, включая саркотесту, обычно сильно уменьшаются в толщину и подвергаются частичному распаду [Эзау, 1980, с. 459, 463].

Заключение. Новые находки растительных остатков среднепермского возраста, переданные на постоянное хранение в Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, существенно дополняют и расширяют палеоботаническое собрание музея. Отдельные экземпляры, обладающие высокой музейной привлекательностью и научной значимостью (хвощевидные *Annulina neuburgiana* (Radchenko) Neuburg, лептоспорангиятные папоротники *Pecopteris anhriscifolia* (Goerppert) Zalessky), предлагаются использовать в качестве экспонатов для выставок, вовлеченных в учебно-образовательные проекты МГУ.

Обнаружение в коллекции листьев цикадофитов подтверждает проникновение теплолюбивых тропических элементов в пределы развития бореальной растительности ангарского типа в середине пермского периода. Однако, по нашему мнению, этот процесс был стимулирован климатическими флюктуациями (эпизодическими потеплениями климата), а не феноменом «внеэкваториального персистирования» или доживания архаических форм во внеэкваториальных зонах, гипотеза о котором была выдвинута С.В. Мейеном [1987, с. 378].

Благодарности. В сборе образцов палеоботанической коллекции принимали участие студенты, магистранты и аспиранты кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломо-

носова А.А. Агапов, А.Е. Бойко, Н.А. Задорожная, М.В. Калабина, М.В. Козлова, Ю.А. Колоскова, В.А. Сантаева, Я.О. Трушников, Ф.А. Шевчик, М.В. Шкарина, А.А. Прасолов, Я.О. Шевчук, В.В. Трачук, М.М. Болотюк, которым авторы выражают свою искреннюю признательность. Авторы благодарны рецензентам А.Л. Юриной (кафедра палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова) и Н.В. Баженовой (Палеонтологический институт РАН, Москва) за ценные замечания.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы госзадания Геологического института РАН № 0135-2019-0044 «Фитостратиграфия, палеофлористика, кризисные события кайнозоя, мезозоя и палеозоя различных регионов Евразии, палеокли-

матические, палеофитоценотические и палеофитогеографические реконструкции», темы госзадания № АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы» Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, темы АААА-А16-116033010094-4 «Теоретические основы геокриологического прогноза и картирования криолитозоны России» кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета, при поддержке РФФИ (проект № 18-04-00322), при поддержке Российско-Норвежского образовательного гранта RuNoCORE CPRU-2017/10015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богословская М.Ф., Школин А.А. Аммоноидеи // Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М.: ГЕОС, 1998. С. 147–155.
- Бураго В.И. Новый вид рода *Tomia* из верхнепермских отложений Южного Приморья // Палеонтологический журн. 1973. № 3. С. 141–144.
- Бураго В.И. *Taeniopterus* в пермских отложениях Южного Приморья // Палеонтологический журн. 1978. № 1. С. 127–137.
- Вахрамеев В.А. Мезозойские голосеменные растения СССР: Справочное руководство. М.: Наука, 1980. 231 с.
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л., Содов Ж. Цикадовое (?) *Guramsania* gen. nov. из верхней перми Южной Монголии // Палеонтологический журн. 1986. № 3. С. 103–108.
- Залесский М.Д., Чиркова Е.Ф. Пермская флора Печорского Урала и хребта Пай-Хой. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 52 с.
- Зимина В.Г., Зимина М.П. О *Pterophyllum* Brongniart из верхней перми Южного Приморья // Палеонтологический журн. 2005. № 6. С. 95–100.
- Исаев В.С., Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Пермские ископаемые растения из отложений воркутской серии Печорского угольного бассейна в коллекции Музея землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2018. № 4. С. 42–51.
- Есаурова Н.К. Флора казанского яруса Прикамья. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1986. 176 с.
- Кодрул Т.М., Костина Е.И., Герман А.Б. и др. Позднепалеозойские и мезозойские флористические комплексы Ноенсомонской впадины (Южная Монголия) // Палеонтология и эволюция биоразнообразия в истории Земли. М.: ГЕОС, 2012. С. 109–117.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Наугольных С.В. Ископаемая флора медистых песчаников (верхняя пермь Приуралья) // VM-Novitates. Новости из Геологического музея имени В.И. Вернадского. 2002. № 8. 48 с.
- Наугольных С.В., Кодрул Т.М., Уранбилэг Л. Пермские цикадофиты рода *Guramsania* Vachrameev, Lebedev et Sodov из Ноенской впадины (Южная Монголия) // Объекты палеонтологического и геологического наследия и роль музеев в их изучении и охране. Кунгур: Кунгурский историко-архитектурный и художественный музей-заповедник. Кунгур, 2013. С. 64–69.
- Нейбург М.Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 342 с.
- Полетаева Е.И., Пухонто С.К. Флора // Угленосная формация Печорского бассейна. Л.: Наука, 1990. С. 37–43.
- Пухонто С.К. Граница верхней и нижней перми в Печорском и Кузнецком угольных бассейнах // Кузбасс — ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Т. 1. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. С. 36–43. (Ротапринт)
- Пухонто С.К. Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. М.: Научный мир, 1998. 312 с.
- Пухонто С.К., Фефилова Л.А. Макрофлора // Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. Л.: Наука, 1982. С. 28–92.
- Тахтаджян А.Л. Высшие растения. I. От псилофитовых до хвойных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 488 с.
- Шербакова В.И. Географический атлас России. Федеральная служба геодезии и картографии России. Екатеринбург: Роскартография, 1997. 54 с.
- Эзат К. Анатомия семенных растений. Кн. 2. М.: Мир, 1980. 558 с.
- Axsmith B.J., Serbet R., Krings M. et al. The enigmatic Paleozoic plants *Spermatopteris* and *Phasmatocycas* reconsidered // Amer. J. Botany. 2003. Vol. 90. P. 1585–1595.
- Barthel M. Die Rotliegendflora Sachsen. Dresden: Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 1976. B. 24. 190 S.
- Barthel M. Die Pflanzenwelt // Die Lebewelt des Rorliegenden. Wittenberg Lutherstadt: A. Ziems Verlag, 1983. S. 63–131.
- Broutin J. Etude paleobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans le Sud-Ouest de la Peninsula Iberique. P.: Ed. CNRS, 1986. 165 p.
- Di Michele W.A., Mamay S.H., Chaney D.S. et al. An Early Permian flora with Late Permian and Mesozoic affinities from North-Central Texas // J. Paleontology. 2001. Vol. 75, N 2. P. 449–460.
- Die Lebewelt des Rorliegenden / Ed. by H. Haubold. Wittenberg Lutherstadt: A. Ziems Verlag, 1983. 246 S.
- Gillespie W.H., Pfefferkorn H.W. Taeniopterid lamina on *Phasmatocycas* megasporophylls (Cycadales) from the Lower Permian of Kansas, USA // Rev. Palaeobotany and Palynology. 1986. Vol. 49. P. 99–116.

Leven E.Ja., Naugolnykh S.V., Gorgij M.N. New findings of Permian marine and terrestrial fossils in Central Iran (the Kalmard block) and their significance for correlation of the Tethyan, Uralian and West European scales // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2011. Vol. 117, N 3. P. 355–374.

Naugolnykh S.V. New Isolated trigonocarpoid ovules of the Bardian flora // Paleontol. J. (Moscow). 1997. Vol. 31, N 3. P. 329–335.

Naugolnykh S.V. Mixed Permian floras of Eurasia // Paleontol. J. (Moscow). 2000. Vol. 34. Suppl. 1. P. 99–105.

Naugolnykh S.V. *Paracalamitina striata* — a newly reconstructed equisetophyte from the Permian of Angaraland // J. Paleontology. 2002. Vol. 76, N 2. P. 377–385.

Naugolnykh S.V. A new fertile *Neocalamites* from the Upper Permian of Russia and equisetophyte evolution // Geobios. 2009. Vol. 42. P. 513–523.

Naugolnykh S.V. Permian ferns of Western Angaraland // Paleontol. J. 2013. Vol. 47, N 12. P. 1379–1462.

Naugolnykh S.V. Lower Permian conifers of the Urals: taxonomic and morphological diversity and paleoecology // Paleontol. J. 2018. Vol. 52, N 7. P. 34–51.

Naugolnykh S.V., Ponomarenko A.G. Possible traces of feeding by beetles in coniferophyte wood from the Kazanian of the Kama river basin // Paleontol. J. 2010. Vol. 44, N 4. P. 468–474.

Naugolnykh S.V., Uranbileg L. A new discovery of *Glossopteris* in southeastern Mongolia as an argument for distant migration of Gondwanan plants // J. Asian Earth Sci. 2018. Vol. 154. P. 142–148.

Retallack G.J., Dilcher D.L. Reconstructions of selected seed ferns // Ann. Missouri Botanical Garden. 1988. Vol. 75. P. 1010–1057.

Schweitzer H.-J. Die Makroflora des Niederrheinischen Zechsteins // Senckenbergiana leth. 1960. Bd. 41. S. 37–57.

Simunek Z. The Upper Westphalian flora of the Bohemian Massif (pteridosperms, cordaites and extrabasinal elements) // Geol. Balcanica. 2004. Vol. 34, N 1–2. P. 77–84.

Stoneley H.M.M. The Upper Permian flora of England // Bull. British Museum (Natural History). Geology. 1958. Vol. 3, N 9. P. 295–337.

Taylor T.N. Cycads: evidence from the Upper Pennsylvanian // Science. 1969. Vol. 164. P. 294–295.

Turgeon J.J. Insect fauna of Coniferous seed cones: diversity, host plant interactions, and management // Ann. Rev. Entomol. 1994. Vol. 39. P. 179–212.

Wagner R.H., Lausberg S., Naugolnykh S. The Permian Angara flora from North Greenland: a progress report // Carboniferous of the World / Eds. L.V. Hills, C.M. Henderson, E.W. Bamber. Can. Soc. Petrol. Geologists, 2002. Mem. 19. P. 382–392.

Wagner R.H., Soper N.J., Higgins A.K. A Late Permian flora of Pechora affinity in North Greenland // Groenlands Geol. Unders. 1982. Vol. 108. P. 5–13.

Wang Z.-Q. Late Permian fossil plants from the lower part of the Shiqianfeng (Shihchienfeng) Group in North China // Bull. Tianjin Institute Geol. Miner. Res. 1986. N 15. P. 1–120.

Watson J., Sincock C.A. Bennetitales of the English Wealden. L.: Palaeontol. Soc. Printed in: Michael Heath Limited, Reigate, Surrey, 1992. 228 p.

Yang T., Naugolnykh S.V., Sun G. A new representative of *Neocalamites* Halle from the Upper Permian of Northeastern China (Jiefangcun Formation) // Paleontol. J. 2011. Vol. 45, N 3. P. 335–346.

Zalewsky M.D. Sur des débris de nouvelles plantes permianes // Bull. de l'Acad. des Sciences de l'URSS. Classe des sciences Phys.-Math. Ser. 7. 1929. N 6. P. 677–689.

Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini-atlas of oceanic water masses in the Permian Period // Proceedings of the Royal Society of Victoria. Thematic issue: Strzelecki Intern. Symp. on Permian of Eastern Tethys: Biostratigraphy, Palaeogeography and Resources. 1998. Vol. 110, N ½. P. 323–343.

Ziegler A.M., Rees P.McA., Naugolnykh S.V. Differentiating global from local effects of climate change // Canad. J. Earth Sci. 2002. Vol. 39. P. 223–238.

Zhifeng G., Thomas B.A. A review of fossil cycad megasporophylls, with new evidence of *Crossozamia* Pomel and its associated leaves from the Lower Permian of Taiyuan, China // Rev. Palaeobotany and Palynology. 1989. Vol. 60. P. 205–223.

Поступила в редакцию 10.12.2020

Поступила с доработки 27.01.2021

Принята к публикации 27.01.2021

УДК 553.086

М.А. Богуславский¹, А.А. Бурмистров²

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОГО СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НОРИЛЬСКОГО ТИПА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОЛЯРИЗАЦИОННО-ОПТИЧЕСКОГО И ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО МЕТОДОВ (НА ПРИМЕРЕ ТАЛНАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Осуществлено количественное изучение минерального состава руд и вмещающих пород по анишлифам из образцов керна двух скважин Талнахского месторождения, а также определены значения ряда их физико-механических, магнитных и электрических свойств. Сопоставление этих данных позволило рассчитать содержание основных рудных минералов и полезных компонентов в изученных образцах по их петрофизическим свойствам, а также выявить околоврудные петрофизические аномалии в экзоконтактах рудных горизонтов. Использование этой методики исследований может способствовать повышению эффективности поисково-оценочных работ на сульфидное оруденение норильского типа.

Ключевые слова: анишлифы руд, петрофизические исследования, магнитные свойства, статистический анализ, электрические свойства, петрофизические аномалии, Талнахское месторождение.

The quantity of the mineral composition of ore and parent rocks was carried out. Ore sections from the core samples of two wells of the Talnakh field were used for these studying. Also a number of their physical, mechanical, magnetic and electrical properties were determined. The content of the main ore minerals and useful components in the studied samples were calculated due to comparison of these data of their petrophysical properties. Additionally petrophysical anomalies in the external contact of ore horizons were identified. Using of this methodology may contribute to improving the efficiency of survey and evaluation work on Norilsk type sulfide mineralization.

Key words: ore sections, petrophysical research, magnetic properties, statistical analysis, electrical properties, petrophysical anomalies, Talnakh ore deposit.

Введение. В основе структурно-петрофизического анализа, разработанного В.И. Старостиным [1979], лежит фундаментальная теоретически обоснованная и инструментально проверенная закономерная количественная зависимость величин различных петрофизических свойств пород и руд от их состава и структуры, все это также следствие геологических процессов их образования и наложенных изменений. Это положение было не раз подтверждено и развито во многих работах, посвященных изучению рудных месторождений различного типа, в том числе и в публикациях авторов [Богуславский и др., 2009; Бурмистров и др., 2014].

Работа основана на результатах изучения минерального состава и ряда физико-механических, магнитных и электрических свойств 24 образцов керна, отобранных из двух скважин на Талнахском месторождении.

Геологическое строение месторождения. В разрезе Талнахского месторождения и прилегающих площадей выделяются стратифицированные морские отложения ордовикского, силурийского и девонского возраста; отложения лимно-параллельской угленосной формации тунгусской серии, карбона и перми; а также образования туфоловой вулканогенной толщи нижнего триаса и четвертичные отложения.

Медно-никелевое оруденение Талнахского месторождения приурочено к крупному ($\geq 30 \text{ км}^2$) сложнопостроенному Верхнеталнахскому интрузиву, который относится к норильскому типу норильского интрузивного комплекса ($\text{v}\delta\text{-tv}\beta\text{T}_{1nr}^{nr}$). Интрузив имеет форму хонолита, полого ($5\text{--}10^\circ$) погружающегося на север, который разделяется на три ветви: Юго-Западную, Северо-Восточную и Северо-Западную. Талнахское месторождение приурочено к южной оконечности Юго-Запад-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, канд. геол.-минер. н.; e-mail: mboguslavskiy@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, канд. геол.-минер. н.; e-mail: alek.burmistroff2017@yandex.ru

ной ветви, представляющей собой фронтальную зону внедрения магмы, что обусловило высокую концентрацию в ней меди и платиноидов. Это объясняет их высокое содержание в рудах месторождения, близкое по уровню к селективным рудам рудника «Октябрьский».

Морфология, состав и пространственное положение рудных тел. Область развития промышленного сульфидного медно-никелевого оруденения ликвационно-магматического генетического типа характеризуется сложным многоярусным строением. Рудные тела локализованы как в пределах Талнахского стратифицированного интрузива, так и в породах его экзоконтакта. По текстурным особенностям и содержанию цветных и благородных металлов на месторождениях Норильского района выделяют три промышленных типа руд: вкрапленные (бедные), прожилково-вкрапленные (медиистые) и сплошные сульфидные (богатые).

Богатые руды пространственно связаны с приподошвенной зоной Талнахского интрузива, а в некоторых местах они выходят во вмещающие породы верхнего девона, карбона и перми тунгусской серии.

Прожилково-вкрапленные медиистые руды пространственно тяготеют к зонам локализации богатых (сплошных) руд, в экзоконтактах и на флангах которых они образуют пластообразные и линзовидные тела сложной в плане формы и мощностью до 16 м.

Характерные особенности медиистых руд — их текстурное разнообразие, значительная изменчивость концентрации рудных компонентов, сложность и невыдержанность минерального состава, обусловленная пестротой и частой сменой минеральных ассоциаций по разрезу и площади распространения, а также тесные срастания рудообразующих сульфидов с нерудными минералами вмещающих пород. Характер распределения и уровень концентрации сульфидов в рудах определяют их текстурный облик, что связано как с особенностями проявления ликвационных и позднемагматических процессов, так и со структурными, химическими и физико-механическими свойствами рудовмещающих габброидов и роговиков.

Сульфиды развиваются вдоль плоскостей стратификации расслоенного интрузива, выполняют секущие трещинки (образуют прожилки), находятся в интерстициях между породообразующими силикатными минералами, иногда отмечается очень высокая концентрация сульфидов (вплоть до образования массивных руд). Такое многообразие форм их распределения позволяет при расчленении продуктивной толщи выделять руды с полосчатыми, рассеянными, гнездовидно-вкрапленными, прожилковыми и прожилково-вкрапленными текстурами. В медиистых рудах наибольшим развитием пользуются гнездовидно-вкрапленная, прожилково-вкрапленная и рассе-

янно-вкрапленная текстуры. Полосчатая текстура, обусловленная чередованием рудных и безрудных полосок мощностью от 1–5 мм до 15 мм, распространена ограниченно [Кокорин, 2003].

Вкрапленные руды тяготеют к нижним придонным горизонтам интрузива, сложенным пикритовыми, троктолитовыми, такситовыми и оливиновыми (контактовыми) габбро-долеритами, которые прослеживаются по всей площади интрузива, выклиниваясь в его бортовых частях. В роговиках экзоконтакта интрузива руды имеют брекчевую текстуру. На отдельных участках встречена карбонатная брекчия.

Материалы и методы исследования. Петрофизические исследования. По образцам керна из скв. 1 и 2 были измерены эффективная пористость ($\Pi_{\text{эф}}$, %), плотность твердой фазы (d , $\text{г}/\text{см}^3$), магнитная восприимчивость (χ , 10^{-5} ед. СИ), диэлектрическая проницаемость (ϵ) и удельное электрическое сопротивление (r , $\text{МОм}\cdot\text{см}$).

По данным работы [Спиридовон и др., 2015], в висячих боках рудных тел норильских месторождений обычно широко развиты ореолы метасоматических изменений вмещающих габброидов, которые в основном выражены в замещении их первичных минералов гидросиликатами. Эти изменения связаны с высокой концентрацией флюидной фазы в кристаллизовавшемся рудном расплаве. Они сопровождаются вкрапленностью широкого спектра рудных минералов, что обуславливает повышение эффективной пористости вмещающих пород и плотности их твердой фазы.

Эти свойства определяли методом гидростатического взвешивания (с точностью взвешивания 0,01 г): расчет их значений проводили по следующим формулам [Бурмистров и др., 2009]:

$$\Pi_{\text{эф}} = 100 \cdot (P_{\text{н}} - P) / (P_{\text{н}} - P_{\text{нв}}),$$

где $P_{\text{н}}$ — вес насыщенного водой образца; P — вес сухого образца;

$$d = 0,998 \cdot P / (P - P_{\text{нв}}),$$

где $P_{\text{нв}}$ — вес насыщенного водой образца в воде.

Величина магнитной восприимчивости вмещающих пород и руд в основном зависит от содержания в них магнетита и в значительно меньшей степени моноклинного пирротина (Ро). Ее измеряли каппаметром ПИМВ-1М. Из-за разных размеров образцов и степени неровности их поверхности в ее средние значения (определенные по 3–4 замерам для каждого образца) вводили поправочные коэффициенты.

Диэлектрическая проницаемость (ϵ) пород в сухом состоянии возрастает с увеличением концентрации в них рудных минералов, а их удельное сопротивление (r) при этом снижается. Измерения ϵ проводились с помощью прибора RLC АКИП-6102, соединенного с конденсатором, между обкладками которого помещали образец. На частоте

$f = 10\ 000$ Гц определяли два значения емкости конденсатора (с образцом — C_i и без него — C_o), а в первом случае измеряли также тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg}\delta$). Поскольку площадь сечения обкладок конденсатора была больше (в K_i раз), чем площадь сечения i -го образца, в расчетную формулу вводили поправочный коэффициент:

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{в}} \cdot K_i \cdot C_i / C_o,$$

где $\varepsilon_{\text{в}} = 1$ (диэлектрическая проницаемость воздуха).

Для определения удельного электрического сопротивления образцов сначала определяли их электрическое сопротивление (R). Поправка «за воздух» в величину $\operatorname{tg}\delta$ не вводилась из-за невозможности точно определить ее для разных образцов. В итоге для небольших рудных образцов получены заниженные значения $\operatorname{tg}\delta$ из-за влияния воздуха в пространстве между обкладками конденсатора. Это привело к завышению расчетных значений их удельного сопротивления. Расчеты проводились по следующим формулам [Петрофизика..., 1992]:

$$R = 1 / (6,28 K_i C_i f \cdot \operatorname{tg}\delta), \quad r = R \cdot S / L,$$

где S и L — площадь сечения (см^2) и толщина (см) образца соответственно.

Результаты исследований и их обсуждение. Значения петрофизических свойств образцов приведены в табл. 1 и показаны на рис. 1, *A*—*G*.

Эффективная пористость возрастает при приближении к рудным интервалам и обычно остается относительно высокой в их пределах (интервалы 61,9—76,2; 799,2—812,6; 902,3—914,1) (рис. 1, *A*). С глубиной ее общий уровень снижается, а различия между рудными и безрудными интервалами уменьшаются.

Плотность изученных рудных минералов варьирует от 4,1 г/см³ (халькопирит, Cr) до 5,1 г/см³ (магнетит, Mt). Используя средние ее значения для рудной (d_p) и нерудной (d_h) фаз образцов в целом, можно с достаточным приближением определить объемные доли обеих фаз в образцах. Для их расчетов приняты следующие значения плотности (г/см³): для рудной фазы $d_p = 4,7$; для нерудной фазы d_h такситового габбро равен 2,6, пикритового габбро — 2,7, ороговикованных базальтов — 2,9, безрудных роговиков и карбонатной брекции — 2,6 и 2,5 соответственно. Составлена следующая система уравнений:

$$\begin{aligned} d_{\text{обр}} &= V_p d_p + V_h d_h; \\ V_p + V_h &= 1, \end{aligned}$$

Пetroфизические свойства образцов

Таблица 1

Номер образца	Глубина отбора, м	Вмещающие породы и руды	d , г/см ³	χ , 10^{-5} ед. СИ	ε	r , МОм·см	$\Pi_{\text{эф}}$, %
Скважина 1							
18	767	базальт ороговикованный (р)	3,00	144	6	0,6	2,8
1	779	габбро-долерит такситовый	3,08	2940	10	0,3	0,3
2	787		3,04	3080	11	0,3	0,3
3	799	габбро пикритовое (р)	2,92	3420	8	0,5	1,4
4	812		2,97	3300	8	0,5	1,3
5	823	габбро-долерит пикритовый	2,99	2440	9	0,3	0,2
6	838		2,88	2360	9	0,4	0,2
7	848		2,99	1720	9	0,4	0,1
8	864		2,99	1520	7	0,4	0,2
9	878		2,90	1280	7	0,6	0,1
10	884		2,80	1280	6	0,6	0,1
11	895	оливиновое габбро (р)	2,87	4059	8	0,7	0,1
17	902	габбро-долерит пикритовый (р)	3,15	4422	8	0,7	0,4
12	907,2		3,26	3455	8	0,7	0,3
13	914,1		3,27	2832	17	0,2	0,8
14	919,8	руды	3,43	6400	17	0,2	0,2
15	925	роговик пироксен-плагиоклазовый (р)	3,27	2666	8	0,6	0,3
16	932,6	габбро-долерит такситовый	2,61	170	6	0,6	0,5
Скважина 2							
21	61,9	габбро-долерит такситовый (р)	2,84	5560	12	0,4	2,5
23	66,1		2,87	3260	12	0,7	1,0
20	67,9	роговик пироксен-плагиоклазовый (р)	2,77	6200	10	0,3	2,9
22	76,2	роговик пироксен-плагиоклазовый	2,61	952	5	1,4	3,6
24	84,3	карбонатная брекчия	2,58	220	6	0,8	1,1
19	90,9		2,49	184	6	0,8	0,8

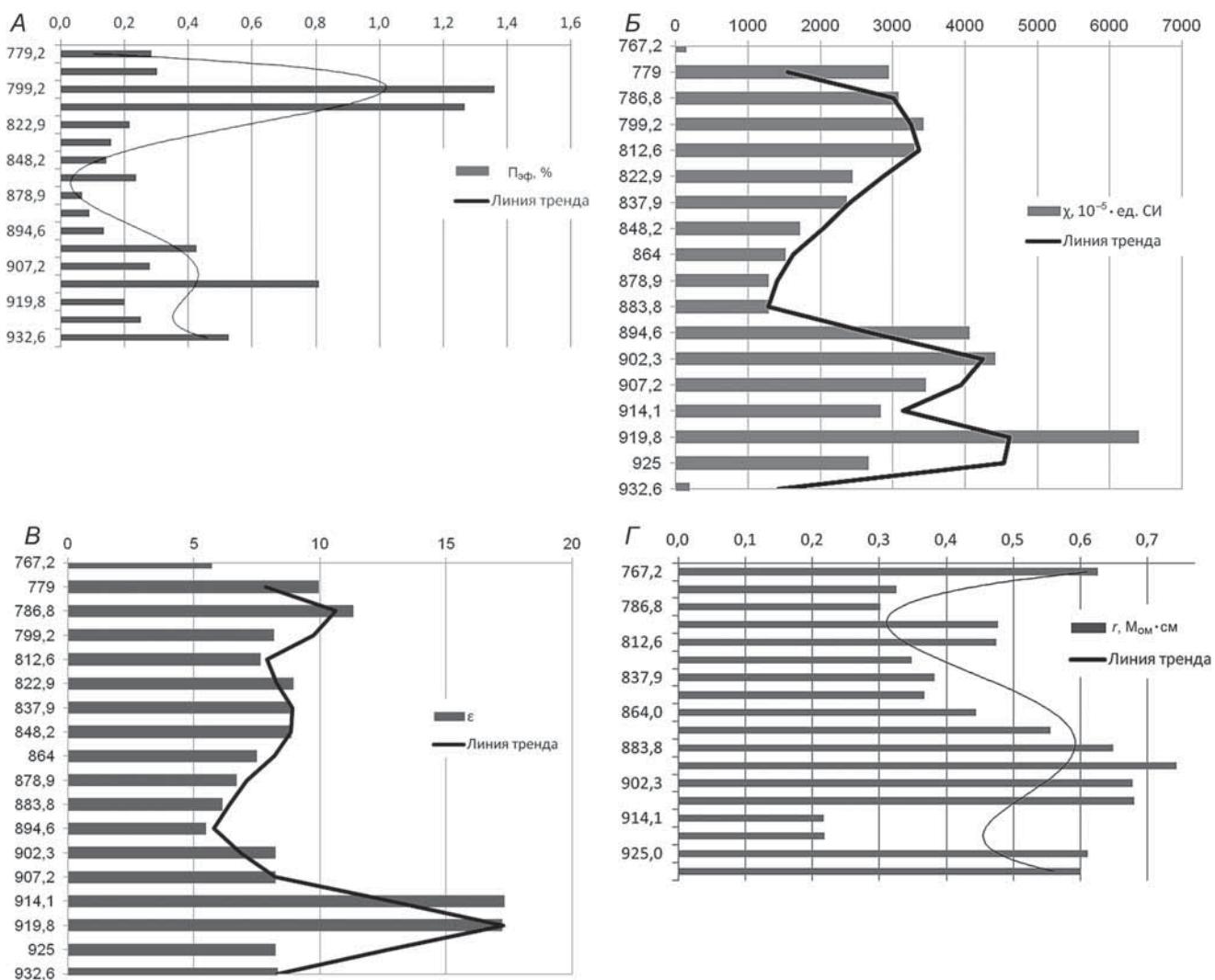


Рис. 1. Гистограммы петрофизических свойств пород (скв. 1): *А* – эффективная пористость, %; *Б* – магнитная восприимчивость (10^{-5} ед. СИ); *В* – диэлектрическая проницаемость; *Г* – удельное электрическое сопротивление (МОм·см) (по вертикальной оси приведена глубина отбора образцов, м)

где $d_{\text{обр}}$ – плотность образца, V_p и V_n – объемные доли рудной и нерудной фаз в образцах соответственно.

Как видно из данных табл. 2, между расчетными и определенными по анишлифам значениями объемного содержания (%) рудной фазы имеются различия, но коэффициент парной корреляции (КПК) между ними значимый (КПК = +0,38, при его пороговом значении +0,35 для этой выборки).

Плотность пород возрастает с ростом содержания рудных минералов и достигает максимальных значений в богатом рудном интервале (обр. № 12–14). Плотность пород верхнего рудного интервала в скв. 1 (обр. № 1–4), представленного вкрапленными рудами, не сильно отличается от таковой пород безрудного интервала (обр. № 5–10), так как последний содержит мелкую вкрапленность магнетита, что подтверждается высокой магнитной восприимчивостью образцов (табл. 1, рис. 1, *Б*).

Пики значений магнитной восприимчивости характеризуют образцы № 3, 4, а особенно № 11, 17, 14, 21, 20. Это в основном связано с наличием

мелкой вкрапленности магнетита ($\chi = 0,1\text{--}1$ ед. СИ). Его содержание в породах при этом может составлять 0,1–1% и более (рис. 2). Наличие сульфидных включений не может привести к значи-



Рис. 2. Прожилок магнетита (Mt) в нерудном веществе (николи параллельны)

Таблица 2.

Объемное содержание рудной фазы (V_r) и рудных минералов по данным минерографических исследований и петрофизическим расчетам

Номер образца	Глубина, м	Объемное содержание V_r и рудных минералов, %								
		V_r (расчет по плотности)	в анишлифах						V_r (расчет по диэлектрической проницаемости)	
			Py	Po	Pn	Cpy	Mt	сумма		
Скважина 1										
18	767,2	5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	1	
1	779,2	19	1	н.о.	н.о.	<1	<<1	1,5	21	
2	786,8	17	н.о.	1	2	<1	<<1	3,5	26	
3	799,2	11	4	н.о.	<1	<1	10	15	14	
4	812,6	14	н.о.	1	1	1	н.о.	3	12	
5	822,9	15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	18	
6	837,9	9	2	н.о.	н.о.	н.о.	6	8	17	
7	848,2	15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	17	
8	864	15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	11	
9	878,9	10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	7	
10	883,8	5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	4	
11	894,6	8	н.о.	5	2	4	1	12	11	
17	902,3	23	2	1	<1	<1	2	6	15	
12	907,2	28	н.о.	2	1	1	н.о.	4	15	
13	914,1	28	4	<1	<1	8	2	15	41	
14	919,8	37	н.о.	60	23	4	1	88	41	
15	925	28	н.о.	4	1	4	<1	9,5	15	
16	932,6	0,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	3	
Скважина 2										
21	61,9	7	н.о.	6	5	3	<<1	14	28	
23	66,1	8	н.о.	3	2	5	<1	10,5	27	
20	67,9	3	н.о.	50	<<1	10	<<1	60	22	
22	76,2	0,6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	0	
24	84,3	4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	3	
19	90,9	0,4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0	3	

Примечание. Условные обозначения минералов см. в тексте.

тельному росту χ , так как магнитным среди них может быть только моноклинный пирротин ($\chi = 600 \div 1000$ ед. СИ).

Тренды изменения удельного сопротивления и диэлектрической проницаемости имеют между собой обратную связь (значение КПК между ними составляет $-0,7$) (рис. 1, *B*, *Г*). В интервалах с расеянной рудной вкрапленностью сопротивление пород снижается не так значительно, как возрастает диэлектрическая проницаемость. Причина этого заключается в том, что для сухих образцов удельное сопротивление зависит не столько от

концентрации рудных минералов в них, сколько от их пространственного распределения в породе. Если в породе содержится только несколько процентов непрерывно связанных между собой проводящих включений (рис. 3-5), то удельное

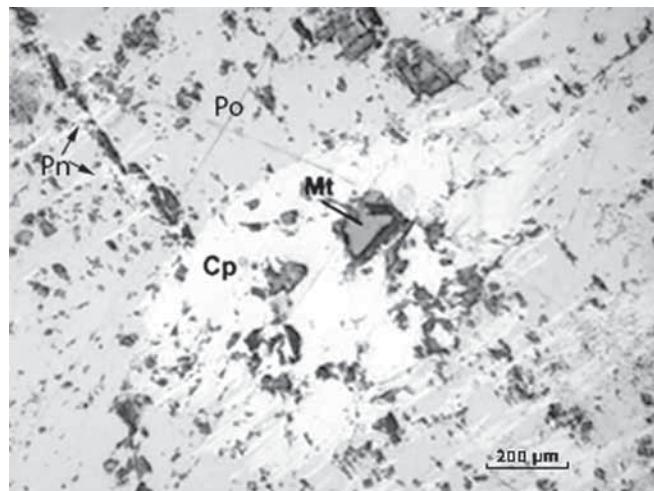


Рис. 3. Мелкие зерна магнетита (Mt) в пирротин-пентландитовом (Po-Pn) матриксе. Зерна халькопирита (Cp) ассоциируют с магнетитом (николи параллельны)



Рис. 4. Структура остатков от замещения пирротина (Po) (николи параллельны)

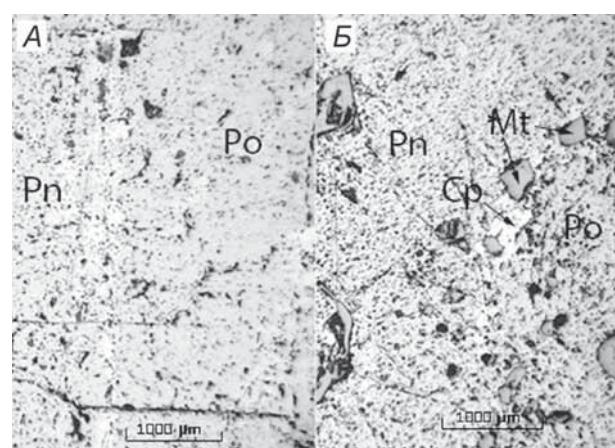


Рис. 5. Богатые руды пирротин-пентландитового состава (A) и богатые руды халькопирит-пирротин-пентландитового состава с магнетитом (до 5%) (B) (николи параллельны)

сопротивление пород может снизиться в десятки раз, поэтому в образцах № 13 и 14, в которых присутствуют крупные рудные гнезда (рис. 3, 5), отмечены минимумы его значений (рис. 1, Г).

Степень достоверности прогноза и выделения рудных интервалов возрастает при использовании всех информативных петрофизических свойств одновременно. Это становится возможным при использовании комплексного аномального петрофизического коэффициента (КАПК_i), который определяли для каждого (*i*-го) образца по формуле [Бурмистров и др., 2009]:

$$\text{КАПК}_i = \ln (d_i/d_{\text{ср}} \cdot \chi_i/\chi_{\text{ср}} \cdot \varepsilon_i/\varepsilon_{\text{ср}} \cdot r_{\text{ср}}/r_i),$$

где d_i , χ_i , ε_i , r_i — значения плотности твердой фазы, магнитной восприимчивости, диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления *i*-го образца соответственно, а $d_{\text{ср}}$, $\chi_{\text{ср}}$, $\varepsilon_{\text{ср}}$, $r_{\text{ср}}$ — средние значения этих свойств.

Для расчета КАПК использованы только те свойства, которые имеют высокую прямую или обратную (удельное электросопротивление) связь с содержанием рудной фазы в образцах. Эффективная пористость не включена в расчет КАПК из-за ее незначимой корреляционной связи с содержанием рудной фазы (коэффициент парной корреляции равен +0,24). При переходе от рудных к безрудным интервалам КАПК возрастает от отрицательных (или относительно невысоких положительных) до высоких положительных значений (с основным максимумом на богатом рудном интервале 914,1–919,8 м) (табл. 2, 3, рис. 5).

Другой эффективный метод выделения зон оклорудных изменений и рудных интервалов состоит в определении коэффициента парной (или ранговой) корреляции (КПК) между магнитной восприимчивостью и плотностью пород, который вычисляется для каждой точки наблюдения по нескольким парам их значений [Пахомов и др., 1988]. Для неизмененных пород значение КПК близко к +1. С уменьшением содержания магнетита и моноклинного пирротина и с увеличением концентрации в породах других сульфидов КПК снижается вплоть до отрицательных значений. Для получения необходимого числа пар значений этих свойств соседние интервалы отбора образцов были объединены в группы. За счет повторного включения в соседние группы смежных интервалов получено сглаживание исходных значений КПК методом «скользящего окна». Как в верхнем, так и в нижнем рудных интервалах в скв. 1 по мере роста в группах числа минерализованных образцов КПК постепенно снижается (табл. 4).

Группы, включающие в основном безрудные образцы (интервалы 848,2–883,9 и 67,9–90,9 м), наоборот, имеют максимальные значения КПК (часто близкие к +1). Широкая область отрицательных значений КПК выявлена в пределах верхнего рудного интервала в скв. 1 и его экзо-

Таблица 3

Содержание рудной немагнитной ($V_{\text{нм}}$) и ферромагнитной ($V_{\text{фм}}$) фракций, комплексный петрофизический коэффициент (КАПК) и значения расчетного суммарного содержания меди и никеля в образцах (скв. 1)

Номер образца	$V_{\text{нм}}$, %	$V_{\text{фм}}$, %	КАПК	Расчетное содержание (Cu+Ni), %
Скважина 1				
18	5	0,1	-3,5	2
1	16	2,9	0,8	7
2	14	3,1	1	6
3	8	3,4	0,3	4
4	10	3,3	0,2	5
5	12	2,4	0,4	5
6	7	2,4	0,2	3
7	13	1,7	0	5
8	13	1,5	-0,5	5
9	9	1,3	-1,1	4
10	4	1,3	-1,3	2
11	4	4,1	-0,4	3
17	18	4,4	0,3	8
12	24	3,5	0,1	9
13	25	2,8	1,7	10
14	30	6,4	2,6	12
15	26	2,7	-0,1	10
16	0	0,2	-3,4	0

Таблица 4

Корреляция плотности и магнитной восприимчивости по интервалам скважин

Интервал, м	КПК	Интервал, м	КПК
Скважина 1		Скважина 2	
767,2–799,2	0,00	61,9–76,2	0,62
779,2–812,6	-1,00	66,1–84,3	0,72
786,8–822,9	-0,43	67,9–90,9	0,93
799,2–864	-0,36		
822,9–864	-0,51		
837,9–878,9	-0,39		
848,2–883,8	0,82		
848,2–902,3	0,48		
878,9–902,3	0,66		
883,–907,2	0,55		
894,6–914,1	-0,59		
902,3–919,8	0,64		
907,2–925	0,97		
914,1–932,6	0,86		

контактов, где развито вкрапленное оруденение. В других рудных интервалах (нижний в скв. 1) и в скв. 2 КПК снижается не так резко. Это связано с повышенной концентрацией в образцах магнетита и, возможно, моноклинного пирротина (рис. 5), что фиксируется и по максимумам магнитной восприимчивости (рис. 1, Г). В целом также отметим, что из-за малого числа образцов выделение основных зон с разными уровнями КПК носит достаточно приближенный характер.

Количественная оценка минерального состава вмещающих пород и руд. На следующем этапе исследований осуществлялась статистическая оценка минерального состава рудной фазы и доли нерудной фазы в образцах по результатам поляризационно-оптического изучения анишлифов (обр. № 13, 3, 6, 17) и по петрофизическим данным. В анишлифах подсчитывали содержание минералов на 15–20 площадках диаметром ~1 мм. Относительная погрешность определения содержания рудной и нерудной фаз по анишлифам вполне удовлетворительная. Она составила несколько процентов, но для содержания отдельных рудных минералов оказалась значительно выше и нередко достигала 100% и более. Это связано с высокой дисперсией значений содержания этих минералов (даже при таком большом числе измерений).

Кроме того, оценки содержания этих минералов для одних и тех же образцов, полученные по разным анишлифам, обычно также существенно различались. В меньшей степени это относится к оценкам содержания рудной и нерудной фаз. Все это прежде всего связано с текстурно-структурными особенностями руд, которые нередко характеризуются очень неравномерным (гнездообразным или прожилковым) распределением рудной фазы в объемах отдельных образцов. Поэтому можно сделать вывод, что число анишлифов для получения достаточно точных результатов должно быть значительно увеличено, но петрофизическая оценка содержания основных рудных минералов и фаз вмещающих пород и руд все равно будет объективнее и точнее (как будет показано ниже), что определяется значительно большим объемом образца по сравнению с объемами анишлифов. Отметим, что объем и число петрофизических образцов можно значительно увеличить без больших дополнительных временных и материальных затрат на их изучение. Однако очевидно, что оба метода исследований дополняют один другой, и можно ограничиться полуколичественной оценкой минерального состава образцов по анишлифам. Это необходимо делать для отдельных интервалов скважин и для основных текстурных и минеральных типов руд.

Для осуществления количественной оценки содержания основных рудных минералов в объемах образцов были использованы значения плотности, магнитной восприимчивости и диэлектрической проницаемости рудных и нерудных минералов и изученных образцов в целом. Объемное содержание ферромагнитной фракции ($V_{\text{фм}}$) определяли по формуле, полученной нами в результате аппроксимации статистических данных магнитной восприимчивости интрузивных пород [Дортман, 1992]:

$$V_{\text{фм}} (\%) \approx 10^{(\lg \chi) - 3},$$

а объемное содержание рудной немагнитной фракции ($V_{\text{нм}}$) по формуле

$$V_{\text{нм}} (\%) = V_{\text{руд}} (\%) - V_{\text{фм}} (\%).$$

Для определения содержания основных рудных минералов в образцах сначала по следующим значениям их плотности ($\text{г}/\text{см}^3$): халькопирит 4,1; пентландит и гексагональный пирротин 4,7; магнетит и пирит 5, были определены средние значения плотности их сочетаний (фракций). При этом учитывались приблизительные средние соотношения рудных минералов в рудах, установленные по данным наших полуколичественных минерографических исследований. В результате были получены следующие значения плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) фракций: для халькопирита и пентландита — 4,4; для гексагонального пирротина и пирита — 4,8; для моноклинного пирротина и магнетита — 4,8, а для рудной фазы ее значение было оставлено прежним (4,7). Содержание ферромагнитного и парамагнитного пирротина условно принято одинаковым, так как обе эти разновидности достаточно широко распространены в норильских рудах. В итоге значения объемного содержания пентландит-халькопиритовой ($V_{\text{Cp+Pn}}$) и пирротин-пиритовой ($V_{\text{Py+Po}}$) фракций определяли из следующей системы уравнений:

$$4,4V_{\text{Cp+Pn}} + 4,8(V_{\text{Py+Po}} + V_{\text{фм}}) = 4,7V_{\text{руд}};$$

$$V_{\text{нм}} = V_{\text{Cp+Pn}} + V_{\text{Py+Po}};$$

$$V_{\text{нм}} = V_{\text{руд}} - V_{\text{фм}}.$$

Суммарно содержание меди и никеля ($C_i(\text{Cu+Ni})$, %) в образцах определяли путем перевода объемного содержания этой фракции в весовое (%) и с учетом нормативного содержания этих металлов в минералах: Cu ≈ 34% (в халькопирите) и Ni ≈ 34% (в пентландите). В итоге была получена следующая расчетная формула:

$$C_i(\text{Cu+Ni}), \% = 0,34 \cdot V_{\text{Cp+Pn}} \cdot 4,4 / d_i$$

где d_i — плотность i -го образца.

Аналогичные расчеты выполнены с использованием измеренных величин диэлектрической проницаемости для каждого образца ($\epsilon_{\text{обр}}$), при этом значения ϵ рудной и нерудной фазы были приняты равными 80 и 6 соответственно. Для расчета объемного (долевого) содержания рудной фазы ($V_{\text{руд}}$) использована формула Лихтенекера для определения диэлектрической проницаемости смешанных фаз. С учетом объемного (долевого) содержания нерудной фазы ($V_{\text{н}}$) составлена следующая система уравнений:

$$\epsilon_{\text{обр}} = 80^{V_{\text{руд}}} 6^{V_{\text{н}}};$$

$$V_{\text{н}} + V_{\text{руд}} = 1.$$

Рассчитанные значения $V_{\text{руд}}$ близки к ранее полученным по величинам ее плотности (табл. 2). На этом этапе исследований, возможно, их следует считать менее достоверными, так как величины

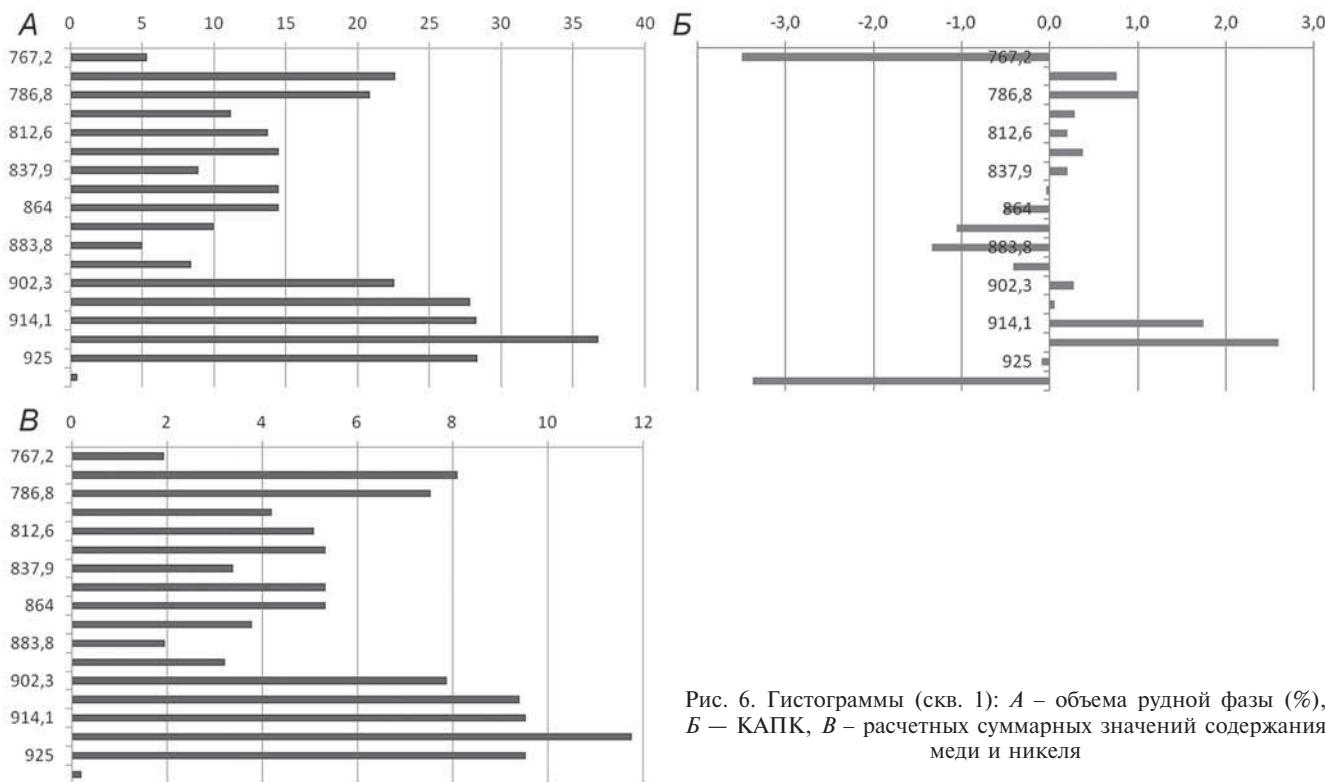


Рис. 6. Гистограммы (скв. 1): *А* – объема рудной фазы (%), *Б* – КАПК, *В* – расчетных суммарных значений содержания меди и никеля

е рудной фазы сильнее зависят от соотношения содержания в ней различных рудных минералов, чем от значения ее плотности.

Можно считать, что полученные значения расчетного суммарного содержания металлов вполне удовлетворительно совпадают с данными опробования (табл. 5) по скв. 2, так как размеры образцов малы по сравнению с интервалами опробования, которые, к тому же, не всегда совпадают с местами отбора образцов.

Таблица 4

Содержание рудной немагнитной ($V_{\text{нм}}$) и ферромагнитной ($V_{\text{фм}}$) фракций, комплексный петрофизический коэффициент (КАПК) и значение расчетного суммарного содержания меди и никеля в образцах (скв. 2)

Номер образца	$V_{\text{нм}}$, %	$V_{\text{фм}}$, %	КАПК	Содержание (Cu+Ni) по данным опробования, у.е.	Расчетное содержание (Cu+Ni), %
Скважина 2					
21	1	5,6	1,4	4	3
23	5	3,3	0,2	2,5	3
20	3	6,2	1,5	2	1
22	0,4	1	-2,7	0,1	0
24	4	0,2	-3,4	0,1	2
19	0,2	0,2	-3,6	0,1	0

Полученные результаты можно также использовать для прогнозной оценки содержания платиноидов (МПГ) в рудах этого типа, так как между значениями содержания Cu, Ni и МПГ су-

ществует значимая прямая корреляционная связь (рис. 6). Это определяется общими процессами образования рудных минералов, содержащих эти элементы, а также их закономерным совместным нахождением в сульфидных рудах норильского типа, особенности которого детально описаны в работе [Спиридонов и др., 2015].

Заключение. Петрофизическое изучение вмещающих пород и руд на выбранном участке Талнахского месторождения позволило выявить петрофизические аномалии не только в пределах самих рудных горизонтов, но и в их экзоконтактах.

Результаты количественного минерографического изучения петрофизических образцов показали, что интенсивность этих аномалий связана с уровнем концентрации сульфидов и магнетита во вмещающих породах и рудах в различных их сочетаниях. Повышение значений эффективной пористости на этих участках разреза обусловлено метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Эти аномалии характеризуются существенными отклонениями от фоновых значений как самих петрофизических свойств, так и в большей степени КАПК. На этих участках разреза также происходит резкое снижение значений коэффициента парной корреляции между магнитной восприимчивостью и плотностью твердой фазы пород. Использование этих параметров позволяет значительно повысить чувствительность метода, что важно для выявления низкоконтрастных аномалий на относительно большом их удалении от рудных тел.

Выявление петрофизических аномалий и трендов их изменения в пространстве может повысить эффективность прогнозно-поисковых и оценочных работ на сульфидное оруденение норильского типа, а также дать дополнительную информацию для корректировки мест заложения и ориентировки скважин.

Достоверность результатов этих исследований можно значительно повысить (без существенного увеличения временных и материальных затрат) за счет изучения большего числа петрофизических образцов, а также после уточнения значений этих

физическими свойств для основных рудных минералов по их концентратам. При этом необходимо проводить количественные минерографические, а также геохимические и другие виды исследования.

Сочетание петрофизических и минерографических исследований позволяет получить удовлетворительные результаты по оценке продуктивности сульфидного оруденения норильского типа.

Петрофизическая информация также необходима для более надежной интерпретации результатов геофизических работ [Куликов и др., 2014; Андреева и др., 2006; Ломакин, 1998].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева Е.В., Бобачев А.А., Варенцов И.М., Верещагина М.П. Комплексирование геофизических методов при поисках медно-никелевых руд на объектах ГМК «Норильский Никель» // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 71–79.

Богуславский М.А., Бурмистров А.А. Петрофизические свойства кимберлитов трубки Комсомольская и их связь с особенностями ее вещественного состава, условиями образования и алмазоносностью // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 26–33.

Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых: Учебник. 2-е изд. испр. и доп. М.: МАКС Пресс, 2009. 408 с.

Бурмистров А.А., Хайрятдинов Р.Р., Агафонова О.В. Рудно-метасоматическая и петрофизико-geoхимическая зональность золоторудного месторождения Светлинское (Ю. Урал) // Тез. науч. конф. «Ломоносовские чтения», 2014 г., сер. Геология (URL: https://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1187684&uri=burmistrov_et_al_2014.pdf).

Куликов В.А., Варенцов И.М., Стерлигова И.Д., Соловьева А.В. Оценка удельного электрического сопротивления богатых медно-никелевых руд Норильского региона // Геофизика. 2014. № 6. С. 25–29.

Ломакин А.Б. Петрофизическое картирование слабоконтрастных сред и прогноз месторождений полезных ископаемых: Автореф. докт. дисс. СПб., 1998.

Пахомов М.И., Пахомов В.И. Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. М.: Недра, 1988.

Петрофизика: Справочник: В 3 кн. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.

Спиридонов Э.М., Серова А.А., Куликова И.М. и др. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 5. С. 445–476.

Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Поступила в редакцию 04.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 553.212, 552.111

В.С. Семенов¹, Е.В. Коптев-Дворников², С.В. Семенов³, С.И. Корнеев⁴

МОНЧЕГОРСКИЙ ИНТРУЗИВ: РЕКОНСТРУКЦИЯ (СОСТАВ ИСХОДНОЙ МАГМЫ, РАСПЛАВА, Р-Т СОСТОЯНИЕ, МОЩНОСТЬ ИНТРУЗИВА)

Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

ФГБУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

ФГБУ ВО Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, 199034, Санкт-Петербург, 10 линия, 33–35

Institute of Precambrian Geology and Geochronology (IGGD RAS), 199034, St. Petersburg, Naberezhnaya Makarova, 2 Lomonosov Moscow State University, 119234, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1 Saint-Petersburg State University. Institute of Earth Science, 199034, St. Petersburg, 10 Line, 35–45

Предпринята попытка реконструкции доэрэзионного строения Мончегорского расслоенного интрузива, оценки состава исходной магмы (расплава) и условий ее кристаллизации. Задача решалась простым сравнением строения Мончегорского интрузива с похожим на него аналогом — Киваккским расслоенным интрузивом, а также с помощью модельных построений с использованием пакета программ COMAGMAT.

Ключевые слова: оливин, силикатный расплав, термобарометр, температурный градиент.

Made an attempt of reconstruction structure of the Monchegorsk layered intrusion, assessing the composition of the original magma and the conditions of its crystallization. The problem was solved by simply comparing the structure of the Monchegorsk Intrusive with a similar analog (for this purpose, the Kivakka layered Intrusive was chosen), as well as using model constructions using the COMAGMAT software package.

Key words: olivine, silicate melt, thermobarometer, the temperature gradient.

Введение. К ведущим по запасам благородных металлов в мире относятся ЭПГ (элементы платиновой группы) месторождения, связанные с расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузиями. Мончегорский расслоенный массив относится к этой группе интрузий. В нем, помимо хромитовых руд, широко известны месторождения и рудопроявления Cu-Ni-Fe-сульфидных ЭПГ-содержащих руд вкрашенного и гнездово-вкрашенного типов [Елисеев, 1953; Козлов, 1979; Горбунов и др., 1985; Дистлер и др., 1988; Смолькин и др., 2004; Шарков, Чистяков, 2014; Чащин и др., 2016]. Нами проведена реконструкция доэрэзионного строения Мончегорского расслоенного интрузива, а также оценен состав исходной магмы и условия ее кристаллизации. Задача решалась, во-первых, простым сравнением строения Мончегорского интрузива с похожим на него аналогом, для чего выбран детально изученный [Коптев-Дворников и др., 2001] Киваккский расслоенный интрузив, а во-вторых, с помощью модельных построений с использованием пакета программ COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Николаев, Арискин, 2014].

Строение и вертикальный разрез Мончегорского интрузива. Мончегорский интрузив (рис. 1) занимает площадь около 65 км². Возраст интрузива, определенный U-Pb методом [Смолькин и др., 2004; Чащин, Митрофанов, 2014; Чащин и др., 2016], оценивается в пределах 2504–2493 млн лет и согласуется с данными, полученными Sm-Nd методом [Amelin et al., 1995]. Описание строения Мончегорского plutона можно найти в работах [Козлов, 1973; Шарков, 1980; Горбунов и др., 1985; Смолькин и др. 2004]. Интрузив состоит из двух ветвей: меридиональной длиной 7 км, которая включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ) и широтной ветви длиной 9 км, включающей горы Сопчуайвенч, Нюдуайвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд и Поаз), а также предгорье г. Вурэчуайвенч. В современном геологическом срезе мощность plutона ~2,8 км. Каждая ветвь имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30–40° (НКТ) и от 40–45° до 20–25° (Сопча–Нюд–Поаз) к осевым частям при более пологом (10–15°) падении расслоенности. В предгорье г. Мончегорска глубокой скважиной

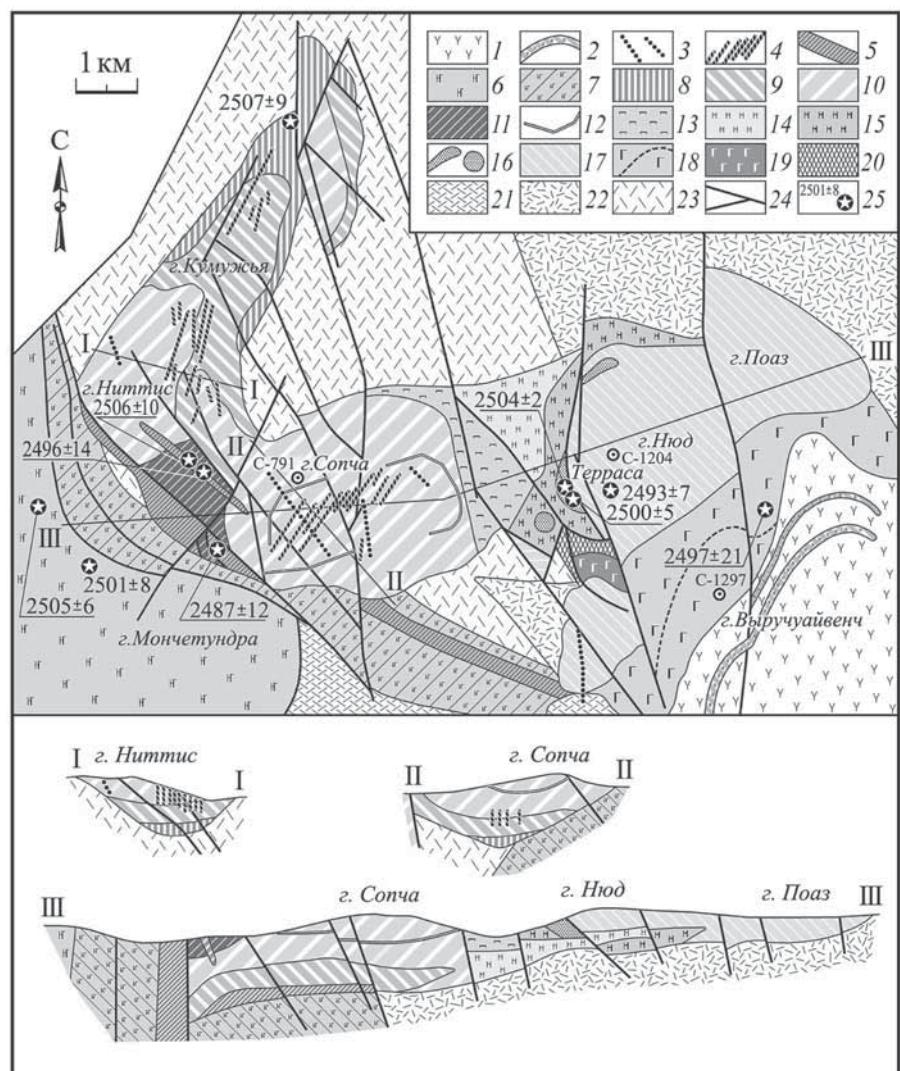
¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: sv1949@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ekoptev@geol.msu.ru

³ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: sv1949@yandex.ru

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра полезных ископаемых, ст. препод.; e-mail: s.korneev@spbu.ru

Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского интрузива по [Смолькин и др., 2004]: 1–2 — метавулканиты (1), кварциты и сланцы (2) кукшинской и сейдореченской свит Имандро-Варзугской зоны; 3 — дайки метадолеритов, лампрофиров; 4 — сульфидные жилы НКТ и Сопча; 5 — дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 — габбро-нориты, анортозиты Мончегорского plutона; 7 — бластокатаклазиты по габброидам; 8 — гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 — переслаивание гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 — ортопироксениты; 11 — дуниты, плагиодуниты и хромититы Дунитового блока; 12 — рудный пласт 330 горы Сопча; 13 — плагиопироксениты; 14 — меланонориты; 15 — оливиновые нориты, гарцбургиты; 16 — породы критического горизонта горы Нюд; 17 — нориты; 18 — метагабронориты, габбро и анортозиты предгорья Вуречуайвенч; 19 — амфиболизированное габбро; 20 — диориты 10-й аномалии; 21–23 — вулканиты кислого состава горы Арваренч; 24 — разрывные нарушения; 25 — места отбора проб на изотопные исследования; с-791, с-1204, с-1297 — скважины. Внизу разрезы по линиям I–I, II–II, III–III.



вскрыты предположительно подводящие каналы, сложенные плагиогарцбургитами и закалочными бронзититами, прорывающими гранат-кордиеритовые гнейсы архейского фундамента.

В сводном разрезе Мончегорского plutона Е.В. Шарков [Шарков, 1980] установил семь типов кумулатов, соответствующих трем зонам расслоенной серии:

1) зона перидотитов, мощность до 500 м. Кумулятивные ассоциации здесь представлены: а) *оливин-хромитовыми кумулатами*, характерными для нижних и средних частей разреза зоны перидотитов (участок Ниттис—Кумужья—Травянная—Сопча); б) *оливин-ортопироксен-хромитовыми кумулатами*, распространенными в средних—верхних частях перидотитовой зоны;

2) зона бронзититов, мощность зоны ~600 м, кумулятивные ассоциации представлены: а) *ортопироксеновыми кумулатами*, слагающими верхнюю часть разреза на горах Ниттис и Сопча, а также среднюю часть разреза на горе Нюд; б) *оливин-хромитовыми и оливин-ортопироксен-хромитовыми кумулатами* из пласта 330 или из рудного пласта Сопчи. Нижняя граница зоны проводится по породам, где содержание оливина <15%;

3) зона норитов, мощность сохранившейся неэродированной части зоны достигает 320 м. Кумулятивные ассоциации представлены: а) *ортопироксен-плагиоклазовыми, иногда оливиновыми кумулатами* (норитами), распространенными в пределах гор Нюд и Поаз; б) *ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовыми кумулатами*, формирующими отдельные слои среди кумулятивных норитов и пород критического горизонта горы Нюд.

Последовательность зон в расслоенной серии Мончегорского интрузива отражает смену кумулятивных минералов в разрезе: $Ol + Crt \rightarrow Ol + Opx + (-Crt) \rightarrow (-Ol) + Opx \rightarrow Ol + Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Cpx$, где Ol — оливин, Crt — хромит, Opx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Cpx — моноклинный пироксен (знак минус означает, что оливин исчезает из кумулятивной ассоциации).

В работе [Чащин, Митрофанов, 2014] приводится следующее строение интрузива в северо-западной ветви Ниттис—Кумужья—Травяная (НКТ). Вертикальный разрез представлен:

1) кварцсодержащими норитами и габбро-норитами придонной зоны (мощность варьирует в пределах 10–100 м);

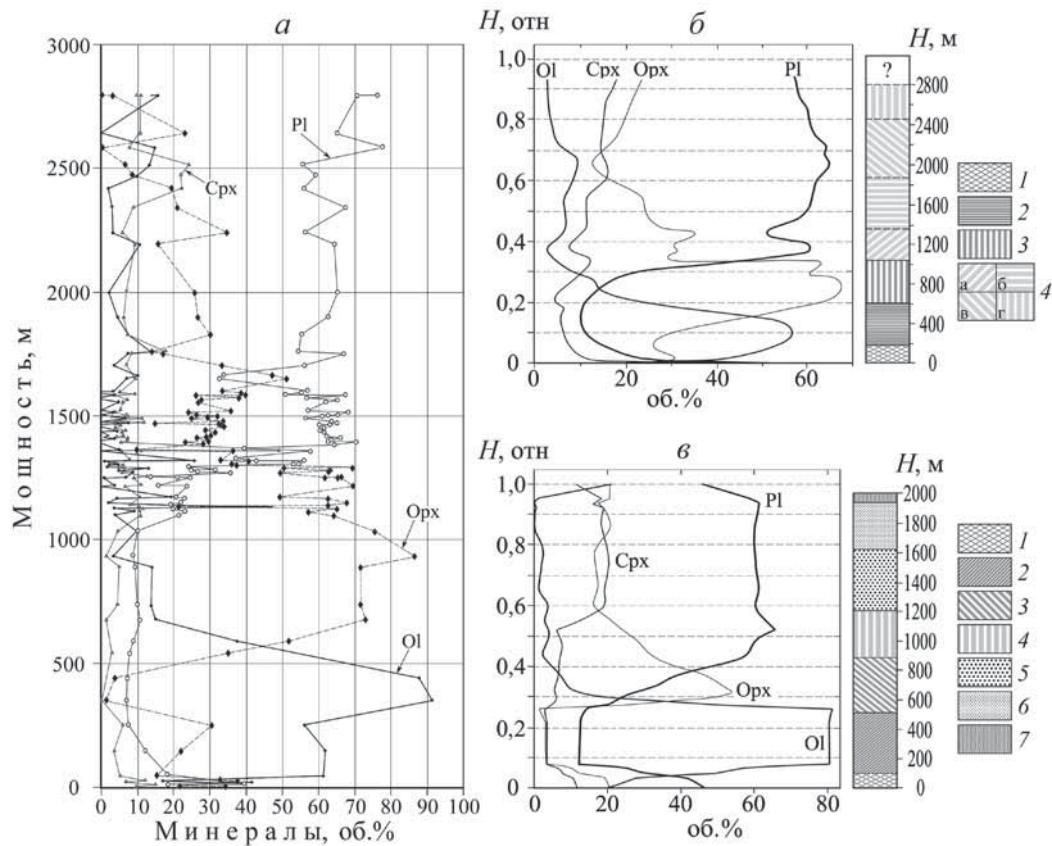


Рис. 2. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузий Мончегорск и Кивакка (использованы данные нормативного состава пород вдоль вертикальных разрезов интрузивов): *а* — без сглаживания, *б* — сглаженный для массива Мончегорск; *в* — сглаженный для массива Кивакка. Использованы данные химических анализов пород расслоенных серий интрузивов. Содержание минералов в об. %. Обобщенная схема вертикального строения Мончегорского интрузива (*б*): 1 — нижняя краевая зона, 2 — дуниты и гарцбургиты, 3 — бронзититы, 4 — нориты и габбро-нориты (*а* — мезомеланократовые нориты, *б* — мезолейкократовые нориты, *в* — переслаивание габбро-норитов и лейкократовых норитов, *г* — переслаивание анортозитов и лейкократовых норитов). Обобщенная схема вертикального строения интрузии Кивакка (*в*): 1 — нижняя краевая зона, 2 — зона оливинитов с гарцбургитами, 3 — зона бронзититов с подзоной ритмичного переслаивания бронзититов и норитов, 5 — зона габбро-норитов, 6 — зона пижонитовых габбро-норитов, 7 — верхняя краевая зона

2) гарцбургитами (100–200 м), чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250–400 м);
 3) ортопироксенитами (300–700 м).

Общая мощность массива НКТ увеличивается с севера на юг от 200–300 до 800–1000 м. Мощность пород массива Сопча, сложенного бронзититами, составляет 1100–1600 м и является максимальной для массива. В восточной части plutона, в районе массивов Нюд–Поаз, при общей мощности разреза ~800 м придонная часть сложена кварцодержащими норитами и габбро-норитами мощностью до 50 м, выше по разрезу развиты мезомеланократовые нориты, которые в верхней части сменяются на мезо- и лейкократовые нориты и габбро-нориты (г. Поаз). Максимальная мощность интрузии, по данным [Чащин, Митрофанов, 2014], достигает 3400 м.

Сводный разрез интрузива, предложенный нами (рис. 2, табл. 1), базируется на данных петрохимии, предоставленных Центральной кольской экспедицией (скв. 791, г. Сопча; скв. 1204, г. Нюд; скв. 1297, г. Выручуйвенч, рис. 3). Петрохимические типы пород в колонке Мончегорского

массива интерпретированы как кумулаты. Ранее в работе [Семенов и др., 1995] при сопоставлении петрохимических и структурно-петрографических видов пород показано, что если нормативное содержание пироксена (Орх или Срх) в породе с кумулятивной структурой превышает 10 об.%, а плагиоклаза — 20 об.%, то эти минералы имеют, как правило, кумулятивную природу, если меньше — то интеркумулятивную. Чтобы отчетливее проявились закономерности распределения кумулятивных минералов (если убрать информационный шум, рис. 2, *а*) была проведена серия сглаживаний первичных распределений методом скользящего окна. Оптимальными оказались результаты десятикратного сглаживания трехточечным скользящим окном (рис. 2, *б*). В разрезе интрузива выделяются:

- 1) нижняя приконтактовая зона, представленная габбро-норитами, норитами, пироксенитами, перидотитами. Мощность не менее 50 м;
- 2) ультраосновная зона, представленная оливинитами (дунитами), гарцбургитами. Мощность 550–600 м;

Таблица 1

Химический состав пород интрузива Мончегорск

Состав	Номер образца								
	791-147	791-135	791-126	791-123	791-100	791-000	791-895	791-795	791-705
SiO ₂	55,92	51,68	48,03	51,24	43,75	45,07	46,86	40,95	41,49
TiO ₂	0,58	0,41	0,36	0,41	0,33	0,26	0,21	0,24	0,12
Al ₂ O ₃	16,56	10,43	4,82	8,57	5,08	3,16	1,6	1,67	1,67
FeO	7,12	10,54	10,76	10,39	13,1	12,14	11,66	12,66	12,99
MnO	0,11	0,18	0,19	0,16	0,16	0,17	0,16	0,18	0,16
MgO	7,33	16,72	31,4	21,36	33,48	36,52	37,11	43,37	42,13
CaO	7,49	8,47	3,76	6,49	3,72	2,26	1,92	0,64	1,03
Na ₂ O	3,61	1,32	0,46	1,12	0,16	0,29	0,31	0,2	0,2
K ₂ O	1,09	0,2	0,18	0,22	0,16	0,1	0,12	0,06	0,1
P ₂ O ₅	0,19	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,1
Pl	68,3	39,4	18,5	33,2	18	12,2	7,4	6,9	7
Cpx	8,5	16,1	6,8	11,8	4,9	3,5	5,9	0	1,5
Opx	21,8	34,4	32,9	37,7	15,4	22,1	30,3	1,6	3,7
Ol	0	9,6	41,3	16,9	61,2	61,8	56,1	91,3	87,6
Состав	791-206	791-105	1204-528	1204-513	1204-501	1204-493	1204-487	1204-479	1204-452
SiO ₂	55,98	54,43	55,1	53,93	54,79	48,82	53,43	55,55	54,96
TiO ₂	0,22	0,21	0,27	0,19	0,24	0,16	0,15	0,16	0,27
Al ₂ O ₃	2,25	2,57	5,01	5,68	4,75	4,11	4,92	5,42	5,6
FeO	8,92	9,84	9,8	9,6	10,47	11,2	11,29	8,67	8,9
MnO	0,18	0,18	0,24	0,19	0,17	0,16	0,12	0,17	0,21
MgO	30,83	30,18	23,98	24,48	24	30,63	25,35	24,81	24,27
CaO	1,32	2,25	4,46	4,89	4,6	3,27	4,06	4,2	4,61
Na ₂ O	0,19	0,2	0,89	0,86	0,7	1,56	0,63	0,78	0,82
K ₂ O	0,08	0,1	0,21	0,15	0,25	0,08	0,05	0,21	0,3
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,06
Pl	8,6	9,8	21,2	22,9	19,6	21,4	19,1	21,8	22,9
Cpx	1,3	4,5	10,7	10,7	11,3	10,1	8	8,3	10
Opx	86,6	75,8	64,1	57,2	65	21,1	62,6	67,7	62,6
Ol	3,2	9,6	3,6	9	3,8	47,2	10,1	2	4,2
Состав	791-600	791-550	791-465	791-403	791-250	1204-375	1204-356	1204-350	1204-348
SiO ₂	47,08	49,9	53,61	53,81	53,74	54,8	52,66	54,63	55,02
TiO ₂	0,13	0,18	0,18	0,19	0,18	0,35	0,22	0,19	0,26
Al ₂ O ₃	1,92	2,27	2,76	2,61	2,4	2,89	9,85	6,8	5,99
FeO	11,39	10,78	10,06	9,69	10,17	9,94	8,23	7,73	7,81
MnO	0,17	0,17	0,16	0,16	0,18	0,2	0,14	0,26	0,21
MgO	37,49	34,8	31,27	30,91	30,73	26,77	21,79	25,21	25,22
CaO	1,49	1,61	1,56	2,24	2,23	4,23	6,01	4,1	4,09
Na ₂ O	0,18	0,17	0,24	0,19	0,19	0,47	0,86	0,82	0,57
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,14	0,14	0,33	0,22	0,21	0,76
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,06
Pl	7,7	8,7	10,6	10	9,3	13	35,5	26,2	24,5
Cpx	2,8	2,4	1,3	4,4	4,9	13,5	6	5	7,1
Opx	35,1	51,8	72,9	71,6	71,6	66,3	49,6	62,7	63
Ol	54,3	36,8	14,9	13,7	13,9	6,9	8,6	5,9	5
Состав	1204-447	1204-413	1204-409	1204-378	1204-376	1204-229	1204-219	1204-215	1204-208
SiO ₂	51,99	54,67	54,71	54,51	54,47	52,3	50,98	51,44	51,49
TiO ₂	0,19	0,26	0,4	0,16	0,19	0,13	0,18	0,09	0,16
Al ₂ O ₃	5,05	6,59	3,95	6,93	5,28	18,83	19,06	20,06	18,58
FeO	10,07	9,66	10,26	8,46	9,26	4,73	5,17	4,65	5,64

Продолжение табл. 1

Состав	Номер образца								
	791-147	791-135	791-126	791-123	791-100	791-000	791-895	791-795	791-705
MnO	0,24	0,18	0,18	0,2	0,23	0,16	0,08	0,09	0,08
MgO	26,93	23,33	25,57	23,53	24,62	11,42	11,82	11,31	12,04
CaO	4,64	4,74	4,24	5,55	5,04	10,64	10,95	10,66	10,31
Na ₂ O	0,65	0,45	0,43	0,4	0,66	1,58	1,46	1,53	1,46
K ₂ O	0,21	0,1	0,21	0,21	0,21	0,16	0,18	0,15	0,2
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,11	0,02	0,03
Pl	20,2	23,5	15,7	24,6	20,8	62,7	63,2	65,9	62
Cpx	10,5	6,5	10,7	9	11,7	6,8	7,1	4,1	5,8
Opx	49,3	69,3	69,7	65,5	61,6	29,6	26,2	28,9	30,1
Ol	19,8	0	3,5	0,7	5,7	0	3,3	1	1,9
Состав	1204-341	1204-337	1204-326	1204-324	1204-312	1204-306	1204-270	1204-266	1204-240
SiO ₂	52,1	54,95	52,38	51,58	51,63	50,89	52,64	51,82	52,42
TiO ₂	0,18	0,17	0,13	0,2	0,13	0,17	0,16	0,18	0,15
Al ₂ O ₃	8,87	6,58	16,01	15,62	17,21	8,33	16,97	10,63	18,88
FeO	7,96	8,03	5,73	6,18	5,99	9,08	5,67	4,67	4,5
MnO	0,13	0,2	0,17	0,12	0,1	0,18	0,12	0,12	0,13
MgO	24,42	25,12	14,98	16,01	14,55	24,47	13,45	13,81	11,18
CaO	5,55	4,2	9,05	8,93	9,25	5,23	9,24	17,8	10,7
Na ₂ O	0,61	0,55	1,32	1,13	0,89	1,38	1,4	0,77	1,81
K ₂ O	0,16	0,14	0,21	0,2	0,22	0,21	0,32	0,18	0,21
P ₂ O ₅	0,01	0,06	0,02	0,03	0,02	0,06	0,03	0,01	0,03
Pl	31,2	24	54,5	52,7	56,1	33,5	57,8	35,9	63,9
Cpx	5,3	4,7	6	5,7	2,8	8,1	5,2	49	7,8
Opx	50,4	69,3	37,2	36,3	40,6	32,8	36,7	9,8	28,2
Ol	12,9	1,7	2,2	5,1	0,3	25,5	0	5,1	0
Состав	1204-194	1204-187	1204-176	1204-171	1204-167	1204-163	1204-156	1204-151	1204-136
SiO ₂	52,66	51,08	51,84	52,84	52,89	52,34	49,81	52,14	51,21
TiO ₂	0,2	0,22	0,2	0,15	0,15	0,12	0,21	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	18,19	18	18,31	17,92	18,02	18,67	19,58	19,24	16,25
FeO	5,17	5,8	5,56	4,92	4,92	4,93	5,05	4,8	6,62
MnO	0,11	0,1	0,09	0,13	0,13	0,14	0,1	0,06	0,17
MgO	11,75	13,01	12,66	12,56	12,56	12,24	11,1	12,25	13,47
CaO	9,98	10,18	9,72	9,71	9,66	9,65	12,38	9,72	10,29
Na ₂ O	1,63	1,44	1,42	1,55	1,47	1,67	1,57	1,45	1,58
K ₂ O	0,23	0,16	0,2	0,16	0,15	0,2	0,19	0,2	0,21
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,01	0,05	0,04	0,02	0,01	0,02	0,04
Pl	61,5	60,3	61,1	60,2	60,1	63	64,8	63,5	56,3
Cpx	6	6,4	4	5,1	4,4	3,8	11,8	2,1	11,1
Opx	31,3	28,6	33,9	33,3	33,7	32,6	14,8	33,6	24,9
Ol	0	4,5	0,7	0	0	0,4	8,4	0	7,4
Состав	1204-235	1204-128	1204-125	1204-114	1204-107	1204-72.4	1204-62.6	1204-51.0	1204-45.0
SiO ₂	51,88	51,45	52,58	51,29	53,06	51,3	51,66	52,53	50,8
TiO ₂	0,14	0,2	0,15	0,15	0,15	0,21	0,15	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	21,56	18,79	19,45	20,3	16,97	18,26	19,6	16,89	20,44
FeO	3,82	5,37	4,48	4,5	5,51	5,27	5,02	5,25	4,85
MnO	0,09	0,1	0,1	0,13	0,14	0,08	0,25	0,13	0,08
MgO	8,99	12,62	10,41	11,19	13,2	12,81	10,41	14,21	11,51
CaO	11,61	9,72	10,79	10,33	9,38	10,08	11,08	9,34	10,4
Na ₂ O	1,66	1,41	1,84	1,87	1,35	1,55	1,59	1,29	1,54
K ₂ O	0,22	0,24	0,16	0,2	0,2	0,3	0,2	0,15	0,24

Окончание табл. 1

Состав	Номер образца								
	791-147	791-135	791-126	791-123	791-100	791-000	791-895	791-795	791-705
P ₂ O ₅	0,03	0,1	0,02	0,03	0,04	0,13	0,03	0,04	0,01
Pl	70,1	62,5	65,3	68,1	57	61,8	65,1	56,5	67,3
Cpx	5,1	3	6,9	3,6	5,2	6,1	7	5	2,6
Opx	23,1	32,3	26,6	24	35,8	27,1	27,7	38	26,1
Ol	0	1,9	0	4,1	0	4,7	0	0	3,9
Состав	1204-132	1297-753	1297-743	1297-670	1297-600	1297-599	1297-405	1297-357	1297-257
SiO ₂	52,92	51,63	53,17	51,81	52,03	52,6	51,57	53,28	52,32
TiO ₂	0,15	0,26	0,77	0,18	0,2	0,2	0,18	0,22	0,18
Al ₂ O ₃	18,19	18,74	11,58	15,54	17,86	18,49	17,63	15,41	19,06
FeO	5,15	6,13	11,83	7,46	5,99	5,79	6,89	6,44	6,05
MnO	0,12	0,11	0,15	0,13	0,12	0,11	0,11	0,12	0,1
MgO	11,22	10,17	10,76	14,21	12,05	10,44	11,09	14,15	9,14
CaO	10,52	10,15	7,32	8,69	9,5	9,8	9,67	8,03	10,48
Na ₂ O	1,54	2,43	3,07	1,76	1,98	2,21	2,61	1,87	2,47
K ₂ O	0,14	0,36	1,31	0,2	0,26	0,34	0,23	0,47	0,17
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Pl	60,7	66,9	54,3	55,4	62,5	65,2	64,4	56,2	67,3
Cpx	7,5	8,4	17,5	7,1	6,1	6,9	9,3	5,8	8,8
Opx	29,4	17	13,7	30,1	26,7	25,6	15,6	34,7	20,9
Ol	0	7,4	13,6	7,2	4,4	2	10,4	3,1	2,9
Состав	1204-41.2	1204-34.7	1204-28.0	1297-854	1297-840	1297-800			
SiO ₂	53,47	53,22	52,05	53,63	53,11	52,95			
TiO ₂	0,11	0,15	0,14	0,24	0,22	0,22			
Al ₂ O ₃	14,51	16,15	16,71	8,22	8,6	15,46			
FeO	6	6,18	5,64	9,81	9,4	6,87			
MnO	0,12	0,11	0,08	0,18	0,18	0,14			
MgO	15,17	13,81	14,35	20,84	21,22	13,75			
CaO	9,06	8,76	9,34	5,62	5,81	8,39			
Na ₂ O	1,32	1,39	1,42	1,18	1,19	1,9			
K ₂ O	0,2	0,2	0,26	0,26	0,26	0,32			
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01			
Pl	50,3	55,1	57	32,4	33,6	56			
Cpx	9,2	4,8	6	9,3	9,2	6,9			
Opx	39,8	38,5	33,4	51	47,1	33,4			
Ol	0	0	3,5	7	9,8	3,4			
Состав	1297-179	1297-127	1297-84	1297-16	1226-270	1226-117	1226-115		
SiO ₂	53,32	52,05	50,23	51,3	52,62	52,04	52,14		
TiO ₂	0,28	0,26	0,15	0,11	0,19	0,18	0,21		
Al ₂ O ₃	15,21	15,83	15,83	23,57	19,05	18,26	21,8		
FeO	5,8	5,74	6,36	3,7	5,22	6,56	4,16		
MnO	0,12	0,12	0,11	0,06	0,11	0,14	0,16		
MgO	10,7	11,02	12,04	5,19	9,12	9,51	5,56		
CaO	12,06	12,06	13,27	11,12	11,41	9,34	10,6		
Na ₂ O	2,22	2,46	1,93	4,15	1,81	3,8	3,87		
K ₂ O	0,28	0,44	0,05	0,8	0,4	0,15	1,44		
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	0,04		
Pl	55,9	59,1	55,7	77,5	64,9	70,5	76,2		
Cpx	22,2	21,9	24	7,7	10,5	10,5	9,8		
Opx	19,6	8,6	6,7	0	23,1	3,2	0		
Ol	2	10,1	13,3	14,7	0	15,6	13,8		

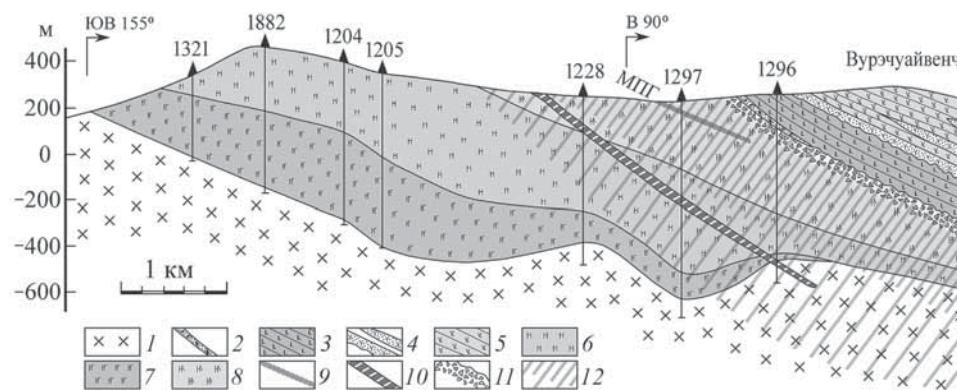


Рис. 3. Геологический разрез массивов горы Нюд и предгорья Верчайевич: 1 — дигориты архейского комплекса; 2 — базальные конгломераты; 3 — метабазальты кукшинской свиты; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — метаандезитобазальты сейдореческой свиты; 6 — меланонориты; 7 — нориты с прослоями габбро-норитов; 8 — нориты с прослоями анортозитов; 9 — платиноносный горизонт; 10 — дайки меланократовых микрогаббро; 11 — кора выветривания; 12 — зона метагабброидов

3) зона бронзититов, оливиновых пироксенитов с рудным горизонтом Сопчи и прослоями меланократовых норитов. Мощность 600—700 м;

4) зона норитов с образованиями так называемого Критического горизонта и отдельными слоями габбро-норитов, анортозитов. Мощность ~1200 м. Зону норитов можно подразделить на ряд подзон.

Сравнение вертикальных разрезов Мончегорского массива и расслоенного интрузива Кивакка. Расслоенный перидотит-габбро-норитовый plutон Кивакка (возраст ~2444±1 млн лет; U-Pb — циркон), мощность которого оценивается в 2000 м, представлен полным вертикальным разрезом: в соответствии с парагенезисами кумулятивных минералов выделены нижняя и верхняя краевые зоны, зоны оливинитов с гарцбургитами, бронзититов с подзоной ритмичного переслаивания бронзититов и норитов, зоной норитов, габбро-норитов и габбро-норитов с пижонитом (рис. 2, в). Последовательность зон в вертикальном разрезе массива Кивакка отражает смену кумулятивных минералов: $Ol \rightarrow Ol + Opx \rightarrow (-Ol) + Opx \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Cpx$.

Таким образом, порядок смены кумулятивных минеральных ассоциаций в вертикальных разрезах сравниваемых интрузивов за малым отличием (присутствие хромшпинели в кумулатах Мончегорского интрузива) имеет очевидное сходство. Сходство интрузивов подтверждается, кроме того, простым сопоставлением химического состава пород расслоенных серий, что предполагает и

сходство магм, сформировавших массивы (рис. 4). При этом известен состав магмы интрузии Кивакка, что дает основание для качественной оценки состава магмы Мончегорского интрузива. Для идентификации и сравнительной характеристики пород Мончегорского интрузива и интрузии Кивакка использовали кластерный анализ. Один из его вариантов [Ward, 1963] не только апробирован для классификации магматических пород, но и дополнен нормативным пересчетом химического состава пород, результаты которого приводятся в объемных процентах. Сущность этого метода сводится к следующему. Образованный кластер можно охарактеризовать его внутригрупповой суммой квадратов (ВСК) отклонений, которая равна сумме квадратов расстояний от точек кластера до их средней (для измерения расстояний используется евклидова метрика). П. Уорд, рассматривая ВСК в качестве целевой функции, на каждом шаге объединяет такие два кластера, которые приводят к минимальному увеличению целевой функции, таким образом, по методу П. Уорда объединяются два близко расположенных кластера.

Нами обработана выборка из 232 силикатных химических анализов, характеризующих все распространенные породы массивов. Эти же анализы использованы при построении сводных разрезов интрузивов и имеют привязку к их вертикальной координате. При этом сводный вертикальный разрез Мончегорского интрузива охарактеризован 70-ю химическими анализами (табл. 1, скв. 791, 1204, 1297) в предположении, что вскрытая

Общие группы пород

Минерал	Габбро-нориты				Нориты				Пироксениты				Гарцбургиты			Оливиниты
	2+1*	1+1	1+7	1+3	2+1	2+4	16+4	1+4	6+2	6+2	1+11	1+2	2+2	3+2	2+3	
Pl	58,1	62	58,4	64,4	59,1	56,1	64	55,1	20,4	24,6	17,6	20,1	14,7	10,6	8,8	
Cpx	15,6	13,8	19,2	12,9	5,3	6,5	5,6	3,6	9,9	8	7	8,6	3,5	3,8	2,7	
Opx	21,9	23,4	21,9	19,9	34,2	35,6	30	35,2	63,3	63,3	69,7	53,4	15,7	36,7	0	
Ol	4,1	0,5	0,1	2,5	1,2	1,6	0,2	6	3,9	3,9	5,5	17,6	65,7	48,6	88,3	
F	0,23	0,33	0,28	0,23	0,2	0,21	0,2	0,19	0,18	0,18	0,19	0,18	0,16	0,15	0,16	

Примечания. * Первая цифра — число анализов пород Мончегорского интрузива в группе, вторая цифра — число анализов пород интрузива Кивакка.

Таблица 2

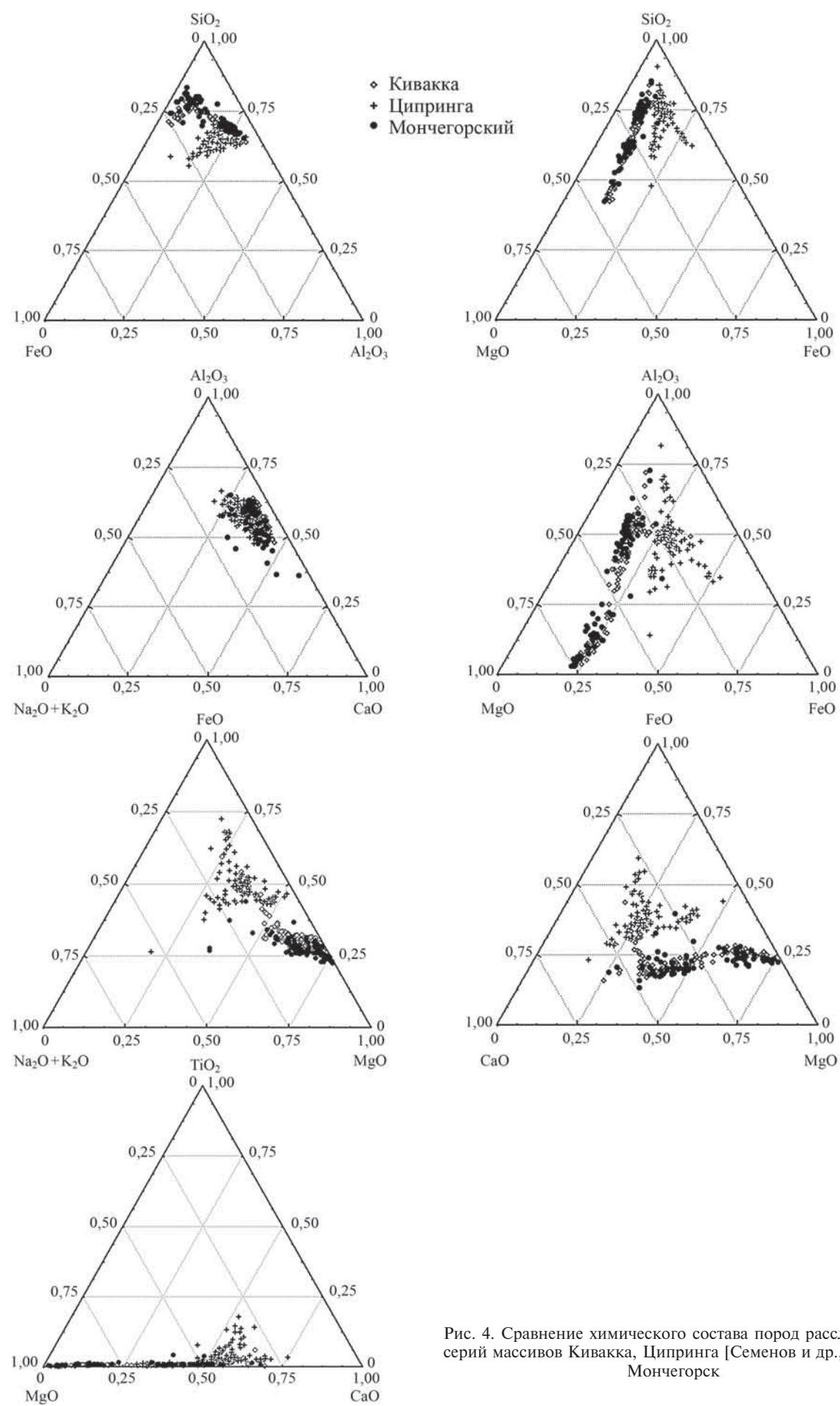


Рис. 4. Сравнение химического состава пород расслоенных серий массивов Кивакка, Ципринга [Семенов и др., 1995] и Мончегорск

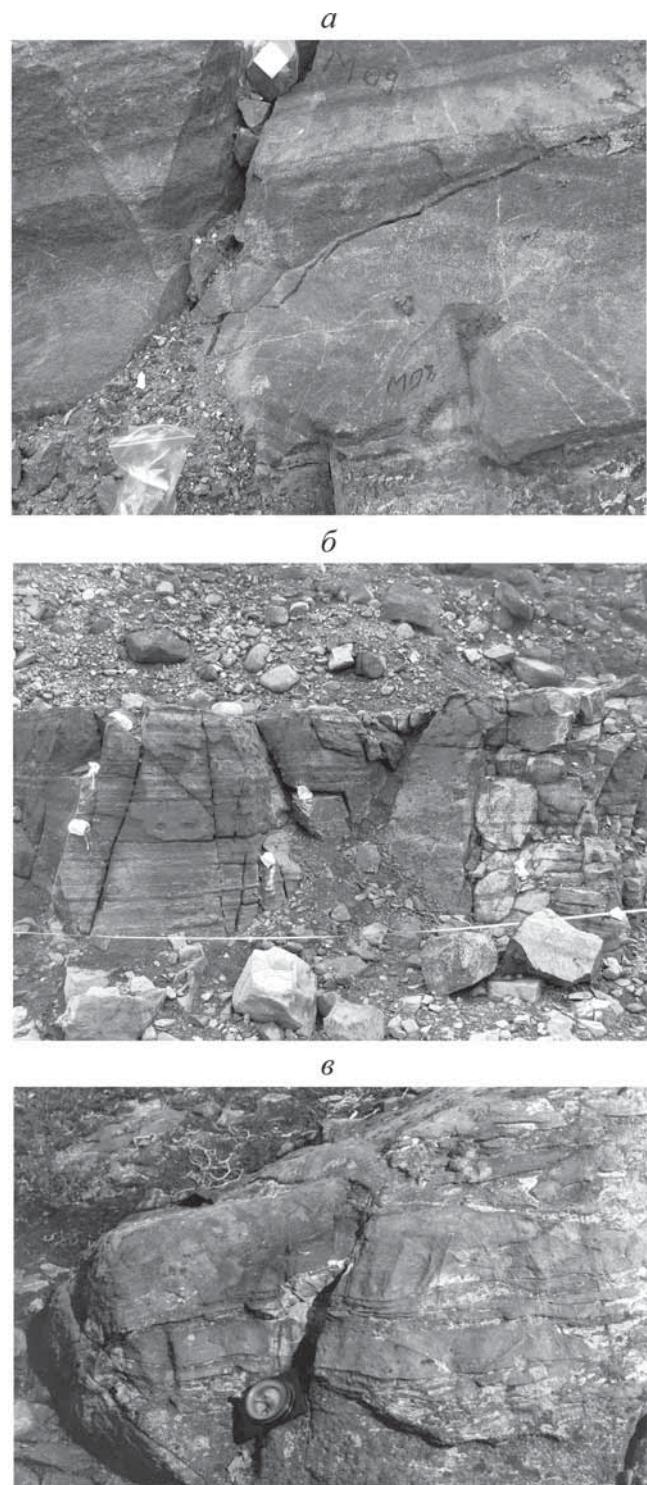


Рис. 5. Хромититы Мончегорского расслоенного массива (а), фрагмент обнажения пласта 330 (б), микрозернистые нориты Критического горизонта (в)

скважинами толща представляет сводный геологический разрез сохранившейся части интрузива. Его мощность ~2800 м (рис. 2, а). Сводный вертикальный разрез интрузива Кивакка (рис. 2, в) охарактеризован 162-мя химическими анализами [Коптев-Дворников и др., 2001]. Кластерный анализ показал, что данные петрохимии, представленные в выборке, можно четко разделить на кластеры (петрохимические виды), отвечающие эмпирическим критериям, т.е. эти кластеры можно интерпретировать как соответствующие кумуляты. В результате выделен ряд групп пород (кластеров), в которые объединены оливиниты, гарцбургиты, пироксениты (бронзититы), нориты и габбро-нориты (табл. 2).

Полученные данные позволяют считать, что интрузии относятся к одному типу, назовем его киваккским, так как расслоенный массив Кивакка — классический расслоенный интрузив может быть отнесен к эталонным: он представлен полным геологическим разрезом, а последовательность формирования кумулятивных фаз минералов [Лавров, 1979; Коптев-Дворников и др., 2001; Бычкова, Коптев-Дворников, 2007] в процессе кристаллизации интрузива отвечает классическим представлениям и не нарушена дополнительными фазами внедрения, как, например, в массиве Луккулайсваара [Семенов и др., 2008].

Распределение петрогенных элементов и нормативных минералов в Мончегорском интрузиве наглядно иллюстрирует, что разрез интрузива, во всяком случае ряд его зон от нижней приконтактовой до норитовой, опробован практически полностью. На основе данных табл. 1 рассчитан средневзвешенный состав этой части интрузива. Данные нормативного пересчета химических составов пород Мончегорского расслоенного массива интерпретированы как кумуляты (рис. 2, а).

Средневзвешенный химический состав интрузива Кивакка (табл. 3) интерпретируется как состав первичной магмы [Коптев-Дворников и др., 2001]. Уже отмечено, что схема последовательности кумулятов в вертикальном разрезе интрузива Кивакка (за некоторым исключением) однотипна с таковой мончегорской последовательности формирования кумулятивных ассоциаций минералов. Отметим некоторые отличия: а) в Мончегорском интрузиве ультраосновная зона представлена дунитами (рис. 2, б; кумуляты в разрезе г. Сопчи), ее можно

Таблица 3

Состав магмы интрузии Кивакка и средневзвешенные составы НПЗ-НЗ интрузивов

Интрузия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Интрузия Кивакка, состав магмы по [Коптев-Дворников и др., 2012]	49,82	0,23	12,53	8,83	0,16	18,24	8,41	1,52	0,23	0,02
Интрузия Кивакка, состав НПЗ-НЗ, мощность 850 м	47,99	0,15	8,28	9,98	0,16	27,50	5,19	0,58	0,14	0,02
Мончегорский интрузив, НПЗ-НЗ, мощность 1900 м	50,58	0,21	7,44	9,25	0,16	26,53	4,84	0,79	0,17	0,04

разделить на ряд подзон, в одной из которых обнаружены хромититы (рис. 5, а); б) зона бронзититов содержит линзы и пласты сульфидоносных и ЭПГ-содержащих оливинитов-гарцбургитов и пироксенитов (г. Сопча, рудный горизонт 330) мощностью 1–5 м (рис. 5, б), а на г. Нюд в зоне норитов закартированы породы так называемого Критического горизонта, представленного телами микрозернистых (рис. 5, в) пород (норитами и бронзититами), пироксенитами и норитами раслоенной серии. Микрозернистые тела, как правило, слагают донную часть депрессионных структур.

Формирование этих пород в Мончегорском интрузиве связывают с внедрением незначительных по объему новых порций магм. Это подтверждается и вариациями изотопных данных: рудный пласт 330, а также ряд пород Критического горизонта характеризуются более высокими (до положительных) значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, чем породы расслоенной серии (рудный пласт Сопчи — $\varepsilon_{\text{Nd}}(2500) = 0,30$); породы критического горизонта — $\varepsilon_{\text{Nd}}(2500) = 0,1 \div 0,6$. Однако, несмотря на эти различия, очевидно, что по составу исходные магмы интрузивов относятся к одному типу. Они характеризуются в первую очередь повышенным содержанием кремния и магния и пониженным — титана по сравнению с толеитовыми магмами. Эти наблюдения позволяют дать оценку доэрозионной мощности Мончегорского массива.

Для этого сравним средневзвешенные химические составы пород нижней приконтактовой зоны (НПЗ) — зоны норитов (Н3), представленных в Мончегорском интрузиве (рис. 1, 2, скв. № 791), и одноименных зон в интрузиве Кивакка с полными вертикальными разрезами. Полученные средневзвешенные составы различаются только по содержанию SiO_2 (табл. 3). На основе этих данных и с использованием сходства вертикальных разрезов интрузивов можно подойти к оценке мощности вертикального разреза Мончегорского интрузива в соответствии с предположением, что отношения мощности одноименных зон, выделенных по преобладающим кумулятивным ассоциациям минералов, имеют близкие значения. Так, наиболее полно представленные зоны в расслоенном массиве Мончегорск (М) и в интрузиве Кивакка (К) представлены пироксенитами (бронзититами) с подзоной переслаивания бронзититов и норитов в интрузиве Кивакка и имеют мощность ~700 и 400 м соответственно, а также зонами норитов с мощностью ~1200 и 650 м соответственно. Отношение значений мощности зон варьирует в пределах 0,57–0,54. Исходя из этих данных и зная мощность интрузии Кивакка (~2000 м), можно оценить мощность Мончегорского интрузива до эрозии, которая могла быть около 3700 м.

Состав расплава (модельные построения). Геохимическая термометрия. Другой путь определения состава первичной магмы, сформировавшей интру-

зив, рассмотрен и опробован в работе [Николаев, Аристин, 2005]. Для оценки состава магмы Мончегорского расслоенного массива использовался предложенный этими авторами метод — проводились расчеты эволюции расплава при равновесной кристаллизации для ряда образцов из нижней краевой группы (важнейшее условие). Это возможно [Николаев, Аристин, 2005] в случае внедрения магмы в субликовидусном состоянии, где интрателлурический оливин находится в квазиравновесном состоянии с магматической жидкостью (исходным расплавом при тех же температуре и давлении). Таким образом, зная состав оливина и давление, можно оценить температуру магмы и подойти к оценке состава расплава, равновесного с оливином.

Для оценки давления, существовавшего в магматической камере, применялся метод геохимической термометрии [Френкель, 1995; Аристин, Бармина, 2000]. Геохимическая термометрия базируется на предположении о равновесном распределении компонентов между кумулятивными кристаллами и интеркумулятивной жидкостью в кумулусе. Образцы для вычислений выбираются по принципу приуроченности к одним и тем же горизонтам или близости расположения в вертикальных разрезах, что дает основание предполагать для них общие температуру и состав интеркумулятивного расплава. При термодинамических расчетах по методу геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров, приближающихся к условиям существования расплавно-кристаллической смеси в магматической камере. Главные характеристики включают давление, окислительно-восстановительные условия и содержание воды в системе. Сравнительный анализ пары составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температуры позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. При этом среднее значение для температурного интервала пересечений линий эволюции состава жидкости рассматривается как наиболее вероятная температура исходной расплавно-кристаллической смеси, а равновесный состав минералов принимается в качестве первичного (исходного).

Реализацию геохимической термометрии проводят с помощью ЭВМ-модели COMAGMAT-3. Известно, что успешное применение геохимической термометрии связано с котектической природой исходных магм, особенно в тех случаях, когда магмы представляли собой смеси нескольких кристаллов и жидкости. Наиболее благоприятный результат получается, когда расчетные траектории эволюции остаточных расплавов образуют четкое пересечение, что дает возможность для надежной аппроксимации содержания главных компонентов в исходном расплаве с погрешностью 0,5–1,0 масс.%. Неопределенность оценки температуры магмы составляет при этом 5–10 °C.

Образцы для вычислений выбирали по принципу близости расположения в вертикальных разрезах. Таких образцов пород (табл. 1) оказалось две пары из скв. 1204 (г. Нюд). С их помощью было оценено давление, при котором формировались породы в этой части вертикального разреза интрузива. Испытывались разные условия давления, начиная от повышенного (10 кбар). Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, принимали за удовлетворительные, результаты представлены на рис. 6 (пары проб обр. 1204-326-337 и 1204-28-34). Последняя пара проб находится выше норитовой зоны на 300 м. Наиболее удовлетворительные результаты получены при $P=6,5 \div 5,5$ кбар. Однако гидравлическое давление в нижней краевой группе должно быть несколько выше, чем оцененное. Но, как отмечено в работе [Николаев, Аристин, 2005], эта погрешность не сказывается на результатах моделирования (геохимической термометрии). Отметим, что для пироксенитов г. Ниттис определено давление в 7 кбар [Чащин, 1999].

Состав интрапеллурического оливина. Для оценки исходного состава расплава, кроме значения давления, надо выяснить состав интрапеллурического оливина, что необходимо для оценки температуры и состава исходного расплава, равновесного с этим оливином. Состав оливина из пород ультраосновной зоны по оценкам ряда авторов варьирует в пределах 94–84 мол. % Fo [Шарков, 1980; Дистлер и др., 1988; Докучаева, 1990; Смолькин и др., 2004], причем в дунитах Сопчи в пределах 90–94 мол. % Fo, в перидотитах — 88–92 мол. % Fo (форстерита).

Мы предполагаем, что фазовый состав вынедрившейся магмы состоял из родоначального расплава и интрапеллурических кристаллов Ol. Опыт изучения интрузива Кивакка и расслоенного Бураковско-Аганозерского массива [Николаев, Аристин, 2005] показал, что часть зон ультраосновных пород (оливинитов, дунитов) сформирована за счет интрапеллурического оливина. В Мончегорском интрузиве кристаллизация ромбического пироксена (формируется после оливина) по данным расчетов фиксируется при составе оливина, содержащего ~90 мол. % Fo. Поэтому, как отмечают

[Николаев, Аристин, 2005], температура расплава, отвечающая началу формирования, в нашем случае Opx, отвечает началу кристаллизации магмы в магматической камере.

Мы оценили состав оливина, равновесного с «первичным» расплавом, используя данные химического состава пород нижней краевой зоны (скв. 791, г. Сопча, табл. 4), в предположении, что оливин этого состава имел интрапеллурическое происхождение. Оценка состава оливина проводилась графическим методом. Этот метод предложен в работе [Николаев, Аристин, 2005] и позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии, соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Один из компонентов — исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другой — оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99 мол. % сложен MgO, FeO и SiO₂, поэтому на графиках содержания этих компонентов составы оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магнезиального члена (Fo) к железистому фаялиту (Fa). Очевидно, что тренд смешения и линия оливина должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу Ol — одному из краевых компонентов. Пересечение, полученное с использованием 6 образцов (рис. 7), указывает на то, что вероятный состав оливина содержит около 85 мол. % Fo.

Из приведенных литературных данных следует, что интрапеллурический оливин мог иметь более магнезиальный состав (не менее 90 мол. % Fo). Однако формирование оливина с высоким содержанием форстеритовой молекулы (≥ 90 мол. % Fo) может быть связано с обменной реакцией типа $MgCr_2O_4 + Fe_2SiO_4 \rightarrow FeCr_2O_4 + Mg_2SiO_4$ между сосуществующими оливином и хромитом [Irvine, 1965]. Оливин в дуните, содержащем небольшое количество хромита, может испытывать незначительные изменения, а хромит может обогащаться Fe. В Мончегорском интрузиве формирование высокомагнезиального оливина (до 94–95 мол. % форстерита) может быть связано [Смолькин, 2004] с массовой кристаллизацией хромита, которая привела к формированию высокомагнезиального

Таблица 4

Химический состав пород интрузива из зоны контакта с вмещающими породами НПЗ (скв. 791)

№ об-разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Fe ₂ O ₃	Сумма
1147	54,22	0,56	16,06	6,46	0,11	7,11	7,26	3,50	1,04	0,18	1,63	7,66	99,96
1135	50,8	0,4	10,25	9,34	0,18	16,44	8,33	1,30	0,2	0,04	0,67	11,51	100,21
1126	45,95	0,34	4,61	9,45	0,18	30,04	3,60	0,44	0,17	0,04	1,17	13,46	100,55
1123	50,16	0,4	8,39	9,70	0,16	20,91	6,35	1,10	0,22	0,04	1,12	11,30	100,31
1100	42,7	0,32	4,96	11,49	0,16	32,68	3,63	0,16	0,16	0,05	1,08	14,20	100,48
895	45,62	0,20	1,56	10,29	0,16	36,13	1,87	0,3	0,12	0,04	0,84	12,60	99,4

Примечания. Выделен химический анализ породы, где выявленная последовательность кристаллизации $Ol \rightarrow Opx \rightarrow Cpx \rightarrow Pl$ может служить одним из свидетельств, что эта порода могла отвечать первичной расплавно-кристаллической смеси.

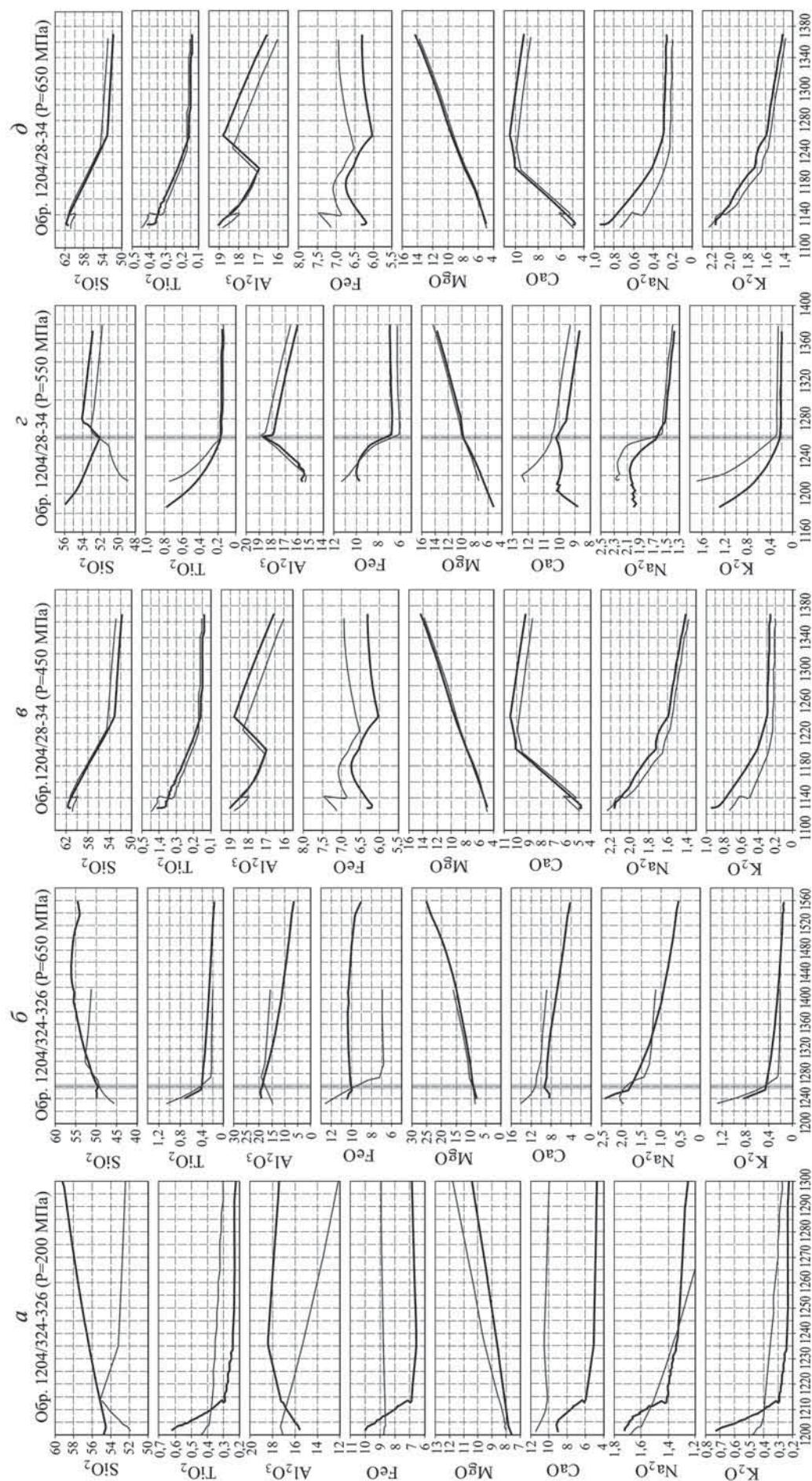


Рис. 6. Данные геохимической термометрии ($a - \theta$), моделирование: обр. 1204-326-337, NNO — буфер; a — $P=6,5$ кбар, $T=1260$ $^{\circ}\text{C}$; θ — $P=2,0$ кбар. Моделирование: обр. 1204-28-34, NNO — буфер; ϵ — $P=4,5$ кбар, θ — $P=5,5$ кбар, $T=1260$ $^{\circ}\text{C}$; δ — $P=6,5$ кбар

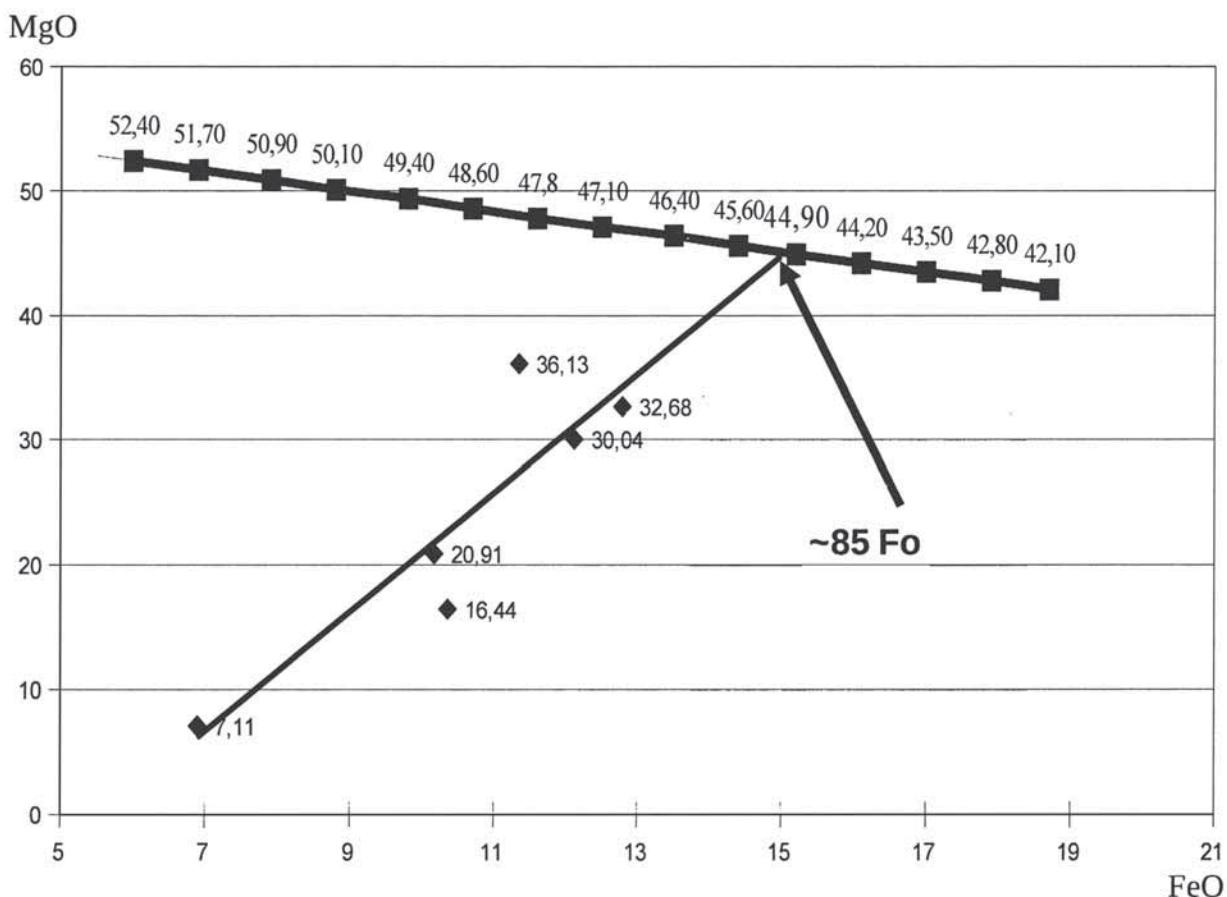


Рис. 7. График в координатах MgO–FeO для определения состава интрателлурического оливина в предположении, что НПЗ (нижняя приконтактовая зона) представляет собой смесь в разных пропорциях исходного расплава и оливина. Ромбики — составы пород НПЗ от контакта до подошвы зоны дунитов. Тренд этих смесей пересекает линию эволюции составов оливина

оливина. Это согласно приведенной реакции возможно из-за большого сродства железа с хромом. В свою очередь в работе [Шарков, Чистяков, 2014] отмечено, что в оливиново-хромитовых кумулатах хромит с краев полностью преобразован в хроммагнетит. Отмечено, что содержание форстеритовой молекулы в оливинах из Сопчоозерского месторождения хромитов достигает 95–96%. Из приведенных данных следует, что высокомагнизиальный оливин кристаллизовался совместно с хромитом и не мог отвечать составу интрателлурического оливина.

Состав расплава. Моделирование равновесной кристаллизации для выбранных составов (табл. 4) проводилось в безводных условиях ($P=5,5\text{--}6,5$ кбар) при разных условиях буферного равновесия по мере последовательного увеличения кристаллизованности расплава с шагом 1 мол.% (табл. 5).

Расчеты прекращались при содержании 85–90% кристаллов (15–10% интеркумулусной жидкости). Для серии рассмотренных образцов пород установлено, что все исследуемые составы имеют сходную последовательность кристаллизации: $\text{Ol} \rightarrow \text{Opx} \rightarrow \text{Pl} \rightarrow \text{CPx}$. Одновременное появление Pl и CPx отмечено в обр. 791-1135 (проба отобрана в нескольких метрах от зоны закалки, в так называе-

мом пограничном слое), при этом оливин исчезает и появляется при более низкой температуре.

Образцы 791/1123 и 791/1126 исследованы при давлении 5,5 и 6,5 кбар соответственно. Сразу отметим, что при равновесной кристаллизации породы (обр. 791/1126) первым минералом на ликвидусе появляется Opx при $T \sim 1594\text{--}1578$ °С, что противоречит выявленной последовательности формирования кумулатов. Исследование обр. 791/1123 с учетом давления, равного 5,5 кбар (табл. 5), показало, что кристаллизация Opx (кристаллизуется вторым после оливина) началась при $T \sim 1355$ °С. Состав оливина отвечал Ol с 88 мол.% Fo . Состав равновесного этому оливину расплава характеризовался повышенным содержанием SiO_2 (до 55 масс.-%). При моделировании с давлением 6,5 кбар появление Opx связывают с температурой 1388 °С. Состав оливина отвечал 89 мол.% Fo . Состав расплава также характеризовался высоким содержанием SiO_2 (до 55 масс.-%, табл. 5). Моделирование в условиях буфера NNO показало несущественные вариации полученного состава расплава по сравнению с составами, полученными в других условиях (табл. 5).

Таким образом, температура исходной магмы могла соответствовать 1355–1388 °С, а состав интрателлурического оливина в ней отвечал Ol

Возможные составы расплавов главного внедрения Мончегорской интрузии

Таблица 5

Температура расплавов, T , $^{\circ}\text{C}$	Химический состав								
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Образец 791/1123, 550 МПа, равновесный с расплавом оливин 88,27 Fo ($\text{lg}/\text{O}_2 = -8,68$)									
1354,9	55,87	0,55	11,64	9,70	12,25	8,81	1,53	0,31	0,06
Образец 791/1123, 650 МПа, равновесный с расплавом оливин 89,07 Fo ($\text{lg}/\text{O}_2 = -8,45$)									
1388,0	54,61	0,53	11,11	9,96	13,58	8,41	1,46	0,29	0,06
Образец 791/1123, 650 МПа, равновесный с расплавом оливин 90,06 Fo (буфер NNO)									
1395,3	54,24	0,52	10,85	10,22	14,19	8,21	1,42	0,28	0,05
Возможный состав расплава, при 650 МПа, равновесного с расплавом Ol 91,92 Fo; количество твердой фазы (оливин, $\text{lg}/\text{O}_2 = -8,07$) — 5,0% (Кивакка)									
1435,2	50,28	0,24	13,19	9,04	16,53	8,85	1,60	0,24	0,02
Образец 791/1135; краевая группа (пограничный слой), Мончегорск									
—	50,8	0,4	10,25	9,52	16,44	8,33	1,30	0,20	0,04

88–90 мол.% Fo, если давление в магматической камере было $\sim 5,5$ – $6,5$ кбар на момент внедрения — формирования магматической камеры и начала кристаллизации. При составе оливина ~ 85 мол.% Fo параметры кристаллизации магмы, получены только для обр. 791/1135 при $P=5,0$ кбар и $T=1320$ $^{\circ}\text{C}$.

Оценка состава «первичного расплава» также выполнена М. Богиной [Богина и др., 2017]. Для этого использовали состав оливина (#Mg=88) из адкумулата и коэффициент распределения оливин—расплав. Найдены значения содержания MgO (10,26 масс.%) и FeO (8,44 масс.%). Эти вычисления показали, что первичный расплав изученных пород расслоенной серии соответствовал высокомагнезиальному базальту.

Мы получили составы расплавов, равновесные с интрапеллурическим оливином, используя состав породы из краевой группы. При этом содержание форстеритовой молекулы в использованных оливинах (давление 5,5–6,0 кбар) несколько отличалось от оцененного графическим методом состава и могло достигать 90 мол.% Fo. Возможное занижение содержания форстеритовой молекулы при графической оценке состава оливина может быть связано с малым количеством проанализированных образцов из краевой группы пород (т. е. с представительностью выборки).

Отмечено, что магма, сформировавшая Мончегорский интрузив, близка по составу кивакской магме (рис. 2). Очень важное свидетельство сходства магм, конечно, — последовательность формирования кумулятивных фаз. Кроме того, показано, что химический состав обр. 791/1135, отобранного из краевой группы пород — пограничного слоя Мончегорского интрузива, может отвечать составу первичного расплава. Существование такого слоя закаленной жидкой фракции магмы (лишенной взвешенных интрапеллурических фаз) достоверно установлено для Довырнского интру-

зива, где этот слой мощностью до 1 м прослеживается вдоль нижнего эндоконтакта на протяжении нескольких километров. Вероятная причина сепарации взвешенных интрапеллурических фаз заключается в гидродинамических эффектах при течении внедряющейся суспензии вдоль контакта. Мы, основываясь на этих предположениях, оценили содержание интрапеллурического оливина и его состав, равновесный с возможной жидкой фракцией материнской магмы (обр. 791/1135), использовав в качестве валового состава этой магмы средневзвешенный состав Кивакского интрузива (табл. 5). В процессе моделирования равновесной кристаллизации исходной магмы Кивакского интрузива при температуре около 1435 $^{\circ}\text{C}$ и давлении 6,5 кбар был получен химический состав расплава, близкий к составу обр. 791/1135. Интрапеллурический оливин при этом содержал ~ 92 мол.% Fo, а его концентрация в магме при заданных условиях достигала 5%.

Выводы. 1. Строение Мончегорского интрузива, мощность которого могла достигать 3700 м, определялось внедрением высококремнистой, высокомагнезиальной и низкотитанистой магмы, близкой по составу магме, сформировавшей Кивакский интрузив, что подтверждается сходством сохранившейся части разреза Мончегорского интрузива с разрезом интрузива Кивакка (имеется в виду последовательность формирования кумулятивных фаз, химический состав пород). Петрохимические особенности, а также кристаллизация ортопироксена вслед за оливином (а не плагиоклаза или авгита) позволяют отнести эту магму к бонинит-марианитовой серии.

2. Состав магмы, рассчитанный с учетом оцененной мощности 3700 м, естественно, близок таковому массива Кивакка при условии сохранения отношения значений мощности сходных зон интрузивов.

3. Состав расплава, полученный в процессе моделирования равновесной кристаллизации с использованием породы из краевой группы (обр. 791/1123) при давлении 6,5 кбар, должен был содержать ~55 масс.% SiO_2 , ~0,50 масс.% TiO_2 , ~14 масс.% MgO (табл. 5). Температура исходной магмы при этом могла составлять 1390 °С. При давлении ниже 6,5 кбар в процессе моделирования отмечался рост содержания кремнезема в расплаве. При моделировании равновесной кристаллизации с использованием состава магмы интрузива Кивакка и при температуре ~1435 °С и давлении 6,5 кбар получен расплав, близкий составу обр. 791/1135 — породе из пограничного слоя. Интрателлурический

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.

Богина М.М., Чистяков А.В., Шарков Е.В. и др. Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый plutон: новые минералого-геохимические и изотопно-геохимические данные по ультрамафитовой части расслоенной серии // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Мат-лы V Междунар. конф. (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 170–173.

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Типы родоначальных магм базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов Фенноскандии как классификационный признак // Мат-лы конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С. 20–21.

Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Робонен В.Г. и др. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 329 с.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного рудообразования. М.: Наука, 1988.

Докучаева В.С., Полежаева Л.И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский п-ов) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 5–24.

Елисеев Э.Н. Вкрашенное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи // Ультраосновные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л.: Наука, 1953. С. 112–143.

Козлов Е.К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в разрезе Кивакского интрузива // Петрология. 2001. № 6. С. 31–52.

Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. 136 с.

Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Агано-зерский расслоенный массив Заонежья. II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.

Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологи-

оливин при этом содержит ~92 мол.% Fo, а его концентрация в магме при заданных условиях могла достигать 5%.

5. В Мончегорском интрузиве интрателлурический оливин, равновесный расплаву главного этапа внедрения, отвечал минералу с содержанием молекулы форстерита >85 мол.% и мог варьировать в пределах 88–92 мол.% Fo.

Благодарности. Авторы благодарят Г.П. Плескач (ИГГД РАН) за помощь в подготовке статьи к печати.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00361).

ческое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645–668.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: В 2 ч. / Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 344 с.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика кристаллизации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Си-Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 3. С. 171–194.

Чащин В.В. Пироксены Мончегорского периодит-пироксенит-лейкогаббрового и Волчегорского габбро-анортозитового массивов // Зап. ВМО. 1999. № 3. С. 101–111.

Чащин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Вып. 5, № 1. С. 231–256.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского plutона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): Геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности и рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 41–63.

Amelin Yu.V., Semenov, V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions of the Baltic Shield: constraints on the origin of early Proterozoic and “boninitic” magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 255–272.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory // Canad. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2, N 6. P. 648–672

Ward J.H.Jr. Hierarchical grouping to optimize an objective function. // J. Amer. Statist. Assoc. 1963. Vol. 58, N 301. P.236–244.

Поступила в редакцию 29.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридовон¹

ГОЛОТИП ВЫСОЦКИТА — МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ВЫСОЦКИТ (Pd,Ni)S ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК-И

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Высоцкит развит в Co-Ni-Cu сульфидных сплошных и вкрапленных («миндалекаменных») рудах месторождения Норильск-И, захваченных посттрапповым низкоградным метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой (ломонитовой) фаций, в ассоциации с железистым хлоритом, бабингтонитом, ильвайтом, гриналитом, миллеритом NiS, куммингтонитом, грюнеритом, пренитом, пумпеллиитом, корренситом, полидимитом Ni_3S_4 , галенитом и халькопиритом, кварцем. Это фация метаморфизованных сульфидных руд, которые возникли при невысоком потенциале кислорода и относительно повышенной фугитивности сульфидной серы. Высоцкит здесь крайне беден платиной, обогащен никелем и отчасти железом. Его средний состав (масс.%, $n=17$): Pd 65,65; Pt 0,12; Rh следы; Ni 8,25; Fe 0,95; Cu 0,32; Co 0,03; S 25,03; As 0,03; сумма 100,38; формула этого высоцкита $(\text{Pd}_{0,79}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_1\text{S}_1$. По минеральным ассоциациям и химическому составу описанный высоцкит соответствует высоцкиту, открытому А.Д. Генкиным и О.Е. Звягинцевым [1962]. Таким образом, голотип высоцкита — метаморфогенно-гидротермальный высоцкит месторождения Норильск-И с составом (Pd,Ni)S.

Ключевые слова: голотип высоцкита, метаморфогенно-гидротермальный высоцкит, месторождение Норильск-И, посттрапповый низкоградный метаморфизм, миннесотаит.

Vysotskite is developed in Co-Ni-Cu sulphide massive and disseminated (“amygdaloid”) ores of the Norilsk-I deposit, entrained by post-trap low-grade metamorphism in the conditions of prehnite-pumpellyite and zeolite (lomontite) facies. Vysotskite associates with ferrian chlorite, cummingtonite, grünerite, prehnite, corrensite, ilvaite, babingtonite, pumpellyite, grinalite, millerite NiS, polydymite Ni_3S_4 , galenite and chalcopyrite. This facies of metamorphosed sulphide ores were formed in the conditions of low oxidative potential and relatively high sulphide sulfur fugacity. This vysotskite is extremely poor in platinum, enriched in nickel and partly in iron. The average composition of studied vysotskite is (wt%, $n=17$): Pd 65,65; Pt 0,12; Rh, Au traces; Ni 8,25; Fe 0,95; Cu 0,32; Co 0,03; S 25,03; As 0,03; sum 100,38; the formula of the mineral is $(\text{Pd}_{0,79}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_1\text{S}_1$. According to mineral associations and chemical composition, the described vysotskite corresponds to vysotskite discovered by A.D. Genkin and O.E. Zvyagintsev [1962]. Therefore, vysotskite holotype is metamorphogenic-hydrothermal vysotskite of the Norilsk-I deposit with (Pd,Ni)S composition.

Key words: vysotskite holotype, metamorphogenic-hydrothermal vysotskite, Norilsk-I deposit, post-trap low-grade metamorphism, minnesotaite.

Введение. Норильское рудное поле — крупнейшее скопление руд палладия. Норильские сульфидные Co-Ni-Cu руды содержат множество минералов Pd. Одно из достижений выдающегося исследователя норильских руд А.Д. Генкина совместно с О.Е. Звягинцевым — открытие высоцкита — моносульфида Pd и Ni [Генкин, Звягинцев, 1962]. Минерал назван в честь знаменитого геолога — исследователя уральских месторождений золота и платины Н.К. Высоцкого, который выявил и промышленную ценность норильских руд — обнаружил в них никель, кобальт и платиновые металлы. А.Д. Генкин установил, что высоцкит в норильских рудах — позднее образование, ассоциирующее с актинолитом; он считал, что высоцкит возник при замещении миллеритом и полидимитом обогащенного палладием пентландита.

В дальнейшем было установлено, что высоцкит — один из промышленных минералов гигантских Pd-Pt месторождений интрузива Бушвельд в Южной Африке [Cabri et al., 1978; Verryn, Merkle, 1987; Merkle et al., 1994; Семиколенных, 2013; Junge et al., 2014], крупных Pd-Pt месторождений интрузивов Стиллуотер [Talkington, Lipin, 1986; Volbort et al., 1986] и Великой Дайки [Oberthür et al., 2003]. Высоцкит здесь ассоциирует с хромшпинелидами, брэггитом и куперитом. Состав высоцкита в рудах этих интрузивов варьирует от (Pd,Ni)S до наиболее распространенного (Pd,Pt,Ni)S; минерал нередко содержит Ir, Rh, Se [Bowles, 2000].

Установлен непрерывный по составу ряд тетрагональных моносульфидов от высоцкита через брэггит до куперита PtS [Cabri et al., 1978; Cridle, Stanley, 1985; Talkington, Lipin, 1986; Verryn,

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; e-mail: ernstspiridon@gmail.com

Merkle, 1987; Merkle et al., 1994; Junge et al., 2014]. Ранее ряд PtS—PdS делили на три равные части: куперит—брэггит—высоцкит. В настоящее время к купериту относят минералы, близкие к PtS; к брэггиту — минералы с составом (Pt,Pd,Ni)S; к высоцкиту — минералы с составом (Pd,Pt,Ni)S.

Судя по экспериментальным данным, куперит начинает кристаллизоваться из магматического расплава при температуре <1200 °C, брэггит — <1000 °C, высоцкит — <900 °C [Verry, Merkle, 2002]. Поэтому кристаллы с ядром из куперита, окруженного брэггитом, и с внешней зоной из высоцкита [Criddle, Stanley, 1985] имеют прямую зональность, которая отвечает кристаллизации при снижении температуры.

Высоцкит с широкими вариациями состава, а также брэггит и куперит обнаружены и в норильских рудах [Годлевский, Шумская, 1960; Генкин, 1968; Лапутина, Генкин, 1975; Генкин и др., 1981; Служеникин и др., 1994; Sluzhenikin, Mokhov, 2015]. В результате многие геологи стали считать, что наличие минералов ряда куперит — брэггит — высоцкит в норильских сульфидных и малосульфидных рудах — признак магматического происхождения этих руд.

Судя по экспериментальным данным, куперит, брэггит и высоцкит формируются также при участии средне- и низкотемпературных (до 150 °C) гидротермальных (метаморфогенно-гидротермальных) растворов [Evstigneeva et al., 1995]. Таковы высоцкит, брэггит и куперит — продукты гидротермального замещения ранее возникших гидротермальных самородных палладия, платиновых палладия и платины в гематит-кварцевых жилах телетермальных Au-Pt-Pd месторождений [Berni et al., 2014]. Метаморфогенно-гидротермальные высоцкит, брэггит и куперит — продукты эпигенетического низкоградного метаморфизма магматогенной Pt-Pd минерализации разного типа; здесь высоцкит и брэггит ассоциируют с такими низкотемпературными минералами, как миллерит и актинолит [Moreno et al., 1999; Barkov et al., 2004a, 2004b].

Рассмотрим генезис высоцкита в норильских рудах.

Норильское рудное поле. Норильское рудное поле находится в северо-западном углу дорифейской Восточно-Сибирской платформы, в области краевых дислокаций [Маслов, 1963; Люлько и др., 1987]. Плутоногенные магматические Ag-Au-Pt-Pd-Co-Ni-Cu месторождения сопряжены с интрузивами норильского типа — наиболее поздними производными грандиозной Сибирской трапповой формации, возникшей на рубеже перми и триаса [Годлевский, 1959; Маслов, 1963; Степанов, Туровцев, 1988]. Норильские руды — продукты кристаллизации сульфидных расплавов. Они слагают залежи и жилы (сплошные руды), вкрапленность в интрузивных породах и роговиках рамы интрузи-

вов (вкрапленные руды), в том числе миниотливки в газовых пустотах базальтов трапповой формации («мандельштейновые» руды).

Первичные руды сложены продуктами субсолидусных превращений высокотемпературных сульфидных твердых растворов, это разнообразный пирротин, троилит, кубанит, халькопирит, пентландит, талнахит [Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981; Степанов, Туровцев, 1988]. Каждое тело магматических сульфидов — от миниотливок до крупных залежей — окружено ореолами флюидного воздействия с высокотитанистым биотитом, флогопитом, хлорпаргаситом, фторхлорапатитом, джерфишеритом; размеры ореолов коррелируют с размерами тел сульфидов [Степанов, Туровцев, 1988; Спиридовон, 2010, 2019]. Большая часть Pd, Pt, Au и Ag из первичных норильских руд образует в них собственные минералы — интерметаллиды и близкие к ним теллуриды, висмутиды, станниды, антимониды, арсениды; сульфидов благородных металлов среди них нет [Изоитко, 1997; Спиридовон, 2010, 2019]. Эти минералы благородных металлов слагают метасомы и метакристаллы, замещившие первичные сульфиды и окружающие силикаты. Контуры распространения минералов благородных металлов шире контуров сульфидных тел и совпадают с контурами ореолов флюидного воздействия около них; это послемагматические пневматолитовые (флюидно-метасоматические) образования [Спиридовон, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015].

По нашим данным, минеральный состав пород и руд Норильского рудного поля сформирован в два этапа: первый этап сингенетический — синтрапповая магматогенная минерализация с пневматолитовым продолжением (эти образования рассмотрены выше), второй этап — эпигенетический, посттрапповая метаморфогенно-гидротермальная минерализация [Спиридовон и др., 2000; Спиридовон, Гриценко, 2009; Spiridonov et al., 2016]. Ранее образования второго этапа рассматривали как связанные с трапповой формацией [Годлевский, 1959; Степанов, Туровцев, 1988] или как продукты региональной гидротермальной деятельности [Горянинов, Аплонов, 1980].

Участки Восточно-Сибирской платформы, покрытые толщей платобазальтов мощностью до 3–5 км и насыщенные интрузивами габбро-дolerитов, испытали посттрапповое погружение. Трапповая формация и подтрапповые толщи были захвачены эпигенетичным метаморфизмом погружения в условиях цеолитовой, затем пренит-пумпеллиитовой и далее цеолитовой фаций. Фации метаморфизма определены по минеральным ассоциациям по аналогии с данными [Philpotts, Ague, 2009]. Rb/Sr возраст процессов метаморфизма варьирует от 232 до 122 млн лет; максимальные параметры метаморфизма — 1,8–2,5 кбар и 310–330 °C; эпигенетические образования моло-

же трапповой формации на 20 млн лет и более [Spiridonov et al., 2016].

В Норильском рудном поле эфузивные и рудоносные интрузивные траппы и сопряженные магматогенные сульфидные Co-Ni-Cu руды метаморфизованы синхронно и однотипно [Спиридов и др., 2000; Спиридов, Гриценко, 2009; Spiridonov et al., 2016]; оливин и бронзит магматических пород повсеместно в той или иной степени замещены серпентинами, куммингтонитом, грюнеритом, Ca-плагиоклазы — клиноцизитом, альбитом, гидрогроссуляром, авгит — актинолитом, хлоритом и пумпелиитом, гриналитом; магнезиальные скарны и скарноиды превращены в серпентин-гидрогранатовые породы с везувианом. В магматогенных пентландит-халькопирит-кубанит-пирротиновых рудах вдоль отдельных трещин, зон дробления и милонитизации, в виде отдельных вrostков, пятен, гнезд, микро- и макропрожилков, захватывая крупные блоки рудных залежей, развиты пирит, Ni-пирит, графические срастания пирит—магнетит, халькопирит и магнетит (без структур распада), миллерит, валлерит, макинавит, борнит и халькозин, гизингерит, хизлевудит, годлевскит, полидимит, гематит, игольчатый кубанит, сфалерит, вюрцит, галенит, кобальт-, купро- и аргентопентландит, марказит, паркерит, шэндит, гаухекорнит, тоцилинит, алабандин, гётит, самородные серебро, мышьяк и висмут, сульфоарсениды, арсениды, сульфоантимониды и антимониды Fe, Ni, Co, а также клаусталит, касситерит, станнин, акантит, штромейерит, ленант, науманнит, хоулиит, уранинит, антимонит, киноварь, ртутьстое серебро [Годлевский, Шумская, 1960; Генкин, Звягинцев, 1962; Будько и др., 1966; Золотухин и др., 1967; Кулагов и др., 1967, 1969; Золотухин, 1970; Рябов, 1975; Горяинов, Аплонов, 1980; Генкин и др., 1981; Изойтко, 1997; Спиридов, Гриценко, 2009; Спиридов, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015, 2016]. Обычно с ними ассоциируют метаморфогенно-гидротермальные ангидрит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, хлорит, кварц, пренит, гидрогранаты, серпентины, брусит, ксонотлит, сапонит, стильпномелан, пектолит, тоберморит, датолит, апофиллит, ильвайт, бабингтонит, халцедон, ломонит, стильбит, шабазит, окенит, тальк, гидроталькит, барит, таумасит, хибингит, айовит, антраксолит, нефтяные битумы, парафины в виде вкрапленности, гнезд и жил. Мощность жил варьирует от нескольких миллиметров до 3 м.

При интенсивном преобразовании первичных руд под действием метаморфогенных флюидов с высокой активностью кислорода их сульфиды были почти полностью замещены ангидритом и гематитом (или магнетитом). При интенсивном преобразовании первичных руд под действием метаморфогенных флюидов с высокой активностью сульфидной серы пирротин, троилит, пентландит,

кубанит были почти полностью замещены пиритом и Ni-пиритом до бравоита, а также марказитом. При интенсивном преобразовании первичных руд под действием метаморфогенных флюидов с умеренной активностью кислорода и сульфидной серы пирротин, троилит, халькопирит, пентландит, кубанит были почти полностью замещены валлеритом.

Изотопный состав свинца галенита метаморфогенно-гидротермальных жил, залегающих среди метаморфизованных норильских руд, иной, чем у свинца первичных норильских руд, — это коровый свинец. Модельный свинцово-изотопный возраст магматогенных норильских руд составляет ~240 млн лет, модельный возраст галенита метаморфогенно-гидротермальных жил — 144–110 млн лет [Спиридов и др., 2010].

На многих участках месторождения Норильск-I первичные руды настолько преобразованы эпигенетическим метаморфизмом, что месторождение рассматривалось как гидротермальное [Роговер, 1951]. В Норильском рудном поле каждый образец магматических горных пород и магматогенных сульфидных руд содержит сеть микропрожилков метаморфогенно-гидротермальных магнетита, макинавита, валлерита, гизингерита, которые возникли при участии вадозных вод, насыщенных воздухом. Поэтому изотопный состав кислорода норильских горных пород отличен от стандартного, а изотопный состав кислорода норильских магматогенных руд «гидротермальный» [Покровский и др., 2002], изотопный состав аргона магматогенных сульфидных руд — воздушный [Адамская и др., 2017], при этом изотопный состав He, Pb, Sr в тех же образцах магматогенных норильских руд — мантийный [Адамская и др., 2017].

Регенерированная вкрапленная метаморфогенно-гидротермальная Pt-Pd-Ag минерализация Норильского рудного поля развита среди метаморфизованных руд, богатых благородными металлами. Масштаб перемещения мобилизованных Ag, Sn, Pd, Pt составляет от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Регенерированные минералы серебра — распространенные самородное серебро, не содержащее золота (<0,01 масс.% Au), и аргентопентландит $AgFe_5Ni_3S_8$, реже твердый раствор халькопирит-ленант $AgFeS_2$, серебросодержащий борнит, значительно реже ртутьстое серебро (до 11 масс.% Hg), акантит Ag_2S , ялпарат Ag_3CuS_2 , штромейерит $AgCuS$, аргентопирит $AgFe_2S_3$, науманнит Ag_2Se . Регенеративные минералы палладия и платины — паоловит Pd_2Sn , не содержащий сурьму; Ag паоловит $(Pd,Ag)_2Sn$; высоксцит $(Pd,Ni)S$; куперит PtS ; брэггит $(Pt,Pd,Ni)S$; Pd-брейтгауптит $(Ni,Pd)Sb$; Pd-орселит $(Ni,Pd)_3As_2$; палладоарсенид Pd_2As ; винсентит Pd_3As ; хараелахит $(Pt,Cu,Pb,Fe,Ni)_9S_8$; соболевскит $PdBi$, не содержащий теллур и сурьму; фрудит $PdBi_2$; малышевит $CuBiPdS_3$; самородные палладий и платина

[Спиридов, 2010, 2019; Spiridonov et al., 2015, 2016]. Палладийсодержащие интерметаллиды (половит, фрудит, соболевскит), арсениды (палладо-арсенид, винсентит, орселит) и стибниды (брейт-гауптит) развиты среди руд, метаморфизованных при повышенной активности кислорода и низкой активности сульфидной серы, а также среди руд, богатых ангидритом и магнетитом, борнитом или халькозином, с хизлевудитом Ni_3S_2 и/или годлевскитом Ni_9S_8 , кассiterитом, оловосодержащими гидрогранатами. Самородная платина изредка образует тонкие каймы замещения вокруг кристаллов пневматолитового сперрилита [Евстигнеева и др., 1990]. Палладийсодержащие сульфиды (высоцкит, куперит, хараелацит, малышевит) присутствуют в рудах, метаморфизованных при относительно повышенной активности сульфидной серы, среди руд с халькокоритом, миллеритом NiS и полидимитом Ni_3S_4 . Хараелацит иногда нарастает на высоцкит, а куперит — на хараелацит. Изредка самородный палладий или куперит слагают каймы нарастания на самородной платине, окружающей сперрилит.

Эти образования возникли при воздействии умеренно- и малосоленных углекисло-хлоридных флюидов с изменчивыми, но в целом повышенными фугитивностью кислорода и щелочностью. Это растворы $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ с соленостью от 15 до 0,4 масс.% эквивалента NaCl (около 2/3 флюидных включений) и растворы $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ ($\pm \text{NaHCO}_3$) с соленостью от 23 до 6,5 масс.%экв. NaCl (1/3 включений) с температурой образования от 270 °C, обычно от 250–216 до 140–120 °C, изредка до 90 °C, и давлением от 1,2 до 0,3 кбар [Спиридов, Гриценко, 2009].

Материалы и методы исследования. Изучена коллекция сплошных и вкрапленных руд месторождения Норильск-І, отобранных в карьере рудника Медвежий Ручей и из подземных выработок рудника Заполярный Э.А. Кулаговым и Э.М. Спиридовым. Электронные фотографии и химический анализ минералов выполнен с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе СЭМ «Jeol JSM-6480 LV» в лаборатории локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Н.Н. Коротаева). В качестве эталонов использованы чистые металлы Ru, Os, Ir, Rh, Pt, Pd, Au, Ag, Bi, Sb, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, пирит FeS_2 (S), алтант PbTe (Pb, Te), синтетические InAs (As) и CdSe (Cd, Se).

Результаты исследований и их обсуждение. Метаморфизованные сульфидные руды с высоцкитом месторождения Норильск-І. Высоцкит развит среди метаморфизованных пентланит-кубанит-халькокоритовых и пентланит-халькокоритовых руд, а также руд с талнахитом и путоранитом, богатых благородными металлами. В этих рудах наиболее распространены зернистые агрегаты халькокорита

с пластинчатыми ламеллями распада кубанита, с вкраплениями пентланита и магнетита, редких титаномагнетита и ильменита, весьма редких мелких выделений галенита; халькокорит содержит (масс.%) до 0,7 Ni, 0,4 Zn, 0,1 Co; пентланит — 1,2–2,7 Co, в пентланите развиты тончайшие пластинчатые ламелли распада халькокорита.

В процессе низкоградного метаморфизма первичные сульфиды были полностью или частично замещены мелкозернистыми срастаниями миллерита и халькокорита (без структур распада) (рис. 1), с вкраплениями пирита, полидимита, псевдобрюкита, пентланита, редкого борнита. Метаморфогеный халькокорит по составу идеально стехиометричен, беспримесный. Миллерит содержит 0,7–3,6 масс.% Fe, до 0,7% Co, до 0,5% Cu, состав минерала отвечает $(\text{Ni}_{0,94-0,99}\text{Fe}_{0,01-0,06}\text{Co}_{0-0,02}\text{Cu}_{0-0,01})_1\text{S}$. Более крупные выделения миллерита беднее железом, чем мелкие. Метаморфогеный пентланит беден кобальтом (содержит в среднем 0,38 масс.% Co) и обогащен никелем — его состав $\text{Ni}_{5,6}\text{Fe}_{3,3}\text{Co}_{0,1}\text{S}_8$. Ассоциация пентланита с миллеритом свидетельствует о том, что они возникли при температуре ниже 250 °C, т.е. в условиях цеолитовой фации метаморфизма. Ассоциация миллерита и полидимита возникла при более высокой активности сульфидной серы, чем ассоциация миллерита и пентланита. Именно в местах появления ассоциации миллерита и полидимита развита вкрапленность высоцкита. Титанит и псевдобрюкит заместили титаномагнетит и ильменит.

В рудах месторождения Норильск-І, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, широко развиты пренит, пумпеллиит, бабингтонит, ильвайт, железистый хлорит, куммингтонит и грюнерит, заместившие силикаты интрузивных пород и роговиков с вкрапленностью первичных магматических сульфидов. Ниже приведены их типичные составы:

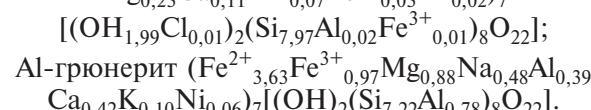
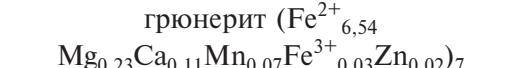
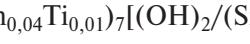
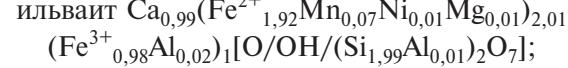
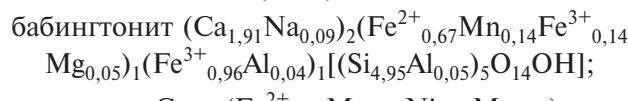
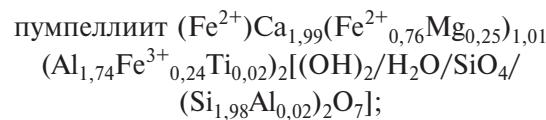
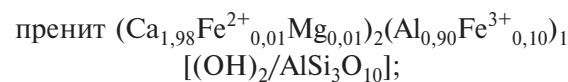
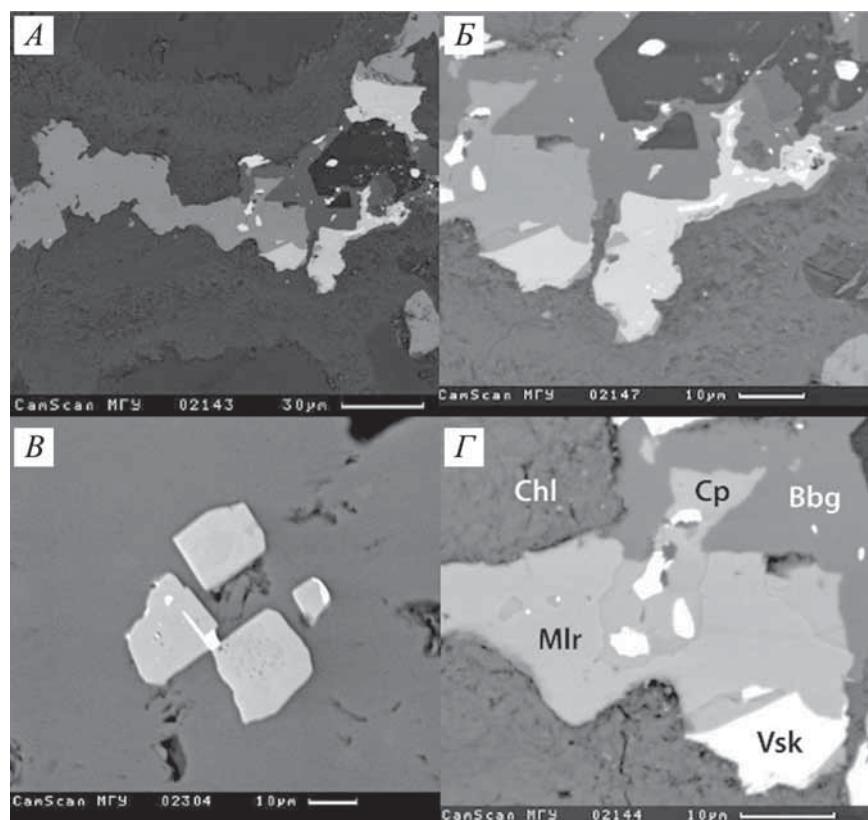


Рис. 1. Месторождение Норильск-І, рудник Медвежий ручей. Метаморфизованные «мандельштейновые» руды: *А* — гнездо — скопление высоцкита (светлый), миллерита и халькопирита (серые) среди агрегата бабингтонита, ильвайта и пумпеллиита (черно-серые), пренита, куммингтонита и кварца (черные); *Б* — срастание высоцкита (светло-серый) и галенита (белый) с миллеритом (серый), бабингтонитом и ильвайтом (ровные темно-серые), железистым хлоритом (крапчатый темно-серый), кварцем (черный); *В* — четыре кристалла высоцкита в срастании с галенитом (белый) в агрегате миллерита; *Г* — срастание высоцкита (Vsk), миллерита (Mlr), халькопирита (Cp) в агрегате железистого хлорита (Chl) и бабингтонита (Bdg). В отраженных электронах



Обращает внимание достаточно высокая концентрация трехвалентного железа при преобладании двухвалентного железа. Таким образом, метаморфогенные флюиды имели относительно повышенный окислительный потенциал. Бабингтонит и ильвайт обогащены марганцем, что типично для этих минералов. Отметим заметное содержание никеля в метаморфогенных амфиболах и ильвайте.

В рудах месторождения Норильск-І, метаморфизованных в условиях цеолитовой фации, широко развиты железистый хлорит — шамозит (брунсвигит по классификации хлоритов М. Хея [1954]), гриналит, корренсит, бертьерин, гизингерит и кварц, меньше — кальцит и миннесотаит (железистый аналог талька), заместившие силикаты интрузивных пород и роговиков с вкрапленностью первичных магматических сульфидов и продукты их метаморфизма в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Ниже даны их типичные составы: Fe-хлорит $(\text{Fe}^{2+})_{4,08}\text{Al}_{0,94}\text{Mg}_{0,90}\text{Mn}_{0,04}\text{Cr}_{0,04})_6[(\text{OH})_8/\text{Si}_{3,03}\text{Al}_{0,97})_4\text{O}_{10}]$; гриналит $(\text{Fe}^{2+})_{2,68}\text{Fe}^{3+}_{0,17}\text{Mg}_{0,11}\text{Ca}_{0,02}\text{Ni}_{0,01}\text{Mn}_{0,01})_3[(\text{OH})_{3,94}\text{Cl}_{0,06})_4/(\text{Si}_{1,83}\text{Fe}^{3+}_{0,12}\text{Al}_{0,05})_4\text{O}_{10}]$;

корренсит $\text{Mg}_{0,33}(\text{Mg}_{4,78}\text{Fe}^{2+}_{2,56}\text{Al}_{0,95}\text{Fe}^{3+}_{0,58}\text{Mn}^{2+}_{0,10}\text{Cr}_{0,03})_9[(\text{OH})_{10}/(\text{Si}_{5,79}\text{Al}_{2,21})_8\text{O}_{20}]$;

бертьерин $(\text{Fe}^{2+})_{2,15}\text{Al}_{0,63}\text{Mg}_{0,14}\text{Mn}_{0,05}\text{Ni}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})_3[(\text{OH})_{3,98}\text{Cl}_{0,02})_4/(\text{Si}_{1,36}\text{Al}_{0,64})_2\text{O}_5]$;

гизингерит $(\text{Fe}^{3+})_{3,63}\text{Mg}_{0,29}\text{Ca}_{0,06}\text{Mn}^{3+}_{0,02})_4[(\text{OH})_{7,93}\text{Cl}_{0,07})_8/(\text{Si}_{3,69}\text{Fe}^{3+}_{0,31})_4\text{O}_{10}]$;

миннесотаит $(\text{Fe}^{2+})_{2,82}\text{Mg}_{0,11}\text{Ca}_{0,04}\text{Mn}_{0,03})_3[(\text{OH})_2/(\text{Si}_4\text{O}_{10})]$.

Обращает внимание резкое различие поздних метаморфогенных силикатов — одни крайне богаты трехвалентным железом, другие — двухвалентным.

Голотип высоцкита. Высоцкит слагает редкую вкрапленность в низкоградно-метаморфизованных существенно медиистых сульфидных рудах, как массивных, так и вкрапленных. Размер его выделений неправильной формы составляет от нескольких микрометров до 40 мкм (рис. 1, *А*, *Б*, *Г*), изредка — до 260 мкм, крайне редко до 1 мм. Реже встречаются относительно правильной формы мелкие кристаллы с поперечным сечением квадратной или ромбовидной формы, их размер редко превышает 20 мкм (рис. 1, *В*). Высоцкит обычно образует срастания с миллеритом (чаще) и халькопиритом, железистым хлоритом, галенитом. В окружении таких срастаний развиты бабингтонит, ильвайт, пренит, пумпеллит, грюнерит, гриналит. Довольно часто высоцкит содержит множество мельчайших включений галенита; возможно, срастания высоцкита и галенита возникли при деструкции звягинцевита Pd_3Pb .

Для всей совокупности анализов высоцкита из месторождения Норильск-І, крайне бедного платиной, отчетливо проявлен изоморфизм палладия и никеля (рис. 2, табл. 1, 2). По составу выделяются не резко различающиеся два типа высоцкита: обогащенный никелем (табл. 1, ан. 1-5 с 10,5–12,5 масс.% Ni) и обедненный никелем (табл. 2, ан. 14-16 с 3–5,5 масс.% Ni). Наиболее распространен высоцкит промежуточного состава (ан. 6-13). Обогащенный никелем высоцкит

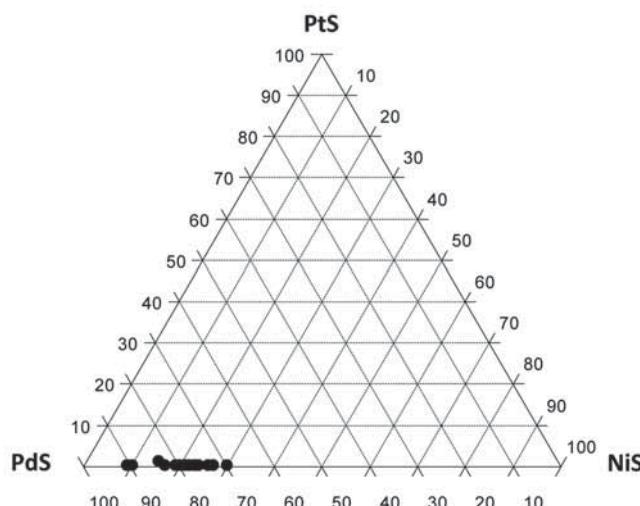


Рис. 2. Вариации состава голотипа высокосульфидного минерала месторождения Норильск-И

составляет центральные части более крупных его выделений, обедненный никелем высокосульфидный минерал — внешние участки крупных и мелких выделений. Содержание железа в высокосульфидных колеблется от 0,5 до 1,6 масс.-% и не коррелирует с содержанием никеля. Содержание меди варьирует от следов до 0,8 масс.-%; несколько обогащен медью высокосульфидный минерал с повышенным содержанием никеля. В единичных анализах высокосульфидного минерала отмечена незначительная примесь родия и золота — до 0,1 масс.-%. Сера в высокосульфидных минералах в незначительной степени замещена мышьяком, содержание которого редко достигает 0,1 масс.-%.

Таблица 1

Химический состав (масс. %) высокосульфидного никелем. Метаморфизованные сульфидные Co-Ni-Cu руды месторождения Норильск-И

Компоненты	Номер анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Pd	60,35	62,14	62,10	62,52	62,86	64,31	64,47	64,90
Pt	0,11	нпо	нпо	нпо	нпо	0,32	нпо	нпо
Rh	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Au	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Ni	12,49	11,65	11,45	10,45	10,32	9,24	9,36	8,66
Fe	1,38	0,46	0,69	1,08	0,50	1,00	1,04	0,89
Co	0,04	нпо	0,03	0,04	0,08	0,02	нпо	нпо
Cu	0,50	0,61	0,77	0,72	0,65	0,18	0,19	нпо
S	26,03	25,65	25,74	25,45	24,86	25,14	25,08	24,83
As	0,11	0,03	0,11	0,08	0,02	нпо	нпо	0,09
Σ	101,01	100,54	100,89	100,34	99,29	100,21	100,14	99,28

Число атомов в формуле в расчете на два атома

Pd	0,70	0,73	0,73	0,74	0,76	0,77	0,775	0,79
Pt	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0,26	0,25	0,24	0,22	0,23	0,20	0,205	0,19
Fe	0,03	0,01	0,015	0,02	0,01	0,025	0,02	0,02
Cu	0,01	0,01	0,015	0,02	0,01	0,005	0,005	—
S	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,995	1,00

Примечания. Нпо — ниже предела обнаружения. Ru, Os, Ir, Ag, Pb, Sn, Sb, Bi, Te — не обнаружены.

Средний состав изученного высокосульфидного минерала (масс. %, $n=17$):

Pd 65,65; Pt 0,12; Rh, Au следы; Ni 8,25; Fe 0,95; Cu 0,32; Co 0,03; S 25,03; As 0,03; сумма 100,38;

формула минерала $(\text{Pd}_{0,79}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})\text{S}_1$.

Этот высокосульфидный минерал стехиометричен — Me:S = 1:1 (9 анализов); Me:S = 0,995:1,005 (4 анализа); Me:S = 1,005:0,995 (3 анализа); Me:S = 1,01:0,99 (1 анализ).

Заключение. По минеральным ассоциациям и химическому составу описанный высокосульфидный минерал низкоградно метаморфизованных сплошных и «манделльштейновых» сульфидных руд рудников Медвежий Ручей и Заполярный месторождения Норильск-И соответствует высокосульфидному минералу, открытому А.Д. Генкиным и О.Е. Звягинцевым [1962]. Таким образом, голотип высокосульфидного минерала — это метаморфогенно-гидротермальный высокосульфидный минерал из месторождения Норильск-И, крайне бедный платиной, с составом (Pd, Ni)S.

Благодарности. Автор благодарен Э.А. Кулагову за помощь в сборе каменного материала для исследования, Н.Н. Коротаевой — за высокое качество микрозондовых анализов.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (прект № 19-05-00490), с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

Таблица 2

Химический состав (масс. %) высокосульфидного никелем. Метаморфизованные сульфидные Co-Ni-Cu руды месторождения Норильск-И

Компоненты	Номер анализа							
	9	10	11	12	13	14	15	16
Pd	65,79	66,73	67,60	66,57	68,97	68,66	72,17	72,85
Pt	нпо	0,17	0,06	0,28	0,61	0,11	нпо	нпо
Rh	нпо	нпо	0,04	0,13	нпо	нпо	нпо	нпо
Au	нпо	0,08	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Ni	8,06	7,32	6,58	6,24	6,21	5,63	3,58	2,82
Fe	1,38	1,48	1,60	0,84	0,63	1,30	0,63	0,96
Co	нпо	0,06	нпо	0,03	нпо	0,04	нпо	нпо
Cu	нпо	0,08	0,08	0,05	0,08	0,11	0,12	0,08
S	24,80	24,96	25,17	24,18	24,86	24,69	23,99	24,09
As	нпо	нпо	0,10	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Σ	99,43	100,88	101,13	98,42	101,36	100,54	100,49	100,80

Число атомов в формуле в расчете на два атома								
Pd	0,80	0,805	0,81	0,835	0,84	0,84	0,905	0,91
Pt	—	—	—	—	0,005	—	—	—
Ni	0,18	0,16	0,145	0,14	0,135	0,13	0,08	0,065
Fe	0,015	0,035	0,04	0,02	0,015	0,03	0,02	0,025
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—
S	1,005	1,00	1,005	1,005	1,005	1,00	0,995	1,00

Примечания. Нпо — ниже предела обнаружения. Ru, Os, Ir, Ag, Pb, Sn, Sb, Bi, Te — не обнаружены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамская Е.В., Беляцкий Б.В., Прасолов Э.М. и др.* Изотопная геология норильских месторождений. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Будько И.А., Изюмко В.М., Кулагов Э.А., Митенков Г.А.* Макинавит и валлерит в рудах Норильска и Талнаха // Уч. Зап. НИИГА. Рег. Сер. 1966. Вып. 5. С. 203–209.
- Генкин А.Д., Звягинцев О.Е.* Высоцкит, новый сульфид палладия и никеля // Зап. ВМО. 1962. Ч. 91, вып. 6. С. 718–725.
- Генкин А.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л. и др.* Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
- Годлевский М.Н., Шумская Н.И.* Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск-1 // Геология рудных месторождений. 1960. № 6. С. 61–72.
- Горянин И.Н., Аплонов В.С.* Региональная гидротермальная деятельность на северо-западе Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 35–43.
- Евстигнеева Т.Л., Ким А.А., Некрасов И.Я.* О деарсенизации сперрилита в природе // Минерал. журн. 1990. Т. 12. № 3. С. 90–96.
- Золотухин В.В.* О низкотемпературных метасоматитах, связанных с процессами серпентинизации в норильских рудоносных трапповых интрузиях // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 179–186.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Смекалин А.Г., Бакуменко И.Т.* Бабингтонит-пренит-пумпеллиитовая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска // Мат-лы по генетич. и эксперимент. минералогии. Т. 5. Новосибирск: Наука, 1967. С. 218–251.
- Изюмко В.М.* Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
- Кулагов Э.А., Евстигнеева Т.Л., Юшко-Захарова О.Е.* Новый сульфид никеля — годлевскит // Геология рудных месторождений. 1969. Т. 11, № 3. С. 115–121.
- Кулагов Э.А., Изюмко В.М., Митенков Г.А.* Хизлевит в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского месторождения // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. С. 900–902.
- Лапутина И.П., Генкин А.Д.* О минералах ряда брэггит — высоцкит // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 146–150.
- Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Душаткин А.Б.* Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона // Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143–149.
- Маслов Г.Д.* Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1963. С. 336–350.
- Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А.* Изотопный состав кислорода и водорода в трапповых интрузивах Норильского района // Докл. РАН. 2002. Т. 383. С. 675–679.
- Роговер Г.Б.* Месторождение Норильск-1. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 131 с.
- Рябов В.В.* Некоторые особенности минералогии метасоматитов из ореола Талнахской дифференцированной рудоносной интрузии (северо-запад Сибирской платформы) // Мат-лы по генетич. и эксперимент. минералогии. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1975. С. 107–147.
- Семиколенных Е.С.* Минералого-geoхимические особенности хромититов горизонта UG-2 восточной части Бушвелдского комплекса, ЮАР: Автореф. канд. дисс. СПбГУ, 2013. 174 с.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Туровцев Д.М. и др.* Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195–217.
- Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. С. 52–79.
- Спиридонов Э.М.* Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник-2019. М.: Макс Пресс, 2019. С. 41–113.
- Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д.* Изотопный состав свинца галенита, алтита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 1–10.
- Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д.* Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Степанов В.К. и др.* Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 212 с.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М.* Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Alapieti T.T.* Zoned sulfides and sulfoarsenides of the platinum-group elements from the Penicat layered complex, Finland // Canad. Mineral. 2004a. Vol. 42. P. 515–537.
- Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F., Tarkian M.* Compositional variations in oulankite and a new series of argentoan oulankite from the Lukkulaisvaara layered intrusion, northern Russian Karelia // Canad. Mineral. 2004b. Vol. 42. P. 439–453.
- Berni G.J., Heinrich C.A., Lobato L.M. et al.* The Serra Pelada Au-Pd-Pt deposit, Carajas, Brazil: geochemistry, mineralogy, and zoning of hydrothermal alteration // Econ. Geol. 2014. Vol. 109 (7). P. 1882–1899.
- Bowles J.F.W.* Prassoite, vysotskite and keithconnite from the Freetown Layered Complex, Sierra Leone // Mineral. Petrol. 2000. Vol. 68. P. 75–84.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M. et al.* On cooperite, braggite, and vysotskite // Amer. Mineral. 1978. Vol. 63. P. 832–839.
- Cridge A.L., Stanley C.J.* Characteristic optical data for cooperite, braggite and vysotskite // Canad. Mineral. 1985. Vol. 23. P. 144–162.
- Evstigneeva T., Moh G.H., Tarkian M.* Hydrothermal recrystallization of PGE- and Fe-Ni-sulfide assemblages // Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1995. Bd. 169. S. 273–277.
- Junge M., Obertür T., Melcher F.* Cryptic variation of chromite chemistry, platinum group elements and platinum group minerals distribution in the UG-2 chromitite: an example from the Karee mine, Western Bushveld Complex, South Africa // Econ. Geol. 2014. Vol. 109, N 3. P. 795–810.
- Merkle R.K.W., Winkels-Herding S., Botha A.J., Verryen S.M.C.* Compositional variation of co-existing braggite and vysotskite grains from the UG-2, Western Bushveld Complex // 7th Intern. Platinum Symp. (Moscow, Russia). 1994. P. 73–74.

Moreno T., Prichard H.M., Lunar R. et al. Formation of a secondary platinum-group mineral assemblage in chromitites from the Herbeira ultramafic massif in Cabo Ortegal, NW Spain // Eur. J. Mineral. 1999. Vol. 11. P. 363–378.

Oberthür T., Weiser T.W., Gast L., Kojonen K. Geochemistry and mineralogy of platinum-group elements at Hartley platinum mine, Zimbabwe. 1. Primary distribution patterns in pristine ores of the Main Sulfide Zone of the Great Dyke // Mineral. Deposita. 2003. Vol. 38. P. 327–343.

Philpotts A.R., Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2009. 667 p.

Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia // Mineral. Deposita. 2015. Vol. 50. P. 465–492.

Spiridonov E.M., Kulagov E.A., Serova A.A. et al. Genetic Pd, Pt, Au, Ag, and Rh mineralogy in Noril'sk sulfide ores // Geology Ore Deposits. 2015. Vol. 57, N 5. P. 402–432.

Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M. et al. Metamorphic-hydrothermal Ag–Pd–Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. Vol. 54. P. 429–452.

Talkington R.W., Lipin B.R. Platinum group minerals in chromite seams of the Stillwater Complex, Montana // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. P. 1174–1186.

Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. Compositional variation of cooperite, braggite, and vysotskite from the Bushveld Complex // Mineral. Mag. 1987. Vol. 58. P. 223–234.

Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. The system PtS–PdS–NiS between 1200 °C and 700 °C // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 571–584.

Volbort A., Tarkian M., Stumpfl E.F., Housley R.M. A survey of the Pd — Pt mineralization along the 35-km strike of the J-M Reef, Stillwater Complex, Montana // Canad. Mineral. 1986. Vol. 24. P. 329–346.

Поступила в редакцию 02.07.2020

Поступила с доработки 12.10.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 549.514.56-58:551.231(571.66)

**Ф.Д. Сандалов¹, Н.В. Щипалкина², И.В. Пеков³, Н.Н. Кошлякова⁴,
С.Н. Бритвин⁵, Е.Г. Сидоров⁶**

КРИСТОБАЛИТ И ТРИДИМИТ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ФУМАРОЛЫ АРСЕНАТНАЯ (ВУЛКАН ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА, РОССИЯ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет»,

199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7–9

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

683006, Камчатский край, Петропавловск-Камчатский, бульвар Б.И. Пийна, 9

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskie Gory, 1

St Petersburg State University, 199034, St Petersburg, University Embankment, 7/9

Institute of Volcanology and Seismology — Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,

683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip Boulevard, 9

Охарактеризованы кристобалит и тридимит из активной фумаролы Арсенатная, вулкан Толбачик (Камчатка, Россия). Здесь эти минералы находятся в ассоциациях с фумарольными сильвином, санидином, касситеритом, гематитом, псевдобрукитом, йохиллеритом, тилазитом, бадаловитом. Кристобалит представлен тетрагональной α -модификацией; параметры элементарной ячейки для одного образца: $a = 4,975$ (7) Å, $c = 6,944$ (13) Å, $V = 171.89$ Å³. Тридимит представлен двумя модификациями — моноклинной (МС) и ромбической (РО-10). Параметры их элементарных ячеек: $a = 18,553$ (5), $b = 5,006$ (1), $c = 25,952$ (10) Å, $\beta = 117,68$ (2)°, $V = 2134,3$ (11) Å³ (моноклинная модификация); $a = 9,941$ (2), $b = 17,165$ (4), $c = 82,362$ (18) Å, $V = 14053,4$ (29) Å³ (ромбическая модификация). Минеральные ассоциации кристобалита и тридимита из фумаролы Арсенатная указывают на высокотемпературные условия образования этих минералов — не ниже 450–500 °C — при высокой степени участия HCl и HF в процессе газового метасоматоза базальта. Источником кремния выступил окружающий базальт, а сам этот элемент переносился, вероятно, в форме $\text{Si}X_4$, где $X = \text{F}, \text{Cl}$.

Ключевые слова: кристобалит, тридимит, минералы кремнезема, фумарола, газовый метасоматоз, вулкан Толбачик, Камчатка.

This article displays data on cristobalite and tridymite from the Arsenatnaya active fumarole, the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. The minerals occur in associations with fumarolic sylvite, sanidine, cassiterite, hematite, pseudobrookite, johillerite, tilasite, badalovite. Fumarolic cristobalite is tetragonal (α -modification); the unit-cell parameters for one of samples are: $a = 4,975$ (7) Å, $c = 6,944$ (13) Å, $V = 171,89$ Å³. There are two types of tridymite — monoclinic (MC) and orthorhombic (PO-10) — in the Arsenatnaya fumarole. The unit-cell parameters of these tridymite modifications are: $a = 18,553$ (5), $b = 5,006$ (1), $c = 25,952$ (10) Å, $\beta = 117,68$ (2)°, $V = 2134,3$ (11) Å³ (MC); $a = 9,941$ (2), $b = 17,165$ (4), $c = 82,362$ (18) Å, $V = 14053,4$ (29) Å³ (PO-10). Mineral assemblages of cristobalite and tridymite indicate high-temperature formation conditions of these minerals — not lower 450–500 °C — with a high participation degree of HCl and HF in process of basalt alteration by fumarolic gas. The surrounding basalt was a source of silicon. This element was, probably, transported in the form of $\text{Si}X_4$, where $X = \text{F}, \text{Cl}$.

Key words: cristobalite, tridymite, silica minerals, fumarole, gas metasomatism, Tolbachik volcano, Kamchatka.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирант; *e-mail*: fyodor.sandalov@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, канд. хим. н.; *e-mail*: estel58@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: igorpekov@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии и вулканологии, вед. спец., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: nkoshlyakova@gmail.com

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра кристаллографии, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: sbritvin@gmail.com

⁶ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, лаборатория минералогии, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; *e-mail*: mineral@kscnet.ru

Введение. Фумарола Арсенатная, расположенная на Втором шлаковом конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (СП БТТИ), принадлежащем к вулканическому массиву Толбачик на Камчатке [Большое..., 1984], уникальна в минералогическом отношении. Арсенатную и расположенную рядом с ней фумаролу Ядовитую можно считать эталонными объектами для формации наземных экскавационных минералообразующих систем окислительного типа. В отложениях Арсенатной встречена самая богатая в мире (по видовому разнообразию) фумарольная арсенатная, силикатная, сульфатная, оксидная минерализация [Пеков и др., 2020]. Необычно велико здесь разнообразие экскавационных оксидов. В Арсенатной установлены гематит, тенорит, корунд, псевдобрукит, рутил, кассiterит, различные шпинелиды, в том числе экзотические — купрошпинель CuFe_2O_4 , термазрогенит CuAl_2O_4 [Pekov et al., 2018b], и минералы кремнезема — тридимит, кристобалит и опал.

В статье охарактеризованы тридимит и кристобалит из фумаролы Арсенатная, где они демонстрируют ряд интересных особенностей. Тридимит и кристобалит как новые минералы были описаны Г. фон Ратом в вулканитах Сьерра-Сан-Кристобаль (Мексика) в 1861 и 1884 г. соответственно [Frondel, 1962]. Вулканическая формация выступает для этих модификаций кремнезема главной: кристобалит и тридимит — довольно распространенные минералы эфузивных пород (андезитов, дакитов, базальтов) и вулканических туфов, отмечены они и среди вулканического стекла.

Кристобалит на вулканах формируется в постмагматическую стадию в результате газового метасоматоза пород и в процессе девитрификации стекла [Horwell et al., 2013; Иванова и др., 2018]; кроме того, он типичен для высокотемпературных фумарол ($t > 500$ °C), где может осаждаться напрямую из вулканического газа [Africano et al., 2003; Horwell et al., 2013]. Известны находки гипергенного кристобалита — продукта раскристаллизации опала [Минералы..., 1965]. В недавней статье [Inostroza et al., 2020] описаны кристобалитовые корки в фумаролах чилийских вулканов, где, по мнению авторов этой статьи, кристобалит образовался в результате гидротермального преобразования окружающих пород. При сернокислотном изменении вулканитов кристобалит может формироваться в ассоциации с пиритом и алуниитом [Scher et al., 2012; Aguilera et al., 2016].

В целом образование этого минерала в гидротермальной среде при участии флюидов с высокой кислотностью хорошо описано в литературе [Papike et al., 1991; Africano, Bernard, 2000; Aguilera et al., 2016].

Тридимит, как и кристобалит, образуется при пневматолитовом и гидротермальном процессах, а иногда и в результате изменения

стекловатой массы вулканических пород [Минералы..., 1965]. Для кристобалита характерны две модификации — кубическая (β -форма, высокотемпературная) и тетрагональная (α -форма, низкотемпературная); β -кристобалит стабилен при низком давлении и температуре 1470–1713 °C, тогда как тетрагональный кристобалит — metastableная фаза, кристаллизующаяся в поле стабильности кварца [Боруцкий, 2010]. Кроме того, β -кристобалит трансформируется в низкотемпературную α -модификацию при температуре 170–270 °C [Боруцкий, 2010; Damby et al., 2014].

Для тридимита, в отличие от кристобалита, установлено множество структурных модификаций, в частности наблюдается большое разнообразие ромбических и моноклинных низкотемпературных форм. Гексагональная модификация тридимита (HP, устойчивая в интервале 380–1450 °C) является наиболее высокотемпературной [Graetsch, Flörke, 1991; Graetsch, 2009; Heaney et al., 2018]. Затем, при понижении температуры от 380 до 110 °C, происходит последовательная трансформация тридимита в ромбические модификации: OS → OS (со сверхструктурой) → OP. Когда температура опускается ниже 110 °C, устойчивыми становятся следующие три модификации: моноклинная (MC), моноклинная со сверхструктурой (MX-1) и ромбическая (псевдоромбическая) $\text{L}_2\text{--T}_\text{D}$ (PO-10). Последняя представляет собой класс PO- n модификаций тридимита, которые описываются как псевдоромбические, обладающие разной периодичностью укладки тетраэдрических кремнекислородных слоев. Для таких форм тридимита (PO- n) параметры элементарных ячеек таковы: $a \sim 17,2$ Å, $b \sim 9,9$ Å, $c \sim n \cdot 8,2$ Å. Всего известно 11 таких сверхструктур, где $n = 1, 2, 5, 6$ и 10 [Heaney, 2018].

В работе [Konnert, Appleman, 1978] была впервые описана ромбическая модификация PO-10, причем указано, что она более стабильна в сравнении с моноклинными формами тридимита — MC и MX-1. Последняя разновидность достоверно не установлена в природе. Ее отсутствие среди минералов может быть обусловлено несколькими причинами: 1) меньшей плотностью структуры этой модификации по сравнению с остальными низкотемпературными формами и, значит, меньшей стабильностью [Graetsch, 2009]; 2) сложностью идентификации MX-1-тридимита при подготовке пробы (растирание образца в порошок) для рентгеновской дифрактометрии из-за легкости его перехода в MC-разновидность [Heaney, 2018].

В фумаролах ряда европейских вулканов — Санторин (Греция), Этна (Италия), Нисирос (Греция), Элдфелль (Исландия) — отмечены находки моноклинного тридимита и кристобалита, нередко ассоциирующих с кристобалит-тридимитовым опалом [Balić-Žunić et al., 2016]. В отложениях фумарол двух центральноамериканских вулканов — Сантьягуито в Гватемале и Изалько в Саль-

вадоре — тоже установлен кристобалит [Stoiber, Rose, 1974]. Кристобалит и тридимит отмечены и в толбачинских фумаролах, однако детальная минералогическая характеристика для этих находок не опубликована. На Втором конусе СП БТТИ был кратко описан моноклинный тридимит: он слагает многослойные корочки толщиной до 1 см в порах обеленного шлака, а иногда встречаются тонкие бесцветные кристаллы гексагонального облика, нередко сдвойниковые [Большое..., 1984]. В высокотемпературных возгонах в фумаролах Первого и Второго конусов СП БТТИ установлен альфа-кристобалит в виде пылевидных налетов на лавах, измененных процессами газового метасоматоза [Большое..., 1984; Вергасова, Филатов, 2016].

Вулканический массив Толбачик и фумарола Арсенатная. Толбачинский вулканический массив расположен в восточной части Камчатского п-ова и относится к Ключевской группе вулканов. Под общим названием Толбачик обычно объединяют три крупные структуры: потухший андезитовый стратовулкан Острый Толбачик, действующий вулкан гавайского типа Плоский Толбачик и Толбачинский Дол — обширную активную зону площадного базальтового вулканизма с большим количеством разновозрастных шлаковых конусов. За последние полвека на Толбачике зафиксированы два базальтовых извержения, получившие названия БТТИ (наиболее мощное извержение, произошедшее в 1975–1976 гг.) [Большое..., 1984] и Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50, которое произошло в 2012–2013 гг.) [Толбачинское..., 2017]. В результате событий 1975–1976 гг. возникло несколько моногенных вулканов — шлаковых конусов Северного и Южного прорыва, в том числе Второй конус СП БТТИ, к которому приурочена самая богатая фумарольная минерализация.

Фумарола Арсенатная находится в привершинной части Второго конуса СП БТТИ. Это активная фумарола окислительного типа; относимые к ней выходы газов занимают на поверхности площадь около 60 м². В отложениях этой фумаролы установлено 53 новых минеральных вида, а всего здесь идентифицировано 180 минералов; отметим, что в это число не входят еще более 40 недоизученных минеральных фаз [Пеков и др., 2020]. Впервые фумарола Арсенатная вскрыта нашим коллективом в ходе полевых работ в 2012 г. [Pekov et al., 2014]. Сложенная вулканическими бомбами и блоками базальтового шлака, она изобилует открытыми полостями-камерами, содержащими экскальационную минерализацию в разном количестве. По большей части камеры представляют собой разветвленные извилистые трещины шириной не более 10–15 см.

Фумарольные минералы образуют корки, покрывающие поверхность вулканических бомб и базальтового шлака, а часто нацело заполняют

поры и небольшие трещины в шлаке. Наиболее сильно минерализованный участок Арсенатной имеет протяженность 15 м при ширине до 1–1,5 м в южной части и 3–4 м в северной; самые богато минерализованные полости расположены на глубине от 0,3 до 4 м. Распределение минеральных ассоциаций характеризуется четкой вертикальной зональностью, обусловленной главным образом температурным режимом [Pekov et al., 2018a; Schi-palkina et al., 2020b].

Фумарола Арсенатная приурочена к западному борту так называемого Микрограбена — крупной контракционной трещины, которая рассекает вершину Второго конуса практически в меридиональном направлении. Арсенатная — одна из самых горячих фумарол на Втором конусе СП БТТИ. Температура газов в ее свежевскрытых полостях, регулярно измерявшаяся нами с помощью хромель-алюмелевой термопары в ходе полевых работ 2012–2018 гг., колеблется от 350 до 490 °С, увеличиваясь с глубиной [Pekov et al., 2018a]. Отметим, что в 1976 г. в ходе и сразу после БТТИ температура фумарольного газа на Втором конусе достигала 700 °С [Меняйлов и др., 1980]; таким образом, происходит остывание фумарол этого конуса.

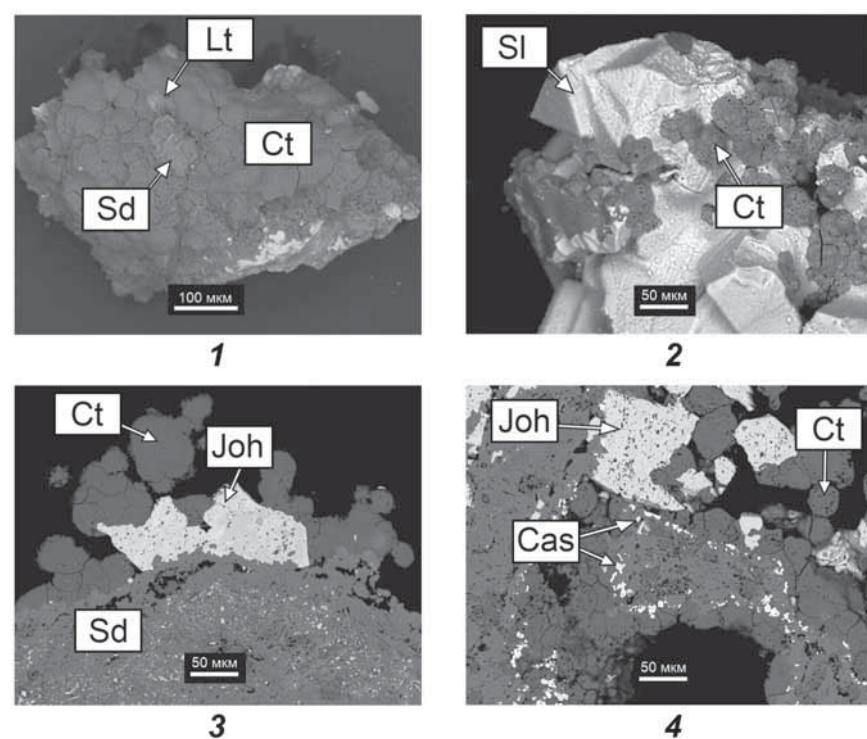
Материалы и методы исследований. Изучение микроморфологии, взаимоотношений и химического состава минералов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA X-Maxⁿ (площадь активной зоны кристалла 50 мм², сверхтонкое окно ATW-2). Разрешение прибора — 124 эВ, диаметр зонда — 3–5 мкм. Количественный энергодисперсионный анализ выполнялся на коллимированном детекторе при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 10 нА. Время накопления спектра (без учета «мертвого» времени) составляло 100 с. Порошковые рентгенограммы кристобалита и тридимита получены на дифрактометре «Rigaku R-AXIS Rapid II» с цилиндрическим детектором (монохроматизированное СоКα-излучение, 40 кВ, 15 мА, экспозиция 15 мин; геометрия Дебая–Шерпера, $d = 127,4$ мм). Интегрирование исходных данных с цилиндрического детектора выполнено с помощью программного пакета osc2tab [Бритвин и др., 2017]. Минералы методом инфракрасной спектроскопии исследованы на фурье-спектрометре ФСМ 1201 (ЛОМО, Россия) на кафедре минералогии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Образцы были приготовлены в виде суспензии минерального порошка в вазелиновом масле. Для ИК-спектра вазелинового масла характерны



Рис. 1. Желтые и бесцветные сферолиты тетрагонального кристобалита с беловатым сильвином и черным гематитом из фумаролы Арсенатная

полосы поглощения в области $720-725 \text{ см}^{-1}$, слабые полосы в области $970-1300 \text{ см}^{-1}$, полосы средней интенсивности в областях $1370-1460$, 2940 и 2850 см^{-1} . Диапазон съемки составлял $400-4000 \text{ см}^{-1}$, разрешение составляло см^{-1} , сигнал накапливался в течение 20 сканов. Спектры комбинационного рассеяния света (КР-, или рамановские спектры) получены на спектрометре «EnSpectr R532» с зеленым лазером (длина волны 532 нм) на кафедре минералогии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Мощность лазерного пучка на выходе составляла 7 мВт, голограммическая дисперсионная решетка имела 1800 штр./мм, спектральное разрешение составляло 6 см^{-1} , диаметр фокального пятна — около 10 мкм

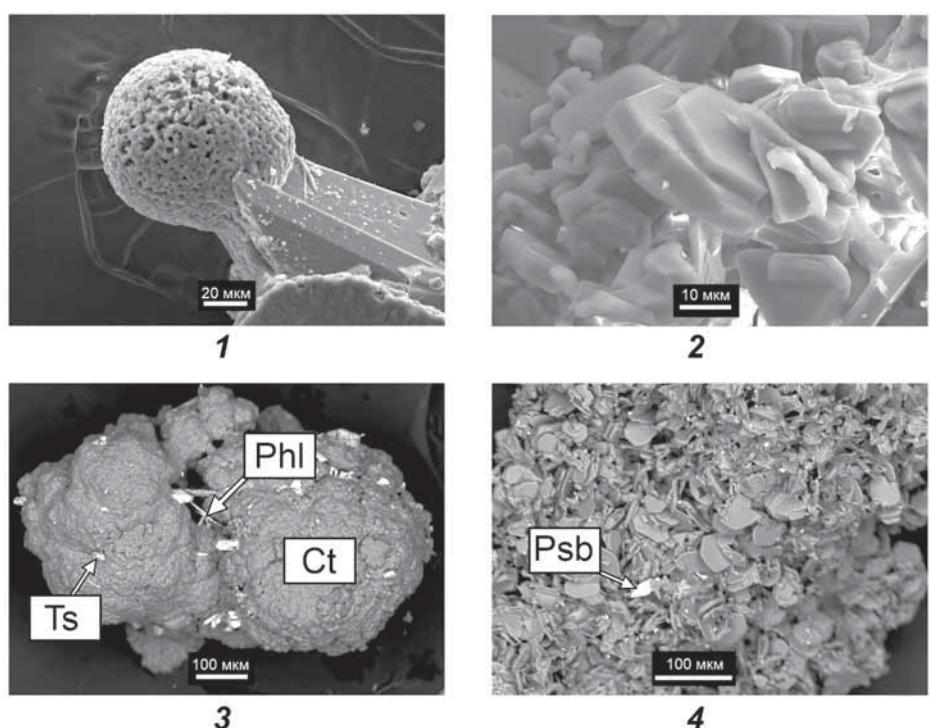


при 40-кратном увеличении. Спектры получены в интервале от 100 до 4000 см^{-1} на неориентированных образцах в режиме накопления сигнала в течение 70 с при усреднении по 20 экспозициям.

Кристобалит и тридимит из фумаролы Арсенатная. Оба этих минерала установлены в полиминеральной зоне фумаролы Арсенатная, которая в разных участках прослеживается на глубине 1–2,5 м от дневной поверхности. Температура в разных полостях этой зоны на момент их вскрытия составляла от 250 до $450 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [Pekov et al., 2018a]. Кристобалит и тридимит находятся в различных ассоциациях и демонстрируют разные формы выделения. По химическому составу они представляют собой практически чистый крем-

Рис. 2. Фото тетрагонального кристобалита (Ct) из фумаролы Арсенатная: 1, 3 и 4 — корки кристобалита с хорошо проявленной структурой типа «рыбья чешуя», образующейся при полиморфном переходе β -кристобалита в α -кристобалит; 2 — кавернозные почки кристобалита. SI — сильвин, Sd — санидин, Lt — литиодионит, Joh — йохиллерит, Cas — кассидерит. РЭМ-изображения в отраженных электронах, 3 и 4 — полированные срезы

Рис. 3. Морфология тетрагонального кристобалита из фумаролы Арсенатная: 1 — сферолит (на йохиллерите); 2 — таблитчатые кристаллы, 3 — корка с фторфлогопитом (Phl) и тилазитом (Ts), 4 — сростки псевдогексагональных таблитчатых кристаллов с псевдобрюкитом (Psb). Фото 3 и 4 — РЭМ-изображения в отраженных электронах, 1 и 2 — во вторичных электронах



незем, отвечая идеальной формуле SiO_2 : никаких элементов-примесей с атомными номерами выше, чем у Ве, на уровне, превосходящем порог их обнаружения рутинным электронно-зондовым методом, не обнаружено.

Кристобалит встречен в тесных срастаниях с санидином и сильвином. Как правило, он также ассоциирует с касситеритом, гематитом, псевдобрюкитом, фторфлогопитом, литиодионитом $\text{KNaCuSi}_4\text{O}_{10}$ и арсенатами — йохиллеритом $\text{NaCuMg}_3(\text{AsO}_4)_3$, тилазитом $\text{CaMg}(\text{AsO}_4)\text{F}$ и бадаловитом $\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}(\text{AsO}_4)_3$. Выделения кристобалита обладают различной морфологией и окраской. Так, обычны прозрачные бесцветные, белые либо желтые сферолиты размером около 0,05 мм (рис. 1). Реже встречаются почкообразные кавернозные агрегаты этого минерала до 0,1 мм на сильвиновой корке (рис. 2, 2). Иногда наблюдается обратная последовательность: сильвин нарастает на кристобалит. Наиболее распространены корки кристобалита толщиной до 70 мкм, обрастающие санидин и литиодионит (рис. 2, 1) и нарастающие на тилазит (рис. 3, 3). Встречается кристобалит и в виде агрегатов таблитчатых кристаллов (размер кристаллов до 40 мкм), которые покрывают базальтовый шлак (рис. 3, 2). Эти кристаллы имеют псевдогексагональный облик (рис. 3, 4). По отношению к санидину и арсенатам кристобалит — более поздний минерал (рис. 3, 1). Характерная особенность кристобалитовых корок в фумароле Арсенатная — специфический тип трещиноватости, так называемая структура рыбьей чешуи [Horwell et al., 2013] (рис. 2, 3, 4).

Во всех исследованных нами образцах из фумаролы Арсенатная кристобалит относится к тетрагональной модификации — α -кристобалиту, тогда

как кубическая модификация (β -кристобалит) не обнаружена. Это доказывается в первую очередь результатами порошковой рентгеновской дифрактометрии (табл. 1). В табл. 1 приведены параметры элементарных ячеек α -кристобалита для трех образцов из фумаролы Арсенатная. Отметим, что наши данные близки к литературным данным для α -кристобалита [Peacor, 1973]. На КР-спектрах (рис. 4, 2–5) видны типичные [Horwell et al., 2013] полосы кристобалита с максимумами при 110, 227, 412 и 779 cm^{-1} . На ИК-спектрах также виден характерный для кристобалита [Chukanov, 2014] максимум поглощения при 621 cm^{-1} (рис. 5, 2). Отмеченные выше трещиноватые структуры фумарольных кристобалитовых корок («рыбья чешуя») напрямую связаны с полиморфным переходом: известно, что они образуются, когда высокотемпературная β -модификация кристобалита трансформируется в низкотемпературную α -форму при $\sim 170 \div 210^\circ\text{C}$ [Damby et al., 2014].

Тридимит в фумароле Арсенатная представлен двумя модификациями: моноклинной (МС) и ромбической (РО-10), причем первая здесь более распространена. Для тридимита (МС) нами получены следующие параметры моноклинной элементарной ячейки (табл. 2): $a = 18,553(5)$, $b = 5,006(1)$, $c = 25,952(10)$ Å, $\beta = 117,68(2)^\circ$, $V = 2134,3(11)$ Å³. КР-спектр тридимита (МС) из этой фумаролы представлен на рис. 4, 1; в нем присутствуют полосы с максимумами при 351, 301, 434 и 207 cm^{-1} . Этот спектр схож с КР-спектром тридимита (МС), обнаруженного в импактном кратере Чезпик Бэй (Вирджиния, США) [Jackson et al., 2011]. Данными порошковой рентгеновской дифракции подтверждено наличие тридимита (РО-10) в фумароле Арсенатная (табл. 3). Он характеризуется следующими

параметрами элементарной ячейки: $a = 9,941(2)$, $b = 17,165(4)$, $c = 82,362(18)$ Å, $V = 14053,4(29)$ Å³. Тридимит (РО-10) образует таблитчатые кристаллы до 40 мкм, которые собраны в агрегаты размером до 90 мкм, нарастающие на санидин (рис. 6, 4). Тридимит (МС) проявляет большее разнообразие форм. Он встречается в виде сложных срастаний пластинчатых кристаллов (рис. 6, 1–3), а иногда образует игольчатые кристаллы до 0,1 мм в длину и их скопления в полостях базальтового шлака, которые наблюдаются совместно с массивными агрегатами пластинчатого тридимита неправильной формы (рис. 6, 1). Тридимит (МС) находится в ассоциации с санидином, сильвином, касситеритом и литидионитом.

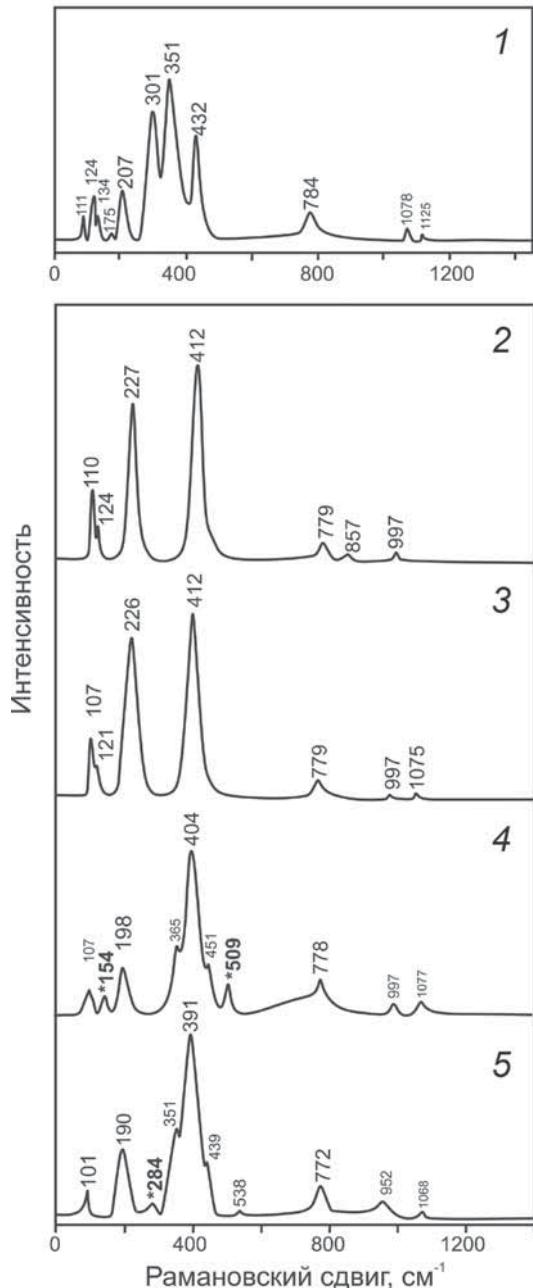


Рис. 4. КР-спектры моноклинного тридимита (1) и тетрагонального кристобалита (2–5) из фумаролы Арсенатная. Звездочкой обозначены полосы мышьяксодержащего санидина, по [Schipalkina et al., 2020a]

Таблица 1
Результаты расчета порошковых рентгенограмм и параметры элементарной ячейки тетрагонального кристобалита

hkl	1		2		3		4	
	d , Å	I , %	d , Å	I , %	d , Å	I , %	d , Å	I , %
101	4,057	100	4,042	100	4,051	100	4,045	100
111	3,147	8	3,140	11	3,142	7	3,138	7
102	2,859	10	2,844	8	2,850	7	2,846	9
200	2,493	14	2,484	13	2,488	12	2,487	12
112	2,480	5	—	—	—	—	—	—
211	2,124	3	2,118	2	2,121	2	2,119	2
202	2,028	3	2,023	2	2,023	2	2,023	2
113	1,941	5	1,933	3	1,936	3	1,933	3
212	1,879	5	1,873	3	1,875	3	1,874	3
203	1,701	3	1,695	2	1,696	1	1,695	2
301	1,617	4	1,613	3	1,614	3	1,613	3
311	1,538	3	1,535	2	1,536	1	1,535	2
302	1,500	3	1,496	2	1,498	1	1,497	2
312	1,437	3	1,433	2	1,434	1	1,433	2
214	1,374	3	1,367	1	1,370	1	1,367	1
Параметры тетрагональной элементарной ячейки		$a = 4,986$ Å	$a = 4,975$ (7) Å	$a = 4,980$ (2) Å	$a = 4,976$ (2) Å			
		$c = 6,978$ Å	$c = 6,944$ (13) Å	$c = 6,953$ (6) Å	$c = 6,945$ (6) Å			
		$V = 173,47$ Å ³	$V = 171,89$ (3) Å ³	$V = 172,40$ (1) Å ³	$V = 171,90$ (1) Å ³			

Примечания. 1 — по [Peacor, 1973], 2–4 — образцы из фумаролы Арсенатная (наши данные).

Таблица 2
Результаты расчета порошковых рентгенограмм и параметры элементарной ячейки моноклинного тридимита

hkl	1		2	
	d , Å	I , %	d , Å	I , %
-311	4,338	100	4,324	100
400	4,106	82	4,102	52
-604	3,822	15	3,825	47
-513	3,460	3	3,457	1
204	3,398	5	3,390	2
-606	2,974	5	2,976	12
404	2,784	6	2,781	2
020	2,508	22	2,500	16
-608	2,311	7	2,311	6
-11,1,3	2,127	2	2,130	1
-12,0,2	2,091	2	2,091	4
-12,0,10	1,695	2	1,697	3
-15,1,5	1,635	2	1,630	2
-3,1,11	1,535	2	1,535	2
Параметры моноклинной элементарной ячейки		$a = 18,547$ Å	$a = 18,553(5)$ Å	
		$b = 5,015$ Å	$b = 5,006(1)$ Å	
		$c = 25,938$ Å	$c = 25,952(10)$ Å	
		$V = 2136,34$ Å ³	$V = 2134,3(11)$ Å ³	
		$\beta = 117,68^\circ$	$\beta = 117,68(2)^\circ$	

Примечания. 1 — по [Hirose, 2005], 2 — образец из фумаролы Арсенатная (наши данные).

Таблица 3

Результаты расчета порошковых рентгенограмм и параметры элементарной ячейки ромбического тридимита

hkl	1		2	
	<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %	<i>d</i> , Å	<i>I</i> , %
220	4,304	100	4.301	88
226	4,093	64	4.084	100
1,-3,13	3,901	1	3.916	6
2,2,10	3,810	56	3.808	25
240	3,252	24	3.250	19
0,-4,20	2,966	15	2.971	4
2,2,22	2,814	1	2.816	7
-3,1,19	2,596	1	2.611	21
400	2,484	11	2.484	17
Параметры ромбической элементарной ячейки	<i>a</i> = 9,932 Å		<i>a</i> = 9,941 (2) Å	
	<i>b</i> = 17,216 Å		<i>b</i> = 17,165 (4) Å	
	<i>c</i> = 81,864 Å		<i>c</i> = 82,362 (18) Å	
	<i>V</i> = 13997,87 Å ³		<i>V</i> = 14053,4 (29) Å ³	

Примечания. 1 — по [Konnert, Appleman, 1978], 2 — образец из фумаролы Арсенатная (наши данные).

Результаты исследований и их обсуждение.

Кристобалит из фумаролы Арсенатная относится к тетрагональной α -модификации. Он встречается в виде сферолитов, пластинчатых кристаллов, а также корок, у которых иногда наблюдается структура типа рыбьей чешуи, возникшая в результате $\beta \rightarrow \alpha$ полиморфного перехода: этот переход сопровождается уменьшением объема приблизительно на 5%, что и обуславливает растрескивание. Для синтетического кристобалита такая трансформация ($\beta \rightarrow \alpha$)

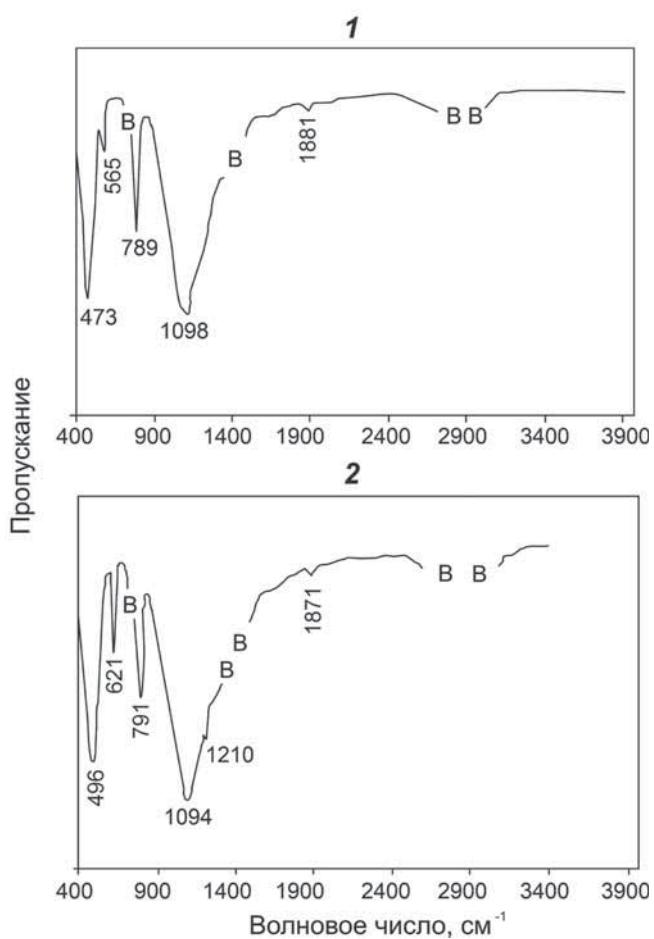


Рис. 5. ИК-спектры тридимита и кристобалита из фумаролы Арсенатная: 1 — моноклинный тридимит, 2 — тетрагональный кристобалит. Буквой В обозначены области пиков вазелинового масла, которое использовалось при подготовке проб

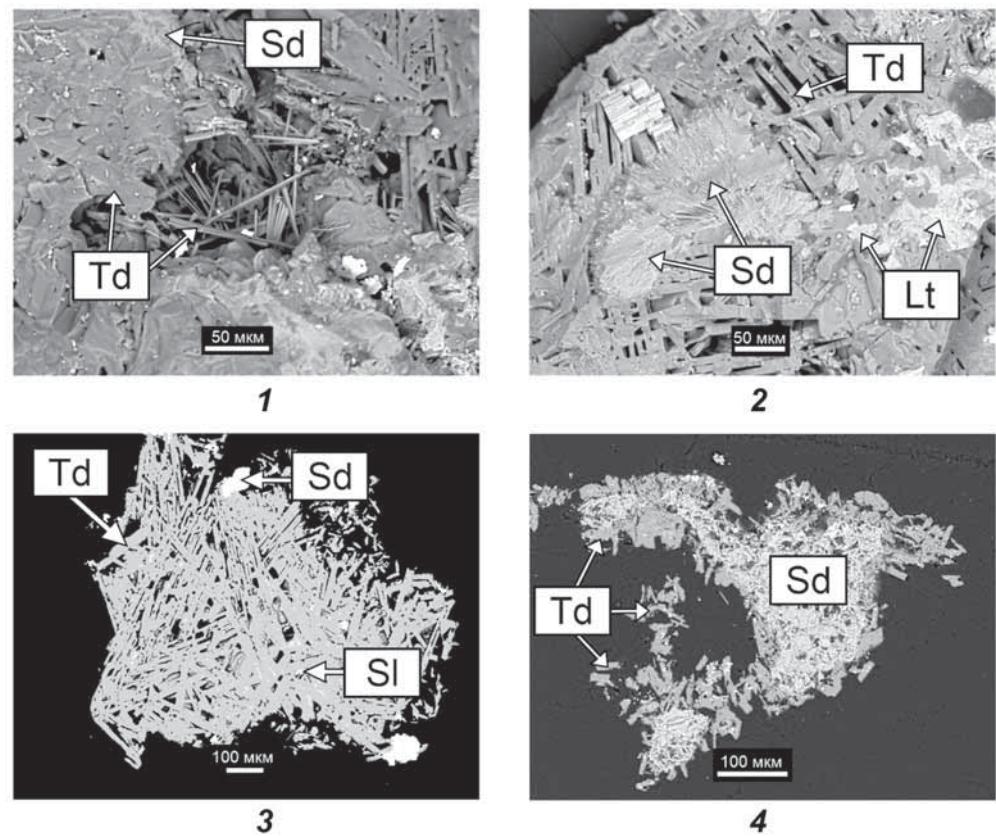


Рис. 6. Моноклинный и ромбический тридимит из фумаролы Арсенатная. На фотографиях 1–3 показан моноклинный тридимит (Td): 1 — игольчатые кристаллы в полостях и пластинчатые кристаллы с сандином (Sd); 2 — пластинчатые кристаллы, на которые нарастают сандин и литидионит (Lt); 3 — тот же образец с сандином и сильвином (Sl); 4 — каемка из кристаллов ромбического тридимита вокруг ажурных агрегатов сандинина. РЭМ-изображения в отраженных электронах, 3 и 4 — полированные срезы

наблюдается при температуре 170–270 °C [Frondel, 1962], а для природного из поствулканических образований в литературе приводится интервал 170–210 °C [Damby et al., 2014]. Авторы указанной работы подробно описали особенности полиморфного перехода $\beta \rightarrow \alpha$ в кристобалите из вулканического пепла. Ими проведен сравнительный анализ порошковых рентгенограмм двух модификаций кристобалита и установлены пределы вариаций межплоскостных расстояний для наиболее интенсивных рефлексов: для α -кристобалита это (101) с $d_{101}=3,982 \pm 4,081$ Å, а для β -формы — (111) с $d_{111}=4,082 \pm 4,137$ Å.

Кроме того, Д. Дэмби с соавторами заключили, что в вулканической системе вероятнее обнаружить α -модификацию фумарольного кристобалита, нежели β -форму, так как для стабилизации последней при низких значениях температуры необходимо значительное содержание примесных компонентов, например, не менее 6,3 масс.% Al_2O_3 [Damby et al., 2014]. У кристобалита из фумаролы Арсенатная на порошковых рентгенограммах отмечены следующие межплоскостные расстояния для главного рефлекса (d_{101} , $I = 100\%$): 4,042, 4,051 и 4,045 Å, которые, как показано выше, отвечают α -кристобалиту. Результаты ИК- и КР-спектроскопического изучения образцов исследованного нами α -кристобалита также хорошо согласуются с литературными данными для этого минерала [Peacor, 1973; Chukanov, 2014].

Для тридимита по результатам рентгеновской порошковой дифрактометрии здесь установлены две модификации — ромбическая (или, возможно, псевдоромбическая), РО-10 (pseudo-orthorhombic), или L_2-T_D и моноклинная (МС или L_1-T_O). Эти полиморфы низкотемпературного тридимита, по данным [Graetsch, 2009], наиболее распространены в природе, причем ромбический (или псевдоромбический) тридимит (РО) встречается чаще [Smelik, Reeber, 1990]. Наиболее интенсивные рефлексы порошковых рентгенограмм для тридимита (РО-10) — $d_{226}=4,09$ и $d_{220}=4,30$ Å; кроме того, в рентгенограмме присутствует отражение с $d_{240}=3,25$ Å ($I \sim 20\%$). Для моноклинного тридимита наиболее интенсивны рефлексы $d_{004}=4,10 \pm 4,11$ и $d_{-311}=4,32 \pm 4,34$ Å, а иногда проявляется рефлекс $d_{312}=3,22$ Å с $I = 3\%$ [Graetsch, Flörke, 1991]. У тридимита МС из фумаролы Арсенатная значения d для главных рефлексов (табл. 2) — 4,32 и 4,10 Å, тогда как у тридимита (РО-10) значения межплоскостных расстояний для главных рефлексов (табл. 3) составляют 4,30, 4,08 и 3,25 Å, что не противоречит рентгенодифракционным данным, полученным для этих модификаций другими исследователями [Konnert, Appleman, 1978; Hirose, 2005].

Тридимит и кристобалит в фумароле Арсенатная присутствуют в тех же минеральных ассоциациях, где встречаются сильвин, санидин, йохиллерит, фторфлогопит, тилазит, касситерит,

псевдобрукит. Совместное нахождение этих двух минералов кремнезема с касситеритом и силикатами указывает на высокотемпературные условия образования — не ниже 450–500 °C [Сандалов и др., 2018; Schipalkina et al., 2020b]. Известно, что в вулканических системах кремний может переноситься в газе в виде SiO и SiO_2 при температуре более 950 °C и давлении ~1 атм, ниже 900 °C этот элемент может находиться в газовой фазе, а кроме того, в соединениях с фтором — $SiOF_2$ или SiF_4 [Чураков и др., 2000].

Доминирование кислотных компонентов (HF, HCl) в составе фумарольных газов на Толбачике в самом начале постэруптивных процессов БТТИ [Меняйлов и др., 1980] и тесная ассоциация кристобалита и тридимита с сильвином, фторсиликатами и фторарсенатами могут указывать на перенос кремния в газовой фазе именно в соединениях с галогенами, в частности с фтором по реакции $SiF_4(\text{газ}) + 2H_2O(\text{газ}) \leftrightarrow SiO_2(\text{тв}) + 4HF(\text{газ})$. Этот процесс образования кремнезема в ходе реакции тетрафторида кремния с парами воды хорошо описан для вулканических систем [Серафимова, 1979; Зеленский, 2003; De Hoog et al., 2005]. При снижении температуры происходит нарушение равновесия газ–порода, кремний выщелачивается газом из породы с образованием летучего SiF_4 , в результате окислительного распада которого могут формироваться минералы кремнезема [Зеленский, 2003]. Другой галоген — хлор — также, вероятно, участвует в переносе кремния, формируя с ним $SiCl_4$ при температуре <750 °C [Allen et al., 2000; Shmulovich et al., 2006].

Мы предполагаем, что образование тридимита и кристобалита в фумароле Арсенатная и других фумаролах Толбачика происходило двумя способами, но в результате одного процесса — газового метасоматоза, воздействующего на базальт, причем участвовавшие в процессе газы были насыщены HCl и HF. В первом случае осаждение кристаллического кремнезема происходило, по сути, на месте, без существенного переноса Si. Кристобалит и тридимит кристаллизовались из насыщенного кремнеземом газа, для которого источником Si служил окружающий базальт. В результате замещения базальта, слагающего стенки фумарольных камер, образовались и ассоциирующие с минералами кремнезема силикаты — санидин и фторфлогопит.

Второй способ подразумевает, что выщелоченный из пород кремний мог переноситься на значительное расстояние, в первую очередь в форме SiF_4 , который затем разлагался с образованием корок SiO_2 на йохиллерите и других фумарольных арсенатах, псевдобруките, касситерите, сильвии. Мы предполагаем, что тридимит, как правило, возникал по первому механизму, судя по минеральным ассоциациям, а для осаждения кристобалита наиболее вероятным представляется второй способ.

В одной из фумарольных камер в той же полиминеральной зоне фумаролы Арсенатная, было установлено высококремнеземистое стекло. Спустя некоторое время, уже после извлечения на поверхность, оно в атмосферных условиях трансформировалось в кристобалитовый опал (К-опал). Авторами работы [Horwell et al., 2013] в стекловатой матрице андезидаций Суфриер-Хилс (о. Монтсеррат, Карибский архипелаг) отмечено присутствие «перьевидных» включений кристобалита с размерами $<1-3$ мкм. Эти исследователи предположили, принимая во внимание гипотезу [Jones, Segnit, 1972], что такие тонкие перьевидные включения кристобалита в стекле способствовали формированию фумарольного кристобалита, нарастающего на них эпигенетически. Возможно, и в массе толбачинского базальтового стекла существовали такие кристобалитовые затравки, благодаря которым именно кристобалит, а не тридимит, кристаллизовался из вулканического газа.

Заключение. Нами приведена минералогическая характеристика тетрагонального кристобалита, моноклинного и ромбического тридимита, найденных в отложениях активной фумаролы Арсенатная (вулканический массив Толбачик, Камчатка). Толбачинский тетрагональный кристобалит обладает многообразием форм — обнару-

жены корки, кавернозные агрегаты, пластинчатые кристаллы этого минерала; для моноклинного тридимита характерны сростки пластинчатых кристаллов и игольчатые выделения. Также отметим, что находка ромбического тридимита — первая в постмагматических образованиях камчатских вулканов. Все три модификации SiO_2 находятся в ассоциации с другими фумарольными оксидами (касситеритом, псевдобрюбитом, гематитом), силикатами (сандином, фторфлогопитом), арсенатами (йохиллеритом, тилазитом) и хлоридами (сильвином). Нахождение кристобалита и тридимита в таких минеральных ассоциациях указывает на относительно высокотемпературные условия их образования, не ниже $450-500$ °С, при высокой степени участия HCl и HF в этом процессе. Источником кремния выступил базальт, подвергшийся газовому метасоматозу, а перенос кремния, вероятно, осуществлялся в виде SiX_4 , где $X = \text{F}, \text{Cl}$.

Благодарности. Порошковое рентгенографическое изучение минералов осуществлено на оборудовании ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00050).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 633 с.

Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 5. Минеральные виды и метастабильное минералообразование // Нов. дан. минер. 2010. Т. 45. С. 153–166.

Бритвин С.Н., Доливо-Добровольский Д.В., Кржижановская М.Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Зап. РМО. 2017. Вып. 3. С. 104–107.

Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-экстрагационной минерализации // Вулканология и сейсмология, 2016. Т. 2. С. 3–17.

Зеленский М.Е. Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка): Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 2003.

Иванова Д.А., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. и др. Кристобалит в экструзивных породах вулкана Безымянного // Новые данные о минералах. 2018. Т. 52, № 2. С. 51–59.

Меняйлов И.А., Никитина А.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности экстрагаций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.

Минералы: Справочник. Т. 2. Вып. 2. Простые окислы / Под ред. Ф.В. Чухрова, Э.М. Бонштедт-Куплетской. М.: Наука, 1965. С. 210–225.

Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В. и др. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик — минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 826–843. DOI: 10.15372/GiG2019167.

Сандалов Ф.Д., Кошликова Н.Н., Пеков И.В. и др. Касситерит из фумарольных экстрагаций вулкана Толбачик (Камчатка): химический состав и морфогенетические особенности // Новые данные о минералах. 2019. Т. 53, № 3. С. 60–70.

Серафимова Е.К. Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 168 с.

Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50) / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 421 с.

Чураков С.В., Ткаченко С.И., Коржинский М.А. и др. Термодинамическое моделирование эволюции состава высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, Итуруп, Курилы // Геохимия. 2000. Вып. 5. С. 485–501.

Africano F., Bernard A., Korzhinsky M. High temperature volcanic gas geochemistry (major and minor elements) at Kudryavy Volcano, Iturup Island, Kuril Arc, Russia // Vulcânica. 2003. Vol. 1. P. 87–94.

Africano F., Bernard A. Acid alteration in the fumarolic environment of Usu volcano, Hokkaido, Japan // J. Volc. Geoth. Res. 2000. Vol. 97, N 1–4. P. 475–495.

Aguilera F., Layana S., Rodríguez-Díaz A. et al. Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from Lastarria Volcanic Complex: A multidisciplinary study // And. Geol. 2016. Vol. 43, N 2. P. 166–196.

Allen A.G., Baxter P.J., Ottley C.J. Gas and particle emissions from Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: characterization and health hazard assessment // Bull. Volc. 2000. Vol. 62, N 1. P. 8–19.

Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P. et al. Fumarolic minerals: an overview of active European volcanoes. Updates in Volcanology — from volcano modelling to volcano geology. L.: InTech Open Access Publishers, 2016. P. 267–322.

- Chukanov N.V.* Infrared Spectra of Mineral Species: Extended Library. Dordrecht: Sprin. Verlag, 2014.
- Damby D.E., Llewellyn E.W., Horwell C.J. et al.* The α – β phase transition in volcanic cristobalite // *J. Appl. Cryst.* 2014. Vol. 47, N 4. P. 1205–1215.
- De Hoog J.C.M., Van Bergen M.J., Jacobs M.H.G.* Vapour-phase crystallisation of silica from SiF_4 -bearing volcanic gases // *Ann. Geophys.* 2005. Vol. 48, N 4–5. P. 775–785.
- Frondel C.* The System of Mineralogy: Silica Minerals. 7th ed. N.Y.: Wiley, 1962. 334 p.
- Graetsch H., Flörke O.W.* X-ray powder diffraction patterns and phase relationship of tridymite modifications // *Z. Krist. — Cryst. Mater.* 1991. Vol. 195, N 1–4. P. 31–48.
- Graetsch H.A.* Modulated crystal structure of incommensurate low tridymite // *Acta Cryst.* 2009. Vol. 65, N 5. P. 543–550.
- Heaney P.J., Prewitt C.T., Gibbs G.V.* Silica: Physical behavior, geochemistry, and materials applications // Walter de Gruyter GmbH and Co KG, 2018. Vol. 29. 626 p.
- Hirose T., Kihara K., Okuno M. et al.* X-ray, DTA and Raman studies of monoclinic tridymite and its higher temperature orthorhombic modification with varying temperature // *J. Miner. Petrol. S.* 2005. Vol. 100, N 2. P. 55–69.
- Hoffman W., Laves F.* Zur Polytypie und Polytypie von Tridymit // *Naturwissenschaften*. 1964. Vol. 51. P. 335.
- Horwell C.J., Williamson B.J., Llewellyn E.W. et al.* The nature and formation of cristobalite at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: implications for the petrology and stability of silicic lava domes // *Bull. Volc.* 2013. Vol. 75, N 3. P. 696.
- Inostroza M., Aguilera F., Menzies A. et al.* Deposition of metals and metalloids in the fumarolic fields of Gualatiri and Lastarria volcanoes, northern Chile // *J. Volc. Geotherm. Res.* 2020. Vol. 393. P. 106803. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2020.106803.
- Jackson J.C., Horton Jr. J.W., Chou I., Belkin H.E.* Monoclinic tridymite in clast-rich impact melt rock from the Chesapeake Bay impact structure // *Amer. Miner.* 2011. Vol. 96. P. 81–88.
- Jones J.B., Segnit E.R.* The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases // *J. Geol. Soc. Austral.* 1971. Vol. 18, N 1. P. 57–68.
- Konnert J.H., Appleman D.E.* The crystal structure of low tridymite // *Acta Cryst.* 1978. B34 (2). P. 391–403.
- Papike J.J., Keith T.E., Spilde, M.N. et al.* Geochemistry and mineralogy of fumarolic deposits, Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska: Bulk chemical and mineralogical evolution of dacite-rich protolith // *Amer. Miner.* 1991. Vol. 76, N 9–10. P. 1662–1673.
- Peacor D.R.* High-temperature single-crystal study of the cristobalite inversion // *Z. Krist.* 1973. Vol. 138. P. 274–298.
- Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V. et al.* Fumarolic arsenates — a special type of arsenic mineralization // *Eur. J. Miner.* 2018a. Vol. 30. P. 305–322.
- Pekov I.V., Sandalov F.D., Koshlyakova N.N. et al.* Copper in natural oxide spinels: the new mineral thermaerogenite CuAl_2O_4 , cuprospinel and Cu-enriched varieties of other spinel-group members from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // *Minerals.* 2018b. Vol. 8, N 11. P. 498.
- Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O. et al.* New arsenate minerals from the Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. I. Yurmarinite, $\text{Na}_7(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Cu})_4(\text{AsO}_4)_6$ // *Miner. Mag.* 2014. Vol. 78, N 4. P. 905–917.
- Scher S., Williams-Jones A. E., Williams-Jones G.* Fumarolic activity, acid-sulfate alteration, and high sulfidation epithermal precious metal mineralization in the crater of Kawah Ijen Volcano, Java, Indonesia // *Econom. Geol.* 2013. Vol. 108, N 5. P. 1099–1118.
- Shchipalkina, N.V., Pekov, I.V., Britvin, S.N. et al.* Arsenic and phosphorus in feldspar framework: sanidine–filatovite solid solution series from fumarolic exhalations of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // *Phys. Chem. Miner.* 2020a. Vol. 47, N 1. P. 47.
- Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N. et al.* Unusual silicate mineralization from fumarolic sublimes of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. Part I. Ino-, cyclo-, neso-, phyllosilicates // *Eur. J. Miner.* 2020b. Vol. 32. P. 101–119.
- Shmulovich K.I., Yardley B.W.D., Graham C.M.* Solubility of quartz in crustal fluids: experiments and general equations for salt solutions and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixtures at 400–800 °C and 0,1–0,9 GPa // *Geofluids.* 2006. Vol. 6, N 2. P. 154–167.
- Smelik E.A., Reeburgh R.R.* A study of the thermal behavior of terrestrial tridymite by continuous X-ray diffraction // *Phys. Chem. Min.* 1990. Vol. 17, N 3. P. 197–206.
- Stoiber R.E., Rose W.I.Jr.* Fumarole incrustations at active Central American volcanoes // *Geoch. et Cosm. Acta.* 1974. Vol. 38. P. 495–516.

Поступила в редакцию 17.12.2020

Поступила с доработки 27.01.2021

Принята к публикации 27.01.2021

УДК 550.4

О.Ю. Дроздова¹, М.М. Карпухин², С.В. Думцев³, С.А. Лапицкий⁴

ФОРМЫ МЕТАЛЛОВ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ р. МАЛАЯ СЕНЬГА (ВЛАДИМИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучены формы металлов в воде и донных отложениях р. Малая Сеньга, расположенной в Петушинском районе (Владимирская область). Показано, что все рассмотренные металлы в исследованных водах находятся преимущественно в растворенной форме. При этом большая часть Fe, Cu, Cd и Pb в водах реки находится в виде комплексов с органическими веществами (которые в основном представлены их отрицательно заряженными соединениями), а преобладающие формы нахождения Ni и Zn — неорганические соединения и катионные комплексы с низкомолекулярными органическими лигандами.

В донных отложениях для рассмотренных металлов доля миграционноспособных форм металлов от валового содержания составляет от 10 до 30%, при этом значительная их часть представлена формами, связанными с гидроксидами железа и марганца.

Ключевые слова: тяжелые металлы, формы нахождения, природные воды, донные отложения.

In the work the speciation of metals in the water and bottom sediments of the Malaya Senga River, located in the Petushinsky district of the Vladimir region were studied. It is shown that all studied metals in the waters are predominantly in a dissolved form. At the same time, most of Fe, Cu, Cd and Pb in river waters are in the form of complexes with organic substances (which are mainly represented by their negatively charged compounds), and the main forms of occurrence of Ni and Zn are inorganic compounds and cationic complexes with low molecular weight organic ligands.

In bottom sediments for the metals, the share of migratory forms of metals relative to the total contents is from 10 to 30%, while a significant part of them is represented by forms associated with iron and manganese hydroxides.

Key words: heavy metals, speciation, natural waters, bottom sediments.

Введение. Знание химического состава поверхностных вод и донных отложений дает информацию о биогеохимических циклах металлов, поскольку он отражает процессы, которые контролируют поведение этих элементов в водоемах [Перельман, Касимов, 1999; Pokrovsky, Schott, 2002; Добровольский, 2003, 2007].

Тяжелые металлы — потенциальные токсиканты, которые, попав в водоем, распределяются между компонентами этой водной экосистемы. Они не подвергаются биологическому разложению и могут накапливаться в различных организмах, что может приводить к негативным последствиям [Sathawara et al., 2004]. Однако известно, что поведение и токсичность металлов в воде и донных отложениях зависит от их химической формы, поэтому количественная оценка различных форм

элементов более значима, чем оценка их общей концентрации [Линник, Набиванец, 1986; Будников, 1998; Папина, 2001; Sakan et al., 2013]. Исследования форм металлов в поверхностных водах важны не только с точки зрения их экологического значения, но и при оценке путей их миграции и распределения между компонентами водных экосистем [Линник и др., 2007]. Определение форм нахождения металлов в природных водах проводится с использованием экспериментальных и расчетных (теоретических) методов, но работ, в которых представлены результаты комплексных исследований при сочетании разных методов определения форм металлов, мало.

Цель работы — определение форм металлов в водах и донных отложениях небольшой р. Малая Сеньга (Владимирская область). Исследования

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод (ЛОГС), науч. с., канд. биол. н.; *e-mail*: drozdova@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, кафедра химии почв, науч. с., канд. биол. н.; *e-mail*: kmm82@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод (ЛОГС), вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail*: lapitsky@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод (ЛОГС), вед. инженер; *e-mail*: dumcev55@mail.ru

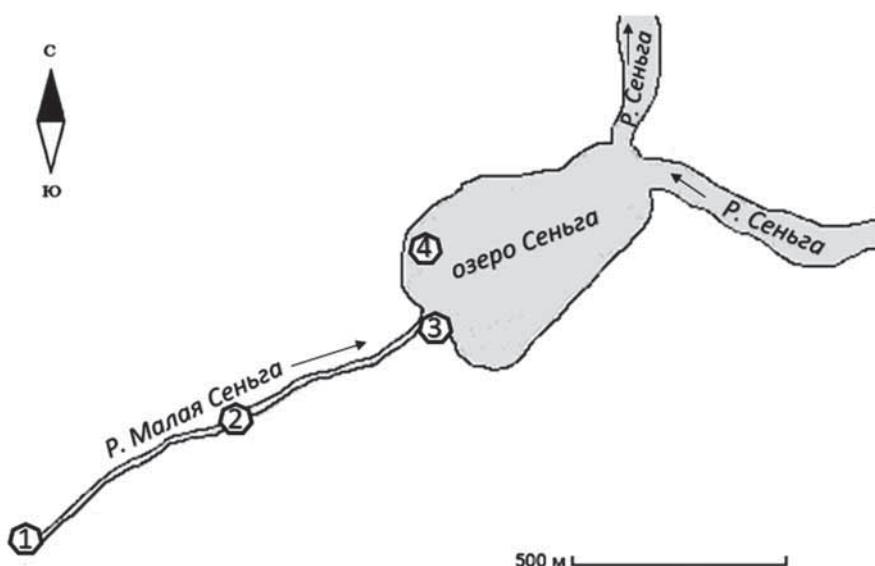


Рис. 1. Схема пробоотбора на р. Малая Сенъга: т. 1 — исток реки, т. 2. — среднее течение реки, т. 3 — устье реки, т. 4 — озеро Сенъга

проводились с использованием комбинации физических (фильтрации), химических (ионообменная хроматография) и расчетных методов, что позволило получить более подробную информацию о формах нахождения металлов в исследуемых водах.

Материалы и методы исследований. Объектами исследования были поверхностные воды и донные отложения, отобранные из р. Малая Сенъга и оз. Сенъга, в которое она впадает (Петушкинский район, Владимирская область). Район исследования находится на территории Мещёрской низменности ($N 55^{\circ}49' E 39^{\circ}22'$). Северной границей Мещёры служит р. Клязьма, западной — р. Москва, южной — р. Ока, восточной — Окско-Цининский вал. Большая часть Мещёрской низменности заболочена. Средние абсолютные отметки поверхности лежат в пределах 100–140 м. Подробное описание территории приведено в работах [Ильина, 2011; Ilina et al., 2013].

Были заложены точки опробования поверхностных вод: воды из заболоченного истока р. Малая Сенъга, среднего течения реки, устья реки при впадении в оз. Сенъга и воды озера (рис. 1).

Образцы отбирали в августе 2019 г. Отбор проб воды проводили в соответствии с ГОСТ 31861-2012 [2012]. Пробы отбирали в стерильные полипропиленовые флаконы для анализа на анионы и определения металлов, а также в стеклянные емкости для определения органического углерода. Пробы для определения металлов при отборе подкисляли HNO_3 конц. Храли образцы до анализа при $2-4^{\circ}C$.

В природных водах *in situ* измеряли электропроводность (кондуктометр «Hanna HI 9033») и значения pH (pH-метр «Hanna HI 9025»). Содержание гидрокарбонатов определяли методом титрования [ГОСТ 31957-2012]. В лаборатории в водных образцах определяли содержание неорганических анионов (на ионном хроматографе «Dionex ICS-2000», Thermo), основных катионов (на пламенном

фотометре «Jenway PFP 7» и на атомно-абсорбционном спектрофотометре «ContrAA 300» («Analytik Jena Company»), растворенного органического углерода (РОУ) и общего азота (на анализаторе «LiquiTIC trace. Elementar»). Спектры поглощения проб снимали на спектрофотометре 511 UV/Vis (Portlab). По спектрам поглощения водных проб рассчитывали показатель SUVA₂₅₄, характеризующий растворенное органическое вещество. SUVA₂₅₄ рассчитывали как отношение поглощения пробы на 254 нм к содержанию РОУ в пробе для оценки преобладания гидрофобного или гидрофильного материала в исследуемых пробах [Edzwald, Tobiason, 1999; Minor, Stephens, 2008; Matilainen et al., 2011].

В процессе изучения форм нахождения металлов в поверхностных водах оценивалось соотношение их взвешенных, коллоидной и растворенной форм. Для отделения суммы взвешенных и коллоидных форм от растворенных по мере поступления проб в лабораторию сразу проводили фильтрацию пробы с помощью мембранных фильтров (Millipore) с диаметром пор 0,22 мкм. Определение в растворенной фракции содержания анионных, катионных и нейтральных соединений металлов проводили методом ионообменной хроматографии с использованием сорбентов — катионита (Dowex 50 WX 8, 200–400, Serva) и анионита (ДЭАЭ-целлюлоза, Sigma Aldrich).

В истоке, среднем течении и устье р. Малая Сенъга отобраны донные отложения. Отбор проб донных отложений проводили в 10-сантиметровом слое в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 «Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность» [2012]. Донные отложения высушивали до воздушно-сухого состояния (при комнатной температуре), а затем растирали до состояния пудры и использовали для дальнейших исследований.

Общее содержание металлов в пробах донных отложений определяли на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой «Agilent 7500» после разложения методом спекания образца с содой [Бычкова и др., 2018; Николаева и др., 2019].

Для получения количественной информации о формах нахождения металлов в донных отложениях использовали сокращенную схему последовательного фракционирования соединений металлов по Тессье [Tessier et al., 1979]. Эта схема позволила выделить формы металлов с разной степенью подвижности: 1) водорастворимые формы (водная вытяжка); 2) обменные катионы и формы, связанные с карбонатами (ацетатно-аммонийный буфер, pH 4,8); 3) связанные с аморфными гидроксидами Fe и Mn (0,04M NH₂OH, pH 2,0); 4) связанные с органическим веществом (30% H₂O₂, pH 2,0).

Содержание металлов в водах и в вытяжках из донных отложений определяли на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой «Agilent 5110 ICP-OES».

С учетом всех полученных гидрохимических характеристик (pH, содержание основных катионов и анионов и РОУ) и содержания металлов выполнены расчеты форм металлов в водных объектах исследования с использованием программы Visual MINTEQ ver. 3.1 [Gustafsson, 2013] в сочетании с базой данных и моделями привязки гуминовых веществ NICA-Donnan.

По полученным значениям общего содержания металлов в донных отложениях рассчитаны коэффициенты концентрации (K_c) для каждого металла:

$$K_c = \frac{C_i}{C}, \quad (1)$$

где C_i — фактическое содержание элемента в донных отложениях, мг/кг; C — фоновое содержание элемента в донных отложениях, мг/кг. Фоновую концентрацию ТМ брали из отчета Александровской экспедиции 1991 г. по мониторингу загрязнения почв и донных отложений Владимирской области.

Результаты исследований и их обсуждение. По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] исследуемые воды относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой группы, за исключением вод истока реки, которые относятся к сульфатному классу кальциевой группы (табл. 1). Значения удельной электропроводности исследуемых природных вод находятся в диапазоне 54–134 мкСм/см. Исследуемые воды реки характеризуются слабокислой реакцией среды, а pH вод озера составляет 6,3. Низкие значения pH вод р. Малая Сеньга определяются их болотным питанием. Более высокие значения pH и минерализации в водах озера, вероятнее всего, связано с влиянием грунтового стока, питающего озеро. Содержание основных неорганических анионов и катионов во

всех объектах невысокое, что характерно для поверхностных вод этой территории [Ilina et al., 2013].

Таблица 1

Основные характеристики изучаемых вод

Показатель	Единицы измерения	Исток	Среднее течение	Устье	Озеро
pH	ед.	4,2	4,6	5,4	6,3
α	мкСм/см	90	54	71	134
K ⁺	мг/л	0,7	0,8	0,4	1,2
Na ⁺		1,0	1,8	1,5	3,4
Ca ²⁺		4,2	3,9	4,0	27,5
Mg ²⁺		0,7	0,6	0,7	4,9
HCO ₃ ⁻		н.о.	5,1	10,5	33,1
Cl ⁻		0,3	1,6	1,9	2,1
SO ₄ ²⁻		1,7	1,2	1,2	4,9
РОУ		52,9	43,1	27,5	17,6
C/N	ед.	74	45	37	34
SUVA ₂₅₄	л/мг·м	4,9	4,5	3,8	3,2

Воды заболоченного истока реки характеризуются наибольшим содержанием растворенного органического углерода (табл. 1). Вместе со снижением содержания РОУ по течению реки до озера происходит изменение его качественного состава, о чем свидетельствует снижение величин C/N и SUVA₂₅₄. Полученные значения этих показателей свидетельствуют о том, что в водах истока и среднего течения реки преобладает гидрофобная часть органического вещества (SUVA₂₅₄>4), в основном аллохтонного происхождения (более высокие значения C/N) [Ilina et al., 2014].

Содержание железа в исследованных водах варьирует в пределах 3,5–6,3 мг/л (табл. 2). По течению реки наблюдается снижение концентрации Fe от истока (6,3 мг/л) до устья реки (4,4 мг/л), в водах озера получены наименьшие значения — 3,5 мг/л. Корреляция содержания Fe и органического углерода в исследованных водах высокая ($R^2 = 0,97$). Наиболее выраженное уменьшение концентрации железа наблюдается между средним течением и устьем. В природных водах, богатых органическим веществом и железом, при миграции в результате трансформации комплексов с органическими веществами и полимеризации Fe(III) под воздействием различных факторов (например, инсоляции) могут образовываться коллоидные частицы гидроксида Fe и выводиться из раствора в виде осадка [Drozdova et al., 2020]. Образующиеся при этом частицы гидроксида Fe обладают высокими адсорбционными свойствами, и в процессе осаждения с ними может соосаждаться и некоторая часть ионов других металлов.

Во всех исследуемых водах наблюдается превышение ПДК_{хозбыт.} [ГН 2.1.5.1315-03] по содержанию растворимой формы железа. Особенности физико-географических условий территории (заболоченность) обусловливают высокое содержание

железа и гуминовых веществ в природных водах [Гидрогеология ..., 1966]. Такая высокая концентрация железа в поверхностных водах может влиять на качество питьевых вод населенных пунктов, имеющих подрусловой водозабор [Бондарева, 2010].

Содержание других металлов в водах реки и озера не превышает ПДК и норм Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ), принятых для водных объектов (табл. 2). Количество металлов уменьшается по течению реки к озеру. Содержание Cu, Cd, Ni, Pb в исследуемых пробах в большей степени коррелирует с содержанием растворенного органического углерода ($R^2 = 0,72 \div 0,97$), за исключением цинка, для которого установлена более высокая корреляция с железом ($R^2_{Zn-Fe} = 0,82$, $R^2_{Zn-POY} = 0,68$).

Таблица 2

Среднее содержание металлов в исследованных природных водах, мкг/л

Элемент	Исток	Среднее течение	Устье	Озеро	ПДК	Норма ВОЗ
Fe	6300	6000	4400	3500	300	300
Cu	3,00	2,00	1,10	1,55	1000	2000
Zn	20,0	30,0	10,0	2,10	1000	3000
Cd	0,10	0,08	0,05	0,01	1	3
Ni	4,10	3,10	3,00	2,00	20	—
Pb	2,80	2,10	2,00	0,50	10	10

Как указано выше, важная характеристика условий формирования химического состава вод — не только абсолютные значения, но и соотношение форм миграции металлов, в значительной степени определяющее качество вод. С учетом этого в водах р. Малая Сеньга и в оз. Сеньга изучены формы миграции металлов (табл. 3), в результате выявлено, что больше 50% Cu, Cd, Fe, Ni, Pb и Zn находится в исследуемых водах в растворенной форме.

В растворенной форме определяли количество катионных, анионных и нейтральных соединений металлов (табл. 3). Получено, что Cu, Cd, Fe и Pb находятся в исследованных водах преимущественно в анионной форме. Количество отрицательно заряженных соединений металлов снижается по течению реки. Часть соединений перечисленных металлов в природных водах представлена их комплексами с высокомолекулярными органическими лигандами, такими, как гуминовые вещества, несущие не полностью скомпенсированный отрицательный заряд. Для Ni и Zn преобладающая форма нахождения — катионная.

Расчеты с использованием программы Visual MINTEQ показали, что большая часть Fe, Cd, Cu и Pb во всех объектах исследования представлена комплексами с органическими лигандами (табл. 4). Для Ni и Zn в исследуемых водах, за исключением истока реки, преобладающая форма — неорганическая.

Таблица 3
Формы металлов в исследованных водах

Место отбора проб	Форма	Cu	Cd	Fe	Ni	Zn	Pb
Количество растворенных, коллоидных и взвешенных форм, %							
Исток	растворенная	90	84	82	90	85	88
	взвешенная + коллоидная	10	16	18	10	15	12
Среднее течение	растворенная	96	93	96	90	87	92
	взвешенная + коллоидная	4	7	4	10	13	8
Устье	растворенная	97	91	92	85	74	90
	взвешенная + коллоидная	3	9	8	15	26	10
Озеро	растворенная	98	93	96	94	90	95
	взвешенная + коллоидная	2	7	4	6	10	5
Количество катионных, анионных и нейтральных форм, %							
Исток	катионная	24	32	5	86	96	18
	анионная	75	67	80	13	4	78
Среднее течение	нейтральная	1	1	15	1	0	4
	катионная	25	21	6	80	84	34
Устье	анионная	73	78	83	19	16	64
	нейтральная	2	1	11	1	0	2
Озеро	катионная	35	25	9	84	66	28
	анионная	64	74	83	15	34	68
	нейтральная	1	1	8	1	0	4
	катионная	38	12	17	69	61	39
	анионная	60	87	80	29	36	58
	нейтральная	2	0	3	2	3	3

Таблица 4

Количество металлов, связанных с органическим веществом (%), по результатам физико-химического моделирования

Место отбора проб	Cd	Cu	Fe	Ni	Pb	Zn
Исток	99	100	100	97	99	96
Среднее течение	91	97	92	44	64	42
Устье	76	99	80	46	74	42
Озеро	63	99	93	24	82	10

При сопоставлении экспериментальных и расчетных (результаты физико-химического моделирования) данных видно, что большая часть Fe, Cu, Cd и Pb во всех точках опробования находится в виде комплексов с органическими веществами, которые преимущественно представлены их отрицательно заряженными соединениями. Эти комплексы вида $[MeL]^{n-}$ могут быть образованы с высокомолекулярными соединениями, например, с гуминовыми веществами, или с низкомолекулярными двух- и более основными кислотами.

Основная форма нахождения Ni и Zn в среднем течении и устье реки и в озере — неорганические соединения, в истоке реки — катионные комплексы с органическими лигандами, скорее всего, с низкомолекулярными продуктами метаболизма водных организмов вида $[MeL]^{n+}$.

Все исследуемые донные осадки представлены легким суглинком, содержание органического углерода в них варьирует в пределах 3,0–5,5% (табл. 5). Валовое содержание металлов в донных отложениях приведено в табл. 6. Отметим, что состав твердой фазы практически не коррелирует с содержанием $C_{\text{орг}}$ и долей илистой фракции ($R^2 < 0,3$).

Таблица 5

Общая характеристика донных отложений

Место отбора проб	Описание	$C_{\text{орг}}$, %	Fe_2O_3 , %
Исток	легкий суглинок, темно-коричневый, с растительными остатками	5,5	3,1
Среднее течение	легкий суглинок, коричневато-рыжий	4,1	5,8
Устье	легкий суглинок, рыжий	3,0	0,5

По полученным значениям K_c (табл. 6) видно, что в донных осадках наблюдается превышение фонового содержания Pb в истоке реки, Pb и Zn — в среднем течении, в устье концентрация всех рассмотренных металлов не превышает фоновых значений.

Наибольшее количество металлов в донных отложениях выявлено в среднем течении реки, что, скорее всего, связано с выведением взвешенных и коллоидных форм металлов из раствора и накоплением их в донных осадках, что согласуется с данными о формах металлов в исследованных водах (табл. 3).

Таблица 6
Содержание тяжелых металлов (C_i , мг/кг) и значения коэффициентов концентрации (K_c) в донных отложениях р. Малая Сенга

Элемент	Фон	Исток		Среднее течение		Устье	
	C	C_i	K_c	C_i	K_c	C_i	K_c
Pb	14	29,08±3,02	2,1	33,06±2,65	2,4	2,90±1,37	0,2
Zn	58	20,97±2,53	0,4	73,33±3,94	1,3	47,00±2,10	0,8
Cu	28	15,07±2,19	0,5	22,77±4,25	0,8	29,00±4,32	1,0
Fe	21634	10533±62	0,5	20133±88	0,9	1498±61	0,1
Ni	26	10,01±1,62	0,4	19,04±2,15	0,7	8,33±1,46	0,3
Cd	—	0,24±0,08	—	1,70±0,11	—	н.о.	—

В исследуемых донных отложениях преобладают остаточные формы металлов: для Fe, Cu, Zn, Ni и Pb они составляют 70% и выше. Эта фракция труднодоступная и потенциально не может участвовать в биогеохимических циклах водных экосистем. Доля «миграционно-способных» форм металлов от валового содержания в донных отложениях составляет в среднем 20–30%, понижаясь до 10–15% для Cu и Ni.

Распределение по формам в донных отложениях в целом сходно для всех рассмотренных металлов. Доля водорастворимых, обменных и связанных с органическим веществом металлов снижается вниз по течению реки (рис. 2), преобладает фракция, связанная с аморфными гидроксидами Fe и Mn. Преобладание железа в остаточной фракции по сравнению с фракцией железомарганцевых оксидов во всех образцах свидетельствует о том,

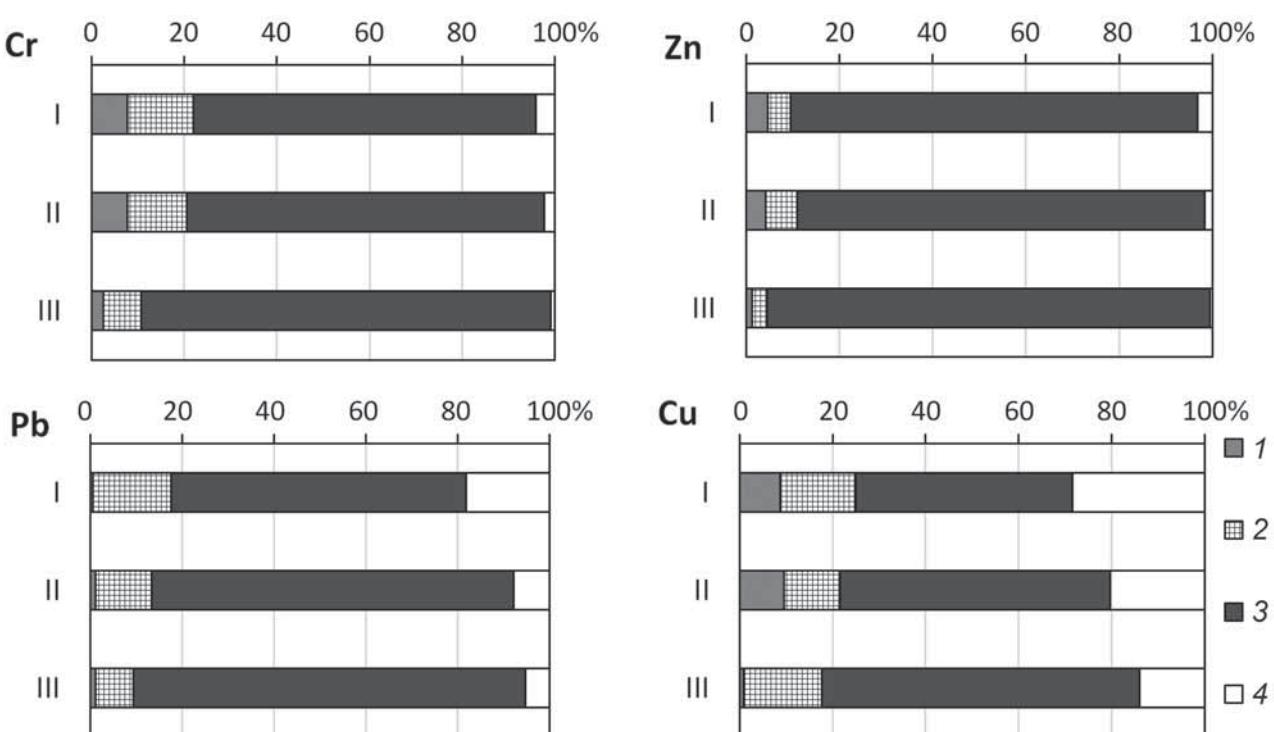


Рис. 2. Относительное распределение миграционноспособных форм нахождения металлов в исследуемых донных отложениях: I — исток реки, II — среднее течение реки, III — устье реки; 1 — водорастворимые формы; 2 — обменные формы и формы, связанные с карбонатами; 3 — формы, связанные с оксидами Fe и Mn; 4 — формы, связанные с органическим веществом

что железо в большей степени связано с кристаллической матрицей осадка.

Металлы, связанные с оксидами марганца и железа, находятся в умеренно доступных формах, но в случае значительных изменений физико-химических параметров среды и восстановительных процессов в водоеме (активизация процессов разложения, гниения и др.) может происходить их высвобождение в раствор. Металлы перейдут в обменную форму и могут стать источником вторичного загрязнения поверхностных вод [Даувальтер, 2012; Давыдова и др., 2016; Липатникова, 2018]. В таком виде они могут представлять потенциальную опасность для окружающей среды.

Заключение. Воды р. Малая Сеньга испытывают небольшую антропогенную нагрузку. Отмечено превышение установленных ПДК только по Fe. Воды реки характеризуются низким уровнем загрязнения донных отложений тяжелыми металлами, превышение фоновых значений отмечено только для Pb в истоке и в среднем течении, для Zn — в среднем течении.

Из полученных данных видно, что вниз по течению р. Малая Сеньга снижается содержание РОУ и металлов, при этом миграция тяжелых металлов происходит в основном в растворенной форме. Количество рассмотренных металлов в коллоидной и взвешенной формах в объектах исследования не превышает 18% для Cu, Cd, Fe,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.

Бондарева Д.Г. Распределение железа в поверхностных и питьевых водах Еврейской автономной области и его отражение на здоровье населения: Автореф. канд. дисс. Владивосток, 2010.

Будников Г.К. Тяжелые металлы в экологическом мониторинге водных систем // Соровский образов. журнал. 1998. № 5. С. 23–29.

Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Ермина О.С. и др. Методические особенности подготовки твердых геологических проб для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 54–60.

Гидрогеология СССР. Т. 1. Московская и смежные области. М.: Недра, 1966. 423 с.

ГОСТ 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность. М.: ИПК Изд-во стандартов, 2002.

ГОСТ 31861-2012. Вода. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2019.

ГОСТ 31957-2012. Вода. Методы определения щелочности и массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов. М.: Стандартинформ, 2019.

Давыдова О.А., Коровина Е.В., Ваганова Е.С. и др. Физико-химические аспекты миграционных процессов тяжелых металлов в природных водных системах // Вестн. ЮУрГУ. Химия. 2016. Т. 8, № 2. С. 40–50.

Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.

Ni, Pb и 26% для Zn. При этом в растворенной форме большая часть Fe, Cu, Cd и Pb находится в виде анионных комплексов с органическими веществами, доля которых уменьшается вниз по течению реки. Преобладающая форма нахождения Ni и Zn — катионные комплексы с низкомолекулярными органическими лигандами в истоке реки и неорганические соединения в озере, среднем течении и устье реки.

Анализ форм тяжелых металлов в донных отложениях показал, что металлы в них находятся преимущественно в устойчивой форме, связанной с кристаллической решеткой минералов. Доля миграционно-способных форм металлов от валового содержания в твердой фазе донных отложений изученной реки в среднем составляет 20–30% для Fe, Zn, Pb и 10–15% для Cu и Ni. При этом для всех металлов преобладают формы, связанные с гидроксидами Fe и Mn.

Благодарности. Авторы выражают благодарность следующим студентам и сотрудникам кафедры геохимии геологического факультета за содействие в проведении исследований: А.И. Ненюковой, Д.А. Бычкову и Я.В. Бычковой.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00162, проведение полевых исследований) и РНФ (проект № 19-77-00017, проведение аналитических работ).

Добровольский В.В. Основы биогеохимии: Учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Изд. центр «Академия», 2003. 400 с.

Добровольский В.В. Гипергенез и коры выветривания. Издр. тр. Т. 1. М.: Научный мир, 2007. 512 с.

Ильина С.М. Роль органометаллических комплексов и коллоидов в речном стоке бореальной климатической зоны (на примере Северной Карелии и Владимирской Мещёры): Автореф. канд. дисс. М., 2011.

Линник П.Н., Васильчук Т.А., Линник Р.П., Игнатенко И.И. Существующие формы тяжелых металлов в поверхностных водах Украины и роль органических веществ в их миграции // Методы и объекты химического анализа. 2007. Т. 2, № 2. С. 130–145.

Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 249 с.

Липатникова О.А. Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Вышневолоцкого водохранилища // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 3. С. 46 — 54.

Николаева И.Ю., Фаязулина Р.В., Бычкова Я.В. и др. Методы геохимических исследований. Ч. 1. Инструментальные методы количественного химического анализа горных пород. Подготовка геологических проб к химическому анализу. М.: Книга-Мемуар, 2019. 94 с.

Папина Т.С. Транспорт и особенности распределения тяжелых металлов в ряду: вода — взвешенное вещество — донные отложения речных экосистем // Анал. обзор. Сер. Экология. Вып. 62. ГПНТБ СО РАН; ИВЭП СО РАН. Новосибирск, 2001. 58 с.

- Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрея-2000, 1999. 610 с.
- Drozdova O.Yu., Aleshina A.R., Tikhonov V.V. et al.* Coagulation of organo-mineral colloids and formation of low molecular weight organic and metal complexes in boreal humic river water under UV-irradiation // *Chemosphere*. 2020. Vol. 250, N 126216. P. 1–10.
- Edzwald J.K., Tobiason J.E.* Enhanced coagulation: US requirements and a broader view // *Water Sci. and Technol.* 1999. Vol. 40. P. 63–70.
- Gustafsson J.P.* Visual MINTEQ ver. 3.1. 2013. URL: <http://vminteq.lwr.kth.se>
- Ilina S.M., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. et al.* Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution-mire-river and terminal lake of a boreal watershed // *Organic Geochem.* 2014. Vol. 66. P. 14–24.
- Ilina S.M., Poitrasson F., Lapitskiy S.A. et al.* Extreme iron isotope fractionation between colloids and particles of boreal and temperate organic-rich waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2013. Vol. 101. P. 96–111.
- Matilainen A., Gjessing E.T., Lahtinen T. et al.* An overview of the methods used in the characterisation of natural organic matter (NOM) in relation to drinking water treatment // *Chemosphere*. 2011. Vol. 83. P. 1431–1442.
- Minor E., Stephens B.* Dissolved organic matter characteristics within the Lake Superior watershed // *Organic Geochem.* 2008. Vol. 39. P. 1489–1501.
- Pokrovsky O.S., Schott J.* Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 190. Iss. 1–4. P. 141–179.
- Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M.* Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // *Analyst. Chem.* 1979. Vol. 51, N. 7. P. 844–850.
- Sakan S.M., Sakan N.M., Đorđević D.S.* Trace element study in Tisa River and Danube alluvial sediment in Serbia // *Intern. J. Sediment Res.* 2013. Vol. 28, Iss. 2. P. 234–245.
- Sathawara N.G., Parikh D.J., Agarwal Y.K.* Essential heavy metals in environmental samples from Western India // *Bull. Environm. Contam. Toxicol.* 2004. Vol. 73, N 4. P. 756–761.

Поступила в редакцию 09.11.2020

Поступила с доработки 27.01.2021

Принята к публикации 27.01.2021

УДК 551.340

У.Б. Фаттоев¹, А.В. Брушков², А.В. Кошурников³, А.Ю. Гунар⁴

МОРОЗНОЕ ПУЧЕНИЕ И ПУЧИНИСТОТЬ ГРУНТОВ НА ТРАССЕ ПРОЕКТИРУЕМОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ МОСКВА–КАЗАНЬ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрены процесс морозного пучения грунтов при сезонном промерзании и факторы, влияющие на него, на проектируемой трассе железной дороги Москва–Казань. Несмотря на значительную освоенность этого региона, пучинистые свойства, особенно в современных климатических условиях, изучены недостаточно. Приведены результаты полевых исследований пучинистых свойств грунтов на мониторинговых площадках, расположенных на характерных природных комплексах вдоль проектируемой трассы железной дороги Москва–Казань, где изучены физические свойства грунтов, глубина сезонного промерзания, температурный режим грунтов, режим грунтовых вод, мощность снежного покрова, а также основные характеристики пучения.

Ключевые слова: сезонно-мерзлый слой, морозное пучение, инженерные изыскания.

Frost heave and factors which affect it are considered on the projected railway Moscow–Kazan. That region is intensively developed; however, frost heave hasn't been well studied in there, especially at the present climatic conditions. Results of field studies of frost heave properties of grounds on monitoring sites along the railway Moscow–Kazan are presented; they include physical properties of grounds, depth of seasonal freezing, grounds thermal mode, groundwater dynamics, snow cover thickness and basic characteristics of frost heave.

Key words: seasonal freezing layer, frost heave, engineering survey.

Введение. Морозное пучение грунтов — один из широко распространенных процессов на территории России, который влияет на устойчивость инженерных сооружений. Исследование факторов, влияющих на пучинистые свойства грунтов, важно для выявления закономерностей и особенностей развития этого процесса и предотвращения его негативных последствий, а получение новых данных для недостаточно исследованных территорий имеет научное значение. Проявление морозного пучения зависит от состава и влажности грунтов, условий их промерзания, температурного режима [Деформации..., 1985; Брушков, Ершов, 2001]. Ранее были проведены исследования основных закономерностей развития пучения, которые выполнили еще В.И. Штуценберг [1885] и М.И. Сумгин (1929), а также А.Е. Федосов (1935), Н.И. Салтыков (1944), Б.И. Далматов [1957], Н.А. Цытович (1957), Г.П. Бредюк (1959), С. Тайбер [1965], В.Б. Швец (1965), М.Н. Гольдштейн (1971), В.Д. Карлов (1977), В.О. Орлов [1962, 1977], Э.Д. Ершов (1986), Я.Б. Горелик (2002) и другие. Территориальные закономерности проявления пучинистых свойств грунтов рассмотрены в работах Н.Г. Датского

(1935), В.М. Карпова (1961), А.В. Паталеева и А.С. Алаева (1965), А.В. Павлова [1965], В.А. Бялыницкого (1967), И.В. Чесноковой [1989], В.О. Подборской и В.В. Невечери [2015], И.В. Шестакова (2016). К сожалению, большинство работ выполнено для условий Урала и Сибири, кроме того, в последние времена крайне мало новых региональных исследований.

Цель наших исследований — изучение факторов, определяющих пучинистые свойства грунтов в современных климатических условиях. Работа выполнена в рамках проекта «Исследования свойств и сезонного промерзания грунтов и их влияния на строительство участка Москва–Казань высокоскоростной железнодорожной магистрали Москва–Казань–Екатеринбург».

Материалы и методы исследований. При исследовании пучинистых свойств грунтов использован комплекс полевых методов. Было выбрано 14 ключевых участков с учетом геологических и геокриологических условий территории. Площадки расположены вдоль магистрали Москва–Казань (рис. 1). Площадки (пл.) № 1, 2, 3, 4, 7 и 8 находятся на флювиогляциальных и аллювиальных

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, аспирант; *e-mail:* ufattoev@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, заведующий кафедрой, докт. геол.-минер. н., профессор; *e-mail:* brouchkov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н; *e-mail:* koshurnikov@msu-geophysics.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, науч. с.; *e-mail:* gunar@msu-geophysics.ru



Рис. 1. Схема расположения ключевых участков исследования

низменностях (№ 1 и № 2 — Мещерская низменность), надпойменных речных террасах (№ 3 и № 7 расположены на II надпойменной террасе р. Клязьма, № 4 и № 8 — на I надпойменной террасе р. Нерль и III надпойменной террасе р. Ока) и в поймах рек (№ 6 — пойма р. Суроверь и № 13 — пойменная терраса р. Волга). Площадки № 5, 9, 10, 11, 12 и 14 находятся на водно-ледниковых, флювиогляциальных пологих склонах (№ 5, 10, 11, 12 и 14) водораздельных равнин и на склонах водораздела (№ 5, 9). Площадки находятся в лесной (елово-сосновый, смешанный сосново-бересовый и широколиственный леса — № 1, 5, 8, 9, 14,) и лесостепной зоне с травяно-кустарниковым, луговым, кустарниково-злаково-разнотравным напочвенным покровами (№ 2, 3, 4, 6, 7, 10, 11, 12 и 13).

На каждом ключевом участке пробурено 5 скважин диаметром 108 мм и глубиной 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 и 1,0 м для установки пучиномеров и 2 репера глубиной 3,0 м, а также пробурена термометрическая (и пьезометрическая) скважина глубиной 5,0 м. Схема ключевого участка показана на рис. 2.

Режимные наблюдения включали отбор образцов грунта из скважин для определения влажности и плотности, термометрические измерения в скважинах, измерение температуры приповерхностного воздуха, фиксацию положения пучиномеров, измерение мощности и плотности снежного покрова, определение положения уровня грунтовых вод и глубины промерзания грунтов с регулярностью 1 раз в 10 сут в холодный период года (начало октября—начало апреля).

На ключевых участках № 9 и 13 оборудованы две дополнительные площадки № 9-2 и № 13-2 с условиями защиты от снежного покрова для изучения его влияния на процесс пучения и формирование температурного режима грунтов.

Кроме того, выполнен комплекс определения физических свойств грунтов (плотность, влажность, пористость, границы текучести и раскатывания, гранулометрический анализ, степень водонасыщения и показатель консистенции) по методике ГОСТ 5180-84¹.

Относительную деформацию морозного пучения грунта ε_{th} вычисляли по ГОСТ 28622-2012² по формуле

$$\varepsilon_{th} = h_f / d_i, \quad (1)$$

где h_f — вертикальная деформация образца, мм; d_i — фактическая мощность промерзшего слоя образца грунта, мм. По результатам испытаний определяли степень пучинистости грунтов в зависимости от ε_{th} по табл. 1.

Таблица 1

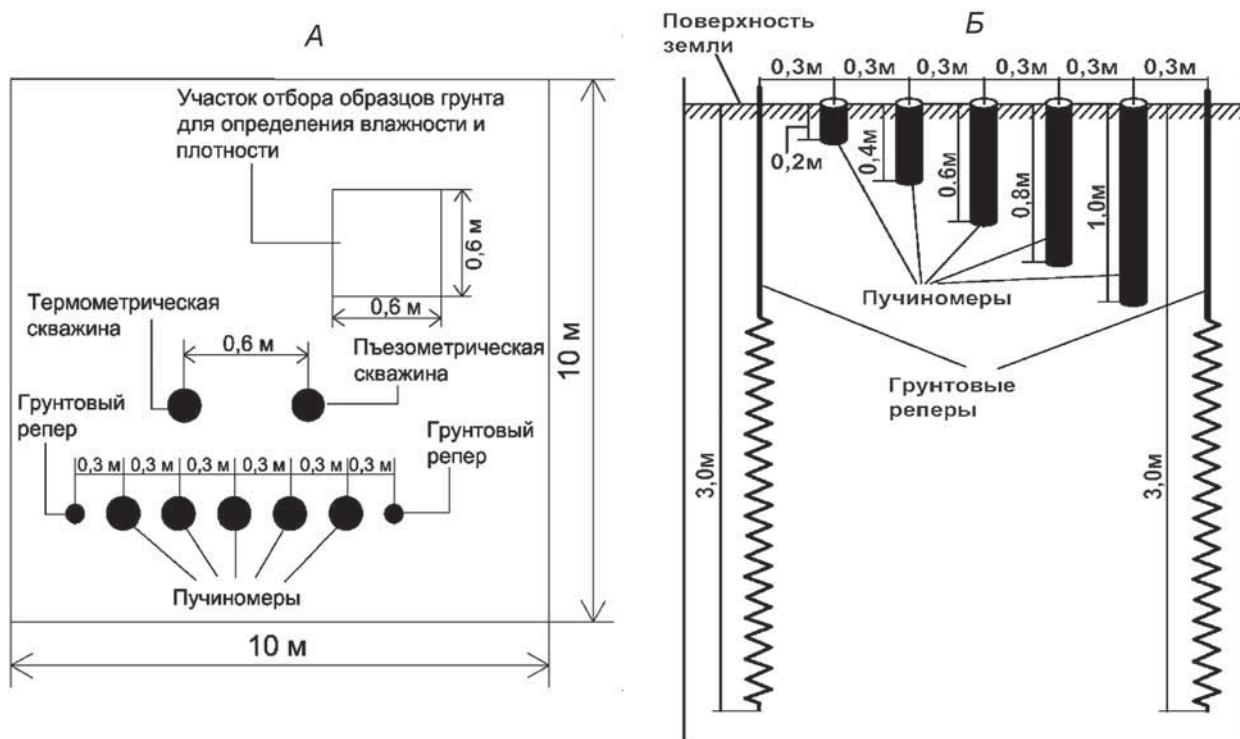
Степень пучинистости грунтов по ГОСТ 28622-2012

Степень пучинистости грунта	Относительная деформация морозного пучения образца грунта
Непучинистый	$\varepsilon_{th} < 0,01$
Слабопучинистый	$0,01 \leq \varepsilon_{th} < 0,035$
Среднепучинистый	$0,035 \leq \varepsilon_{th} < 0,07$
Сильнопучинистый	$0,07 \leq \varepsilon_{th} < 0,10$
Чрезмернопучинистый	$0,10 \leq \varepsilon_{th}$

Результаты исследований и их обсуждение. На исследуемой территории представлен комплекс ледниковых, водно-ледниковых, аллювиальных, озерно-болотных и эоловых отложений, породы сложены песчаниками, суглинками, супесями и глинами разной мощности (табл. 2, 3).

¹ ГОСТ 5180-2015. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200126371> (дата обращения: 19.06.2020).

² ГОСТ 28622-2012. Грунты. Метод лабораторного определения степени пучинистости. URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200101299> (дата обращения: 20.06.2020).

Рис. 2. Схема обустройства ключевых участков: *А* — в плане, *Б* — в разрезе

Данные, полученные в холодное время года (с начала октября до начала апреля), свидетельствуют о том, что максимальные значения температуры грунтов лежат в интервале 10,8–14,2 °С. Понижение температуры начинается в основном с середины октября и прослеживается на всех площадках. Отметки ниже 0 °С достигаются в конце ноября–начале декабря. До начала апреля

температура грунтов на всех участках остается ниже 0 °С. Минимальные значения температуры грунтов в это время изменяются от –0,5 °С до –4,6 °С. Распределение средних значений температуры грунтов по глубине за весь период измерений представлено на рис. 3.

Геокриологические условия региона характеризуются отсутствием многолетнемерзлых пород

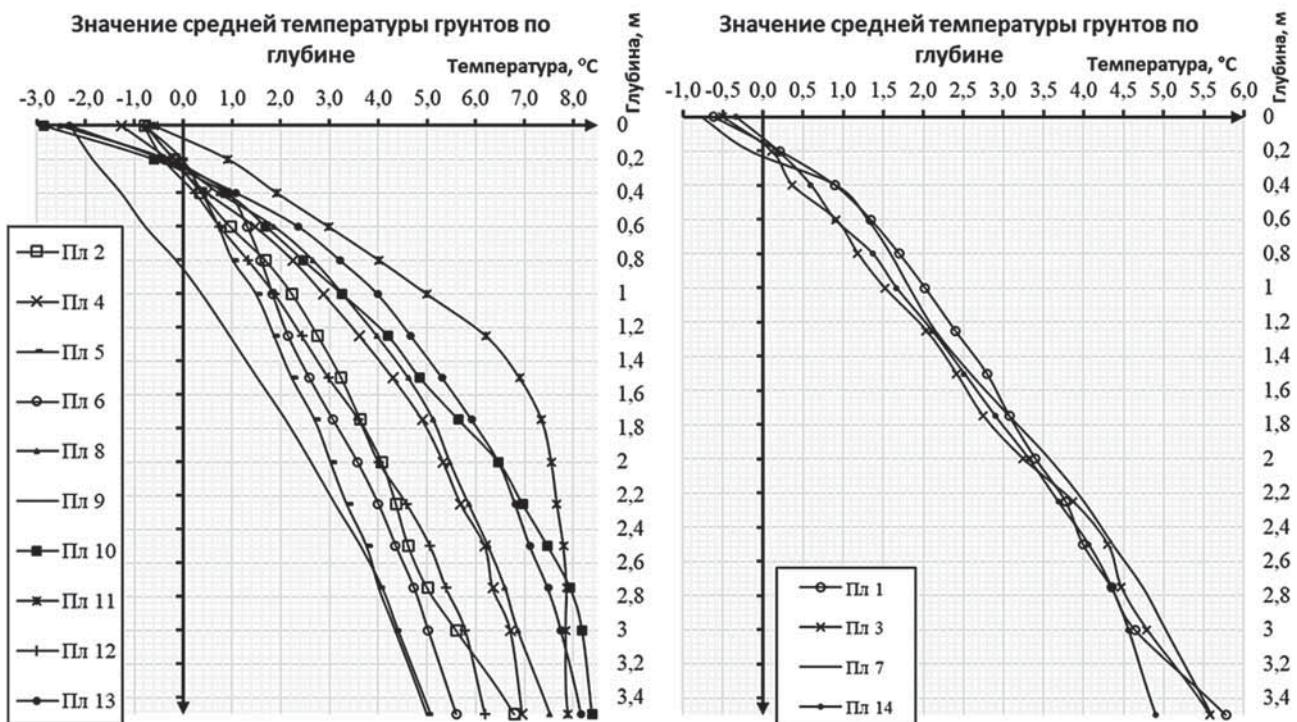


Рис. 3. Распределение средних значений температуры грунтов по глубине за холодный период года (октябрь–апрель): слева — площадки № 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13; справа — площадки № 1, 3, 7, 14

Состав грунтовой толщи на ключевых участках

Таблица 2

Слой	Номер площадки						
	1	2	3	4	5	6	7
1	Супесь коричневая, текучая (0,0–0,6 м)	Супесь коричневая, текучая (0,0–0,4 м)	Супесь коричневая, текучая, песчанистая (0,0–0,6 м)	Суглинок темно-коричневый, легкий (0,0–1,8 м)	Супесь серо-коричневая (0,0–0,2 м)	Суглинок коричневый, легкий, (0,0–0,8 м)	Супесь желто-коричневая (0,0–2,0 м)
2	Песок коричневый, средней крупности (0,6–0,8 м)	Песок желтый, мелкий (0,4–1,4 м)	Песок коричневый, мелкий (0,6–0,8 м)	Супесь темно-коричневая, текучая (1,8–5,0 м)	Песок серо-желтый средней крупности (0,2–0,8 м)	Супесь светло-серая (0,8–2,4 м)	Суглинок коричневый (2,0–2,4 м)
3	Песок желтый, мелкий (0,8–5,0 м)	Глина желтая, легкая (1,4–1,6 м)	Супесь коричневая, текучая, (0,8–5,0 м)		Песок мелкий неоднородный (0,8–1,2 м)	Глина красно-коричневая (2,4–5,0 м), с глубины 4 м желто-коричневая	Супесь желто-коричневая (2,4–5,0 м)
4		Песок желтый, средней крупности (1,6–5,0 м)			Супесь красно-коричневая (1,2–5,0 м)		
Слой	8	9	10	11	12	13	14
1	Супесь черная, твердая (0,0–0,2 м)	Супесь коричневая (0,0–0,8 м)	Суглинок коричневый, легкий, от текуче- до тугопластичного (0,0–5,0 м)	Суглинок черно-коричневый (0,0–0,4 м)	Суглинок темно-коричневый, легкий (0,0–1,0 м)	Суглинок желто-коричневый, легкий (0,0–1,2 м)	Супесь темно-коричневая (0,0–0,2 м)
2	Песок серо-коричневый, мелкий, (0,2–5,0 м)	Суглинок коричневый (0,8–1,6 м)		Суглинок светло-коричневый (0,4–5,0 м)	Суглинок желто-коричневый, тяжелый (1,0–5,0 м), с глубины 3 м красновато-коричневый легкий	Супесь желто-коричневая (1,2–1,6 м)	Супесь желтая, пластичная (0,2–0,6 м)
3		Супесь коричневая, твердая (1,6–2,0 м)				Суглинок желто-коричневый, легкий (1,6–5,0 м)	Переслаивание мелких и пылеватых песков желтого цвета (0,6–5,0 м)
4		Суглинок коричневый, легкий (2,0–5,0 м)					

Примечание. В скобках указано глубина залегания отложений (слоев).

и проявлением сезонного промерзания. Глубина сезонного промерзания грунтов изменяется от 0,17 до 0,9 м. Среднее значение влажности — в пределах 15–39%, снежный покров — от 0,25 до 0,6 м (табл. 3).

Уровень грунтовых вод (УГВ) на ключевых участках колеблется от 0,3 до 3,5 м в зависимости от ландшафта участков. На площадках № 7, 9, 10 и 14), которые расположены на склонах и водораздельных равнинах, УГВ не наблюдался за весь период. Выделяются площадки № 4, 5 и 12, на которых до начала октября УГВ находился на глубине более 5 м, а за период измерений отмечено его повышение до глубины 0,3 м (рис. 4).

Наблюдения за пучением показали, что грунты в регионе преимущественно непучинистые и слабопучинистые. Относительная деформация морозного пучения изменяется в пределах 0–0,029. Выделяются площадки № 3 и 11, на которых относительная деформация грунтов составляет $\varepsilon_{th} = 0,063$ (№ 3) и $\varepsilon_{th} = 0,065$ (№ 11) (табл. 3).

Как показано выше, в рассматриваемом регионе встречаются грунты непучинистые, слабопучинистые и местами среднепучинистые. В местах, где расположены преимущественно пески (пл. № 1, 2, 5, 8 и 9), грунты, как правило, непучинистые.

Глубина сезонного промерзания изменяется в пределах 19–90 см, максимальная температура грунтов составляет 10,81–13,26 °С, минимальная температура варьирует от –0,95 до –3,59 °С, максимальная влажность грунтов изменяется от 25 до 40%, минимальная — от 3 до 10%. Высота снежного покрова на этих площадках изменяется от 25 до 45 см (рис. 5).

В местах, где залегают суглинки и супеси (пл. № 4, 6, 7, 10, 12, 13 и 14), грунты оказались слабопучинистыми. Глубина сезонного промерзания на исследуемых участках изменяется в пределах 17–70 см, максимальная температура грунтов — в диапазоне 11,71–14,21 °С, минимальная температура от –0,55 до –4,6 °С. Влажность грунтов варьирует от 2 до 20% и до 25–68%. Высота снежного покрова в этих площадках составляет 43–60 см. На рис. 5–8 показано изменение характеристик во времени на наиболее представительных площадках.

Выделяются площадки № 3 и 11, на них выявлены среднепучинистые грунты. Другие характеристики грунтов здесь мало отличаются от таковых на других площадках, кроме пучинистых свойств и УГВ, который во время промерзания изменяется от 1,2 до 0,25 м (пл. № 11) и от 0,5–0,8 м в течение осенне-зимнего периода



Рис. 4. Изменение уровня грунтовых вод на ключевых участках

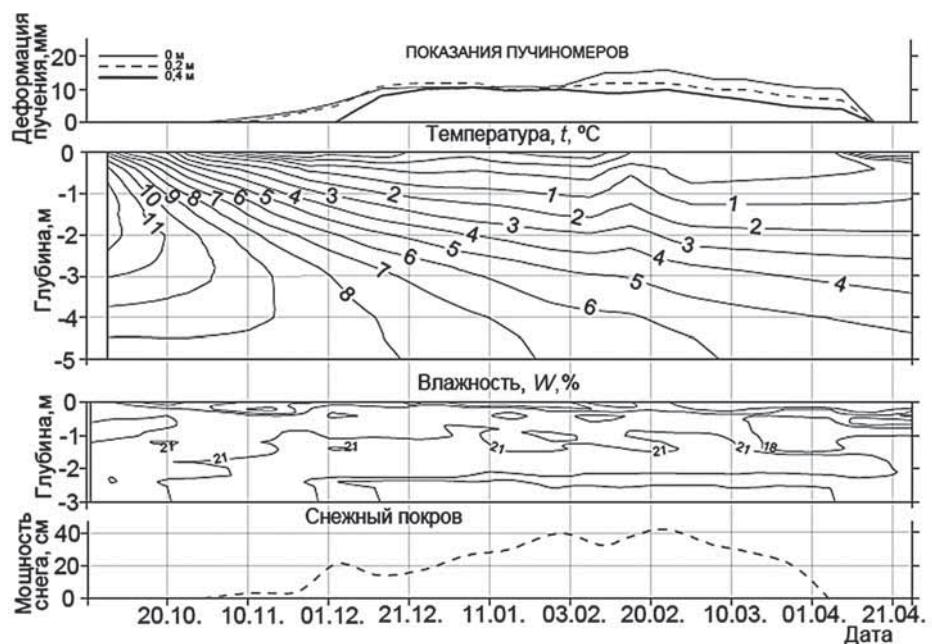


Рис. 5. Изменение деформации пучения, температуры грунтов, влажности и снежного покрова во времени на площадке № 1

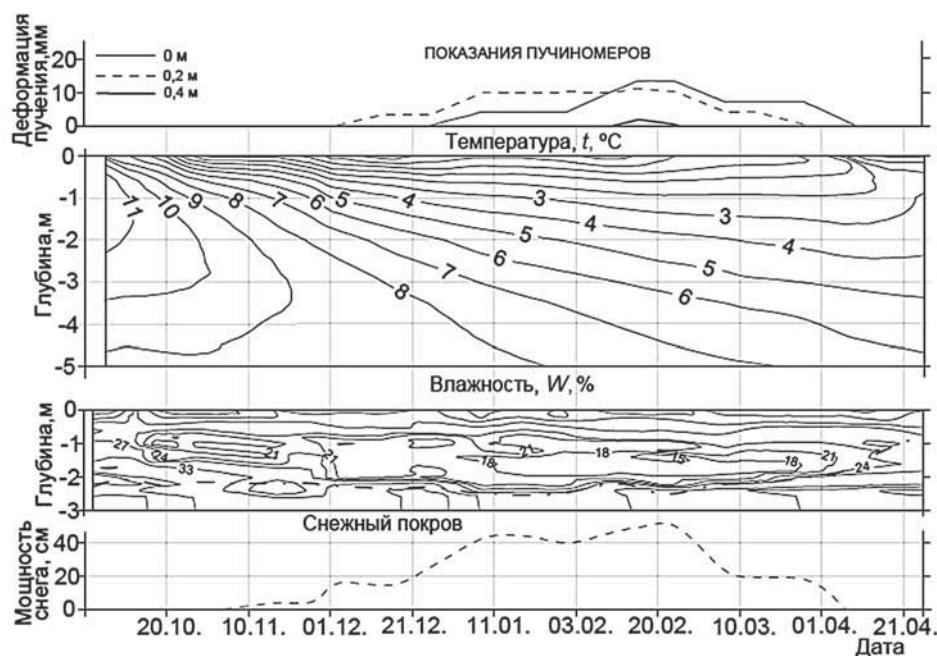


Рис. 6. Изменение деформации пучения, температуры грунтов, влажности и снежного покрова во времени на площадке № 13-1

Рис. 7. Изменение деформации пучения, температуры грунтов и влажности во времени на площадке № 13-2

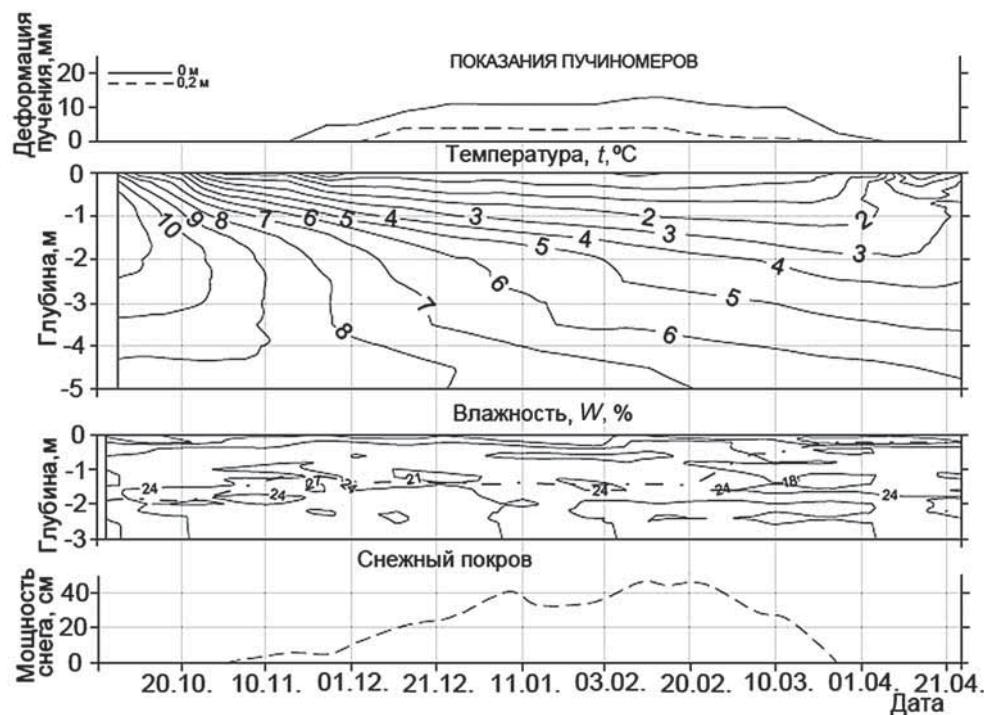
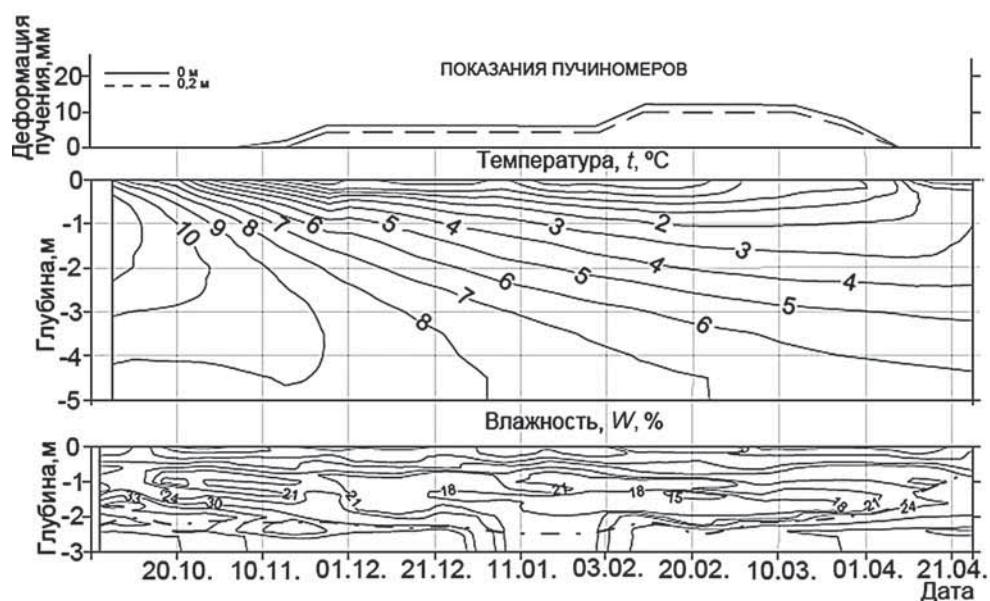


Рис. 8. Изменение деформации пучения, глубины сезонного промерзания, температуры грунтов, влажности и снежного покрова во времени на площадке № 11

до 0,2–0,3 м в начале марта (пл. № 3). Отметим, что при относительно высоких значениях деформации пучения грунтов на пл. № 3 и 11 глубина сезонного промерзания не достигает здесь большой глубины и составляет всего 19 см (пл. № 3) и 39 см (пл. № 11). Грунты на тех площадках, где отмечена относительно большая глубина промерзания (70 см на пл. № 10 и 90 см на пл. № 9), слабопучинистые и непучинистые. Причина, очевидно, заключается в уровне грунтовых вод, который отсутствует на пл. № 9 и 10 и очень неглубоко находится на пл. № 3 и 11. На других площадках с преобладанием супесей и суглинков УГВ находится преимущественно на глубине более 1,5 м, что уменьшает активность миграции влаги и, соответственно, пучение.

На ключевых участках № 9-2 и № 13-2, на которых проводились измерения без снежного покрова, отмечено понижение температуры грунтов и увеличение глубины сезонного промерзания (рис.7). Так, максимальные значения температуры грунтов изменились от 12,08 до 12,22 °С, минимальные — от -3,19 до -5,58 °С на пл. № 9-2, а на пл. № 13-2 — с 12,96 до 12,28 °С и с -2,63 до -3,05 °С. Глубина сезонного промерзания увеличились с 90 см (пл. № 9-1) до 110 см на пл. № 9-2 и с 43 см (пл. № 13-2) до 57 см на пл. № 13-2. УГВ находится на отметке >2 м на площадке № 13-2, а на площадке № 9-2 грунтовые воды отсутствуют. Выражено влияние снежного покрова на температурный режим и промерзание грунтов. Так, на пл. № 9-2 относительная деформация пучения

Таблица 3

Результаты исследования влажности, снежного покрова, глубины сезонного промерзания и пучинистости грунтов на ключевых участках

Номер площадки	Средняя влажность, W , %	Снежный покров, см	Глубина сезонного промерзания, см	Относительная деформация морозного пучения, ε_{th}	Наименование грунта по степени пучинистости, по ГОСТ 28622–2012
1	24	25	19	0,005	Непучинистый
2	15	34	38	0	
3	19	31	19	0,063	Среднепучинистый
4	30	50	35	0,01	Слабопучинистый
5	16	36	30	0	Непучинистый
6	39	60	25	0,012	Слабопучинистый
7	16	45	29	0,025	
8	15	45	58	0	Непучинистый
9-1	21	40	90	0,008	
9-2 б/с	21	0	110	0,007	
10	33	43	70	0,025	Слабопучинистый
11	34	45	39	0,065	Среднепучинистый
12	28	60	38	0,026	Слабопучинистый
13-1	35	50	43	0,023	
13-2 б/с	34	0	57	0,010	
14	21	57	17	0,029	

грунтов уменьшилось с 0,008 до 0,007, а на пл. № 13-2 — с 0,023 до 0,010. Это указывает на то, что увеличение глубины промерзания при прочих равных условиях не увеличивает, а уменьшает деформацию пучения грунтов. Причина может быть связана с уменьшением миграции влаги и льдонакопления в связи с истощением запасов влаги и обезвоживанием грунтов при глубоком залегании уровня грунтовых вод.

Заключение. Наблюдения за пучением показали, что грунты в рассматриваемом регионе преимущественно непучинистые и слабопучинистые. Грунты на участках, сложенных в основном песками (пл. № 2, 5, 8) и супесями (пл. № 1, 9), непучинистые, деформация пучения на них не отмечена в песках, а в супесях составляет $\varepsilon_{th}=0,005\div0,008$. Выделяются, однако, пл. № 3 и № 14, где грунты относятся к среднепучинистым ($\varepsilon_{th}=0,063$) и слабопучинистым ($\varepsilon_{th}=0,029$). Грунты, сложенные преимущественно суглинками (пл. № 4, 6, 7, 10, 12, 13), в основном слабопучинистые. Деформация пучения изменяется в пределах 0,01–0,026, за исключением пл. № 11, деформация пучения на которой составляет 0,065.

В рассматриваемом регионе наиболее подвержены пучению супеси, суглинки и глины.

турного режима и региональных особенностей на деформации пучения оказалось выражено меньше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брушков А.В. Ершов Э.Д. Эзогенные геологические процессы в криолитозоне. Морозное пучение грунтов //

При расчетной глубине промерзания грунтов в Московской области в среднем около 140 см и в Татарстане до 170 см, которая используется при проектировании зданий и инженерных сооружений по СП 131.13330.2012, фактическая глубина составила от 4 до 120 см (на площадке без снега). При этом глубина промерзания закономерно увеличивалась при уменьшении дисперсности и влажности грунтов, мощности снежного покрова и была наибольшей в ледниковых и аллювиальных отложениях. Ее изменение с запада на восток не выражено.

Полученные величины пучения в целом соответствуют крайне немногочисленным данным, полученным ранее. Так, исследования на территории Кирилло-Белозерского музея-заповедника показали, что криогенное пучение грунтов составляет здесь около 24 мм [Подборская, Невечеря, 2015]. Близкие значения приводят для Загорского учебного полигона А.В. Павлов [1965]. Оказалось, что величина пучения зависит главным образом от состава грунтов и особенно от близости грунтовых вод, причем максимальные значения характерны для пологих склонов, сложенных супесчано-суглинистыми флювиогляциальными отложениями. Влияние глубины промерзания, а также темпе-

Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 688 с.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1988. 357 с.

- Далматов Б.И.* Воздействие морозного пучения грунтов на фундаменты сооружений. М.; Л.: Госстройиздат, 1957.
- Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 168 с.
- Дриньяк О.Г.* Рекомендации по учету и предупреждению деформации и сил морозного пучения грунтов. М.: Стройиздат, 1986. 72 с.
- Дунаева Е.Н.* Геокриологическое описание регионов европейской территории СССР // Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1988. 358 с.
- Кудрявцев В.А., Ершов Э.Д., Чеверев В.Г* и др. Влагоперенос и сегрегационное льдовыделение в промерзающих–оттаивающих дисперсных породах // Мат-лы V Всесоюз. конф. по тепломассообмену. Минск, 1976.
- Методы геокриологических исследований / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 512 с.
- Орлов В.О.* Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Орлов В.О., Дубнов Ю.Д., Меренков Н.Д.* Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундаменты сооружений. Л.: Стройиздат, 1977.
- Павлов А.В.* Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: Наука, 1965. 254 с.
- Подборская В.О., Невечеря В.В.* Обобщение результатов режимных наблюдений за процессом криогенного пучения грунтов на территории Кирилло-Белозерского музея-заповедника // Изв. вузов. Геология и разведка. 2015. № 6. С. 60–66.
- Фадеев П.И.* Песчаные породы Мещерской низменности. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 273 с.
- Чеснокова И.В.* Пучение грунтов северо-запада европейской части СССР: Автoref. канд. дисс. М., 1989.
- Штуженберг В.И.* Заметка о пучинах на железных дорогах и мерах для их уничтожения // Инженер. 1885. Т. IV.
- Black P.B.* Interpreting unconfined unfrozen water content // Ground Freezing 91. Proceed. of the Sixth Intern. Symp. on Ground Freezing, Beijing, 10–12 September 1991. Vol. 1. Rotterdam: A.A. Balkema, 1991. P. 3–6.
- Bronfenbrenner L., Bronfenbrenner R.* Modeling frost heave in freezing soils // Cold Regions Sci. and Technology. 2010. Vol. 61. P. 43–64.
- Michałowski R., Zhu M.* Freezing and ice growth in frost-susceptible soils // Soil Stress-Strain Behavior: Measurement, Modeling and Analysis, Solid Mechanics and Its Application, Vol. 146. Springer Netherlands, 2007.
- Rempel A.* Formation of ice lenses and frost heave // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. F02S21.
- Taber S.* The Mechanics of frost heaving. Washington: Permafrost Intern. Conf., 1965.

Поступила в редакцию 15.02.2019

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 30.06.2020

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описаниедается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для непериодических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.
Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — зам. главного редактора, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 08.04.2020. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 10,7. Уч.-изд. л. 14,0. Тираж экз.

Изд. № 11723. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)
