

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

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

ЛИТОСФЕРА

Том 20 № 6 2020 Ноябрь—Декабрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 20 No. 6 2020 November—December

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2020. Том 20, № 6

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

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

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

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечуехин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45

Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес издателя и редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2020. Volume 20, No. 6

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Gunar A. Mizens

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktvykar, Russia); Vsevolod N. Anfilov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysheko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 20, № 6, 2020

Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал) <i>А. В. Маслов</i>	751
Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань) <i>Е. С. Пржиялговский, Е. В. Лаврушина</i>	771
Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в разрезе силура на Приполярном Урале <i>Т. М. Безносова, В. А. Матвеев, В. Н. Пучков, В. И. Силаев</i>	791
Биостратиграфия и палеобиогеография ганькинского горизонта (маастрихт) Западной Сибири <i>В. А. Маринов</i>	808
Предварительные результаты изучения изотопного состава углерода конодонтовых элементов на рубеже девонского и каменноугольного периодов (разрезы р. Каменка, Печорская карбонатная платформа) <i>А. В. Журавлев, И. В. Смолева</i>	829
Палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океане <i>В. С. Буртман, А. В. Дворова, С. Г. Самыгин</i>	842
О плотности теплового потока, структуре мантии и нефтегазоносности полуострова Ямал (Арктика) <i>К. С. Иванов, Н. П. Костров</i>	851
Деформация земной коры: способы изучения, закономерности, проблемы <i>А. В. Зубков, С. В. Сентябов</i>	863
Углеводороды и дегазационные процессы Титана, спутника Сатурна <i>Л. К. Малышева, А. И. Малышев</i>	873

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 20, No. 6, 2020

Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvitsa group deposits (Middle Urals) <i>A. V. Maslov</i>	751
The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan) <i>E. S. Przhiyalgovskii, E. V. Lavrushina</i>	771
A gap in sedimentation in the Silurian section of the Subpolar Urals at the Ludlow-Pridoli boundary <i>T. M. Beznosova, V. A. Matveev, V. N. Puchkov, V. I. Silaev</i>	791
Biostratigraphy and paleobiogeography of the Gan'kino horizon (Maastrichtian) of the Western Siberia <i>V. A. Marinov</i>	808
Preliminary results of studying the carbon isotope composition of conodont elements at the border of Devonian and Carboniferous periods (Kamenka river sections, Pechora carbonate platform) <i>A. V. Zhuravlev, I. V. Smoleva</i>	829
Latitudes of the Eastern Ural microcontinent and Magnitogorsk island arc in the paleozoic Ural ocean <i>V. S. Burtman, A. V. Dvorova, S. G. Samygin</i>	842
Heat flux density, mantle structure and oil and gas potential of the Yamal Peninsula (Arctic) <i>K. S. Ivanov, N. P. Kostrov</i>	851
Deformation of the Earth's crust: measurement methods, regularities, nature <i>A. V. Zubkov, S. V. Sentyabov</i>	863
Hydrocarbons and degassing processes of Saturn's satellite Titan <i>L. K. Malysheva, A. I. Malyshev</i>	873

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Acad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620016, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал)

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 13.02.2020 г., принята к печати 10.03.2020 г.

Объект исследований. В статье рассмотрен ряд геохимических особенностей (распределение лантаноидов и Th, значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^*) тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных региоярусов венда западного склона Среднего Урала. Для интерпретации результатов привлечены также данные о составе водосборов ряда современных рек и сведения о распределении тех же характеристик во взвеси и поверхностных донных осадках системы “нижнее течение р. Сев. Двина–Белое море”. **Материалы и методы.** Материалом для исследований послужили данные о содержании La, Sm, Eu, Gd, Yb и Th в почти 200 образцах глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сыльвицкой серий. Методом исследований являлся анализ локализации индивидуальных и средних точек состава глинистых пород лапландского, редкинского, беломорского и котлинского региоярусов на парных диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ –Th, разработанных на основе аналитических данных о составе донных осадков приустьевых частей разных категорий/классов современных рек. **Результаты.** Показано, что осадочные последовательности западного склона Среднего Урала в основном сложены тонкозернистым обломочным материалом, относящимся к категориям 1 (осадки крупных рек/world’s major rivers) и 2 (осадки рек, дренирующих осадочные образования/rivers draining “mixed/sedimentary” formations). Этот материал поступал в область осадконакопления, вероятно, с востока, из разрушавшегося кадомского Варангер-Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса/Тиманского орогена, и/или с запада (рифейские осадочные последовательности Камско-Бельского авлакогена). Определенный вклад вносили, возможно, также магматические и метаморфические породы фундамента Восточно-Европейской платформы, слагавшие структуры, которые в рамках современной классификации можно отнести к категории “igneous/metamorphic terranes”. **Выводы.** Полученные результаты не противоречат выводам, сделанным ранее в результате минералого-петрографических исследований конгломератов и песчаников серебрянской и сыльвицкой серий, а также данным ранее выполненного геохимического анализа глинистых пород.

Ключевые слова: венд, западный склон Среднего Урала, распределение лантаноидов и Th, категории водосборов

Источник финансирования

Исследования проведены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН

Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvitsa group deposits (Middle Urals)

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 13.02.2020, accepted 10.03.2020

Research subject. The article discusses a number of geochemical features (distribution of lanthanides and Th, values of $(La/Yb)_N$ and Eu/Eu^*) of fine-grained clastic/clay rocks of various Vendian regional stages of the western slope of the Middle Urals. The results were interpreted in the context of data on the composition of the catchment areas of a number of modern rivers and information on the distribution of the same characteristics in suspended matter and modern bottom sediments of the “downstream North Dvina River–White Sea”. **Methods and materials.** The content of La, Sm, Eu, Gd, Yb, and Th in as many as 200 samples of shales and mudstones of the Serebryanka and Sylvitsa groups served as a research material. The research method was an analysis of the localization of individual and average data points of clayey rocks of the Laplandian, Redkinian, Belomorian and Kotlinian regional stages on paired diagrams $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* and $(La/Yb)_N$ –Th developed on the basis of analytical data on the composition of bottom sediments of estuarine parts of different categories/classes of

Для цитирования: Маслов А.В. (2020) Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал). *Литосфера*, 20(6), 751–770. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770

For citation: Maslov A.V. (2020) Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvitsa group deposits (Middle Urals). *Litosfera*, 20(6), 751–770. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770

modern rivers. *Results.* It was shown that the sedimentary sequences of the western slope of the Middle Urals are mainly composed of fine-grained clastic material belonging to categories 1 (sediments of world major rivers) and 2 (sediments of rivers draining sedimentary/mixed sedimentary formations). This material is likely to have entered the sedimentation area from the east, from the growing Kadamian Varanger-Kanin-Timan folded-thrust belt/Timan orogen, or/and from the west (Riphean sedimentary sequences of Kama-Belsk aulacogen). In addition, the igneous and metamorphic rocks of the East European Platform basement composing the structures, which could be classified as “igneous/metamorphic terranes” under modern classification, were likely to have made a certain contribution. *Conclusions.* The obtained results agree well with the conclusions obtained earlier as a result of mineralogical and petrographic studies of the conglomerates and sandstones of the Serebryanka and Sylvitsa groups, as well as with the data from a previous geochemical analysis of clay rocks.

Keywords: Vendian, western slope of the Middle Urals, distribution of lanthanides and Th, categories of catchments

Funding information

The work was conducted within the framework of the project AAAA-A18-118053090044-1 of the A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

Acknowledgements

The author is grateful to the reviewer, whose recommendations contributed to the successful completion of the manuscript, and to N.S. Glushkova for preparing the illustrations.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что достаточно эффективным методом реконструкции состава пород на палеоводосборах является анализ присущих глинистым породам индикаторных отношений ряда редких и рассеянных элементов (например, La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и др.) (Маслов и др., 2018, 2020; см. также ссылки в этих работах). В основу такого подхода положены следующие представления: 1) содержания и отношения названных элементов в глинистых породах существенно не меняются в процессе седименто- и литогенеза, а также метаморфизма; 2) различные типы магматических пород характеризуются определенными ассоциациями редких и рассеянных элементов. Так, для ультраосновных пород типичными являются Ni, Cr, Co, Mg, Fe, Mn, Pd, Pt, для основных – V, Cu, Sc, Co, Sb, Ag, Zn, Nb, Y, для средних – Ti, P, Sr, As, Cd и для кислых – Sn, Pb, Zn, Be, Ba, Mo, U, W, F, Cl, Li, Rb, Th и Ta (Интерпретация..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011). Показателями присутствия в источниках сноса щелочных пород служат Zr, Nb, Ba и Hf.

На практике обычно используются не абсолютные содержания элементов, а их отношения: так, для кислых магматических образований (гранитов, гранодиоритов) характерны на один-два порядка более высокие, нежели для пород основного состава, значения отношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni (McLennan et al., 1993; Интерпретация..., 2001; Cullers, 2002; Inorganic geochemistry..., 2003; Маслов и др., 2020; и др.) и, наоборот, основные магматические породы имеют на один-два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений. Состав пород источников сноса в определенной степени контролирует и нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в осадочных породах (McLennan et al., 1990).

Вместе с тем очевидно, что во многих случаях такой подход позволяет судить о реальном составе пород палеоводосборов и типе последних весьма опосредованно. Так, с помощью хорошо известной диаграммы La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002) можно сделать достаточно обоснованный вывод о том, что на палеоводосборах преобладали кислые или основные магматические породы, но нельзя понять, имеем ли мы дело с реальным “провенанс-сигналом” или его трансляцией через несколько седиментационных циклов. Также, исходя из присущих глинистым породам величин La/Sc и Th/Co, трудно определиться с вопросом, присутствовали ли на палеоводосборах иные, нежели магматические, комплексы пород.

Представляется, что для получения ответов на эти вопросы можно в определенной степени использовать данные о геохимических характеристиках взвеси (главным образом пелитовой и алевроитопелитовой размерности) современных рек, дренирующих различные по составу слагающих их пород и по площади водосборы. Публикаций на эту тему много, среди них можно отметить такие, как (Goldstein et al., 1984; Goldstein, Jacobsen, 1988; Dupre et al., 1996; Stummeyer et al., 2002; Kamber et al., 2005; Garzanti et al., 2008; Viers et al., 2009; Bouchez et al., 2011; Bayon et al., 2015). В последней из перечисленных работ показано, что пробы поверхностного слоя донных осадков устьевых частей современных рек дают возможность выделить ряд их категорий в зависимости от размеров водосбора и переносимого осадочного материала. К числу этих категорий относятся: 1) “крупные реки”¹ (world’s major rivers), т. е. реки с площадью водосборного бассейна >100 000 км²; 2) реки, дренирующие осадочные образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations); 3) реки, питающиеся продуктами раз-

¹ Или, точнее, «осадки устьевых частей “крупных рек”».

мыва “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes); 4) реки, дренирующие вулканические провинции (rivers draining “volcanic” rocks). Представляется, что перечисленные категории можно рассматривать и как категории/классы/типы водораздельных пространств, выступавших источниками обломочного материала для различных осадочных последовательностей.

Анализ особенностей распределения РЗЭ и Th во взвешенном пелитовом и алеврито-пелитовом материале ряда крупных рек Российской Арктики позволил сделать вывод (Маслов, Шевченко, 2019), что этот материал принадлежит в основном к категориям 1 + 2 и 4. Взвеси, сходные по распределению лантаноидов и Th с материалом, относящимся к донным осадкам устьевых зон рек категории 3, для рек Российской Арктики не характерны. В результате этих исследований по аналитическим данным, приведенным в публикации (Bayon et al., 2015), был предложен ряд парных диаграмм:

$(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-Th$ и др. (рис. 1), на которых поля донных отложений крупных рек и рек, дренирующих осадочные образования, характеризуются примерно 60–80%-м перекрытием, а поля донных осадков рек, питающихся продуктами размыва водосборов, сложенных, с одной стороны, магматическими и метаморфическими образованиями, а с другой, – вулканическими породами, такого перекрытия не имеют.

В настоящей работе указанные диаграммы использованы для реконструкции категорий водосборов, выступавших источниками обломочного материала, слагающего осадочные последовательности серебрянской и сыльвицкой серий венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (западный склон Среднего Урала). Для этого мы привлекли данные о содержании РЗЭ и Th в почти 200 образцах тонкозернистых обломочных пород (глинистых сланцах, аргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах), полученные методом ICP-MS в Институте геологии и геохимии УрО

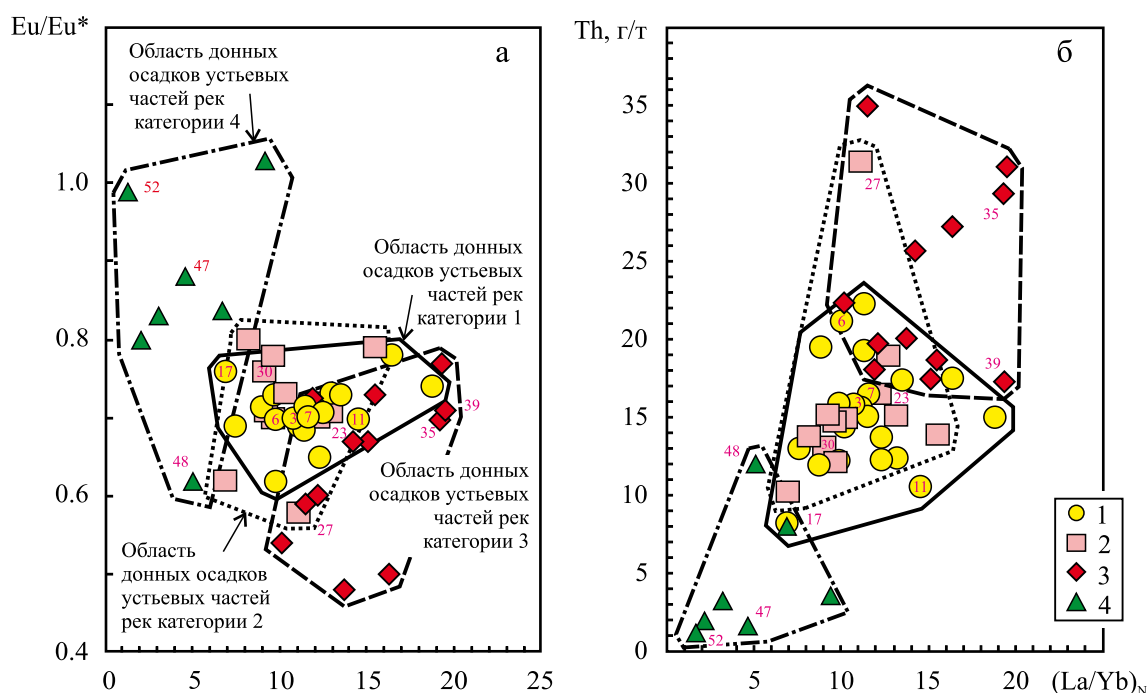


Рис. 1. Области распределения точек состава донных осадков устьевых частей различных категорий рек мира на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ (а) и $(La/Yb)_N-Th$ (б).

1 – область донных осадков устьевых частей рек категории 1 (здесь и далее арабскими цифрами на диаграммах показано положение точек типичных рек разных категорий: 3 – Миссисипи, 6 – Янцзы, 7 – Маккензи, 11 – Дунай, 17 – Фрейзер); 2 – то же рек категории 2 (23 – Сена, 27 – Мэклонг, 30 – Сефид Руд); 3 – то же рек категории 3 (35 – Карони, 39 – Аро); 4 – то же рек категории 4 (47 – Камчатка, 48 – Вайката, 52 – Гленариф). Все по (Bayon et al., 2015).

Fig. 1. Distribution of the data points of bottom sediments of estuaries of various categories of world rivers in $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ (a) and $(La/Yb)_N-Th$ (b) diagrams.

1 – the field of bottom sediments of the estuaries of category 1 rivers (hereinafter, the arabic numerals in the diagrams show the position of the data points of typical rivers of different categories: 3 – Mississippi, 6 – Yangtze, 7 – Mackenzie, 11 – Danube, 17 – Fraser); 2 – the same category 2 rivers (23 – Seine, 27 – Meklong, 30 – Safid Rud); 3 – the same category 3 rivers (35 – Karoni, 39 – Aro); 4 – the same category 4 rivers (47 – Kamchatka, 48 – Waikato, 52 – Glenariff). All according to (Bayon et al., 2015).

РАН (аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина).

ВЕНД ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Подробная характеристика строения и состава серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала приведена в публикациях (Аблизин и др., 1982; Стратотип рифея..., 1983; Гражданкин и др., 2009; и др.). В соответствии с представлениями, изложенными в работе (Гражданкин, Маслов, 2015), отложения названных крупных литостратиграфических подразделений принадлежат лапландскому, редкинскому, беломорскому и котлинскому региоярусам венда/верхнего эдиакария (рис. 2). К лапландскому региоярусу/гляциогоризонту относятся танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты серебрянской серии. Вышележащие керноская свита серебрянской серии, а также старопечнинская и перевалокская свиты сылвицкой серии принадлежат к редкинскому региоярусу. Беломорскому региоярусу отвечают вилухинская, шурышская, черемуховская, синекаменная и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты сылвицкой серии. Крутихинская и кобылоостровская подсвиты той же свиты, и, возможно, усть-сылвицкая свита относятся к котлинскому региоярусу.

Танинская свита (мощность до 500 м) серебрянской серии складывается редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и алевритистых глинистых сланцев. *Гаревская свита* (700–750 м) объединяет мелкозернистые песчаники и алевритистые глинистые сланцы с прослоями ленточно-слоистых филлитов. *Койвинская свита* (250–300 м) представлена тонко чередующимися филлитовидными апоалевролитовыми сланцами, алевролитами и пестроцветными известняками. *Бутонская свита* (300–350 м) сложена полосчатыми темно-серыми низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов. *Керноская свита* (200–1200 м) объединяет песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных алеврито-глинистых пород. Изотопный возраст присутствующих в ее верхней части трахиандезитов дворцевого комплекса (Петров и др., 2005; и др.) оценивается в 559 ± 16 (Rb-Sr метод) или 569 ± 42 (Sm-Nd метод) млн лет (Карпухина и др., 2001). U-Pb LA-ICP-MS-изотопный возраст обломочных цирконов в песчаниках свиты изменяется от 3076 до 893 млн лет (Маслов и др., 2012).

Старопечнинская свита (200–500 м) сылвицкой серии представлена диамиктитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. *Перевалокская свита* (до 300 м) объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. U-Pb изотопный возраст цирконов из вулканических туфов этой

свиты составляет 567.2 ± 3.9 млн лет (Гражданкин и др., 2011). Вилухинская подсвита (до 200 м) *чернокаменной свиты* сложена чередующимися пачками зеленовато-серых песчаников и пестроцветных алевроаргиллитов. U-Pb изотопный возраст цирконов из вулканических туфов, присутствующих в нижней части подсвиты, составляет 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006). Шурышская подсвита (170–200 м) объединяет светло- и зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с многочисленными прослоями песчаников. Черемуховская подсвита (30–35 м) – это преимущественно светло- и зеленовато-серые песчаники. В основании синекаменной подсвиты (до 160 м) залегает пакет песчаников, а выше присутствуют пачки различным образом переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников. В основании коноваловской подсвиты (до 150 м) залегает толща тонкослоистых алевролитов с прослоями песчаников, а выше наблюдаются различные по своему строению пачки переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников. Крутихинская подсвита (до 400 м) чернокаменной свиты сложена пачками песчаников и пестроцветных аргиллитов. В ее верхней части наблюдается чередование пестроцветных алевролитов и аргиллитов, темно- и зеленовато-серых алевролитов, а также коричнево-серых песчаников. Кобылоостровская подсвита (≈ 100 м) объединяет песчаники различной зернистости, чередующиеся с пачками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов. *Усть-сылвицкая свита* (500–600 м) – это в основном песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕНДЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Среди исследователей нет единства мнений относительно обстановок накопления отложений серебрянской и сылвицкой серий и, соответственно, типов и истории формирования бассейнов, существовавших в венде в области сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и западного склона Среднего Урала. По представлениям В.Н. Пучкова (2000), время формирования отложений серебрянской серии – это преимущественно спокойная в тектоническом отношении эпоха, в течение которой преобладало накопление мелководных терригенных и карбонатных толщ шельфового типа.

Напротив, пермские специалисты (Курбацкая, 1986; Ибламинов и др., 1996; и др.) считают, что на границе рифея и венды в указанной области образовался крупный континентальный щелевой рифт. В сылвицкое время на фоне кадомских орогенических событий вверх по разрезу одноименной серии происходит постепенное нарастание полимиктово-

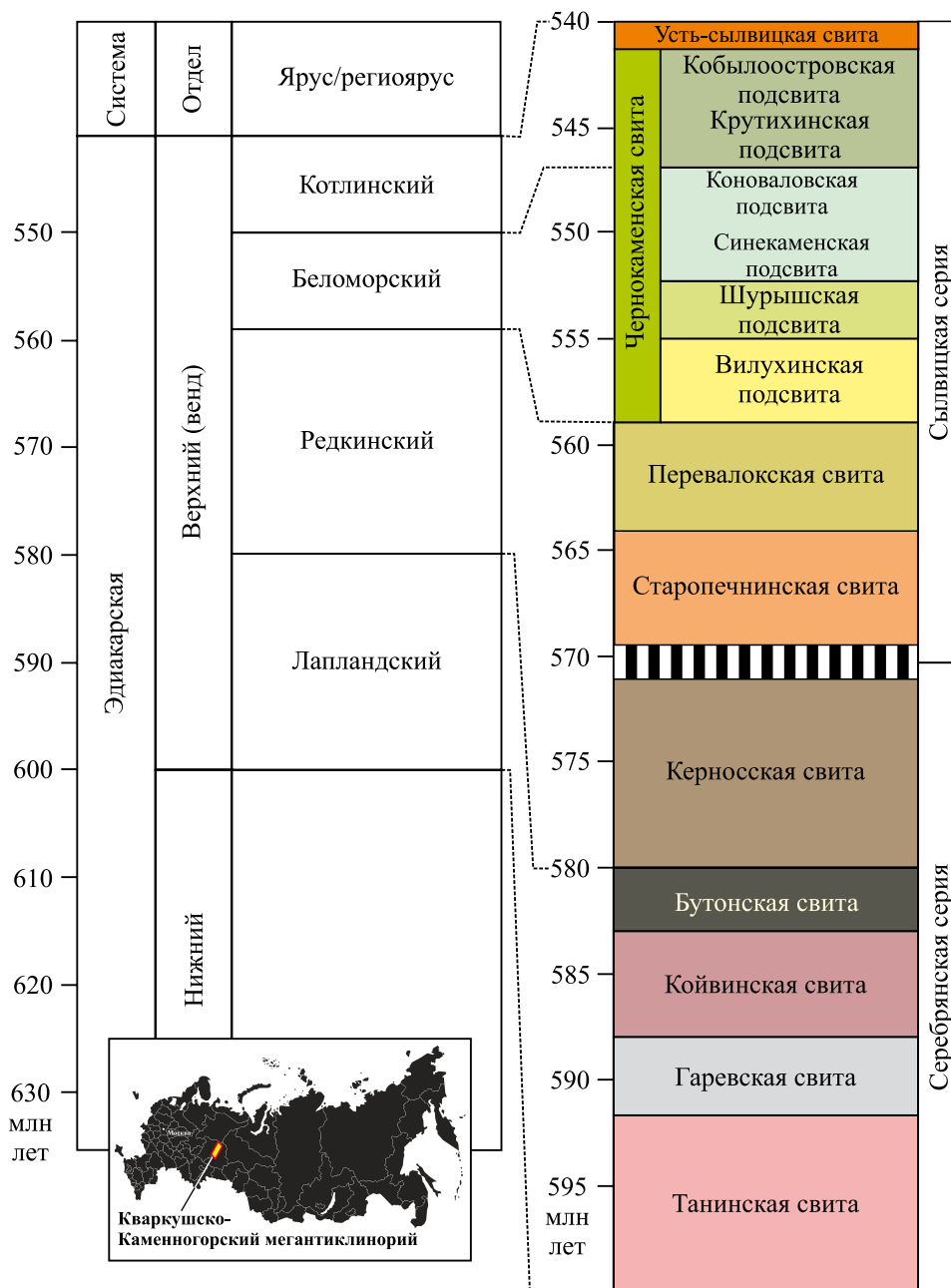


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка отложений серебрянской и сылвицкой серий венда западного склона Среднего Урала (привязка к общей стратиграфической шкале по (Гражданкин, Маслов, 2015)).

Вертикальная черная штриховка – стратиграфический перерыв.

Схема России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

Fig. 2. Synoptic stratigraphic column of the Vendian Serebryanka and Sylvitsa groups deposits on the western slope of the Middle Urals (reference to the general stratigraphic scale according to (Grazhdankin, Maslov, 2015)).

Vertical black hatching – a stratigraphic break.

The scheme of Russia is borrowed from the site <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>.

сти песчаников, меняется состав минералов тяжелой фракции, что, по всей видимости, так же как и для южноуральских разрезов, указывает на появление восточных источников сноса (Аблизин и

др., 1982; и др.). В разрезах старопечнинской свиты преобладают мелководно-морские и мариногляциальные образования (Климат..., 2004; и др.). В перевалокское время формировались относи-

тельно глубоководные фосфатоносные тонкозернистые терригенные осадки. Среди отложений чернокаменной свиты существенная роль принадлежит продельтовым и дельтовым фациям, отложившимся в период постепенного наступления береговой линии и обмеления бассейна (Маслов и др., 2003; Гражданкин и др., 2005). В усть-сылвицкое время накапливались преимущественно аллювиальные песчаные и песчано-алевритовые отложения (Клюжина, 1969; Маслов, 2003).

Считается, что бассейн осадконакопления, существовавший в позднем венде в области сочленения ВЕП и западного склона Среднего Урала, также как и южноуральский (Беккер, 1988; и др.), по целому ряду особенностей напоминал предгорный прогиб (*The Neoproterozoic Timanide...*, 2004; Гражданкин и др., 2009). В то же время Г.А. Петров (2014) считает, что разворот палеоконтинента Балтика в конце рифея–начале венда по часовой стрелке и тиманский орогенез могли привести к кривой коллизии. Такое предположение "... снимает противоречия между геологическими данными о формировании в венде – раннем кембрии аккреционно-коллизийного орогена и внутриплитными геохимическими характеристиками магматических пород этого возраста" (Петров, 2014, с. 78).

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

Главным источником валунно-галечникового материала конгломератов танинской свиты А.А. Кухаренко (1962) считал внутренние поднятия "Уральской геосинклинали". Позднее Ф.А. Курбацкой (1968), Ф.А. Курбацкой и Б.Д. Аблизиным (1970), Б.Д. Аблизиным с соавторами (1982) было показано, что в составе указанных конгломератов доминируют породы, сходные/тождественные породам кристаллического фундамента ВЕП, а обломки пород рифея, в том числе вулканиты щегровитского комплекса, играют подчиненную роль. Главная область размыва, по мнению названных авторов, располагалась к юго-западу и западу от Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, часть же материала приносилась с востока. Конгломераты койвинского уровня сложены, по их данным, преимущественно обломками кварцито-песчаников, кислых изверженных пород, кремней и кварцитов; иногда в них можно видеть редкие фрагменты карбонатных пород. Конгломераты и гравелиты керносской свиты на 90–95% состоят из обломков подстилающих пород рифея. В то же время анализ типоморфных признаков и ассоциаций типов кварца в породах фундамента и песчаниках керносской свиты позволил сделать вывод, что источником его являлись преимущественно гранито-гнейсы фундамента ВЕП (Аблизин и др., 1982). В конгломератах старопечнинской свиты преоблада-

ют обломки песчаников и кварцито-песчаников, сходных с породами подстилающей керносской свиты, кремней, карбонатных пород и фосфоритов, встречаются также фрагменты основных магматических пород, напоминающих породы дворцевого комплекса, и гранитоидов. В составе песчаников чернокаменной свиты в значительном количестве присутствуют обломки андезитовых и базальтовых порфиритов, трахитовых порфиритов и осадочных пород (Аблизин и др., 1982).

В целом в роли крупных питающих провинций, которые поставляли обломочный материал в дистальную зону Предтиманского предгорного бассейна в венде, могли выступать как Кольский и Волго-Уральский геоблоки ВЕП, так и Варангер-Канино-Тиманский складчато-надвиговый пояс/Тиманский ороген (Маслов и др., 2009; см. также ссылки в этой работе) и территория Камско-Бельского авлакогена, сложенного разнообразными осадочными образованиями рифея (Стратотип рифея..., 1983; Белоконь и др., 2001).

На территории *Кольского геоблока* присутствуют ниже- и верхнеархейские комплексы, а также ниже- и верхнепротерозойские образования (Земная кора..., 1978; Докембрийская геология..., 1988; Общая..., 2002; и др.). В состав архейских комплексов входят биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и высокоглиноземистые их разновидности, кристаллические сланцы и ортопороды различного состава, амфиболовые, амфибол-двуслюдяные и биотитовые сланцы, амфиболиты, перидотитовые и базальтовые коматиты, расслоенные габбро-лабрадориты, диориты и плагиограниты, а также ультраметагенные гранитоиды. Породы архейского возраста составляют ~85% территории Кольского полуострова. К нижнепротерозойским образованиям (~10% Кольского геоблока) принадлежат биотитовые гнейсы, плагио-амфиболиты, метадациты, метариодациты, гранат-биотитовые и двуслюдяные плагиосланцы, гранат-биотитовые гнейсы и кианитовые сланцы, метатрахиандезиты, метабазальты и метапикритбазальты, с которыми связаны массивы перидотитов, пироксенитов и габбро. Породы рифейского возраста (около 3%) представлены осадочными породами, а также габбро-норитами, чарнокит-гранитами, гранодиоритами, щелочными гранитами и граносиенитами. Суммируя сказанное, можно сделать вывод, что Кольский геоблок, объединяющий преимущественно "магматические/метаморфические" территории, в рамках классификации водосборов, предложенной в работе (Bayon et al., 2015), следует считать питающей провинцией категории 3.

В составе *Волго-Уральского геоблока* также известны ниже- и верхнеархейские образования и нижнепротерозойские комплексы (Богданова, 1986; Докембрийская геология, 1988; Минц и др., 2010; и др.). К нижнему архею здесь принад-

лежат двупироксеновые кристаллосланцы, гиперстеновые и глиноземистые плагиогнейсы, эндибитогнейсы, чарнокитоиды и аляскитовые граниты. В ряде районов присутствуют гнейсы и мигматиты, а также плагиограниты. Раннеархейский возраст имеют предположительно также метагаббро, нориты и анортозиты, шпинелевые перидотиты, пироксениты и габбро-нориты. Верхнеархейские образования представлены высокоглиноземистыми кристаллосланцами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами (Древние платформы..., 1977; Ситдилов, 1982; Докембрийская геология, 1988; и др.), а также плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. К нижнему протерозою в пределах Альметьевского выступа отнесены кристаллические сланцы (Докембрийская геология, 1988). В целом доля архейских интразональных образований на предвентской поверхности в пределах Волго-Уральского геоблока составляет $\approx 65\%$, а позднепротерозойских супракристаллических – не более 4–5% (Маслов и др., 2009). Следовательно, и Волго-Уральский геоблок в соответствии с классификацией, предложенной в работе Г. Байона с соавторами, можно рассматривать как питающую провинцию категории 3, т. е. совокупность разнообразных по строению и составу “магматических/метаморфических” террейнов.

Варангер-Канино-Тиманский складчато-надвиговый пояс/Тиманский ороген сложен позднедокембрийскими осадочно-метаморфическими, вулканогенно-обломочными и магматическими комплексами (Белякова, Степаненко, 1991; Gee et al., 2000; Dovzhikova et al., 2004; The Neoproterozoic Timanide..., 2004; и др.). Его наиболее крупной структурой является неопротерозойский аккреционный комплекс, сложенный метаморфизованными песчаниками и сланцами, гранитами, вулканогенными и вулканокластическими образованиями, габброидами, диоритами и гранодиоритами, риолитами, риолит-порфирами и ультраосновными породами. Пространственно с аккреционным комплексом сопряжены неопротерозойские офиолиты Енганэ-Пэ и островодужные ассоциации марункуского комплекса. Не зная, однако, процентных соотношений между всеми перечисленными типами пород, Варангер-Канино-Тиманский пояс трудно определенно отнести к какой-либо категории питающих провинций в понимании Г. Байона с соавторами; это может быть и категория 3, и категория 2. Последнее возможно при преобладании в составе пояса осадочно-метаморфических и вулканогенно-обломочных образований.

Камско-Бельский авлакоген представляет собой крупную отрицательную структуру, разделяющую Пермско-Башкирский и Татарский своды. Он выполнен мощным (до 10–12 км) комплексом терригенных и карбонатных отложений рифея. Считается, что основным источником обломочного ма-

териала для рифейских последовательностей, выполняющих авлакоген, являлся Татарский свод, на территории которого распространены преимущественно породы архея. На схематической геологической карте предвентского рельефа (Белоконов и др., 2001, рис. 22) видно, что непосредственно к западу от современного Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на предвентском срезе распространены кристаллические комплексы архея–нижнего протерозоя и осадочные образования рифея, слагающие северные фланги Камско-Бельского авлакогена. Контур, который можно условно считать палеоводосбором-источником тонкой алюмосиликокластике для серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала, имеет размер 300×300 км и примерно соответствует протяженности с севера на юг Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, располагаясь непосредственно к западу от него, примерно на 25–30% состоит из осадочных пород рифея и приблизительно на 75–70% – из дорифейских кристаллических образований. В соответствии с классификацией Г. Байона с соавторами, такой палеоводосбор может быть, по всей видимости, отнесен к категории 1 или, что не менее вероятно, к категории 3.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ И Th В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ ВЕНДА

Геохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород различных литостратиграфических подразделений (свит и подсвит) серебрянской и сылвицкой серий мы будем далее рассматривать в рамках их принадлежности к региоярусам венда (верхнего эдиакария). Средние, минимальные и максимальные содержания в указанных породах ряда лантаноидов и значения таких параметров, как $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , приведены в табл. 1.

Согласно полученным аналитическим данным, среднее содержание La в глинистых породах венда западного склона Среднего Урала варьирует от 28.05 ± 14.34 г/т (редкинский региоярус) до 50.06 ± 9.71 г/т (котлинский региоярус) (в PAAS – 38.2 г/т), что с учетом погрешностей можно рассматривать как достаточно сопоставимые величины. Несколько по-иному ведут себя средние концентрации Yb. Минимальная величина Yb_{cp} характерна для глинистых пород лапландского региояруса (1.82 ± 0.92 г/т), максимальная присуща тонкозернистым алюмосиликокластическим породам котлинского региояруса (3.35 ± 0.41 г/т). С учетом погрешностей это различие представляется значимым. В PAAS содержание Yb – 2.82 г/т. Величина Th_{cp} минимальна в глинистых породах редкинского региояруса (8.87 ± 4.18 г/т, в PAAS – 14.6 г/т) и максимальна в породах котлинского (16.14 ± 2.70 г/т). С учетом погрешностей

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания лантаноидов и Th (г/т) и значения ряда их индикаторных отношений в глинистых породах региоярусов венда западного склона Среднего Урала**Table 1.** Average, minimum and maximum contents of lanthanides and Th (ppm) and the values of their indicator ratios in clayey rocks of the Vendian regional stages (western slope of the Middle Urals)

Компоненты, индикаторные отношения	Региоярусы			
	Лапландский	Редкинский	Беломорский	Котлинский
La	39.85 ± 18.89 7.29–111.78	28.05 ± 14.34 5.80–58.35	46.14 ± 14.17 7.99–74.68	50.06 ± 9.71 19.76–67.76
Sm	5.54 ± 2.76 1.27–16.10	4.48 ± 2.16 1.12–9.63	7.76 ± 2.34 1.47–16.73	8.15 ± 1.81 2.90–12.17
Eu	1.12 ± 0.58 0.26–3.16	0.85 ± 0.48 0.20–2.16	1.53 ± 0.47 0.33–3.54	1.55 ± 0.34 0.70–2.39
Gd	4.01 ± 2.19 0.93–11.12	3.55 ± 2.00 1.02–8.88	6.76 ± 2.11 1.38–15.64	7.23 ± 1.58 2.87–10.92
Yb	1.82 ± 0.92 0.36–6.42	1.83 ± 0.92 0.61–4.14	3.12 ± 0.74 0.92–4.43	3.35 ± 0.41 2.23–4.38
Th	11.63 ± 5.79 1.87–38.13	8.87 ± 4.18 0.89–17.42	15.03 ± 4.07 1.93–22.56	16.14 ± 2.70 6.55–22.93
(La/Yb) _N	15.57 ± 5.26 8.40–37.15	10.46 ± 2.97 5.07–16.40	9.90 ± 1.66 5.17–13.80	10.03 ± 1.45 5.50–12.59
Eu/Eu*	0.74 ± 0.08 0.56–0.96	0.65 ± 0.14 0.41–1.14	0.65 ± 0.04 0.58–0.87	0.62 ± 0.03 0.56–0.74
n	51	27	93	28

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение; n – число проанализированных образцов.

Note. The numerator is the arithmetic mean and standard deviation, the denominator is the minimum and maximum value; n – is the number of analyzed samples.

можно считать, что снизу вверх по разрезу венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория в глинистых породах наблюдается некоторый рост среднего содержания Th. Минимальное значение параметра $(La/Yb)_{Ncp}$ (9.90 ± 1.66) характерно для глинистых пород беломорского региояруса, а максимальное (15.57 ± 5.26) свойственно породам лапландского региояруса (для PAAS этот параметр равен 9.15). Максимальная средняя величина Eu/Eu^* (0.62 ± 0.03) присуща глинистым породам котлинского региояруса, а минимальная (0.74 ± 0.08) – тонкозернистым обломочным образованиям лапландского региояруса. В среднем постарейском австралийском глинистом сланце величина Eu аномалии равна 0.65.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ подавляющее число индивидуальных точек состава глинистых пород венда западного склона Среднего Урала сосредоточено в зоне перекрытия областей состава осадков устьевых частей рек категорий 1, 2 и 3 и лишь немногие точки тонкозернистых обломочных пород беломорского региояруса локализованы в том числе в области донных осадков рек категории 4, а точки глинистых пород лапландского региояруса – в области осадков современных рек категории 3 (рис. 3а). При рассмотрении распределения на названном графике средних для глинистых пород различных региоярусов точек состава видно, что точки редкинского, беломорского и котлинского

региоярусов локализованы весьма компактно в зоне перекрытия составов донных осадков устьевых частей рек категорий 1, 2 и 3, а средняя точка глинистых пород лапландского региояруса хотя и отстоит от них, но также находится в зоне перекрытия составов донных осадков устьевых частей рек категорий 1 и 3 (рис. 3б). В целом средний состав глинистых пород лапландского региояруса западного склона Среднего Урала близок к составу донных осадков устьевой части такой современной реки, как Дунай, а трех других региоярусов – напоминает состав донных осадков рр. Миссисипи, Янцзы и Маккензи.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ индивидуальные точки состава глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий также в основном сосредоточены в зоне перекрытия областей состава осадков устьевых зон современных рек категорий 1 и 2 (рис. 4а). Положение полей, образуемых здесь точками глинистых пород различных региоярусов, на этом графике несколько различается. Так, точки тонкозернистых обломочных пород беломорского и котлинского региоярусов формируют поля с практически 100%-м перекрытием, тяготеющие к средним точкам осадков устьевых зон таких современных рек, как Миссисипи и Маккензи. Поле точек глинистых пород лапландского региояруса смещено от них несколько вправо, а индивидуальные точки состава тонкозернистых обломочных образований ред-

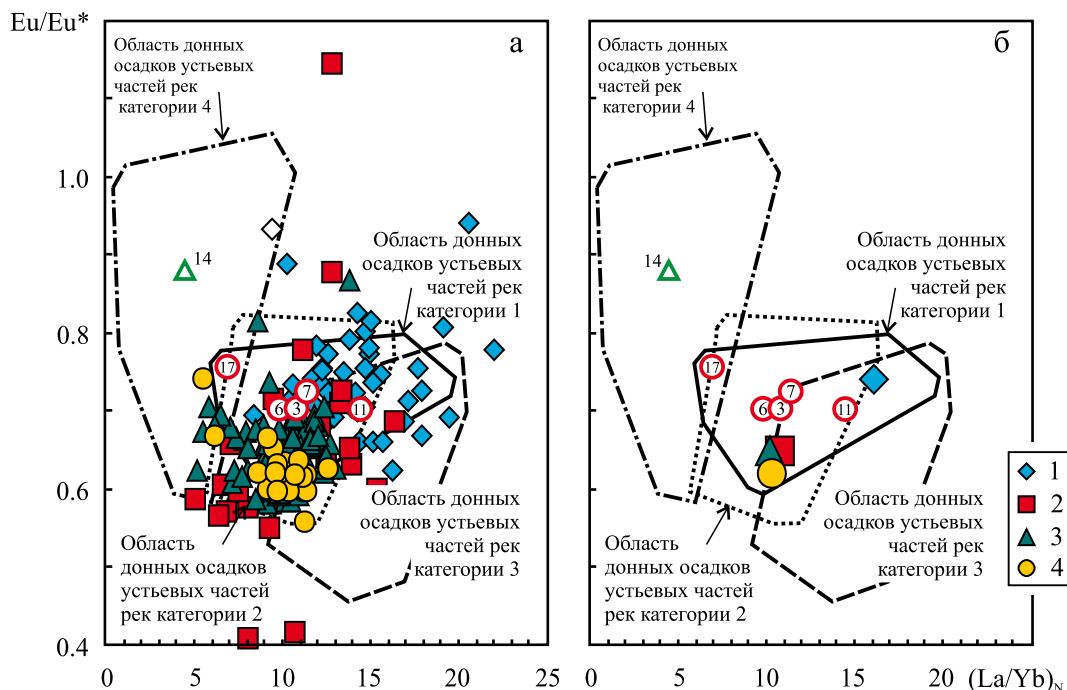


Рис. 3. Положение индивидуальных (а) и средних (б) точек состава глинистых пород различных региоярусов венда западного склона Среднего Урала на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* .

Региоярусы: 1 – лапландский, 2 – редкинский, 3 – беломорский, 4 – котлинский. Остальные условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 3. The position of the individual (a) and average (б) data points of clayey rocks of various Vendian regional stages of the western slope of the Middle Urals on the $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* diagram.

Regional stages: 1 – Laplandian, 2 – Redkinian, 3 – Belomorian, 4 – Kotlianian. Other symbols – see Fig. 1.

кинского региояруса расположены в значительной своей части ниже. Это ведет к тому, что глинистые породы данного подразделения оказываются сосредоточенными как в поле донных осадков устьевых зон рек категории 1, так и в поле осадков рек категории 4. Область распределения индивидуальных точек беломорского яруса на данном графике захватывает поля составов донных осадков устьевых частей рек всех четырех категорий по классификации Г. Байона с соавторами.

Средние точки состава глинистых пород беломорского и котлинского региоярусов на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Th локализованы в зоне перекрытия полей донных осадков категорий 1 и 2, тогда как средние точки тонкозернистых обломочных образований лапландского и редкинского региоярусов расположены в поле донных осадков устьевых частей рек категории 1, тяготея соответственно к точкам состава устьевых отложений таких современных рек, как Дунай и Фрейзер (Каскадные горы, Канада) (рис. 4б).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Выполненный нами ранее анализ медианных величин Th/Cr , Th/Sc и ряда других индикаторных отношений в глинистых породах средне-

уральского сегмента поздневендского Предтиманского предгорного прогиба показал, что формирование их происходило за счет смешения как кислой, так и основной алюмосиликокластики, однако доля последней, по всей видимости, была относительно небольшой (Гражданкин и др., 2010; Маслов и др., 2013). Эти же исследования позволили считать, что подавляющее большинство выполняющих дистальные зоны названного предгорного бассейна (Мезенская и Шкаповско-Шиханская впадины, западный склон Среднего Урала) глинистых пород сопоставимо с таким референтным объектом, как постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS) (Маслов и др., 2009). Следовательно, примитивные архейские инфракратальные субстраты, доминирующие в составе Кольского и Волго-Уральского мегаблоков ВЕП (см. выше), вероятно, не принимали какого-либо существенного участия в формировании осадочного выполнения Предтиманского предгорного прогиба. Соответственно, основными источниками обломочного материала для названного прогиба могли быть кадомский Варангер-Канино-Тиманский складчатонадвиговой пояс/Тиманский ороген и/или территория Камско-Бельского авлакогена, на довендский

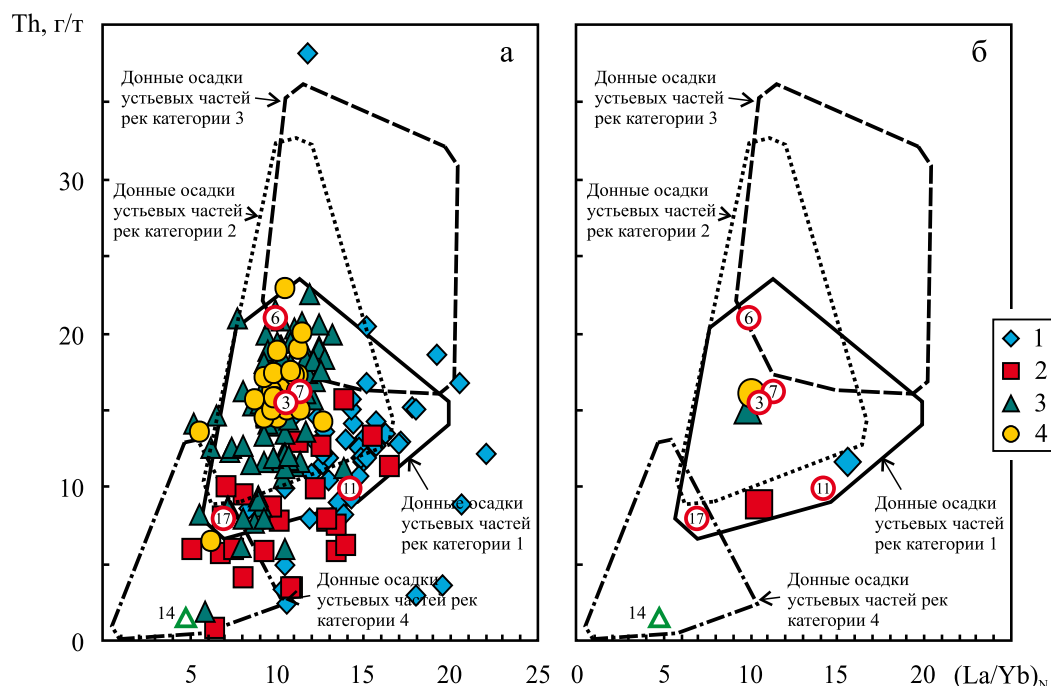


Рис. 4. Положение индивидуальных (а) и средних (б) точек состава глинистых пород различных регионарсов венда западного склона Среднего Урала на диаграмме $(La/Yb)_N$ –Th.

Условные обозначения – см. рис. 1 и 3.

Fig. 4. The position of the individual (a) and average (б) data points of clayey rocks of various Vendian regional stages of the western slope of the Middle Urals on the $(La/Yb)_N$ –Th diagram.

Legend – see Fig. 1 and 3.

срез которой были выведены на значительной площади осадочные последовательности рифея.

В пользу сказанного свидетельствуют и результаты замеров ориентировки директивных текстур в отложениях венда Юго-восточного Беломорья (Гражданкин, 2003), и данные о Nd модельном возрасте глинистых пород различных сегментов Предтиманского предгорного прогиба. Так, аргиллиты Юго-восточного Беломорья имеют Nd модельный возраст от 1.73–1.71 до 1.57–1.53 млрд лет (Маслов и др., 2008). Тонкозернистые терригенные породы сыльвицкой серии Среднего Урала характеризуются значениями T_{DM} в интервале 1.77–1.73 млрд лет (Маслов и др., 2005). Это резко отличается от медианных величин T_{DM} для инфракрустальных образований Балтийского щита (≈ 2.9 млрд лет) и Волго-Уральского геоблока (2.8–2.4 млрд лет) (Петров и др., 2007). Рассмотрение моделей смешения (Маслов и др., 2008) также позволяет предполагать, что роль кристаллических комплексов двух названных геоблоков как источников тонкой алюмосиликокластики для Предтиманского предгорного бассейна в позднем венде была небольшой.

Распределение индивидуальных и средних точек глинистых пород различных регионарсов венда западного склона Среднего Урала на диаграммах

$(La/Yb)_N$ –Eu/Eu* и $(La/Yb)_N$ –Th вполне однозначно, на наш взгляд, указывает на то, что реки, поставлявшие участвующий в их составе тонкозернистый обломочный/взвешенный материал, принадлежали в основном к категориям 1 и 2. Следовательно, их водосборы были сложены преимущественно или в существенной мере осадочными породами, а размер водосборных бассейнов был достаточно большим (от почти 100 тыс. км² до 1 млн км² и более). Определенный вклад в формирование этого материала вносили, вероятно, и выведенные к дневной поверхности магматические и метаморфические породы Волго-Уральского мегаблока, т. е. те районы или структуры, которые в рамках классификации Г. Байона с соавторами относятся к категории “igneous/metamorphic terranes”.

Для того чтобы читатель нагляднее представил себе возможный характер водосборных пространств, поставлявших в венде тонкую алюмосиликокластику в область сочленения восточных районов ВЕП и Среднего Урала, приведем обобщенное описание водосборов упомянутых нами выше современных рек – Миссисипи, Маккензи, Дуная и Фрейзера, с составом донных осадков устьевых частей которых в той или иной мере сопоставимы глинистые породы венда Среднего Урала.

Водосборный бассейн р. Миссисипи (площадь около 3 млн км²) ограничен на востоке докембрийско-палеозойскими образованиями Аппалачей, на севере – Канадским щитом, а на западе – литологически и тектонически сложно построенными Скалистыми горами. Значительная часть Великих Равнин, по которым протекает р. Миссисипи, сложена на западе мезозойско-кайнозойскими осадочными образованиями и преимущественно фанерозойскими осадочными породами на востоке. В целом на территории водосбора доминируют морские (≈75%) и континентальные (около 20%) осадочные породы (Peucker-Ehrenbrink et al., 2010).

Водосборный бассейн р. Маккензи (площадь более 1.8 млн км²) объединяет такие разные по своему геологическому строению провинции, как Кордильеры, Внутренняя платформа и Канадский щит (Milot et al., 2003). Кордильеры сложены в основном домезозойскими осадочными и метаморфическими породами, роль изверженных образований среди них невелика. Внутренняя платформа представлена преимущественно глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и эвапоритами. На территории Канадского щита на дневную поверхность выведены кристаллические породы. По данным (Reeder et al., 1972), примерно 70% площади водосборного бассейна р. Маккензи приходится на долю осадочных пород, кристаллические породы занимают несколько более 20% его территории, и около 10% – это кислые магматические породы, вулканы и ультрабазиты.

Водосборный бассейн р. Дунай (площадь более 800 тыс. км²) включает на западе (Шварцвальд и др.) преимущественно метаморфические/кристаллические образования. Такого же рода комплексы свойственны центральной части Альп, Центральной цепи Карпат и ряду районов Стара-Планины. От предгорий Альп на территории Германии до северных и восточных районов Карпатской дуги, а также северных отрогов Стара-Планины в его пределах распространены флишевые осадочные отложения. В Динаридах на дневную поверхность выведены в основном известняки и доломиты мезозойского возраста (Belz et al., 2004; Loczy et al., 2012).

Водосборный бассейн р. Фрейзер (площадь ≈220 тыс. км²) охватывает часть Северо-Американских Кордильер и Берегового Хребта. На востоке бассейна в пределах Предгорного пояса Скалистых гор преобладают в разной степени метаморфизованные верхнедокембрийские и кембрийские обломочные и карбонатные породы. Присутствуют здесь также гранитоиды. В центральной части водосбора на дневную поверхность выведены вулканы и осадочные породы поздне триасово-раннетретичного возраста и гранитоиды. На западе, в Береговом Хребте, доминируют мезозойско-кайнозойские изверженные и метаморфические образования. В целом в пределах водосбора р. Фрей-

зер преобладают вулканические породы (≈42%), доля осадочных образований составляет порядка 36%, а кислых интрузивных пород – около 15% (Cameron et al., 1995; Peucker-Ehrenbrink et al., 2010).

Таким образом, практически во всех перечисленных примерах (за исключением бассейна р. Фрейзер) на территории водосборов преобладают или играют существенную роль осадочные образования. С учетом распределения точек состава глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на диаграммах $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* и $(La/Yb)_N$ -Th это позволяет думать, что и во время формирования осадочных последовательностей венда западного склона Среднего Урала состав водосборов мог быть примерно таким же. Следовательно, реки, дренировавшие питающие провинции, сложенные исключительно или в основном вулканическими породами (категория 4) или магматическими/метаморфическими террейнами (категория 3, наиболее типичные примеры – Кольский и Волго-Уральский геоблоки ВЕП), не играли, как представляется на основе имеющейся информации, какой-либо заметной роли при формировании осадочных толщ серебрянской и сыльвицкой серий.

Все сказанное выше дает основание думать, что основными источниками тонкой алюмосиликокластики, сопоставимой по своему составу с составом донных отложений приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2, для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала могли быть либо осадочные образования рифея северной части Камско-Бельского авлакогена (однако доля их в “условном контуре”, как показано выше, не очень велика), либо Варангер-Канино-Тиманский складчатонадвиговой пояс/Тиманский ороген.

Анализируя полученные данные, мы исходим из того, что состав прибрежных и мелководноморских осадков морских бассейнов в значительной мере сходен с составом донных отложений приустьевых частей рек, и не принимаем во внимание тех возможных трансформаций состава речных взвесей, что имеют место в маргинальных фильтрах. Обоснованно ли это? Напомним, что, в соответствии с представлениями А.П. Лисицына, маргинальный фильтр представляет собой пояс (от сотен километров для крупных рек до сотен метров для мелких), в пределах которого происходит смешение речных и морских вод. В маргинальном фильтре речная вода “... подвергается сложному воздействию разнообразных сорбентов, организмов, биофильтрации и ряду других характерных только для этой области процессов, что приводит к глубоким ее преобразованиям, к удалению почти всех взвешенных в воде веществ, многих металлов как в растворенных, так и во взвешенных формах, органического вещества и др.” (Лиси-

цын, 1994, с. 735). В маргинальных фильтрах, по оценке А.П. Лисицына, осаждается более 90% осадочного вещества, металлов и солей, поступающих с суши. Кроме того, считается, что "...на границе река-море происходит коренное изменение структуры стока и для большинства элементов: основная часть элементов, находящихся во взвешенной форме, на 90–95% выпадает в осадок в маргинальном фильтре" (Лисицын, 1994, с. 743). А падение уровня океана во время оледенений ведет к существенному смещению устьев рек в сторону внешних районов шельфа и перемещению осадочного материала маргинальных фильтров в море. Таким образом, основными процессами в маргинальных фильтрах являются механическое выпадение взвеси с удалением элементов, входящих в кристаллические решетки минералов, сорбция элементов из растворов новообразованными оксигидратами железа, частицами органики и ее флоккулами, возникшими при смешении речных и морских вод, а также биоассимиляция и биофильтрация. Все это ведет к существенному разделению химических элементов (Лисицын, 1994).

Вместе с тем все сказанное наиболее отчетливо проявлено, на наш взгляд, по-видимому, при сопоставлении таких структур первого порядка, как континент и океан. На более низких уровнях "осадочной пирамиды", например в системах типа "речное устье – прибрежное/шельфовое мелководье морского бассейна", дифференциация осадков по их геохимическим особенностям выражена не столь резко. Это достаточно хорошо видно

на примере распределения значений исследуемых нами в данной работе параметров (содержание Th, $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^*) во взвеси и поверхностных донных осадках маргинального фильтра р. Сев. Двина (дельта + Двинский залив + граница последнего с Бассейном) (табл. 2, рис. 5).

Параметр $(La/Yb)_N$ в северодвинской взвеси, рассчитанный нами по данным работы (Шевченко и др., 2010), варьирует от 9.7 до 10.9 (приводимые здесь и ниже значения получены при нормировании по хондриту (Taylor, McLennan, 1985)). Расчет по материалам из публикации (Bayon et al., 2015) дает для донных отложений устьевой части р. Сев. Двина величины $(La/Yb)_N$, равные 13.2 (пелит) и 11.5 (алеврит). Поверхностные донные осадки двинской дельты характеризуются средним значением указанного параметра – 7.0 ± 1.4 , для отложений Двинского залива оно составляет 7.3 ± 1.2 . Таким образом, при прохождении маргинального фильтра р. Сев. Двина наблюдается в целом, однако, довольно незначительное падение величин $(La/Yb)_N$ в алевритопелитовых поверхностных осадках.

Средняя величина Eu аномалии во взвеси р. Сев. Двина, рассчитанная по данным (Шевченко и др., 2010), составляет 0.70 (по данным работы (Bayon et al., 2015) – 0.73). В поверхностных донных осадках северодвинской дельты величина Eu/Eu^* изменяется от 0.7 до 1.1 (среднее – 0.9 ± 0.1), в осадках Двинского залива разброс минимальных и максимальных значений Eu аномалии также составляет 0.7–1.1, а на границе залива и Бассейна – 0.7–1.0

Таблица 2. Средние, минимальные и максимальные содержания Th (г/т) и значения ряда индикаторных отношений нормированных по хондриту лантаноидов во взвеси р. Сев. Двина и поверхностных донных осадках ее дельты и некоторых районов Белого моря

Table 2. Average, minimum and maximum contents of Th (ppm) and the values of indicator ratios of lanthanides normalized to chondrites in suspended particulate matter of North Dvina River and bottom sediments of its delta and some areas of the White Sea

Компоненты, индикаторные отношения		Районы			
		II	IV	V	VI
$(La/Yb)_N$	Минимум	9.7	4.1	5.5	6.5
	Максимум	10.9	10.4	9.3	15.4
	Среднее	–	7.0	7.3	9.8
	CO	–	1.4	1.2	3.5
Eu/Eu^*	Минимум	–	0.7	0.7	0.7
	Максимум	–	1.1	1.1	1.0
	Среднее	0.7	0.9	0.8	0.8
	CO	–	0.1	0.1	0.1
Th	Минимум	5.0	0.7	1.9	2.3
	Максимум	7.3	9.2	9.8	12.7
	Среднее	–	3.5	5.1	8.4
	CO	–	2.7	2.5	4.5

Примечание. CO – стандартное отклонение, прочерк – значение не рассчитывалось.

Note. CO – standard deviation, dash – the value was not calculated.

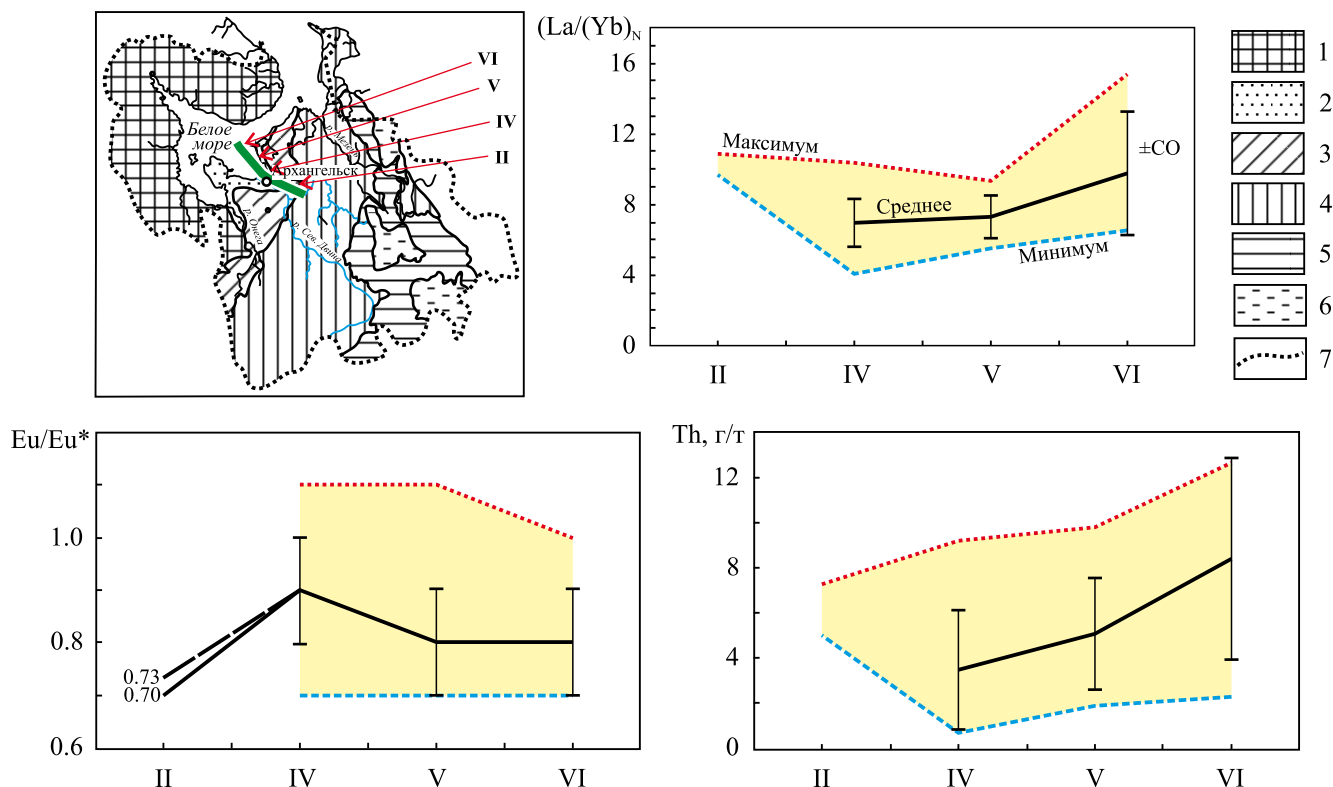


Рис. 5. Вариации средних, минимальных и максимальных величин $(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* и содержания Th во взвеси и поверхностных донных осадках различных районов системы “р. Сев. Двина–Белое море” (районы и схема водосборного бассейна, по (Маслов и др., 2014)).

1 – архей и протерозой, 2 – венд, 3 – карбон, 4 – пермь, 5 – триас, 6 – юра; 7 – граница водосбора. II – нижнее течение р. Сев. Двина, IV – дельта р. Сев. Двина, V – Двинский залив, VI – граница Двинского залива и Бассейна. CO – стандартное отклонение.

Fig. 5. Variations in the average, minimum, and maximum values of $(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* and the Th content in suspended matter and surface bottom sediments of various regions of the “North Dvina River–White Sea” system (regions and the scheme of the North Dvina drainage basin, according to (Maslov et al., 2014)).

1 – Archean and Proterozoic, 2 – Vendian, 3 – Carboniferous, 4 – Permian, 5 – Triassic, 6 – Jurassic; 7 – catchment boundary. II – the lower course of the North Dvina River, IV – North Dvina delta, V – Dvina Bay, VI – the border of the Dvina Bay and the Basin. CO – standard deviation.

(среднее – 0.8 ± 0.1). Анализ приведенных значений показывает, что маргинальный фильтр р. Сев. Двина на величины Eu аномалии в поверхностных донных осадках принципиально не влияет, хотя, конечно, многое при этом зависит от представительности и достоверности аналитических данных.

Содержание Th во взвеси р. Сев. Двина варьирует, по данным (Шевченко и др., 2010), от 5.0 до 7.3 г/т. В поверхностных осадках северодвинской дельты среднее содержание Th составляет 3.5 ± 2.7 , в осадках Двинского залива – 5.1 ± 2.5 , и на границе залива и Бассейна – 8.4 ± 4.5 г/т. С учетом погрешностей эти значения также представляются сопоставимыми.

Таким образом, представляется возможным думать, что параметры нормированных по хондриту спектров распределения РЗЭ (такие как $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^*) и содержание Th в глинистых отложениях

ях прибрежных и мелководных/шельфовых зон современных морских бассейнов (и, по-видимому, мелководных/шельфовых бассейнов седиментации геологического прошлого) в целом принципиально не отличаются от аналогичных геохимических характеристик тонкозернистых алюмосиликокластических осадков приустьевых частей рек, питавших эти бассейны тонким (пелитовым и алевритовым) взвешенным материалом. Это, в свою очередь, позволяет считать, что, основываясь на геохимических особенностях прибрежно- и мелководно-морских глинистых пород тех или иных осадочных последовательностей, мы можем с определенным успехом реконструировать состав слагающих палеоводосборы источников тонкозернистого обломочного материала, а также их категории в рамках классификации Г. Байона с соавторами (Bayon et al., 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Абстрагируясь в той или иной мере от некоторой эволюции геохимических характеристик различных комплексов пород, слагавших водосборы в докембрии и фанерозое, а также считая, что в маргинальных фильтрах разделение химических элементов хотя и происходит, но не ведет к принципиальным различиям между геохимическими особенностями речных взвесей, с одной стороны, и прибрежно- и мелководно-морских осадков шельфовых морей, с другой, мы можем, по всей видимости, думать, что такие параметры глинистых пород шельфовых зон морских бассейнов геологического прошлого, как $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , а также содержание Th, в целом принципиально не отличаются от аналогичных геохимических характеристик пелитовых и алевроитовых осадков приустьевых частей рек, питавших указанные бассейны тонким алюмосиликокластическим материалом. Это позволяет предполагать, что, основываясь на геохимических особенностях прибрежно- и мелководно-морских глинистых пород тех или иных осадочных последовательностей, мы можем с определенным успехом реконструировать состав/категорию палеоводосборов-источников слагающего их тонкозернистого обломочного материала. Понятно, что при таком подходе необходимо пренебречь изменением соотношений в истории Земли различных комплексов пород на водосборах (Холодов, 2001; и др.). Возможно, однако, что если мы исследуем геологические объекты, не слишком кардинально отличающиеся друг от друга по возрасту слагающих их осадочных толщ, то и эта проблема в определенной мере будет микширована.

При условии корректности сделанных выше допущений, можно заключить, что распределение точек глинистых пород различных регионарусов венда западного склона Среднего Урала на диаграммах $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ -Th указывает на принадлежность рек, поставлявших для них тонкую алюмосиликокластику, к категориям 1 (крупные реки/world's major rivers) и 2 (реки, дренирующие осадочные образования/rivers draining "mixed/sedimentary" formations). Водосборы рек таких категорий в настоящее время имеют достаточно большие размеры. Маловероятно, что они захватывали всю территорию современного Камско-Бельского авлакогена, где общая площадь рифейских осадочных образований на довендском срезе достигает 150–170 тыс. км², так как названный авлакоген "открывается" в основном в сторону структур современного западного склона Южного Урала. Непосредственно же к западу от Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на довендском срезе преобладают кристаллические комплексы архея-нижнего протерозоя, а доля осадочных образований рифея в северной части Камско-Бельского

авлакогена не превышает в таком условном палеоводосборе 25–30%. Следовательно, как и ранее (Маслов и др., 2008, 2009, 2013), можно предполагать, что осадочные последовательности Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория могут быть в основном сложены материалом, поступавшим с востока, из объединявшего разнообразные (осадочно-метаморфические, вулканогенно-обломочные и магматические) комплексы пород и активно воздымавшегося и разрушавшегося кадомского Варангер-Канино-Тиманского складчатонадвигового пояса/Тиманского орогена. И в первом и во втором случаях определенный, а возможно и заметный, вклад в формирование осадочных последовательностей венда вносили магматические и метаморфические породы фундамента ВЕП, слагавшие структуры, которые в рамках классификации Г. Байона с соавторами, относятся к категории "igneous/metamorphic terranes". Это достаточно хорошо видно как из распределения фигуративных точек глинистых пород различных регионарусов венда на диаграммах $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ -Th, так и из материалов минералогопетрографических исследований присутствующих в их разрезах конгломератов и песчаников (Аблизин и др., 1982; и др.).

Благодарности

Автор благодарен рецензенту, советы и замечания которого способствовали успешному завершению работы над рукописью, а также искренне признателен Н.С. Глушковой, подготовившей все иллюстрации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.
- Беккер Ю.Р. (1988) Молассы докембрия. Л.: Недра, 288 с.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. (2001) Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: Звезда, 108 с.
- Белякова Л.Т., Степаненко В.И. (1991) Магматизм и геодинамика байкалитид фундамента Тимано-Печорской синеклизы. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 106-117.
- Богданова С.В. (1986) Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 224 с.
- Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 11(4), 3-34.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. *Докл. АН*, 440(2), 201-206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, 56(4), 703-717.

- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2009) Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(5), 20-40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мاستилл Т.М.Р., Крупенин М.Т. (2005) Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале. *Докл. АН*, **401**(6), 784-788.
- Докембрийская геология. (1988) (Отв. ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов). Л.: Наука, 440 с.
- Древние платформы Евразии. (1977) (Отв. ред. К.В. Боголепов, О.А. Вотах). Новосибирск: Наука, 312 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. (1978) (Отв. ред. К.О. Кратц). Л.: Наука, 232 с.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. (1996) Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала. *Геология и минерализация докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала*. Тез. докл. Сыктывкар: Геопринт, 76-77.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Складов). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. (2001) Петрология субщелочного вулканизма – индикатора поздненеандского рифтогенеза, западный склон Урала. *Петрология*, **9**(5), 480-503.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. (2004) (Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 299 с.
- Клюжина М.Л. (1969) Литология и условия образования ашинской серии Среднего Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УФАИ СССР, 220 с.
- Курбацкая Ф.А. (1968) Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский госуниверситет, 25 с.
- Курбацкая Ф.А. (1986) О строении и развитии зоны сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. *Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала*. Свердловск: УНЦ РАН, 50-59.
- Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. (1970) К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория). *Геология и петрография западного Урала*. Пермь: Изд-во Пермского госуниверситета, 109-126.
- Кухаренко А.А. (1962) Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала. *Вопросы литологии и палеогеографии*. Уч. записки ЛГУ. Сер. геол. наук, **310**, 245-274.
- Лисицын А.П. (1994) Маргинальный фильтр океанов. *Океанология*, **34**(5), 735-747.
- Маслов А.В. (2003) Текстуальные особенности пород усть-сыльвицкой свиты верхнего венда в типовом разрезе: к интерпретации условий формирования. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 65-69.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012) U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 180-196.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. (2003) Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменной свиты венда в бассейне р. Сыльвица. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 70-82.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2009) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздненеандского форландового бассейна Тиманского орогена. *Геохимия*, (12), 1294-1318.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Крупенин М.Т. (2013) Особенности изменения ряда литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород позднего венда Мезенского палеобассейна. *Литосфера*, (3), 25-42.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2008) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздненеандского Мезенского бассейна. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 290-312.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала. *Докл. АН*, **401**(5), 668-672.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. (2019) Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики. *Геохимия*, **64**(1), 59-78. DOI: 10.31857/S0016-7525201959-78
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко Н.В. (2014) Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 463-492. DOI: 10.7868/S0024497X1406007X
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. (2018) Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 383 с.
- Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Нагапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. (2010) Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: Геокарт; ГЕОС.

- Т. 1, 408 с. Т. 2, 400 с.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. (2002) (Отв. ред. Ф.П. Митрофанов, В.З. Негруца). Апатиты: КНЦ РАН, 13 с.
- Петров Г.А. (2014) Признаки позднедокембрийской обстановки скольжения плит на Среднем Урале. *Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения*. Мат-лы XLVI Тектонич. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 74-78.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойское магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, (4), 42-69.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Иванова Т.В., Изотов В.Г., Козлов П.С., Лепихина О.П. (2007) Sm-Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийских осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований. *Новые идеи в науках о Земле*. Мат-лы VIII Междунар. конф. Т. 1. М.: РГГРУ, 254-257.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 146 с.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. (2007) "In situ" U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал). *Докл. АН*, **412**(1), 87-92.
- Ситдиков Б.С. (1982) Раннедокембрийские метаморфические комплексы кристаллического фундамента востока Русской плиты в пределах Волжско-Камской антеклизы. *Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР*. Л.: Недра, 147-158.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Холодов В.Н. (2001) Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии. *Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза*. М.: Наука, 54-92.
- Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С., Лисицын А.П., Бобров В.А., Богунов А.Ю., Завернина Н.Н., Золотых Е.О., Исаева А.Б., Кокрятская Н.М., Коробов В.Б., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В. (2010) Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (бассейн Белого моря). *Докл. АН*, **430**(5), 686-692.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. (2015) Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **170**, 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.001>
- Belz J.U., Goda L., Buzas Z., Domokos M., Weber J. (2004) Das Abflussregime der Donau und ihres Einzugsgebietes, Regionale Zusammenarbeit der Donauländer im Rahmen des IHP der UNESCO. Bundesamt für Gewässerkunde, Koblenz/Baja. 152 p.
- Bouchez J., Gaillardet J., France-Lanord C., Maurice L., Dutra-Maia P. (2011) Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q03008. <https://doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Cameron E.M., Hall G.E.M., Veizer J., Krouse H.R. (1995) Isotopic and elemental hydrogeochemistry of a major river system: Fraser River, British Columbia, Canada. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **122**, 149-169. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00007-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00007-9)
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)
- Dovzhikova E., Pease V., Remizov D. (2004) Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia. *GFF*, **126**, 353-362. DOI: 10.1080/11035890401264353
- Dupre B., Gaillardet J., Rousseau D., Allegre C.J. (1996) Major and trace elements of river-borne material: the Congo Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 1301-1321. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00043-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00043-9)
- Garzanti E., Ando S., France-Lanord C., Censi P., Vignola P., Galy V., Lupker M. (2008) Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **302**, 107-120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.043>
- Gee D., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzhikova L. (2000) New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, northeastern Baltica. *Polarforschung*, **68**, 161-170.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 249-265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1)
- Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J. (1984) A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 221-236. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90007-4)
- Inorganic Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Depositing Environments. (2003) (Ed. D.R. Lentz). *Geol. Ass. Canada. GeoText 4*, 184 p.
- Kamber B.S., Greig A., Collerson R.D. (2005) A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1041-1058. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020>
- Loczy D., Stankoviansky M., Kotarba A. (Eds) Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region. Springer Science & Business Media, 2012. 462 p.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. (Eds M.J. Johnsson, A. Basu). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**, 21-40. DOI:

<https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>

- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90269-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90269-Q)
- Millot R., Gaillardet J., Dupre B., Allegre C.J. (2003) Northern latitude chemical weathering rates: Clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 1305-1329. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01207-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01207-3)
- Peucker-Ehrenbrink B., Miller M.W., Arsouze T., Jean-del C. (2010) Continental bedrock and riverine fluxes of strontium and neodymium isotopes to the oceans. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q03016, doi:10.1029/2009GC002869.
- Reeder S.W., Hitchon B., Levinson A.A. (1972) Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin, Canada – I. Factors controlling inorganic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 825-865. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90053-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(72)90053-1)
- Stummeyer J., Marchig V., Knabe W. (2002) The composition of suspended matter from Ganges–Brahmaputra sediment dispersal system during low sediment transport season. *Chem. Geol.*, **185**, 125-147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00396-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00396-5)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell, 312 p.
- The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. (2004) (Eds D.G. Gee, V. Pease). Geol. Soc., London. Memoirs, 30, 255 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J. (2009) Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: new insights from a new database. *Sci. Total Environ.*, **407**, 853-868. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.09.053>
- Das Abflussregime der Donau und ihres Einzugsgebietes, Regionale Zusammenarbeit der Donauländer im Rahmen des IHP der UNESCO. Bundesamt für Gewässerkunde, Koblenz/Baja. 152 p.
- Belyakova L.T., Stepanenko V.I. (1991) Magmatism and geodynamics of the Baikallides of the Timan-Pechora syncline basement. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol.*, (12), 106-117. (In Russian)
- Bogdanova S.V. (1986) *Zemnaya kora Russkoi plity v rannem dokembrii (na primere Volgo-Ural'skogo segmenta)* [The Earth's crust of the Russian Plate in Early Precambrian (by the example of the Volga-Ural segment)]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian)
- Bouchez J., Gaillardet J., France-Lanord C., Maurice L., Dutra-Maia P. (2011) Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q03008. <https://doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Cameron E.M., Hall G.E.M., Veizer J., Krouse H.R. (1995) Isotopic and elemental hydrogeochemistry of a major river system: Fraser River, British Columbia, Canada. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **122**, 149-169. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00007-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00007-9)
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)
- Dokembriiskaya geologiya* [Precambrian geology]. (1988) (Ed. D.V. Rundqvist, F.P. Mitrofanov). Leningrad, Nauka Publ., 440 p. (In Russian)
- Dovzhikova E., Pease V., Remizov D. (2004) Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia. *GFF*, **126**, 353-362. DOI: 10.1080/11035890401264353
- Drevnie platformy Evrazii* [Ancient platforms of Eurasia]. (1977) (Ed. K.V. Bogolepov, O.A. Votakh). Novosibirsk, Nauka Publ., 312 p. (In Russian)
- Dupre B., Gaillardet J., Rousseau D., Allegre C.J. (1996) Major and trace elements of river-borne material: the Congo Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 1301-1321. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00043-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00043-9)
- Garzanti E., Ando S., France-Lanord C., Censi P., Vignola P., Galy V., Lupker M. (2008) Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga – Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **302**, 107-120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.043>
- Gee D., Belyakova L., Pease V., Larionov A., Dovzhikova L. (2000) New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, northeastern Baltica. *Polarforschung*, **68**, 161-170.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 249-265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1)
- Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J. (1984) A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 221-236. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90007-4)
- Grazhdankin D.V. (2003) Structure and depositional environment of the Vendian Complex in the southeastern

REFERENCES

- Ablizin B.D., Klyuzhina M.L., Kurbatskaya F.A., Kurbatsky A.M. (1982) *Verkhniy rifei i vend zapadnogo sklona Srednego Urala* [Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle Urals]. Moscow, Nauka Publ., 140 p. (In Russian)
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorjy S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. (2015) Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **170**, 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.001>
- Becker Yu.R. (1988) *Molassy dokembriya* [Molasses of Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russian)
- Belokon' T.V., Gorbachev V.I., Balashova M.M. (2001) *Stroenie i neftegazonosnost' rifeisko-vendskikh otlozhenii vostoka Russkoi platformy* [The structure and oil and gas potential of the Riphean-Vendian deposits of the east part of the Russian platform]. Perm, Zvezda Publ., 108 p. (In Russian)
- Belz J.U., Goda L., Buzas Z., Domokos M., Weber J. (2004)

- White Sea area. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(4), 313-331.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1222-1226. DOI: 10.1134/S1028334X11090170
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the international chronostratigraphic chart. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 549-559. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.007>
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T. (2009) Structure and depositional history of the Vendian Sylvitsa Group in the western flank of the Central Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(5), 476-492.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) *Osadochnye sistemy sylvitskoi serii (verkhnei vend Srednego Urala)* [Sedimentary Systems of the Sylvitsa Group (Upper Vendian of the Middle Urals)]. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 280 p. (In Russian)
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Mustill T.M.R. (2005) The Ediacaran White Sea biota in the Central Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **401**(3), 382-385.
- Iblaminov R.G., Kurbatskaya F.A., Lebedev G.V. (1996) Metallogeny of Riphean and Vendian of the western slope of the Northern and Middle Urals. *Geologiya i mineralogiya dokembriya severo-vostoka Sibirskoi platformy i severa Urala* [Geology and mineralogy of Precambrian northeast of the European platform and the north of the Urals]. Abstract volume. Syktyvkar, Geoprint Publ., 76-77. (In Russian)
- Inorganic Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments (2003) (Ed. D.R. Lentz). *Geol. Ass. Canada. GeoText 4*, 184 p.
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data]. (2001) (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow, Internet Engineering Publ., 288 p. (In Russian)
- Kamber B.S., Greig A., Collerson R.D. (2005) A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1041-1058. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020>
- Karpukhina E.V., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. (2001) Petrology of the subalkaline volcanism in the western slope of the Urals mountains – an indicator of the Late Vendian rifting. *Petrology*, **9**(5), 415-436.
- Kholodov V.N. (2001) The role of sedimentary process geochemistry in the development of lithology. *Problemy litologii, geokhimii osadochnogo rudogeneza* [Problems of lithology, geochemistry and sedimentary ore genesis]. Moscow, Nauka Publ., 54-92. (In Russian)
- Klimat v epokhu krupnykh biosfernykh perestroek* [Climate during major biosphere reconstructions]. (2004) (Ed. M.A. Semikhatov, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 299 p. (In Russian)
- Klyuzhina M.L. (1969) *Litologiya i usloviya obrazovaniya ashinskoi serii Srednego Urala*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Lithology and formation conditions of the Asha Group of the Middle Urals]. Cand. geol. and min. nauk diss. Sverdlovsk, IGG UFAN USSR, 220 p. (In Russian)
- Kuharenko A.A. (1962) Lithology and conditions for the formation of the Asha Group of the western slope of the Middle Urals. *Voprosy litologii i paleogeografii* [Questions of lithology and paleogeography]. *Scientific notes of Leningrad State University. Ser. geol. sciences*, **310**, 245-274. (In Russian)
- Kurbatskaya F.A. (1968) *Korrelyatsiya terrigennykh tolshch verkhnego dokembriya zapadnogo sklona Srednego Urala i usloviya ikh obrazovaniya*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Correlation of terrigenous strata of the upper Precambrian of the western slope of the Middle Urals and the conditions of their formation]. Cand. geol. and min. nauk diss. Perm, Perm State University, 25 p. (In Russian)
- Kurbatskaya F.A. (1986) On the structure and development of the junction zone of the Western Urals and the East European Platform in Late Precambrian. *Dokembriiskie vulkanogenno-osadochnye komplekсы Urala* [Precambrian volcanic-sedimentary complexes of the Urals]. Sverdlovsk, UNTs RAN, 50-59. (In Russian)
- Kurbatskaya F.A., Ablizin B.D. (1970) On the paleogeography of terrigenous strata of the upper Precambrian of the western slope of the Middle Urals (western subzone of the Vishner-Chusovsky anticlinorium). *Geologiya i petrografiya zapadnogo Urala* [Geology and petrography of the western Urals]. Perm, Perm State University Publ., 109-126. (In Russian)
- Lisitsyn A.P. (1994) Marginal filter of the oceans. *Okeanologiya*, **34**(5), 735-747. (In Russian)
- Loczy D., Stankoviansky M., Kotarba A. (Eds) (2012) *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region*. Springer Science and Business Media, 462 p.
- Maslov A.V. (2003) Textural features of rocks of the Ust-Sylvitskaya Formation of the Upper Vendian in a typical section: on the interpretation of formation conditions. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 65-69. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Krupenin M.T. (2003) Sedimentary features of rocks and conditions for the formation of sedimentary sequences of the lower subformation of the Vendian Chernokamensky Formation in the Sylvitsa river basin. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 70-82. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Krupenin M.T. (2013) Unique features of changes of several lithogeochemical characteristics of the Upper Vendian fine-grained clastic rocks in the Mezen paleobasin. *Litosfera*, (3), 25-42. (In Russian)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Petrov G.A., Ronkin Y.L., Lepikhina O.P., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Isherskaya M.V., Gareev E.Z. (2009) Provenance composition and features of geological evolution of the Late Vendian foreland basin of the Timan orogen. *Geochem. Int.*, **47**(12), 1212-1233.
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*, **20**(1), 40-62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62. (In Russian)
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N. (2008) Composition of sediment provenances and patterns in geological history of the Late Vendian Mezen Basin. *Lithol. Miner. Resour.*, **43**(3), 260-280.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) Systematics of rare earth elements and model Nd age of Vendian mudstones on the western slope of the central

- Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **401**(3), 456-459.
- Maslov A.V., Shevchenko V.P. (2019) REE–Th Systematics of the Suspended Particulate Matter and Bottom Sediments from the Mouth Zones of the World Rivers of Different Categories/Classes and Some Large Russian Arctic Rivers. *Geochem. Int.*, **57**(1), 56-73. DOI: 10.1134/S0016702919010075
- Maslov A.V., Shevchenko V.P., Podkovyrov V.N., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko N.V. (2014) Specific features of the distribution of trace and rare earth elements in recent bottom sediments in the lower course of the Severnaya Dvina River and White Sea. *Lithol. Miner. Resour.*, **49**(6), 433-460. DOI: 10.1134/S0024490214060078
- Maslov A.V., Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Vishnevskaya I.A., Ivanov A.V., Strakhovenko V.D., Cherkashina T.Yu. (2018) *Ogranicheniya i vozmozhnosti litogekhimicheskikh i izotopnykh metodov pri izuchenii osadochnykh tolshch* [Limitations and possibilities of lithogeochemical and isotopic methods in the study of sedimentary strata]. Novosibirsk, IGM SB RAS, 383 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I. Ronkin Y.L., Krupenin M.T., (2012) U-Pb systematics of detrital zircons from the Serebryanka Group of the Central Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **47**(2), 160-176.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. (Eds M.J. Johnsson, A. Basu). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **284**, 21-40. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90269-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90269-Q)
- Millot R., Gaillardet J., Dupre B., Allegre C.J. (2003) Northern latitude chemical weathering rates: Clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 1305-1329. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01207-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01207-3)
- Mints M.V., Suleymanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Bloch Yu.I., Bogina M.M., Bush V.A., Dokukina K.A., Zamozhnaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tikhotsky S.A., Trusov A.A., Filippova I.B., Shur D.Yu. (2010) *Glubinnoe stroenie, evolutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeyskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilu 1-YEV, profilyam 4V i Tatseis* [The deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian foundation of the East European platform: Interpretation of materials on the support profile 1-EB, profiles 4B and Tatsays]. Moscow, Geocart, GEOS Publ. V. 1, 408 p. V. 2, 400 p. (In Russian)
- Obshchaya stratigraficheskaya shkala nizhnego dokembriya Rossii. *Ob'yasnitel'naya zapiska* [General stratigraphic scale of the Lower Precambrian of Russia]. Explanatory Note. (Eds F.P. Mitrofanov, V.Z. Negruta). (2002) Apatity, KSC RAS, 13 p. (In Russian)
- Petrov G.A. (2014) Signs of a Late Precambrian setting for plate sliding in the Middle Urals. *Tektonika skladchatykh payasov Evrazii: skhodstvo, razlichiya, kharakternye cherty gorobrazovaniya, regional'nye obobshcheniya*. Materialy XLVI Tektonicheskogo sovtshchaniya [The tectonics of the folded belts of Eurasia: similarities, differences, characteristic features of recent mountain building, regional generalizations. Proceedings of the XLVI Tectonic Meeting]. V. II. Moscow, GEOS Publ., 74-78. (In Russian)
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2005) Pre-paleozoic magmatic complexes of Kvarukh-Kamenogorsky anticlinorium (Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics. *Litosfera*, (4), 42-69. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Ivanova T.V., Izotov V.G., Kozlov P.S., Lepikhina O.P. (2007) Sm-Nd systematics of crystalline rocks of the eastern basement of the Russian Platform as a key to reconstruction of drift sources for the Upper Precambrian sedimentary associations of the Western Urals: first research results. *Novye idei v naukach o Zemle*. Materialy VIII Mezhdunarodnoi konferentsii [VIII International Conference "New Ideas in Earth Sciences"]. Reports. V. 1. Moscow, RGGRU Publ., 254-257. (In Russian)
- Peucker-Ehrenbrink B., Miller M.W., Arsouze T., Jeandel C. (2010) Continental bedrock and riverine fluxes of strontium and neodymium isotopes to the oceans. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q03016, doi:10.1029/2009GC002869
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Gilem Publ., 146 p. (In Russian)
- Reeder S.W., Hitchon B., Levinson A.A. (1972) Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin, Canada – I. Factors controlling inorganic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 825-865. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90053-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(72)90053-1)
- Stratopit Rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology]. (1983) (Eds B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Ronkin Y.L., Maslov A.V., Petrov G.A., Matukov D.I., Sulslov S.B., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P. (2007) In situ U-Pb (SHRIMP) dating of zircons from granosyenite of the Troitsk pluton, Kvarukh-Kamenogorsky anticlinorium, central Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **412**(1), 11-16.
- Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Filippov A.S., Lisitsyn A.P., Bobrov V.A., Bogunov A.Yu., Zavermina N.N., Zolotykh E.O., Isaeva A.B., Kokryatskaya N.M., Korobov V.B., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Politovala N.V. (2010) On the elemental composition of suspended matter of the Severnaya Dvina River (White Sea region). *Dokl. Earth Sci.*, **430**(2), 228-234.
- Sitdikov B.S. (1982) Early Precambrian metamorphic complexes of the crystalline basement of the east of the Russian Plate within the Volga-Kama Anticline. *Geologiya, petrologiya i korrelyatsiya kristallicheskikh kompleksov Evropeiskoi chasti SSSR* [Geology, petrology and correlation of crystalline complexes of the European part of the USSR]. Leningrad, Nedra Publ., 147-158. (In Russian)
- Stummeyer J., Marchig V., Knabe W. (2002) The composition of suspended matter from Ganges–Brahmaputra sediment

- dispersal system during low sediment transport season. *Chem. Geol.*, **185**, 125-147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00396-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00396-5)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell, 312 p.
- The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. (2004) (Eds D.G. Gee, V. Pease). *Geol. Soc., London. Memoirs*, 30, 255 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J. (2009) Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: new insights from a new database. *Sci. Total Environ.*, **407**, 853-868. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.09.053>
- Yudovich Y.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatory litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian)
- Zemnaya kora vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [The earth crust of the eastern part of the Baltic shield]. (1978) (Ed. K.O. Kratz). Leningrad, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

УДК 551.24

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань)

Е. С. Пржиялговский, Е. В. Лаврушина

Геологический институт (ГИН) РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер, 7, e-mail: prz4@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.01.2020 г., принята к печати 06.04.2020 г.

Объект исследований. Изучались структуры Алайской и Кичи-Каракольской внутригорных впадин (Южный Тянь-Шань) и обстановки новейших деформаций во впадинах и их горном обрамлении. Целью работы являлось определение основных параметров напряженно-деформированного состояния (НДС) в ключевой области сочленения складчатых сооружений Тянь-Шаня и Памира. **Материалы и методы.** Комплекс исследований включал в себя изучение морфологии и ориентировки деформационных структур осадочного чехла и структурных несогласий на основе детального геологического картирования; статистически значимые замеры ориентировок линейных и плоскостных элементов (тектонических борозд, зеркал скольжения) в зонах динамического влияния активных разломов; обработку комплекса кинематических индикаторов с помощью апробированных методик и расчетных программ (Расцветаев, 1987; Delvaux, Sperner, 2003). Помимо этого, проводился анализ структурно-геологических данных предшествующих работ. **Результаты.** 1. Определены возрастные интервалы и кинематические обстановки главных фаз структурной перестройки рассмотренного сегмента Тянь-Шаня на альпийском этапе тектогенеза. 2. Показано, что на территории Алайского хребта наиболее значимая деформация и альпийская активизация структур палеозойского фундамента произошли на рубеже неогена и квартера. **Заключение.** Получены аргументы в пользу того, что на современном этапе район исследований представляет собой относительно единый монолитный блок, не испытывающий существенной деформации, связанной с надвиганием с юга верхнекоровых комплексов Северного Памира.

Ключевые слова: Тянь-Шань, фундамент, осадочный чехол, Алайская впадина, Кичи-Каракольская впадина, напряженно-деформированное состояние, кайнозой

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта № 16-17-10059 Российского научного фонда

The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan)

Evgenii S. Przhivalgovskii, Ekaterina V. Lavrushina

Geological Institute (GIN) RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: prz4@yandex.ru

Received 16.01.2020, accepted 06.04.2020

Research subject. A series of research studies was conducted in the Alai Range area, at the junction of the folded Tien Shan and Pamir provinces with the purpose of investigating the morphological structure of alpine deformations in the Paleozoic basement and Mesozoic–Cenozoic sediment cover. **Materials and Methods.** Structural and geological observations were carried out in the Alai and Kichi-Karakol inter-mountain depressions and their mountainous surroundings. These investigations included an analysis of the morphology and orientation of the deformation structures of the sedimentary cover and structural inconsistencies based on detailed geological mapping; measurements of the orientations of tectonic slickenlines and slickensides in the zones of active faults; processing the entire complex of data in terms of kinematic strain indicators using proven methods and calculation programs in order to determine the main parameters of the stress-strain state of the upper crustal rock complexes. **Results.** The age intervals and kinematic conditions of the main phases of structural transformation of the Southern Tien Shan at the Alpine stage of tectogenesis were determined based new structural and geological data, as well as materials published in previous works. It was demonstrated that, in the territory of Alai, the most signifi-

Для цитирования: Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2020) Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань). *Литосфера*, **20**(6), 771–790. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

For citation: Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V. (2020) The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan). *Litosfera*, **20**(6), 771–790. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-771-790

© Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, 2020

cant deformations and activation of the Paleozoic basement faults occurred at the Neogene-Quaternary boundary. *Conclusions.* At the present stage, the area under study constitutes a relatively stable block, which does not experience significant deformations associated with the encroachment of the upper crustal rock complexes of the Northern Pamir from the south.

Keywords: *Tien Shan, basement, cover, Alai depression, Kichi-Karakol depression, deformations, stress-strain state, Cenozoic*

Funding information

This work was financially supported by Project No. 16-17-10059 of the Russian Science Foundation

Acknowledgements

The authors are grateful to the staff of the RAS Research station in Bishkek, A.K. Rybin, V.E. Matyukov, S.I. Kuzikov, and other colleagues for their recommendations when discussing the tasks and objects of the research, for providing the necessary geological and geophysical materials, and for all-round assistance in organizing field work in the Alai valley. We are grateful to M.G. Leonov for his advice and constructive comments during the preparation and design of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая активизация Тянь-Шаня в кайнозой обычно связывается с коллизией Евразийской и Индийской континентальных литосферных плит в кайнозой. В результате произошла структурная перестройка значительного сегмента Центрально-Азиатского палеозойского складчатого сооружения, уже длительное время находящегося в состоянии режима молодой эпигерцинской платформы. На месте выравненной денудацией территории возникла высокогорная область. Ключевым объектом изучения кайнозойских деформаций является район непосредственного контакта литосферных плит – Памирского синтаксиса и прилегающих районов Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Исследования проводились в восточной части Алайского хребта и в Алайской долине, которая представляет собой морфоструктурный и геоисторический раздел между геоблоками Гиссаро-Алая и Памира. В современной геологической структуре это – Алайская внутригорная впадина, выполненная мезозойскими и кайнозойскими отложениями, и сводовое поднятие Алайского хребта, представляющее собой выступ палеозойского фундамента, в пределах которого в локальных прогибах сохранились останцы мезозойско-кайнозойского чехла, имевшего ранее более широкое распространение.

О характере и фазах проявления альпийских деформаций можно судить по тектоническим структурам и литологии осадочных отложений внутригорных прогибов, а также по новейшим смещениям и признакам современной активности разломов фундамента. Наиболее значимые деформации проявились на финальной стадии формирования внутригорных впадин, до накопления молодых грубообломочных моласс, которые в Алайской впадине залегают с резким угловым несогласием на меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях (Геология СССР, 1972; Coutand et al., 2002). Анализ наклона слоев чехла в локальных прогибах Алайского хребта показывает увеличение интенсивно-

сти деформации в западном направлении (Лукина, 1973). В целом поверхность фундамента с останцами чехольных комплексов обрисовывает широкий свод с крыльями, полого наклоненными в сторону Алайской и Ферганской впадин, осложненный складчатыми изгибами и асимметричными грабенами с амплитудами смещений по разломам до нескольких сотен метров.

Основные стадии тектонической активности разделились как в строении чехольных комплексов внутригорных бассейнов данного района (Леонов, 1961; Coutand et al., 2002), так и в фазах перестройки рельефа, которые датированы методом трекового анализа апатита (ATF) и по соотношению (U–Th–Sm)/He в цирконе (ZHe). Широкое применение этих методов на всей территории Тянь-Шаня позволило установить основные фазы эксгумации палеозойских пород, что связывается с фазами тектонической активности. Установлено, что образование хребтов-антиклиналей поверхности выравнивания в некоторых районах Тянь-Шаня началось около 30–20 млн лет назад и значительно более широко проявилось в последние 10–11 млн лет (Sobel, Dumitru, 1997; Dumitru et al., 2001; Sobel et al., 2006a, b; De Grave et al., 2011; Glorie et al., 2011; Macaulay et al., 2014; Lu et al., 2015; Käßner et al., 2016; Bande et al., 2017). Несмотря на то что имеются несомненные признаки активизации орогенных процессов в последние 3 млн лет (Чедия, 1986; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006b; Трифонов и др., 2008; и др.), чаще всего постулируется, что именно 10 млн лет назад, т. е. во второй половине миоцена, на Тянь-Шане начался период интенсивного орогенеза и деформации, который продолжается поныне (Coutand et al., 2002; Macaulay et al., 2014; Bande et al., 2017).

Все позднекайнозойские деформации в коре Тянь-Шаня могут рассматриваться как унаследованные и сопоставляются с современными по направленности относительных движений и кинематическим режимам. Для этого привлекаются данные геодезического GPS-мониторинга, сейсмофо-

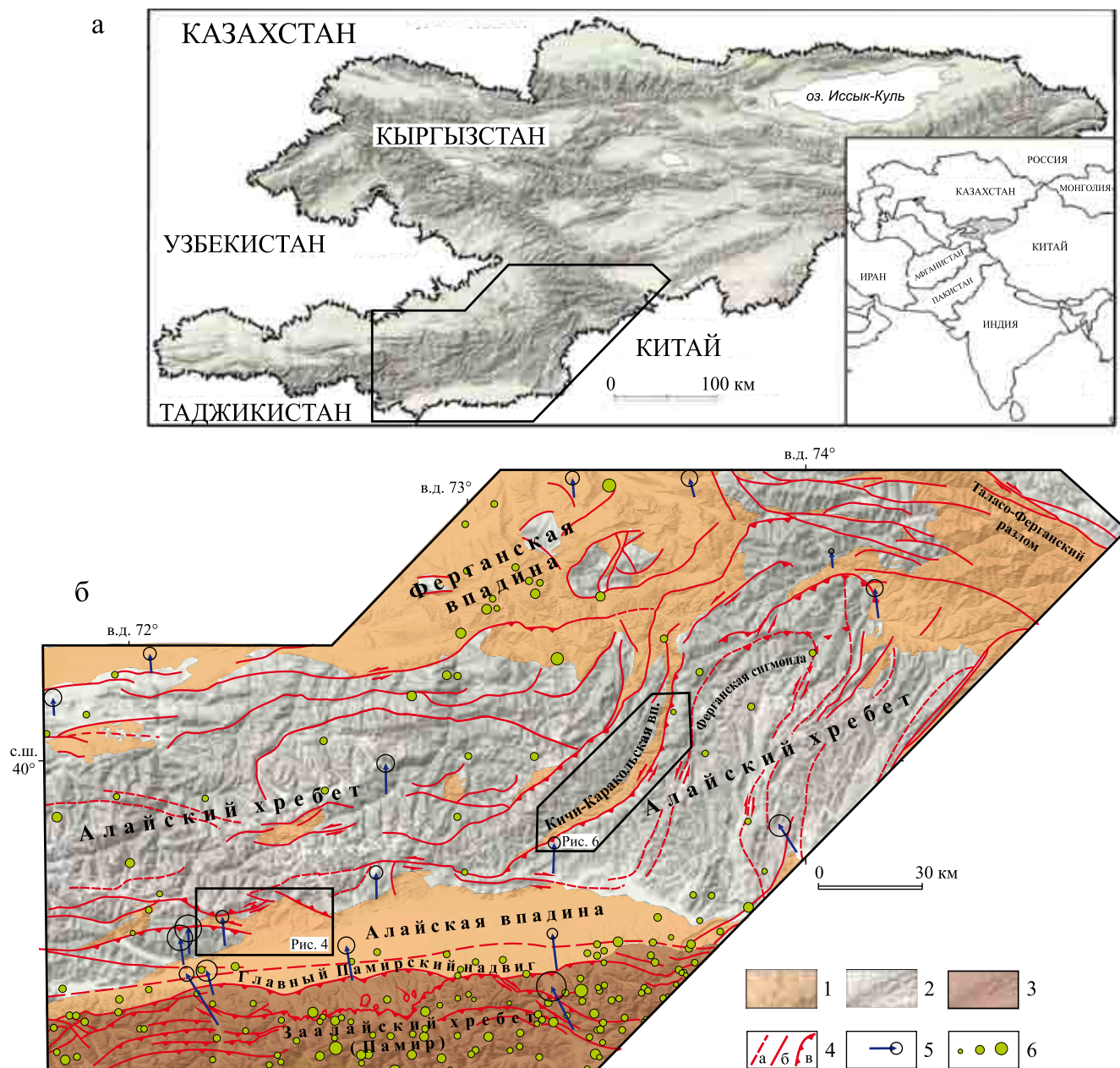


Рис. 1. Контуры района работ на схеме рельефа территории Кыргызстана (а) и положение участков детальных исследований на схеме новейшей тектоники Алайского хребта и его окружения (б) (составлена с использованием (Геологическая карта..., 1980).

1, 2 – тектоническая зона Южного Тянь-Шаня: 1 – внутригорные впадины (прогибы), заполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 2 – выходы палеозойского фундамента; 3 – тектоническая зона Северного Памира; 4 – активные в кайнозое разломы: а – предположительно активизированные, б – контролирующие положение и структуры синклинорных прогибов, в – активные надвиги; 5 – векторы современных смещений реперов относительно Казахской плиты (длина вектора равна 10 мм/год, эллипс точности определения 95%) (Зубович и др., 2004); 6 – эпицентры землетрясений последнего года (данные с сайта USGS <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

Fig. 1. The position of the study area: а – the contour of the study area on the relief scheme of Kyrgyzstan, б – the position of detailed research sites on the scheme of active faults of the Alai Ridge and surroundings (compiled from the (Geologicheskaya karta..., 1980)).

1, 2 – the South Tian Shan tectonic zone: 1 – intramountain troughs (synclinals) filled with Mesozoic and Cenozoic sediments; 2 – the outcrops of the Paleozoic basement (anticlinals); 3 – the North Pamir tectonic zone; 4 – active Cenozoic faults: а – presumably activated, б – controlling position and structures of troughs, в – active thrusts; 5 – vectors of modern shifts in a Kazakh plate-fixed reference frame (the vector's length in legend is 10 mm/year, with 95% confidence circulars) (Zubovich et al., 2004); 6 – locations of earthquakes, last year (from the USGS <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>).

кальные механизмы землетрясений или морфо-структурные признаки современных надвиговых смещений.

Во многих моделях Памир выступает в качестве индентора, определяющего обстановку меридионального сжатия, горообразования и сокращения ширины тяньшанского сегмента палеозойского пояса начиная с миоцена или даже раньше (Molnar, Tapponnier, 1975; Yin et al., 1998; De Grave et al., 2007, 2011). Действительно, генеральная современная структура поверхности фундамента и ее геоморфологическое выражение согласуются с меридиональным положением оси горизонтального сжатия на этапе позднекайнозойской деформации. Однако гипотеза перманентного давления на Южный Тянь-Шань со стороны Памира и Тарима не объясняет ни разнонаправленности движений многочисленных блоков, ни разнообразия кинематических обстановок, определяемых методами структурного анализа (Rolland et al., 2013), ни очевидных различий структурных планов соприкасающихся территорий Памира и Гиссаро-Алая (обзор проблемы см. в (Леонов и др., 2017)). Изучение структуры чехла Алайской впадины и ее северного обрамления свидетельствует о незначительном влиянии современного северного смещения Памира на деформацию верхних моласс Алайской впадины и активность перекрытых молассами разломов фундамента (Coutand et al., 2002). Различие в современной тектонической активности Памира и Южного Тянь-Шаня наглядно проявляется при сравнении плотности эпицентров сейсмических событий и величин векторов смещений поверхностных реперов по данным GPS (см. рис. 16).

Таким образом, в указанном районе отчетливо проявляются различия тектонических режимов этапа складчатых деформаций отложений чехла и современного орогенного этапа, сопровождавшегося накоплением мощных моласс. Полученные нами данные об ориентировке структур и структурных несогласиях в осадочном чехле Алайской и Кичи-Каракольской впадин, о современной активности разломов фундамента и кинематике смещений по ним дополняют и корректируют выводы о фазах формирования новейшей структуры и параметрах поля напряжений на альпийском этапе развития, сделанные по материалам исследований, проведенных в пределах Алайской впадины и ее окружении в последние годы (Coutand et al., 2002; Sippl et al., 2014).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые структурно-геологические исследования проводились в пределах Алайской и Кичи-Каракольской (Южно-Гульчинской) впадин Юж-

ного Тянь-Шаня, а также в их окружении. В современном виде это – асимметричные прогибы поверхности палеозойского фундамента, заполненные осадочными породами мезозоя и кайнозоя.

Алайская впадина, находящаяся непосредственно на границе Индийской и Евразийской литосферных плит, выражена протяженной, вытянутой с запада на восток долиной, с абсолютными отметками выше 2700 м. С севера и юга долину ограничивают высокогорные области – Алайский хребет Тянь-Шаня и Заалайский хребет Памира. Изучение строения впадины как ключа к расшифровке структурного взаимоотношения Памира и Гиссаро-Алая ставилось целью многочисленных структурно-геологических и геофизических исследований и до сих пор остается актуальным (Леонов, 1961; Закономерности..., 1973; Belousov et al., 1980; Юдахин, 1983; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Burtman, Molnar, 1993; Coutand et al., 2002; Sippl et al., 2014; Буртман, 2012а, б; Рыбин и др., 2015; Käßner et al., 2016; Леонов и др., 2017; и мн. др.).

Впадина представляет собой глубокий асимметричный прогиб, выполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями общей мощностью до 3000 м. Наиболее полный разрез отложений мезозойско-кайнозойского чехла обнажается в западной части Алайской долины на южном склоне и в предгорьях Алайского хребта (на высотах 2900–3700 м), где эти отложения стратиграфически залегают на палеозойских породах складчатометаморфического фундамента (рис. 2). Все отложения чехла, за исключением несогласно лежащих нижнеплейстоценовых конгломератов и более поздних рыхлых четвертичных отложений, смяты в складки и гипсометрически приподняты на сотни метров от поверхности долины р. Кызыл-Су.

С юга в четвертичное время (Леонов, 1961; Belousov et al., 1980; Никонов и др., 1983; Burtman, Molnar, 1993) она была перекрыта пакетом тектонических пластин Северного Памира (Заалайский хребет), подошва которого по геофизическим данным полого погружается к югу (Belousov et al., 1980; Юдахин, 1983; Burtman, Molnar, 1993; Рыбин и др., 2015). В современной структуре Памир является аккреционной призмой, включающей в себя палеозойские и мезозойские фрагменты, многие из которых до недавнего времени были удалены друг от друга и от Южного Тянь-Шаня и совмещены в процессе движения Памира на север (Molnar, Tapponnier, 1975; Burtman, Molnar, 1993). Поэтому в контексте данной статьи интерес представляет только вопрос соотношения тектонической активности Северного Памира и Алая в плиоцене и на современном этапе.

В обширном поднятии Алайского хребта, разделяющем Алайскую и Ферганскую впадины, на поверхность выходят палеозойские породы с



Рис. 2. Слои меловых и палеогеновых отложений в районе пос. Дороот-Коргон, круто наклоненные к центру Алайской впадины, стратиграфически несогласно залегают на сланцах среднего карбона.

Fig. 2. Layers of Cretaceous and Paleogene sediments near village Doroot-Korgon lie on the Middle Carboniferous schists with angular unconformity and steeply tilted to the center of the Alai depression.

редкими прогибами, сложенными мезозойско-кайнозойскими осадочными породами. Прогибы представляют собой асимметричные приразломные складки или грабены, в которых слои осадочного чехла залегают конформно на деформированной поверхности палеозойского фундамента. Положение и ориентировка локальных прогибов, очевидно, контролировались активизированными разломами палеозойского фундамента (см. рис. 1б), поэтому общая альпийская разломно-складчатая структура определялась не только геодинамикой позднеальпийского этапа, но и герцинской структурой фундамента. На это обращали внимание многие исследователи тектоники Тянь-Шаня и непосредственно рассматриваемого района, например, (Леонов, 1961; Molnar, Tapponnier, 1975; Чедия, 1986; Садыбакасов, 1990; Burtman, Molnar, 1993; Bazhenov, Mikolaichuk, 2004). Характерная для Южного Тянь-Шаня субширотная ориентировка главных морфоструктур и герцинских разломов нарушается в районе восточной части Алайского хребта, где линейные структуры образуют сложный изгиб, названный Д.И. Мушкетовым Ферганской сигмоидой (горизонтальная складка – по В.С. Буртману, горизон-

тальная протрузия – по М.Г. Леонову), со сменой преобладающих простираний от северо-восточного на юге до северо-западного на севере. Ферганская сигмоида ограничена с северо-востока крупнейшим разломом Киргизского Тянь-Шаня – Таласо-Ферганским правосторонним сдвигом северо-западного простирания (Таласо-Ферганский разлом на рис. 1б), наиболее активным в пермское время (Rolland et al., 2013), но игравшим важную роль в геодинамике всей последующей эпохи. Простирания главных палеозойских структур в пределах рассматриваемого сегмента Южного Тянь-Шаня, оформившиеся в процессе раннепермской орогенции (Буртман, 1976; Биске, 1996), в целом контролируют положение и ориентировку локальных прогибов. Так, необычное для главного субширотного тренда северо-восточное простирание Кичи-Каракольского прогиба – наиболее крупного синклинального прогиба фундамента в пределах Алайского хребта – определяется его положением на западном фланге Ферганской сигмоиды.

Кичи-Каракольская асимметричная синклиналь представляет собой корневую часть существовавшей здесь более крупной впадины, на опреде-

ленных этапах седиментации соединявшей Алайскую и Ферганскую котловины. Ее крутой юго-восточный борт примыкает к протяженному Гульчинскому взбросо-сдвигу, по которому на отложения чехла надвинуты палеозойские сланцы и мраморизованные известняки. В северо-западном пологом крыле в единой моноклинали обнажается весь разрез мезозойских (начиная с нижнего мела) и кайнозойских отложений, стратиграфически залегающих на породах фундамента.

По литологическим признакам и по палеонтологическим определениям отложения Кичи-Каракольской и Алайской впадин хорошо коррелируются (Пояркова, 1969; Геология..., 1972; Чедия, 1986; Закономерности..., 1973; и др.). В данной работе использована обобщенная стратиграфическая схема, принятая для Геологической карты Киргизской ССР масштаба 1 : 500 000 (1980).

Породы фундамента в районе Алайского хребта представлены *палеозойскими метаморфизованными осадками и интрузиями*, в частности силурийскими терригенными отложениями, девонскими и каменноугольными мраморизованными известняками и флишем, а также разнообразными интрузивными породами позднекаменноугольного и пермского возраста (Геология..., 1972; Буртман, 1976; Геологическая карта..., 1980; Биске, 1996).

В северном обрамлении Алайской впадины в виде узкой полосы в основании разреза чехла обнажаются *нижне- и среднеюрские отложения*. Они включают в себя грубозернистые песчаники и кварцевые конгломераты, переслаивающиеся с аргиллитами, содержащими линзы гипса и угля. Во многих прогибах, включая Кичи-Каракольский, юрские отложения отсутствуют. Максимальная мощность юрской пачки, вероятно, не превышает 300 м.

На эродированной поверхности пестроцветной юрской толщи или непосредственно на палеозойских породах залегают красноцветные *нижнемеловые отложения* – грубозернистые косослоистые песчаники, дресвяные и галечные конгломераты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Возраст отложений, содержащих редкие раковины остракод, по стратиграфическому положению и по аналогам в Таджикской депрессии считается альбским (Пояркова, 1969; Геология..., 1972). Их мощность достигает 700–800 м.

Хорошо палеонтологически охарактеризованы отложения *верхнего мела*, отдельные слои и пачки которых прослеживаются на многие километры. Они представлены преимущественно известковыми и глинистыми морскими отложениями с подчиненным количеством алевролитов, песчаников и эвапоритов, возраст которых надежно определяется по фауне разнообразных моллюсков (Пояркова, 1969). Отложения накапливались без существенных перерывов начиная с начала сеномана до позднего кампана.

Выше, стратиграфически согласно, залегает глинисто-алевролит-гипсовая пачка отложений, с редкими прослоями конгломератов, песчаников, известняков и доломитов, относимая по фауне моллюсков к *палеоцену, эоцену и низам олигоцена*. Эти мелководные, также в основном морские отложения, включающие в себя устричные ракушечники и песчаники со следами ряби и волнового перемешивания, почти повсеместно отделяются от верхнемеловых характерным гипсоносным горизонтом. Судя по мелководности фаций морских отложений верхнего мела и палеогена, описанных в опорной скважине 1П-Алай в центральной части впадины Л.С. Овсянниковым и Ф.С. Наконечным (Coutand et al., 2002), прогибание носило преимущественно компенсированный характер, а суммарная мощность морских отложений достигала 1 км.

Также субсогласно с подстилающими породами залегает пачка красноцветных терригенных континентальных отложений, представленных рыхлыми супесями и суглинками со слоями более плотных песчаников, конгломератов и алевролитов. С некоторой условностью эти образования (известные в данном районе как массагетский комплекс) относятся к *верхам олигоцена–низам миоцена* (Геология..., 1972; Закономерности..., 1973). Прослой гипсов, свидетельствующие о наличии озерных отложений, наблюдаются в верхах разрезов массагетского комплекса Алайской долины, для которых характерна красно-коричневая окраска. Суммарная мощность пачки составляет 300–600 м в разных разрезах.

Вышележащая терригенная пачка (бактрийская свита), аналоги которой более полно представлены и изучены в Ферганской впадине, по-видимому, формировалась на протяжении всего *плиоцена*, хотя неоднозначная возрастная привязка по фауне млекопитающих и остракод не исключает, что она содержит верхнемиоценовые или нижнеплейстоценовые слои (Геология..., 1972). В составе отложений основную роль играют алевролиты, песчаники и различные конгломераты; в окраске пород господствуют серые, палевые и светло-бурые тона. По данным интерпретации сейсмических профилей, мощность толщи максимальна в южной части Алайской впадины (1300 м) (Coutand et al., 2002). На представленных в указанной работе геолого-геофизических профилях плиоценовые конгломераты и песчаники бактрийской свиты залегают полого, с резким угловым несогласием на разновозрастных нижележащих отложениях. По нашим данным, представленным ниже, это утверждение спорно.

В Алайской долине все перечисленные отложения с резким угловым несогласием перекрываются серыми валунно-галечными конгломератами (сохская свита), условно относимыми к *нижнему плейстоцену* (Геология..., 1972), которые залегают полого с наклоном не более 5° к югу или вос-

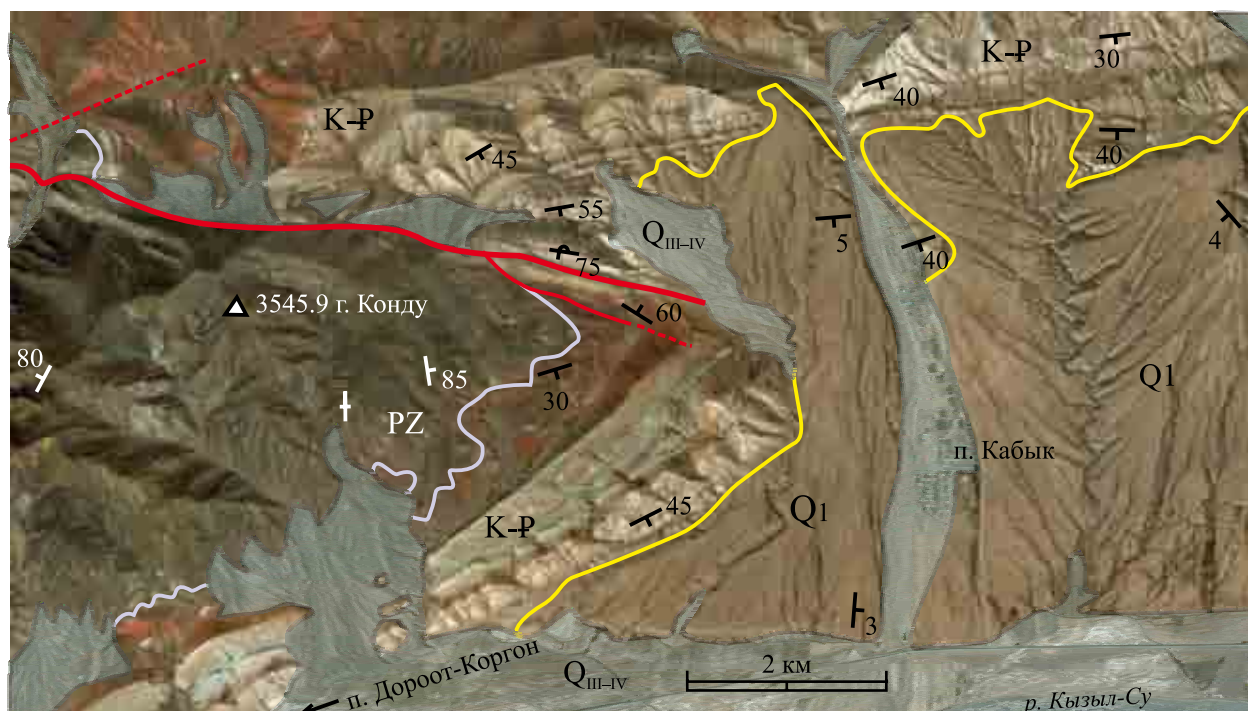


Рис. 3. Космический снимок (открытый ресурс SAS-Planet) района горы Конду, северо-запад Алайской долины.

Цветными линиями отмечены разломы (красные) и структурные несогласия: по подошве меловых и палеогеновых отложений (К-Р) в составе юрско-плиоценового платформенного яруса (сиреневая линия), по подошве раннеплейстоценового орогенного комплекса Q_1 (желтая линия); современные отложения Q_{III-IV} окрашены в серый цвет.

Fig. 3. A satellite image (open resource SAS-Planet) of the Condu horst, northwest of the Alai Valley.

Colored lines indicate faults (red) and structural unconformity: the foot of Cretaceous and Paleogene deposits (K-P) as part of the Jurassic-Pliocene structural complex (lilac line), the foot of the Early Pleistocene orogenic complex Q_1 (yellow line); Q_{III-IV} modern sediments (grey colour).

току (рис. 3). На региональных картах эти конгломераты относятся к широко распространенному в пределах Тянь-Шаня грубообломочному комплексу, сформировавшемуся в конце плиоцена–начале плейстоцена, чаще всего выделяемому как шарпылдакская свита. В современной редакции свита является нижнеплейстоценовой, так как по рекомендации Исполнительного комитета Международного союза геологических наук с 2009 г. отложения гелазия с возрастом 1.806–2.588 млн лет, ранее относимые к позднему плиоцену, сейчас включаются в квартал.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение структурных парагенезов и кинематических индикаторов деформаций проводилось в отложениях мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и палеозойских комплексах в окружении впадин. При детальном структурно-геологическом картировании использовалась Геологическая карта Киргизской ССР масштаба 1 : 500 000 (1980), которая играла роль региональной основы. В процес-

се картирования ключевых участков изучались положение и ориентировка деформационных структур в мезозойско-кайнозойском чехле (простирающие и наклоны осевых поверхностей складок и разломов), для дальнейшего анализа данных по традиционным методикам (Расцветаев, 1987) в целях определения параметров напряженного состояния и обобщения результатов на всей площади проведения работ.

Литологическая контрастность и выдержанность слоев осадочного чехла, представленного континентальными и мелководными морскими отложениями (часто с обильными раковинами моллюсков и остракод), позволяли надежно проследить маркирующие горизонты и уверенно сопоставлять пачки в разрезах разобщенных участков. Особое внимание уделялось выделению структурных ярусов (несогласий), позволяющих датировать фазы деформаций и орогенической перестройки. Отмечались морфоструктурные признаки современной тектонической активности в зонах разломов – проявления обвалов, оползней, возникновение рвов и эскарпов.

В отложениях чехла и в породах фундамента на участках, прилегающих к активизированным разломам, фиксировались и анализировались данные по ориентировке зеркал скольжения и борозд – кинематические индикаторы смещений по разломам и оперяющим трещинам, позволяющие реконструировать обстановки палеонапряжений на отдельных участках исследованной территории. Результаты замеров обобщались в пределах ограниченных сегментов разломных зон протяженностью не более 300 м (одна площадка замеров) при количестве достоверных определений направлений смещений не менее 9. Для реконструкции напряженных обстановок использовалась компьютерная программа WINTENZOR, тектонофизические принципы и математическая основа которой наряду с методикой использования программы изложены в (Delvaux, Sperner, 2003; Delvaux, 2012). Программа позволяет определять пространственное положение областей сжатия и растяжения и другие параметры НДС для совокупности трещин с известным направлением смещений или их кинематическим типом. Положение осей главных нормальных напряжений в точках наблюдений уточнялось процедурой минимизации. В наглядной форме стресс-режимы представляются в виде диаграмм с указанием положения и условных величин горизонтальных проекций главных осей напряжений. Анализ и обобщение результатов на всей территории исследования проводились с привлечением ранее опубликованных данных по кинематике тектонических движений (Леонов, 1961; Coutand et al., 2002; Lu et al., 2015; Käßner et al., 2016; Бачманов и др., 2017), о напряженно-деформационном состоянии верхнекоровых комплексов (Attow-smith, Strecker 1999; Sippl et al., 2014) и проявлениях современных тектонических движений и сейсмической активности (Никонов и др., 1983; Attow-smith, Strecker 1999; Zubovich и др., 2004; Sippl et al., 2014).

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АЛАЙСКОЙ ВПАДИНЕ

В западном секторе северного борта Алайской впадины к северо-востоку от пос. Дороот-Коргон на большой площади обнажаются дочетвертичные отложения осадочного чехла. Это наиболее удобный район для изучения деформаций альпийского этапа. Складчато-деформированные наклоненные в целом к ЮВ мезозойские и кайнозойские отложения, залегающие на склонах Алайского хребта, и их контакты с палеозойским фундаментом пересекаются поперек долинами рек Кызыл-Эшме и Кызыл-Ункур (левыми притоками Кызыл-Су) и сухими долинами (рис. 4). Хорошая обнаженность и присутствие в составе всех отложений устойчивых к выветриванию слоев прочных пород (песча-

ников, конгломератов, известняков и др.) позволили детально изучить деформации слоев, определить смещения по разломам и несогласные залегания пачек.

Все дочетвертичные отложения осадочного чехла впадины, начиная с юрских до плиоценовых включительно, деформированы конформно. Установленные по палеонтологическим данным перерывы и размыв на границе нижнесреднеюрских и нижнемеловых (альбских) отложений (Пояркова, 1969; Геология..., 1972) не проявились в виде заметных структурно-угловых несогласий. Отмечаемые во многих обнажениях юрской пачки дисгармоничные складки слоев алевролитов в глинистом и углистом матриксе, очевидно, связаны с внутрислойными деформациями, обусловленными высокой пластичностью глин.

Единственное несомненное структурное несогласие устанавливается в подошве сероцветной нижнеплейстоценовой пачки конгломератов и песчаников (иногда выделяемых под названием сохской свиты (Геология..., 1972)), полого лежащих на более ранних разновозрастных отложениях чехла. Западнее долины р. Кызыл-Ункур эта пачка с юга на север последовательно залегает на палеогеновых, меловых и юрских отложениях, перекрываясь на крутом склоне валунными рыхлыми отложениями более молодого пролювиального конуса (см. рис. 3, 4). Восточнее эти же отложения с резким несогласием лежат на плиоценовых песчаниках, слои которых падают на юг под углом 45°. Конгломераты практически не деформированы, наклон слоев даже на склоне Алайского хребта не превышает 8–10°. Таким образом, отложения чехольного комплекса (за исключением самых верхних) в основном были деформированы и частично денудированы в течение одной деформационной фазы на рубеже неогена и квартала. Точная фиксация времени проявления этой орогенной фазы затруднена в связи с недостоверностью определения возраста и сложностью разделения разновозрастных пачек грубообломочных отложений верхних частей разреза.

Ансамбль тектонических структур в осадочном чехле включает в себя складки и разломы, развитие которых связано с позднекайнозойской деформацией поверхности нижележащего фундамента. Полого погружающаяся к югу моноклираль северного борта впадины на рассмотренном участке осложнена рамповым прогибом СЗ простирания, ориентированным косо к оси впадины (см. рис. 4). Его ограничения с СВ и ЮЗ служат два разлома сдвига-взбросовой кинематики, с севера сохраняется первичный стратиграфический контакт отложений чехла с фундаментом, частично перекрытый надвигом палеозойских пород с южным направлением смещения. Внутри рампового прогиба обнажаются нижнеюрские, мело-

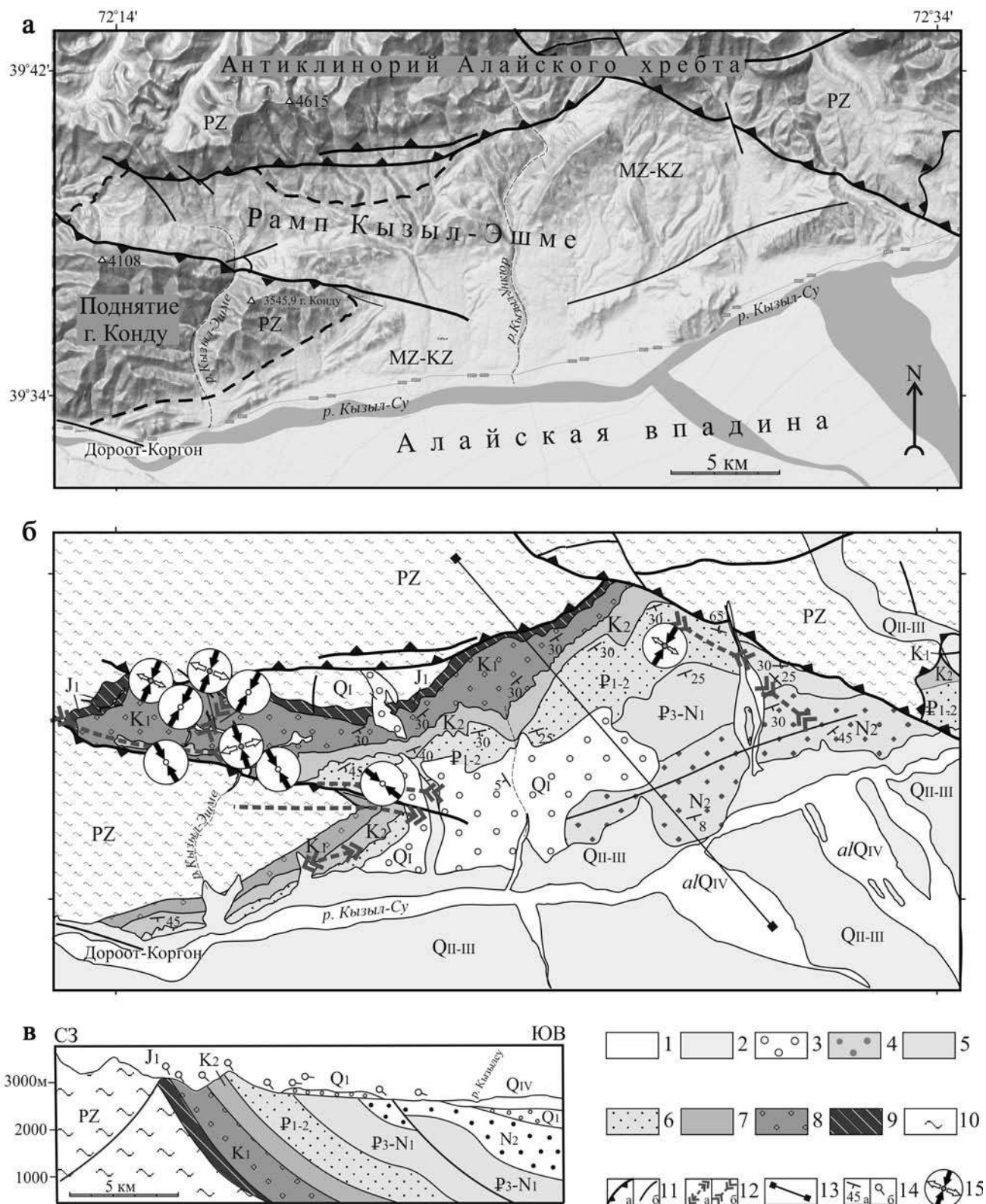


Рис. 4. Позднекайнозойские структуры и кинематические обстановки в районе рампа Кызыл-Эшме (северо-западный борт Алайской впадины): а – схема тектонического районирования и рельефа; б – структурно-геологическая схема с характеристиками кинематических обстановок в точках наблюдений; в – геологический разрез.

1–9 – дочетвертичные отложения осадочного чехла: 1 – голоценовые, 2 – средне-верхнеплейстоценовые, 3 – нижнеплейстоценовые, 4 – миоцен-плиоценовые, 5 – олигоцен-нижнемиоценовые, 6 – палеоцен-эоценовые, 7 – верхнемеловые,

8 – нижнемеловые, 9 – юрские; 10 – палеозойские метаморфические породы; 11 – главные надвиги (а) и прочие активные разломы (б); 12 – оси складок в осадочном чехле: а – антиклиналей, б – синклиналей; 13 – линия разреза; 14 – элементы залегания на карте (а) и разрезе (б); 15 – диаграммы кинематических обстановок, построенные с помощью программы WINTENZOR (стрелками показаны ориентировка и относительные значения горизонтальных составляющих осей палеонапряжений).

Fig. 4. Late Cenozoic structures and kinematic diagrams in the area of the Kyzyl-Eshme ramp (NW of the Alai depression): а – tectonic scheme and relief map; б – structural and geological scheme with the characteristics of the kinematic conditions at the observation points; в – geological crosssection.

1–9 – Mesozoic-Cenozoic sediment deposits: 1 – Holocene, 2 – Middle-Late Pleistocene, 3 – Early Pleistocene, 4 – Pliocene, 5 – Oligocene-Early Miocene, 6 – Paleocene-Eocene, 7 – Late Cretaceous, 8 – Lower Cretaceous, 9 – Jurassic; 10 – Paleozoic metamorphic rocks; 11 – main thrusts (а) and other active faults (б); 12 – axis of folds in the sedimentary cover: а – anticlines, б – synclines; 13 – crosssection line; 14 – attitudes of layers on the map (а) and crosssection (б); 15 – diagrams of kinematic settings calculated using the WINTENZOR program (arrows indicate the orientation and relative values of the horizontal projections of principal stresses).

вые, палеогеновые и неогеновые отложения, согласно наклоненные к югу и юго-востоку с преобладающими углами падения 25–35°. Складки, иногда сжатые, с опрокинутыми залеганиями слоев, в основном приурочены к зонам разломов. Все главные разломы СЗ, ССЗ и субширотного простираний представляют собой взбросы или крутые надвиги с налеганием комплексов палеозойского фундамента на отложения чехла. Для взброса, ограничивающего рамповый прогиб с ЮЗ в среднем течении р. Кызыл-Эшме, картируется видимое левостороннее смещение горизонтов меловых и палеогеновых отложений, залегающих с ЮВ падением. Однако тектонические борозды и морфология приразломных складок указывают на взброс с правосторонней сдвиговой составляющей смещения. Сдвиговые смещения несомненно уступают вертикальному (0.5–1.5 км на разных отрезках), которое определяется по предполагаемой на этом участке мощности юрских, меловых и палеогеновых отложений, последовательно (с запада на восток) контактирующих по разлому с палеозойскими сланцами выступа горы Конду. Антецедентная долина р. Кызыл-Эшме, пересекающая взброс и весь палеозойский выступ с севера на юг, является свидетельством более позднего формирования локального поднятия Конду и рампа Кызыл-Эшме по сравнению с главным водоразделом Алайского хребта на севере. Два других разлома, ограничивающих рампы с севера и северо-востока, также являются крутыми надвигами, плоскости которых наклонены под углами 45–60°. Видимое в плане правостороннее смещение слоев по разлому северо-восточного борта в основном связано с надвиганием палеозойских пород с северо-востока, что подтверждается кинематическими индикаторами (ориентировкой осей приразломных складок, тектоническими бороздами) и определенными параметрами напряженного состояния на этом участке.

Анализ ориентировок тектонических зеркал и борозд на трещинах в зонах динамического влияния главных разломов позволил провести статистически обоснованную реконструкцию кинемати-

ческих обстановок на семи площадках в комплексе пород осадочного чехла и на одной площадке в девонских доломитах (в зоне разлома северного склона горы Конду). На большинстве участков определяется обстановка сжатия или транспрессии, реже – сдвига. Оси максимальных напряжений сжатия везде расположены полого в северо-восточном или в северо-западном секторе. Ориентировка главных осей напряжений на северной границе рампы в целом соответствует левосторонней транспрессии, на юго-западной – правосторонней.

Новейшие движения, в частности современное надвигание с юга Памира, существенно не изменили сформировавшиеся ранее структуры. В слоях нижнеплейстоценовых конгломератов и песчаников в северном борту впадины почти нигде не наблюдается следов современной (в частности, сейсмической) активности. Изредка слои разбиты зонами поперечного кливажа, и иногда отмечены не протяженные разрывные нарушения со смещениями слоев до 20 см. Выраженные в рельефе сейсмодислокации в южных предгорьях Алайского хребта редки. Врезы долин рек и водотоков, текущих к югу, в предгорьях незначительны, что указывает на постоянство базиса эрозии.

Совершенно иной характер современной тектоники в южном борту Алайской впадины. Главный Памирский надвиг (Заалайский разлом), самый северный в системе покровно-надвиговых структур северного склона Заалайского хребта Памира, отделяет выровненную часть Алайской долины от холмистых предгорий Памира. На всем протяжении этой хорошо выраженной в рельефе субширотной структуры неогеновые (или меловые на других участках) образования надвинуты на современные отложения плейстоцена–голоцена и перекрываются, в свою очередь, аллохтонными пластинами с юга. Слои рыхлых песчано-галечных плейстоценовых отложений также смещены по фронтальным надвигам до 8–10 м к северу и часто антиклинально изогнуты в висячем крыле. Вертикальный подъем по надвигам отчетливо проявляется в современном рельефе предгорий Заалайского хреб-



Рис. 5. Террасы современных рыхлых отложений и глубоко врезанная долина р. Комансу в северных предгорьях Заалайского хребта Памира.

Fig. 5. Terraces complicated by modern loose deposits and a deep incised Comansu river valley at the northern foothills of the Zaalaysky ridge (Pamirs).

та: здесь долины ручьев и речек глубоко врезаны, имеют V-образную форму и многочисленные террасы (рис. 5).

Фронтальный надвиг в поперечном разрезе образует веер из 2 или 3 сместителей, отчетливо проявленных в виде систем уступов поверхности позднеплейстоценовых аллювиальных шлейфов. Высота уступов составляет 3–8 м, а суммарное превышение по ним достигает 12 м. Уступы являются интегральным результатом землетрясений и деформаций крипового смещения по разломам.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КИЧИ-КАРАКОЛЬСКОМ ПРОГИБЕ

Кичи-Каракольская односторонняя грабен-синклиналь (межгорная впадина), расположена в восточной части Алайского хребта в западном крыле Ферганской (Восточно-Алайской) сигмоиды и протягивается с ЮЗ на СВ на 50 км (см. рис. 16). Впадина является корневой частью осадочного бассейна, соединявшего в виде пролива крупные бассейны Ферганы и Алая, которые в позднем мелу и палеогене были морскими котловинами (Пояркова, 1969; Геология..., 1972). На основе прослеживания главных маркирующих горизонтов и геологических границ внутри осадочного комплекса (с сохранением общепринятых стратиграфических подразде-

ний (Геологическая карта..., 1980)), определялась морфология складок и разломов. Структурные исследования включали в себя изучение деформационных структур и обстановок напряженного состояния в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле и на контактах с палеозойскими комплексами.

Современная структура прогиба определяется активным Гульчинским разломом, протянувшимся вдоль ЮВ борта, по которому палеозойские мраморизованные известняки и метаморфические сланцы тектонически контактируют с разновозрастными отложениями чехла (рис. 6). Прогиб представляет собой асимметричную приразломную синклиналь, выклинивающуюся на окончаниях. Гульчинский разлом – это надвиг с углами падения сместителя 45–65° к ЮВ, в некоторых сегментах которого по тектоническим бороздам нами были установлены левосторонние сдвиговые смещения. Современная активность разлома проявляется на многих участках в виде свежих сейсмодислокаций – новообразованных тектонических уступов, рвов, обвалов. На юге прогиба разлом в рельефе выражен современным тектоническим уступом, а геологически – зоной тектонической брекчии глыбовой размерности до 7–10 м с фрагментами мраморов палеозоя, перематыми линзами осадочных пород из низов разреза чехла – красноцветов нижнего мела. На границах глыб мраморов – многочислен-

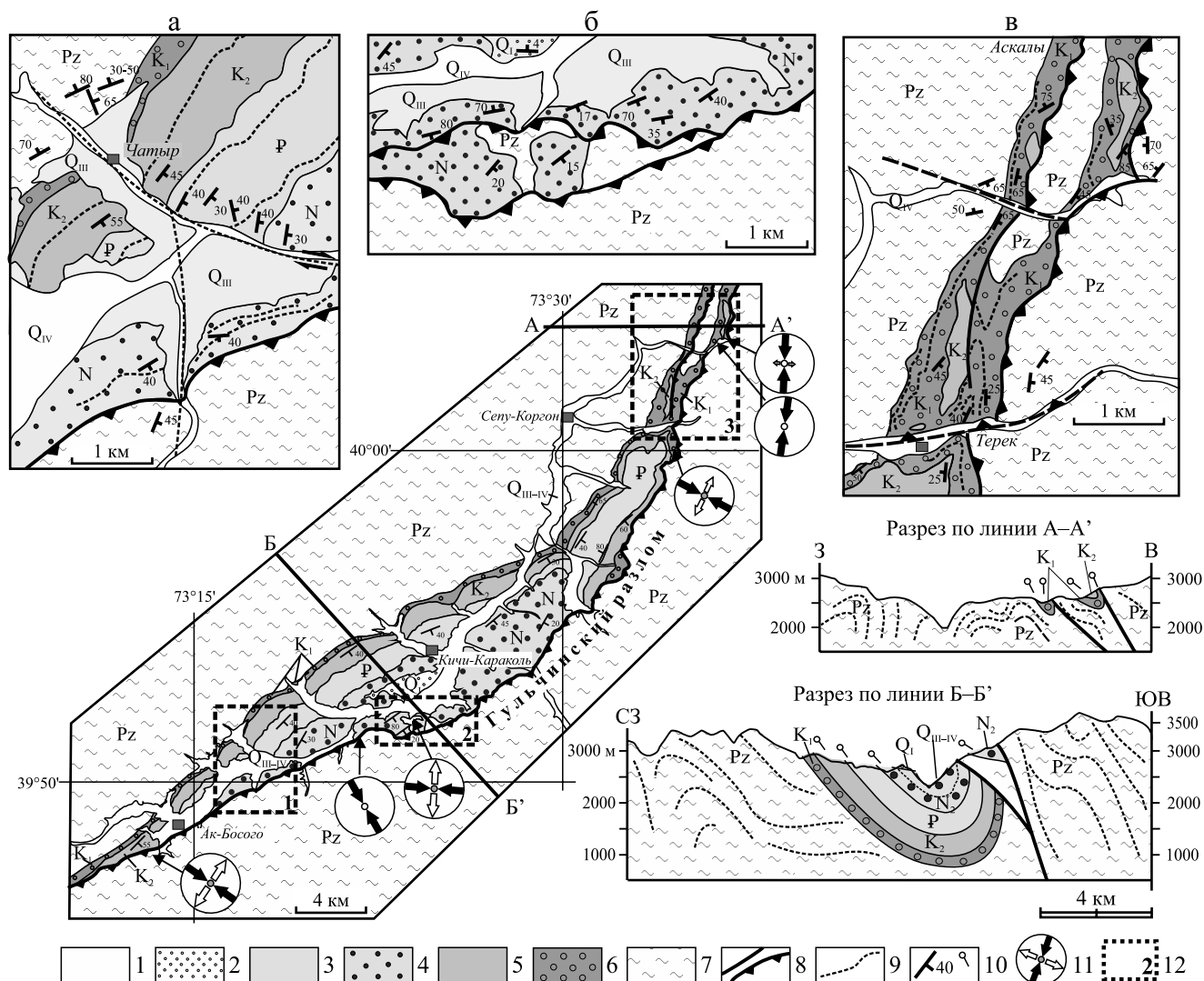


Рис. 6. Схема позднекайнозойских структур и кинематических обстановок в районе Кичи-Каракольского (Южно-Гульчинского) прогиба.

1–6 – мезозой-кайнозойские отложения: 1 – голоцен-верхнеплейстоценовые аллювиальные, 2 – нижнеплейстоценовые, 3 – неогеновые, 4 – палеогеновые, 5 – верхнемеловые, 6 – нижнемеловые; 7 – палеозойские метаморфические породы; 8 – разломы; 9 – маркирующие горизонты; 10 – элементы залегания; 11 – диаграммы кинематических обстановок; 12 – контуры и номера участков детализации.

Fig. 6. Scheme of the Late Cenozoic structures and kinematic conditions in the region of the Kichi-Karakol (South Gulcha) syncline.

1–6 – Mesozoic-Cenozoic deposits: 1 – Holocene alluvial, 2 – Pleistocene, 3 – Neogene, 4 – Paleogene, 5 – Upper Cretaceous, 6 – Lower Cretaceous; 7 – Paleozoic metamorphic rocks; 8 – faults; 9 – key horizons; 10 – attitudes of layers; 11 – diagrams of kinematic settings; 12 – detail areas.

ные зеркала и примазки черных углеродистых рыхлых милонитов. В центральной части впадины разлом имеет оперяющие сместители, по которым вертикально смещены блоки нижнекаменноугольных алевролитов и сланцев с полого залегающими на них плиоценовыми конгломератами и песчаниками (см. рис. 6б). Слои тех же конгломератов к северо-западу, уже внутри впадины, смяты в вертикальные сжатые складки, вытянутые параллельно надвику.

По плоскостям разломов развиты светлые мучнистые милониты с серицитом.

В северо-западном борту прогиба отложения чехла залегают на коре выветривания различных палеозойских пород в виде единой моноклинали (азимут падения 120–135°, угол 40–65°), выполаживающейся к центру, а около разлома залегают субвертикально или запрокинуты (см. рис. 6в). Мощность осадочного чехла достигает максиму-

ма в центральном сегменте прогиба, составляя более 2 км. В основании разреза повсеместно залегает красноцветная пачка терригенных отложений нижнего мела, которая согласно наращивается мелководными морскими отложениями верхнего мела и палеогена и континентальными песчано-глинистыми отложениями олигоцена–миоцена. Плиоценовые песчаники и галечные конгломераты (слои которых также наклонены к юго-востоку до 40–45°) присутствуют только в центральной части прогиба и денудированы на его СВ и ЮЗ окончаниях. В центральном сегменте крутого ЮВ борта прогиба обнаруживаются трансгрессивные залегания грубообломочной плиоценовой толщи на каменноугольных известняках (см рис. 6б). Однако заметных структурных несогласий в подошве или внутри неогеновой толщи не обнаруживается. В центре прогиба, южнее пос. Кичи-Каракол, на палеогеновых и неогеновых отложениях полого залегают валунно-галечные конгломераты, на разных геологических картах относимые к нижнему или среднему плейстоцену. Угловое несогласие в их подошве фиксирует время складчатых деформаций чехла как позднеплиоценовое или раннеплейстоценовое.

Оси складок чехла имеют преимущественно СВ ориентировку и меняют простирание в соответствии с простиранием выгнутого по дуге главного разлома. Рассчитанные ориентировки главных осей напряжений хорошо коррелируют с простиранием осей складок и предполагаемыми смещениями по Гульчинскому и второстепенным активным разломам. В южной и центральной частях прогиба оси максимального сжатия ориентированы круто к простиранию главного надвига, а стрессовые режимы отвечают обстановкам левостороннего сдвига или поперечного к разлому сжатия. Определения параметров напряженного состояния в северной части прогиба, где меловые отложения корневой части разреза интенсивно деформированы и разбиты многочисленными разломами, дали противоречивые результаты. На двух из трех площадок в обнажениях нижнемеловых песчаников на основании замеров борозд смещений по трещинам были определены обстановки горизонтального сжатия с практически меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Судя по геологическим данным, в этой части прогиба можно было бы ожидать широтную – поперек осевым плоскостям складок и надвигов – ориентировку осей максимального сжатия, которая была определена лишь в одной точке из трех. Анализ структурного положения точек замеров показал, что они расположены в области динамического влияния не только меридиональных крутопадающих разломов (сдвигов, надвигов), но и поперечных к ним, вероятно, более поздних структур также надвиговой кинематики с незначительной амплитудой (20–40 м) смещения

слоев (см. рис. 6в). Подобный разброс рассчитанных параметров НДС в разных районах Алайского хребта отмечен также в (Sippl et al., 2014). Причины подобных расхождений и их интерпретация обсуждаются ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенные полевые исследования и их анализ с учетом опубликованных данных по геологии области сочленения Гиссаро-Алая и Памира позволяют сделать некоторые выводы о тектоническом развитии данного района в кайнозойе и обсудить их в свете более общих проблем.

1. Отложения чехольных комплексов платформенного этапа развития герцинской складчатой области Южного Тянь-Шаня на территории, прилегающей к северному фронту Памира, включающие в себя мезозойские и кайнозойские породы, были складчато деформированы на рубеже неогена и квартера. Предшествующие складчатые деформации выровненной поверхности эпигерцинского фундамента отразились в вариациях мощностей и фаций отложений и незначительных изменениях контуров бассейнов и областей денудации. Несмотря на то что суммарная амплитуда относительных вертикальных движений в прогибах и поднятиях кровли фундамента к концу неогена могла достигать нескольких километров, эти складки были пологи, и во всей толще осадочного чехла даже в бортовых частях впадин не отмечены значимые угловые несогласия. На границе неогена и квартера условия изменились кардинально.

Позднеплиоценовая–раннеплейстоценовая стадия деформации и денудации отложений чехла и палеозойского фундамента Тянь-Шаня сопровождалась формированием высокогорного рельефа при увеличении общей площади поднятий, накоплением грубообломочных моласс, несогласно отлагающихся на разновозрастных дочетвертичных отложениях в Ферганской и Алайской межгорных депрессиях и в некоторых локальных прогибах (см. рис. 4б). Время орогенеза и деформаций пока определено недостаточно точно, так как плохо датированными остаются грубообломочные отложения, залегающие выше и ниже главного структурного несогласия. Граница между бактрийской (плиоценовой?) и вышележащей сохской (нижнеплейстоценовой?) свитами не всегда может быть определена по литологическим признакам и очевидна лишь при явных различиях в залегании. Неоднозначно отложения этих свит различаются на сейсмических разрезах. Согласно геологической интерпретации данных сейсмопрофилирования (Coutand et al., 2002), главное структурное несогласие приурочено к подошве бактрийского комплекса, залегающего полого на смятых и смещенных по разломам отложениях мела, палеогена и нижнего мио-

цена. Доводом в пользу выделения миоценовой деформационной фазы являются также данные трекового анализа апатита (ATF) и соотношения (U–Th–Sm)/He в цирконе (ZHe) из пород чехла и фундамента, определяющие время и скорость эксгумации комплексов. На всей территории Тянь-Шаня наиболее широко эксгумация проявилась в последние 8–11 млн лет, этот рубеж фиксируется и в Южном Тянь-Шане (Sobel, Dumitru, 1997; Dumitru et al., 2001; Sobel et al., 2006a; De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2011; Käßner et al., 2016; Bande et al., 2017). Несмотря на то что имеются несомненные признаки активизации орогенных процессов в последние 4–2 млн лет (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006a; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012б), многие исследователи полагают, что именно 10 млн лет назад, т. е. во второй половине миоцена, на Тянь-Шане начался период интенсивного орогенеза, который продолжается поныне (Coutand et al., 2002; Macaulay et al., 2014; Lu et al., 2015; Sippl et al., 2014). На вопросе о взаимосвязи современных и предшествующих тектонических фаз мы еще остановимся, однако хотелось бы здесь заметить, и это правомерно отмечается в (Буртман, 2012а, стр. 29), что “...зависимость между эксгумацией фундамента и перемещениями по разломам не имеет обоснования. Более вероятно, что ... перемещения по надвигам начинаются лишь на последней стадии процесса”.

В конце миоцена на всей территории Тянь-Шаня активизировались орогенные процессы и накапливались толщи грубообломочных отложений, что обычно трактуется как проявление деформаций в обстановке сжатия. Однако вопреки этой точке зрения размеры бассейнов в неогене не только не сокращались, а как правило, увеличивались по площади, что фиксируется трансгрессивным типом седиментации в Кичи-Каракольском прогибе и характерно для Тянь-Шаня в целом (Геология..., 1972, Чедия, 1986; Бачманов и др., 2009). Согласно залеганию плиоценовых и олигоцен–миоценовых отложений в Алайской и Кичи-Каракольской впадинах и наклон слоев плиоцена от 25–45° до вертикального и запрокинутого вблизи разломов позволяет объединять указанные отложения чехла в единый структурный ярус, деформированный на рубеже плиоцена и плейстоцена. Миоценовая фаза орогенеза, предшествующая накоплению плейстоценовых моласс, могла быть обусловлена деформациями в обстановке сдвига или транстенсии.

2. Приуроченная к рубежу плиоцена и плейстоцена фаза деформаций является важнейшим рубежом в тектонической эволюции Тянь-Шаня (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012а, б; Леонов и др., 2016). В это время кардинально меняются контуры осадочных бассейнов и уменьшается их площадь. Толщи моласс пролювиально-аллювиально-флювиогляциального

генезиса (выделяемые как шарпылдакская, норузская, сохская свиты и др.), по-видимому, незначительно различающиеся по возрасту, накапливались в локальных прогибах с угловым несогласием с подстилающими отложениями чехла впадин. Деформации этой фазы наиболее интенсивно проявились на границах внутригорных прогибов и антиформных поднятий, причем возникшие в обстановке сжатия или транспрессии структуры, во многих районах продолжали унаследованно развиваться и на современном этапе (Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Thompson et al., 2002; Морозов и др., 2014; и мн. др.). Однако активность плиоцен-плейстоценовых структур в новейшее время отмечается не повсеместно. Так, в северном борту Алайской долины нижнеплейстоценовые конгломераты практически не деформированы, а в пределах Алайского хребта современная активность устанавливается лишь для некоторых разломов, развивавшихся в начале плейстоцена (рис. 7). О различии деформационных условий на плиоцен-плейстоценовом и плейстоцен-голоценовом этапах свидетельствуют также данные о кинематике тектонических движений, вычисленные параметры НДС и структурно-морфологические наблюдения.

3. Установленные нами на разных участках обстановки напряженно-деформационного состояния (НДС) в своем большинстве согласуются с ранее опубликованными данными по территории Южного Тянь-Шаня (Sippl et al., 2014) и ориентировкой структур макроуровня. На рис. 7 бордовыми стрелками обозначены предполагаемые направления (величины условные) относительных горизонтальных перемещений верхнекоровых объемов на плиоцен-плейстоценовом этапе, которые согласуются с ориентировкой структур макроуровня, кинематикой деформаций и НДС на разных участках территории. Подобное разнонаправленное перемещение (в региональном масштабе – тектоническое течение) объемов пород Алая определялось такими факторами, как: (а) геодинамика литосферных блоков в районе Памирского синтаксиса (Буртман, 2012а, б; Леонов и др., 2017); (б) сложившаяся на герцинском этапе структура коры и литосферы рассмотренного сегмента Южного Тянь-Шаня.

Вновь, после предшествующей активности в конце перми и начале триаса (Rolland et al., 2013), роль важного раздела корового уровня в конце миоцена – начале плейстоцена стал играть Талассо-Ферганский разлом (Буртман, 2012а; Bande et al., 2017), предопределивший разную ориентировку векторов перемещений коровых объемов в районе Ферганской флексуры и активизацию сдвигов и надвигов по ее периферии (см. рис. 7). Левосдвиговая компонента смещений определяется для Гульчинского разлома, имеющего простирание ССВ–ЮЮЗ, и для широтных сдвиго-надвигов северного борта Алайской впадины, что предполагает раз-

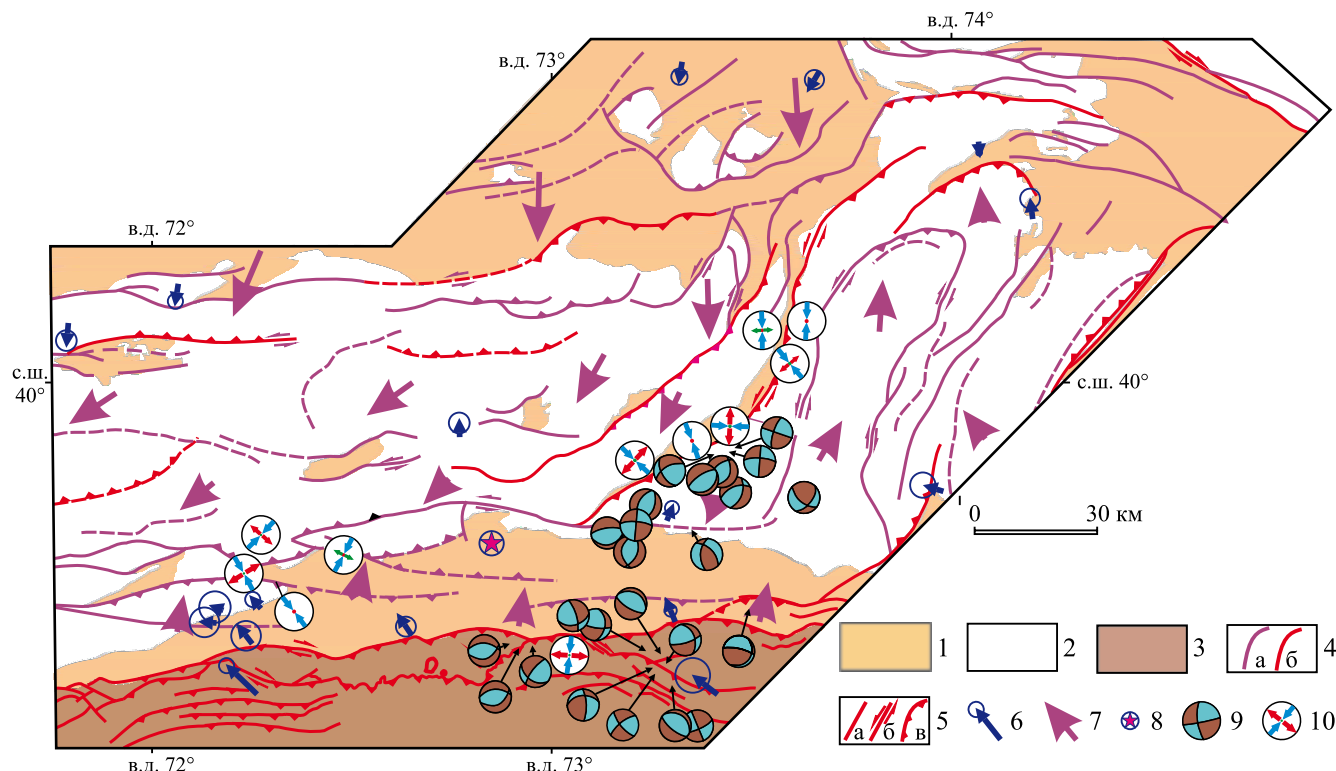


Рис. 7. Обстановки напряженного состояния и направления предполагаемых относительных горизонтальных смещений позднекайнозойского этапа в Восточном Алае.

1–2 – Южный Тянь-Шань: 1 – кайнозойские впадины, 2 – палеозойский фундамент; 3 – Памир; 4 – активные разломы: а – позднелигоценные, структурно связанные с деформациями мезозойских и кайнозойских отложений; б – современные по (Бачманов и др., 2017), с добавлениями авторов; 5 – кинематические характеристики разломов: сбросы и взбросы (а), сдвиги (б) и надвиги (в); 6 – векторы скоростей смещений пунктов GPS наблюдений, пересчитанные относительно условного полюса в Алайской долине; 7 – предполагаемые векторы (величина условная) движений верхнекоровых объемов к раннему плейстоцену; 8 – условно неподвижный полюс раннеплейстоценовых и современных движений; 9 – стресс-диаграммы смещений (коричневый квадрант – сжатие, голубой – растяжение), по (Sippl et al., 2014); 10 – диаграммы кинематических обстановок, новые данные.

Fig. 7. The stress conditions and vectors of the supposed horizontal displacement at the Late Cenozoic stage relative of the Alai depression.

1–2 – the South Tian Shan: 1 – Cenozoic depressions, 2 – Paleozoic basement; 3 – Pamir; 4 – active faults: Late Pliocene age, structurally related to deformations of the Mesozoic and Cenozoic deposits (a) and modern according (Bachmanov et al., 2017 with authors additions) (b); 5 – kinematics of faults: normal faults (a), strike-slip faults (b) and thrusts (v); 6 – GPS velocity vectors, calculated to the pole in the Alai valley; 7 – prospective vectors of relative displacements of the upper crustal volumes before Early Pleistocene; 8 – motionless pole of the Early Pleistocene and modern movements; 9 – stress diagrams (brown quadrant – compression, blue quadrant – tension) according to (Sippl et al., 2014); 10 – diagrams of kinematic settings, new data.

ворот траекторий относительных движений от южных к юго-западным на крайнем западе рассматриваемой области.

Опубликованные ранее определения параметров НДС для фронтальных надвигов Северного Памира (Sippl et al., 2014), довольно разнородны и разделяются авторами (так же, как и полученные нами на севере Кичи-Каракольской впадины) на “ранние” и “поздние”. Разнонаправленные подвижки по одним и тем же разломам, смещающим с разной амплитудой плиоценовые и плейстоценовые отложения в северном фронте Памира, могут относиться к раннеплейстоценовой или современной

ной фазе, поэтому расчетные реконструкции НДС характеризуют два разных этапа. Ориентировка главных осей напряжений, определенная для поздних смещений, довольно выдержана и соответствует кинематике СЗ современного смещения северного фронта Памира. Ориентировки главных осей напряжений предшествующей фазы более вариативны и в целом указывают на СВ смещение по тем же надвигам (см. рис. 7). Определенные на территории Южного Тянь-Шаня параметры НДС, как новые, так и ранее опубликованные, в своем большинстве согласуются с кинематическими индикаторами и геометрией структур макроуровня. Зафикси-

ровать направления более молодых смещений удастся в единичных случаях (в основном там, где они отличаются от более ранних), например на севере Кичи-Каракольского прогиба. Современная тектоническая (сейсмическая) активность в Восточном Алае проявилась преимущественно вдоль крупных разломов типа Гульчинского, Южно-Ферганского или системы разломов долины р. Нура в ЮВ крыле Ферганской сигмоиды. В Алайской и Кичи-Каракольской впадинах остаются практически недеформированными плейстоценовые грубообломочные отложения. Однонаправленное сближение пунктов GPS-наблюдений по меридиану (пересчитанное относительно центра Алайской долины) также оказывается очень незначительным — 1–3 мм/год, что сопоставимо с точностью определений, тогда как Заалайский хребет Памира сближается с Алайским со скоростью 7–9 мм/год, причем смещения рассредоточены в пакете надвигов (см. рис. 7).

Таким образом, результаты структурно-геологического и морфоструктурного изучения района, вкупе с данными геодезического GPS-мониторинга и сейсмического районирования, дают основание заключить, что складчато-разломная структура поверхности палеозойского фундамента и вышележащих мезозойско-кайнозойских отложений в рассмотренном сегменте Южного Тянь-Шаня в основном сформировалась в течение непродолжительного временного интервала на рубеже неогена и квартера. Современное надвигание Памира на Алайскую впадину, масштабно выразившееся в рельефе и структуре Заалайского хребта, не сопровождалось существенными деформациями и структурной перестройкой верхнекоровых комплексов Алая.

Геофизические данные, включая полученные недавно (Рыбин и др., 2015), дают основание утверждать, что наблюдаемое современное смещение Северного Памира связано с надвиганием обширного маломощного верхнекорового аллохтона на Алайскую впадину. На сейсмических и геоэлектрических профилях присутствуют и более глубокие тектонические разломы, обеспечивающие возможность относительного проскальзывания слоев при незначительной их деформации. В некоторых моделях сближение Индийской и Евразийской плит в основном компенсируется их встречной субдукцией в сложно организованной области тройного сочленения литосферных блоков Индии, Тарима и Гиссаро-Алая (Буртман, 2012а; Леонов и др., 2017). При этом наличие реликтовых неоднородностей литосферы Южного Тянь-Шаня, например таких, как палеозойские “жесткие” блоки Алайского и Афгано-Таджикского микроконтинентов (Биске, 1996), несомненно, оставалось важным фактором локализации деформаций на альпийском этапе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе полученных новых данных и анализа литературных материалов определены главные фазы и особенности проявления кайнозойских деформаций в пределах сегмента Тянь-Шаня, непосредственно примыкающего к северному фронту Памира. Показано, что активизация разломов и складчатые деформации фундамента и платформенных комплексов в этой части эпигерцинской платформы Тянь-Шаня происходили на рубеже плиоцена и плейстоцена в условиях транспрессии и сжатия (в СЗ и СВ румбах) при разнонаправленных относительных перемещениях коровых блоков. В дальнейшем, на протяжении большей части квартера и до настоящего времени, кора Алая представляла собой относительно стабильный блок, не испытывавший существенной деформации при надвигании с юга верхнекоровых комплексов пород Северного Памира. Результаты исследования требуют осмысления в свете более общих проблем строения и геодинамики конвергентной границы Индийской и Евразийской плит, с учетом геофизических данных о тектонической расслоенности и латеральной неоднородности литосферных блоков.

Благодарности

Авторы благодарны сотрудникам Научной станции РАН в г. Бишкеке А.К. Рыбину, В.Е. Матюкову, С.И. Кузикову и другим коллегам за рекомендации при обсуждении задач и объектов исследования, за предоставление необходимых геолого-геофизических материалов и всестороннюю помощь в организации полевых работ в Алайской долине. Выражаем признательность М.Г. Леонову за консультации и конструктивные замечания при подготовке и оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов М.Л., Миколайчук А.В. (2004) Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозое: синтез палеомагнитных и геологических данных. *Геотектоника*, (5), 68–84.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (2017) База данных активных разломов Евразии. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(4), 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314. <http://neotec.ginras.ru/database>
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А. (2009) Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин. *Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы*. Мат-лы IV Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 12–19.
- Биске Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд. С.-Петербургского ун-та, 189 с.
- Буртман В.С. (1976) Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 164 с.
- Буртман В.С. (2012а) Геодинамика Тибета, Тарима и

- Тянь-Шаня в позднем кайнозое. *Геотектоника*, (3), 18-46.
- Буртман В.С. (20126) Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое. М.: Геос, 187 с.
- Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1 : 500 000. (1980) Ред. С.А. Игембердиев. Л.: Мингео СССР.
- Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. (1972) Геологическое описание. Кн. 1. Колл. авт. М.: Недра, 280 с.
- Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. (1973) Ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 128 с.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Сяочан В., Юнфен Д., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г. (2004) Современная кинематика Тарим–Тянь-Шань–Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений). *Физика Земли*, (9), 31-40.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. (2016) Постмагматическая тектоника гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня. *Литосфера*, (6), 5-32.
- Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. (2017) Тектоническое строение и эволюция Гисаро-Алая и Памира. *Геотектоника*, (6), 37-57.
- Леонов Н.Н. (1961) Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР. 164 с.
- Лукина Н.В. (1973) О деформированности поверхности палеозойского фундамента восточного Каратегина и западного Алая. *Геотектоника*, (2), 68-71.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. (2014) Пуллапартный механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства. *Геотектоника*, (1), 29-61.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. (1983) Сейсмическая и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 240 с.
- Пояркова З.Н. (1969) Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 208 с.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. (2017) Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет. *Геотектоника*, (3), 31-50. doi: org/10.7868/S0016853X17030092
- Расцветаев Л.М. (1987) Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. *Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов*. (2). М.: ГИН АН СССР, 173-235.
- Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. (2015) Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов*. Мат-лы VI Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 208-217.
- Садыбакасов И. (1990) Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 176 с.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. (2008) Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. *Геология и геофизика*, **49**(2), 128-145.
- Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. (1976) Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 128 с.
- Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 315 с.
- Шульц С.С. (1948) Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиздат, 223 с.
- Юдахин Ф.Н. (1983) Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 247 с.
- Arrowsmith J., Strecker M. (1999) Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India-Eurasia collision zone). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**(11), 647-650.
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Schmidt A., Stockli D.F. (2017) Exhumation history of the western Kyrgyz Tien Shan: Implications for intramontane basin formation. *Tectonics*, **36**, 163-180. doi:10.1002/2016TC004284
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. (2004) Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, **38**(5), 379-393.
- Beloussov V.V., Bellaevsky N.A., Volvosky B.S. (1980) Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile Tien-Shan-Pamirs-Karakorum. *Tectonophysics*, **70**, 193-221.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**(2), 149-165. doi:10.1086/345840
- Burtman V., Molnar P. (1993) Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am.*, **281**, 76 p.
- Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. (2002) Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision. *Tectonics*, **21**(6), 1-19.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. (2007) Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. Asian Earth Sci.*, **29**, 188-204.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M. (2011) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondwana Res.*, **20**(4), 745-763. doi:10.1016/j.gr.2011.03.011
- Delvaux D. (2012) Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *Geophys. Res. Abstr.*, **14**, EGU2012-5899. <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html>
- Delvaux D., Sperner B. (2003) New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *New Insights into Structural Interpretation and Modeling. Special Publ.* (Ed. D. Nieuwland). Geol. Soc., London, **212**, 75-100.
- Dumitru T.A., Zhou D., Chang E Z., Graham S.A., Hendrix M.S., Sobel E.R., Carroll A.R. (2001) Uplift, exhu-

REFERENCES

- mation, and deformation in the Chinese Tien Shan, in *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation*. (Eds M.S. Hendrix, G.A. Davis), *Mem. Geol. Soc. Am.*, **194**, 71-99.
- Glorie S.J., De Grave M.M., Buslov F.I., Zhimulev D.F., Stockli V.Y., Batalev A., Izmer P., Van den haute F., Vanhaecke F., Elburg M.A. (2011) Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation propagation. *Tectonics*, **30**(TC6016). doi:10.1029/2011TC002949
- Käßner A., Ratschbacher L., Jonckheere R., Enkelmann E., Khan J., Sonntag B., Gloaguen R., Gadoev M., Oimahmadov I. (2016) Cenozoic intra-continental deformation and exhumation at the northwestern tip of the India-Asia collision – southwestern Tien Shan, Tajikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*, **35**, 2171-2194. doi:10.1002/2015TC003897
- Lu H.J., Li H.B., Liu D.L. (2015) The major two-stage shortening deformation of the Northern Tibet and Tien Shan areas since the latest Oligocene. *Acta Geol. Sin.*, **89**(5), 1546-1560.
- Macaulay E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M. (2014) Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, **33**, 135-165. doi:10.1002/2013TC003376
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Rolland Y., Alexeev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Sippl C., Ratschbacher L., Schurr B., Krumbiegel C., Rui H., Pingren L., Abdybachev U. (2014) The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tien Shan collision zone, southern Kyrgyzstan. *Tectonics*, **33**, 2382-2399. doi:10.1002/2014TC003705
- Sobel E.R., Chen J., Heermance R.V. (2006a) Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tien Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **247**, 70-81. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.048
- Sobel E.R., Dumitru T.A. (1997) Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **102**(B3), 5043-5063. https://doi.org/10.1029/96JB03267
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. (2006b) Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission-track thermochronology. *Tectonics*, **25**, TC2008. doi:10.1029/2005TC001809
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdurkhatov K., Molnar P., Berger G.W. (2002) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**(7), 1-32.
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F., Qian Xianling, Yang Geng. (1998) Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan. *Tectonics*, **17**, 1-27.
- Arrowsmith J., Strecker M. (1999) Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India-Eurasia collision zone). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111**(11), 647-650.
- Bachmanov D.M. (2009) Neotectonic development of the Central Tien Shan according to the structure of the latest depressions. *Geodinamika vnutrikontinental'nykh orogenov i geoekologicheskie problemy*. Materialy IV Mezhdunarodnogo simpoziuma [Geodynamic of intracontinental orogens and geocologic problems. Materials of IV Intern. Conf.]. Bishkek, NS RAN, 12-19. (In Russian)
- Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (2017) Database of active faults in Eurasia. *Geodinamika i tektonofizika*, **8**(4), 711-736. (In Russian). doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314
- Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Schmidt A., Stockli D.F. (2017) Exhumation history of the western Kyrgyz Tien Shan: Implications for intramontane basin formation. *Tectonics*, **36**, 163-180, doi:10.1002/2016TC004284
- Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. (2004) Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics*, **38**(5), 379-393.
- Belousov V.V., Bellaevsky N.A., Volvovsky B.S. (1980) Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile Tien-Shan–Pamirs–Karakorum. *Tectonophysics*, **70**, 193-221.
- Biske Yu.S. (1996) *Paleozoiskaya struktura i istoriya Yuzhnogo Tyan'-Shanya* [Paleozoic structure and history of the South Tien Shan]. St.Petersburg, St.Petersburg Univ. Publ., 189 p.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. (2003) Building the Northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints. *J. Geol.*, **111**(2), 149-165, doi:10.1086/345840
- Burtman V.S. (1976) *Strukturnaya evolyutsiya paleozoiskikh skladchatykh sistem* [Structural evolution of the Paleozoic folded systems]. Moscow, Nauka Publ., 164 p. (In Russian)
- Burtman V.S. (2012a) Geodynamics of Tibet, Tarim, and Tien Shan in the Late Cenozoic. *Geotectonics*, **46**(3), 185-211.
- Burtman V.S. (2012b) *Tyan'-Shan' i Vysokaya Aziya: geodinamika v kainozoe* [Tien Shan and High Asia: Cenozoic geodynamics]. Moscow, Geos Publ., 187 p. (In Russian)
- Burtman V., Molnar P. (1993) Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am.*, **281**, 76 p.
- Chediya O.K. (1986) *Morfostruktury i noveishii tektogenez Tyan'-Shanya* [Morphostructures and the latest tectogenesis of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 315 p. (In Russian)
- Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. (2002) Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir-Tien Shan region, central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision. *Tectonics*, **21**(6), 1-19.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. (2007) Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic in-

- tracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J. Asian Earth Sci.*, **29**, 188-204.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M. (2011) The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. *Gondwana Res.*, **20**(4), 745-763. doi:10.1016/j.gr.2011.03.011
- Delvaux D. (2012) Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. *Geophys. Res. Abstr.*, **14**. EGU2012-5899. <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html>
- Delvaux D., Sperner B. (2003) New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *New Insights into Structural Interpretation and Modeling. Special Publ.* (Ed. D. Nieuwland). London. Geol. Soc., **212**, 75-100.
- Dumitru T.A., Zhou D., Chang E.Z., Graham S.A., Hendrix M.S., Sobel E.R., Carroll A.R. (2001) Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tien Shan, in Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation. (Eds M.S. Hendrix, G.A. Davis), *Mem. Geol. Soc. Am.*, **194**, 71-99.
- Geologicheskaya karta Kirgizskoi SSR* [Geological map of the Kyrgyz SSR]. (1980) 1 : 500 000. (Ed. S.A. Igemberdiev). Leningrad, Mingeo SSSR. (In Russian)
- Geologiya SSSR. T. 25. Kirgizskaya SSR. Geologicheskoe opisanie. Kn. 1* [Geology of the USSR. V. 25. Kyrgyz SSR. Geological description. B. 1]. (1973) (Chief Ed. O.K. Chediya). Frunze, Ilim Publ., 128 p. (In Russian)
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. (2011) Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation propagation. *Tectonics*, **30**(TC6016) doi:10.1029/2011TC002949
- Käbner A., Ratschbacher L., Jonckheere R., Enkelmann E., Khan J., Sonntag B., Gloaguen R., Gadoev M., Oimahmadov I. (2016) Cenozoic intra-continental deformation and exhumation at the northwestern tip of the India-Asia collision—southwestern Tien Shan, Tajikistan and Kyrgyzstan. *Tectonics*, **35**, 2171-2194. doi:10.1002/2015TC003897
- Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Matyukov V.E., Shchelochkov G.G. (2017) Tectonic structure and evolution of Hissar-Alai and Pamir. *Geotektonika*, (6), 37-57. (In Russian)
- Leonov M.G. (2016) Transregional zones of concentrated deformation: structure, evolution, comparative geodynamics. *Geotektonika*, (2), 3-22. (In Russian)
- Leonov M.G., Przhigalovskii E.S., Poleshchuk A.V., Lavrushina E.V., Rybin A.K. (2016) Granite of the basement of Issyk-Kul basin: Alpine tectonics and connection with cover structure. *Geotektonika*, **4**, 366-388. (In Russian)
- Leonov N.N. (1961). *Tektonika i seismichnost' Pamiro-Alaiskoi zony* [Tectonics and seismicity of Pamir-Alai zone]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 164 p. (In Russian)
- Lu H.J., Li H.B., Liu D.L. (2015) The major two-stage shortening deformation of the Northern Tibet and Tien Shan areas since the latest Oligocene. *Acta Geol. Sin.*, **89**(5), 1546-1560.
- Lukina N.V. (1973) On surface deformation of the of the Paleozoic basement in East Karategin and West Alay mountains. *Geotektonika*, (2), 68-71. (In Russian)
- Macauley E.A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Kohn B., Stuart F.M. (2014) Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, **33**, 135-165. doi:10.1002/2013TC003376
- Molnar P., Tapponnier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Morozov Yu.A., Leonov M.G., Alekseev D.V. (2014) Pull-apart mechanics in forming of Cenozoic basins of the Tien-Shan and their transpressive evolution: structural and experimental evidence. *Geotektonika*, (1), 29-61. (In Russian)
- Nikonov A.A., Vakov A.V., Veselov I.A. (1983) *Seismotektonika i zemletryaseniya zony sbliizheniya Pamira i Tyan'-Shanya* [Seismotectonics and Earthquakes in the Convergent Zone Between the Pamir and the Tien Shan]. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russian)
- Poyarkova Z.N. (1969) *Stratigrafiya melovykh otlozhenii Yuzhnoi Kirgizii* [Cretaceous stratigraphy of southern Kyrgyzstan]. Frunze, Ilim Publ., 208 p. (In Russian)
- Przhigalovskii E.S., Lavrushina E.V. (2017) Folded deformations of the Paleozoic basement roof in the Chunkurchak trough, Kyrgyz ridge. *Geotektonika*, (3), 31-50. (In Russian). doi. org/10.7868/S0016853X17030092
- Rastsvetaev L.M. (1987) Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic disturbances. *Problemy strukturnoi geologii i fiziki tektonicheskikh protsessov* [The problems of structural geology and physics of the tectonic process]. (2). Moscow, GIN AN SSSR, 173-235. (In Russian)
- Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. (2013) Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas-Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of syn-kinematic phengite. *J. Asian Earth Sci.*, **67-68**, 76-92.
- Rybin A.K., Matyukov V.E., Batalev V.Yu., Bataleva E.A. (2015) Deep geoelectric structure and seismicity of the Pamir-Alai zone. *Problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinental'nykh orogenov*. Materialy dokladov VI Mezhdunarodnogo Simpoziuma [Problems of geodynamics and geocology of intracontinental orogens. Proceedings of the Sixth International Symposium]. Bishkek, NS RAN, 208-217. (In Russian)
- Sadybakasov I. (1990) *Neotektonika Vysokoi Azii* [Neotectonics of High Asia]. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Shul'ts S.S. (1948) *Analiz noveishei tektoniki i rel'ef Tyan'-Shanya* [Analysis of the latest tectonics and relief of the Tien Shan]. Moscow, Geografizdat Publ., 223 p. (In Russian)
- Sippl C., Ratschbacher L., Schurr B., Krumbiegel C., Rui H., Pingren L., Abdybachaev U. (2014) The 2008 Nura earthquake sequence at the Pamir-Tian Shan collision zone, southern Kyrgyzstan. *Tectonics*, **33**, 2382-2399. doi:10.1002/2014TC003705
- Sobel E.R., Chen J., Heermance R.V. (2006a) Late Oligocene-Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tien Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **247**, 70-81. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.048

- Sobel E.R., Dumitru T.A. (1997) Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **102**(B3), 5043-5063. <https://doi.org/10.1029/96JB03267>
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. (2006) Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission-track thermochronology, *Tectonics*, **25**, TC2008. doi:10.1029/2005TC001809
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdurakhmatov K., Molnar P., Berger G.W. (2002) Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *J. Geophys. Res.*, **107**(7), 1-32.
- Trifonov V.G., Artjushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A. (2008) Pliocene-Quaternary mountain building in the Central Tien Shan. *Geol. Geofiz.*, **49**(2), 128-145. (In Russian)
- Trofimov A.K., Udalov N.F., Utkina N.G., Fortuna A.B., Chediya O.K., Yazovskii V.M. (1976) *Geologiya kainozoya Chuiskoi vpadiny i ee gornogo obramleniya* [Geology of Cenozoic of the Chu basin and its mountainous border]. Leningrad, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F., Qian Xianling, Yang Geng. (1998) Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, **17**, 1-27.
- Yudakhin F.N. (1983) *Geologicheskie polya, glubinnaya struktura i seismichnost' Tyan'-Shanya* [Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of the Tien Shan]. Frunze, Ilim Publ., 247 p. (In Russian)
- Zakonomernosti geologicheskogo razvitiya Tian'-Shanya v kainozoe* [Patterns of geological development of Tien Shan in the Cenozoic]. (1973) (Ed. O.K. Chediya). Frunze, Ilim Publ., 128 p. (In Russian)
- Zubovich A.V., Beisenbaev R.T., Syaochan V., Yunfen D., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Nusipov E.N., Shchelochkov G.G., Shcherba Yu.G. (2004) Modern kinematics of the Tarim-Tien Shan-Altai region of Central Asia (according to GPS measurements). *Fizika Zemli*, (9), 31-40. (In Russian)

Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в разрезе силура на Приполярном Урале

Т. М. Безносова¹, В. А. Матвеев¹, В. Н. Пучков², В. И. Силаев¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: beznosova@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 05.03.2020 г., принята к печати 24.06.2020 г.

Объект исследования. В статье рассматриваются результаты нового детального изучения опорного разреза верхнего силура на Приполярном Урале в связи с возникшими противоречиями в датировке возраста пограничных отложений лудлова и пржидола и определении рубежа лудлов–пржидол, основанном на изучении разных групп фауны. **Материалы и методы.** Вновь собранные коллекции содержат более 100 образцов осадочных пород с ископаемой макрофауной, 22 пробы на микрофауну и 198 проб на химический анализ, определения содержаний Ba, Sr и изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах. Исследования подтверждены биоседиментологическими, палеоэкологическими и хемотратиграфическими авторскими данными. **Результаты.** Проведенные исследования позволили обосновать перерыв в осадконакоплении в конце лудлова, уточнить мощность сизимского горизонта в опорном разрезе, пополнить седиментологическую и хемотратиграфическую характеристики; проследить изменения биоразнообразия, обусловленные сменой режима осадконакопления, палеоэкологическим стрессовым воздействием на биоту в позднем лудлове, и восстановление биоты в раннем пржидоле; показать, что временные границы трансгрессивных и регрессивных этапов развития Североуральского морского бассейна и событийно-стратиграфический рубеж лудлов–пржидол непосредственно связаны с основными глобальными событиями в позднем силуре (Lau Event, Lower Pridolian Event), следы которых сохранились в изученном разрезе. **Выводы.** Усиление регрессивных тенденций на большей части Североуральского палеобассейна в позднелудловское время, широкое развитие микробальной биоты, прекращение силурийского рифообразования и вымирание брахиопод отряда Pentamerida свидетельствуют о крупной экосистемной перестройке в позднем лудлове. Можно предположить, что отсутствие значительного позитивного отклонения $\delta^{13}\text{C}$ глобального лудфордского события в этом разрезе связано с перерывом, амплитуда которого соотносится с зонами Ozarkodina snajdri и Ozarkodina crispa, расположенными выше зоны Polygnathoides siluricus в конодонтовой последовательности верхнего лудлова.

Ключевые слова: лудлов, пржидол, верхний силур, перерыв в осадконакоплении, конодонты, брахиоподы, глобальные события, геохимическая характеристика, Приполярный Урал

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания № ГРАААА-А17-117121270038-1 ИГ Коми НЦ УрО РАН и № АААА-А18-118052590032-6 ИГГ УрО РАН

A gap in sedimentation in the Silurian section of the Subpolar Urals at the Ludlow-Pridoli boundary

Tatiana M. Beznosova¹, Vladimir A. Matveev¹, Viktor N. Puchkov², Valerii I. Silaev¹

¹N.P. Yushkin Institute of Geology, Komi Scientific Centre, UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktывkar 167982, Russia, e-mail: beznosova@geo.komisc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 05.03.2020, accepted 24.06.2020

Research subject. The article discusses the results of a new detailed study of a reference section of the Upper Silurian in the Subpolar Urals. This study was undertaken to clarify the existing contradictions concerning the age of the Ludlow-Pridoli boundary deposits and the definition of the Ludlow-Pridoli boundary, which is based on the study of different fauna groups. **Materials and methods.** The newly collected collections contained more than 100 samples of sedimentary rocks with fos-

Для цитирования: Безносова Т.М., Матвеев В.А., Пучков В.Н., Силаев В.И. (2020) Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в разрезе силура на Приполярном Урале. *Литосфера*, 20(6), 791–807. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-791-807

For citation: Beznosova T.M., Matveev V.A., Puchkov V.N., Silaev V.I. (2020) A gap in sedimentation in the Silurian section of the Subpolar Urals at the Ludlow-Pridoli boundary. *Litosfera*, 20(6), 791–807. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-791-807

© Т.М. Безносова, В.А. Матвеев, В.Н. Пучков, В.И. Силаев, 2020

sil macro fauna, 22 tests on microfauna, 198 tests on chemical analysis for determining the content of Ba, Sr and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes in carbonates. The results of experiments were confirmed by the authors' bio-sedimentological, paleo-ecological and chemostratigraphic data. *Results.* The conducted research confirmed the existence of a gap in sedimentation at the end of Ludlow; clarified the thickness of the Sizim stage in the reference section; elucidated its sedimentological and chemostratigraphic characteristics; allowed changes in biodiversity due to a change in the sedimentation regime, paleoecological impact on biota in the late Ludlow and restoration of biota in the early Pridoli to be traced. The study also demonstrated that the time boundaries of the transgressive and regressive stages in the development of the Northern Ural sea basin and the event-stratigraphic boundary of the Ludlow-Pridoli were directly related to the main global events in the Late Silurian (Lau Event, Lower Pridolian Event), the traces of which are preserved in the studied section. *Conclusions.* The intensification of regressive tendencies across the largest part of the Northern Ural paleobasin in the Late Ludlow, widespread development of microbial biota, cessation of the Silurian reef formation, as well as the extinction of Pentamerida brachiopods – exclusively, indicate a significant ecosystematic restructuring in the late Ludlow. It can be assumed that the absence of a significant positive deviation of the $\delta^{13}\text{C}$ global Lau Event in this section is associated with the identified gap, the amplitude of which correlates with the Ozarkodina snajdri and Ozarkodina crispa zones located above the Polygnathoides siluricus zone in the conodont sequence of the Upper Ludlow.

Keywords: Ludlow, Pridoli, Upper Silurian, gap in sedimentation, conodonts, brachiopods, global events, geochemical characteristics, Subpolar Urals

Funding information

The work was conducted within the framework of the projects of the Institute of Geology No. ГРАААА-А17-117121270038-1 Federal Research Centre Komi Scientific Centre, UB RAS and No. АААА-А18-118052590032-6 IGG UB RAS

Acknowledgements

The authors are grateful to P. Männik for joint field work and discussions of the results, T. Märss for determining vertebrates, and L.V. Sokolova for determining conodonts in the deposits of the Ludlow-Pridoli boundary, A.V. Zhuravlev for his valuable recommendations, I.V. Smoleva, an engineer of the “Geoscience” laboratory of the Institute of Geology, Komi Science Centre, for determining the carbon isotopic composition of carbonate rocks.

ВВЕДЕНИЕ

В “Объяснительной записке к Унифицированной стратиграфической схеме Урала (докембрий, палеозой)” (1994) отмечено, что основой биостратиграфического расчленения пограничных толщ лудлова и пржидола является эволюционная смена брахиопод *Didymothyris didyma* Dalman и *Collarothyris canaliculata* Wenjukov, а также обновление таксономического состава и увеличение разнообразия биоты в основании белушьянского горизонта пржидола, наблюдаемые в опорных разрезах Михайловско-Вайгачской фациальной зоны. В этих опорных разрезах, которые находятся на западном склоне Приполярного Урала (р. Кожым), на поднятиях Чернышева и Чернова, а также в центральной части Уфимского амфитеатра, на о-вах Долгий и Вайгач, граница лудлова и пржидола принята в основании характерных комковатых известняков белушьянского горизонта (гребенского надгоризонта), где повсеместно различима терригенная или карбонатно-терригенная пачка. На Вайгаче и Долгом это – алевролиты и аргиллиты с прослоями и линзами брахиоподовых ракушняков, в разрезе западного склона Приполярного Урала (р. Кожым, обн. 236) – аргиллиты, алевролиты, известняки с ракушняками брахиопод. Терригенно-карбонатная пачка в основании белушьянского горизонта в опорном разрезе на западном склоне Приполярного Урала отвечает новому циклу осадконакопления в пржидоле. Аналогичные изменения на рубеже лудлова и пржидола характерны для всей

Новоземельско-Пайхойской провинции (Черкесова, 1970; Нехорошева, Патрунов, 1981; Опорные разрезы..., 1983; Объяснительная записка..., 1994) и за ее пределами на Европейском Северо-Востоке России (Мельников, 1999; Жемчугова и др., 2001; Патрунов, Шурыгина, 2002; Безнослова, 2008; Баранов, Блоджетт, 2013; и др.).

Д.К. Патрунов и М.В. Шурыгина в 2002 г. опубликовали результаты детальных исследований и нового послыонного описания осадочных толщ силура по берегам Михайловского пруда и в центральной части Уфимского амфитеатра (Патрунов, Шурыгина, 2002). В настоящей публикации приведены данные детального стратиграфического расчленения, а также палеонтологические и литологические характеристики кубинских слоев сизимского горизонта лудлова и демидских слоев пржидола в соответствии с существующей региональной стратиграфической схемой Урала (Объяснительная записка..., 1994).

Другой подход к определению рубежа лудлова и пржидола в опорном разрезе верхнего силура на западном склоне Урала и в разрезе на поднятии Чернова предложили Т.Л. Модзалевская и Т. Мярсс (1991) на основе определений позвоночных и брахиопод в кубинских и демидских слоях Уфимского амфитеатра. В результате возраст нижней части гребенского надгоризонта (белушьянского горизонта пржидола) был ими определен как средний лудфордий лудлова. В дальнейшем с этим интервалом разреза было соотнесено событие Лау (Lau Event), зафиксированное в разрезах на Припо-

лярном Урале и поднятии Чернова (Модзалевская, 1997; Modzalevskaya, Wenzel, 1999). С таких же позиций А.И. Антошкина (2012) рассматривает отложения целебейской свиты пржидола в опорном разрезе на Приполярном Урале как верхнелудловские: "...в основании целебейской свиты верхнего лудфордия мощностью 3.92 м, с прослоями черных аргиллитов...". Далее она отмечает, что "...впервые в биосферной истории палеозоя на Приполярном Урале установлено позднелудфордское аноксическое событие, которое совпало со среднелудфордским биотическим событием Лау..." (там же, с. 3). В другой статье приводится описание контакта "...среднелудфордских слоев мощностью 3.2 м и нижней части целебейских слоев (8.9 м)" (Антошкина, 2018), которые, согласно рисунку на с. 19 ее статьи, соответствуют верхнему лудфордию. При этом ни в одной публикации не приведены какие-либо палеонтологические данные с точной привязкой к разрезу, указывающие на лудловский возраст нижней части целебейской свиты. Раннепржидольский возраст целебейской свиты, напротив, обоснован многочисленными остатками разнообразной фауны (Объяснительная записка..., 1994; Мельников, 1999; Abushik, 2000; Жемчугова и др., 2001; и др.).

Учитывая возникшее противоречие в определении возраста верхней части сизимского горизонта лудлова, нижней части белушинского горизонта пржидола и, соответственно, в определении рубежа лудлов-пржидол, мы провели новое послойное изучение опорного разреза в бассейне р. Кожым на Приполярном Урале (Матвеев, Канев, 2016; Безносова и др., 2017). Первые результаты изучения строения осадочной толщи, фаунистической последовательности, а также изотопной характеристики этого разреза, позволившие сделать предположение о существовании перерыва в осадконакоплении в конце лудлова, были доложены нами на Всероссийской научной конференции с международным участием в Сыктывкаре "Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления" и опубликованы в кратких статьях (Безносова и др., 2017; Безносова и др., 2018; Beznosova et al., 2019).

Рассматриваемый разрез (обн. 236) расположен на западном склоне Приполярного Урала в бассейне р. Кожым (рис. 1). В этом разрезе наиболее полно вскрываются сизимский горизонт (лудфордий) лудлова и белушинский горизонт пржидола, а также седиментологически и палеонтологически обоснованная граница между ними (Безносова и др., 2017, 2018). Уникальность этого разреза состоит еще и в том, что в отложениях сизимского горизонта были найдены пандемичные конодонты *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl, указывающие на возможность обнаружения следов глобального события Лау. Впервые комплекс с таки-

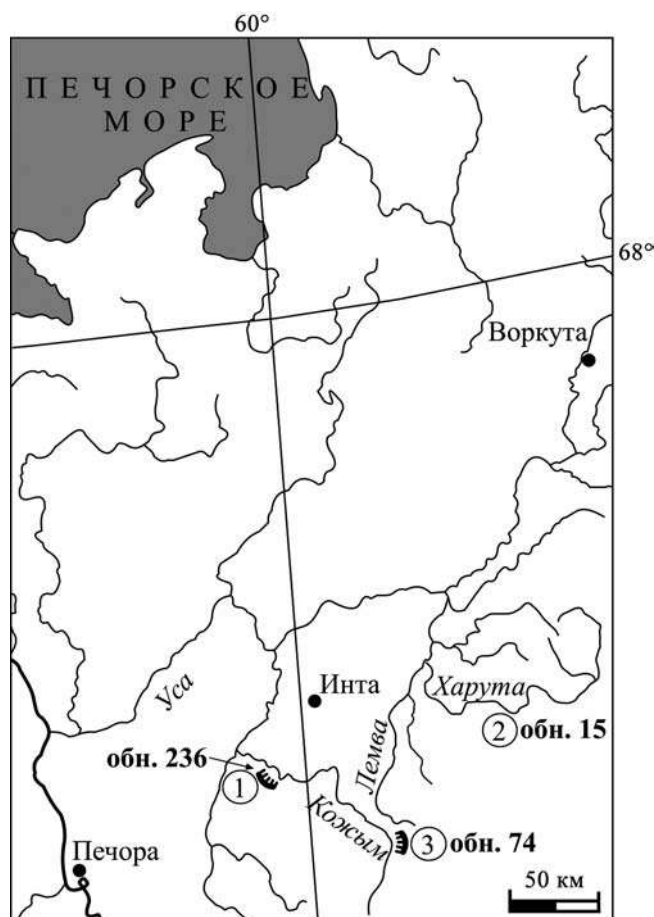


Рис. 1. Схема местонахождения фаунистически подтвержденных разрезов верхнего силура.

Цифры в кружках: 1, 2 – конодонты *Polygnathoides siluricus*; 3 – брахиоподы *Pentamerida*.

Fig. 1. The location of the sections, faunistically confirmed of the Upper Silurian.

Numbers in circles: 1, 2 – location of the conodonts *Polygnathoides siluricus*; 3 – of the brachiopods – *Pentamerida*.

ми конодонтами в Североуральском регионе обнаружил В.Н. Пучков (1979) на р. Харута (обн. 15). Позже С.В. Мельников встретил этот вид в отложениях сизимского горизонта в кожымском разрезе, в обн. 236 (Опорные разрезы..., 1983; Мельников, 1999). К настоящему времени на территории Тимано-Североуральского региона известны лишь эти два местонахождения конодонтов *P. siluricus*. Branson et Mehl. Находки конодонтов этого вида зафиксированы и в более южных районах Урала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Послойное изучение опорного разреза верхнего силура в бассейне р. Кожым было проведено В.А. Матвеевым и сотрудником Института геологии Таллинского технического университета

П. Мянником в 2012 г. На залесенном участке берегового склона ими была сделана расчистка задернованного интервала разреза верхнего лудлова мощностью более 16 м, который ранее никем не изучался. В результате мощность обнаженного сизимского горизонта в опорном разрезе достигла 72 м. Вновь собранные коллекции содержат более 100 образцов осадочных пород с ископаемой макрофауной, 22 пробы на микрофауну и 198 проб на содержание Ba, Sr и определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах. Кроме того, были учтены полученные ранее определения фауны А.Ф. Абушик (остракоды), Т.М. Безносовой и Т.Л. Модзалевской (брахиоподы), С.В. Мельниковым, П. Мянником и Л.В. Соколовой (конодонты).

Образцы на определение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах сизимского горизонта лудлова и белушьянского горизонта пржидола отбирались дважды – в 2000 и 2012 гг. Коллекция, собранная П. Мянником и Т. Мартма в 2000 г., анализировалась в лаборатории изотопной палеоклиматологии Института геологии Таллинского технического университета. Коллекция 2012 г. анализировалась в ЦКП “Гео-наука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре DELTAV Advantage. Значения изотопных коэффициентов определялись по стандартам PDBNBS18 и NBS19 (TS-limestone) для углерода и SMOW – для кислорода. Погрешность определения обоих коэффициентов не превышала $\pm 0.1\%$. Всего было сделано 76 определений (шаг отбора проб из разреза – 50 см). Материалом для изотопного анализа послужили карбонатные породы, наименее подвергшиеся вторичным преобразованиям. Образцы получали с помощью алмазного сверла диаметром 3.5 мм.

Биостратиграфически привязанные изотопно-геохимические данные по образцам, собранным в 2000 и 2012 гг., показали почти полное совпадение. Коллекции литологических образцов, шлифов и остатков фауны хранятся в Геологическом музее им. А.А. Чернова Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сизимский горизонт верхнего лудлова на западном склоне Приполярного Урала слагают преимущественно терригенно-карбонатные породы, а также массивные биогермные толщи рифов, разделяющие отложения мелководного шельфа и континентального склона в краевой части шельфа на востоке Тимано-Североуральского морского палеобассейна (территория современного Предуральского краевого прогиба и западного склона Урала). Рифовые постройки активно влияли на дифференциацию экологических ниш. В результате в лудлов-

ское время обособились две разные экосистемы – ровного дна и рифов (Опорные разрезы..., 1983; Объяснительная записка..., 1994; Безнослова, 2008). Рифогенная толща, заключающая в себе захоронения многих сотен раковин брахиопод *Conchidium novosemelicum* Nalivkin – последних силурийских представителей отряда Pentamerida, вскрывается в бассейне р. Кожым в обн. 74, расположенном в 57 км вверх по реке от рассматриваемого здесь терригенно-карбонатного разреза. Это захоронение на Приполярном Урале является наиболее ярким свидетельством массовой гибели брахиопод сообщества пентамерид, а также обильной и разнообразной биоты лудловских рифов. Разрушение рифовых экосистем и вымирание пентамерид в конце лудлова в морских бассейнах разных континентов, связанное с событием Lau, получили название “Pentamerid Event” (Talent et al., 1993).

Терригенно-карбонатный разрез сизимского горизонта лудлова в обн. 236 мощностью 72 м по условиям осадконакопления и распространению органических остатков разделен нами на две толщи. Нижняя часть разреза сизимского горизонта (толща 1) мощностью 28 м формировалась преимущественно в сублиторально-литоральных обстановках. Эта толща содержит многочисленные остатки остракод, пелеципод, единичные ругозы, брахиоподы *D. Didyma* (Dalman) и конодонты *P. siluricus*. Branson et Mehl. Описание этой нижней толщи разреза и определения фауны в ней приведены в путеводителе (Опорные разрезы..., 1983) и здесь не рассматриваются.

В настоящей статье приводится описание верхней части сизимского горизонта (толща 2) мощностью 44 м и пограничных с ним отложений белушьянского горизонта пржидола мощностью 25 м. Формирование толщи 2 сизимского горизонта происходило в более мелководных условиях литорали и супралиторали в отличие от подстилающей ее нижней толщи 1. В средней части толщи 2 отчетливо проявляются седиментационные признаки постепенного обмеления – появление оолитовых, микробиальных сгустковых известняков, увеличение вверх по разрезу слоев со строматолитами, прослоев глини и мергелей, известняков литобиокластовых с плоскогалечными конгломератами, трещинами усыхания и поверхностями перерывов. В известняках и пропластках глини, разделяющих прослои строматолитов, присутствуют единичные створки раковин брахиопод, *D. didyma* (Dalman), остатки позвоночных *Phlebolepis elegans* Pander, мелких остракод, гастропод, пелеципод, фрагменты криноидей и перекристаллизованный биокластовый материал.

Наблюдаемое сокращение таксономического разнообразия биоты завершилось исчезновением лудловских брахиопод, остракод и другой фауны и замещением ее строматолитообразующими

организмами (Матвеев, Канев, 2016). Венчает сизимский горизонт слой пластичной пестроцветной (красной, светло-зеленой, голубой) глины мощностью до 4–5 см. В кровле этих пестроцветных глин проводится литологическая граница между сизимским горизонтом лудлова и белушшинским горизонтом пржидола.

Переход от лудловских отложений к пржидольским фиксируется появлением в основании белушшинского горизонта карбонатно-глинистой толщи с прослоями аргиллитов, алевролитов и известняков с ракушником брахиопод. Этот интервал разреза верхнего силура на территории Урало-Новоземельской области отвечает новому циклу осадконакопления в пржидоле (Черкесова, 1970; Нехорошева, Патрунов, 1981; Объяснительная записка..., 1994; Мельников, 1999; Жемчугова и др., 2001; Патрунов, Шурыгина, 2002; Баранов, Блоджетт, 2013; и др.).

ПОСЛОЙНОЕ ОПИСАНИЕ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛУДЛОВА И ПРЖИДОЛА

Сизимский горизонт лудлова

1. Известняки светло- и темно-серые, коричневатые скрытокристаллические тонкослоистые со скоплениями остракод (рис. 2а) *Herrmannina hebes* Abushik, *Kiaeria crassa* Abushik, *K. aff. elegans* Abushik, *Leiocyamus variabilis* Abushik, *Eukloedenella apartibile* Abushik, *Cytherellina* sp. и единичных раковин брахиопод *Didymothyris* sp. В верхней части слоя известняки серые микрозернистые глинистые комковатые с фрагментами члеников криноидей, крупных раковин пелеципод, ориентированных параллельно поверхностям напластования. Верхняя граница слоя четкая, ровная. Мощность 2.5 м.

2. Известняки темно-серые тонкоплитчатые. В нижней части слоя наблюдаются прослои (до 10 см) известняка с остракодами с *Kiaeria crassa* Abushik, *L. paulus* Zenkova, с брахиоподами *D. Didyma* (Dalman), гастроподами и пелециподами, ориентированными параллельно поверхностям напластования. Верхнюю часть слоя составляют доломиты серо-коричневые тонко- и микро-слоистые с прослоями остракодового известняка. На выветренной поверхности порода прерывистобугристая. Верхняя граница слоя четкая, волнистая. Мощность 1.5 м.

3. Доломиты серые, серо-коричневые, тонко- и среднеслоистые. В нижней части слоя – прослой (0.75 м) известняка доломитизированного темно-серого с линзовидными скоплениями остракод и темно-серого карбонатного гравелито-песчаника. В средней части слоя – известняки строматолитовые (диаметр построек до 0.4 м). Пространство между строматолитами заполнено темным, коричневато-серым мелкокристаллическим доло-

митом с включениями хорошо окатанного тонкого карбонатного кластического материала. В верхней части слоя – брахиоподы *D. Didyma* (Dalman), остатки позвоночных *P. elegans* Pander, прослой с остракодами, гастроподами, пелециподами, ориентированными параллельно поверхностям напластования. Верхняя граница четкая, пологоволнистая. Мощность 4.5 м.

4. Известняки доломитизированные, темно-серые до черных с коричневатым оттенком мелко- и скрытокристаллические, участками крупнокристаллические с полураковистым сколом с линзовидными скоплениями остракодового известняка. На выветрелой поверхности наблюдается волнистая тонкая полосчатость, образованная неравномерным распределением створок остракод в породе. Верхняя граница слабоволнистая. Мощность 1.2 м.

5. Доломиты светло-серые, серые мелкокристаллические толстослоистые тонкослойчатые. Тонкослойчатость слабоволнистая. Верхняя граница четкая, мелкобугристая. Мощность 1.4 м.

6. Известняки темно-серые, с коричневатым оттенком, микро- и скрытокристаллические, тонко- и среднеслоистые. В слое наблюдаются ходы илоедов, выполненные серовато-коричневым глинистым известняком, придающим породе мелкокомковатый облик, фрагменты раковин брахиопод, пелеципод и остракод. Остатки фауны распределены неравномерно, в виде скоплений. Верхняя граница четкая мелкобугристая. Мощность 1.3 м.

7. Доломиты коричневые мелкокристаллические среднеслоистые с горизонтальными прослойками глинистого материала. В нижней половине слоя встречаются перекристаллизованные створки пелеципод, ориентированные параллельно поверхностям напластования. Верхняя граница слоя четкая, мелкобугристая. Мощность 0.9 м.

8. Доломиты коричневатые-серые мелкокристаллические, средне- и тонкослоистые с прослойками глинистого материала. В нижней половине слоя встречаются створки пелеципод. В интервале ≈0.6–0.8 м выше нижней границы слоя наблюдаются нарушения тонкой слоистости, напоминающие трещины усыхания на выветренной поверхности породы. Верхняя граница слоя четкая мелкобугристая. Мощность 2.4 м.

9. Доломиты коричневатые-серые мелкокристаллические тонко- и среднеслоистые с прослойками глинистого материала, по которым порода распадается на тонкие слои. В средней части слоя – прослой темно-коричневой глины с мелкими обломками мергеля (3–5 см), с несортированным, полностью перекристаллизованным биокластовым материалом, а также с целыми створками брахиопод и пелеципод. В верхней половине слоя наблюдаются трещины усыхания (?). Верхняя граница слоя задернована. Мощность 1.6 м.

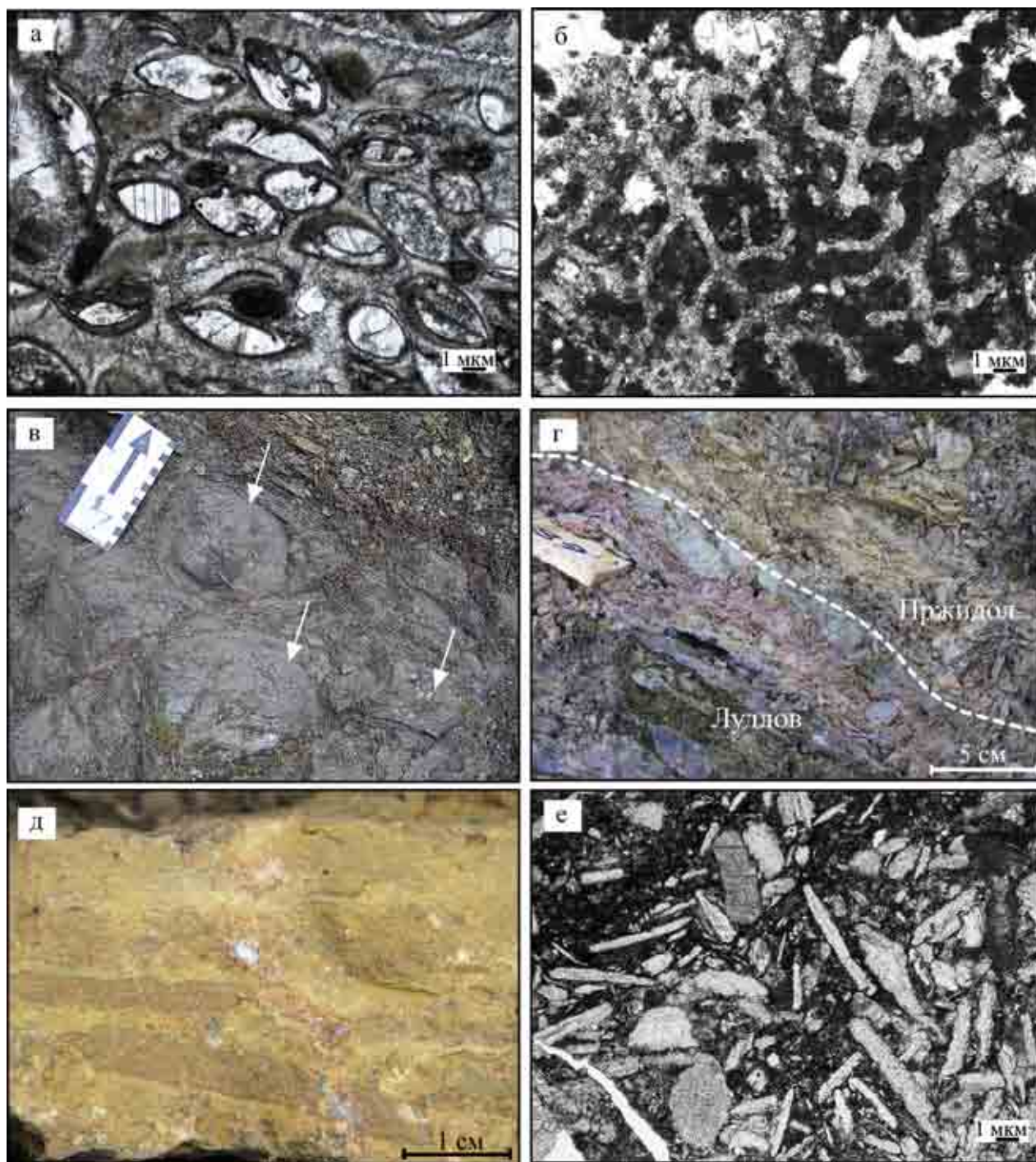


Рис. 2. Основные типы пород пограничных отложений сизимского горизонта лудлова и белушьянского горизонта пржидола.

а – известняк остракодовой (слой 1); б – известняки с остатками проблематичных организмов (слой 12); в – строматолиты с куполовидными постройками (слой 14); г – прослой с пластичной пестроцветной глиной (красной, светло-зеленой, голубой) в кровле сизимского горизонта (слой 21); д – доломиты с литокластами (брекчии взламывания) (слой 22); е – доломиты лито- и биокластовые (слой 26). Детали описаний см. в тексте.

Fig. 2. The main rock types of the boundary deposits of the Sizim Horizon of Ludlow and the Belush'ya Horizon of Pridoli.

а – ostracodic limestone (layer 1); б – limestones with problematic residues of organisms (layer 12); в – stromatolites with domed structures (layer 14); г – interlayer with plastic variegated clay (red, light green, blue) in the roof of the Sizim stage (layer 21); д – dolomites with lithoclasts (breaking breccias) (layer 22); е – litho-, bioclastic dolomites (layer 26). Details see in text.

Перерыв 3 м.

10. Доломиты серые, темно-серые, мелкокристаллические, средне- и тонкослоистые с тонкими прослоями глинистого материала, заключающими тонкий окатанный обломочный материал. В слое наблюдаются створки брахиопод *D. didyma* (Dalmán), пелеципод и остракод. Верхняя граница четкая мелкобугристая. Мощность 1.7 м.

Перерыв 4 м.

11. Доломиты коричневато-серые мелкокристаллические слабоглинистые толстослоистые. В нижней части слоя наблюдаются линзовидные прослои глинистого алевролита и фрагменты перекристаллизованных остатков фауны. В верхней части слоя – линзовидный прослой темного коричневатосерого листовато-глинистого алевролита. Верхняя граница слоя пологоволнистая. Мощность 1 м.

12. Известняки темно-серые мелкокристаллические оолитово-остракодовые волнисто-, тонко- и косослойчатые с прослоями известняков, заключающих в себе корковидные и трубчатые строматопоридеи, отдельные целые створки мелких остракод и брахиопод и остатки позвоночных *P. elegans* Pander. В средней части слоя развиты два прослоя строматолитов с куполовидными колониями диаметром до 25 см и высотой до 10 см. Строматолиты перекрываются известняками коричневатосерыми микрокристаллическими с окатанными плоскими гальками (1 × 7 см). В шлифах на поверхности напластования породы наблюдаются проблематичные организмы (?) – 1.32 мм и фрагменты *Sphaerina* (?), *Renalcis* (рис. 26). Верхняя граница слоя задернована. Мощность 4.5 м.

Перерыв 0.7 м.

13. Известняки доломитизированные коричневатосерые тонкослойчатые переслаиваются с доломитами массивными серыми и темно-серыми с голубоватым оттенком мелкокристаллическими с целыми створками остракод и их фрагментами. Мощность 1.55 м.

Перерыв 3.0 м.

14. Доломиты серые, светло-серые мелкокристаллические толстослоистые переслаиваются с доломитами глинистыми тонкослойчатыми, заключающими в себе мелкие створки брахиопод, гастропод и пелеципод. Отдельные прослои глинистых доломитов содержат хорошо окатанную гальку (диаметром 1 см), а также участки с биокластовым материалом. В средней части развит прослой с куполообразными строматолитами (диаметр до 10 см, высота до 20 см) (рис. 2в). Верхняя граница слоя ровная, гладкая. Мощность 4.3 м.

15. Мергель темно-коричневый, черный, в нижней части слоя (≈0.3 м) участками листоватый. В верхней части слоя – доломит глинистый более светлый, коричневатосерый. Переход от темной породы к более светлой постепенный. Верхняя граница волнистая. Мощность 0.65 м.

16. Доломиты серые, темно-серые участками крупнокристаллические линзовидно-пятнистополосчатые с галькой (диаметром до 2 см). В нижней части слоя наблюдается прослой с обломочным материалом разной степени окатанности. Выше породы содержит перекристаллизованный биокластовый материал. Верхняя граница четкая волнистобугристая. Мощность 0.25 м.

17. Доломиты серые с коричневатым оттенком мелкокристаллические со строматолитами (диаметр построек до 0.15 м). Верхняя граница слоя пологоволнистая. Мощность 0.45 м.

18. Доломит серый мелкокристаллический тонко- и среднеслоистый с перекристаллизованными остатками фауны. Нижние 0.1 м слоя волнистотонкоплитчатые, с прослоями мергеля и биокластовым материалом. Верхняя граница ровная, почти гладкая. Мощность 0.7 м.

19. Доломиты серые мелкокристаллические средне- и толстослоистые с перекристаллизованным детритом и отдельными створками брахиопод. Верхняя граница мелкобугристая. Мощность 0.6 м.

20. Доломиты буровато-желтые тонко- и среднеслоистые мелкокристаллические. В прослоях встречается несортированный перекристаллизованный детрит с единичными створками раковин брахиопод и остракод. Верхняя граница четкая, ровная, почти гладкая. Мощность 0.43 м.

21. Пластичная пестроцветная глина (красная, светло-зеленая, голубая) (рис. 2г). Верхняя граница слоя волнистая. Мощность 0.04–0.05 м.

Общая мощность 44 м.

По кровле прослоя пестроцветных глин установлена граница между сизимским горизонтом лудлова и белушынским горизонтом пржидола.

Судя по изученному разрезу, максимум падения относительного уровня моря приходится на окончание лудлова. Сокращение таксономического разнообразия фауны, сменившееся доминированием строматолитообразующей биоты, свидетельствует о крупной экосистемной перестройке в конце лудлова. Верхняя граница сизимского горизонта фиксирует при этом завершающую регрессивную фазу развития бассейна в конце лудлова с характерными признаками перерыва в осадконакоплении (Безносова и др., 2017, 2018).

Белушынский горизонт пржидола

22. Мергель доломитовый алевролитистый, в некоторых прослоях буровато-желтый, коричневатый, светло-зеленоватый сильно выветренный. Верхи слоя слагают буровато-желтые мелкокристаллические глинистые доломиты с прослоем более темного желтовато-коричневатого доломита, в котором наблюдаются неокатанные обломки породы (брекчия взламывания) (рис. 2д), створки брахиопод, а также перекристаллизованный детрит.

Верхняя граница мелкобугристая карманообразная. Мощность 0.31 м.

23. Доломиты известковые серые со слабым коричневатым оттенком мелкокристаллические тонко- и линзовидно-слоистые с рассеянным детритом и единичными брахиоподами *Hemitoechia distincta* Nikiforova. Верхние 0.05 м слагает доломитизированный брахиоподовый известняк с *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow). Верхняя граница слоя ровная, гладкая. Мощность 0.31 м.

24. Мергель доломитовый алевролитистый желтовато-красновато-коричневый тонкоплитчатый листоватый. Верхняя граница слоя четкая, мелкобугристая. Мощность 0.13 м.

25. Известняки слабо доломитизированные темно-серые мелко- и микрокристаллические массивные с отдельными створками брахиопод *C. canaliculata* (Wenjukow). Верхняя граница слоя мелкобугристая. Мощность 0.3 м.

26. Доломиты глинистые, зеленовато-серые, с фрагментами раковин брахиопод (?) и лито-, биокластового материала (рис. 2е). Верхняя граница слоя бугристая. Мощность 0.45 м.

27. Известняк комковатый серый, коричневатосерый с прослоями известняков брахиоподовых глинистых и биокластовых с обильной разнообразной фауной. По всему слою встречаются колонии строматопороидей, табуляты *Syringoporas shmidtii* Tchernyshev, брахиоподы *C. canaliculata* (Wenjukow), *Howellella pseudogibbosa* Nikiforova и *Atrypa oidea sheii* (Holtedah). Верхняя граница слоя бугристая. Мощность 23.5 м.

Мощность рассматриваемого интервала белушьянского горизонта пржидола 25 м.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

В качестве геохимических характеристик исследуемого разреза пограничных отложений лудлова и пржидола использованы содержания микроэлементов – бария и стронция, а также изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах (табл. 1, 2). Упомянутые микроэлементы, как известно, характеризуются контрастным распределением по терригенным, карбонатно-известковым и карбонатно-доломитовым литотипам и часто используются как геохимические индикаторы седиментационных обстановок – депрессионных, эвапоритовых, рифогенных, а также палеоклимата, солености, а возможно, и истории морских биот (Kranz, 1973; Кузнецов, Пийп, 1974; Юдович, 1976а, б; Юдович и др., 1980). Полученные результаты геохимических и изотопно-геохимических исследований, последовательно привязанные к интервалам разреза, можно обобщить следующим образом. В изученном разрезе выделяется пять характерных интервалов.

Интервал I. В части карбонатолитов сложен преимущественно доломитами. Содержание бария и стронция в известняках составляет в среднем соответственно 63 и 300 г/т, Sr/Ba = 8.6. В доломитах эти значения, соответственно Ba = 59, Sr = 143 г/т, Sr/Ba = 3. В целом по интервалу Ba = 61, Sr = 176 г/т, Sr/Ba = 3, что примерно соответствует пропорции между доломитами и известняками в рассматриваемом интервале. Корреляция между содержаниями Ba и Sr отсутствует. Выявленная диспропорция в содержаниях стронция между доломитами и известняками является литологически вполне стандартной, но по уровню содержания Sr исследованные карбонатолиты заметно уступают средним значениям, полученным для карбонатных отложений в Елецкой структурно-формационной зоне Печорского Урала (Юдович, 1976б).

Средние значения изотопных коэффициентов для углерода и кислорода в доломитах: $\delta^{13}\text{C} = -4.97$ и $\delta^{18}\text{O} = 23.99\text{‰}$, а в известняках: -4.86 и 23.08‰ соответственно. В разрезе изотопный состав углерода сначала снижается от -2.5 до -8 , а затем возрастает до -3.7 . Перепад в изотопных значениях достигает 5.5‰ , или 0.2‰/м . При этом между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и Ba, $\delta^{18}\text{O}$ и Ba выявляются слабые положительные корреляции. Стронций корреляций не обнаруживает.

Интервал II. В части карбонатолитов известняки преобладают над доломитами. Средние содержания бария и стронция в доломитах составляют 173 и 187 г/т, Sr/Ba = 1.2, а в известняках – 64, 343 г/т и 6.5 соответственно. В целом по интервалу Ba = 111, Sr = 275 г/т, Sr/Ba = 4.2. При этом между содержаниями бария и стронция существует довольно сильная отрицательная корреляция. В части доломитов содержание стронция в рассматриваемом интервале примерно соответствуют средним данным по Печорскому Уралу, а в части известняков заметно им уступает.

Средние значения изотопных коэффициентов для углерода и кислорода в доломитах: $\delta^{13}\text{C} = -4.24$, $\delta^{18}\text{O} = 24.98\text{‰}$, а в известняках -5.76 и 23.37‰ соответственно. Вверх по разрезу изотопный состав углерода изменяется волнообразно: сначала значение коэффициента падает с -5.3 до -7.4 , а затем растет до -3.15‰ . Перепад в изотопных значениях достигает 4.25‰ , или 0.35‰/м . По системе парных корреляций рассматриваемый интервал выглядит аномальным, характеризуясь очень сильной отрицательной корреляцией между барием и стронцием, сильными положительными корреляциями между коэффициентами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и барием, $\delta^{18}\text{O}$ и барием. Стронций обнаруживает сильные отрицательные корреляции с $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Интервал III сложен преимущественно доломитами. Средние содержания бария и стронция в целом по интервалу составляют соответственно 67 и 116 г/т, Sr/Ba = 2.2. Между этими микроэлементами

Таблица 1. Микроэлементы и изотопный состав углерода и кислорода в породах пограничных отложений сизимского горизонта лудлова и белушинского горизонта пржидола (р. Кожым, обн. 236)

Table 1. Micro-elements and isotopic composition of carbon and oxygen in the rocks of the boundary deposits of the Sizim Horizon Ludlow and Belush'ya Horizon of Pridoli (the Kozhym river, outcrop 236)

Интервалы разреза (снизу вверх)	№ п.п.	Литотипы	Содержание, г/т			Изотопы, ‰	
			Ba	Sr	Sr/Ba	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
I	1	Доломит биокластовый	130	320	2.46	-2.8	27.1
	2	Известняк биокластовый	130	250	1.92	-2.9	27
	3	То же	90	220	2.44	-5.3	20.4
	4	—”—	67	330	4.92	-3.7	22.3
	5	—”—	48	390	8.12	-4.6	22.1
	6	—”—	33	420	12.72	-4.1	22
	7	Известняк пелитоморфный	15	450	30	-5.9	23.1
	8	Доломит м/з	15	300	20	-5.8	23
	9	То же	84	110	1.3	-4.8	24.3
	10	Доломит биокластовый	65	60	0.92	-4.8	24
	11	Доломит м/з	73	86	1.18	-4.8	23.6
	12	То же	46	100	2.17	-4.6	22.3
	13	Доломит биокластовый	37	95	2.57	-4.2	23.3
	14	Доломит м/з	36	170	4.72	-4.6	23.6
	15	То же	58	130	2.24	-4.8	22.3
	16	—”—	27	110	4.07	-4.8	23.3
	17	Известняк пелитоморфный	55	120	2.18	-6.6	24.3
	18	Доломит биокластовый	80	140	1.75	-5.2	23.5
	19	Известняк биокластовый	55	120	2.18	-5.7	24.1
	20	Доломит м/з	63	100	1.59	-6.2	24.7
	21	Доломит биокластовый	67	91	1.36	-6.6	24.2
	22	То же	79	250	3.16	-6.2	25.3
	23	Известняк пелитоморфный	29	400	13.79	-7.8	23.1
	24	Доломит м/з	75	220	2.93	-6.2	24.9
	25	То же	72	180	2.5	-6.1	24.3
	26	Доломит биокластовый	36	270	7.5	-5.2	24.2
	27	То же	54	320	5.93	-4.4	21.6
	28	—”—	44	120	2.73	-4.3	23.8
	29	—”—	58	76	1.31	-4	24.6
	30	Доломит м/з	93	75	0.8	-4	24.2
	31	Доломит биокластовый	59	130	2.2	-4.1	24.4
	32	То же	91	80	0.88	-4.3	24.6
	33	—”—	63	110	1.75	-4.3	24
	34	Доломит м/з	53	120	2.26	-4.5	24.3
	35	То же	58	120	2.07	-4.1	24
	36	—”—	62	110	1.77	-4.6	23.6
	37	—”—	61	90	1.48	-4.8	24.6
	38	Доломит разноморфный	58	99	1.7	-3.7	24
	39	То же	33	100	3.03	-3.9	23,9
	40	Доломит биокластовый	43	120	2.79	-3.6	24
	41	Известняк биокластовый	97	120	1.24	-3.7	23.6
	Среднее $\pm$ СКО (V, %)	Известняки	62.7 $\pm$ 37.1 (59)	300 $\pm$ 127.3 (42)	8.6 $\pm$ 9.3 (108)	-4.86 $\pm$ 1.49 (31)	23.08 $\pm$ 1.82 (8)
		Доломиты	59.1 $\pm$ 21.9 (37)	142.7 $\pm$ 74.6 (52)	3 $\pm$ 3.5 (116)	-4.78 $\pm$ 0.93 (19)	23.99 $\pm$ 0.96 (4)
		Обобщенно	60.8 $\pm$ 25.7 (42)	176.2 $\pm$ 109 (62)	3.1 $\pm$ 2.9 (92)	-4.8 $\pm$ 1.05 (22)	23.79 $\pm$ 1.24 (5)

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Интервалы разреза (сни- зу вверх)	№ п.п.	Литотипы	Содержание, г/т			Изотопы, ‰	
			Ba	Sr	Sr/Ba	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
II	42	Доломит ср/з	120	110	0.92	-5.4	24
	43	Доломит м/з	210	170	0.81	-5.8	24.4
	44	Известняк биокластовый	39	330	8.46	-6.3	23.3
	45	То же	15	320	21.3	-4.8	23.2
	46	—”—	55	370	6.73	-6.3	22.2
	47	—”—	84	430	5.12	-5.2	26.1
	48	—”—	71	360	5.07	-7.4	23.1
	49	—”—	29	360	12.41	-6.7	23
	50	—”—	47	330	7.02	-6.1	23.1
	51	Известняк пелитоморфный	55	360	6.55	-5.6	22.5
	52	То же	62	310	5	-5.5	23.3
	53	Доломит м/з	310	180	0.58	-4.2	25.2
	54	То же	110	240	2.18	-4.4	25.4
	55	Известняк биокластовый	130	240	1.85	-3.7	23.9
	56	Доломит биокластовый	160	180	1.13	-3.1	25.2
	57	То же	150	220	1.47	-3.4	25.4
	58	—”—	150	210	1.4	-3.4	25.3
	Среднее $\pm$ СКО (V, %)	Известняки	63.6 $\pm$ 29.8 (47)	343.3 $\pm$ 51.5 (15)	6.5 $\pm$ 2.9 (45)	-5.76 $\pm$ 1.05 (18)	23.37 $\pm$ 1.06 (5)
		Доломиты	172.9 $\pm$ 68.5 (40)	187.1 $\pm$ 42.3 (23)	1.2 $\pm$ 0.5 (44)	-4.24 $\pm$ 1.04 (25)	24.98 $\pm$ 0.56 (2)
		Обобщенно	111.4 $\pm$ 74.1 (67)	275 $\pm$ 92.4 (34)	4.2 $\pm$ 3.4 (82)	-5.14 $\pm$ 1.27 (25)	24.04 $\pm$ 1.19 (5)
III	59	Доломит разномзернистый	58	100	1.72	-3.4	24.4
	60	Доломит биокластовый	78	110	1.41	-3.4	25.2
	61	То же	51	98	1.92	-3.3	23.9
	62	—”—	50	110	2.2	-3.4	25.3
	63	Доломит кр/з	30	160	5.33	-2.9	24.7
	64	Доломит биокластовый	28	89	3.18	-3	24.8
	65	То же	51	150	2.94	-2.4	24.7
	66	—”—	60	46	0.77	-2.6	23
	67	—”—	36	150	4.17	-2.4	24.7
	68	—”—	81	150	1.85	-2.9	25.1
	69	—”—	69	98	1.42	-3	25
	70	—”—	100	150	1.5	-3.3	25.5
	71	—”—	69	150	2.17	-3.4	24
	72	Известняк пелитоморфный	81	100	1.23	-3.4	25.1
	73	Доломит биокластовый	22	120	5.55	-3	24.3
	74	Доломит ср/з	140	80	0.51	-3.1	24.6
	75	То же	90	99	1.1	-2.4	25
	76	Доломит разномзернистый	82	140	1.7	-2.1	25.2
	77	То же	91	110	1.2	-2.6	25.1
	Среднее $\pm$ СКО (V, %)		66.7 $\pm$ 28.4(43)	116.3 $\pm$ 20.5(26)	2.2 $\pm$ 1.4(65)	-2.95 $\pm$ 0.42 (14)	24.72 $\pm$ 0.6 (2)
IV	78	Доломит разномзернистый	200	86	0.43	-3.2	24.5
	79	То же	200	86	0.43	-2.3	25
	80	Известняк биокластовый	52	410	7.88	-3.6	23.6
	Среднее $\pm$ СКО (V, %)		150.7 $\pm$ 85.4 (57)	194 $\pm$ 187.1 (96)	2.9 $\pm$ 4.3(148)	-3.03 $\pm$ 0.67 (22)	24.37 $\pm$ 0.71(3)
V	81	Доломит биокластовый	240	240	1	-1.7	24.6
	82	То же	Не опр.			-0.8	24.1
	83	—”—	—”—			-2.1	24.2
	84	—”—	—”—			-1.8	23.45
	85	—”—	—”—			-1.1	23.5
	Среднее $\pm$ СКО (V, %)		Не опр.			-1.5 $\pm$ 0.53 (35)	23.97 $\pm$ 0.49 (2)

Примечание. (V, %) – коэффициент вариации.

Note. (V, %) – coefficient of variation.

Таблица 2. Матрицы коэффициентов парной корреляции
Table 2. Matrices of pair correlation coefficients

Интервал I

$\delta^{13}\text{C}$	1			
$\delta^{18}\text{O}$	0.20	1		
Ba	0.28	0.35	1	
Sr	0	0	0	1
Sr/Ba	-0.24	-0.19	-0.48	0.83

Интервал II

$\delta^{13}\text{C}$	1			
$\delta^{18}\text{O}$	0.72	1		
Ba	0.59	0.61	1	
Sr	-0.59	-0.43	-0.73	1
Sr/Ba	-0.71	-0.65	-0.79	0.80

Интервал III

$\delta^{13}\text{C}$	1			
$\delta^{18}\text{O}$	0	1		
Ba	0	0.29	1	
Sr	0.14	0.43	0.18	1
Sr/Ba	0.11	0	-0.79	0.51

Интервал IV

$\delta^{13}\text{C}$	1
$\delta^{18}\text{O}$	0.93

выявляется слабая положительная связь. Выявленные здесь содержания стронция как в доломитах, так и в известняках в 2–3 раза уступают средней его концентрации в карбонатолитах Печорского Урала.

Средние значения изотопных коэффициентов в целом по интервалу: $\delta^{13}\text{C} = -2.95$ и $\delta^{18}\text{O} = 24.72\text{‰}$, а для известняков -3.4 и 25.1‰ соответственно. В этом интервале разреза зарегистрированы резкие колебания значений коэффициентов – от -3.4 до -2.3‰ . Общий перепад значений составляет 1.1‰ , или 0.09‰/м . В рамках разреза этот интервал демонстрирует скачок утяжеления в 1.5–2 раза. Корреляция между изотопными коэффициентами, $\delta^{13}\text{C}$ и барием отсутствует. Между $\delta^{13}\text{C}$ и стронцием зарегистрирована очень слабая прямая связь, между $\delta^{18}\text{O}$ и барием – слабая прямая, а между $\delta^{18}\text{O}$ и стронцием – прямая умеренно сильная.

Интервал IV. В части карбонатолитов имеет преимущественно доломитовый состав. Содержание бария и стронция в целом по интервалу составляет соответственно 151 и 194 г/т, $\text{Sr/Ba} = 2.9$. Обе концентрации отвечают таковым доломитов.

Средние значения изотопных коэффициентов в целом по интервалу: $\delta^{13}\text{C} = -3.03$ и $\delta^{18}\text{O} = 24.37\text{‰}$, в известняках -3.06 и 23.6‰ соответственно. Изотопные колебания углерода по интервалу значительные. Сначала происходило изотопное облегчение с -2.15 до -3.6 , затем оно сменилось изотопным утяжелением до -1.6‰ . Перепад изотопного

состава углерода, таким образом, достигает 2‰ , или 0.58‰/м . Между изотопными коэффициентами выявлена очень сильная, практически аналитическая прямая корреляция.

Интервал V (белушьянский горизонт). Практически полностью доломитового состава. Данных по содержанию микроэлементов нет. Средние значения изотопных коэффициентов: -1.5 и 23.97‰ соответственно, колебания происходят в пределах -2.15‰ – -1‰ . Перепад значений оценивается в 1.15‰ , или 0.34‰/м . Между изотопными коэффициентами зарегистрирована слабая отрицательная связь.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Региональные эвстатические события, прослеженные в разрезе пограничных отложений лудлова и пржидола на Приполярном Урале, характеризуются отчетливым проявлением седиментационных признаков постепенного обмеления, перерывом в осадконакоплении в конце лудлова и трансгрессией в начале белушьянского времени. Усиление регрессивных тенденций в позднем лудлове на большей части Тимано-Североуральского палеобассейна, широкое развитие микробальной биоты, прекращение силурийского рифообразования и вымирание уральских рифовых сообществ брахиопод отряда *Pentamerida* свидетельствуют о крупной экосистемной перестройке. Региональное позднелудловское событие соотносится с глобальным лудфордским событием *Lau* (*Lau Event*).

Как известно, началу глобального события *Lau* предшествует прекращение существования конодонтов *P. siluricus* Branson et Mehl. Это событие обусловило падение уровня мирового океана, существенные изменения и гибель рифовых экосистем в лудлове. С ним связаны регрессии в палеобассейнах, значительные положительные изотопные отклонения $\delta^{13}\text{C}$ и глобальное вымирание рифолюбивых брахиопод отряда *Pentamerida* (Talent et al., 1993; Jeppsson, 1998; Jeppsson, Aldridge, 2000; Calner et al., 2004; Calner, 2005).

В разрезе верхнего лудлова на Приполярном Урале биостратиграфически датированная кривая $\delta^{13}\text{C}$ демонстрирует значительные изотопные аномалии углерода с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Отсутствие значительного позитивного отклонения $\delta^{13}\text{C}$ глобального лудфордского события *Lau* в этом уральском разрезе, возможно, связано с перерывом в осадконакоплении (рис. 3). Не исключено, что амплитуда этого перерыва соотносится с зонами *Ozarkodina snajdri* Walliser и *Ozarkodina crispa* Walliser, расположенными выше зоны *P. siluricus* Branson et Mehl в конодонтовой последовательности верхнего лудлова (Безносова и др., 2017).

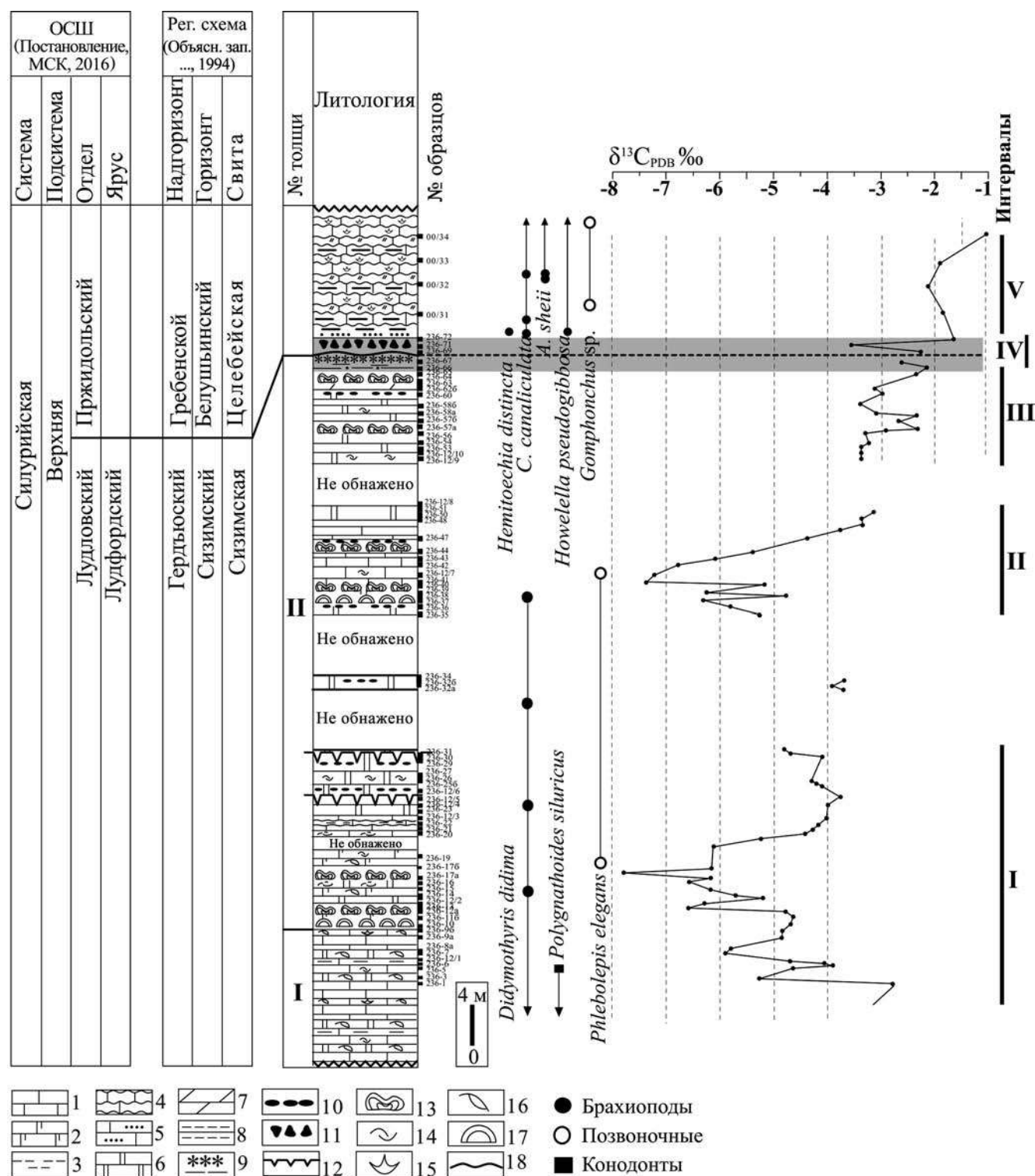


Рис. 3. Разрез пограничных отложений лудлова и пржидола, распространение фауны и распределение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в обн. 236 (р. Кожым).

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – глинистые; 4 – комковатые; 5 – алевролитистые; 6 – алевролиты; 7 – мергели; 8 – аргиллиты; 9 – пестроцветные глины; 10 – плоскогалежные конгломераты; 11 – брекчии; 12 – трещины усыхания; 13 – строматолиты; 14 – ракушняки; 15 – брахиоподы; 16 – остракоды; 17 – строматопороидеи; 18 – перерывы.

Fig. 3. A section of the Ludlow-Pridoli boundary deposits, the distribution of fauna and the distribution of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ in the outcrop 236 (the Kozhym River).

1 – dolomites; 2–5 – limestones: 2 – dolomitic, 3 – clayey, 4 – lumpy; 5 – silty; 6 – siltstones; 7 – marls; 8 – mudstones; 9 – variegated clays; 10 – flat pebble conglomerates; 11 – breccias; 12 – drying cracks; 13 – stromatolites; 14 – cockleshell; 15 – brachiopods; 16 – ostracods; 17 – stromatoporoids; 18 – the break.

Изучая разрезы скважин верхнего силура, А.В. Мартынов (1998) установил, что максимум падения уровня моря в Тимано-Печорской провинции приходится на окончание лудлова и проявляется субаэральным размывом верхней части лудлова. Известно, что перерывы в осадконакоплении являются наиболее четкими рубежами, по которым устанавливаются границы местных стратиграфических подразделений.

Существование размыва и переотложение материала верхнелудловских толщ в опорном разрезе на Приполярном Урале подтверждаются и теми единичными находками остатков лудловских позвоночных и пржидольских брахиопод, на основании которых был сделан вывод о лудловском возрасте нижней части белушьянского горизонта пржидола (Модзалевская, Мярсс, 1991). Это, вероятно, было обусловлено привносом обильного био- и литокластового материала из разрушавшихся лудловских рифов в начале раннепржидольской трансгрессии. Примеры совместных находок разновозрастных поликомпонентных остатков фауны известны и в других разрезах палеозоя (Барабошкин и др., 2002; Исаев, 2007).

Следует заметить, что совместного нахождения остатков лудловской микрофауны (позвоночных) и брахиопод *C. canaliculata* (Wenjukow) в пограничном интервале лудлова и пржидола в разрезе Приполярного Урала нами не установлено. Остатки позвоночных *P. elegans* Pander обнаружены в двух слоях толщи 2 сизимского горизонта, на 11.5 м выше прослая пестроцветных глин, завершающего разрез лудлова.

Перерывы в осадконакоплении в верхнем лудлове установлены в разрезе о-ва Готланд, в Швеции, Эстонии, Великобритании (Jeppsson et al., 1994; Vira, Aldridge, 1998; Männik, 2014).

Переход от лудлова к пржидолу в разрезе западного склона Приполярного Урала фиксируется терригенным прослоем (карбонатно-глинистой пачкой). Формирование этого прослая совпадает с началом трансгрессии в раннем пржидоле. Трансгрессия в начале белушьянского времени способствовала транспортировке и массовому захоронению обломочного материала и органического вещества, привносу тонкого терригенного материала, а также таксономическому обновлению биоты и росту биоразнообразия. Изменения режима седиментации и условий среды обитания в раннепржидольское время обусловили смену состава биоты. Палеонтологическая граница лудлова и пржидола опре-

деляется по обновленному составу раковинной фауны в комковатых глинистых известняках, слагающих нижнюю часть белушьянского горизонта. Ракушняки с брахиоподами *H. distincta* Nikiforova, *C. canaliculata* (Wenjukow), *A. Sheii* (Holtedahl), *H. pseudogibbosa* Nikiforova образуют четкие маркирующие слои, которые прослеживаются в основании пржидола на Северном Урале, на поднятиях Чернова и Чернышева и многочисленных разрезах скважин Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Никитфорова, 1970; Безносова, 2008). “Изменения в составе органического мира имеют чрезвычайно большое значение при сопоставлении и совершенствовании региональных и межрегиональных стратиграфических схем как отражение событий...” (Краснов, 2011, с. 70–72).

Раннепржидольское событие (Lower Pridolian Event) и связанная с ним крупная экосистемная перестройка прослеживаются в разрезах на Северо-Востоке Евразии, арктических островах России (Вайгач, Новая Земля), в Канаде, на Аляске, в Австралии (Черкесова, 1970; Smith, Johnson, 1977; Нехорошева, Патрунов, 1981; Модзалевская, 1985; Кульков, Перегедов, 1990; Кульков, 1990; Jeppsson, 1998; Безносова, 2008; Баранов, Блуджетт, 2013; Баранов, 2015).

Корреляция пограничного интервала лудлов-пржидол на обширной территории Тимано-Североуральского региона основана преимущественно на зональной шкале по брахиоподам (Безносова, 2008). Такая широкая корреляция по конодонтам в настоящее время невыполнима из-за недостаточной их изученности (Мельников, 1999; Жемчугова и др., 2001).

Сопоставление данных палеонтолого-литологических и геохимических исследований указывает на некоторую их согласованность. В частности, наблюдаются: уменьшение в карбонатолитах в направлении снизу вверх по разрезу лудлова диспропорции между концентрациями Ba и Sr; тенденция изотопного утяжеления углерода; сокращение перепада значений $\delta^{13}\text{C}$ в пределах интервалов разреза, сильный рост степени антогонизма Ba и Sr, волнообразное изменение корреляции между изотопными коэффициентами $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, этими коэффициентами и содержанием бария от слабой положительной к сильной положительной и выше к нулевой; “зигзагообразное” изменение корреляции между изотопными коэффициентами и содержанием стронция – от нулевой к сильной отрицательной и выше к слабоумеренной положительной. Интер-

вал IV на фоне трендов геохимической изменчивости лудловских отложений выглядит аномальным почти по всем характеристикам, отличаясь сходными концентрациями Ba и Sr; скачкообразным увеличением перепада значений $\delta^{13}\text{C}$; почти аналитической положительной корреляцией между изотопными коэффициентами. Карбонатные отложения пржидола (интервал V) по геохимическим характеристикам вполне могут быть отнесены к нормальным морским осадкам.

ВЫВОДЫ

Результаты исследований показали, что эвстатические маркеры глобальных трансгрессий и регрессий в изученных разрезах, наряду с биологическими событиями – изменениями структуры палеоэкосистем и их сменами во времени, позволяют уточнить объемы и возраст ранее выделенных стратиграфических подразделений и служат важными региональными реперами при корреляционных построениях.

Региональная граница лудлова и пржидола в опорном разрезе на Приполярном Урале рассматривается нами как важнейший событийный уровень, который определяется эволюционными и экологическими изменениями биоты, отражающими разномасштабные события – локальные и глобальные.

Широкое развитие строматолитовых образований, сокращение биоразнообразия, прекращение силурийского рифообразования, вымирание брахиопод отряда Pentamerida в конце лудлова, обновление состава пржидольской биоты – все это отражает реакцию разных иерархий сообществ (плеченогих, остракод, конодонтофорид и микробных строматолитообразующих) на особенности условий обитания в позднем лудлове и в начале пржидола в Североуральском морском палеобассейне.

Проведенные исследования дополнили палеонтологическую, седиментологическую и хемотратиграфическую характеристики опорного разреза верхнего лудлова, уточнили мощность отложений сизимского горизонта лудлова, дали возможность оценить биотические изменения, обусловленные стрессовым палеоэкологическим воздействием, и обосновать наличие перерыва в осадконакоплении в конце лудлова, предшествовавшего образованию пржидольских пород. Полученные данные позволили также обосновать хроностратиграфическую последовательность и провести корреляцию пограничных отложений лудлова и пржидола уральского разреза с балтийским разрезом в Эстонии.

Таким образом, результаты наших исследований свидетельствуют о глобальном характере биотических перестроек в позднем лудлове и раннем пржидоле, следы которых сохранились в Се-

вероуральских разрезах верхнего силура. Следы этих биотических событий обнаружены в разрезах Северо-Восточной Евразии, арктических островов России (Вайгач, Новая Земля) и Канады, на Аляске, в Швеции и Эстонии. Масштабность биотических перестроек на рубеже лудлова и пржидола расширяет возможности глобальной корреляции.

Благодарности

Авторы выражают благодарность П. Мяннику за совместные полевые работы и обсуждение результатов, Т. Мярсс – за определения позвоночных, Л.В. Соколовой – за определение конодонтов пограничных отложений лудлова и пржидола, А.В. Журавлеву, за ценные советы, а также И.В. Смолевой, инженеру ЦКП “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН, – за определение изотопного состава углерода в карбонатных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2012) Позднелудфордское аноксичное событие на Приполярном Урале. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (2), 3.
- Антошкина А.И. (2018) Проявление лудфордского события Лау (верхний силур) на Северо-Востоке европейской части России. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 26(6), 15-40.
- Барабоскин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копасевич Л.Ф., Найдин Д.П. (2002) Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: МГУ, 163 с.
- Баранов В.В. (2015) Глобальные события (Lower Pridolian и Klonk) в среднем палеозое северо-востока Евразии на сопредельных территориях. *Наука и образование*, 3(79), 33-37.
- Баранов В.В., Блуджетт Р.Б. (2013) Корреляция пржидольских отложений (верхний силур) арктических регионов Евразии и Северной Америки. *Отеч. геология*, (5), 52-57.
- Безносова Т.М. (2008) Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 217 с.
- Безносова Т.М., Матвеев В.А., Соколова Л.В. (2018) Биостратиграфический и событийно-стратиграфический рубеж лудлова и пржидола на западном склоне Приполярного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 31-37.
- Безносова Т.М., Матвеев В.А., Соколова Л.В., Канев Б.И. (2017) Региональное проявление глобального лудфордского события (Lau Event) в разрезе западного склона Урала. *Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления*. Мат-лы Всеросс. науч. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 19-21.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 110 с.
- Исаев Г.Д. (2007) Кораллы, биостратиграфия и геологи-

- ческие модели палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 247 с.
- Краснов В.И. (2011) Концепция развития органического мира и совершенствование стратиграфической основы геологических исследований (на примере раннего девона Салаира). *LVII сессия ПО*, 70-72.
- Кузнецов В.Г., Пийп Н.Б. (1974) Стронций в турнейских отложениях Оренбургской области. *Геохимия*, (4), 585-593.
- Кульков Н.П. (1990) Брахиоподы и их экологические сообщества. *Силур и девон Юго-Востока Западно-Сибирской плиты. Скважины Майзасская-1 и Малоичская-7*. Ред. Н.П. Кульков, Н.В. Дубатов. М.: Наука, 35-50.
- Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. (1990) Тип Brachiopoda. *Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты*. Новосибирск: Наука, 70-106.
- Мартынов А.В. (1998) Литолого-фациальные критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 27 с.
- Матвеев В.А., Канев Б.И. (2016) Особенности строения верхнелудловских отложений в опорном разрезе силура на западном склоне Приполярного Урала. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (8), 3-8.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 136 с.
- Модзалевская Т.Л. (1985) Брахиоподы силура и раннего девона европейской части СССР. Отряд Athyridida. М., 128 с.
- Модзалевская Т.Л. (1997) Среднелудфордское событие в эволюции силурийских брахиопод Европейской провинции. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, (3), 3-9.
- Модзалевская Т.Л., Мярсс Т. (1991) О возрасте подошвы гребенского горизонта Урала. *Изв. АН Эстонии. Геол.*, (40)3, 100-103.
- Нехорошева Л.В., Патрунов Д.К. (1981) Гребенской горизонт Вайгачско-Новоземельского региона. *Сов. геология*, (4), 80-85.
- Никифорова О.И. (1970) Брахиоподы гребенского горизонта Вайгача (поздний силур). *Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача*. Л., 97-149.
- Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). (1994) (Отв. ред. Н.Я. Анцыгин). Екатеринбург: Уральская геологическая экспедиция, 152 с.
- Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. (1983) (Ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 136 с.
- Патрунов Д.К., Шурыгина М.В. (2002) Силур и ранний девон в уфимском амфитеатре. *Литосфера*, (2), 96-111.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2013) Вып. 42. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 65 с.
- Пучков В.Н. (1979) Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 242 с.
- Черкесова С.В. (1970) Гребенской горизонт силура Вайгача. *Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача*. Л.: Тр. НИИГА, 4-24.
- Юдович Я.Э. (1976а) Введение в геохимическую диагностику фаций. Сыктывкар: ИГ Коми ФАН СССР, 116 с.
- Юдович Я.Э. (1976б) Природа стронциевых аномалий в палеозойских толщах Печорского Урала. *Ежегодник-1975*. Сыктывкар: ИГ Коми ФАН СССР, 107-112.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 152 с.
- Abushik A.F. (2000) Silurian – earliest Devonian ostracode biostratigraphy of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 112-125.
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Sokolova L.V. (2019) Upper Ludlowian-Lower Pridolian stratigraphy, carbon isotope of the Timan-Northern Urals region. *Épitōanyag*, **71**(1), 24-37.
- Calner M. (2005) Silurian carbonate platforms and extinction events – ecosystem changes exemplified from Gotland, Sweden. *Facies*, **51**, 584-591.
- Calner M., Jeppsson L., Munnecke A. (2004) The Silurian of Gotland–Part I: Review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. *Erlanger Geologische Abhandlungen. Sonderband*, (5), 113-131.
- Jeppsson L. (1998) Silurian oceanic events. A summary of general characteristics. (Ed. M.E. Johnson). *Silurian Cycles: Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic and Tectonic Changes, James Hall Centennial Volume New York State Museum Bulletin*, **491**, 239-257.
- Jeppsson L., Aldridge R.J. (2000) Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc.*, **157**, 1137-1148.
- Jeppsson L., Viira V., Männik P. (1994) Silurian conodont-based correlations between Gotland (Sweden) and Saaremaa (Estonia). *Geol. Mag.*, **131**(2), 201-218.
- Kranz J.R. (1973) Die Strontium-Verteilung in den Arlbergsschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg). *Nördliche Kalkalpen. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Monatsh.*, 170-187.
- Männik P. (2014) The Silurian System in Estonia. *4th Annual Meeting of IGCP 591, Abstracts and Field Guide*. (Eds H. Bauert, O. Hints, T. Meidla, P. Männik). Estonia: University of Tartu, 123-128.
- Modzalevskaya T.L., Wenzel B. (1999) Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan-Pechora region (Russia). *Acta Geol.*, **40**(2), 145-157.
- Smith R.E., Johnson J.G. (1977) *Atrypella scheii* (Holte-dahl) and *Atrypella phoca* (Salter) (Silurian Brachiopoda). *J. Paleontol.*, **51**, 350-356.
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. *Palaeoecol., Palaeoclimat., Palaeogeogr.*, **104**, 139-152.
- Viira V., Aldridge R.J. (1998) Upper Wenlock to Lower Pridoli (Silurian) conodont biostratigraphy of Saaremaa, Estonia, and a correlation with Britain. *J. Micropalaeontol.*, **17**, 33-50.

REFERENCES

- Abushik A.F. (2000) Silurian – earliest Devonian ostracode biostratigraphy of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 112-125.
- Antoshkina A.I. (2012) The Late Ludfordian anoxic Event from the Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (2), 3. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2018) The Ludfordian Lau Event (Upper Silurian) in the Northeastern Regions of European Russia. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(6), 15-40. (In Russian)
- Baraboshkin E.Yu., Veirman A.B., Koraevich L.F., Naidin D.P. (2002) *Izuchenie stratigraficheskikh pereryvov pri proizvodstve geologicheskoi s"emki* [Study of stratigraphic breaks in the production of geological surveys]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 135 p. (In Russian)
- Baranov V.V. (2015) Global events (Lower Pridolsky and Klonk) in the Middle Paleozoic in the northeast of Eurasia and in adjacent territories. *Nauka i Obrazovanie*, **79**(3), 33-37. (In Russian)
- Baranov V.V., Blodgett R.B. (2013) Correlation of the Pridolian beds (upper Silurian) of the Arctic regions of Eurasia and North America. *Otech. Geologiya*, **5**, 52-57. (In Russian)
- Beznosova T.M. (2008) *Soobshchestva brakhiopod i biostratigrafiya verkhnego ordovika, silura i nizhnego devona severo-vostochnoi okrainy paleokontinenta Baltiya* [Brachiopod communities and biostratigraphy of Upper Ordovician, Silurian and Lower Devonian of North-Eastern margin of Baltica paleocontinent]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 218 p. (In Russian)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Sokolova L.V. (2018) Biostratigraphical and event-stratigraphical boundary of the Ludlow and Pridoli on the Western slope of Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 31-37. (In Russian)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Sokolova L.V. (2019) Upper Ludlowian-lower Pridolian stratigraphy, carbon isotope of the Timan-Northern Urals region. *Ėpítōanyag*, (71)1, 24-37.
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Sokolova L.V., Kanev B.I. (2017) Regional traces of the global Ludfordian Event (Lau Event) from the outcrop of the Western slope of the Subpolar Urals. *Geodinamika, veshchestvo, rudogenez Vostochno-Evropeiskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya*. Mat-ly Vseross. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem [Geodynamics, substance, ore genesis of the East European Platform and its folder framing: Extended of scientific conference reports]. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 19-21. (In Russian)
- Calner M. (2005) Silurian carbonate platforms and extinction events – ecosystem changes exemplified from Gotland, Sweden. *Facies*, **51**, 584-591.
- Calner M., Jeppsson L., Munnecke A. (2004) The Silurian of Gotland. Part I: Review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. *Erlanger Geologische Abhandlungen. Sonderband*, **5**, 113-131.
- Cherkesova S.V. (1970) Silurian Greben' stage of the island Vaigach. *Stratigrafiya i fauna siluriyskikh otlozhenii Vaygacha* [Stratigraphy and fauna of Silurian deposits of Vaigach]. Proc. of the Scientific Research Institute of Geology of the Arctic. Leningrad, Trudy NIIGA, 4-24. (In Russian)
- Isaev G.D. (2007) *Korally, biostratigrafiya i geologicheskie modeli paleozoya Zapadnoi Sibiri* [Corals, Biostratigraphy, and geological models of the Paleozoic strata of West Siberia]. Novosibirsk, Geo Publ., 247 p. (In Russian)
- Jeppsson L. (1998) Silurian oceanic events. A summary of general characteristics. (Ed. M.E. Johnson). *Silurian Cycles: Linkages of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric, Oceanic and Tectonic Changes, James Hall Centennial Volume New York State Museum Bulletin*, **491**, 239-257.
- Jeppsson L., Aldridge R.J. (2000) Ludlow (late Silurian) oceanic episodes and events. *J. Geol. Soc.*, **157**, 1137-1148.
- Jeppsson L., Viira V., Männik P. (1994) Silurian conodont-based correlations between Gotland (Sweden) and Saaremaa (Estonia). *Geol. Mag.*, **131**(2), 201-218.
- Kranz J.R. (1973) Die Strontium-Verteilung in den Arlbergschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg). *Nördliche Kalkalpen. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Monatsh.*, 170-187.
- Krasnov V.I. (2011) The concept of the development of the organic world and the improvement of the stratigraphic basis of geological research. (On the example of the early Devonian of Salair. *LVII Session PO*, 70-72. (In Russian)
- Kuznetsov V.G., Piip N.B. (1974) Strontium in Tournaisian deposits of the Orenburg region. *Geokhimiya*, (4), 585-593. (In Russian)
- Kul'kov N.P. (1990) Brachiopods and their ecological assemblages. *Silur i devon Yugo-Vostoka Zapadno-Sibirskoi plity. Skvazhiny Maizasskaya-1 i Maloichskaya-7*. [Silurian and Devonian of South-eastern West-Siberian Plate. Borehole Maizasskaya-1 and Maloichskaya-7]. (Eds N.P. Kul'kov, N.V. Dubatolov). Moscow, Nauka Publ., 35-50. (In Russian)
- Kul'kov N.P., Peregoedov L.G. (1990) Brachiopoda type. *Stratigrafiya paleozoiskikh otlozhenii yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoi plity* [Stratigraphy of Paleozoic deposits in the southeast of the West Siberian plate]. Novosibirsk, Nauka Publ., 70-106. (In Russian)
- Männik P. (2014) The Silurian System in Estonia. *4th Annual Meeting of IGCP 591, Abstracts and Field Guide* (Eds H. Bauert, O. Hints, T. Meidla, P. Männik). Estonia, University of Tartu, 123-128.
- Martynov A.V. (1998) *Litologo-fatsial'nye kriterii prognoza neftegazonosnosti ordoviksko-nizhnedevonskikh otlozhenii Timano-Pechorskoi provintsii*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Lithological and facies criteria for prognosis the oil and gas content of the Ordovician-Lower Devonian deposits of the Timan-Pechora province. Cand. geol. and min. sci. diss.]. St.Petersburg, 29 p. (In Russian)
- Matveev V.A., Kanev, B.I. (2016) Features of the upper Ludlow deposits in the Silurian key section on the western slope of the Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **8**, 3-8. (In Russian)
- Mel'nikov S.V. (1999) *Konodonty ordovika i silura Timano-Severoural'srogo regiona* [Ordovician and Silurian conodonts of the Timan-Sever Ural region]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 136 p. (In Russian)
- Modzalevskaya T.L. (1985) *Brakhiopody silura i rannego devona evropeiskoi chasti SSSR. Otryad Athyridida* [Silurian and the Early Devonian brachiopods from the European part of the USSR. Order Athyridida]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)

- Modzalevskaya T.L. (1997) Middle Ludfordian event in evolution of Silurian brachiopods of the European province. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 5(3), 3-9. (In Russian)
- Modzalevskaya T.L., Marss T. (1991) On the age of the lower boundary of the Greben' Regional Stage of the Urals. *Izv. AN Estonii. Geol.*, (40)3, 100-103. (In Russian)
- Modzalevskaya T.L., Wenzel B. (1999) Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan-Pechora region (Russia). *Acta Geol.*, 40(20), 145-157.
- Nekhorosheva L.V., Patrunov D.K. (1981) Greben' stage of the Island Vaygach-Novaya Zemlya region. *Sov. Geologiya*, 4, 80-85. (In Russian)
- Nikiforova O.I. (1970) Brachiopods of Greiben' stage of the island Vaigach (Late Silurian). *Stratigrafiya i fauna siluriiskikh otlozhenii Vaigacha* [Stratigraphy and fauna of Silurian deposits of Vaigach]. Leningrad, 97-149. (In Russian)
- Ob'yasnitel'naya zapiska k stratigraficheskim skhemam Urala (dokembrii, paleozoi) [Explanatory note to Ural stratigraphic maps Precambrian, Paleozoic]. (1994) (Ed. N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg, Ural'skaya Geologos'emoch'naya Ekspeditsiya Publ., 95 p. (In Russian)
- Opornye razrezy pograniichnykh otlozhenii silura i devona Pripolyarnogo Urala [Reference sections of the Silurian/Devonian Boundary Deposits of Subpolar Urals]. (1983) (Eds V.S. Tsyganko, V.A. Chermnykh). Syktyvkar, Komi filial AN SSSR Publ., 136 p. (In Russian)
- Patrunov D.K., Shurygina M.V. (2002) Silurian and Early Devonian deposits of the Ufa Amphitheater. *Litosfera*, (2), 96-111. (In Russian)
- Postanovleniya Mezhhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii [Resolutions of the Interagency Stratigraphic Committee and its standing commissions]. (2013) St.Petersburg, Publishing house VSEGEI. V. 42, 65 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1979) *Batial'nye komplekсы passivnykh okrain geosinklinal'nykh oblastei* [Batial complexes of passive margins of geosynclinal regions]. Moscow, Nauka Publ., 242 p. (In Russian)
- Smith R.E., Johnson J.G. (1977) *Atrypella scheii* (Holtedahl) and *Atrypella phoca* (Salter) (Silurian Brachiopoda). *J. Paleontol.*, 51, 350-356.
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. *Palaeoecol., Palaeoclimat., Palaeogeogr.*, 104, 139-152.
- Viira V., Aldridge R.J. (1998) Upper Wenlock to Lower Pridoli (Silurian) conodont biostratigraphy of Saaremaa, Estonia, and a correlation with Britain. *J. Micropalaeontol.*, 17, 33-50.
- Yudovich Ya.E. (1976a) *Vvedenie v geokhimicheskuyu diagnostiku fatsii* [Introduction to the geochemical diagnosis of facies]. Syktyvkar, IG Komi FAN SSSR, 116 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (1976b) The nature of strontium anomalies in the Paleozoic strata of the Pechora Urals. *Ezhegodnik-1975*. Syktyvkar, IG Komi FAN SSSR, 107-112. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh* [Strontium Geochemistry of Carbonate Deposits]. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) *Nizhnii paleozoi Pechorskogo neftegazonosnogo basseina: stroenie, usloviya obrazovaniya* [Lower Paleozoic of the Pechora oil basin: structure and conditions of formation]. Moscow, Academy of Mining Sciences, 109 p. (In Russian)

УДК (551.763.3):563.12(571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-808-828

Биостратиграфия и палеобиогеография ганькинского горизонта (маастрихт) Западной Сибири

В. А. Маринов

Тюменский нефтяной научный центр, 625002, г. Тюмень, ул. Осипенко, 79/1, e-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

Поступила в редакцию 13.12.2016 г., принята к печати 02.02.20 г.

Объект исследований. Изучались комплексы фораминифер маастрихта (верхний мел) из различных районов Западной Сибири. **Материалы и методы.** Проведена ревизия материалов параметрического бурения прошлого века, выполнен анализ новых данных. Характеристика основных экологических группировок микрофауны ганькинского горизонта (маастрихт) уточнялась путем анализа таксономического состава, структуры и разнообразия комплексов. **Результаты.** Установлены характерные элементы комплексов для каждого из пяти палеозоогеографических районов, оценена степень латеральной изменчивости видового состава комплексов микрофауны. Показано, что в типовом Ямало-Тюменском районе ганькинский горизонт состоит из трех зон: *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa* (с подзонами *Bolivina decurrens*, *Bolivinoidea senonicus* и *Stensioeina caucasica transuralica*), *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (с подзонами *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* и *Heterostomella foveolata*) и *Brotzenella praeacuta* и объем горизонта ограничен маастрихтским ярусом. Обоснована принадлежность подзоны *Stensioeina caucasica transuralica* и зоны *Brotzenella praeacuta* к верхнемаастрихтскому подъярису. **Выводы.** Установлено, что на протяжении раннего и начала позднего маастрихта происходило поэтапное увеличение разнообразия комплексов фораминифер за счет иммигрантов из Бореально-Атлантической области. Выполненный анализ состава и структуры комплексов показал, что широкое проникновение в западносибирский палеобассейн обитавших в северном районе фораминифер в зональный момент *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* отражает трансгрессию арктических вод. Появление комплекса с *Heterostomella foveolata* отражает широкую нивелировку состава фораминифер по всей территории Западной Сибири. В начале фазы *Brotzenella praeacuta* бореально-атлантические таксоны широко расселились в Западно-Сибирском бассейне.

Ключевые слова: Западная Сибирь, фораминиферы, маастрихт, стратиграфия, палеобиогеография

Biostratigraphy and paleobiogeography of the Gan'kino horizon (Maastrichtian) of the Western Siberia

Vladimir A. Marinov

Tyumen Oil Research Center, 79/1 Osipenko st., Tyumen 625002, Russia, e-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru

Received 13.12.2016, accepted 02.02.2020

Research subject. This paper investigates Maastrichtian (Upper Cretaceous) foraminifera complexes present in various parts of the Western Siberia. **Materials and methods.** The materials of parametric drilling performed in the last century were reviewed in the context of new data. The characteristics of the main ecological microfauna groups in the Gan'kino horizon (Maastrichtian) were clarified by analysing their taxonomic composition, structure and diversity. **Results.** It was shown that, in the typical Yamal-Tyumen district, the Gan'kino horizon consists of three zones: *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa* (with subzones *Bolivina decurrens*, *Bolivinoidea senonicus* and *Stensioeina caucasica transuralica*), *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (with subzones *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* and *Heterostomella foveolata*) and *Brotzenella praeacuta*. Here, the horizon volume is limited to the Maastrichtian stages. The *Stensioeina caucasica transuralica* and *Brotzenella praeacuta* zones were found to belong to the Upper Maastrichtian. **Conclusions.** It was established that, the Early and early Late Maastrichtian was characterized by a gradual increase in the diversity of foraminifera complexes due to immigrants from the Boreal-Atlantic realm. The widespread distribution of foraminifera complexes from the Northern district across the Western Siberia during the *Spiroplectammina kasanzevi* and *Bulimina rosenkrantzi* period was associated with the transgression of Arctic waters. The appearance of the foraminifera associations with *Heterostomella foveolata* reflects a wide levelling of the foraminifera composition throughout the Western Siberia. At the beginning of the *Brotzenella praeacuta* time, Boreal-Atlantic taxa were widely dispersed across the Western Siberian basin.

Для цитирования: Маринов В.А. (2020) Биостратиграфия и палеобиогеография ганькинского горизонта (маастрихт) Западной Сибири. *Литосфера*, 20(6), 808-828. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-808-828

For citation: Marinov V.A. (2020) Biostratigraphy and paleobiogeography of the Gan'kino horizon (Maastrichtian) of the Western Siberia. *Litosfera*, 20(6), 808-828. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-808-828

© В.А. Маринов, 2020

Keywords: Western Siberia, foraminifera, Maastrichtian, stratigraphy, paleobiogeography

Acknowledgements

The author is grateful to V.V. Sapyannik, E.N. Kiselman, A.L. Beysel, A.Yu. Nekhaev, E.S. Sobolev, A.E. Igolnikov, S.E. Agalakov, A.I. Kudamanov, V.N. Benyamovsky, E.O. Amon who handed over their materials for the preparation of the publication, discussed the topic of the research, and took part in the joint collection of materials.

ВВЕДЕНИЕ

Находки богатого и разнообразного комплекса “маастрихтских фораминифер” в карбонатных глинах ганькинской свиты отмечены впервые в работах А.И. Нецкой (1948). В дальнейшем изучением микрофауны этого стратиграфического уровня занимался большой коллектив специалистов из различных организаций. Обстоятельный обзор результатов ранее выполненных исследований проведен В.М. Подобиной (1975, 1989, 2009). Фораминиферы ганькинского горизонта рассматривались в составе единого комплекса (Глазунова и др., 1960), подразделялись на два (Тезисы..., 1956), три (Кисельман, 1960), позднее на пять слоев с фораминиферами (Кисельман, 1969, 1974) (табл. 1). Кроме того, Э.Н. Кисельман выделила в основании ганькинского горизонта слои с *Bolivinoides decoratus*, и *B. miliaris*, которые отнесла к верхнекампанскому подъярису. В современном виде схема расчленения ганькинского горизонта по фораминиферам опубликована в работе Т.Г. Ксеновой и Е.И. Ксеновой (2011). В объем горизонта включена также зона *Cibicidoides primus*, состоящая из двух подзон. Не все исследователи согласны с возможностью настолько детального расчленения горизонта. Особенностью ассоциаций фораминифер маастрихта Западной Сибири, кроме высокого видового разнообразия, является значительная пространственная изменчивость их состава, рекуррентный характер стратиграфического распространения характерных видов, что не позволяет надежно проследить выделенные слои на всей территории Западной Сибири (Глазунова и др., 1960; Кисельман, 1969, 1974). В.М. Подобина в своих работах (1975, 1989, 2000, 2009) также разделяет ганькинскую свиту только на три зоны по фораминиферам. Слои с *Brotzenella praeacuta* отнесены ею к талицкому горизонту. Несмотря на постоянное внимание исследователей к вопросам биостратиграфии и палеобиогеографии ганькинского горизонта, до сих пор остаются неоднозначными понимание объема ганькинского горизонта, обоснование выделения дробных (подзональных) подразделений и проследивание их по площади, а также их возрастная датировка и биогеографическое районирование маастрихта Западной Сибири по фораминиферам.

Анализ новых материалов из керна скважин, естественных выходов верхнего мела и ревизия

коллекций микрофауны из опорных разрезов позволили уточнить интервалы стратиграфического распространения характерных видов, степень латеральной изменчивости видового состава микрофауны, характеристику существующих зональных комплексов, стратиграфическое положение зон ганькинского горизонта по фораминиферам.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Материалом для работы послужили коллекции микрофауны из отложений маастрихта различных районов Западной Сибири (рис. 1). Основные разрезы ганькинского горизонта, выбранные в качестве эталонных, изучены по скв. Бованенковская 4; Покурская 1Р, Васюганская СЗ, Новологиновская 1Р, 5Р, Омская 1Р, Русско-Полянская 8, в береговом обрыве р. Уй, в карьере Качар. Для сравнения были привлечены коллекции фораминифер Западной Сибири (скв. Мессояхская 738; Бакчарская, Западно-Игольская, структурная скв. № 9, разрезы на реках Бол. Лайда, Мугай), Северного Казахстана (карьер Кушмурун) и Оренбургской области (р. Туратка).

Кроме того, в работе были использованы все известные автору литературные данные. Отложения ганькинского горизонта содержат уникальные по разнообразию и видовому богатству микрофаунистические комплексы. Как правило, фораминиферовое число варьирует в пределах 500–10 000 экз. Видовое богатство комплексов обычно составляет 40–110 видов.

При описании комплексов особое внимание уделялось видам доминантной группы, частота встречаемости которых стабильно составляет 5% и более. Это 5–7 видов, к которым относятся около половины экземпляров в комплексе. Доминантные таксоны являются наиболее характерными, поскольку определяют облик комплекса. Закономерности распределения акцессорных видов менее очевидны из-за низкой частоты встречаемости, однако их состав также является важной характеристикой комплекса.

В работе используется схема палеобиогеографического районирования, предложенная В.М. Подобиной и Т.Г. Ксеновой (2014). Территория Западной Сибири в маастрихтском веке подразделяется на пять районов. Кроме того, предлагается выделить Южноуральский район в переходной зоне между палеобассейнами Западной Сибири и

Таблица 1. Представления разных авторов о строении ганькинского горизонта Западной Сибири

Table 1. Knowledge different specialists about the structure of Gan'kino horizon of Western Siberia

В е р х н е м е л о в о й						Палеоцен	Отдел
Кампанский		М а а с т р и х т с к и й				Датский	Ярус
Верхний		Нижний		Верхний			Подъярус
Spiroplectammina aff. chicoana		Cibicides globigeriniformis				Anomalina praeacuta	(Тезисы..., 1956)
Spiroplectammina lata, Dictyomitra striata		Cibicides gankinoensis				Ammobaculites friabilis incultus	(Глазунова и др., 1960)
?		Gaudryina rugosa var. spinulosa		Spiroplectammina kasanzevi		Anomalina praeacuta	(Киссельман, 1960)
Haplophragmoides, Spiroplectammina		Gaudryina rugosa spinulosa		Spiroplectammina kasanzevi		Anomalina praeacuta	(Субботина и др., 1964)
Spiroplectammina optata		Rugoglobigerina ordinaria		Stensioeina caucasica transuralica			
Spiroplectammina variabilis							
Spiroplectammina optata		Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa		Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi		Brotzenella praeacuta	(Киссельман, 1969, 1974)
?		Bolivinoides decoratus, B. miliaris		Bolivina decurrens Bolivinoides senonicus Stensioeina caucasica transuralica Bolivina plaita Heterostomella foveolata			
Cibicoides eriksdalensis primus		Gaudryina rugosa spinulosa, Spiroplectammina variabilis		Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi		Brotzenella praeacuta	(Подобина, 1975, 1989, 2009)
Spiroplectammina optata		Gaudryina rugosa spinulosa, Spiroplectammina variabilis		Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi		Brotzenella praeacuta	(Решение..., 1991)
Bathysiphon vitta							
Bolivinoides decoratus							
Cibicoides primus		Gaudryina rugosa spinulosa, Spiroplectammina variabilis		Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi		?	(Т.Г. Ксенева, Е.И. Ксенева, 2011)
Cibicoides aktulagayensis	Ceratobulimina cretacea, Nonionellina taylorensis	Bolivina decurrens Bolivinoides senonicus	Stensioeina caucasica transuralica	Bolivina plaita Bulimina rosenkrantzi	Heterostomella foveolata		

Славгородский

Ганькинский

Талицкий

Стол и зоны по фораминиферам



Славгородский



Ганькинский



Талицкий

Стол и зоны по фораминиферам

Восточно-Европейской платформы. Каждый из районов характеризуется специфическими чертами структуры и состава комплексов микрофауны.

Значения сходства и различия комплексов измерялось с помощью коэффициента Жаккара (K_j), $K_j = c/(a + b - c)$, где a – количество видов в первой выборке, b – количество видов во второй одновозрастной выборке, c – количество видов, общих для 1-й и 2-й выборок.

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАНЬКИНСКОГО ГОРИЗОНТА

В центральных районах низменности ганькинский горизонт представлен морскими глинами ганькинской свиты, в различной степени карбонатными – от мергелей в юго-западных разрезах до че-

редования прослоев алевроитистых и известковистых глин в северных районах. На северо-востоке глины замещаются алевроито-песчаными породами танамской свиты. На северо-западе аналогом ганькинской являются опоковидные глины леплинской свиты. В юго-восточных районах увеличивается содержание песчаного материала, появляются кварцевые, глауконитовые пески и песчаники с пластами шамозит-гидрогетитовых руд. На юго-востоке Кулундино-Чулымского района известковистые глины замещаются озерно-аллювиальными в различной степени песчанистыми глинами и песками (Казаков, 1974). В Среднем Зауралье карбонатная составляющая пород исчезает. Глины опесчаниваются и переходят в глауконит-кварцевые прибрежно-морские песчаники федюшинской свиты (Решение..., 1991). На юго-западе, в районе Тургайского прогиба, ганькинские глины замеща-

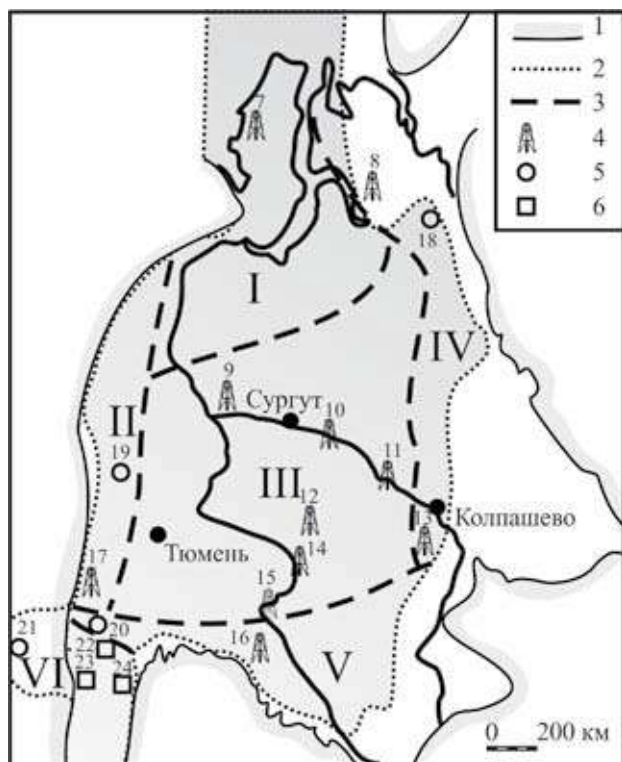


Рис. 1. Палеозоогеографическое районирование верхнего мела Западной Сибири и местоположение изученных разрезов ганькинского горизонта.

1 – границы распространения мезозойских отложений; 2 – границы морского бассейна в ганькинское время; 3 – границы палеозоогеографических районов; 4–6 – местоположение: 4 – скважин, 5 – естественных выходов, 6 – карьеров. I–VI – палеозоогеографические районы (по (Подобина, Ксенева, 2014), с изменениями): I – северный, II – западный, III – центральный, IV – восточный, V – южный, VI – южноуральский. Изученные разрезы: 7–17 – скважины: 7 – Бованенковская 4, 8 – Мессояхская 738, 9 – Ханты-Мансийская 1Р, 10 – Покурская 1Р, 11 – Васюганская С3, 12 – Западно-Игольская, 13 – Бакcharская, 14 – Новологиновская 1Р, 15 – Омская 1Р, 16 – Русско-Полянская 8, 17 – структурная скважина № 9 около г. Челябинск; 18–21 – естественные выходы на реках: 18 – Бол. Лайда, 19 – Мугай, 20 – Уй, 21 – Туратка; 22–24 – карьеры: 22 – Качар, 23 – Аят, 24 – Кушмурун.

Fig. 1. Paleozoogeographic dividing of West Siberian Upper Cretaceous and location of the studied Gan'kino horizon sections.

1 – boundaries of Mesozoic sediments distribution; 2 – sea basin boundaries on Gan'kino age; 3 – boundaries of Paleozoogeographic districts; 4–6 – location: 4 – wells, 5 – outcrops, 6 – carees. I–VI – Paleozoogeographic districts (according (Podobina, Kseneva, 2014) with changes): I – north, II – west, III – central, IV – east, V – south, VI – southern. Studied sections: 7–17 – wells: 7 – Bovanenko 4, 8 – Messoyakha 738, 9 – Khanty-Mansiysk 1R, 10 – Po-cur 1R, 11 – Vasyugan S3, 12 – Zapadno-Igolskoe, 13 – Bakchar, 14 – Novologinovo 1R, 15 – Omsk 1R, 16 – Russkaya Polyana 8, 17 – structure well No. 9 near Chelyabinsk city; 18–21 – outcrops on rivers: 18 – Bolshaja Laida, 19 – Mugai, 20 – Ui, 21 – Turatka; 22–24 – carees: 22 – Kachar, 23 – Ayat, 24 – Kushmurun.

ются мергелями, известковистыми песками, песчаниками и алевролитами журавлевской свиты.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЪЕМ ЗОН ПО ФОРАМИНИФЕРАМ В ГАНЬКИНСКОМ ГОРИЗОНТЕ

Зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*

Подзона *Bolivina decurrens*, *Bolivinoidea senonicus*

Характерны *Spiroplectammina variabilis*, *S. brevis*, *Parrelloides sibiricus*, *Epistomina fax*, *Anomalinoidea neckajae*. В северном районе к ним добавляются *Eoepionidella linki*, *Cibicoides primus*, вместо вида *Spiroplectammina variabilis* присутствует *S. ancestralis*. Для южного и южноуральского районов типичными являются *Spiroplectammina variabilis*, *Valvulinoidea umovi*, *Gyroidinoidea turgidus*, *G. obliquaseptatus*, *Cibicides gankinoensis*, *Anomalinoidea pinguis*, *Falsoplanulina multipunctata*.

Подзона *Stensioeina caucasica transuralica*

В северном районе в составе доминирующих видов – *Spiroplectammina ancestralis*, *Parrelloides sibiricus*, *Gyroidinoidea turgidus*, *Cibicides excavatus*, *Cibicoides primus*. Состав характерных видов центрального района включает в себя *Spiroplectammina variabilis*, *Parrelloides sibiricus*, *Epistomina fax*, *Osangularia texana*, *Gyroidinoidea turgidus*, *Cibicides globigeriniformis*, *Cibicoides primus*, *Anomalinoidea pinguis*, *Falsoplanulina multipunctata*. В южном и южноуральском районе в составе характерных видов присутствуют, кроме перечисленных видов, *Cibicoides bembix*, *C. spiropunctatus*, *Bolivinoidea peterssoni*.

Зона *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzii*

Подзона *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzii*

В составе комплексов подзоны северного района резко доминируют *Parrelloides sibiricus*, *Cibicoides primus*. К другим типичным видам можно отнести *Spiroplectammina kasanzevi*, *Anomalinoidea pinguis*, *Valvulineria procera*. Для центрального района характерны, кроме перечисленных видов, *Epistomina fax*, *Brotzenella pseudopapillosa* и *Bolivina plaita*. В южном районе доминируют *Spiroplectammina variabilis*, *S. kelleri*, *Parrelloides sibiricus*, *Anomalinoidea pinguis*. В южноуральском к ним добавляется *Gyroidinoidea turgidus*, *Valvulinoidea umovi*, *Cibicides globigeriniformis*, *Cibicoides bembix*,

Falsoplanulina multipunctata, *Reussella minuta*. Южноуральский комплекс подзоны характеризуют виды *Heterostomella foveolata*, *Cibicidoides spiropunctatus*, *C. bembix*, *Bolivinoides peterssoni*.

Подзона *Heterostomella foveolata*

Индексными видами для комплексов подзоны в северном районе являются *Spiroplectammina kasanzevi*, *Parrelloides sibiricus*, *Gyroidinoides beresivienensis*, *Bagginoides quadrilobus*, *Cibicides globigeriniformis*, *C. gankinoensis*, *Cibicidoides primus*. В центральном и южном районах к этим видам добавляются *Cibicidoides aktulagayensis*, *Brotzenella pseudopapillosa*, *Reussella minuta*. В южноуральском районе в состав доминантной группы входят виды *Cibicidoides spiropunctatus*, *C. bembix*, *Bolivinoides peterssoni*, постоянно присутствуют *Cibicides globigeriniformis*, *C. gankinoensis*.

Зона *Brotzenella praeacuta*

Характерными видами южного района являются *Heterolepa hemicompressa*, *Osangularia navarroana*, *Bolivina incrassata*, *Reussella minuta*. В центральном районе комплекс разнообразнее – *Clavulina parisiensis*, *Osangularia lens*, *O. navarroana*, *Cibicidoides proprius*, *C. spiropunctatus*, *Brotzenella praeacuta*, *Heterolepa hemicompressa*, *Anomalinoides danicus*. Для северного района типичны *Osangularia lens*, *Cibicidoides proprius*, *Falsoplanulina multipunctata*, *Heterolepa hemicompressa*, *Evolutononion sibiricus*, *Quadrimorphina allomorphinoides*.

Большинство видов имеет широкое вертикальное распространение в пределах всего ганькинского горизонта. Однако их стратиграфическое распространение в каждом из структурно-фациальных районов неодинаковое. В одних районах виды распространены во всем интервале ганькинского горизонта, в других – распределение в разрезе имеет рекуррентный характер. Нижняя граница горизонта в большинстве разрезов совпадает с подошвой зоны *Gaudryina rugosa spinulosa*, *Spiroplectammina variabilis*. В основании ганькинской свиты появляются богатые и разнообразные роталиидовые комплексы фораминифер. Кроме видов-индексов, характерными являются фораминиферы *Spiroplectammina kelleri*, *Dorothia pupoides ovata*, *Siphogaudryina stephensoni distincta*, *Valvulinaria imitata*, *Bulimina quadrata* (Подобина, 2009). На нижней границе подзоны *Stensioeina caucasica transuralica* во всех районах разнообразие фораминифер увеличивается. В северном и центральном районе в состав доминантов переходят виды *Gyroidinoides turgidus*, *Cibicides excavatus*, *Cibicides globigeriniformis*, *Falsoplanulina multipunctata*. В южном районе становятся доминирующими *Cibicides globigeriniformis*, *Anomalinoides pinguis*, *Praebulimina carseyae*, *Pseudouvierina*

plummerae. В южноуральском районе преобладают *Cibicidoides bembix*, *C. spiropunctatus*, *Bolivinoides peterssoni*.

В основании зоны *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* первый вид-индекс появляется в северном и центральном районах. В южном районе в составе доминантов появляется *Parrelloides sibiricus*, в южноуральском – *Parrelloides sibiricus*, *Gyroidinoides turgidus*, *Valvulinoides umovi*, *Cibicidoides primus*, *Reussella minuta*.

Подошва подзоны *Heterostomella foveolata* маркируется появлением в составе доминантов *Cibicides globigeriniformis*, *Gyroidinoides beresovienensis*, *Cibicidoides aktulagayensis*. Вид *Heterostomella foveolata* присутствует в составе характерного комплекса только в южном и южноуральском районах.

На нижней границе зоны *Brotzenella praeacuta* произошла крупная перестройка структуры комплексов. Доля большинства характерных видов нижерасположенной подзоны значительно уменьшается. Новые, появившиеся в основании зоны виды *Osangularia lens*, *O. navarroana*, *Cibicidoides proprius*, *Heterolepa hemicompressa*, становятся доминантными. Разнообразие ассоциаций сокращается. В северном районе появляются в большом количестве *Falsoplanulina multipunctata*, *Evolutononion sibiricus* и *Quadrimorphina allomorphinoides*, в центральном – *Cibicidoides spiropunctatus*, *Anomalinoides danicus*, в южном – *Bolivina incrassata*, *Reussella minuta*.

Распространение обсуждаемых выше зональных и подзональных комплексов ограничено территорией Западной Сибири. Причинами низкого корреляционного потенциала зон по бентосным фораминиферам являются провинциализм и значительная фациальная зависимость этой группы. Стратиграфические интервалы большинства видов в Западной Сибири и за ее пределами существенно различаются. Ярусная и подъярусная принадлежность стратон по фораминиферам чаще всего определяется редкими совместными находками стратиграфически важных фоссилий – головоногих моллюсков (аммонитов и белемнитов), известковистого нанопланктона и планктонных фораминифер. Так, благодаря находкам аммонитов *Hoploscaphites cf. constrictus* (Sowerby), *Baculites cf. knorrianus* Desmarest на р. Уй (Соболев, Маринов, 2009) и зональных комплексов нанопланктона (зона CC24) в керне скв. Русско-Полянская 8 (Лебедева и др., 2013) обоснован раннемаастрихтский возраст подзоны *Bulimina decurrens* – *Bolivinoides senonicus*. Комплексы головоногих моллюсков и нанопланктона зоны CC24 распространены в верхней части нижнего маастрихта, уровень зоны *Acanthoscaphites tridens* и подзоны *Belemnella sumensis* бореального стандарта (Лебедева и др., 2013).

Совместные находки ростров зонального вида белемнитов верхнего маастрихта *Neobelemnella*

kazimiroviensis в разрезе карьера Кушмурун (Найдин, 2002) и определения нанопланктона в керне скважины Русско-Полянская 8 (подзона СС25а) (Лебедева и др., 2013) уточнили стратиграфическое положение подзоны *Stensioeina saucastica transuralica* в объеме нижней части верхнего маастрихта.

Важным стратиграфическим репером служит уровень появления планктонных фораминифер рода *Rugoglobigerina* в основании зоны *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* в скв. Западно-Игольская, который приблизительно совпадает с границей кампана и маастрихта (Peryt, Dubicka, 2015). Находки меловых планктонных фораминифер рода *Heterohelix* в составе зонального комплекса *Brotzenella praeacuta* в скважине Новоогиневская 1Р (см. рис. 6) (Маринов, Урман, 2013) определяют положение одноименной зоны в пределах маастрихта.

Существует несколько точек зрения относительно положения нижней и верхней границ ганькинской свиты и горизонта. Чаще всего (Подобина, 1975, 1989, 2009; Т.Г. Ксенева, Е.И. Ксенева, 2011) горизонт рассматривают в объеме трех зон по фораминиферам: *Cibicidoides primus*; *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* и *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*. В более широком понимании в состав горизонта включается зона *Brotzenella praeacuta* (датский ярус) (Решение..., 1991). Ряд специалистов исключает из объема горизонта зону *Cibicidoides primus* и ограничивает горизонт пределами маастрихтского яруса, включая в него зоны *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* и *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*; *Brotzenella praeacuta* (Амон, 1997; Маринов, Урман, 2013). В региональной стратиграфической схеме палеогена и неогена Западной Сибири (2001) к ганькинскому горизонту относится только нижняя часть зоны *Brotzenella praeacuta*. Разногласия в понимании объема ганькинского горизонта связаны с пространственной изменчивостью его состава. Наиболее характерной особенностью пород ганькинского горизонта, уникальной для верхнего мела Сибири, является значительное содержание карбонатного материала и присутствие богатых ассоциаций фораминифер с секреторно-карбонатной раковиной. Подошва известковистых глин не является изохронным уровнем. Карбонатная составляющая в породах горизонта может отсутствовать полностью, например в зоне распространения леплинской свиты. В северных районах прослой известковистых глин появляются непосредственно выше подошвы верхнеберезовской свиты. В южных частях региона верхняя часть ганькинского горизонта, наоборот, сложена безкарбонатными неморскими песками (Казаков, 1974). Если исполь-

зовать в качестве типового центральный Ямало-Тюменский район, в котором ганькинская свита (горизонт) имеют наилучшую выдержанность толщин, литологических и геофизических характеристик (Агалаков и др., 2018), то положение ее кровли и подошвы становится более определенным. В центральном районе в скважинах Покурская 1Р и Западно-Игольская нижние слои ганькинской свиты относятся к зоне *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ ФОРАМИНИФЕР В МААСТРИХТЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

На большей части Западной Сибири, в северном, центральном, южном и южноуральском районах, ганькинский горизонт содержит богатые и разнообразные ассоциации фораминифер с секреторно-карбонатной раковиной. Доминируют в них представители родов *Spiroplectammina*, *Parrelloides*, *Valvulinoides*, *Gyroidinoides*, *Cibicides*, *Cibicidoides*, *Brotzenella*, *Falsoplanulina*, *Praebulimina*, *Reussella*. В восточном районе фораминиферы редки и представлены преимущественно агглютинирующими формами отрядов *Lituolida*, *Ataxophragmiida*, *Textulariida*, *Ammodiscida*. Комплексы фораминифер западного и восточного районов не рассматриваются, поскольку они представлены преимущественно обедненными комплексами агглютинирующих фораминифер широкого стратиграфического распространения. На севере восточного района отложения ганькинского горизонта частично или полностью отсутствуют.

Большинство видов бентосных фораминифер только в одном из палеозоогеографических районов имеют высокую частоту встречаемости и непрерывное вертикальное распространение. В предельные районы эти фораминиферы проникают эпизодически. Для северного района наиболее характерными видами, присутствующими в большом количестве экземпляров во всем интервале ганькинского горизонта, являются *Spiroplectammina ancestralis*, *Spiroplectammina kasanzevi*, *Parrelloides sibiricus*, *Cibicidoides primus*. В центральном широко распространены *Parrelloides sibiricus*, *Epistomina fax*, *Anomalinoides pinguis*, *Bolivina decurrens*, *Praebulimina carseyae*. Для южного характерны *Spiroplectammina variabilis*, *S. kelleri*, *Siphogaudryina stephensoni*, *Gyroidinoides turgidus*, *G. obliquaseptatus*, *Cibicidoides aktulagayensis*, *Valvulinoides umovi*. Типичными южноуральскими видами являются *Ataxophragmium compactum*, *Heterostomella foveolata*, *Cibicides globigeriniformis*, *Cibicidoides spiro-punctatus*, *Cibicidoides bembix*, *Brotzenella praeacuta*, *Falsoplanulina multipunctata*, *Bolivinaoides peterssoni*, *Reussella minuta*. Эпизодическое проникнове-

ние индексных таксонов на сопредельные территории в составе акцессорной или доминантной группы рассматривается как результат миграции, связанный с изменением параметров среды обитания (температуры, газового и солевого режимов) в результате перемещения водных масс. Распределение бентосных форм, в отличие от планктонных, контролируется, кроме того, типом грунтов и гидродинамикой придонного слоя вод. Фациальный контроль существенно осложняет картину площадного и вертикального распределения отдельных таксонов. Тем не менее уменьшение доли бореально-атлантических видов во время *Bolivina decurrens* – *Bolivina senonicus*, по сравнению с позднекампанским, указывает на относительную изоляцию Западносибирского бассейна. Широкое расселение в Западной Сибири южных видов (*Gyrogonoides turgidus*, *Cibicides globigeriniformis*, *Falsoplanulina multipunctata*) в фазу *Stensioeina caucasica transuralica* указывает на проникновение бореально-атлантических водных масс. Во время *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*, напротив, происходит проникновение элементов северного комплекса (*Spiroplectamina kasanzevi*, *Parrelloides sibiricus*, *Cibicidoides primus*) далеко на юг. Во второй половине фазы *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (время *Heterostomella foveolata*) установлена нивелировка состава фораминифер. Южные виды появились в северном районе (*Cibicides globigeriniformis*), северные (*Parrelloides sibiricus*, *Cibicidoides primus*) – в южном. Фаза *Brotzenella praeacuta* характеризуется широким распространением южных, бореально-атлантических фораминифер (*Heterolepa hemicompressa*, *Cibicidoides spiropunctatus*, *Brotzenella praeacuta*, *Falsoplanulina multipunctata*) на большей части Западносибирского моря.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Латеральная изменчивость состава сообществ фораминифер маастрихта Западной Сибири была установлена еще в самом начале их изучения (Нецкая, 1948; Субботина и др., 1964; Кисельман, 1969). Ареалы распространения группировок микрофауны и характерных видов фораминифер являлись одними из основных критериев палеозоогеографического районирования верхнего мела Западной Сибири.

Северный район. Микрофауна ганькинской свиты изучена в скв. Бованенковская 4 на северо-западе п-ова Ямал (рис. 2). В интервале 330–515 м известковистые алевролиты и глины ганькинской свиты содержат богатые и разнообразные комплексы фораминифер. Установлена полная последовательность зон и подзон ганькинского горизонта.

Восточный район. Микрофауна и макрофауна верхнемеловых отложений изучена в скважинах Мессояхская 738, Бакчарская и в разрезе на р. Бол. Лайда. В скв. Мессояхская отложения маастрихта отсутствуют, глины тибейсалинской свиты (палеоцен) залегают непосредственно на алевролитах салпадинской (кампанский ярус). В породах танамской свиты на р. Бол. Лайда обнаружен обедненный комплекс агглютинирующих фораминифер, сопоставленный с зональным *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* (Маринов, Соболев, 2006). Ганькинская свита в скважинах Бакчарского железорудного месторождения содержит редкие агглютинированные раковины фораминифер семейства *Harporhagmoididae*.

Западный район. Фораминиферы изучены в разрезе фадюшинской свиты в Структурной скважине № 9 и в береговом обрыве р. Мугай (Маринов, Урман, 2013). Обнаружены обедненные комплексы агглютинирующих форм, принадлежащих к отрядам *Astrorhizida* и *Ammodiscida*.

Центральный район. Фораминиферы ганькинской свиты изучены в образцах из керна скв. Покурская 1Р, Васюганская 3С, Новологиновская 1Р (Маринов, Урман, 2013) и Западно-Игольская. В скв. Покурская 1Р (рис. 3) выделены зоны *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* и *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*, подразделенные на подзоны. В разрезе скв. Васюганская 3С выделена зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* с двумя подзонами и подзона *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* (Маринов и др., 2014). В скв. Новологиновская 1Р, где опробован пограничный разрез ганькинской и талицкой свит (Маринов, Урман, 2013), терминальная часть ганькинской свиты содержит комплекс фораминифер с *Brotzenella praeacuta*. В скв. Западно-Игольская в нижних 15 м ганькинской свиты установлена зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* (рис. 4).

Южный район. Изучены фораминиферы ганькинской свиты из скв. Омская 1Р, Русско-Полянская 8, в береговом обрыве р. Уй. В скв. Омская 1Р нижняя часть ганькинской свиты содержит комплекс с *Bolivina decurrens*, *Bolivina senonicus*. В верхней установлены зоны: *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* и *Brotzenella praeacuta* (рис. 5). В скв. Русско-Полянская 8 выделена зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* с двумя подзонами и подзона *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* (рис. 6). На р. Уй установлена зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* с двумя подзонами (рис. 7).

Южноуральский район. Территория района расположена на южной периферии Уральских гор. Комплексы фораминифер содержат большое количество планктонных видов. Ядро комплексов бентосных фораминифер составляют виды, обычные

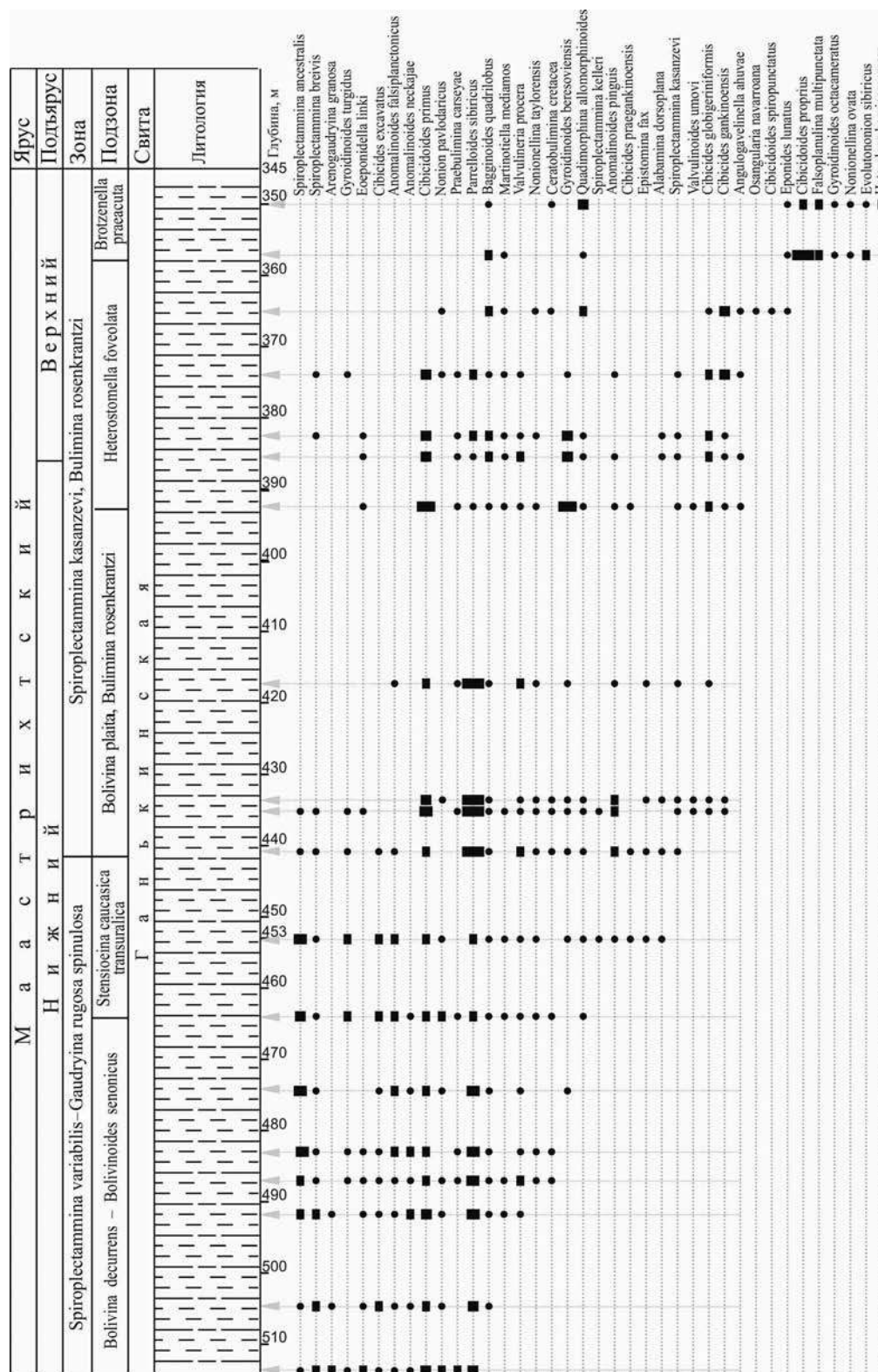


Рис. 2. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты скв. Бованенковская 4.
 Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 2. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the Bovanen-ko well No. 4.

The legend – see Fig. 8.

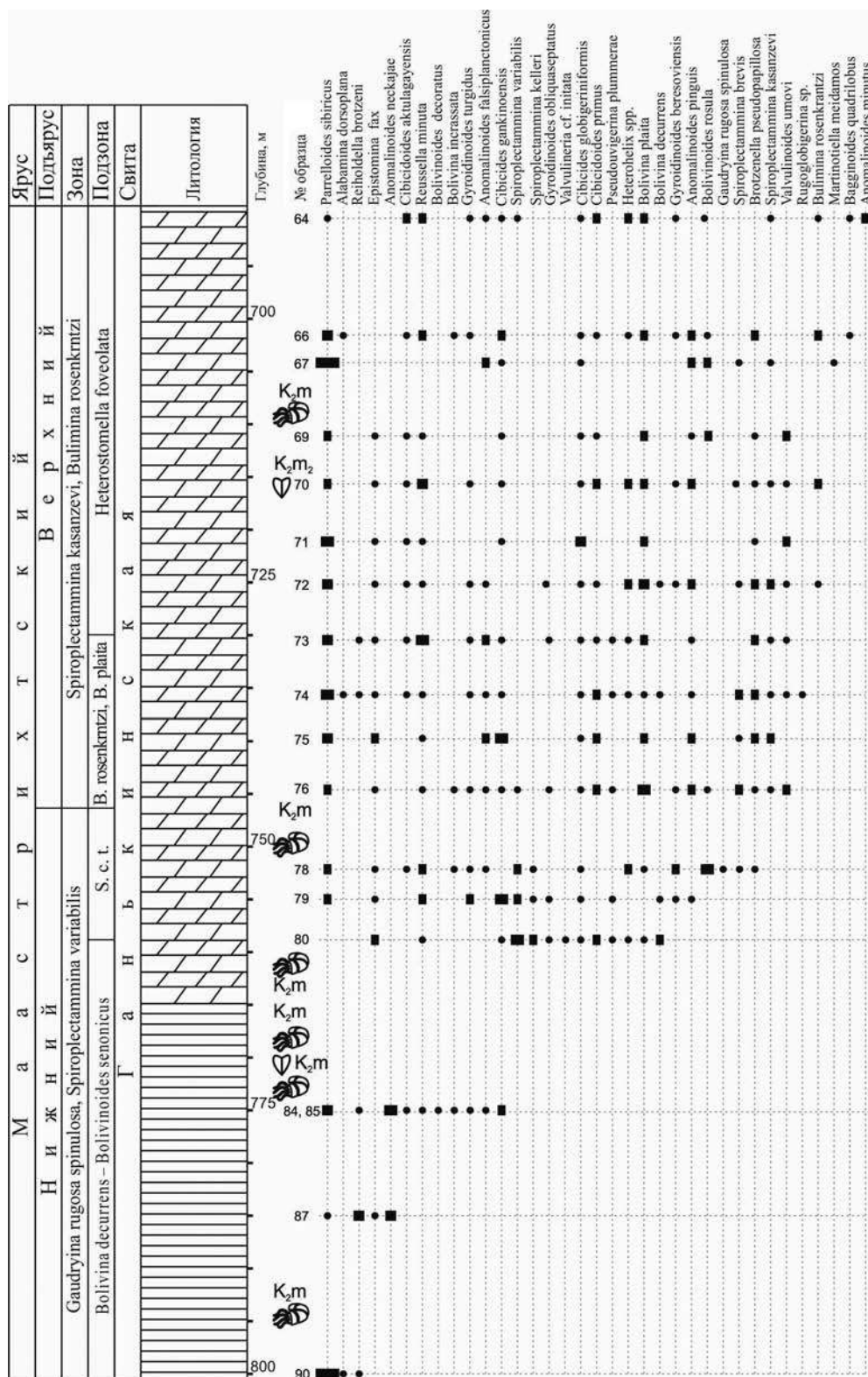


Рис. 3. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты скв. Покурская 1Р.
Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 3. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the Pocer well No. 1R.

The legend – see Fig. 8.

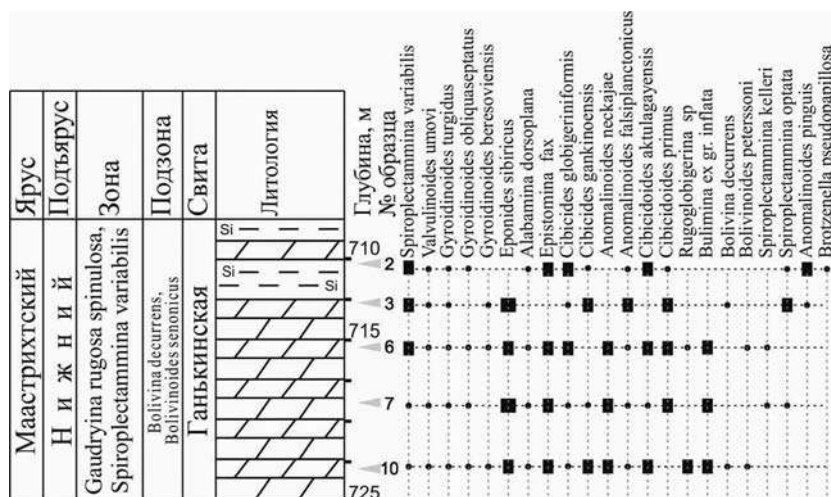


Рис. 4. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты скв. Западно-Игольская.

Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 4. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the West-Igol well.

The legend – see Fig. 8.

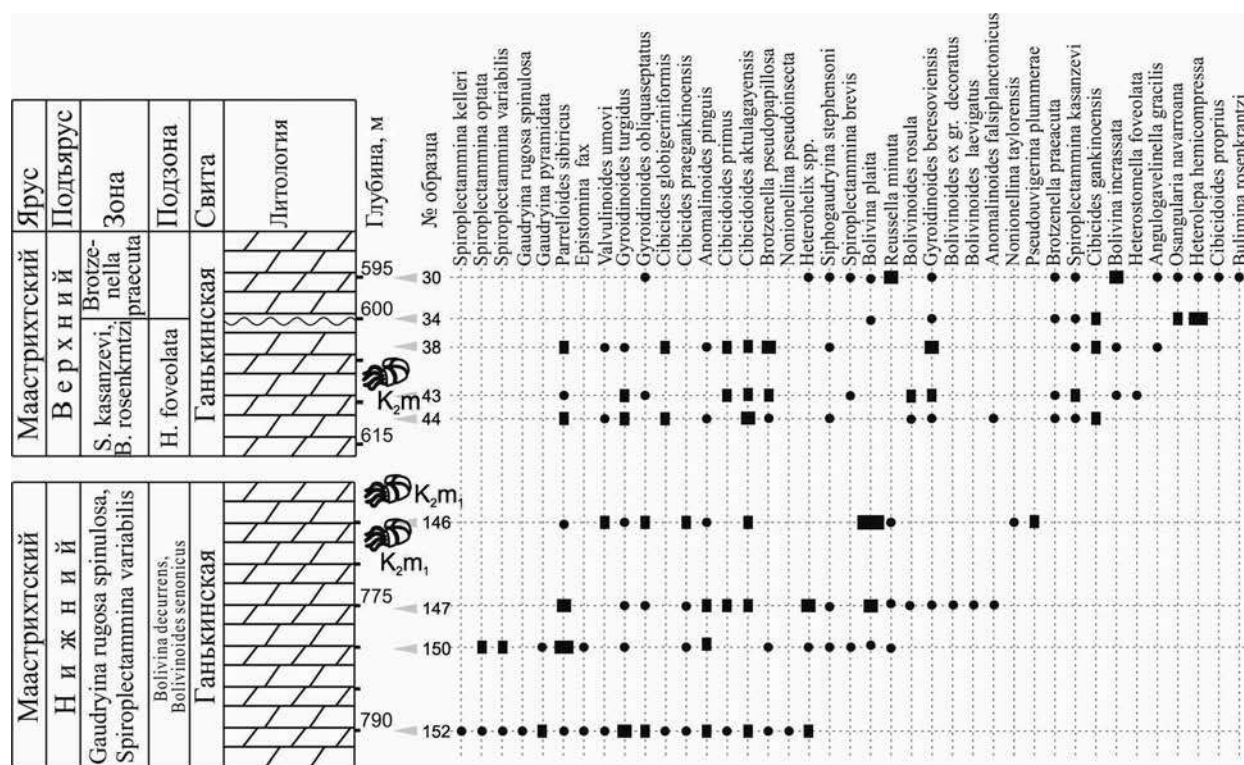


Рис. 5. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты скв. Омская 1Р.

Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 5. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the Omsk well No. 1R.

The legend – see Fig. 8.

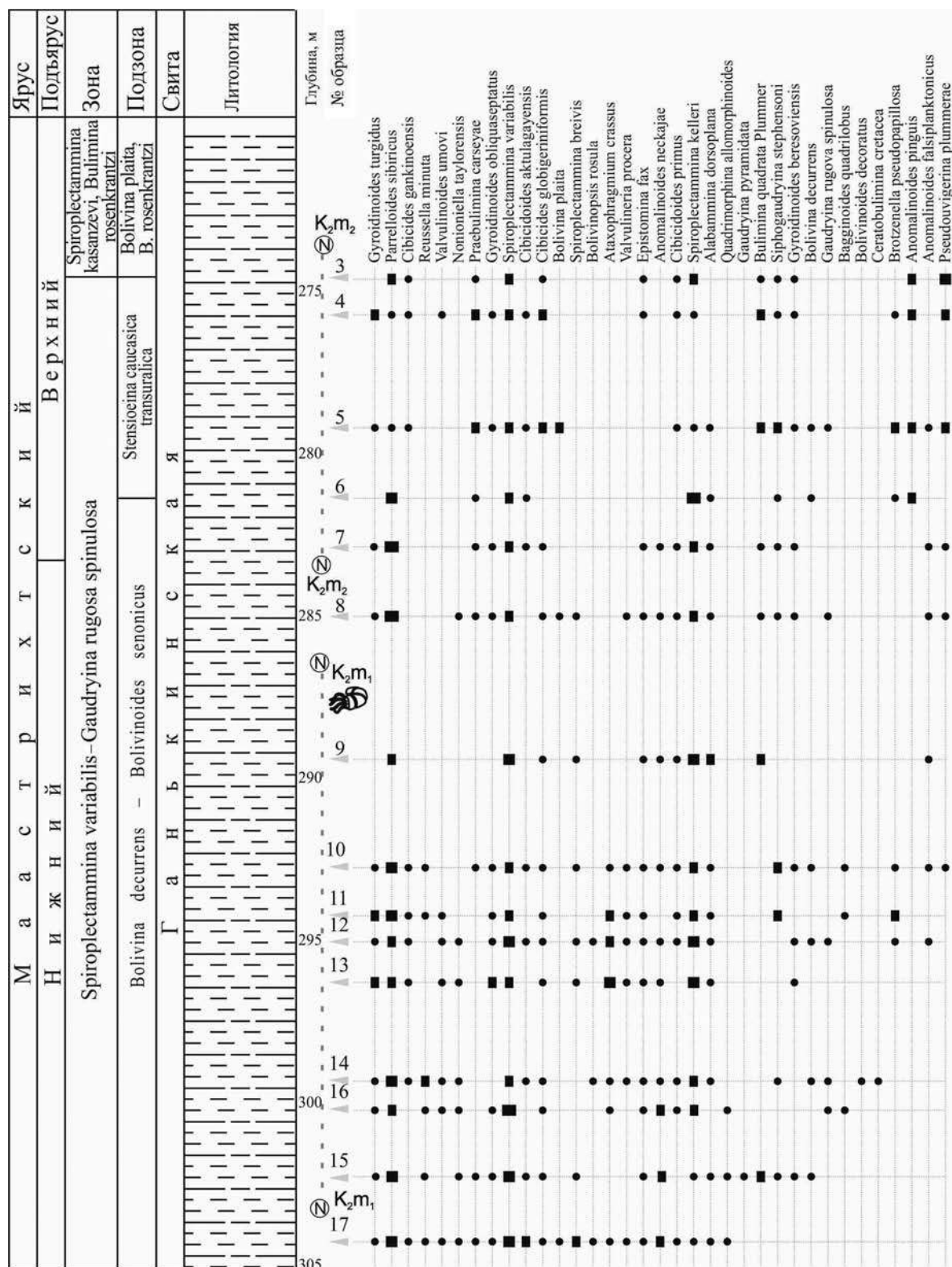


Рис. 6. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты скв. Русско-Полянская 8. Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 6. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the Russkaya Polayana well No. 8.

The legend – see Fig. 8.

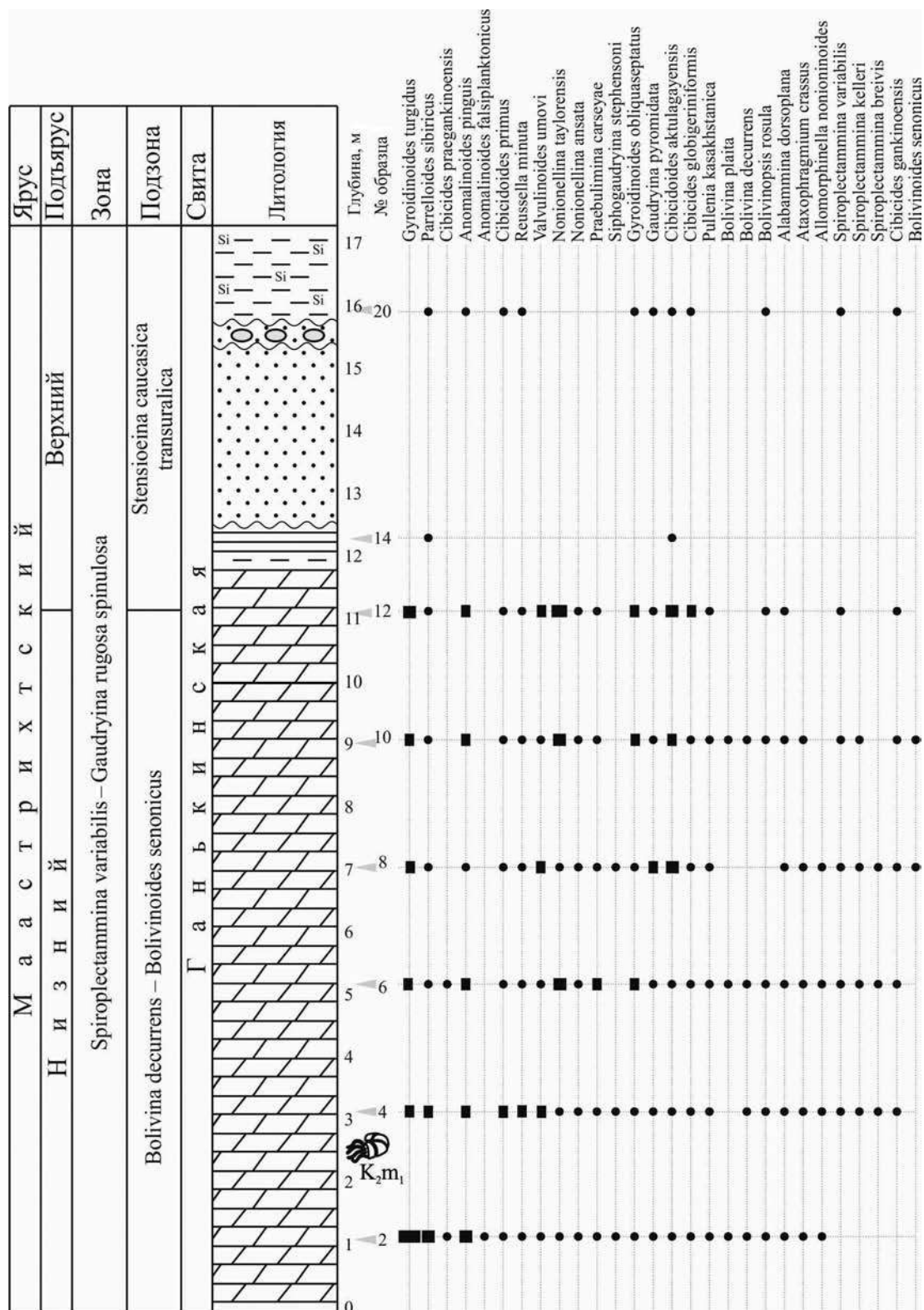


Рис. 7. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе ганькинской свиты р. Уй.

Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 7. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Gan'kino formation in the river Ui.

The legend – see Fig. 8.

для маастрихта Русской платформы. Эпизодически в значительном количестве присутствуют Западно-Сибирские виды. В южноуральском районе наиболее детально изучены разрезы на р. Туратка, в карьерах Качар и Кушмурун. Журавлевская свита в карьере Качар соответствует подзоне *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* (рис. 8), в карьере Кушмурун она подразделяется на подзоны *Bolivina decurrens*, *Bolivina senonensis*, *Stensioeina caucasica transuralica*; зону *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (Маринов и др., 2019). На р. Туратка изучены фораминиферы нижнего и верхнего маастрихта.

Состав ассоциаций фораминифер значительно меняется по площади Западносибирского палеобассейна. Для оценки степени различий использовался коэффициент Жаккара. В пределах

палеозоогеографического района состав и структура комплексов имеют относительную стабильность. Показатели сходства комплексов (значения коэффициента Жаккара K_j) составляют (0.28–0.47) (табл. 2). На границах биохорий различия увеличиваются. Значения K_j для соседних районов заметно меньше – 0.15–0.39. Несопродельные районы имеют минимальные величины K_j – 0.13–0.24.

На границах перечисленных выше зон и подзон по фораминиферам происходит заметное обновление состава и структуры комплексов, однако в каждом из районов характер изменений специфичен. Наличие переходных разрезов облегчает межрайонную корреляцию последовательностей фораминиферных стратон. Установлены характерные элементы зональных комплексов для каждого из районов (рис. 9, 10).

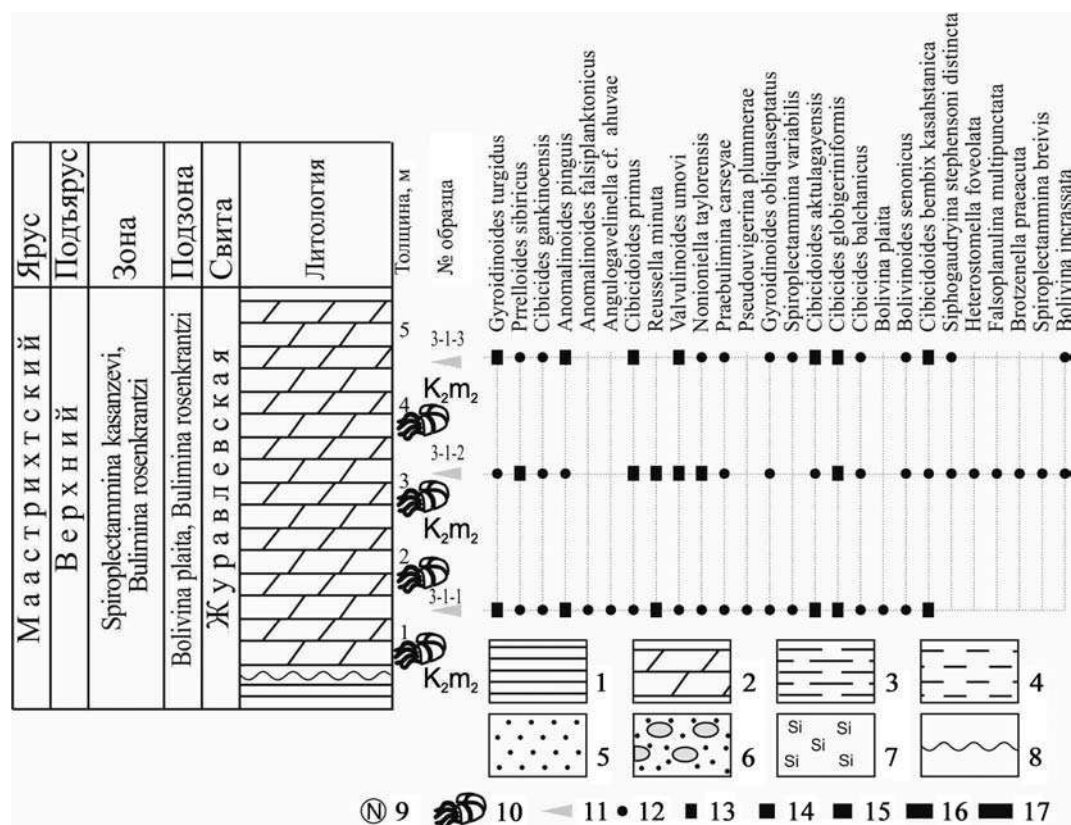


Рис. 8. Распространение характерных видов фораминифер в разрезе журавлевской свиты в карьере Качар.

1 – глины, 2 – мергели и известковистые глины, 3 – глинистые алевроиты, 4 – алевроиты, 5 – пески и песчаники, 6 – гравелиты, 7 – кремнистые и опоковидные породы, 8 – поверхности размытия, 9 – уровни находок головоногих моллюсков, 10 – находки комплексов нанофоссилий, 11 – точки отбора образцов; 12–17 – частота встречаемости фораминифер, %: 12 – менее 5 (аксессуарные виды), 13 – 5–14, 14 – 15–24, 15 – 25–34, 16 – 35–44, 17 – более 44.

Fig. 8. The Distribution of characteristic species of foraminifera in the section of Zhuravlevka formation in the career of Kachar.

1 – clay, 2 – marl and calcareous clay, 3 – clay silts, 4 – silts, 5 – sands and sandstones, 6 – gravelites, 7 – siliceous rock and flask, 8 – surface erosion, 9 – levels of finds of cephalopods, 10 – finds of nannofossils, 11 – point sampling; 12–17 – the frequency of occurrence of foraminifera, %: 12 – less than 5 (accessory species), 13 – 5–14, 14 – 15–24, 15 – 25–34, 16 – 35–44, 17 – more than 44.

Таблица 2. Степень сходства ассоциаций фораминифер ганькинского горизонта в изученных разрезах Западной Сибири

Table 2. The degree of similarity of benthic foraminifera associations Gankino horizon from investigated sections of Western Siberia

	Западная Сибирь							Казахстан		
	Север- ный	Центральный			Южный			Южноуральский		
	Бованен- ковская	Покурская	Васюган- ская	Зап.- Игольская	Омская	Русско- Полянская	Река Уй	Карьер Качар	Карьер Кушмурун	Река Туратка
Бованенковская		0.18	0.23	0.19	0.24	0.13	0.14			
Покурская	0.18		0.36	0.28	0.35	0.28	0.25	0.16		
Васюганская	0.23	0.36		0.27	0.25	0.30	0.27	0.19	0.14	0.21
Зап.-Игольская	0.19	0.28	0.27		0.28	0.37	0.30			
Омская	0.24	0.35	0.25	0.28		0.47	0.35	0.15		
Русско-Полянская	0.13	0.28	0.30	0.37	0.47		0.34	0.30	0.27	0.23
Река Уй	0.14	0.25	0.27	0.30	0.35	0.34		0.30	0.18	0.39
Карьер Качар		0.16	0.19		0.15	0.30	0.30		0.35	0.37
Карьер Кушмурун			0.14			0.27	0.18	0.35		0.46
Река Туратка			0.21			0.23	0.39	0.37	0.46	

**РУКОВОДЯЩИЕ ВИДЫ ФОРАМИНИФЕР
 ГАНЬКИНСКОГО ГОРИЗОНТА**

***Siphogaudryina stephensoni distincta*
 (Podobina, 1975)**

Фототаблица, фиг. 1а, б. × 80.

Siphogaudryina stephensoni distincta: Подобина, 1975, с. 57–58, табл. IX, фиг. 3–5.

Heterostomella carinata: Балахматова и др., 1955, с. 30–33, табл. II, фиг. 7; Глазунова и др., 1960, табл. IX, фиг. 11.

***Gaudryina pyramidata* (Cushman, 1926)**

Фототаблица, фиг. 2а, б. × 60.

Gaudryina rugosa rossica (part): Балахматова и др., 1955, с. 30–33, табл. II, фиг. 5; Глазунова и др., 1960, с. 63, табл. VIII, фиг. 1–5.

Gaudryina rugosa spinulosa: Нецкая, 1948, с. 217, табл. IX, фиг. 8; Глазунова и др., 1960, с. 63, табл. VIII, фиг. 10; Подобина, 1975, с. 48–49, табл. VIII, фиг. 5; табл. IX, фиг. 1.

***Parrelloides sibiricus* (Neckaja, 1948)**

Фототаблица, фиг. 3, × 80.

Eponides sibiricus: Нецкая, 1948, с. 224, табл. II, фиг. 4; Глазунова и др., 1960, с. 111, табл. XVIII, фиг. 7, 8; Подобина, 1975, с. 95–96, табл. XXIII, фиг. 6, табл. XXIV, фиг. 1–4.

Gavelinopsis siibircis: в Субботина и др. (ред.), 1981, с. 80, табл. XXIX, фиг. 5.

Anguloavelinella siibirica: в Олферьев и др., 2007, с. 90, табл. VI, фиг. 19.

***Anomalinoides pinguis* (Jennings, 1936)**

Фототаблица, фиг. 4. × 80.

Anomalinoides pinguis: Маринов, 2000, с. 150, табл. I, фиг. 5–9.

***Cibibidoides spiropunctatus* (Galloway et Morrey)**

Фототаблица, фиг. 5. × 120.

***Anomalinoides danicus* (Brotzen, 1940)**

Фототаблица, фиг. 6. × 100.

Cibicides danicus: Подобина, 1975, с. 95–96, табл. XXIII, фиг. 6.

Anomalia danica: Бугрова и др., 2005, с. 199, табл. 3, фиг. 6.

Gavelinella danica: Беньямовский, 2008, с. 72.

***Angulogavelinella ahuvae* (Weidich, 1995)**

Фототаблица, фиг. 7. × 100.

Stensioeina caucasica trnsuralica: Балахматова и Глазунова и др., 1960, с. 110, табл. XX, фиг. 3, 6, 7.

***Falsoplanulina multipunctata* (Bandy, 1951)**

Фототаблица, фиг. 8 × 100.

Brotzenella complanata: Маринов и др., 2014, табл. II, фиг. 4.

Отдел	Ярус	Полъярус	Зоны и подзоны по фораминиферам	Палеозоогеографические районы				
				Северный	Центральный	Южный	Южноуральский	
Верхний Мастрихтский			Brotzenella praeacuta	Osangularia lens, Cibicoides proprius, Falsoplanulina multipunctata, Heterolepa hemicompressa, Evolutonion sibiricus, Quadrimorphina allomorphinoides	Clavulina parisiensis, Osangularia lens, O. navarroana, Cibicoides proprius, C. spiropunctatus, Brotzenella praeacuta, Heterolepa hemicompressa, Anomalinoides danicus	Heterolepa hemicompressa, Osangularia navarroana, Bolivina incrassata, Reussella minuta	Не установлен	
			Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi	Heterostomella foveolata	Spiroplectammina kasanzevi, Parrelloides sibiricus, Gyroidinoides beresiviensis, Cibicides globigeriniformis, C. gankinoensis, Cibicoides aktulagayensis, Brotzenella pseudopapillosa, Reussella minuta	Heterostomella foveolata, Spiroplectammina kasanzevi, Parrelloides sibiricus, Gyroidinoides beresiviensis, G. turgidus, Cibicides gankinoensis, C. globigeriniformis, Cibicoides aktulagayensis	Heterostomella foveolata, Cibicoides spiropunctatus, C. bembix, Bolivinoides peterssoni	
				Bolivina plaita, Bulimina rosenkrantzi	Spiroplectammina kasanzevi, Anomalinoides pinguis, Parrelloides sibiricus, Valvulineria procera, Cibicoides primus	Spiroplectammina kasanzevi, Spiroplectammina brevis, Parrelloides sibiricus, Valvulinoides umovi, Epistomina fax, Cibicoides primus, Anomlinoides pinguis, Brotzenella pseudopapillosa, Bolivina plaita	Spiroplectammina variabilis, S. keleri, Parrelloides sibiricus, Anomlinoides pinguis	Parrelloides sibiricus, Gyroidinoides turgidus, Valvulinoides umovi, Cibicides globigeriniformis, Anomalinoides pinguis, Cibicoides bembix, C. primus, Falsoplanulina multipunctata, Reussella minuta
			Gaudryina rugosa spinulosa, Spiroplectammina variabilis	Stensioeina caucasica transuralica	Spiroplectammina ancestralis, Parrelloides sibiricus, Gyroidinoides turgidus, Cibicides excavatus, Anomalinoides falsiplanctonicus, Cibicoides primus	Spiroplectammina variabilis, S. kelleri, Bolivinoides rosula, Parrelloides sibiricus, Gyroidinoides turgidus, Osangularia texana, Cibicides globigeriniformis, Anomalinoides pinguis, Falsoplanulina multipunctata	Spiroplectammina variabilis, Gyroidinoides turgidus, Cibicides globigeriniformis, Anomalinoides pinguis, Cibicoides aktulagayensis, Praebulimina carseyae	Cibicides globigeriniformis, Cibicoides bembix, C. spiropunktatus, Falsoplanulina multipunctata, Bolivinoides peterssoni
				Bolivina decurrens, Bolivinoides senonicus	Spiroplectammina ancestralis, S. brevis, Parrelloides sibiricus, Eoeponidella linki, Anomalinoides neckajae, Cibicoides primus	Spiroplectammina variabilis, S. brevis, Parrelloides sibiricus, Epistomina fax, Anomalinoides neckajae	Spiroplectammina variabilis, Parrelloides sibiricus, Valvulinoides umovi, Gyroidinoides turgidus, G. obliquaseptatus, Anomalinoides pinguis, Cibicoides aktulagayensis	Siphogaudryina stephensoni, Gyroidinoides obliquaseptatus, Cibicides globigeriniformis, Falsoplanulina multipunctata
			Нижний					

Рис. 9. Характерные виды фораминифер ганькинского горизонта в различных палеозоогеографических районах Западной Сибири.

Fig. 9. The diagnostic foraminifera species of the Gan'kino horizon for different West Siberian paeozoogeographic districts.

Cibicides globigeriniformis (Neckaja, 1948)

Фототаблица, фиг. 9. × 100.

Cibicides globigeriniformis compressa: Балахматова и др., 1955, с. 61–64, табл. III, фиг. 6, 7.

Cibicides globigeriniformis: Глазунова и др., 1960, с. 121, табл. XXII, фиг. 8; Подобиная, 1975, с. 61–64, табл. III, фиг. 6, 7; Маринов, Урман, 2013, табл. II, фиг. 8.

Vivejna globigeriniformis: Бугрова, 2005, с. 148.

Cibicoides aktulagayensis (Vassilenko, 1950)

Фототаблица, фиг. 10. × 100.

Cibicides (Cibicoides) aktulagayensis: Василенко, 1954, с. 152–153, табл. 35, фиг. 1, 2.

Cibicides aktulagayensis: Глазунова и др., 1960, с. 121, табл. XXII, фиг. 8.

Cibicoides aktulagayensis: Подобиная, 1975, с. 126–127, табл. XXXIII, фиг. 7–9.

Cibicoides involutus: Gawor-Biedowa, 1992, p. 144, pl. 29, Fig. 3–5.

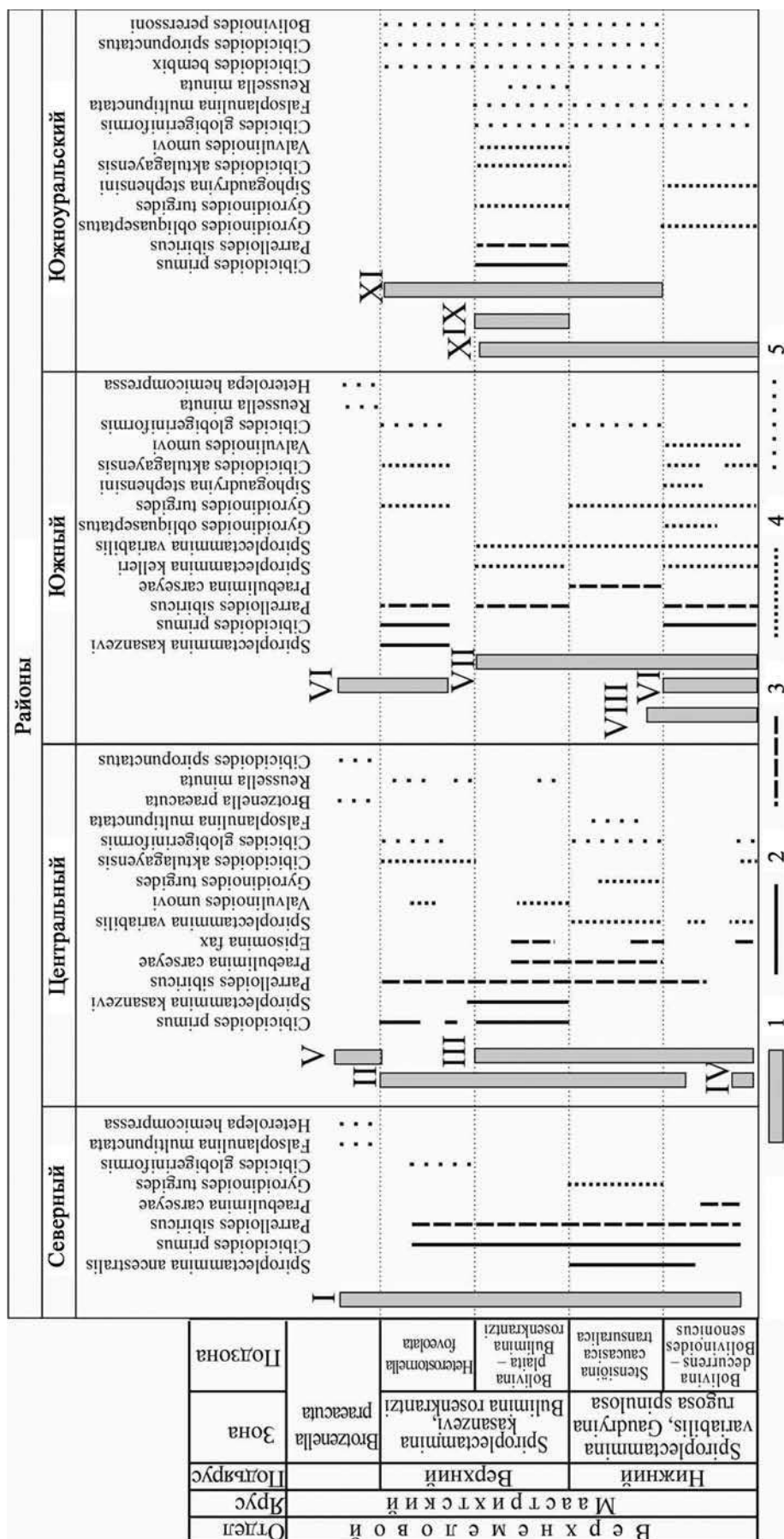
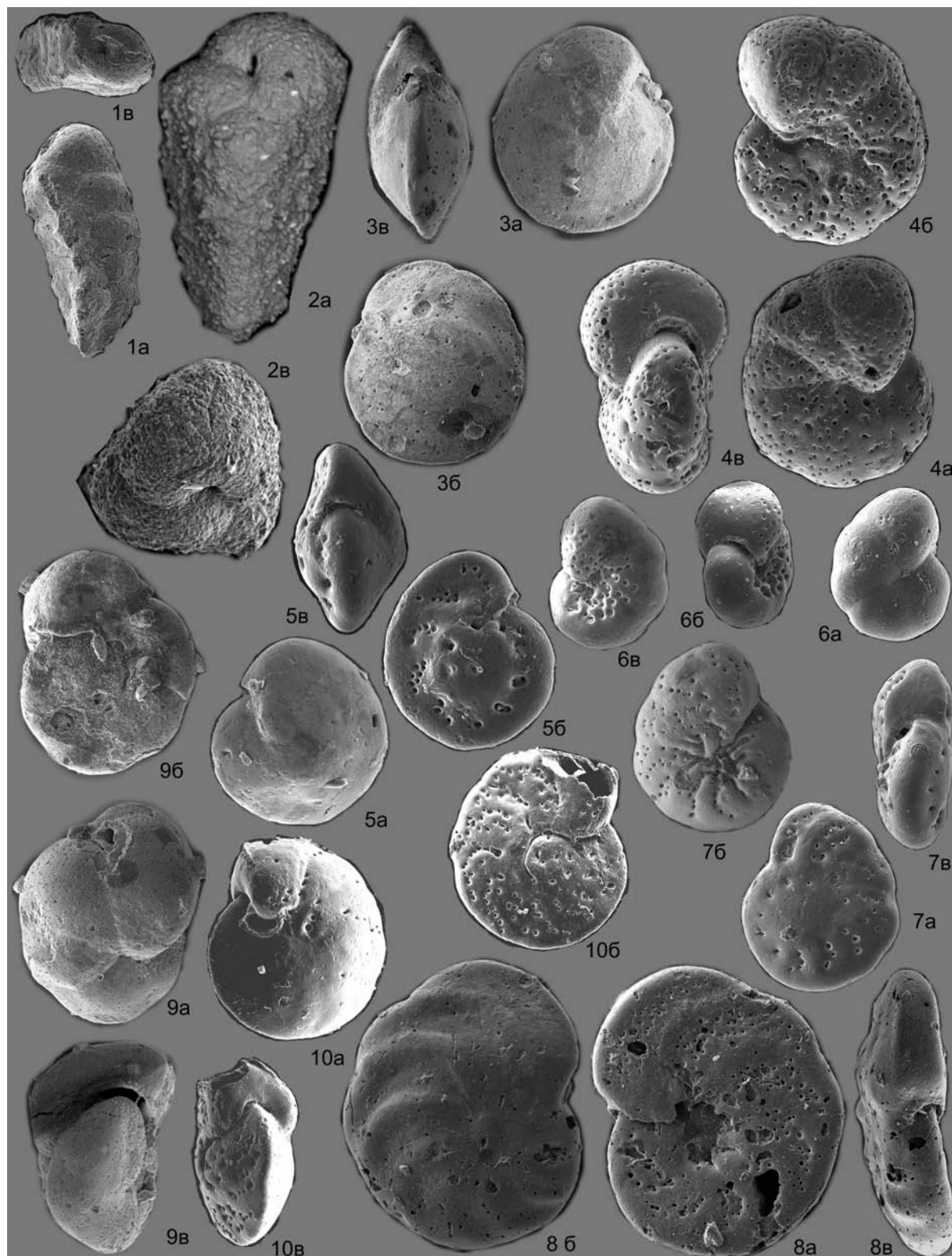


Рис. 10. Распространение доминантных видов фораминифер ганькинского горизонта в различных районах.

1 – положение разрезов; 2–5 – характерные виды: 2 – северного района, 3 – центрального района, 4 – южного района, 5 – южноуральского района. I–XI – изученные разрезы скважин: I – Бованенковская 4, II – Покурская 1Р, III – Васюганская 3С, IV – Западно-Игольская, V – Новологинская, VI – Омская 1Р, VII – Русско-Полянская 8, VIII – р. Уй, IX – Качар, X – карьер Кушмурун, XI – р. Туратка.

Fig. 10. Dominant foraminifer's species distribution in different paleogeographical districts of the West Siberia.

1 – sections; 2–5 – diagnostic species for: 2 – north district, 3 – central district, 4 – south district, 5 – southern district. I–XI – studied sections: I – Bovanenkovskaya well, No. 4, II – Pokur well, No. 1R, III – Vasyugan well, No. 3C, IV – West Igol well, V – Novologinovo, VI – Omsk well, No. 1R, VII – Russkaya Polyana wells, No. 8, VIII – River Uyi, IX – carier Kachar, X – carier Kushmurun, XI – River Turatka.



Фототаблица. Экземпляры, приведенные на фототаблице, хранятся в эталонной коллекции палеонтологических образцов ООО “ТННЦ”, г. Тюмень, под номером K2016.

Для всех изображений: а – вид раковины с брюшной (боковой) стороны, б – вид раковины со спинной стороны, в – вид раковины с устьевой стороны.

Phototable. The specimens shown on the phototable are stored in the reference collection of paleontological specimens of Tyumen Petroleum Scientific Centre, Tyumen, under the number K2016.

In all cases: a – dorsal view, б – ventral view, в – aperture view.

Фиг. 1. *Siphogaudryina stephensoni distincta* Podobina. Экз. 1072/810; Северный Казахстан, карьер Кушмурун, слой 5, основание, обр. К-3-4-5, нижний маастрихт, слои с *Belemnella sumensis*; журавлевская свита.
Фиг. 2. *Gaudryina pyramidata* (Cushman, 1926). Экз. 31-3И-2/2; Томская область, скв. Западно-Игольская, обр. 31-3И-2, гл. 711.4 м, нижний маастрихт, зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*; ганькинская свита.
Фиг. 3. *Parrelloides sibiricus* (Neckaja, 1948). Экз. 8-ПП-5/1; Омская область, скв. Русско-Полянская 8, гл. 279 м, обр. 5, верхний маастрихт, подзона CC25a (известковистый наннопланктон); ганькинская свита.
Фиг. 4. *Anomalinoides pinguis* (Jennings, 1936). Экз. 1072/817; Северный Казахстан, карьер Кушмурун, слой 5, основание, обр. К-3-4-5, нижний маастрихт, слои с *Belemnella sumensis*; журавлевская свита.
Фиг. 5. *Cibicidoides spiropunctatus* (Galloway et Morrey, 1931). Экз. 1074-549; Омская область, скв. Новологиновская 1Р, гл. – интервал 602.5–607.0 м, верхний маастрихт, зона *Brotzenella praeacuta*; ганькинская свита.
Фиг. 6. *Anomalinoides danicus* (Brotzen, 1940). Экз. 1074-548; Омская область, скв. Новологиновская 1Р, гл. – интервал 602.5–607.0 м, верхний маастрихт, зона *Brotzenella praeacuta*; ганькинская свита.
Фиг. 7. *Angulogavelinella ahuvae* (Weidich, 1995). Экз. 1002BE16/7; Тюменская область, скв. Ван-Еганская; обр. 1002BE16; гл. 932.5 м, верхний маастрихт, зона *Spiroplectammina kasanzevi*–*Bolivina rosenkrantzi*; ганькинская свита.
Фиг. 8. *Falsoplanulina multipunctata* (Bandy, 1951). Экз. 1072/820; Северный Казахстан, карьер Кушмурун, слой 5, основание, обр. К-3-4-5, нижний маастрихт, слои с *Belemnella sumensis*; журавлевская свита.
Фиг. 9. *Cibicides globigeriniformis* (Neckaja, 1948). Экз. 8-ПП-5/3; Омская область, скв. Русско-Полянская 8, гл. 279 м, обр. 5, верхний маастрихт, подзона CC25a (известковистый наннопланктон); ганькинская свита.
Фиг. 10. *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko, 1950). Экз. 1072/812; Южное Зауралье, р. Уй, обн. Каменная речка, обр. 12, слой 1, 10.1 от основания, маастрихт, зона *Spiroplectammina variabilis*–*Gaudryina rugosa spinulosa*; ганькинская свита.

ВЫВОДЫ

1. Изучены особенности состава комплексов фораминифер маастрихта в северном, центральном, южном районах Западной Сибири, а также в южноуральском, расположенном на границе палеобассейнов Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы. Выявлены характерные элементы комплексов для каждого из районов, установлены значения показателей латеральной изменчивости видового состава комплексов микрофауны.

2. Уточнен стратиграфический объем ганькинского горизонта. В центральном типовом Ямало-Тюменском районе ганькинский горизонт состоит из трех зон: *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa* (с подзонами *Bolivina decurrens*, *Bolivina senonicus* и *Stensioeina caucasica transuralica*), *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (с подзонами *Bolivina plaita*, *Bulimina rosenkrantzi* и *Heterostomella foveolata*), *Brotzenella praeacuta*.

3. Уточнено стратиграфическое положение зональных комплексов ганькинского горизонта. Установлена принадлежность подзоны *Stensioeina caucasica transuralica* к верхнемаастрихтскому подъярису.

4. Предполагается миграционно-эволюционная природа изменений состава и структуры ассоциаций фораминифер на протяжении маастрихта. В раннем и начале позднего маастрихта происходило поэтапное повышение разнообразия комплексов за счет появления иммигрантов из Бореально-Атлантической области. Проникновение иммигрантов из северного района в зональный момент *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* связывается с трансгрессией в Западную Сибирь

арктических вод. Появление комплекса с *Heterostomella foveolata* отражает широкую нивелировку состава фораминифер по всей территории Западной Сибири. В начале фазы *Brotzenella praeacuta* в Западно-Сибирском бассейне широко распространились бореально-атлантические таксоны.

Благодарности

Автор благодарен В.В. Сапьяннику, Э.Н. Киссельман, А.Л. Бейзелю, А.Ю. Нехаеву, Е.С. Соболеву, А.Е. Игольникову, С.Е. Агалакову, А.И. Кудаманову, В.Н. Беньямовскому, Э.О. Амону за материалы для подготовки публикации, обсуждение темы исследования, участие в совместных сборах материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агалаков С.Е., Маринов В.А., Кудаманов А.И. (2018) Макет региональных стратиграфических схем верхнего мела западной Сибири нового поколения. *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Мат-лы IX Всерос. совещ. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 21-24.
- Амон Э.О. (1997) Схема стратиграфии меловых отложений Урала. *Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 27-60.
- Балахматова В. Т., Липман Р. Х., Романова В. И. (1955) Характерные фораминиферы мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. *Мат-лы ВСЕГЕИ, Нов. сер., Вып. 2*, 123 с.
- Беньямовский В.Н. (2008) Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской палеогеографической провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон-маастрихт. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(5), 62-74.

- Бугрова Э.М., Гладкова В.И., Дмитриева Т.В., Невзорова Л.С., Нильв О.А., Пинчук Т.В., Подобина В.М., Тверская Л.А., Тур Н.А., Фрегатова Н.А. (2005) Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 324 с.
- Василенко В.П. (1954) Аномалиниды. Л.: Гостоптехиздат, 282 с.
- Глазунова А.Е., Балахматова В.Т., Липман Р.Х., Романова В.И., Хохлова И.А. (1960) Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: ВСЕГЕИ, 347 с.
- Казаков А.М. (1974) Стратиграфическая схема меловых отложений южной окраины Западно-Сибирской плиты. *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 111-115.
- Кисельман Э.Н. (1960) Микрофаунистические зоны ганькинской свиты Западно-Сибирской низменности. *Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири*. Л.: Гостоптехиздат, 163-175.
- Кисельман Э.Н. (1969) Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана-маастрихт). *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 116-124.
- Кисельман Э.Н. (1974) Верхнемеловые комплексы фораминифер зоны *Spirorlectammina kasanzevi* восточной части Западно-Сибирской равнины. *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 122-127.
- Ксенева Т.Г., Ксенева Е.И. (2011) Биостратиграфия ганькинского горизонта юго-востока Западной Сибири. *Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов*. Мат-лы науч. сессии. (Ред.: Б.Н. Шурыгин, Н.К. Лебедева, А.А. Горячева). Т. I. Мезозой. Новосибирск: ИнГГ СО РАН, 146-150.
- Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н. (2013) Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых Скв. 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **21**(1), 1-31.
- Маринов В.А. (2000) Ревизия рода *Anomalinoidea pinguis* (Jennings, 1936) из верхнего мела Западной Сибири. *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика"*. (2-3), 149-155.
- Маринов В.А., Нехаев А.Ю., Хазин Л.Б. (2019) Разрез верхнего мела карьера Кушмурун: биостратиграфия и палеогеография. *Бюл. МОИП. Сер. геол.*, **94**(4), 85-98.
- Маринов В.А., Соболев Е.С. (2006) Новые данные по стратиграфии верхнего мела Усть-Енисейского района (север Западной Сибири). *Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя*. Мат-лы науч. сессии. Новосибирск: Гео, 109-112.
- Маринов В.А., Соболев Е.С., Глинских Л.А. (2014) Фораминиферы, остракоды и аммониты (бакулиты) ганькинской свиты (верхний мел) Томской области (Западная Сибирь): биостратиграфия, палеоэкологические реконструкции и географические связи. *Литосфера*, (4), 50-65.
- Маринов В.А., Урман О.С. (2013) Сообщества бентосных фораминифер в Западной Сибири на рубеже мела-палеоцена. *Литосфера*, (1), 81-101.
- Найдин Д.П. (2002) Разрез верхнего мела карьера Кушмурун, Тургайский пролив. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол.*, (4), 3-9.
- Нецкая А.И. (1948) О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири. *Микрофауна нефтяных месторождений СССР, сб. 1. Тр. НГРИ. Нов. сер.*, (31), 213-226.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В. Копасевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. (2007) Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишнево. Лито- и биостратиграфический анализ. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **15**(6), 62-119.
- Подобина В.М. (1975) Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: ТГУ, 163 с.
- Подобина В.М. (1989). Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: ТГУ, 232 с.
- Подобина В.М. (2000) Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: изд-во НТЛ, 388 с.
- Подобина В.М. (2009) Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: ТГУ, 432 с.
- Подобина В.М., Ксенева Т.Г. (2014) Палеозоогеография Западной Сибири в кампана-маастрихте (по данным фораминифер). *Изв. АО РГО*, (35), 45-49.
- Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. (1991) Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 54 с.
- Соболев Е.С., Маринов В.А. (2008) Первые находки аммонитов *Acanthoscaphites tridens* (Kner, 1848) в отложениях маастрихта (верхний мел) верхнего течения р. Тобол (Южное Зауралье). *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Мат-лы Четвертого Всерос. совещ. Новосибирск: СО РАН, 166-167.
- Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Барановская О.Ф., Булатова З.И., Булыникова С.П., Дубровская Н.Ф., Кисельман Э.Н., Козлова Г.Э., Кузина В.И., Киселева О.Т., Кривоборский В.В., Ушакова М.В., Фрейман Е.В. (1964) Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 456 с.
- Субботина Н.Н., Волошина Н.А., Азбель А.Я. (ред.). (1981) Введение в изучение фораминифер (классификация мелких фораминифер мезо-кайнозоя). М.: Недра, 211 с.
- Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. (1956) Мин-во геологии и охраны недр СССР. Мин-во нефт. промышленности СССР. Акад. наук СССР. Т. 5. Секция стратиграфии мезозойских и третичных отложений. Л.: Гостоптехиздат, 45 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. (2001) Ф.Г. Гурари, В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин и др. (ред.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 84 с.
- Gawor-Biedowa E. (1992) Campanian and Maastichtian

Foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland. *Palaeont. Polon.*, (52), 3-187.

Peryt D., Dubicka Z. (2015) Foraminiferal bioevents in the Upper Campanian to Lowest Maastrichtian of the Middle Vistula River section, Poland. *Geol. Quart.*, **59**(4), 814-830.

REFERENCES

- Agalakov S.E., Marinov V.A., Kudamanov A.I. (2018) Model of regional stratigraphic schemes new generation of the West Siberian Upper Cretaceous. *Melovaya sistema Rossii i blizhnego zarubezh'ya. Materialy IX Vserossiiskogo Soveshchaniya* [Cretaceous system of Russia and the near abroad: problems of stratigraphy and paleogeography. Proc. IX All-Russian meeting]. Belgorod, POLYTERRA Publ., 21-24. (In Russian)
- Amon E.O. (1997) Scheme of stratigraphy of the Cretaceous deposits of the Urals. *Ob'yasnitel'naya zapiska k stratigraficheskim ckhemam Urala (mezozoi, kainozoi)* [Explanatory note to the stratigraphic schemes of the Urals (Mesozoic, Cenozoic)]. Ekaterinburg, IGG, UB RAS, 27-60. (In Russian)
- Balakhmatova V.T., Lipman R.X., Romanova V.I. (1955) *Kharakternye foraminifery mela i paleogena Zapadno-Sibirskoi nizmennosti* [Characteristic foraminifera of the Cretaceous and Paleogene of the West Siberian plane]. Materials VSEGEI, Nov. ser., V. 2, 123 p. (In Russian)
- Beniamovski V.N. (2008) Infrazonal biostratigraphy of the Upper Cretaceous in the East European province based on benthic foraminifers, Pt 2: Santonian-Maastrichtian. Article 2. Santon-Maastricht. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(5), 62-74. (In Russian)
- Bugrova E.M., Gladkova V.I., Dmitrieva T.V., Nevzorova L.S., Nil'v O.A., Pinchuk T.V., Podobina V.M., Tverskaya L.A., Tur N.A., Fregatova N.A. (2005) *Prakticheskoe rukovodstvo po mikrofaune. T. 8. Foraminifery kainozoya* [Practical guide to microfauna. V. 8. The Cenozoic foraminifera]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 324 p. (In Russian)
- Gawor-Biedowa E. (1992) Campanian and Maastrichtian Foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland. *Palaeont. Polon.*, **52**, 3-187.
- Glazunova A.E., Balakhmatova V.T., Lipman R.H., Romanova V.I., Khokhlova I.A. (1960) *Stratigrafiya i fauna melovykh otlozhenii Zapadnosibirskoi nizmennosti* [Stratigraphy and fauna of Cretaceous deposits of the West Siberian plane]. Leningrad, VSEGEI Publ., 347 p. (In Russian)
- Kazakov A.M. (1974) Stratigraphic scheme of Cretaceous deposits of the West Siberian plate southern margin. *Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri* [Materials on stratigraphy and paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 111-115. (In Russian)
- Kisselman E.N. (1960) Microfaunal zones of the Gankin formation of the West Siberian plane. *Materialy po paleontologii i stratigrafii Zapadnoi Sibiri* [Materials on paleontology and stratigraphy of the West Siberia]. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 163-175. (In Russian)
- Kisselman E.N. (1969) Upper Senon deposits zonation of the West Siberian plane by foraminifera (upper part of the Upper Campanian, Maastrichtian). *Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri* [Materials on stratigraphy and paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 116-124. (In Russian)
- Kisselman E.N. (1974) Upper Cretaceous foraminifera association of the Spiroplectammina kasanzevi zone in the eastern part of the West Siberian plain. *Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri* [Materials on stratigraphy and paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 122-127. (In Russian)
- Kseneva T.G., Kseneva E.I. (2011) Biostratigraphy of the Gankino horizon in the South-East of the West Siberia. *Paleontologiya, stratigrafiya i paleogeografiya mezozoya i kainozoya boreal'nykh raionov. Materialy nauchnoi sessii. T. I. Mezozoi* [Paleontology, stratigraphy, and paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic boreal regions. Research materials Sessions. V. I. Mesozoic]. Novosibirsk, IPGG Siberian Branch of the RAS, 146-150. (In Russian)
- Lebedeva N.K., Alexandrova G.N., Shurygin B., Ovechkin M.N., Gnibidenko Z.N. (2013) Paleontological and magnetostratigraphic data on Upper Cretaceous deposits from borehole. No. 8 (Russkaya Polyana District, South-western Siberia). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(1), 1-31. (In Russian)
- Marinov V.A. (2000) Revision of the species from the Upper Cretaceous of the West Siberia. *Novosti paleontologii i stratigrafii. Prilozhenie k zhurnal "Geol. Geofiz."*, (2-3), 149-155. (In Russian)
- Marinov V.A., Nekhaev A.Yu., Khazin L.B. (2019) New data on biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Kushmurun quarry (Northern Kazakhstan). *Bull. MOIP. Ser. Geol.*, **94**(4), 85-98. (In Russian)
- Marinov V.A., Sobolev E.S. (2006) New data on the Upper Cretaceous stratigraphy of the Ust-Yenisei district (north of the West Siberia). *Paleontologiya, biostratigrafiya i paleogeografiya boreal'nogo mezozoya. Materialy nauchnoi sessii* [Paleontology, biostratigraphy and paleogeography of the boreal Mesozoic. Proc. of the scientific session]. Novosibirsk, GEO Publ., 109-112. (In Russian)
- Marinov V.A., Sobolev E.S., Glinskikh L.A. (2014) Foraminifera, ostracods and ammonites (baculites) of the Gankino formation (Upper Cretaceous) Tomsk district (Western Siberia): Biostratigraphy, paleoecological reconstructions and geographical relationships. *Litosfera*, (4), 50-65. (In Russian)
- Marinov V., Urman O.S. (2013) Benthic West Siberia foraminifera association at the Cretaceous-Paleocene boundary. *Litosfera*, (1), 81-101. (In Russian)
- Naidin D.P. (2002) Upper Cretaceous section of the Kushmurun quarry, Turgai Strait. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (4), 3-9. (In Russian)
- Netskaja A.I. (1948) Some foraminifera Upper Senon deposits of the West Siberia. *Mikrofauna neftyanykh mestorozhdenii SSSR. Sbornik 1* [Microfauna of oil fields of the USSR. Col. 1]. *TR. NGRI. Nov. ser.*, **31**, 213-226. (In Russian)
- Olfer'ev A.G., Ben'yamovskii V.N., Vishnevskaya V.S., Ivanov A.V., Kopachevich L.F., Pervushov E., Seltser V.B., Tesakova E.M., Kharitonov V.M., Shcherbinina E.A. (2007) Upper Cretaceous deposits in the northwest of Saratov region. Pt 1: Litho- and biostratigraphic analysis of the Vishnevoe section. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **15**(6), 610-655.
- Peryt D., Dubicka Z. (2015) Foraminiferal bioevents in the Upper Campanian to Lowest Maastrichtian of the Mid-

- dle Vistula River section, Poland. *Geol. Quart.*, **59**(4), 814-830.
- Podobina V.M. (1975) *Foraminifery verkhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoi nizmennosti, ikh znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian plane, their significance for stratigraphy]. Tomsk, Tomsk State University Publ., 163 p. (In Russian)
- Podobina V.M. (1989) *Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verkhnego mela Zapadnoi Sibiri* [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of West Siberia]. Tomsk, Tomsk State University Publ., 232 p. (In Russian)
- Podobina V.M. (2000) *Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoi Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Siberia]. Tomsk, NTL Publ., 388 p. (In Russian)
- Podobina V.M. (2009) *Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego mela i paleogena Zapadnoi Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of West Siberia]. Tomsk, Tomsk State University Publ., 432 p. (In Russian)
- Podobina V.M., Kseneva T.G. (2014) Paleozoogeography of the West Siberia in the Campanian-Maastrichtian (according to foraminifera). *Izv. AO RGO*, **35**, 45-49. (In Russian)
- Reshenie 5-go Mezhdomeystvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po mezozoiskim otlozheniyam Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Decision of the 5th Interdepartmental regional stratigraphic meeting on Mesozoic deposits of the West Siberian plain]. (1991) Tyumen, ZapSibNIGNI Publ., 54 p. (In Russian)
- Sobolev E.S., Marinov V.A. (2008) First findings of ammonites *Acanthoscaphites tridens* (Kner, 1848) in Maastrichtian (Upper Cretaceous) deposits of the riverheads of the Tobol river (Southern Trans-Urals). *Melovaya sistema Rossii i blizhnego zarubezh'ya. Materialy IX Vserossiiskogo Soveshchaniya* [Cretaceous system of Russia and neighboring countries: problems of stratigraphy and paleogeography. Materials of the fourth all-Russian meeting]. Novosibirsk, SB RAS, 166-167. (In Russian)
- Subbotina N.N., Alekseichik-Mitskevich L.S., Baranovskaya O.F., Bulatova Z.I., Bulynnikova S.P., Dubrovskaya N.F., Kisselman E.N., Kozlova G.E., Kuzina V.I., Kiseleva O.T., Krivoborsky V.V., Ushakova M.V., Freiman E.V. (1964) *Foraminifery melovykh i paleogenovykh otlozhenii Zapadno-Sibirskoi nizmennosti* [Foraminifera of the Cretaceous and Paleogene deposits of the West Siberian plane]. Leningrad, Nedra Publ., 456 p. (In Russian)
- Subbotina N.N., Voloshina N.A., Azbel A.Ya. (ed.). (1981) *Vvedenie v izuchenie foraminifer (klassifikatsiya melkikh foraminifer mezo-kainozoiya* [Introduction to the study of foraminifera (classification of small foraminifera of the Meso-Cenozoic)]. Moscow, Nedra Publ., 211p. (In Russian)
- Tezisy dokladov na Mezhdomeystvennom soveshchanii po razrabotke unifikirovannykh stratigraficheskikh skhem Sibiri* [Abstracts of reports at the Interdepartmental meeting on the development of unified stratigraphic schemes of Siberia]. (1956) V. 5. Akad. Nauk SSSR. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 45 p. (In Russian)
- Unifikirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema paleogenovykh i neogenovykh otlozhenii Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Unified regional stratigraphic scheme of Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian plain]. (2001) (Eds F.G. Gurari, V.S. Volkova, A.E. Babushkin et al.). Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 84 p. (In Russian)
- Vasilenko V. P. (1954) *Anomaliniidae*. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 282 p. (In Russian)

УДК 56.016.3:574.55

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-829-841

Предварительные результаты изучения изотопного состава углерода конодонтовых элементов на рубеже девонского и каменноугольного периодов (разрезы р. Каменка, Печорская карбонатная платформа)

А. В. Журавлев, И. В. Смолева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Поступила в редакцию 18.03.2020 г., принята к печати 12.05.2020 г.

Объект исследований. На основе изучения изотопного состава углерода органического вещества конодонтовых элементов предпринята попытка реконструировать изменения трофической структуры мелководных пелагических экосистем на рубеже девонского и каменноугольного периодов. **Материалы и методы.** Работа основана на результатах изучения двух разрезов пограничного девонско-каменноугольного интервала, расположенных в южной части Печора-Кожвинского поднятия (Печорская плита). Пограничный интервал представлен мелководными глинисто-карбонатными отложениями. Уровень границы девонской и каменноугольной систем установлен по первым находкам конодонтов *Siphonodella sulcata*, *S. semichatovae*, *Patrognathus crassus* и исчезновению *Pseudopolygnathus graulichii*. В разрезах изучен изотопный состав углерода в карбонатах и органическом веществе конодонтовых элементов двух доминирующих видов (*Polygnathus parapetus* и *P. communis communis*). **Результаты.** Распределение стабильных изотопов углерода в органическом веществе конодонтовых элементов в совокупности с данными по изотопному составу карбонатов позволило предположить изменения в пищевой базе доминирующих таксонов при переходе от позднего фамена к раннему турне. Преобладание питания фито- и зоопланктоном, содержащим органический углерод с легким изотопным составом, предполагается для позднефаменских представителей *Polygnathus parapetus* и *P. communis communis*. Для раннетурнейских представителей этих видов прогнозируется переход к питанию фито- и зоопланктоном с более тяжелым изотопным составом органического углерода. **Выводы.** Вариации в изотопном составе углерода органического вещества конодонтовых элементов на рубеже девона и карбона в мелководных фациях могут соответствовать переходу от эвтрофной к олиготрофной экосистеме и/или глобальным изменениям углеродного цикла, связанным с изменением климата. Имеющиеся данные, в силу своей ограниченности двумя разрезами, не позволяют однозначно интерпретировать масштаб (локальный, региональный, или глобальный) и корреляционный потенциал следов этих изменений.

Ключевые слова: конодонты, трофические связи, девонская система, каменноугольная система, стабильные изотопы углерода

Preliminary results of studying the carbon isotope composition of conodont elements at the border of Devonian and Carboniferous periods (Kamenka river sections, Pechora carbonate platform)

Andrei V. Zhuravlev, Irina V. Smoleva

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UrB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Received 18.03.2020, accepted 12.05.2020

Research subject. Changes in the trophic structure of shallow-water pelagic ecosystems at the Devonian/Carboniferous border were investigated by studying the carbon isotope composition of conodont organic matter. **Materials and methods.** Two Devonian-Carboniferous shallow-water clayey-carbonate sections located in the southern part of the Pechora-Kozhva Uplift (Pechora Plate) were analysed. The Devonian-Carboniferous boundary was detected by the first occurrences of *Siphonodella sulcata*, *S. semichatovae* and *Patrognathus crassus*, as well as by the last occurrence of *Pseudopolygnathus graulichii*. The carbon isotope composition was investigated both in whole-rock carbonate samples and the conodont organic

Для цитирования: Журавлев А.В., Смолева И.В. (2020) Предварительные результаты изучения изотопного состава углерода конодонтовых элементов на рубеже девонского и каменноугольного периодов (разрезы р. Каменка, Печорская карбонатная платформа). *Литосфера*, 20(6), 829–841. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-829-841

For citation: Zhuravlev A.V., Smoleva I.V. (2020) Preliminary results of studying the carbon isotope composition of conodont elements at the border of Devonian and Carboniferous periods (Kamenka river sections, Pechora carbonate platform). *Litosfera*, 20(6), 829–841. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-829-841

matter of two dominant species (*Polygnathus parapetus* and *P. communis communis*). *Results*. The distribution of stable carbon isotopes in the organic matter of conodont elements accompanied by the data on carbonate isotope composition allowed us to suggest changes in the food composition of the dominant taxa during the Late Famennian-Early Tournaisian transition. It was assumed that the latest Famennian representatives of *Polygnathus parapetus* and *P. communis communis* consumed largely phyto- and zooplankton, which is characterized by a light isotopic composition of organic carbon. The nutrition based on phyto- and zooplankton with a heavier isotopic composition of organic carbon was suggested for the early Tournaisian representatives of these species. *Conclusions*. The discovered variations in the carbon isotope composition of conodont organic matter in shallow-water facies may correspond to the change from the eutrophic pelagic ecosystem to the oligotrophic ecosystem, and/or global perturbation of the carbon cycle due to climatic changes. Since the available data is limited to two geological sections, it is impossible to unambiguously interpret the scale (local, regional, global) of these variations and their correlation potential.

Keywords: conodonts, trophic relationships, Devonian, Carboniferous, stable carbon isotopes

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewer for their constructive comments on the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

К рубежу девонского и каменноугольного периодов приурочен один из самых масштабных в фанерозое экологических кризисов, который привел к массовому вымиранию многих групп морских организмов (Walliser, 1996; Kaiser et al., 2011; Becker et al., 2016). Относительно хорошо изучена динамика таксономического разнообразия различных групп организмов в течение Хангенбергского кризиса (Симаков, 1986; Zhuravlev, Tolmacheva, 1995; Walliser, 1996; Hallam, Wignall, 1997; Соболев, 2011; Плотицын, 2016; и др.). Реконструкции других параметров древних экосистем, особенно пелагических, уделяется гораздо меньше внимания. Практически отсутствуют работы, рассматривающие связи организмов между собой, которые, собственно, и создают экосистемы. При этом предполагается, что Хангенбергский кризис отразился в большей мере именно на пелагических организмах: полностью вымерли плакодермы и хитинозои, исчезли многие аммоноидеи и наутилоидеи (Hallam, Wignall, 1997). Одной из важных групп на низких трофических уровнях пелагических экосистем позднего девона и раннего карбона, вероятно, были конодонты (Zhuravlev, Smoleva, 2018; Zhuravlev et al., 2020). Обилие их остатков позволяет реконструировать место конодонтов в экологической структуре пелагических сообществ.

Топическая структура мелководных сообществ толщи воды с большой долей условности реконструируется распределением соответствующих органических остатков по фациальному профилю. Для обитавших над мелководным шельфом (карбонатной платформой) и в прибрежной зоне (в том числе в лагунах и заливах) нектонно-планктонных организмов, в частности конодонтов, представляется наиболее адекватной латерально дифференцированная (циркум-береговая) модель (Sandberg, 1976; Schumacher, 1976; Sandberg, Gutschick, 1984). В этих “ландшафтах” небольшие глубины и интен-

сивное вертикальное перемешивание вод, как правило, не создают устойчивой абиотической основы для батиметрической дифференциации планктонных и нектонных биотопов.

Трофические связи в пелагических экосистемах остаются слабо изученными. Большая часть реконструкций проведена для позвоночных и головоногих моллюсков (например, Williams, 1990; Brett, Walker, 2002). Для реконструкции трофической позиции конодонтов используются фрагментарные данные по копролитам и содержанию желудочно-кишечного тракта в фоссилиях уникальной сохранности (Nicoll, 1977; Williams, 1990; Choo et al., 2009; Zatoń, Rakociński, 2014; Zatoń et al., 2017). Также трофическая позиция конодонтов предполагается по косвенным признакам, исходя из морфофункционального анализа и аналогий с современными организмами (Purnell, 1995; Zhuravlev, 1995, 1998; Brett, Walker, 2002; Журавлев, 2007; Iannicelli, 2018). Кроме того, информацию о положении конодонтов в трофической сети можно получить, основываясь на особенностях химического состава биоапатита и изотопного состава органического углерода (Nicholas et al., 2004; Zhuravlev, Smoleva, 2018; Zhuravlev, Sobolev, 2019; Zhuravlev et al., 2020).

Цель данной работы состоит в оценке трофических связей некоторых конодонтов и их динамики в мелководных пелагических экосистемах в течение терминального фамена–раннего турне (конодонтовые зоны praesulcata–sulcata) на основе данных из разрезов пограничных отложений девона и карбона на р. Каменка (юг Печора-Кожвинского мегавала, Печорская плита). Изменения в трофической структуре могут отражать как локальные, так и глобальные перестройки экосистем.

МАТЕРИАЛ

Опорный разрез на р. Каменка (юг Печора-Кожвинского мегавала, обн. 121, N 65°04'27.4"

Е 56°42'50.9"), в котором вскрываются поздне-фаменско-среднетурнейские отложения, охватывает фациальный диапазон от полуизолированных лагун до открытого мелководного шельфа (Вевель и др., 2012; Zhuravlev, Sobolev, 2019) (рис. 1, 2). Из данного разреза в пограничном девонско-каменноугольном интервале (около 3 м по мощности) было отобрано 54 образца, из которых извлечено более 700 конодонтовых элементов хорошей сохранности (из них более 460 диагностируемых Ра элементов). Конодонтовые элементы в большинстве случаев не несут следов существенной коррозии и перекристаллизации и характеризуются низким индексом окраски (ИОК = 1, что отвечает прогреву не выше 50–60°C). Из микритовой и тонкодетритовой составляющей карбонатов отобрано 35 микрообразцов на определение изотопного состава углерода и кислорода.

Кроме данных из опорного разреза в исследование были вовлечены материалы изучения еще одного разреза на р. Каменка, расположенного в 5 км южнее опорного (обн. 111А, N 65°01'40.3" E 56°42'09.3") (Герасимова и др., 2019) (см. рис. 1, 3). В пограничном девонско-каменноугольном интервале из него отобрано 9 образцов на конодонты и 9 микрообразцов карбонатов на определение изотопного состава углерода и кислорода. Коллекция конодонтов из этого разреза представлена 110 элементами, из которых 60 – диагностируемые Ра-элементы.

Судя по данным о распределении в разрезах органических остатков, наиболее значимой в количественном отношении частью пелагических экосистем были конодонты и, возможно, однокамерные фораминиферы (*Bisphaera*). Остатки других нектонных и планктонных групп, включая водные позвоночные, крайне редки.

МЕТОДЫ

Для разрезов на р. Каменка ранее был проведен фациальный анализ (Вевель и др., 2012), и в данной работе используются его результаты. Были распознаны отложения трех фациальных поясов: слабо изолированной лагуны, подводных валов и открытого мелководья (см. рис. 2, 3). В карбонатных породах изучался изотопный состав углерода (преимущественно в микритовой и тонкодетритовой компонентах породы) как показатель изотопного состава морской воды (опосредованно связан, в частности, с первичной биопродуктивностью). На основе данных по конодонтам для образцов с количеством Ра-элементов более 10 выделялись доминанты на видовом уровне. Для наиболее распространенных таксонов конодонтов проводилось изучение изотопного состава углерода в органическом веществе конодонтовых элементов как показателя трофического уровня и состава пищи (Nicholas

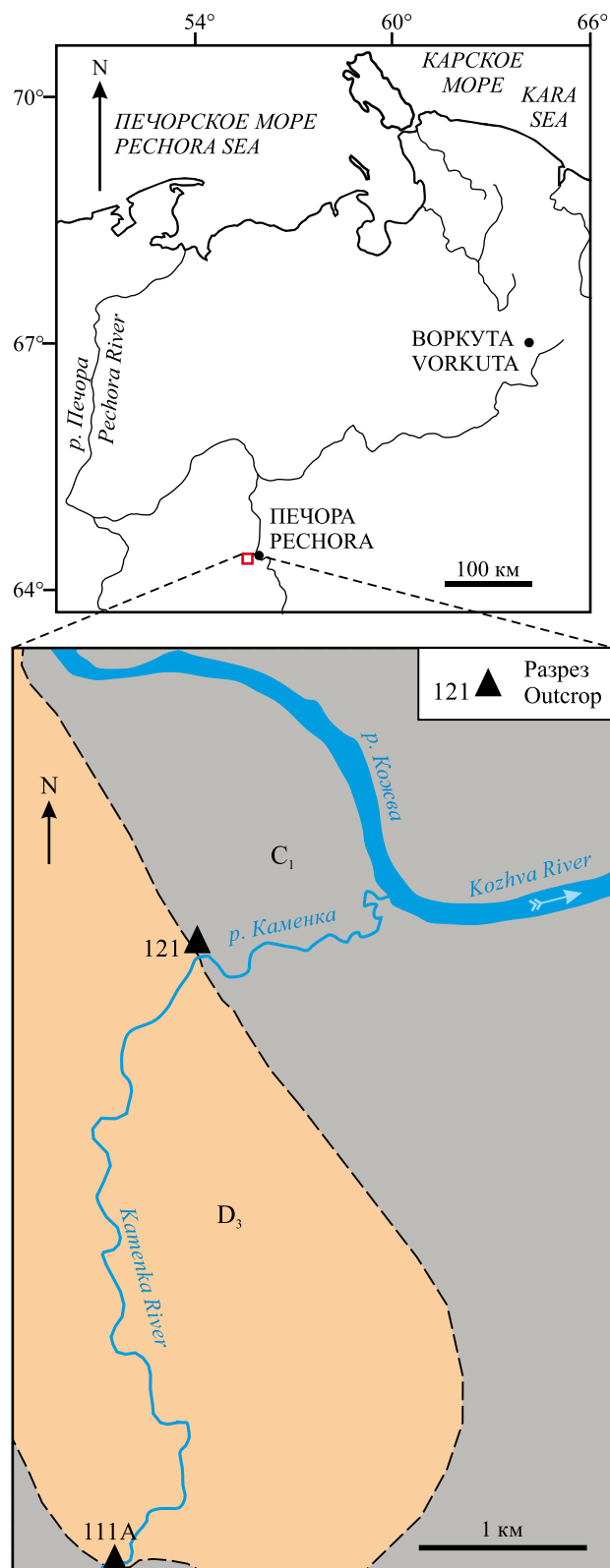


Рис. 1. Схема расположения разрезов пограничных девонско-каменноугольных отложений на р. Каменка.

Fig. 1. Locality map of the D-C boundary sections (Kamenka River area).

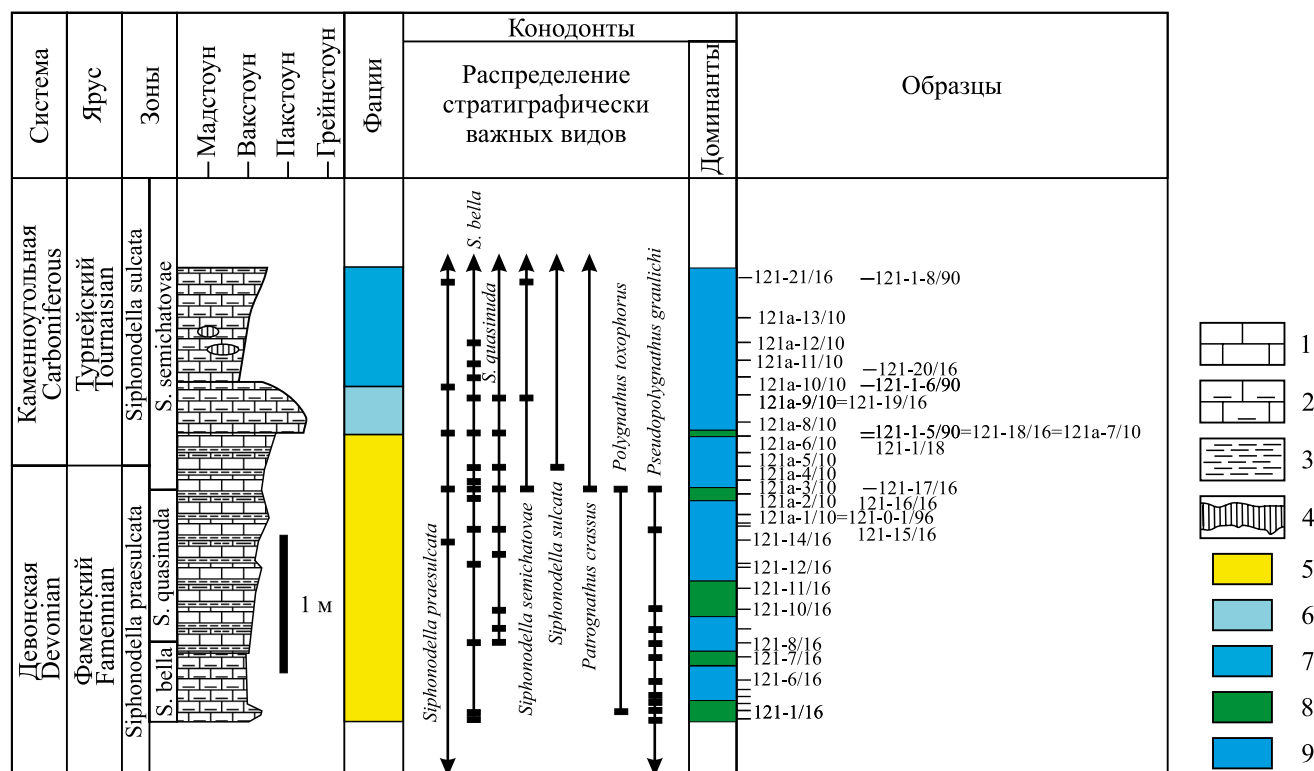


Рис. 2. Разрез пограничных отложений девона и карбона на р. Каменка (обн. 121). Литологический состав и фациальная интерпретация, по (Вевель и др., 2012).

1–4 – породы: 1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – глины, 4 – вторичные кремни; 5–7 – фации: 5 – лагуны, 6 – отмели, 7 – открытое мелководье; 8, 9 – доминанты: 8 – *P. communis*, 9 – *P. parapetus*.

Fig. 2. Log of the D/C boundary beds in the Kamenka River section (outcrop 121). Lithology and facies interpretation, from (Vevel' et al., 2012).

1–4 – rocks: 1 – limestones, 2 – clayey limestones, 3 – clays, 4 – secondary cherts; 5–7 – facies: 5 – lagoons, 6 – shoals, 7 – open marine; 8, 9 – dominants: 8 – *P. communis*, 9 – *P. parapetus*.

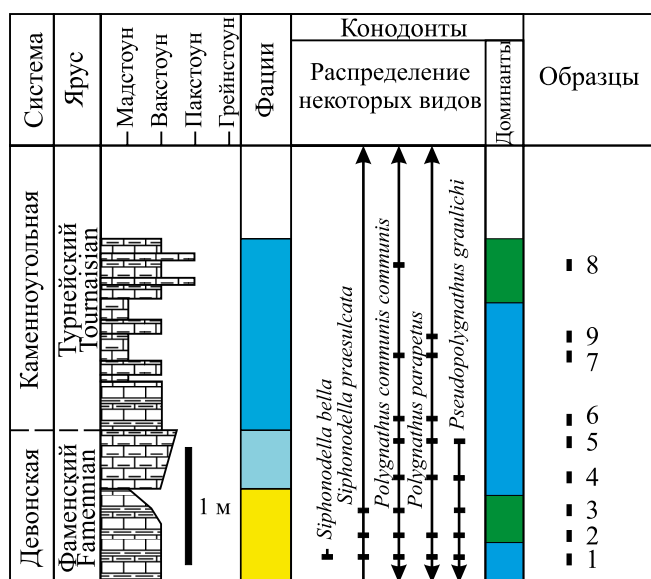


Рис. 3. Разрез пограничных отложений девона и карбона на р. Каменка (обн. 111A).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Log of the D-C boundary beds in the Kamenka River section (outcrop 111A).

For legend – see Fig. 2.

et al., 2004; Zhuravlev, Smoleva, 2018; Zhuravlev et al., 2020). Методика изотопных исследований была подробно описана ранее (Zhuravlev, Smoleva, 2018; Ерофеевский, Журавлев, 2019; Zhuravlev et al., 2020). Исследования проводились в ЦКП “Гео-наука”, г. Сыктывкар.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Верхнефаменско-нижнетурнейский интервал разреза на р. Каменка хорошо охарактеризован конодонтами, что позволяет распознать стратиграфи-

ческие аналоги зон *praesulcata* (в неполном объеме, нижняя часть зоны не обнажена) и *sulcata*, представленные местными конодонтовыми зонами *Siphonodella bella*, *Siphonodella quasimoda* и *Siphonodella semichatovae* (Zhuravlev, 2017). Граница девонской и каменноугольной систем маркируется первыми находками *Siphonodella sulcata* (Huddle), *Patrognathus crassus* Kononova et Migdisova и *Siphonodella semichatovae* Kononova et Lipnjagov, а также исчезновением *Pseudopolygnathus graulichii* Bouckaert et Groessens (см. рис. 2, 3). Она надежно зафиксирована в опорном разрезе (обн. 121) (см. рис. 2), а ее положение в обн. 111А предполагается по уровню исчезновения *Pseudopolygnathus graulichii* (см. рис. 3). Стратиграфический интервал, отвечающий заключительной фазе Хангенбергского кризиса, соответствует местным конодонтовым зонам *Siphonodella bella* и *Siphonodella quasimoda* (примерно отвечают средней и верхней подзонам зоны *praesulcata*) (Zhuravlev, 2017).

В пограничном девонско-каменноугольном интервале установлено преобладание в ориктоценозах двух видов конодонтов – *Polygnathus communis* Branson et Mehl и *Polygnathus parapetus* Druce. При этом для отмельных и открытоморских фаций отмечается доминирование *Polygnathus parapetus*, а для лагунных фаций – чередование доминирования *Polygnathus communis communis* и *Polygnathus parapetus* (см. рис. 2). Для *Polygnathus communis communis* предполагается обитание в приповерхностном слое воды (Sandberg, Gutschick, 1984). Остатки этого вида известны как из крайне мелководных, так и из фоновых глубоководных отложений. *Polygnathus parapetus*, вероятно, был приурочен к придонным мелководным условиям, так как субавтохтонные элементы этого вида найдены только в отложениях карбонатных платформ и мелководных эпиконтинентальных бассейнов (Махлина и др., 1993; Журавлев, 2003; Вевель и др., 2012).

Изотопный состав углерода органического вещества конодонтовых элементов изучался в рассматриваемом стратиграфическом интервале для следующих таксонов: *Polygnathus communis* (12 экз.), *Polygnathus parapetus* (31 экз.), *Ligonodina* spp. (8 экз.), *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl) (4 экз.) и *Siphonodella bella* Kononova et Migdisova (3 экз.). При этом достаточно многочисленные определения изотопного состава сделаны только для двух доминирующих видов – *Polygnathus communis communis* и *Polygnathus parapetus*. Результаты приведены в табл. 1.

Самое низкое среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ демонстрирует *P. communis communis* (–27.9‰). Несколько выше значения у *Hindeodus crassidentatus* и *P. parapetus* (–26.8 и –26.4‰ соответственно). Самые высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отмечены у представителей *Ligonodina* и *Siphonodella bella* (–24.2 и –22.5‰ соответственно). Изотопный со-

став углерода органического вещества конодонтовых элементов *P. communis communis* и *P. parapetus* показывает закономерные изменения по разрезу (рис. 4, 5): в зоне *praesulcata* отмечается некоторое облегчение изотопного состава на фоне его высокой изменчивости, а на границе девона и карбона, в нижней части зоны *sulcata*, происходит некоторое утяжеление изотопного состава органического углерода на 2–3‰ с последующим снижением (см. также: Zhuravlev, Smoleva, 2018).

Изменения в изотопном составе карбонатного углерода незначительны (табл. 2). В зоне *praesulcata* отмечается малоамплитудный положительный сдвиг с амплитудой около 0.5‰, вероятно отвечающий поздней фазе НІСЕ (по: Qie et al., 2016) (см. рис. 4, 5). Он примерно совпадает с отрицательным сдвигом в изотопном составе углерода органического вещества конодонтовых элементов. В нижней части зоны *sulcata* установлен еще один малоамплитудный положительный экскурс в изотопном составе карбонатного углерода, вероятно отвечающий экскурсу P1 (по Qie et al., 2016) (см. рис. 4, 5). С ним совпадает утяжеление изотопного состава углерода органического вещества конодонтовых элементов (см. рис. 4). В целом соотношение изотопного состава карбонатного и органического углерода для всех проанализированных образцов демонстрирует отсутствие значимой корреляции этих величин (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Положительные сдвиги в изотопном соотношении карбонатного углерода в зоне *praesulcata* верхнего фамена и в нижней части зоны *sulcata* нижнего турне фиксируются в различных бассейнах в качестве изотопных событий НІСЕ и P1 (Qie et al., 2016). Их возникновение связывают с глобальными изменениями в углеродном цикле, в частности с глобальным повышением первичной биопродуктивности и увеличением объемов захоронения органического вещества. Следы этих изменений в осадочных последовательностях являются надежными изотопно-стратиграфическими реперами. Их соотношение с биостратиграфическими данными в изученных разрезах, совпадающее с таковым в других регионах, повышает достоверность используемого в данной работе стратиграфического расчленения. Низкие амплитуды наблюдаемых в изученных разрезах отклонений изотопного состава карбонатного углерода характерны для мелководных бассейнов. Изотопные сдвиги сходной амплитуды в пограничном девонско-каменноугольном интервале отмечены, например, во многих мелководных последовательностях по всему миру (Buggisch et al., 2008).

Средние значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ у всех рассматриваемых таксонов конодонтов, варьирующие от –27.9 до –22.5‰, сравнимы с изотопным составом ор-

Таблица 1. Изотопный состав углерода органического вещества конодонтовых элементов в разрезах на р. Каменка**Table 1.** Isotope composition of the organic matter of conodont elements from the Kamenka River sections

Образец	Таксон	Ярус, зона	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ‰, PDB
121-1/16	<i>Polygnathus parapetus</i> *	D ₃ fm, bella (praesulcata)	–25.42
121-2/16	<i>Polygnathus communis communis</i> *	То же	–29.07
121-4/16	<i>Ligonodina</i> sp.	–“–	–23.47
121-4/16	<i>Polygnathus communis communis</i>	–“–	–26
121-4/16	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–25.74
121-7/16	<i>Polygnathus communis communis</i>	–“–	–32.6
121-7/16	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–25.26
121-9/16	<i>Polygnathus communis communis</i> *	D ₃ fm, quasinuda (praesulcata)	–27.27
121-10/16	То же	То же	–28.75
121-11/16	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–30.4
121-14/16	То же*	–“–	–26.41
121-17/16	–“– *	C ₁ t, semichatovae (sulcata)	–23.57
121-17/16	–“– *	То же	–28.06
121-1/96	<i>Polygnathus communis communis</i>	–“–	–27.44
121-1/96	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–28.48
121-1/18	<i>Hindeodus crassidentatus</i>	–“–	–24.65
121-1/18	<i>Ligonodina</i> sp.	–“–	–24.82
121-1/18	<i>Polygnathus communis communis</i>	–“–	–24.38
121-1/18	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–25.37
121-1/18	<i>Siphonodella bella</i>	–“–	–22.52
121-19/16	<i>Hindeodus crassidentatus</i>	–“–	–29
121-19/16	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–22.71
121-1-8/90	То же	–“–	–28.92
121-14/96	–“–	–“–	–30.2
121-1-10/90	<i>Polygnathus communis communis</i>	–“–	–30.24
101-5/19	То же	D ₃ fm	–24.1
111A-2/19	–“–	То же	–27.7
111A-3/19	–“– *	–“–	–27.6
111A-1/19	<i>Polygnathus parapetus</i>	–“–	–27.0
111A-2/19	То же	–“–	–26.2
111A-4/19	–“–	–“–	–26.5
111A-5/19	–“–	–“–	–26.2
111A-6/19	–“–	C ₁ t	–27.9

*Возможно влияние на изотопный состав перекристаллизации вмещающей породы.

*Isotope values are possibly affected by re-crystallization of host rock.

ганического углерода современного зоопланктона (Bohata, Koppelman, 2013). Это позволяет предполагать, что данные конодонты занимали низкие трофические уровни (Zhuravlev, Smoleva, 2018). Скорее всего, они, как и большинство позднедевонско-раннекаменноугольных конодонтов, были первичными консументами (Zhuravlev et al., 2020). Такое предположение подтверждается также данными по изотопному составу кальция в апатите позднедевонских конодонтовых элементов (Balter et al., 2019). Вероятно, основной пищей конодонтов был органический детрит, фито- и зоопланктон (Zhuravlev, Smoleva, 2018; Zhuravlev et al., 2020). По размеру организмов (первые сантиметры) конодонты могут быть отнесены к метазоопланктону или нектону (Лисицын и др., 1983).

Наблюдаемые вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ у *Polygnathus communis communis* и *Polygnathus parapetus*

могли быть обусловлены различными причинами. Изотопный состав органического углерода современных гидробионтов зависит от состава пищи, температуры и особенностей метаболизма. Предполагать существенные внутривидовые вариации уровня метаболизма у конодонтов мало оснований, поскольку для современных организмов эффект этих вариаций в величине $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ не превышает 1–2‰ (DeNiro, Schoeninger, 1983). Сомнительно, что он был в несколько раз выше у конодонтов. Отмеченные в отдельных образцах (например, обр. 121-17/19, см. табл. 1) значительные различия изотопного состава конодонтовых элементов одного вида, скорее всего, обусловлены микрозагрязнением карбонатом, что привело к существенному утяжелению измеряемого изотопного состава. Вероятность прямого температурного контроля значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ у рассматриваемых ко-

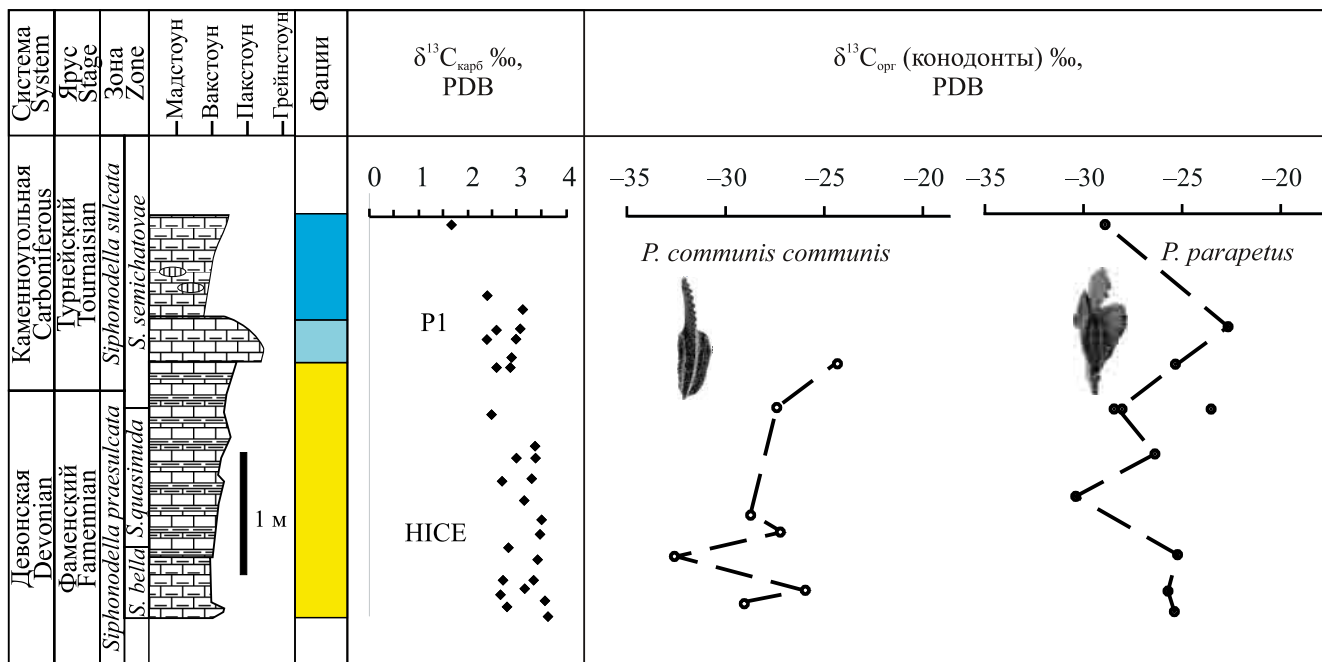


Рис. 4. Вариации изотопного состава углерода в разрезе на р. Каменка (обн. 121).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Variations of the carbon isotope composition in the Kamenka River section (outcrop 121).

For legend – see Fig. 2.

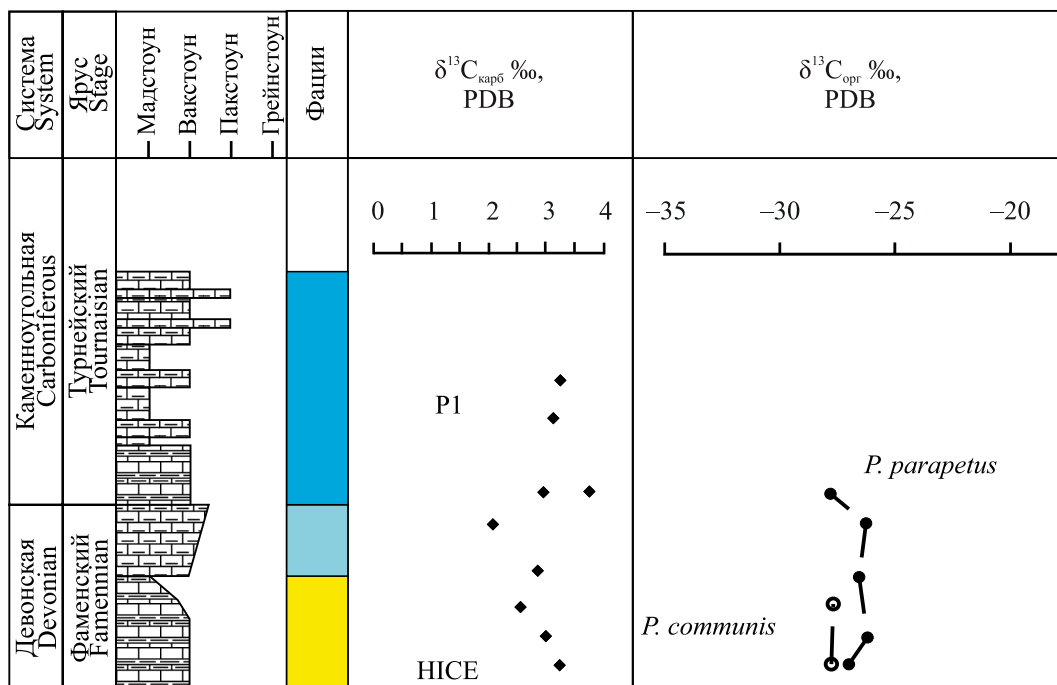


Рис. 5. Распределение значений изотопного состава углерода в разрезе на р. Каменка (обн. 111А).

Условные обозначения – см. рис. 2.

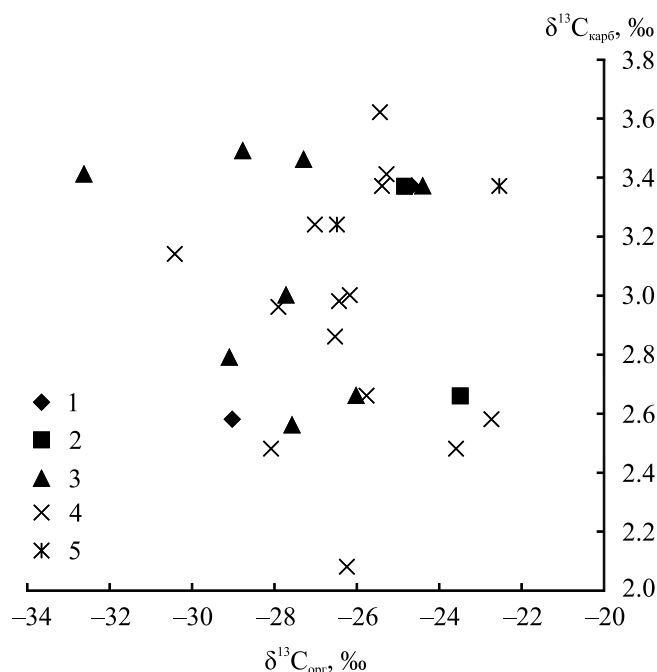
Fig. 5. Distribution of the carbon isotope composition in the Kamenka River section (outcrop 111A).

For legend – see Fig. 2.

Таблица 2. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах в разрезах на р. Каменка**Table 2.** Isotope composition of the bulk carbonates from the Kamenka River sections

Образец	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ‰, SMOW
121-1/16	3.62	26.69
121-2/16	2.79	26.37
121-3/16	3.56	26.67
121-4/16	2.66	26.09
121-5/16	3.15	26.24
121-6/16	3.33	26.52
121-7/16	3.41	26.46
121-8/16	2.82	26.02
121-9/16	3.46	25.94
121-10/16	3.49	23.40
121-11/16	3.14	26.79
121-12/16	2.69	26.15
121-13a/16	3.29	26.64
121-14a/16	2.98	26.66
121-14b/16	3.37	27.10
121-15/16	3.36	26.96
121-17/16	2.48	27.14
121-18/16	2.86	26.79
121-19/16	2.58	26.26
121-19b/16	3.06	26.56
121-20/16	3.11	26.67
121-21/16	1.67	26.51
111A-1/19	3.24	26.81
111A-2/19	3.00	26.50
111A-3/19	2.56	27.47
111A-4/19	2.86	25.72
111A-5/19	2.08	26.82
111A-6/19	2.96	26.58
111A-6/19	3.84	24.63
111A-7/19	3.13	26.83
111A-9/19	3.25	25.81

нодонтов также незначительна, поскольку по результатам Ca/Mg термометрии по брахиоподам из разреза на р. Каменка температуры в позднем фамене-турне варьировали незначительно и составляли +23–+25°C (Вевель и др., 2012). Температурный контроль не подтверждается и отсутствием значимой корреляции $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (коэффициент корреляции Пирсона –0.08). Наиболее вероятным представляется предположение, что вариации в значениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ рассматриваемых видов конодонтов были преимущественно обусловлены изменениями изотопного состава углерода пищевой базы (Nicholas et al., 2004; Zhuravlev, Smoleva, 2018; Zhuravlev et al., 2020). В этом случае понижение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ может отвечать увеличению в пище доли фито- и зоопланктона с легким изотопным составом органического углерода (от –35 до –20‰) (Peters et al., 2005). Повышение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ можно интерпретировать как повышение в пище доли органического детрита морского происхождения и зоопланктона. Вариации изотопного состава орга-

**Рис. 6.** Соотношение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ конодонтовых элементов и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ вмещающих известняков.

1 – *Hindeodus crassidentatus*, 2 – *Ligonodina* spp., 3 – *Polygnathus communis communis*, 4 – *Polygnathus parapetus*, 5 – *Siphonodella bella*.

Fig. 6. Bivariate plot for $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ of conodont organic matter and $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ of host carbonates.

1 – *Hindeodus crassidentatus*, 2 – *Ligonodina* spp., 3 – *Polygnathus communis communis*, 4 – *Polygnathus parapetus*, 5 – *Siphonodella bella*.

нического углерода конодонтов могли быть связаны и с другими изменениями в структуре и изотопном составе кормовых объектов, в том числе с вариациями климата и содержания углекислого газа в атмосфере (Jasper, Hayes, 1990; Fontugne, Calvert, 1992; Meyers, Horie, 1993). Изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ конодонтов отмечаются как по разрезу (во времени), так и по латерали на одном стратиграфическом уровне. Максимальные латеральные изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отмечены у *Polygnathus parapetus* в зоне *quasinuda* (*praesulcata*), где на уровне образцов 121-11/16 и 111A-2 разница оставляет около 4‰. На остальных уровнях она не превышает 2‰, что укладывается в диапазон возможной индивидуальной изменчивости (DeNiro, Schoeninger, 1983).

В современных морских бассейнах преобладание детритной части питания над фитопланктонной у консументов низкого уровня характерно для олиготрофных условий, а в эвтрофных условиях соотношение органического детрита и фитопланктона близко к единице (Лисицын и др., 1983, с. 207–208). Исходя из этого, повышенные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ конодонтов, скорее всего, отвечают олиготрофным

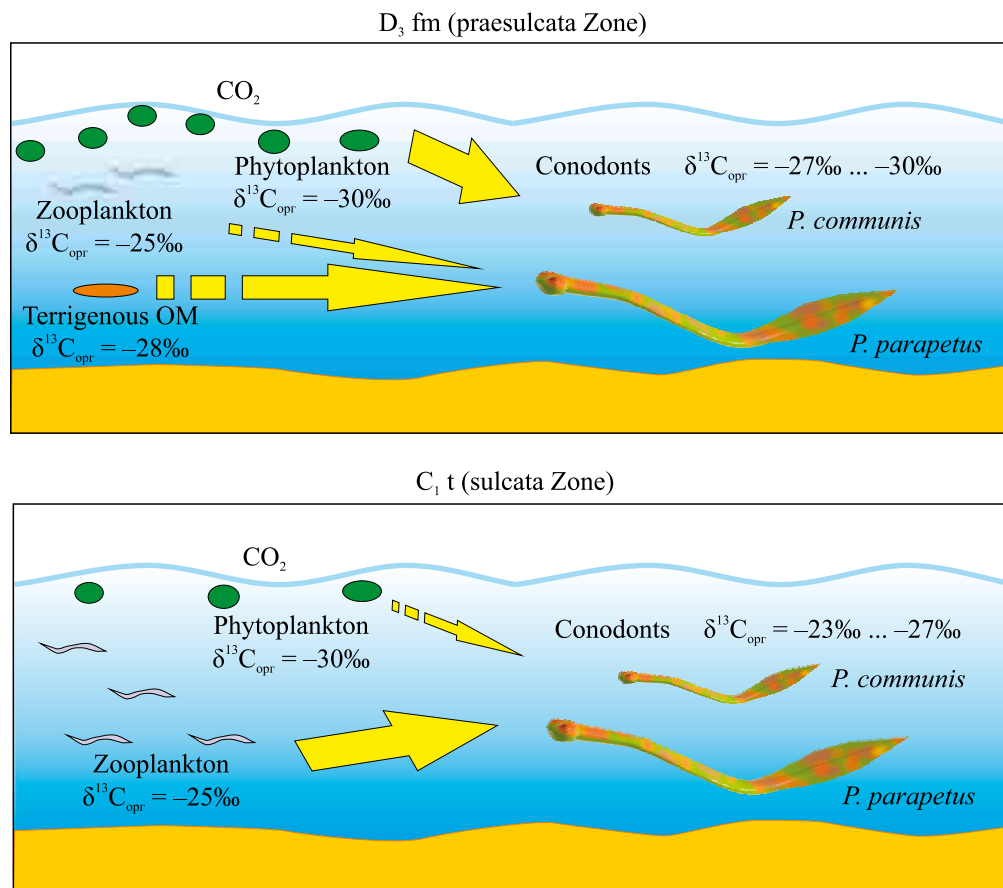


Рис. 7. Модель формирования изотопного состава углерода в органическом веществе конодонтовых элементов в позднем фамене и раннем турне на материале из разрезов на р. Каменка.

Fig. 7. Model of forming of the carbon isotope composition of the organic matter of conodont elements in the Late Famennian and Early Tournaisian based on data from the Kamenka River sections.

условиям, а пониженные – эвтрофным. Такая интерпретация подтверждается наблюдаемой динамикой $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, которая, в частности, связана с первичной биопродуктивностью (как глобальной, так и локальной). Позднефаменский мелководный бассейн, вероятно, характеризовался эвтрофными условиями, что привело к увеличению доли фитопланктона и, возможно, терригенного органического вещества в пище конодонтов. Последующий переход к раннетурнейским олиготрофным условиям обусловил установление баланса между фито- и зоопланктоном в пищевой базе конодонтов (рис. 7). Эвтрофикация позднефаменских экосистем толщи воды также косвенно подтверждается увеличением содержания в породе раковин однокамерных фораминифер *Bisphaera* в верхнем фамене (Zhuravlev et al., 1998). Для этого рода предполагается планктонный образ жизни, и продуктивность его представителей, с большой вероятностью, была связана с продуктивностью фитопланктона.

Оценка корреляционных связей $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ для *Polygnathus communis communis* и *Polygnathus*

parapetus показала невысокую степень взаимозависимости этих величин. При этом для обитавших в приповерхностном слое воды *Polygnathus communis communis* корреляция более значима ($R^2 = 0.320$), чем для придонных *Polygnathus parapetus* ($R^2 = 0.047$). Из этого можно предположить, что пищевая база обитателей приповерхностной зоны была более зависима от продуктивности фитопланктона. Низкие значения коэффициента корреляции дают возможность предполагать, что вариации в изотопном составе органического вещества конодонтов были обусловлены не только локальными изменениями первичной биопродуктивности. Возможно, свой вклад вносили флуктуации в трофической структуре пелагических сообществ, например вариации в продуктивности и биохимии различных групп микропланктона, которые отражались на составе пищевой базы конодонтов. Частично эти вариации могли контролироваться содержанием CO_2 в атмосфере и изменениями климата. Повышение содержания углекислого газа и переход от ледникового к парниковому климату вызывают общее облег-

чение изотопного состава углерода у водных продуцентов (Jasper, Hayes, 1990; Fontugne, Calvert, 1992). Это изменение в более сглаженной форме должно проявляться и в изотопном составе углерода у консументов низких трофических уровней, к которым, как предполагается, относились конодонты.

Изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ органического вещества конодонтов в пограничном девонско-каменноугольном интервале, наблюдаемые в изученных разрезах, в общих чертах сходны с динамикой изотопного состава органического углерода (по рассеянному органическому веществу), установленной в разнофациальных разрезах Западной Европы (Kaiser et al., 2006; Buggisch et al., 2008). Изотопный состав рассеянного органического вещества (РОВ) демонстрирует положительный экскурс в интервале, отвечающем средней и верхней подзонам зоны praesulcata и нижней части зоны sulcata, который сменяется значительным облегчением в зоне sulcata (Kaiser et al., 2006; Buggisch et al., 2008). Близкая динамика отмечена и для изотопного состава органического вещества наземных растений (Strauss, Peters-Kottig, 2003). Минимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ РОВ достигаются в зоне duplicata (Buggisch et al., 2008). Прямые сопоставления изотопного состава углерода конодонтовых элементов и РОВ вмещающей породы для изученных разрезов провести не удалось из-за крайне низкого содержания РОВ (менее 0.1%), что в целом характерно для мелководных карбонатных отложений. При этом следует отметить, что РОВ крайне неоднородно по своему составу, в него входят в различных соотношениях как остатки морского планктона и нектона, так и аллохтонный органический материал, принесенный с континента. По этой причине изотопный состав РОВ очень ограниченно используется в изотопной стратиграфии (Li et al., 2018).

На имеющемся материале (двух близко расположенных разрезах) невозможно достоверно оценить масштаб фиксируемых изменений. Предполагается, что следы этих изменений, совпадающие с верхней частью Хангенбергского событийного интервала, могут быть распространены как минимум регионально. В этом случае отвечающий им отрицательный сдвиг в изотопном соотношении углерода в органическом веществе конодонтовых элементов представляется перспективным стратиграфическим репером. Перспективность этого репера возрастет благодаря тому, что данный изотопный сдвиг проявлен как минимум у двух различных таксонов (*Polygnathus parapetus*, *P. communis communis*), причем представители *P. communis communis* характеризуются широким стратиграфическим и фациальным диапазоном, а их остатки присутствуют в отложениях различных фациальных поясов. Географический и фациальный диапазон проявления изотопных экскурсов углерода в органическом веществе конодонтов требует дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для позднефаменских конодонтов *Polygnathus communis communis* и *Polygnathus parapetus* предполагается преобладание питания фитопланктоном с облегченным изотопным составом органического углерода. В раннетурнейских мелководных сообществах для этих таксонов реконструируется переход к пище с более тяжелым средним изотопным составом органического углерода. Это может соответствовать переходу от эвтрофной экосистемы к олиготрофной и/или глобальным изменениям углеродного цикла, связанным с изменением климата. Имеющиеся данные, в силу своей ограниченности двумя разрезами, не позволяют однозначно интерпретировать масштаб (локальный, региональный, или глобальный) и корреляционный потенциал следов реконструированной перестройки экосистемы толщи воды на рубеже девона и карбона.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания по рукописи, способствовавшие ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вевель Я.А., Журавлев А.В., Попов В.В. (2012) Пограничные отложения девонской и каменноугольной систем в разрезе на р. Каменка (Печоро-Кожвинский мегавал, Тимано-Печорская провинция). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 7(1). http://www.ngtp.ru/rub/2/6_2012.pdf
- Герасимова А.И., Ерофеевский А.В., Журавлев А.В. (2019) Разрез турнейского яруса на юго-западном крыле Ыджидской антиклинали (юг Печора-Кожвинского мегавала). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 28-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 25-28.
- Ерофеевский А.В., Журавлев А.В. (2019) Перспективы использования изотопно-стратиграфического метода ($\delta^{13}\text{C}$ карб) для корреляции верхнедевонско-каменноугольного интервала востока Тимано-Печорской провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 14(1). http://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Журавлев А.В. (2003) Конодонты верхнего девона–нижнего карбона северо-востока Европейской России. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 85 с.
- Журавлев А.В. (2007) Морфофункциональный анализ позднепалеозойских конодонтовых элементов и аппаратов. *Палеонтол. журн.*, 5, 75-83.
- Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В., Шумилин Е.В., Виноградов М.Е., Морозов Н.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Тихомиров В.Н., Лукашин В.Н. (1983) Биогеохимия океана. М.: Наука, 368 с.
- Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С., Бывшева Т.В., Донакова Л.М., Жулитова В.Е., Кононова Л.И., Умнова Н.И., Шик Е.М. (1993) Нижний кар-

- бон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 221 с.
- Плотицын А.Н. (2016) Корреляционные уровни в верхнем фане и турне Севера Урала и гряды Чернышева. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 7, 46-53. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-7-46-53
- Симаков К.В. (1986) Проблема определения хроностратиграфических границ: на примере границы девона и карбона. Магадан: АН СССР, Дальневосточный науч. центр, Северо-Восточный комплексный науч.-иссл. ин-т, 393 с.
- Соболев Д.Б. (2011) Эволюция и биоразнообразие раннекаменноугольных остракод на событийных уровнях. *Биогеология, эволюция организмов и биоразнообразие в геологической истории Тимано-Североуральского региона, моделирование палеоэкосистем, палеонтологические и стратиграфические геокорреляции*. Сыктывкар: Геопринт, 102-108.
- Balter V., Martin J.E., Tacail T., Suan G., Renaud S., Girard C. (2019) Calcium stable isotopes place Devonian conodonts as first level consumers. *Geochim. Persp. Lett.*, (10), 36-39.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. *Geol. Soc.*, **423**, 355-386.
- Bohata K., Koppelman R. (2013) Chaetognatha of the Namibian Upwelling Region: Taxonomy, Distribution and Trophic Position. *PLoS ONE*, **8**(1), e53839. doi:10.1371/journal.pone.0053839
- Brett C.E., Walker S.E. (2002) Predators and predation in Paleozoic marine environments. *Paleontol. Soc. Pap.*, **8**, 93-118.
- Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008) Mississippian $\delta^{13}\text{C}$ carb and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records – their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**, 273-292.
- Choo B., Long J.A., Trinajstić K. (2009) A new genus and species of basal actinopterygian fish from the Upper Devonian Gogo Formation of Western Australia. *Acta Zool.*, **90**, 194-210. DOI: 10.1111/j.1463-6395.2008.00370.x
- DeNiro M.J., Schoeninger M.J. (1983) Stable carbon and nitrogen isotope ratios of bone collagen: variations within individuals, between sexes, and within populations raised on monotonous diets. *J. Archaeol. Sci.*, **10**(3), 199-203.
- Fontugne M.R., Calvert S.E. (1992) Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO_2 concentrations. *Paleoceanography*, **7**, 1-20.
- Hallam A., Wignall P.B. (1997) Mass Extinctions and Their Aftermath. Oxford University Press, 328 p.
- Iannicelli M. (2018) Explaining the crude and simple mechanics of parasitic feeding by conodonts. *J. Oceanogr. Marine Res.*, **6**(177). DOI: 10.4172/2572-3103.S1-01
- Jasper J.P., Hayes J.M. (1990) A carbon isotope record of CO_2 levels during the late Quaternary. *Nature*, **347**, 462-464.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., Joachimski M.M. (2006) Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **240**, 146-160.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **310**, 340-364.
- Li B.-Y., Zhang D.-W., Pang X.-Q., Gao P., Zhu D.-Y., Guo K.-Z., Zheng T.-Y. (2018) Paired $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records of the Ordovician on the Yangtze platform, South China. *Austral. J. Earth Sci.*, **65**(6), 809-822. DOI: 10.1080/08120099.2018.1487468
- Meyers P.A., Horie S. (1993) An organic carbon isotopic record of glacial-postglacial change in atmospheric P CO_2 in the sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **105**, 171-178.
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting, University of Lille, ABSTRACTS*, 126-127.
- Nicoll R.S. (1977) Conodont apparatuses in an Upper Devonian palaeoniscoid fish from the Canning Basin, Western Australia. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, **2**, 217-228.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005) The biomarker guide. Second edition. II. Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history. Cambridge University Press, 1155 p.
- Purnell M.A. (1995) Microwear on conodont elements and macrophagy in the first vertebrates. *Nature*, **374**, 798-800.
- Qie W., Wang X.-D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, **51**, 915-935.
- Sandberg C.A. (1976) Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **15**, 171-186.
- Sandberg C.A., Gutschick R.C. (1984) Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. (Eds J. Woodward, F.F. Meissner, J.L. Clayton). *Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region. Rocky Mountain Association of Geologists*, 135-178.
- Schumacher D. (1976) Conodont biofacies and paleoenvironments in Middle Devonian–Upper Devonian boundary beds, central Missouri. *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **15**, 159-169.
- Strauss H., Peters-Kottig W. (2003) The Paleozoic to Mesozoic carbon cycle revisited: the carbon isotopic composition of terrestrial organic matter. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **4**(10), 1083. <https://doi.org/10.1029/2003GC000555>
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin: Springer, 225-250.
- Williams M.E. (1990) Feeding behavior in Cleveland Shale fishes. *Evolutionary Paleobiology of Behavior and Coevolution*. Amsterdam: Elsevier, 273-287.
- Zatoń M., Broda K., Qvarnström M., Niedźwiedzki G., Ahlberg P.E. (2017) The first direct evidence of a Late Devonian coelacanth fish feeding on conodont animals. *Sci. Nat.*, **104**, 26. <https://doi.org/10.1007/s00114-017-1455-7>

- Zatoń M., Rakociński M. (2014) Coprolite evidence for carnivorous predation in a Late Devonian pelagic environment of southern Laurussia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **394**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.11.019>
- Zhuravlev A.V. (1995) Ontogeny and trophic types of some Tournaisian Polygnathacea (Conodonta). *Courier Forsch.-Institut Senckenberg*, **182**, 307-312.
- Zhuravlev A.V. (1998) Three-dimension functional reconstruction of Polygnathidae conodont apparatus. *Ichthyolith Iss. Spec. Publ.*, **4**, 58-59.
- Zhuravlev A.V. (2017) Shallow-water siphonodellids and definition of the Devonian-Carboniferous boundary. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 21-26.
- Zhuravlev A.V., Kossovaya O.L., Sobolev D.B., Vevel Y.A. (1998) Early Tournasian (Early Carboniferous) Shallow water Communities (Eastern part of the Timan-Pechora Province). *Ichthyolith Iss. Spec. Publ.*, **4**, 60-62.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A. (2020) Carbon Isotope Ratios in the Apatite-Protein Composites of Conodont Elements – Palaeobiological Proxy. *Lecture Notes in Earth System Sciences. Processes and Phenomena on the Boundary between Biogenic and Abiogenic Nature*. Ch. 40, 749-764. DOI: 10.1007/978-3-030-21614-6_40
- Zhuravlev A.V., Smoleva I.V. (2018) Carbon isotope values in conodont elements from the latest Devonian-Early Carboniferous carbonate platform facies (Timan-Pechora Basin). *Eston. J. Earth Sci.*, **67**(4), 238-246. DOI 10.3176/earth.2018.17.
- Zhuravlev A.V., Sobolev D.B. (2019) Devonian-Carboniferous boundary in the East of Pechora Plate (Kamenka River and Vangyr River sections). *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, (10), 16-22.
- Zhuravlev A.V., Tolmacheva T.J. (1995) Ecological recovery of conodont communities after Cambrian/Ordovician and Devonian/Carboniferous events. *Courier Forsch.-Institut Senckenberg*, **182**, 313-324.
- 90, 194-210. DOI: 10.1111/j.1463-6395.2008.00370.x
- DeNiro M.J., Schoeninger M.J. (1983) Stable carbon and nitrogen isotope ratios of bone collagen: variations within individuals, between sexes, and within populations raised on monotonous diets. *J. Archaeol. Sci.*, **10**(3), 199-203.
- Erofeevskii A.V., Zhuravlev A.V. (2019) Perspectives of application of isotope-stratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) for correlation of the Upper Devonian–Carboniferous interval of the east of Timan-Pechora province. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **14**(1). (In Russian) http://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Fontugne M.R., Calvert S.E. (1992) Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO_2 concentrations. *Paleoceanography*, **7**, 1-20.
- Gerasimova A.I., Erofeevskii A.V., Zhuravlev A.V. (2019) Tournaisian section in the south-western limb of Ydzhyd Anticline (south of Pechora-Kozhva megaswell). *Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta*. Materialy 28-i nauchnoi konferentsii Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN [Structure, matter, history of the lithosphere of the Timan-Severouralsk segment. Materials of the 28th Scientific Conference of the Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences]. Syktyvkar, 25-28. (In Russian)
- Hallam A., Wignall P.B. (1997) Mass Extinctions and Their Aftermath. Oxford University Press, 328 p.
- Iannicelli M. (2018) Explaining the crude and simple mechanics of parasitic feeding by conodonts. *J. Oceanogr. Marine Res.*, **6**(177). DOI: 10.4172/2572-3103.S1-01
- Jasper J.P., Hayes J.M. (1990) A carbon isotope record of CO_2 levels during the late Quaternary. *Nature*, **347**, 462-464.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam Z.S. (2011) Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **310**, 340-364.
- Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., Joachimski M.M. (2006) Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian-Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**, 146-160.
- Li B.-Y., Zhang D.-W., Pang X.-Q., Gao P., Zhu D.-Y., Guo K.-Z., Zheng T.-Y. (2018) Paired $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ records of the Ordovician on the Yangtze platform, South China. *Austral. J. Earth Sci.*, **65**(6), 809-822. DOI: 10.1080/08120099.2018.1487468
- Lisitsyn A.P., Demina L.L., Gordeev V.V., Shumilin E.V., Vinogradov M.E., Morozov N.P., Bogdanov Y.A., Gurchich E.G., Tikhomirov V.N., Lukashin V.N. (1983) *Biogekhimiya okeana* [Ocean biogeochemistry]. Moscow, Nauka Publ., 368 p. (In Russian)
- Makhlina M.Kh., Vdovenko M.V., Alekseev A.S., Byvsheva T.V., Donakova L.M., Zhulitova E.V., Kononova L.I., Umnova N.I., Shik E.M. (1993) *Nizhnii karbon Moskovskoi sineklizy i Voronezhskoi anteklizy* [Lower Carboniferous of Moscow Syncline and Voronezh Antecline]. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russian)
- Meyers P.A., Horie S. (1993) An organic carbon isotopic record of glacial-postglacial change in atmospheric P CO_2 in the sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeogr.*

REFERENCES

- Balter V., Martin J.E., Tacail T., Suan G., Renaud S., Girard C. (2019) Calcium stable isotopes place Devonian conodonts as first level consumers. *Geochem. Persp. Lett.*, **10**, 36-39.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian-Carboniferous Boundary. *Geol. Soc.*, **423**, 355-386.
- Bohata K., Koppelman R. (2013) Chaetognatha of the Namibian Upwelling Region: Taxonomy, Distribution and Trophic Position. *PLoS ONE*, **8**(1), e53839. doi:10.1371/journal.pone.0053839
- Brett C.E., Walker S.E. (2002) Predators and predation in Paleozoic marine environments. *Paleontol. Soc. Pap.*, **8**, 93-118.
- Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008) Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records – their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**, 273-292.
- Choo B., Long J.A., Trinajstić K. (2009) A new genus and species of basal actinopterygian fish from the Upper Devonian Gogo Formation of Western Australia. *Acta Zool.*

- Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **105**, 171-178.
- Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. (2004) Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. *The Palaeontological Association 48th Annual Meeting, University of Lille, ABSTRACTS*, 126-127.
- Nicoll R.S. (1977) Conodont apparatuses in an Upper Devonian palaeoniscoid fish from the Canning Basin, Western Australia. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, **2**, 217-228.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005) The biomarker guide. Second edition. II. Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history. Cambridge University Press, 1155 p.
- Plotitsyn A.N. (2016) Correlation levels in the Upper Famennian and Tournaisian of North of Urals and Tchernyshev Ridge. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **7**, 46-53. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-7-46-53 (In Russian)
- Purnell M.A. (1995) Microwear on conodont elements and macrophagy in the first vertebrates. *Nature*, **374**, 798-800.
- Qie W., Wang X.-D., Zhang X., Ji W., Grossman E.L., Huang X., Liu J., Luo G. (2016) Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. *Geol. J.*, **51**, 915-935.
- Sandberg C.A. (1976) Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **15**, 171-186.
- Sandberg C.A., Gutschick R.C. (1984) Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. (Eds J. Woodward, F.F. Meissner, J.L. Clayton). *Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region. Rocky Mountain Association of Geologists*, 135-178.
- Schumacher D. (1976) Conodont biofacies and paleoenvironments in Middle Devonian-Upper Devonian boundary beds, central Missouri. *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, **15**, 159-169.
- Simakov K.V. (1986) *Problema opredeleniya khronostratigraficheskikh granits: na primere granitsy devona i karbona* [Problem of determination of chronostratigraphic boundaries: Devonian and Carboniferous boundary as example]. Magadan, AN SSSR, Far Eastern scientific center, North-Eastern complex scientific research institute, 393 p. (In Russian)
- Sobolev D.B. (2011) Evolution and biodiversity of the Early Carboniferous ostracodes at the event borders. *Biogeologiya, evolutsiya organizmov i bioraznoobrazie v geologicheskoi istorii Timano-Severouralskogo regiona, modelirovanie ekosistem, paleontologicheskie i stratigraficheskie geokorrelyatsii* [Biogeology, evolution of organisms and biovariety in geological history of Timan-North-Uralian region, ecosystem modeling, paleontological and stratigraphical geocorrelations]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 102-108. (In Russian)
- Strauss H., Peters-Kottig W. (2003) The Paleozoic to Mesozoic carbon cycle revisited: the carbon isotopic composition of terrestrial organic matter. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **4**(10), 1083. <https://doi.org/10.1029/2003GC000555>
- Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin: Springer, 225-250.
- Williams M.E. (1990) Feeding behavior in Cleveland Shale fishes. *Evolutionary Paleobiology of Behavior and Coevolution*. Amsterdam: Elsevier, 273-287.
- Zatoń M., Broda K., Qvarnström M., Niedźwiedzki G., Ahlberg P.E. (2017) The first direct evidence of a Late Devonian coelacanth fish feeding on conodont animals. *Sci. Nat.*, **104**, 26. <https://doi.org/10.1007/s00114-017-1455-7>
- Zatoń M., Rakociński M. (2014) Coprolite evidence for carnivorous predation in a Late Devonian pelagic environment of southern Laurussia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **394**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.11.019>
- Zhuravlev A.V. (1995) Ontogeny and trophic types of some Tournaisian Polygnathacea (Conodonta). *Courier Forsch.-Institut Senckenberg*, **182**, 307-312.
- Zhuravlev A.V. (1998) Three-dimension functional reconstruction of Polygnathidae conodont apparatus. *Ichthyolith Iss. Spec. Publ.*, **4**, 58-59.
- Zhuravlev A.V. (2003) *Konodonty verkhnego devona–nizhnego karbona severo-vostoka Evropeiskoi Rossii* [Conodonts of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of north-east of the European Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 85 p. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2007) Morpho-functional analysis of late Paleozoic conodont elements and apparatuses. *Paleontol. Zh.*, **5**, 75-83. (In Russian)
- Zhuravlev A.V. (2017) Shallow-water siphonodellids and definition of the Devonian-Carboniferous boundary. *Newslett. Carbonifer. Stratigr.*, **33**, 21-26.
- Zhuravlev A.V., Kossovaya O.L., Sobolev D.B., Vevel Y.A. (1998) Early Tournasian (Early Carboniferous) Shallow water Communities (Eastern part of the Timan-Pechora Province). *Ichthyolith Iss. Spec. Publ.*, **4**, 60-62.
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A. (2020) Carbon Isotope Ratios in the Apatite-Protein Composites of Conodont Elements – Palaeobiological Proxy. *Lecture Notes in Earth System Sciences. Processes and Phenomena on the Boundary between Biogenic and Abiogenic Nature*. Ch. 40, 749-764. DOI: 10.1007/978-3-030-21614-6_40
- Zhuravlev A.V., Smoleva I.V. (2018) Carbon isotope values in conodont elements from the latest Devonian-Early Carboniferous carbonate platform facies (Timan-Pechora Basin). *Eston. J. Earth Sci.*, **67**(4), 238-246. DOI 10.3176/earth.2018.17
- Zhuravlev A.V., Sobolev D.B. (2019) Devonian-Carboniferous boundary in the East of Pechora Plate (Kamenka River and Vangyr River sections). *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, **10**, 16-22.
- Zhuravlev A.V., Tolmacheva T.J. (1995) Ecological recovery of conodont communities after Cambrian/Ordovician and Devonian/Carboniferous events. *Courier Forsch.-Institut Senckenberg*, **182**, 313-324.

Палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океане

В. С. Буртман, А. В. Дворова, С. Г. Самыгин

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7, e-mail: vburtman@gmail.com

Поступила в редакцию 11.09.2019 г., принята к печати 27.03.2020 г.

Объект исследований. Породы палеозойского Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской островной дуги занимают значительную часть территории Южного и часть Среднего Урала. Западный Урал сложен породами окраины древнего Балтийского континента и шарьированных на него океанических пород. В Восточном Урале и Зауралье распространены породы аккреционных комплексов окраины Уральского океана, океанической коры, симатических островных дуг и Восточно-Уральского микроконтинента, в Денисовской тектонической зоне обнажены породы океанической коры Уральского океана и Казахстанского палеозойского континента. Магнитогорская симатическая островная дуга возникла в раннем девоне в Уральском океане недалеко от Балтийского континента. Она развивалась от эмского до фаменского века. В фаменском веке произошла коллизия Магнитогорской дуги с Балтийским континентом. Восточно-Уральский микроконтинент в докаменноугольное время находился в Уральском океане. В турнейское время произошла аккреция Восточно-Уральского микроконтинента с Балтийским континентом. По другую сторону океана, на краю Казахстанского континентального массива, в раннем–среднем девоне и раннем карбоне был активен вулканический пояс над зоной субдукции. К середине башкирского века субдукция под Балтийский и Казахстанский континенты поглотила большую часть коры Уральского палеоокеана и Балтика (вместе с Восточно-Уральским микроконтинентом) пришла в соприкосновение с Казахстанским континентом. В результате коллизии сиалических террейнов в московском веке на территории будущего Урала на окраине Балтийского материка началось формирование покровно-складчатого орогена. **Материалы и методы.** В работе использованы данные изучения палеомагнетизма пород, отвечающие современным требованиям, полученные несколькими исследователями в 2000–2018 гг. **Результаты.** Определены палеоширотные положения Восточно-Уральского микроконтинента: в среднем ордовике ($5.3 \pm 7.4^\circ$) и раннем–среднем силуре ($8.2 \pm 7.2^\circ$). В раннем–среднем девоне определены палеоширотные положения уральской окраины Балтийского палеоконтинента ($7.7 \pm 3.7^\circ$), Магнитогорской островной дуги ($3.2 \pm 3.1^\circ$), уральской окраины Казахстанского палеоконтинента ($20.6 \pm 3.8^\circ$). **Заключение.** По палеомагнитным данным, в раннем–среднем девоне расстояние между палеоширотами окраин Балтийского и Казахстанского континентов было не менее 600 км, если они находились в одном полушарии, и более 2300 км – если в разных полушариях. Сближение этих террейнов было обусловлено субдукцией коры Уральского океана до его закрытия, которое произошло в турнейском веке.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Южный Урал, микроконтинент, островная дуга, палеоширота, палеотектоническая реконструкция

Источник финансирования

Исследования проведены по плану ГИН РАН, тема № 0135-2019-0055

Latitudes of the Eastern Ural microcontinent and Magnitogorsk island arc in the Paleozoic Ural Ocean

Valentin S. Burtman, Ariadna V. Dvorova, Sergey G. Samygin

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky line, Moscow 119017, Russia, e-mail: vburtman@gmail.com

Received 11.09.2019, accepted 27.03.2020

Research subject. Rocks of the Paleozoic Eastern Ural microcontinent and Magnitogorsk island arc occupy a significant part of the Southern Urals and some part of the Middle Urals. The Western Urals are composed of rocks of the ancient Baltic continent and overthrust oceanic rocks. In the Eastern Urals and Trans-Urals rocks of the accretion complexes, oceanic crust, island arcs, the Eastern Ural microcontinent and the Kazakhstan Paleozoic continent are widespread. Rocks are exposed in the Denisov tectonic zone. The Magnitogorsk simatic Island Arc originated in the Ural Ocean, near the Baltic

Для цитирования: Буртман В.С., Дворова А.В., Самыгин С.Г. (2020) Палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океане. *Литосфера*, 20(6), 842–850. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-842-850

For citation: Burtman V.S., Dvorova A.V., Samygin S.G. (2020) Latitudes of the Eastern Ural microcontinent and Magnitogorsk island arc in the Paleozoic Ural Ocean. *Litosfera*, 20(6), 842–850. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-842-850

continent, in the early Devonian, developing from the Emsian to the Famennian. A collision between the Magnitogorsk arc and the Baltic continent occurred in the Famennian century. In the pre-Carboniferous age, the Eastern Ural microcontinent was located in the Ural Ocean. In the Tournaisian period, the Eastern Ural microcontinent accreted with the Baltic continent. The Kazakhstan continental massif was located on the other side of the Ural Ocean. The volcanic belt above the subduction zone was active on the edge of the Kazakhstan continent in the Early–Middle Devonian and in the Early Carboniferous. A subduction under the Baltic and Kazakhstan continents consumed most of the crust of the Ural Ocean by the middle of the Bashkir century. As a result, the Baltic continent (together with the Eastern Ural microcontinent) came into contact with the Kazakhstan continent. The formation of folded orogen began in the Moscow century following the collision of sialic terrains. *Materials and methods.* The research was based on the relevant data obtained by several researchers in 2000–2018 on rock paleomagnetism. *Results.* The paleolatitudinal positions of the Eastern Ural microcontinent were determined, comprising $5.3 \pm 7.4^\circ$ in the Middle Ordovician and $8.2 \pm 7.2^\circ$ in the Early–Middle Silurian. The respective paleolatitudinal positions for the Early–Middle Devonian comprised: the Ural margin of the Baltic paleocontinent ($7.7 \pm 3.7^\circ$), the Magnitogorsk island arc ($3.2 \pm 3.1^\circ$) and the Ural margin of the Kazakhstan paleocontinent ($20.6 \pm 3.8^\circ$). *Conclusion.* According to the analysed paleomagnetic data, in the Early–Middle Devonian, the distance between the latitudes of the margins of the Baltic and Kazakhstan continents was not less than 600 km provided they were in the same hemisphere, and more than 2,300 km provided they were in different hemispheres. The convergence of the terrains was associated with the subduction of the Ural Ocean crust before its closure, which occurred in the Tournaisian century.

Keywords: paleomagnetism, South Urals, microcontinent, island arc, paleotectonic reconstruction

Funding information

The studies were carried out according to the plan of the GIN RAS, theme No. 0135-2019-0055

ВВЕДЕНИЕ

Породы палеозойского Восточно-Уральского (Мугоджарского) микроконтинента и Магнитогорской островной дуги занимают значительную часть территории Южного Урала и часть Среднего Урала. На этой территории распространены палеозойские породы, имеющие разное происхождение (рис. 1). Западный Урал сложен породами окраины древнего Балтийского (Восточно-Европейского) палеоконтинента и шарьированных на него океанических пород. В Восточном Урале и Зауралье распространены породы коллизионно-аккреционных комплексов окраины Уральского океана, океанической коры, симатических островных дуг и Восточно-Уральского микроконтинента. В Денисовской тектонической зоне обнажены породы океанической коры Уральского океана и Казахстанского палеозойского континента (Нечухин, Волчек, 2015).

В статье по палеомагнитным данным определено палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента в ордовике и силуре, Магнитогорской океанической островной дуги – в девоне. Обсуждены соотношения между определенными палеоширотами, представления о геодинамике Южного Урала в палеозое и положение Восточно-Уральского и Магнитогорского террейнов на палеотектонических реконструкциях.

ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО УРАЛА

Палеозойские тектонические события, на территории Южного Урала, происходили у окраины Балтийского континента и в Уральском океане. Уральским океаном называют океаническое пространство, которое до карбона разделяло древний Бал-

тийский континент и относительно молодой композитный Казахстанский континент. Многие исследователи считают, что Уральский океан возник в ордовике в процессе раскола Евросибирского континента (Перфильев, 1979; Хаин, 2001; Смирнов и др., 2006; Пучков, 2010). Согласно другой точке зрения (Самыгин, Руженцев, 2003; Руженцев, Самыгин, 2004; Самыгин, Буртман, 2009), территория Уральского океана с неопротерозоя до карбона была частью мирового океана.

В тремадоке на окраине Балтийского континента был сформирован рифтогенный океанический Сакмарский бассейн (рис. 2, 3). От Уральского палеоокеана он был отделен поднятием, сложенным породами аккреционных комплексов и имеющим сиалический фундамент. К среднему ордовика это поднятие эволюционировало в Губерлинскую надсубдукционную вулканическую дугу. Зона субдукции была на ее океанической стороне. В раннем девоне в Сакмарском глубоководном бассейне начинаются процессы тектонического скучивания, появляются внутрибассейновые поднятия и продукты их разрушения в виде микстит-олистоостровных горизонтов и толщ. В позднем девоне Сакмарский бассейн был закрыт.

В раннем девоне в океане, вероятно недалеко от Губерлинской дуги, возникла зона субдукции с падением в сторону открытого океана. С ней связано формирование Магнитогорской симатической островной дуги (или системы дуг), которая развивалась в течение 45 млн лет – от эмса по фамен. Фронт надсубдукционного вулканизма смещался в этой дуге в направлении погружения зоны субдукции, магматические серии эволюционировали от толеитовой (с бонинитами) к известково-щелочной и затем к щелочной и субщелочной. Определения возраста островодужных интрузивных по-

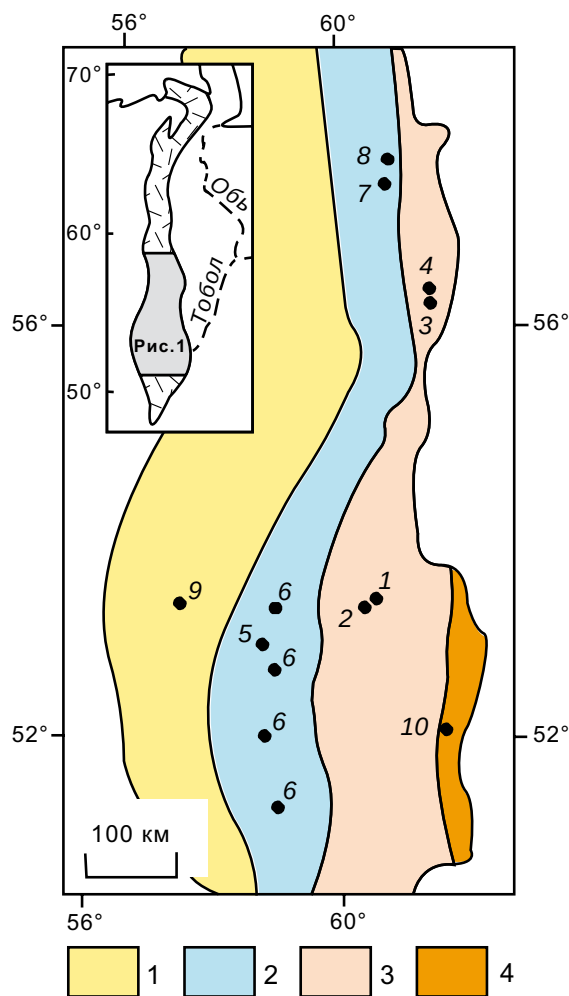


Рис. 1. Положение участков палеомагнитных исследований.

1 – Западный Урал, сложенный породами Балтийского палеоконтинента и шарьированных на него океанических пород; 2 – Магнитогорская тектоническая зона, породы палеозойских симатических островных дуг; 3 – Восточно-Уральский палеозойский микроконтинент; 4 – Денисовская тектоническая зона, сложенная породами Казахстанского палеоконтинента. Границы между тектоническими зонами – тектонические.

1–10 – участки палеомагнитных исследований: 1 – Тогузак, 2 – Варна, 3 – Багаряк, 4 – Полднево, 5 – Сибай, 6 – Магнитогорск, 7 – Ошчепково, 8 – Коптелово, 9 – Кага, 10 – Тобол.

Fig. 1. The position of areas of paleomagnetic research.

1 – the Western Urals, composed of rocks of the Baltic continent and oceanic rocks overthrust on it; 2 – Magnitogorsk tectonic zone, the rocks of Paleozoic simatic island arcs are distributed; 3 – East Ural Paleozoic microcontinent zone; 4 – Denisovskaya tectonic zone composed of rocks of the Kazakhstan continent. The boundaries between tectonic zones are tectonic.

1–10 – areas of paleomagnetic studies: 1 – Toguzak, 2 – Varna, 3 – Bagaryak, 4 – Poldnevoe, 5 – Sibai, 6 – Magnitogorsk, 7 – Oshchepkovo, 8 – Koptelovo, 9 – Kaga, 10 – Tobol.

род (по цирконам) находятся в интервале 352–393 млн лет (Ферштатер и др., 2007). Появление Магнитогорской дуги отделило от океанической акватории Присакмаро-Вознесенский бассейн. Спрединг океанической коры в этом бассейне закончился к среднему девону. В фаменском веке происходит последовательная коллизия Балтийского континента с Губерлинской и затем с Магнитогорской дугами, закрываются Сакмарский и Присакмаро-Вознесенский бассейны. Это привело к формированию покровно-складчатого сооружения, нарастившего уральский край Балтийского континента.

В докаменноугольное время в Уральском океане находился Восточно-Уральский микроконтинент, который имеет неопротерозойский фундамент (Нечухин и др., 2000; Пучков, 2010). В раннем и среднем палеозое на этом микроконтиненте отлагались терригенные, карбонатные и кремнистые породы, в ордовике извергались базальты. В турнейское время произошла аккреция Восточно-Уральского микроконтинента с Балтийским континентом. У новой внешней границы Балтики возникла зона субдукции и на новой окраине континента – пояс надсубдукционного магматизма. Интрузивные породы этого пояса, комагматичные вулканитам, имеют Rb-Sr и U-Pb возрасты в пределах визейского века (Тевелев и др., 2006; Ферштатер и др., 2007).

По другую сторону Уральского океана в позднем ордовике произошло объединение сиалических террейнов (Кокчетау-Иссыккульского, Сырдарьинского и Актау-Джунгарского) и создан Казахстанский континент. В раннем–среднем девоне на уральском краю Казахстанского континента был активен вулканический пояс, в пределах которого роль формаций с более щелочными и калиевыми породами возрастала в направлении внутрь Казахстанского континента (Курчавов, 2004). В позднем девоне субдукция под этот континент временно прекратилась и возобновилась в раннем карбоне над более крутой зоной субдукции. Валерьяновский вулканический пояс над этой зоной субдукции был активен с раннего визе по ранний башкирский.

В раннем карбоне началось сближение Балтики (вместе с Восточно-Уральским микроконтинентом) и Казахстанского континента. К середине башкирского века двусторонняя субдукция под континенты поглотила большую часть коры Уральского палеоокеана и эти континенты пришли в непосредственное соприкосновение. Около океанической сутуры находился пояс макромеланжа и смятия, в который были включены сланцы, содержащие глаукофан (Косарев и др., 2001), – свидетели высокого давления в процессе коллизии. В результате коллизии сиалических террейнов в московском веке на окраине Балтийского материка на территории будущего Урала началось формирование покровно-складчатого оротена.

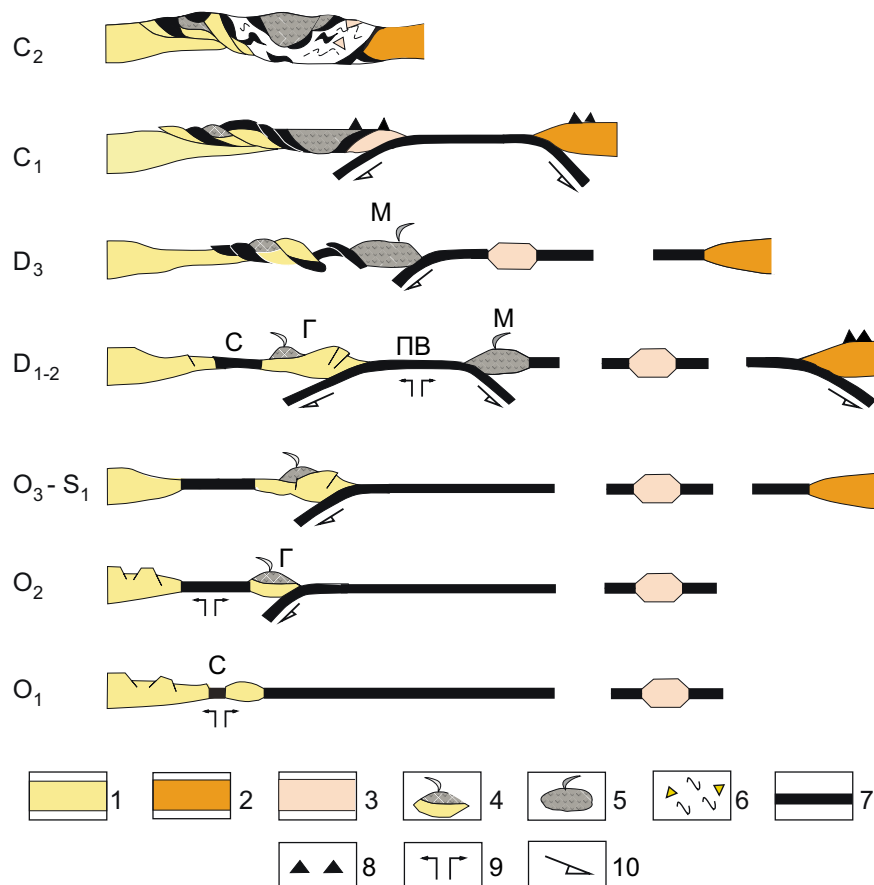


Рис. 2. Геодинамические профили для Южного Урала.

1–3 – сиалическая земная кора: 1 – Балтийского палеоконтинента, 2 – Казахстанского палеоконтинента, 3 – Восточно-Уральского микроконтинента; 4, 5 – вулканические островные дуги: 4 – сиалические, 5 – симатические; 6 – позднепалеозойский коллизионный мегамикстит; 7 – океаническая кора; 8–10 – активность процессов: 8 – вулканизм в окраинно-континентальном магматическом поясе, 9 – спрединг океанической коры, 10 – субдукция. Г – Губерлинская дуга, М – Магнитогорская дуга, ПВ – Присакмаро-Вознесенский бассейн, С – Сакмарский бассейн.

Fig. 2. Geodynamic profiles for the Southern Urals.

1–3 – sialic crust: 1 – the Baltic continent, 2 – the Kazakhstan continent, 3 – the East-Ural microcontinent; 4, 5 – volcanic island arcs: 4 – sialic, 5 – somatic; 6 – Late Paleozoic collisional mixites; 7 – oceanic crust; 8–10 – activity of processes: 8 – volcanism in the marginal continental magmatic belt, 9 – spreading of the oceanic crust, 10 – subduction. Г – Guberly Arc, М – Magnitogorsk Arc, ПВ – Priskmara-Voznesensk Basin, С – Sakmara Basin.

ПАЛЕОШИРОТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Определения палеошироты основаны на результатах изучения палеомагнетизма пород, в результате которого была выделена высокотемпературная до складчатая компонента намагниченности. Это первичная компонента, которая возникает в магматических породах во время их остывания, в осадочных породах – в процессе седиментации. Изучение первичной палеомагнитной компоненты позволяет определить палеоширотное положение территории, на которой происходил процесс магматизма или накопление осадка. В таблице приведены результаты исследования ордовикских и силурийских пород Восточно-Уральского микроконтинента.

та, девонских пород Магнитогорской островной дуги и ближних окраин Балтийского и Казахстанского палеоконтинентов, которые отвечают современным требованиям к результатам палеомагнитных исследований. Эти данные были получены в 2000–2018 гг. несколькими группами исследователей.

Восточно-Уральский микроконтинент

Породы микроконтинента распространены на территории, которая простирается вдоль Урала на 1300 км при ширине до 150 км. Палеомагнетизм пород микроконтинента изучен на четырех участках. На Южном Урале на участке Тогузак (см. рис. 1,

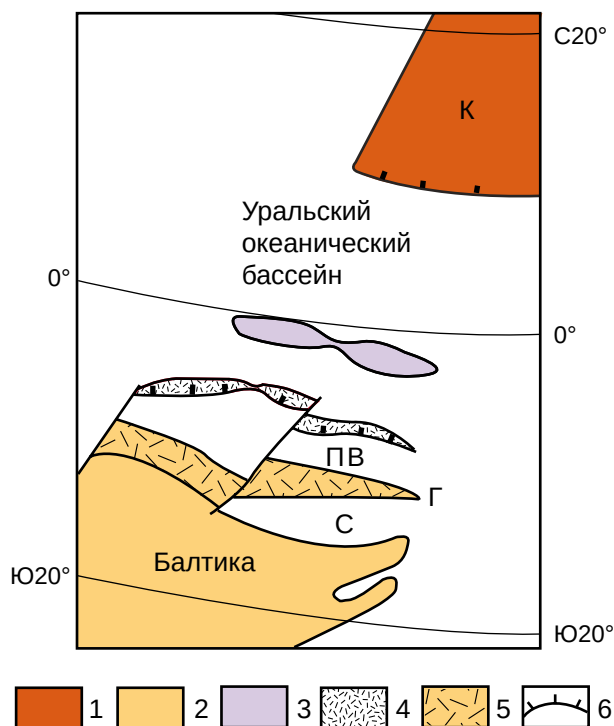


Рис. 3. Вариант положения Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океаническом бассейне в среднедевонское время (390–380 млн лет) – фрагмент палеотектонической реконструкции (Самыгин и др., 2015).

1–3 – сиалическая кора: 1 – Казахстанский палеоконтинент (К), 2 – Балтийский палеоконтинент, 3 – Восточно-Уральский микроконтинент; 4 – Магнитогорская вулканическая островная дуга; 5 – зона аккреции. Г – Губерлинская дуга, ПВ – Присакмаро-Вознесенский бассейн, С – Сакмарский бассейн.

Fig. 3. The variant of the position of the East Ural microcontinent and the Magnitogorsk arc in the Ural ocean basin in the Middle Devonian time (390–380 Ma). It is a fragment of the paleotectonic reconstruction (Samygin et al., 2015).

1–3 – sialic crust: 1 – Kazakhstan continent (K), 2 – Baltic continent, 3 – East Ural microcontinent; 4 – Magnitogorsk volcanic island arc; 5 – accretion zone. Г – Guberlin arc), BV – East Ural microcontinent, ПВ – Prisakmara-Voznesensk Basin, С – Sakmara Basin.

уч. 1) изучен палеомагнетизм алевролитов и песчаников (Буртман и др., 2000) из толщи, содержащей брахиоподы, трилобиты, и гастроподы среднеордовикского возраста (Анцигин, 1985). По полученным данным, в среднем ордовике средняя часть Восточно-Уральского микроконтинента находилась в интервале широт 0–13° (табл. 1).

Палеомагнетизм силурийских пород изучен на трех участках. На Южном Урале на участке Варна (см. рис. 1, уч. 2) изучен палеомагнетизм песчаников из толщи углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов и аргилли-

тов (Буртман и др., 2000), содержащих граптолиты позднего лландовери и конодонты раннего венлока (Пучков, 2000; Тевелев, Кошелева, 2002). На Среднем Урале на участке Багаряк (см. рис. 1, уч. 3) изучен палеомагнетизм туфопесчаников (Буртман и др., 2000), туфоалевролитов и аргиллитов, содержащих граптолиты позднего лландовери (Шурыгина, Милицина, 1996). Вблизи от него, на участке Полднево (см. рис. 1, уч. 4), изучен палеомагнетизм базальтов, андезитобазальтов, туфов и алевролитов из толщи, содержащей граптолиты позднего лландовери – раннего венлока (Свяжина и др., 2008). По палеомагнитным данным, полученным на участках 2–4, средняя палеоширота Восточно-Уральского микроконтинента в лландовери–венлоке находилась в интервале 1–15° (см. табл. 1).

Магнитогорская островная дуга

На Южном Урале на участке Сибай (см. рис. 1, уч. 5) изучен палеомагнетизм алевритовых и пелитовых силицилитов бугулугырского горизонта (Буртман и др., 2003), которые содержат конодонты позднего эйфеля (Маслов и др., 1984). Силицилиты лежат на толетовых базальтах и перекрыты кластическими туффитами улутауской свиты, содержащими ископаемую фауну позднего эйфеля и живетского яруса. В работе (Голованова и др., 2018) опубликованы результаты изучения палеомагнетизма пород нижнего и среднего девона, отобранных на нескольких участках Магнитогорской дуги (см. рис. 1, уч. 6, Маг – в табл. 1). На Среднем Урале на участках Ощепково и Коптелово (см. рис. 1, уч. 7, 8) изучены туфопесчаники из терригенно-вулканогенной толщи, содержащей конодонты позднего эмсса – раннего эйфеля (Свяжина и др., 2008). Средняя палеоширота Магнитогорской островной дуги в раннем–среднем девоне, по палеомагнитным данным, была в интервале 0–6° (см. табл. 1).

Окраины палеоконтинентов

На южно-уральской окраине Балтийского палеозойского континента на участке Кага (см. рис. 1, уч. 9) изучен (Буртман и др., 2000) палеомагнетизм кварцевых песчаников ваяншинской свиты, имеющей эмсский возраст (Чувазов, Шуйский, 2003). По палеомагнитным данным, участок Кага находился в эмссе в интервале палеоширот $7.7 \pm 3.7^\circ$ (см. табл. 1). Палеоширота южно-уральского края Балтийского континента, вычисленная относительно палеомагнитного полюса Балтики, определенного в работе (Torsvik et al., 2012) для времени 400 млн лет (эмсс), находится в интервале $1.1 \pm 4.1^\circ$. Области доверия этих определений, полученных разными методами, частично перекрывают друг друга.

Таблица 1. Данные о высокотемпературной доскладчатой компоненте намагниченности палеозойских пород Южного и Среднего Урала

Table 1. Data on the high-temperature pre-folding component of the magnetization of the Paleozoic rocks of the Southern and Middle Urals

№ уч.	Название уч.	A	N(S)	I°	α95	φ ± Δφ°	K	T	Литература
<i>Восточно-Уральский микроконтинент</i>									
1	Тогузак	O ₂	10	10.5	13.8	5.3 ± 7.4	13.3/3.6	F+	(Буртман и др., 2003)
2	Варна	S ₁₋₂	26	17.8	8.0	9.1 ± 4.5	12.5/9.6	F+ R+	Там же
3	Багаряк	S ₁	40	23.4	5.8	12.2 ± 3.4	16.0/8.7	F+	Там же
4	Полднево	S ₁₋₂	22	7.0	6.8	3.5 ± 3.5	23.2/17.6	F+	(Свяжина и др., 2008)
O ₂ – палеоширота уч. 1 (5.3 ± 7.4°)									
S ₁₋₂ – средняя палеоширота, по данным с уч. 2–4 (8.2 ± 7.2°)									
<i>Магнитогорская островная дуга</i>									
5	Сибай	D ₂	43	10.0	6.7	5.0 ± 3.4	10.2/6.5	F+ R+	(Буртман и др., 2000)
6	Маг	D ₂	(27)	0.3	6.5	0.2 ± 5.7	19.4/10.2	F+ R+	(Голованова и др., 2018)
7	Ощепково	D ₁₋₂	32	3.4	15.3	1.7 ± 7.9	5.2/1.8	F+	(Свяжина и др., 2008)
8	Коптелово	D ₁₋₂	14	11.8	19.4	6.0 ± 10.8	11.8/3.2	F+	Там же
D ₁₋₂ – средняя палеоширота, по данным с уч. 5–8 (3.2 ± 3.1°)									
<i>Уральская окраина Балтийского палеоконтинента</i>									
9	Кага	D ₁	47	15	6.9	7.7 ± 3.7	10.2/5.4	F+ R+	(Буртман и др., 2000)
<i>Уральская окраина Казахстанского палеоконтинента</i>									
10	Тобол	D ₂	31	37	4.8	20.6 ± 3.8	27.9/12.7	F+	Там же

Примечание. A – возраст палеомагнитной компоненты, N(S) – количество образцов (сайтов), данные по которым вошли в статистику, I° – палеомагнитное наклонение, α95 – радиус овала доверия определения наклонения в стратиграфической системе координат, φ ± Δφ° – палеоширота и радиус интервала доверия определения, K – кучности палеомагнитных векторов в стратиграфической/географической системах координат, T – положительные тесты (F+ – тест складки, R+ – тест обращения).

Note. A – age of the paleomagnetic component, N(S) – number of samples (sites) for which data are included in the statistics, I° – paleomagnetic inclination, α95 – radius of the oval of confidence of the paleomagnetic inclination, φ ± Δφ° – paleo-latitude and radius of the confidence interval, K – concentration of paleomagnetic vectors in the stratigraphic/geographical coordinate systems, T – positive tests (F+ – fold test, R+ – reversal test).

На западной окраине Казахстанского палеоконтинента на участке Тобол (см. рис. 1, уч. 10) в зауральской Денисовской тектонической зоне изучены песчаники, алевролиты и аргиллиты, которые чередуются с грубыми кластитами (Буртман и др., 2000). В этой толще найдены брахиоподы, трилобиты, кораллы эйфельского яруса (Литвин, Мамеев, 1961). Участок Тобол находился в среднем девоне в интервале широт $20.6 \pm 3.8^\circ$ (см. табл. 1). Этот результат близок определениям девонской палеошироты по палеомагнитным данным, полученным на других участках Казахстанского палеоконтинента (Буртман, Дворова, 2018).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ результатов палеомагнитных исследований, проведенных несколькими коллективами исследователей, позволил определить палеоширотные положения Восточно-Уральского микроконтинента в среднем ордовике ($5.3 \pm 7.4^\circ$) и в раннем-среднем силуре ($8.2 \pm 7.2^\circ$) и палеоширотное положение Магнитогорской островной дуги в раннем-среднем девоне ($3.2 \pm 3.1^\circ$). Были определены также палеоширотные положения в раннем-среднем девоне южно-уральской окраины

Балтийского континента ($7.7 \pm 3.7^\circ$) и зауральской окраины Казахстанского континента ($20.6 \pm 3.8^\circ$). В раннем-среднем девоне и раннем-среднем силуре десятки раз происходила смена знака полярности палеомагнитного полюса (Молостовский и др., 2007). Это не позволяет определять по палеомагнитным данным, в каком полушарии находились изученные объекты.

Среднеордовикское палеоширотное положение южно-уральской окраины Балтийского континента, вычисленное относительно положения магнитного полюса 460 млн лет назад (Torsvik et al., 2012), находится в интервале $41.1 \pm 3.6^\circ$. Ранне-среднеордовикская палеоширота $8.5 \pm 1^\circ$ определена палеомагнитными исследованиями для средней части Кокчетау-Иссыккульского террейна Казахстана (Буртман, Дворова, 2019). Сравнение приведенных палеомагнитных данных показывает, что в среднем ордовике расстояние между палеоширотами Восточно-Уральского и Казахстанского сиалических террейнов было небольшим, а расстояние между палеоширотами Восточно-Уральского микроконтинента и изученного участка Балтийского континента – более 3000 км.

Интервалы доверенности определений ранне-среднедевонских палеоширот Магнитогорской

островной дуги и окраины Балтики частично перекрывают друг друга. Возможны два варианта оценки расстояния между палеоширотами этих террейнов. Если террейны были в девоне в разных полушариях, это расстояние исчислялось многими сотнями километров, если в одном полушарии, то их палеошироты были близкими. Описанная выше палеогеодинамика Южного Урала соответствует второму варианту интерпретации результатов палеомагнитных исследований девонских пород (см. рис. 3).

По палеомагнитным данным, в раннем–среднем девоне расстояние между палеоширотами окраин Балтийского и Казахстанского континентов было не менее 600 км, если они находились в одном полушарии, и более 2300 км – если в разных полушариях. Сближение террейнов было обусловлено субдукцией коры Уральского океана, происходившей до его закрытия в турнейском веке.

Восточно-Уральский микроконтинент и Магнитогорская островная дуга показаны на большинстве региональных палинспастических реконструкций, охватывающих террейны будущей Евразии. На реконструкции для позднего ордовика–раннего силура в работах (Куренков и др., 2005; Свяжина, Петров, 2011) положение Восточно-Уральского микроконтинента соответствует данным о позднеордовикской палеошироте микроконтинента. На реконструкции (Самыгин и др., 2015), составленной для среднего–позднего ордовика, Восточно-Уральский микроконтинент находится в интервале 24–30°, в работе (Атлас, 2002), – в интервале 19–23°. Положение микроконтинента на этих реконструкциях удалено на 20° и 15° от палеоширотного интервала, определенного для этого микроконтинента при палеомагнитных исследованиях.

Положение Магнитогорской океанической островной дуги на девонских реконструкциях в работах (Пучков, 2000; Filippova et al., 2001; Куренков и др., 2005; Windley et al., 2007; Свяжина, Петров, 2011; Самыгин и др., 2015) соответствует палеомагнитным данным о ее палеошироте. На реконструкции в работе (Атлас..., 2002) положение этой островной дуги на 10° удалено от палеоширотного интервала, определенного при палеомагнитных исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии (2002). Алматы: ЦГО, 72 с.
- Анцигин Н.Я. (1985) К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала. *Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала*. М.: Геолфонд РСФСР, 68–86.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. (2003) Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным. *Геотектоника*, (5), 11–26.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. (2000) Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным). *Геотектоника*, (5), 61–70.
- Буртман В.С., Дворова А.В. (2018) Казахстанский и Таримский микроконтиненты на девонских палеотектонических реконструкциях. *Литосфера*, **18**(2), 314–321. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-314-321
- Буртман В.С., Дворова А.В. (2019) Кокчетай-Иссык-кульский террейн Казахстанского палеоконтинента и его палеоширотное положение в ордовике. *Литосфера*, **19**(4), 519–532. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-519-532
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю. (2018) Палеомагнитные исследования в девонских и каменноугольных породах Южного Урала: независимый тест представлений о коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия. *Докл. АН*, **482**(1), 64–67.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н. (2001) Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Восточный домен). *Глубинное строение и геодинамика Южного Урала*. Тверь: ГЕРС, 165–171.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А., Лубнина Н.В. (2005) Геодинамические условия формирования палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского пояса. *Очерки по региональной тектонике*. Т. 2. М.: Наука, 201–247.
- Курчаков А.М. (2004) Формационные ряды орогенных вулканических поясов и их значение для палеореконовструкций. *Геология и геофизика*, **45**(12), 1418–1426.
- Литвин П.А., Мамаев Н.Ф. (1961) Объяснительная записка к геологической карте СССР, лист N-41-XXXIII. М.: Госгеолтехиздат, 70 с.
- Маслов В.П., Артющкова О.В., Барышев В.Н. (1984) Стратиграфия рудомещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: ИГ БФАН СССР, 100 с.
- Молостовский Э.Ф., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. (2007) Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения. *Физика Земли*, (10), 15–23.
- Нечехин В.М., Волчек Е.Н. (2015) Тектоно-геодинамическое районирование Урало-Тиманского палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, (6), 5–25.
- Нечехин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. (2000) Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизонных структурах Урала. *Докл. АН*, **370**(5), 655–657.
- Перфильев А.С. (1979) Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 188 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн-Полиграф-Сервис, 280 с.
- Руженцев С.В., Самыгин Г.С. (2004) Структура и геологическое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала. *Геотектоника*, (4), 20–44.
- Самыгин С.Г., Буртман В.С. (2009) Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем. *Геотектоника*, (2), 57–77.
- Самыгин Г.С., Руженцев С.В. (2003) Уральский палео-

- океан: модель унаследованного развития. *Докл. АН*, **392** (2), 226-229.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозе и раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, (3), 66-92.
- Свяжина И.А., Петров Г.А. (2011) Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского континента. *Литосфера*, (6), 3-13.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. (2008) Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны. *Литосфера*, (4), 22-34.
- Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И., Иванов К.С., Медведева Т.Ю., Фадеичева И.Ф. (2006) О времени раскрытия Уральского палеоокеана. *Геология и геофизика*, **47**(6), 755-761.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала. М.: Изд. МГУ, 120 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Вострцова Е.С., Густова А.С. (2006) Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: Изд. МГУ, 300 с.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородин Н.С. (2007) Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов). *Геотектоника*, (6), 52-77.
- Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 606 с.
- Чувашов Б.И., Шуйский В.П. (2003) Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение). *Литосфера*, (2), 3-27.
- Шурыгина М.В., Милицына В.С. (1996) Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк в районе г. Каменск-Уральский на востоке Среднего Урала. *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала*, **1**. Екатеринбург: УрО РАН, 25-37.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenro (2001) Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. *Russ. J. Earth Sci.*, **3**(6), 1-36.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M. (2012) Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth Sci. Rev.*, **114**, 325-368.
- Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 31-47.
- Antsygin N.Ya. (1985) To the Ordovician stratigraphy on the eastern slope of the Urals. *Problemy geologii dokembriya i nizhnego paleozoya Urala* [Problems of Precambrian and the Lower Paleozoic geology of the of the Urals]. Moscow, Geolfond of the RSFSR Publ., 68-86. (In Russian)
- Burtman V.S., Dvorova A.V. (2018) Kazakhstan and Tarim microcontinents on the Devonian paleotectonic reconstructions. *Litosfera*, **18**(2), 314-321. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-314-321 (In Russian)
- Burtman V.S., Dvorova A.V. (2019) Kokchetau-Issykkul terrain of the Kazakhstan Paleozoic continent and the Ordovician latitude of the continent. *Litosfera*, **19**(4), 519-532. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-519-532. (In Russian)
- Burtman V.S., Gurary G.Z., Dvorova A.V. (2003) Position of microcontinents in the Northern Tien Shan and the Eastern Urals in the Ordovician and Silurian from paleomagnetic data. *Geotectonics*, **37**(5) 352-367.
- Burtman V.S., Gurarii G.Z., Dvorova A.V., Kuznetsov N.B., Shipunov S.V. (2000) The Uralian Paleoocean in the Devonian (as inferred from paleomagnetic data). *Geotectonics*, **34**(5), 397-406.
- Chuvashov B.I., Shuiskii V.P. (2003) Early Devonian biota of carbonate platforms of the east of the Russian Platform, the Ural Mobile Belt and Western Siberia (stratigraphic, biogeographic and paleotectonic significance). *Litosfera*, (2), 3-27. (In Russian)
- Fershtater G. B., Krasnobaev A. A., Bea F., Montero P., Borodina N.S. (2007) Geodynamic settings and history of Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals (based on the results of zircon dating)). *Geotektonika*, (6), 52-77. (In Russian)
- Filippova I.B., Bush V.A. (2001) Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. *Russ. J. Earth Sci.*, **3**(6), 1-36.
- Golovanova I.V., Danukalov K.N., Puchkov V.N., Kosarev A.M., Sal'manova R.Yu. (2018) Paleomagnetic studies in the Devonian and Carboniferous rocks of the Southern Urals: an independent test of the concept of a collision between the Magnitogorsk island arc and the passive edge of the Laurussia continent. *Dokl. Akad. Nauk*, **482**(1), 64-67. (In Russian)
- Khain V.E. (2001) *Tektonika kontinentov i okeanov* [Tectonics of continents and oceans]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 606 p. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Svetlakova A.N. (2001) Geological interpretation of the seismic profile of Uralseys (East domain). *Glubinnoe stroenie i geodinamika Yuzhnogo Urala (proekt Uralseys)* [The deep structure and geodynamics of the Southern Urals (Uralseys project)]. Tver, GERS Publ., 165-171. (In Russian)
- Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A., Lubnina N.V. (2005) Geodynamic conditions for the formation of paleo-spreading complexes of the Ural-Mongolian belt. *Ocherki po regional'noi tektonike. T. 2* [Essays on regional tectonics, V. 2]. Moscow, Nauka Publ., 201-247. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (2004) Formation series of orogenic volcanic belts and their significance for paleoreconstructions. *Geol. Geofiz.*, **45**(12), 1418-1426. (In Russian)
- Litvin P.A., Mamaev N.F. (1961) *Ob'yasnitel'naya zapiska k geologicheskoi karte SSSR, list N-41-XXXIII* [Explan-

REFERENCES

Atlas litologo-paleogeograficheskikh, strukturnykh, palinspasticheskikh i geokologicheskikh kart Tsentral'noi Evrazii [Atlas of lithological-paleogeographic, structural, palinspastic and geokological maps of Central Eurasia]. (2002) Almaty, TsGO Publ., 72 p.

- atory note to the geological map of the USSR, sheet N-41-XXXIII]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 70 p. (In Russian)
- Maslov V.P., Artyushkova O.V., Baryshev V.N. (1984) *Stratigrafiya rudovmeshchayushchikh devonskikh otlozhenii Sibaiskogo raiona* [Stratigraphy of the Ore Devonian deposits of the Sibay district]. Ufa, IG BFAN SSSR, 100 p. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Volchek E.N. (2015) Tectonic-geodynamic zoning of the Ural-Timan paleoasian segment of Eurasia. *Litosfera*, (6), 5-25. (In Russian)
- Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) Terranes of the ancient continental crust in accretion-collision structures of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **370**(5), 655-657. (In Russian)
- Perfil'ev A.S. (1979) *Formirovanie zemnoi kory Ural'skoi evgeosinklinali* [Formation of the Earth's crust of the Ural eugeosyncline]. Moscow, Nauka Publ., 188 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya* [Geology of the Urals and Cis-Urals (modern stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny data)]. Ufa, Design-PoligraphServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Ruzhentsev S.V., Samygin G.S. (2004) Structure and geological development of the junction area of the East European Platform and the Southern Urals. *Geotektonika*, (4), 20-44. (In Russian)
- Samygin S.G., Burtman V.S. (2009) Tectonics of the Ural Paleozooids in comparison with the Tien Shan. *Geotectonics*, **43**(2), 133-151. DOI: 10.1134/S0016852109020058
- Samygin G.S., Ruzhentsev S.V. (2003) Ural Paleoocean: a model of inherited development. *Dokl. Akad. Nauk*, **392**(2), 226-229. (In Russian)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic development of Kazakhstan and the Tien Shan in the Neoproterozoic and Early-Middle Paleozoic. *Geotektonika*, (3), 66-92. (In Russian)
- Shurygina M.V., Militsyna V.S. (1996) Silurian deposits along the Istok and Bagaryak rivers in the area of Kamensk-Uralsk in the east of the Middle Urals. *Materialy po stratigrafii i paleontologii Urala*, **1** [Materials on stratigraphy and paleontology of the Urals, **1**]. Ekaterinburg, UB RAS, 25-37.
- Smirnov V.N., Borozdina G.N., Desyatnichenko L.I., Ivanov K.C., Medvedeva T.Yu., Fadeicheva I.F. (2006) On the time of disclosure of the Ural paleocean. *Geol. Geofiz.*, **47**(6), 755-761. (In Russian)
- Svyazhina I.A., Petrov G.A. (2011) Migration of terranes of the Ural mobile belt and Paleozoic accretion events on the Ural margin of the East European continent. *Litosfera*, (6), 3-13. (In Russian)
- Svyazhina I.A., Petrov G.A., Slobodchikov E.A. (2008) Paleomagnetism, tectonics and geodynamics of the Paleozoic of the Middle Ural fragment of the East Ural megazone. *Litosfera*, (4), 22-34. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A. (2002) *Geologicheskoe stroenie i istoriya razvitiya Yuzhnogo Urala* [Geological structure and history of the development of the Southern Urals]. Moscow, MGU Publishing House, 120 p. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Popov V.S., Kuznetsov I.E., Osipova T.A., Pravikova N.V., Vostretsova E.S., Gustova A.S. (2006) *Paleozoidy zony sochleneniya Vostochnogo Urala i Zaural'ya* [Paleozooids of the junction zone of the Eastern Urals and Trans-Urals]. Moscow, MGU Publishing House, 300 p. (In Russian)
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M. (2012) Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth Sci. Rev.*, **114**, 325-368.
- Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 31-47.

УДК 551:553.98(571.121)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-851-862

О плотности теплового потока, структуре мантии и нефтегазоносности полуострова Ямал (Арктика)

К. С. Иванов, Н. П. Костров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: ivanovks55@ya.ru, kostrov65@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.06.2020 г., принята к печати 20.07.20 г.

Объект исследований. П-ов Ямал представляет интерес в связи с тем, что концентрация месторождений углеводородов на единицу площади здесь более чем в 100 раз превышает “среднемировую”, что подтверждают запасы уже открытых крупнейших нефтегазовых месторождений. В то же время изученность глубинных горизонтов земной коры и мантии в пределах Ямала и смежных площадей по сравнению с более южными районами явно недостаточна. **Методы.** В работе использовался метод сейсмической томографии, позволяющий выделять аномалии скоростей сейсмических волн напрямую связанных с плотностью теплового потока и геодинамической активностью недр. **Выводы.** По-видимому, Западно-Ямальская положительная тепловая аномалия маркирует область повышенной геодинамической активности, пронизываемую для глубинных флюидно-газовых потоков. Расположение Ямала на приподнятом восточном плече этой аномальной области и обусловило высокую нефтегазоносность этого полуострова. Интерес для поисков могут представлять и другие районы, прилегающие к этой тепловой аномалии.

Ключевые слова: месторождения нефти и газа, Ямал, плотность теплового потока, глубинное строение, триасовые рифты

Источник финансирования

Исследования проводятся в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6 “Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа”, при поддержке проекта РФФИ № 18-05-70016 “Геологическое строение и эволюция кристаллического фундамента и рифтового комплекса полуострова Ямал и сопредельных территорий Арктической части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна”

Heat flux density, mantle structure and oil and gas potential of the Yamal Peninsula (Arctic)

Kirill S. Ivanov, Nikolai P. Kostrov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg
620016, Russia, e-mails: ivanovks55@ya.ru, kostrov65@yandex.ru

Received 04.06.2020, accepted 20.07.2020

Research subject. The Yamal Peninsula is of interest due to the fact that the concentration of hydrocarbon deposits per unit area is more than 100 times higher than the “world average”, which is confirmed by the reserves of the largest oil and gas fields already discovered. At the same time, the knowledge of the deep horizons of the earth’s crust and mantle within the Yamal and adjacent areas is clearly insufficient in comparison with more southern regions. **Methods.** In this work, the method of seismic tomography was used, which makes it possible to identify anomalies in the velocities of seismic waves directly related to the heat flow density and geodynamic activity of the subsurface. **Conclusions.** Apparently, the Western Yamal positive thermal anomaly indicates a region of a high geodynamic activity permeable for deep fluid-gas streams. The location of Yamal on a slightly raised shoulder of this anomalous region has determined the high oil and gas potential of this peninsula. Other regions situated in the vicinity of the discovered thermal anomaly may present significant research interest.

Keywords: oil and gas deposits, Yamal, heat flux density, deep structure, Triassic rifts

Для цитирования: Иванов К.С., Костров Н.П. (2020) О плотности теплового потока, структуре мантии и нефтегазоносности полуострова Ямал (Арктика). *Литосфера*, 20(6), 851–862. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-851-862

For citation: Ivanov K.S., Kostrov N.P. (2020) Heat flux density, mantle structure and oil and gas potential of the Yamal Peninsula (Arctic). *Litosfera*, 20(6), 851–862. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-851-862

© К.С. Иванов, Н.П. Костров, 2020

Funding information

The research was carried out within the framework of the RFBR project No. 18-05-70016 "Geological structure and evolution of the crystal basement and rift complex of the Yamal Peninsula and adjacent territories". The manuscript was prepared in the framework of the state budget topic of the IGG UB RAS No. AAAA-A18-118052590032-6 "Paleogeodynamics and evolution of structural-material complexes during the formation of the continental-type crust (by the example of the Ural-Mongolian folded belt and the West Siberian platform)"

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewer for their valuable comments that helped us improve this paper.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Ямал, несмотря на свои сравнительно небольшие размеры (122 тыс. км², или 0.71% площади Российской Федерации), является главным газодобывающим регионом России (наряду с севером Западной Сибири). По данным ОАО "Газпром" (www.gazprom.ru/projects/yamal/), здесь к настоящему времени выявлено 32 месторождения углеводородного сырья, а суммарные запасы и ресурсы всех месторождений п-ова Ямал составляют 26.5 трлн м³ газа, 1.6 млрд т газового конденсата и 300 млн т нефти. Даже если не учитывать ресурсы, поскольку их величина может в конечном счете достаточно сильно варьировать, запасы уже открытых здесь крупнейших нефтегазовых месторождений (Бованенковское, Новопортовское, Малыгинское, Ростовцевское, Северо-Круzenshternское, Харасавэйское, Тамбейские и др.) (Скоробогатов и др., 2003; Кислухин, 2012; и др.) доказывают, что концентрация месторождений углеводородов (УВ) на единицу площади на Ямале более чем в 100 раз превышает "среднемировую". Очевидно, что столь значительное превышение не может быть случайным и, вероятнее всего, причины относятся к области геодинамики. Структура осадочного чехла района Ямала и Карского моря в связи с месторождениями УВ привлекает внимание многих исследователей (Конторович и др., 2017; Жолондз, 2018; и др.), но детальное описание свит, антиклинальных ловушек, по всей видимости, не дает полного понимания причин появления богатых залежей УВ.

Крайняя неравномерность распределения запасов месторождений УВ по поверхности Земли хорошо известна и является одним из главных доводов в пользу представлений о глубинном происхождении нефти. Так, по разным оценкам, около 50% мировых запасов нефти расположено в районе Персидского залива, огромные скопления тяжелых нефтей сосредоточены в Канаде и Венесуэле. Так что Ямал в этом смысле не является единственным исключением. Месторождения нефти, как правило, располагаются в районах с высокой современной геодинамической активностью. А ее наиболее надежной численной мерой является плотность

теплового потока (также сейсмичность, но она характеристика не постоянная, а "событийная"). Однако Ямал расположен на северной оконечности Западно-Сибирской платформы, достаточно далеко от срединно-океанических хребтов Арктики и современных зон тектонической активности, отмеченных цепочкой действующих вулканов. Обзор геологического строения фундамента Ямала и смежных районов Урала приведен в работах (Бочкарев и др., 2010; Пучков, Иванов, 2020; и др.). Исследований теплового потока Ямала и смежных частей Урала крайне мало (Исаев и др., 2017, 2019; Иванов и др., 2019; и др.), в то время как в более южных частях региона они проводились достаточно интенсивно (Kukkonen et al., 1997; Demezhko, Shchapov, 2001; Pollack et al., 2003; Щапов, 2006; Голованова и др., 2008; и др.). Важно отметить и тот факт, что притоки УВ на ямалских месторождениях есть и из пород доюрского фундамента (Скоробогатов и др., 2003; Кислухин, 2012; Писецкий, Иванов, 2019; и др.).

**О СТРУКТУРЕ МАНТИИ РАЙОНА
П-ОВА ЯМАЛ**

Пониманию причины чрезвычайно высокой нефтегазоносности Ямала может способствовать информация о структуре и температурном режиме верхней мантии, полученная в том числе и с помощью сейсмической томографии. Качественно аномалии сейсмических скоростей относительно глобального среднего значения скорости на данной глубине дают представление о температуре литосферы. Отрицательная аномалия соответствует нагретому, а положительная – охлажденному блоку.

Томография формы волны (waveform tomography) по данным широкополосных сейсмических станций дала модель структуры верхней мантии Антарктики в беспрецедентной детальности (Lebedev et al., 2018). В Арктическом регионе такие станции расположены на территории США и Канады по регулярной сети до широты 70°, также по береговым линиям Гудзонова залива, Гренландии, в большом количестве на Аляске, в северной Европе, но практически отсутствуют на севере тер-

ритории РФ: одна станция расположена в районе устья Енисея, а другая в примерно в 1500 км к востоку, в устье Лены (Schaeffer et al., 2016; Lebedev et al., 2018). Для района Ямала и Гыдана и для сравнения Таймыра аномалии вертикально поляризованной скорости S-волны в процентах от средней для каждой глубины обобщены по данным (Lebedev et al., 2018) и приведены в табл. 1.

Как видно, до глубин порядка 100 км районы Ямала–Гыдана и Таймыра существенно различаются по величине аномальных скоростей сейсмических волн. Также следует отметить, что на глубине 150 км отчетливо выделяется среди высокоскоростных аномалий (порядка 6–8%) относительно низкоскоростное “пятно” (1–3%) в районе Ямала и Гыдана (с эпицентром примерно в районе Ямбурга и радиусом около 300 км). Лишь за его пределами (север Ямала, север и юг Гыдана) скорости возрастают до +6% и более. На глубине 260 км аномалия скорости около 2% идет под Таймыром вдоль береговой линии в полосе ≈250 км. На глубине 36 км томографическая модель (Lebedev et al., 2018) указывает на наличие под Ямалом и Гыданом низкоскоростной аномалии, тогда как под Таймыром аномалии скоростей отсутствуют. На глубине 56 км аномалия скорости меняет знак под Ямалом, т.е. мантия становится более холодной и сейсмические скорости увеличиваются. Под Таймыром аномалия на глубине 56 км отсутствует. На глубинах 80 и 110 км аномалия скоростей под Ямалом по большей части составляет 3%, уменьшаясь до 1% к юго-востоку. На северо-западе Ямала и западном шельфе Карского моря аномалия составляет около 6%. На этих глубинах также проявляется упомянутая выше почти изометричная аномалия относительно пониженных скоростей (около +1% на фоне 3–4%) радиусом около 300 км. Только на глубине 150 км контраст выше (+1% на фоне 6%). На глубинах от 150 км и ниже аномалии скоростей становятся характерными для платформ. Данная картина согласуется с различными моделями Арктического региона (Lebedev et al., 2018).

Таблица 1. Аномалии скоростей на разных глубинах, по (Lebedev et al., 2018)

Table 1. Velocity anomalies at different depths, after (Lebedev et al., 2018)

Глубина, км ($v_{\text{ср}}$, км/с)	Аномалии скоростей, % от $v_{\text{ср}}$	
	Ямал и Гыдан	Таймыр
36(4.46)	–4...–2	0
56(4.42)	1–3	0
80(4.38)	3–6	1–4
110(4.38)	3–6	3–6
150(4.39)	1–6	6–8
200(4.45)	0–1	2–3
260(4.62)	0	0–2
330(4.75)	0.5–1.0	0

В тепловой 3D модели Баренцева и Карского моря (Klitzke et al., 2016) приведены карты положения изотерм 100 и 450°C. Следует отметить, что в районе п-ов Ямал и Гыдан и в районе шельфа Южно-Карского моря изотерма 100°C проходит на глубинах 2.5–3.0 км, а под п-овом Таймыр эта изотерма опускается до 5.0–5.5 км с подъемом до 4–5 км на юге. Изотерма 450°C находится на глубине 21–24 км и лишь в локальных областях опускается до глубины 24–27 км (Klitzke et al., 2016). Согласно глобальной тепловой модели континентальной литосферы TC1, изотерма 550°C для района Ямала–Гыдана проходит на глубине около 25 км, а под Таймыром – на глубине от 30 до 40 км (Artemieva, 2006).

Устойчивое решение при пересчете сейсмических скоростей в температуру получено для средней температуры диапазона глубин 80–150 км (Lebedev et al., 2018). Под Ямалом и Гыданом наблюдается температурная аномалия 900–1000°C – под северной частью Ямала примерно до северной широты 70.5° и под западным шельфом Карского моря. Изотермы 1000–1100°C расположены южнее 70° с.ш. Обращает на себя внимание локальная, почти изометричная аномалия 1100–1200°C диаметром около 300 км, расположенная в районе Тазовской губы, с эпицентром в районе 67.5° с.ш. и 75° в.д. Наличие этой аномалии средней температуры на глубинах 80–150 км отличает мантию под Ямалом от мантии под Таймыром. На глубине 100 км аномалии скорости объемных Р-волн отсутствуют под Ямалом, но под Таймыром составляют 0.3–0.6% (Яковлев и др., 2012). Оценки температур, по данным различных авторов, важны, в том числе и для рассуждений о том, возможен ли синтез нефти в осадочных бассейнах региона или нет.

Граница Мохо в районе Ямала, согласно (Klitzke et al., 2015), ступенчато понижается с запада на восток с наименьшей глубиной под океаном (менее 15 км), средней глубиной под шельфовой зоной (до 35 км) и наибольшей глубиной под континентом (до 50 км). Под северной оконечностью Ямала и под о-вом Белый, а также в южной части Карского моря (западном шельфе Ямала) граница Мохо проходит на глубинах от 30 до 35 км (Klitzke et al., 2015); под остальной территорией Ямала граница Мохо проходит на глубине 35–40 км, за исключением района, прилегающего к Байдарацкой губе, где граница Мохо опускается до 40–45 км, что согласуется с результатами Н.И. Павленковой (2011) и О.Л. Кускова с коллегами (2014). Подъем границы Мохо до 35–30 км (на фоне окружающей глубины Мохо 35–40 км) отмечается примерно в той же области, что и “пятно” повышенных аномальных скоростей S-волн (Lebedev et al., 2018) (рис. 1, 2) и повышенной средней температуры на глубинах 80–150 км. Обращает на себя внимание понижение

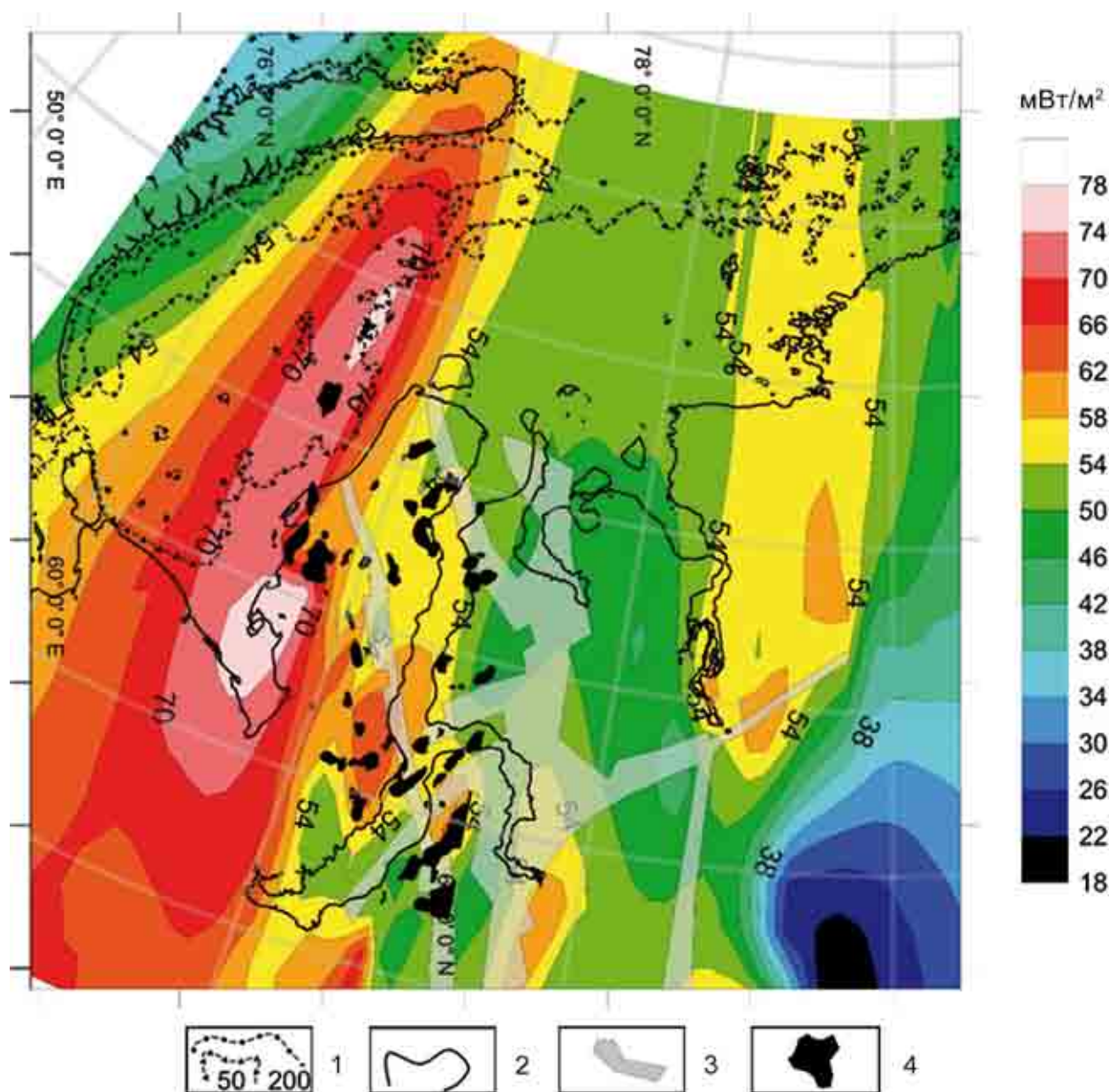


Рис. 1. Плотность теплового потока в районе Ямала.

1 – изобаты 50 и 200 м; 2 – контуры суши, построенные по данным CRUST 1.0; 3 – рифтовая система Западной Сибири, по Л.В. Смирнову с небольшими уточнениями (Иванов и др., 2018); 4 – углеводородные месторождения Ямала, по (Кислухин, 2012). Изолинии плотности теплового потока, мВт/м², построены по данным International Heat Flow Commission.

Fig. 1. Heat flux density in the Yamal region.

1 – isobaths of 50 and 200 m; 2 – land contours constructed according to CRUST 1.0; 3 – rift system of Western Siberia according to L.V. Smirnov with clarifications (Ivanov et al., 2018); 4 – hydrocarbon deposits of Yamal according to (Kislukhin, 2012). Heat flux density contours, mW/m², constructed according to the International Heat Flow Commission.

границы Мохо до 45–50 км в узкой полосе под Полярным Уралом, Пай-Хоем, Новой Землей и Таймыром, которая охватывает район Ямала, Гыдана и Южного Карского моря с запада севера и востока (Klitzke et al., 2015). Согласно интерпретации наблюдений (Павленкова, 2011; Кусков и др., 2014),

структура мантии до глубины 50 км под Таймыром и Пур-Гыданской впадиной существенно различается – под Таймыром мантия более однородная, здесь выявлены всего два слоя с разными сейсмическими скоростями. Под Пур-Гыданской впадиной этих слоев насчитывается 4–5.

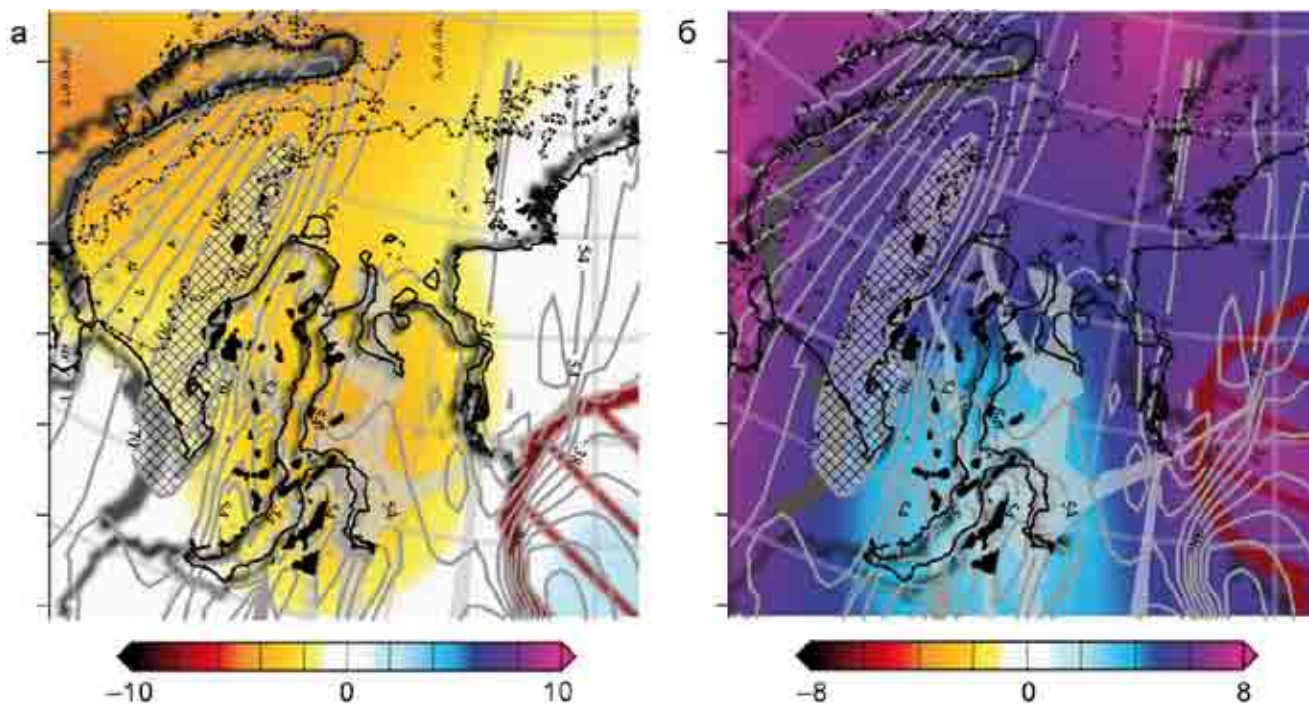


Рис. 2. Наложение слоев модели на глубине 36 (а), 150 (б) км (Lebedev et al., 2018) на карту плотности теплового потока (см. рис. 1).

Fig. 2. Overlaying model layers at a depth of 36 (a) and 150 (б) km (Lebedev et al., 2018) on the heat flux density map (see Fig. 1).

О ПЛОТНОСТИ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА ЯМАЛА

Тепловой поток в районе Ямала и Гыдана характеризуется повышенной плотностью и градиентами по сравнению с районом Таймыра. На рис. 1 вынесены изобаты 0, 50 и 200 м, очерчивающие береговую линию и шельфовую зону, а также месторождения УВ (Кислухин, 2012; и др.) и система рифтов Западной Сибири (Иванов и др., 2018). Южная часть Карского моря, п-ов Ямал и западная часть п-ова Гыдан лежат в области большой аномалии плотности теплового потока с эпицентром вблизи месторождения Русановское, которое расположено к северо-западу от Ямала в районе шельфа. Плотность теплового потока изменяется от максимального 74 до 60 мВт/м² в районе западного побережья Ямала. Продвигаясь к югу по Ямалу, можно видеть ряд локальных аномалий плотности теплового потока. Обращает на себя внимание резкое изменение плотности теплового потока в этом районе по сравнению с Таймыром, который отличаются малые градиенты и более низкие значения в эпицентрах локальных аномалий. Низкая плотность теплового потока с (20 мВт/м² в эпицентре) в юго-восточной части карты (см. рис. 1) наблюдается за пределами Западно-Сибирской плиты. На рис. 1 также видно, что практически все месторождения УВ Ямала расположены на флангах Западно-

Сибирской рифтовой системы и одновременно в градиентных зонах теплового потока.

Любопытно соотнести карту плотности теплового потока с картой скоростных аномалий S-волн в мантии (Lebedev et al., 2018) (см. рис. 2): “пятно” пониженных скоростей, т. е. разогретая часть мантии, проецируется на рифтовую систему Западной Сибири, а на глубине 36 км (см. рис. 2а) – и на Карское море. На глубине 56 км область слабоположительной аномалии скоростей смоделирована под Ямалом, тогда как под Гыданом аномалия отсутствует. На глубине 80 и 110 км “пятно” выделяется низким положительным значением около 1% на фоне более высоких (3–4% и выше) скоростей в окрестностях. Аналогично на глубине 150 км – 1–3% на фоне 6% и более (см. рис. 2б). Аномалия плотности теплового потока более 70 мВт/м² проецируется на область пониженных скоростей (разогретый блок) на глубине 36 км, который, скорее всего, и обуславливает его величину, поскольку ниже, как показывает модель (Lebedev et al., 2018), эта аномалия плотности теплового потока проецируется на более “холодные” слои, где аномалия скоростей положительная. Сложный мозаичный рисунок повышенной, по сравнению с Таймыром, плотности теплового потока в районе Ямала–Гыдана, вероятно, обусловлен как разогретыми мантийными слоями, так и структурой рифтовой системы. Бо-

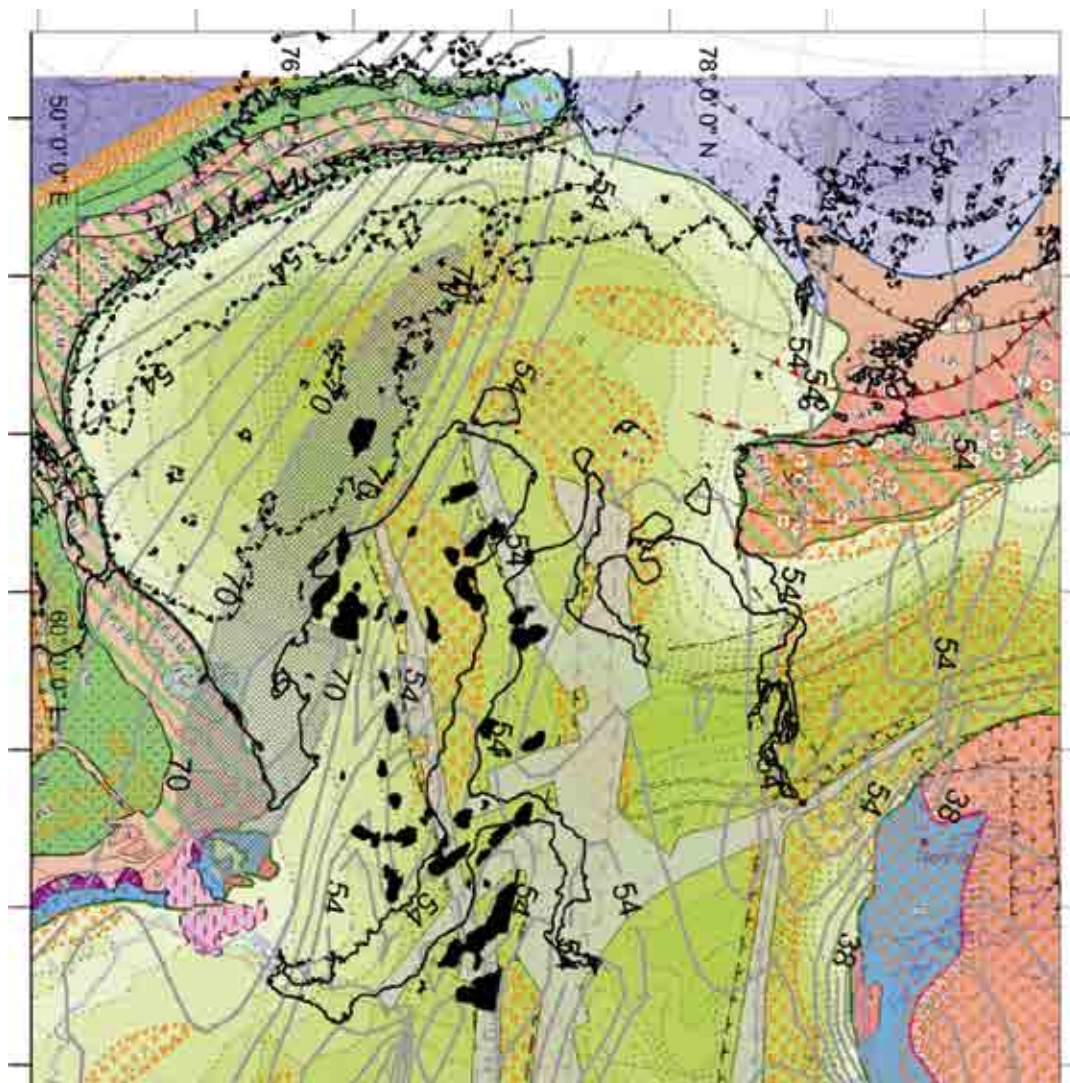


Рис. 3. Карта плотности теплового потока (см. рис. 1), наложенная на фрагмент тектонической карты из (Petrov et al., 2015).

Легенду тектонической карты см. на (<http://www.vsegei.ru/en/intcooperation/temar-5000/>).

Fig. 3. A heat flux density map (see Fig. 1) superimposed on a fragment of the tectonic map from (Petrov et al., 2015).

A legend of the tectonic map is presented at (<http://www.vsegei.ru/en/intcooperation/temar-5000/>).

более детальную информацию о структуре мантии в районе Ямала, Гыдана и Карского моря можно было бы получить, если бы вместо одной сейсмической станции на 1500 км мы имели станции, расположенные по регулярной сети хотя бы в пределах Ямала и Гыдана.

Если соотнести современную тектоническую карту ВСЕГЕИ (Petrov et al., 2015) Арктического региона с картой плотности теплового потока на рис. 1, то можно увидеть (рис. 3), что гигантские магматические провинции пермо-триасового возраста в районе Ямала, Гыдана и шельфа Карского моря на континенте прослеживаются системой рифтов. Эпиконтинентальный осадочный бассейн

в районе представлен осадочными толщами мезозойского возраста, мощность которых варьируется от 0 на юго-западе Ямала до 8–11 км вблизи северо-западного побережья в районе интенсивной тепловой аномалии (70 мВт/м^2). Здесь мощность осадочного чехла увеличивается до 11 км по направлению к эпицентру, расположенному немного южнее месторождения Ленинградское. Также на рис. 3 видно, что рифт, пересекающий Ямал с юго-востока на северо-запад, ограничивает относительно мало-мощный слой осадков (от 0 до 4 км) на юго-западе от более мощных (от 6 до 11 км) толщ, залегающих над гигантской магматической провинцией и в районе северо-западного побережья Ямала.

ОБСУЖДЕНИЕ

Зоны пониженных скоростей сейсмических волн (“горячие зоны литосферы”) под Ямалом, вероятнее всего, могут иметь либо радиогенное происхождение и/или быть следом прохождения горячего пятна в мантии, которое сейчас находится под Исландией (Lawver, Müller, 1994; Torsvik et al., 2015; Lebedev et al., 2018). Существенное расхождение следов плюма под Исландией (Lawver, Müller, 1994; Torsvik et al., 2015) начиная с отметки 30 млн лет назад заключается в том, что плюм, вероятно, не пересекал Гренландию, как пишут L. Lawver и R. Müller (1994), а 60 млн лет назад находился у ее восточного берега, вблизи Исландии (Torsvik et al., 2015). Приведенные данные о возрасте и составе вулканитов различных морфоструктур Западно-Арктического шельфа не противоречат геодинамическим реконструкциям следа Исландского плюма (Тимонин, Юдин, 2004). Однако С. Лебедев с соавторами (Lebedev et al., 2018) пишут, что след горячей точки под Исландией пересек Гренландию, хотя его траектория сомнительна. М.Д. Хуторской с коллегами (2013) считают, что существует генетическая и пространственная связь аномалий теплового поля и локализации месторождений, что, впрочем, также видно на рис. 2. Л.В. Подгорных с соавторами (2001), моделируя район Ямала и прилегающее Карское море, приводят значения теплового потока на о-ве Белый, практически совпадающие с приведенным нами у западного побережья п-ова Ямал. На нашей карте значения теплового потока несколько выше и меняются от 74 мВт/м² на юге до 58 мВт/м² на севере (на карте Л.В. Подгорных с соавторами (2001) у западного побережья п-ова Ямал – 54–58 мВт/м² и на о-ве Белый – 54–59 мВт/м²). Ресурсы УВ, приуроченные к мезозойским отложениям, представлены в подавляющей части газом. М.Д. Хуторской с коллегами (2003) приводят методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных, таких как метод термомографического отображения земной коры на основе термографического моделирования, что позволяет определить уровень, на котором существуют условия для катагенетического преобразования углеводородов. Строение Южно-Карской впадины (Хуторской и др., 2003) изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Результаты этих работ показывают, что впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (26–30 км). В Южно-Карском мегабассейне все ресурсы УВ приурочены к мезозойским отложениям и представлены в подавляющей части газом. По своей структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет остановиться на мето-

дике его двухмерного геотермического моделирования (Хуторской и др., 2003). Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет ± 150 м, что при средней глубине расчета температур 30 км составляет относительную погрешность 0.5% (Хуторской и др., 2003). В.И. Исаев с соавторами (2017) продемонстрировали оценку позднеэоценовой эрозии Арктического региона Западной Сибири, выполненную на основе моделирования геотермического режима баженовских “нефтематеринских” отложений, на примере Арктического, Средне-Ямальского и Ростовцевского месторождений п-ова Ямал. Применен метод палеотемпературного моделирования, основанный на численном решении уравнения теплопроводности горизонтально-слоистого твердого тела с подвижной верхней границей. В математическую модель непосредственно включены климатический вековой ход температур на земной поверхности как краевое условие и палеотемпературы из определений отражательной способности витринита как “наблюдаемые”. Оптимальная “невязка” составляет порядка $\pm 2^\circ\text{C}$. Выполнялось решение прямых задач геотермии на 42 ключевых моментах геологического времени. В результате моделирования скважин Арктическая-11, Средне-Ямальская-14, Ростовцевская-64 по данному критерию из трех сценариев палеорекоonstrukций выбран 1-й – учет перерывов осадконакопления и позднеэоценовых размывов, который, по данным этих авторов, подтверждается хорошей согласованностью расчетных значений плотности теплового потока (49–52–56 мВт/м²) с экспериментальными определениями плотности теплового потока для п-ова Ямал (50–55, 49–56 мВт/м²). В.И. Исаев с коллегами (2019) установили, что 80–85% известных месторождений УВ Ямала приурочены к аномальным особенностям глубинного теплового потока.

Отметим, что главные различия наших построений с моделями названных авторов (Исаев и др., 2019; и др.) заключаются в том, что они придерживаются “осадочно-миграционной” гипотезы происхождения нефти (исходя из чего и строились эти модели), в то время как мы рассматриваем УВ как преимущественно глубинные образования (дальнее см.: (Кудрявцев, 1973; А.А. Маракушев, С.А. Маракушев, 2006; Иванов и др., 2008, 2010, 2018; Кучеров и др., 2020; и др.)).

Слои с пониженными скоростями могут быть обусловлены встречным восходящим магматизмом при формировании рифта (Астафьев и др., 2008, 2013; Астафьев, 2018). Снижению скоростей сейсмических волн может также способствовать наличие воды и расплавов, как в зонах субдукции. Однако такие зоны отсутствуют под Ямалом и окрестностями Южно-Карского моря.

В более южных районах Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, северо-западной частью которого является п-ов Ямал, было установлено, что главные, наиболее крупные нефтяные месторождения этого региона приурочены к плечам триасовых рифтов (Нежданов и др., 2000; Иванов и др., 2008, 2018; и др.). Считалось, что расположены эти месторождения преимущественно там, где в фундаменте развиты докембрийские комплексы. Было показано, что это вызвано преимущественно двумя главными группами причин. Во-первых, рифты являются проницаемыми зонами, дренирующими верхнюю мантию (причем это справедливо в рамках обеих парадигм о генезисе нефти – и органической, и неорганической). Во-вторых, деформации и структуры чехла определяются фундаментом. Толщина фундамента в среднем в 14 раз больше толщины чехла. С учетом средней прочности пород фундамента (153 ± 10 МПа) его прочность на два порядка превышает прочность чехла (Иванов и др., 2018). Наши исследования показывают, что легкие сиалические блоки, считавшиеся ранее докембрийскими, сложены преимущественно средне- и позднепалеозойскими гранитоидами и метаморфическими сланцами с средней плотностью ≈ 2.60 г/см³. Они вышли на уровень верхней коры во время триасового рифтогенеза и позднее продолжали изостатически “всплывать”, это сформировало над ними антиформы в осадочном орточехле, которые заполнились нефтью (Иванов и др., 2018).

Считается, что фундамент Ямала во многом аналогичен Западно-Сибирскому и также представлен докембрийскими метаморфическими сланцами, перекрытыми палеозойскими (начиная с раннего ордовика) глинисто-карбонатными и вулканогенными толщами (Скоробогатов и др., 2003; Бочкарев и др., 2010; и др.), причем данные по абсолютному возрасту этих образований стали появляться только недавно (Бочкарев и др., 2010; Иванов и др., 2016а, б, 2017, 2020; и др.). Так, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование метаморфических сланцев Тазовского полуострова, отобранных из фундамента по разрезу глубокой скважины Лензитская-77, показало возраст метаморфизма 271.2 ± 3.5 млн лет и возраст выведения этих сланцев на приповерхностный уровень 251.6 ± 3.5 млн лет. Последняя датировка совпадает по времени с периодом наиболее интенсивного формирования рифтов, заполняемых базальтами, в фундаменте Западно-Сибирской платформы.

В основании Южно-Карского бассейна проявлена рифтовая система, которая формировалась, вероятно, в конце перми–раннем триасе. Предполагается, что время формирования этой рифтовой зоны было синхронно со сходными событиями в Западно-Сибирском мегабассейне. Примерно в середине триаса рифты Южно-Карского бассейна, расположенные ближе в Пайхойско-

Новоземельской складчато-надвиговой области, испытали конседиментационные инверсионные движения с формированием антиклинальных складок. Середина триасового периода – это вероятное время проявления фазы сжатия и складчатости и на Новой Земле. Пострифтовое региональное погружение Южно-Карского бассейна предположительно началось с середины триаса. Толщина синрифтового комплекса достигает 3–5 км. Геометрия отдельных рифтовых впадин и всей зоны указывает на то, что они имеют в основном трансензионную природу и некоторые из них, вероятно, являются бассейнами типа pull-apart (Никишин и др., 2011).

Судя по сильно вытянутой форме Западно-Ямальной тепловой аномалии, она, вероятнее всего, также обусловлена рифтовой структурой, но, исходя из гораздо большей плотности теплового потока, более молодой, чем Западно-Сибирская и Южно-Карская рифтовые системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как можно видеть, структура мантии в районе Ямала, по данным сейсмической томографии, имеет значимые аномальные черты. До глубины порядка 100 км районы Ямала–Гыдана и Таймыра существенно различаются по величине аномальных скоростей сейсмических волн.

Согласно томографической модели С. Лебедева с соавторами (Lebedev et al., 2018), на глубине 36 км под Ямалом и Гыданом присутствует низкоскоростная аномалия, тогда как под Таймыром аномалии скоростей нет. На глубине 150 км среди высокоскоростных аномалий выделяется относительно низкоскоростное “пятно” (с эпицентром в районе Ямбурга и радиусом около 300 км). По интерпретации наблюдений (Кусков и др., 2014), структура мантии до глубины 50 км под Таймыром и Пур-Гыданской впадиной существенно различается: под Таймыром мантия более однородная, выявлены всего 2 слоя, различающихся по сейсмическим скоростям, под Пур-Гыданской впадиной – 4–5 таких слоев.

На рис. 1 видно, что практически все месторождения углеводородов Ямала расположены на флангах рифтов Западно-Сибирской рифтовой системы и одновременно в градиентных зонах плотности теплового потока. По-видимому, выделенная на рис. 1 “Западно-Ямальная положительная тепловая аномалия” маркирует область повышенной геодинамической активности, проницаемую для глубинных флюидно-газовых потоков. Расположение Ямала на приподнятом восточном плече этой аномальной области главным образом и обусловило высокую нефтегазоносность этого полуострова. В плане находок новых месторождений могут представлять интерес и другие районы этой аномалии и прилегающие к ней участки. Перспективным

представляется район северо-восточного замыкания аномалии, к западу и северу от о-ва Белый. Новые месторождения, в том числе уже обнаруженные сейсмопрофилированием (Конторович и др., 2017; и др.), должны быть найдены в антиклинальных ловушках мезозойского чехла.

Благодарности

Авторы выражают признательность рецензенту за замечания, способствовавшие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьев Д.А. (2018) Осадочные и нефтегазоносные бассейны Земли в системе глобальных коромантийных структур и геодинамических процессов. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии*. Мат-лы I Тектонич. совещ. М: МГУ, ГИН РАН, 27-31.
- Астафьев Д.А., Каплунов В.Г., Шеин В.А., Черников А.Г. (2013) Обоснование первоочередных площадей для проведения поисково-разведочных работ зон нефтегазоаккумуляции на шельфе морей восточной Арктики. *Вести газовой науки*, 3(14), 70-78.
- Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М. (2008) Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазоаккумуляции на севере Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 4, 2-8.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. (2010) Складчатый фундамент полуострова Ямал. *Горные ведомости*, 8(75), 6-35.
- Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Дежко Д.Ю. (2008) Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата. *Докл. АН*, 422(3), 394-397.
- Жолондз А.С. (2018) Стрoение Южно-Карской впадины и транзитной зоны приамальского шельфа Карского моря. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 145 с.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Елизаров Д.В., Шокальский С.П. (2016а) О возрасте и составе гнейсов из фундамента северо-западной части Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, (1), 59-73.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Травин А.В. (2020) Первые данные о возрасте метаморфических сланцев Тазовского полуострова (Арктика, Западная Сибирь). *Докл. РАН. Науки о Земле*, 491(1), 33-37. DOI 10.31857/S268673972003007X
- Иванов К.С., Костров Н.П., Коротеев В.А. (2019) О взаимосвязи геодинамики, теплового потока, глубинного строения и нефтегазоносности Ямала. *Докл. АН*, 486(2), 208-211. <https://journals.eco-vector.com/0869-5652/article/view/13430>
- Иванов К.С., Кучеров В.Г., Федоров Ю.Н. (2008) К вопросу о глубинном происхождении нефти. *Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири*. Мат-лы Междунар. академ. конф. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 160-173.
- Иванов К.С., Лац С.А., Коротеев В.А., Костров Н.П., Погромская О.Э. (2018) Главные причины закономерности размещения месторождений нефти Западно-Сибирской платформы. *Докл. АН*, 481(3), 285-288.
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В. (2016б) Докембрий Урала. *Горн. ведомости*, 148(9), 4-21.
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Хиллер В.В., Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Фаррахова Н.Н. (2017) Докембрийские комплексы Западной Сибири и ее восточного обрамления. Обзор и следствия для нефтегазовой геологии. *Горн. ведомости*, 154(6), 18-33.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Петров Л.А., Шишмаков А.Б. (2010) О природе биомаркеров нефти. *Докл. АН*, 432(2), 227-231.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Фомин А.Н., Булатов В.И., Кузьменков С.Г., Галиева М.Ф., Крутенко Д.С. (2019) Тепловой поток и нефтегазоносность (полуостров Ямал, Томская область). *Георесурсы*, 21(3), 125-135. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.3.125-135>
- Исаев В.И., Старостенко В.И., Лобова Г.А., Фомин А.Н., Исагалиева А.К. (2017) Тектоно-седиментационная интерпретация данных геотермии при выявлении и оценке позднеэоценовой эрозии на арктических месторождениях углеводородов п-ова Ямал. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 328(7), 19-31.
- Кислухин И.В. (2012) Особенности геологического строения и нефтегазоносность юрско-неокомских отложений полуострова Ямал. (Ред. И.И. Нестеров). Тюмень: ТюмГНГУ, 116 с.
- Конторович В.А., Аюнова Д.В., Губин И.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Конторович А.Э., Малышев Н.А., Скворцов М.Б., Соловьев М.В., Сурикова Е.С. (2017) История тектонического развития арктических территорий и акваторий Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. *Геология и геофизика*, 58(3-4), 423-444.
- Кудрявцев Н.А. (1973) Генезис нефти и газа (Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. Вып. 319). Л.: Недра, 216 с.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. (2014) Структура литосферной мантии Сибирского кратона по сверхдлинным сейсмическим профилям Метеорит и Рифт. *Геология и геофизика*, 55(7), 1124-1143.
- Кучеров В.Г., Дмитриевский А.Н., Иванов К.С., Серовайский А.Ю. (2020) Глубинный цикл углеводородов – от субдукции к мантийному апвеллингу. *Докл. РАН. Науки о Земле*, 492(1), 61-65. DOI: 10.31857/S268673972005009
- Маракушев А.А., Маракушев С.А. (2006) P-T фации простых, углеводородных и органических веществ системы C–H–O. *Докл. АН*, 406(4), 521-527.
- Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. (2000) Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд. Академии горных наук, 247 с.
- Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Обметко В.В. (2011) Позднепермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна. *Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология*, (6), 3-9.
- Павленкова Н.И. (2011) Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей. *Геология и геофизика*, 52(9), 1287-1301.
- Писецкий В.Б., Иванов К.С. (2019) К построению

- флюидо-динамической модели Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения Ямала (по результатам ДФМ-интерпретации сейсмических данных). *Литосфера*, **19**(5), 752-766. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-752-766
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. (2001) Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности. *Докл. АН*, **380**(2), 228-232.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (2020) Тектоника Севера Урала и фундамента Западной Сибири: общая история развития. *Геотектоника*, (1), 1-21.
- Скоробогатов В.А., Строганов А.В., Копеев В.Д. (2003) Геологическое строение и газонефтепродуктивность Ямала. М.: Недра-Бизнесцентр, 353 с.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В. (2004) Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм северного Приуралья. *Урал. геол. журн.*, **1**(37), 37-52. <https://www.ural-geol-j.net/2004-n1>
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. (2013) Геотермия Арктических морей. М.: ГЕОС, 238 с.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. (2003) Термография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*, (3), 79-96.
- Щапов В.А. (2006) Геотермические исследования Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. 25.00.10. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 44 с.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. (2012) Структура верхней мантии арктического региона по данным региональной сейсмографии. *Геология и геофизика*, **53**(10), 1261-1272.
- Artemieva I. (2006) Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, **416**, 245-277.
- CRUST 1.0 <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>;
- Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. (2001) 80 000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia). *Global Planet. Change*, **29**(1-2), 219-230.
- International Heat Flow Commission. <http://ihfc-iugg.org/>
- Klitzke P., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J. (2015) A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region. *Solid Earth*, **6**, 153-172.
- Klitzke P., Sippel J., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M. (2016) A 3D Gravity and thermal model for the Barents Sea and Kara Sea. *Tectonophysics*, **691**, 120-132.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997). Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**, 63-85.
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., Pease V. (2018) Seismic tomography of the Arctic region: Inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. (Eds V. Pease, B. Coakley). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **460**, 419-440. <https://doi.org/10.1144/SP460.10>
- Lawver L.A., Müller R.D. (1994) Iceland hotspot track. *Geology*, **22**(4), 311-314.
- Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. (2014) Arctic lithosphere – a review. *Tectonophysics*, **628**, 1-25.
- Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R. E., Sergeev S., Smelror M. (2015) Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. *Earth Sci. Rev.*, **154**, 29-71. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.11.013
- Pollack H.N., Demezhko D.Yu., Duchkov A.D., Golovanova I.V., Huang S., Shchapov V.A., Smerdon J.E. (2003) Surface temperature trends in Russia over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2180. doi: 10.1029/2002JB002154
- Schaeffer A.J., Lebedev S., Becker T.W. (2016) Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's upper mantle and the thickness of tectonic plates. *Geophys. J. Int.*, **207**, 901-933.
- Timonin N.I., Yudin V.V. (2004) The influence of the Iceland's plume on the early Triassic volcanism of the Northern Pre-Urals. *Ural. Geol. J.*, **1**(37), 37-52. <https://www.ural-geol-j.net/2004-n1>
- Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Trønnes R.G., Doubrovine P.V., Gina C., Kuszniir N.J., Steinberger B., Corfu F., Ashwal L.D., Griffin W.L., Werner S.C., Jamtveit B. (2015) Continental crust beneath southeast Iceland. *PNAS*, **112**(15), E1818-E1827. <https://doi.org/10.1073/pnas.1423099112>, <https://www.pnas.org/content/112/15/E1818>

REFERENCES

- org/10.18599/grs.2019.3.125-135 (In Russian)
- Isaev V.I., Starostenko V.I., Lobova G.A., Fomin A.N., Isagalieva A.K. (2017) Tectono-sedimentation interpretation data of geothermy at revealing and evaluation Late-Eocene erosion at Arctic deposits of hydrocarbons (pen. Yamal). *Izv. Tomsk Politekh.Univ. Inzhiniring georesursov*, **328**(7), 19-31. (In Russian)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Elizarov D.V., Shokalskii S.P. (2016a) About the age and composition of gneisses from the foundation of the northwestern part of the West Siberian Plate. *Litosfera*, (1), 59-73. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Petrov L.A., Shishmakov A.B. (2010) On nature of bio-marks of oil. *Dokl. Akad. Nauk*, **432**(2), 227-231. (In Russian)
- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S., Travin A.V. (2020) The first data on the age of metamorphic schists of the Taz Peninsula (the Arctic, Western Siberia). *Dokl. RAN. Nauki o Zemle*, **491**(1), 33-37. DOI 10.31857/S268673972003007X (In Russian)
- Ivanov K.S., Kostrov N.P., Koroteev V.A. (2019) On the relationship of geodynamics, heat flow, deep structure and oil- and gas potential of Yamal. *Dokl. Akad. Nauk*, **486**(2), 208-211. <https://journals.eco-vector.com/0869-5652/article/view/13430> (In Russian)
- Ivanov K.S., Kucherov V.G., Fedorov Yu.N. (2008) On the issue of deep origin of oil. *Sostoyanie, tendentsii i problemy razvitiya neftegazovogo potentsiala Zapadnoi Sibiri*. Materialy Mezhdunarodnoi akademicheskoi konferentsii [State, trends and problems of Development of the oil- and gas potential of Western Siberia. Materials of the Intern. Acad. Conf.]. Tyumen', ZapSibNIIGG Publ., 160-173. (In Russian)
- Ivanov K.S., Lats S.A., Koroteev V.A., Kostrov N.P., Pogromskaya O.E. (2018) The main reasons for the regularity of the oil deposit location at the West Siberian platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(3), 285-288. (In Russian)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Likhonov I.I., Kozlov P.S., Ponomarev V.S., Hiller V.V. (2016) Precambrian of the Urals. *Gornye Vedomosti*, 148(9), 4-21. (In Russian)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Likhonov I.I., Kozlov P.S., Hiller V.V., Ponomarev V.S., Erokhin Yu.V., Farrakhova N.N. (2017) Precambrian complexes of Western Siberia and its eastern framing. Review and consequences for oil and gas geology. *Gornye Vedomosti*, **6**(154), 18-33. (In Russian)
- Khutorskoi M.D., Akhmetzyanov V.R., Ermakov A.V., Leonov Yu.G., Podgornyykh L.V., Polyak B.G., Sukhikh E.A., Tsybulya L.A. (2013) *Geotermya Arkticheskikh morei* [Geothermy of the Arctic seas]. Moscow, GEOS Publ., 238 p. (In Russian)
- Khutorskoi M.D., Podgornyykh L.V., Gramberg I.S., Leonov Yu.G. (2003) Termography of West-Arctic basin. *Geotectonics*, (3), 79-96.
- Kislukhin I.V. (2012) *Osobennosti geologicheskogo stroeniya i neftegazonosnost' yursko-neokomskikh otlozhenii poluostrova Yamal* [Features of the geological structure and oil and gas potential of the Jurassic-Neocomian deposits of the Yamal Peninsula]. (Ed. I.I. Nesterov). Tyumen', TumGNGU Publ., 116 p. (In Russian)
- Kontorovich V.A., Ayunova D.V., Gubin I.A., Kalinin A.Yu., Kalinina L.M., Kontorovich A.E., Malyshchev N.A., Skvortsov M.B., Solov'ev M.V., Surikova E.S. (2017) A history of tectonic development of the Arctic territories and water areas of the West Siberian oil- and gas province. *Geol. Geofiz.*, **58**(3-4), 423-444. (In Russian)
- Klitzke P., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J. (2015) A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region. *Solid Earth*, **6**, 153-172.
- Klitzke P., Sippel J., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M. (2016) A 3D Gravity and thermal model for the Barents Sea and Kara Sea. *Tectonophysics*, **691**, 120-132.
- Kucherov V.G., Dmitrievskii A.N., Ivanov K.S., Serovay-skiy A.Yu. (2020) The deep cycle of hydrocarbons – from subduction to mantle upwelling. *Dokl. RAN. Nauki o Zemle*, **492**(1), 61-65. DOI: 10.31857/S268673972005009 (In Russian)
- Kudryavtsev N.A. (1973) *Genezis nefti i gaza* [Genesis of oil and gas]. Tr. Vsesoyuzn. Neft. nauch.-issled. geol.-razved. in-ta. Vyp. 319. Leningrad, Nedra Publ., 216 p. (In Russian)
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. (1997). Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*, **276**, 63-85.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofiev A.A., Pavlenkova N.I. (2014) The structure of lithospheric mantle of the Siberian craton according to the extra-long seismic profiles Meteorite and Rift. *Geol. Geofiz.*, **55**(7), 1124-1143. (In Russian)
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fulla J., Pease V. (2018) Seismic tomography of the Arctic region: Inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. (Eds V. Pease, B. Coakley). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **460**, 419-440. <https://doi.org/10.1144/SP460.10>
- Lawver L.A., Müller R.D. (1994) Iceland hotspot track. *Geology*, **22**(4), 311-314.
- Markushev A.A., Markushev S.A. (2006). *P-T* facies of simple, hydrocarbon and organic substances of C–H–O system. *Dokl. RAN*, **406**(4), 521-527. (In Russian)
- Nezhdanov A.A., Ponomarev V.A., Turenkov N.A., Gorbunov S.A. (2000) *Geologiya i neftegazonosnost' achimovskoi tolshchi Zapadnoi Sibiri* [Geology and oil and gas potential of the Achimov strata of Western Siberia]. Moscow, Publ. of the Academy of Mining, 247 p. (In Russian)
- Nikishin V.A., Malyshchev N.A., Nikishin A.M., Obmetko V.V. (2011) Late Permian-Triassic rift system of the South Kara sedimentary basin. *Vestn. MGU Ser. 4. Geologiya*, **6**, 3-9. (In Russian)
- Pavlenkova N.I. (2011) Rheological properties of the upper mantle of Northern Eurasia and the nature of regional boundaries according to the data of extra-long seismic profiles. *Geol. Geofiz.*, **52**(9), 1287-1301. (In Russian)
- Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. (2014) Arctic lithosphere – a review. *Tectonophysics*, **628**, 1-25.
- Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M. (2015) Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. *Earth Sci. Rev.*, **154**, 29-71. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.11.013
- Pisetskii V.B., Ivanov K.S. (2019) Development of a fluid-dynamical model (DFM) of the Yamal Novoportovskiy oil- and gascondensing deposit (based on DFM seismic data interpretation). *Litosfera*, **19**(5), 752-766. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-752-766 (In Russian)

- Pollack H.N., Demezhko D.Yu., Duchkov A.D., Golovanova I.V., Huang S., Shchapov V.A., Smerdon J.E. (2003) Surface temperature trends in Russia over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2180. doi: 10.1029/2002JB002154
- Schaeffer A.J., Lebedev S., Becker T.W. (2016) Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's upper mantle and the thickness of tectonic plates. *Geophys. J. Int.*, **207**, 901-933.
- Skorobogatov V.A., Stroganov A.V., Kopeev V.D. (2003) *Geologicheskoe stroenie i gazoneftenosnost' Yamala* [Geological structure and gas and oil potential of Yamal]. Moscow, Nedra-Business Center Publ., 353 p. (In Russian)
- Timonin N.I., Yudin V.V. (2004) The influence of the Iceland's plume on the early Triassic volcanism of the Northern Pre-Urals. *Ural. Geol. Zhurn.*, **1**(37), 37-52. <https://www.ural-geol-j.net/2004-n1> (In Russian)
- Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Trønnes R.G., Doubrovine P.V., Gina C., Kuszniir N.J., Steinberger B., Corfu F., Ashwal L.D., Griffin W.L., Werner S.C., Jamtveit B. (2015) Continental crust beneath southeast Iceland. *PNAS*, **112**(15), E1818-E1827. <https://doi.org/10.1073/pnas.1423099112>, <https://www.pnas.org/content/112/15/E1818>
- Yakovlev A.V., Bushenkova N.A., Kulakov I.Yu., Dobretsov N.L. (2012) The structure of the upper mantle of the Arctic region according to regional seismography. *Geol. Geofiz.*, **53**(10), 1261-1272. (In Russian)
- Zholondz A.S. (2018) *Stroenie Yuzhno-Karskoi vpadiny i tranzitnoi zony priyamal'skogo shel'fa Karskogo morya*. Diss. kand. geol.-min. sci. [Structure of the South-Kara Depression and the transit zone of the Pri-Yamal shelf of the Kara Sea. Cand. geol. and min. sci diss.]. St.Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 145 p. (In Russian)

УДК 622.831.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-863-872

Деформация земной коры: способы изучения, закономерности, проблемы

А. В. Зубков, С. В. Сентябов

Институт горного дела Уральского отделения РАН, 620075, г. Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 58,
e-mail: sentyabov1989@mail.ru

Поступила в редакцию 29.01.2020 г., принята к печати 28.02.2020 г.

Объект исследований. Деформации и напряженное состояние массива горных пород на объектах недропользования. **Материалы и методы исследования.** Результаты длительного геодеформационного мониторинга природных напряжений и деформаций массива горных пород на рудниках Урала, проводимого лабораторией геодинамики и горного давления ИГД УрО РАН в течение последних 20 лет, дали основание предложить новую структуру поля естественных напряжений с привязкой их изменения во времени. Средства измерения проверяются по эталонам длины и веса, включая маркшейдерские рулетки, ленты, проволоки различного химического состава, свето- и радиодальномеры. **Результаты.** Определены параметры переменной составляющей поля напряжений с хронологической привязкой и сделан прогноз нагрузок на рудниках как в горно-капитальных, так и подготовительно-нарезных выработках на перспективу до 2022 г. Исследования показали, что в массиве горных пород наряду с литостатическими (гравитационными) и тектоническими напряжениями необходимо выделять переменные “астрофизические” напряжения, обусловленные циклическими расширением и сжатием Земли. **Выводы.** С использованием результатов замеров в доступном для нас 11-летнем наноцикле солнечной активности выявлены закономерности формирования деформации и напряжений массива горных пород. Представлен прогноз природных напряжений при увеличении переменных “астрофизических” напряжений в предстоящем цикле солнечной активности. В настоящее время мы измеряем деформацию массива горных пород, используя методы, основанные на различных физических принципах. Сами результаты являются относительными и не позволяют судить об абсолютной величине. Численные значения десятков фундаментальных физических констант также переменные. Международному содружеству ученых необходимо разработать механизм отслеживания изменения их величины во времени.

Ключевые слова: измерительные инструменты, маркшейдерские рулетки, свето- и радиодальномеры погрешности измерения, астрофизическая относительная деформация Земли, массив горных пород, астрофизические напряжения, квантованное пространство-время, фундаментальные физические константы

Источник финансирования

Работа выполнена по теме государственного задания № 0405-2019-0007

Deformation of the Earth's crust: measurement methods, regularities, nature

Al'bert V. Zubkov, Sergei V. Sentyabov

Institute of Mining, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, 58 Mamin-Sibiryak st.,
Ekaterinburg 620075, Russia, e-mail: sentyabov1989@mail.ru

Received 29.01.2020, accepted 28.02.2020

Research subject. This paper investigates rock deformations and stress states in mineral excavation sites. **Materials and research methods.** On the basis of a 20-year geodeformational monitoring of natural stresses and deformations in the rock mass at mining sites in the Urals, carried out by the Laboratory of Geodynamics and Rock Pressure at the Institute of Geology and Geology of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, we propose a novel structure of natural stress fields with reference to their change over time. Measuring instruments should be calibrated using standards of length and weight, including surveying tape measures, tapes, wires of various chemical composition, light and radio-range finders. **Results.** For the mining sites under study, the parameters of the variable component of stress fields with a chronological reference were determined, along with a forecast of loads both during preparatory and mining stages up to 2022. The ex-

Для цитирования: Зубков А.В., Сентябов С.В. (2020) Деформация земной коры: способы изучения, закономерности, проблемы. *Литосфера*, 20(6), 863–872. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-863-872

For citation: Zubkov A.V., Sentyabov S.V. (2020) Deformation of the Earth's crust: measurement methods, regularities, nature. *Litosfera*, 20(6), 863–872. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-863-872

© А.В. Зубков, С.В. Сентябов, 2020

periments showed that, along with lithostatic (gravitational) and tectonic stresses, it is necessary to distinguish variable “astrophysical” rock stresses due to the cyclic expansion and contraction of the Earth. *Conclusions.* Using available measurements obtained during the most recent 11-year nanocycle of solar activity, regularities in the formation of rock deformations and stresses were revealed. A forecast of natural stresses with an increase in variable “astrophysical” stresses in the upcoming solar activity cycle was made. Measurements of rock deformations are currently performed using methods based on various physical principles. The results obtained thus far are relative, not permitting to judge about absolute values. The numerical values of dozens of fundamental physical constants are also variable. The international community of scientists should develop a mechanism to track changes in their magnitude over time.

Keywords: *measuring instruments, surveying roulettes, light and radio range finders, measurement errors, astrophysical relative deformation of the Earth, rock mass, astrophysical stresses, quantized space-time, fundamental physical constants*

Funding information

The research was carried out on the topic of state task No. 0405-2019-0007

ВВЕДЕНИЕ

В геомеханике одним из основных направлений исследований является изучение напряженно-деформированного состояния массива горных пород. В соответствии с законом Гука, напряжения при упругой деформации тела пропорциональны его относительной деформации и именно с нее начинается процесс изучения состояния массива.

Статья является продолжением исследований, представленных в работах (Зубков, 2005, 2013, 2019), во время которых был проведен анализ работоспособности ряда методов измерения длин базисов при контроле точности измерений через их тарирование по эталонам длины Международного бюро мер и весов.

Необходимо учитывать следующее:

- на Земле прослеживаются циклы растяжения и сжатия с периодами: от часов, дней до десятков, сотен и тысяч лет;

- наблюдаемые явления присущи земной коре и ее составляющим – разновидностям массивов горных пород и металлам.

Сложность изучения этого состояния заключается в том, что во времени изменяются параметры не только исследуемого объекта, но и параметры измерителей, эталоны длины, массы и др. Также с учетом выявленных закономерностей под вопросом находятся величины нескольких фундаментальных физических констант, таких как скорость света и гравитационная постоянная.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время при измерении деформации массива горных используются: 1) спутниковые навигационные системы GPS и ГЛОНАСС, 2) лазерные дальномеры (ЛД), 3) лазерные интерферометры (ЛИ), 4) кварцевые трубчатые деформометры (КТД), 5) нейтринные дальномеры, 6) маркшейдерские рулетки и мерные проволоки (МР).

Результаты, полученные при использовании данных методов, представлены в табл. 1 и 2.

Эволюция Земли неразрывно связана с ее периодическим расширением и сжатием, проявляющимися в деформации земной коры (Зубков, 2019). При выражении деформации в относительных единицах появляется возможность определить напряженное состояние массива в соответствии с законом Гука при принятом модуле упругости массива горных пород $E_{\text{мгп}}$:

$$\sigma_{\text{мгп}} = \varepsilon_{\text{мгп}} \cdot E_{\text{мгп}}.$$

Поскольку массив горных пород деформируется миллионы лет, необходимо оценивать изменение относительной деформации за отрезок времени, в течение которого ведутся инструментальные наблюдения, измеряя исследуемые базисы в период времени от t_0 до t_1 :

$$\varepsilon_{\text{мгп}(t_{01}-t_1)} = \frac{Bt_1 - Bt_0}{Bt_0}.$$

Переменная составляющая напряженно-деформированного состояния массива горных пород на рудниках Урала и Сибири определена в результате экспериментального измерения на глубинах более 400 м, т.е. ниже зоны дезинтеграции массива горных пород, вызванного знакопеременными подвижками по нарушениям. Установлено, что изменение относительной деформации массива горных пород $\varepsilon_{\text{АФ}}$ за период с 1990 г. по настоящее время достигало $-2.0 \cdot 10^{-4}$.

Графики изменения относительной деформации $\Delta\varepsilon_{\text{АФ}}$ и переменной “астрофизической” составляющей природных напряжений $\Delta\sigma_{\text{АФ}}$ совместно с графиками изменения излучения солнца S_0 , интенсивности галактических космических лучей (%) (Зубков и др., 2019) и интенсивности землетрясений (N) (Халилов, 2016) представлены на рис. 1.

Полученные в результате 30-летних исследований параметры относительной деформации массива горных пород $\varepsilon_{\text{АФ}}$ и переменных “астрофизиче-

Таблица 1. Относительная деформация массива горных пород

Table 1. Relative deformation of rock mass

№ п.п.	Объект исследования, местоположение	Инструмент исследования	Базис	Интервал времени	Относительная деформация, $\varepsilon \cdot 10^6$
1	Байкало-монгольский регион (Лухнев и др., 2001) размеры по широте 14° , по долготе 26°	GPS	Сотни км	1994–2001 гг.	–0.15
2	г. Екатеринбург (Зубков и др., 2015)	GPS	2.4–5.4 км	2002–2007 гг.	+0.13
3	г. Екатеринбург (Зубков и др., 2015)	GPS	706 м	2003–2010 гг.	–5.4
4	Сарбайское месторождение (Зубков, 2001)	GPS	4878 м	2002–2010 гг.	<–0.1
5	Сарбайское месторождение (Зубков, 2001)	GPS	4878 м	1–2 ч	± 3.5
6	Арти–ИГД УрО РАН (Зубков, 2001)	GPS	–	1–2 ч	± 6.9
7	г. Екатеринбург (Зубков, 2013)	ЛД	706 м	2003–2007 гг.	–0.006
8	г. Екатеринбург (Зубков, 2013)	ЛД	706 м	2010–2016 гг.	–2.8...–12.0
8	Обсерватория Ала-Арча, северный Тянь-Шань, штольня (Зубков и др., 2015)	ЛД	25 м	1996–2001 гг.	–3.0
9	Месторождение Антей, рудник, Н = 300 м (Афанасьев, 1998)	ЛД	50 м	2001–2010 гг.	+7.0
10	Боксанское ущелье (Милановский, 1984)	ЛИ	75 м	Сутки	± 1.6
11	Обсерватория Ала-Арча (Зубков и др., 2015)	КТД	8.5 м	Год	± 6.0
12	г. Нижний Тагил, рудник, Н = 400 м (Зубков, 2013)	КТД	3.5 м	1989–1996 гг.	–4.0
13	Рудники Урала, Н = 460–830 м (рис. 1) (Добрецов, 1977)	МР	50 м	Сутки	± 3.0
14	Шахта Северопесчанская (Росинформуголь, 2019)	МР	160 м	14 дней	$\pm (8.0–16.0)$
	Поверхность, азимут 0°	МР	111 м	2002–2010 гг.	–120.0
	Н = 180 м, азимут 90°	МР	111 м	2002–2019 гг.	–136.0
	Н = 460 м, азимут 180°	МР	260 м	1980–1986 гг.	–500.0
				1986–1991 гг.	+500.0
				1980–1986 гг.	–450.0
				1986–1991 гг.	+450.0
				1980–1986 гг.	–450.0
				1986–1991	+450.0

Примечание. ЛД – лазерный дальномер, ЛИ – лазерный интерферометр, КТД – кварцевый трубчатый деформометр, МР – маркшейдерская рулетка.

Note. (ЛД) LD – laser rangefinder, (ЛИ) LI – Laser interferometer, (КТД) KTD – quartz tube deformometer, (МР) MST – mine surveying tape.

Таблица 2. Относительная деформация массива горных пород, $\varepsilon_{\text{мгп}} \cdot 10^4$

Table 2. Relative deformation of the rock mass, $\varepsilon_{\text{мгп}} \cdot 10^4$

Способ измерения	2007 г.	2010 г.	2012 г.	2013 г.	2016 г.
В шахтах					
Маркшейдерская рулетка	–0.71	–1.22	–1.02	–1.00	–1.10
На поверхности					
GPS, м	–	705.939	705.939	705.939	705.939
По дальномеру, м	–	705.933	705.937	705.934	705.927
$\varepsilon_{\text{мгп}}$	–	–0.086	–0.028	–0.057	–0.120
GPS, м	805000(MINOS)	–	730534(OPERA)	–	–
Нейтрино, м	804960	–	730507	–	–
$\varepsilon_{\text{мгп}}$	–0.50	–	–0.38	–	–

ских” напряжений $\sigma_{\text{АФ}}$ имеют очень важное значение для недропользования, судя по катастрофическим авариям на наземных и подземных сооружениях в период достижения $\varepsilon_{\text{АФ}}$ и $\sigma_{\text{АФ}}$ экстремальных значений (табл. 3).

Экспериментальным путем определены гравитационная, тектоническая и переменная “астрофи-

зическая” составляющие напряженного состояния массива крепких горных пород:

– значение гравитационной составляющей определяется с учетом значения ($\gamma \text{Н}$);

– значение тектонической составляющей находится в пределах 0–40 МПа и зависит от условий конкретного месторождения;

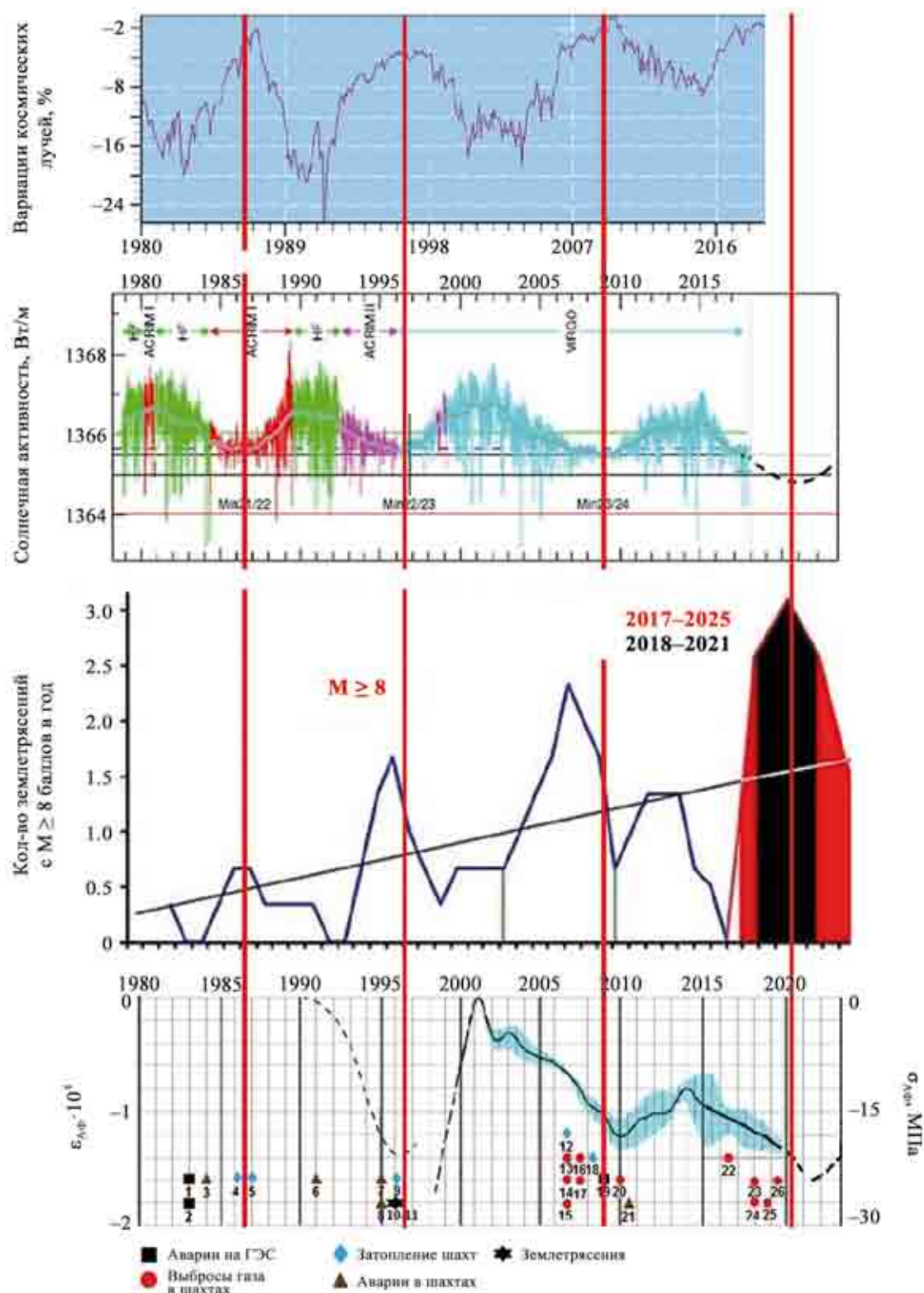


Рис. 1. Изменение средних значений параметров напряженно-деформированного состояния массива горных пород ($\sigma_{\text{АФ}}$ и $\varepsilon_{\text{АФ}}$) на Урале на фоне аварий на рудниках, изменения излучающей способности Солнца $S_{\text{о}}$, интенсивности космического излучения (%) и землетрясений (N).

Fig. 1. Change in the average values of the parameters of the stress-strain state of a rock mass ($\sigma_{\text{АФ}}$ and $\varepsilon_{\text{АФ}}$) in the Urals against the backdrop of accidents in mines, changes in the solar emissivity $S_{\text{о}}$, cosmic radiation intensity (%) and earthquakes (N).

Таблица 3. Аварии на ГЭС, рудниках и шахтах

Table 3. Accidents at hydroelectric power stations, mines and mines

№ п.п.	Место аварии	Год	$\sigma_{\text{АФ}}$	Последствия аварии
1	Тактогульская ГЭС	1983	$\approx \text{max}$	Повреждение болтов крышки турбины в результате деформации колодца при его сжатии
2	Нурекская ГЭС	1983	$\approx \text{max}$	Повреждение 50 из 72 гаек и шпилек (69%) крышки турбины
3	Шахтный ствол, г. Хромтау	1984	max	Разрушено 200 м бетонной крепи H = 520–720 м
4	Березниковский рудник-3	1986	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
5	г. Пейшнц-Лейк, Канада	1987	min	То же
6	Рудник Таштагольский, ствол “Сибиряк”	1991	min	Трещины разрыва в бетонной крепи на H = 560–606 м и в крепи на H = 840–965 м
7	ЮУБР	1995	$\approx \text{max}$	Обрушение целиков в шахте на S = 0.42 млн м ²
8	Соликамский рудник-2	1995	max	Обрушение целиков в шахте на S = 0.42 млн м ²
9	г. Потокан, Канада	1996	min	Затопление рудника
10	г. Нефтегорск	1995	min	M = 7.7; город разрушен полностью, погибло 70% населения (2247 чел.)
11	г. Кобе, Япония	1995	min	M = 7.3; разрушено 200 тыс. зданий, погибло 6434 чел.
12	Березниковский рудник-3	2006	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
13	Шахта им. Засядько, Украина	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 13 чел.
14	Шахта им. Ленина, Казахстан	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погиб 41 чел.
15	Шахта Halemba, Силезия	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 23 чел.
16	Шахта Ульяновская, Кузбасс	2007	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 110 чел.
17	Шахта им. Засядько, Украина	2010	max	Выброс газа. Погибло 89 чел.
18	г. Эстерхези, Канада	2008	max	Затопление рудника
19	Саяно-Шушенская ГЭС	2009	$\approx \text{max}$	Обрыв 65% гаек и шпилек крышки турбины. Погибло 75 чел.
20	Шахта Распадская, Кузбасс	2010	max	Выброс газа. Погибло 90 чел.
21	Шахта Сан-Хосе, Чили	2010	max	Затопление рудника
22	Шахта Северная, г. Воркута	2016	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 32 чел.
23	Шахта в Польше	2018	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 13 чел.
24	Шахта в Китае	2018	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 5 чел.
25	Шахта в Донбассе	2019	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 17 чел.
26	Рудник в г. Норильск	2019	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 3 чел.

– значение переменной “астрофизической” составляющей, определяемое для всей земной коры, зафиксировано в пределах от 0 до 20 МПа, при этом прогнозируется его увеличение до 2022 г. на 3–4 МПа в год.

Именно переменные “астрофизические” напряжения, суммируясь с гравитационными и тектоническими составляющими массива горных пород, в периоды экстремумов инициируют техноприродные катастрофы.

Изменения $\varepsilon_{\text{АФ}}$ получены при измерении базисов длиной 50 м маркшейдерской рулеткой при использовании математического аппарата для гибких нитей, что позволило измерять длину базисов с погрешностью не более 0.5 мм. Подобную работу необходимо провести во всех регионах мира, оценив время наступления критической геомеханической ситуации на всех значимых месторождениях и предприняв все возмож-

ные геомеханические и технологические корректировки.

Для продолжения функционирования горнодобывающей промышленности в этих экстремальных условиях необходимы: формирование системы горно-геологического и технологического аудита запасов полезных ископаемых; разработка и внедрение технологий добычи и комплексного использования сырья, попутного извлечения полезных ископаемых, в том числе из вскрышных и вмещающих пород, а также при переработке забалансовых руд и отходов недропользования; вовлечение в освоение ранее выявленных месторождений с бедными и труднообогатимыми рудами с использованием новых технических и технологических решений.

Подтверждением того, что все материальное деформируется, являются работы по фиксации массы платиноиридиевого эталона, который

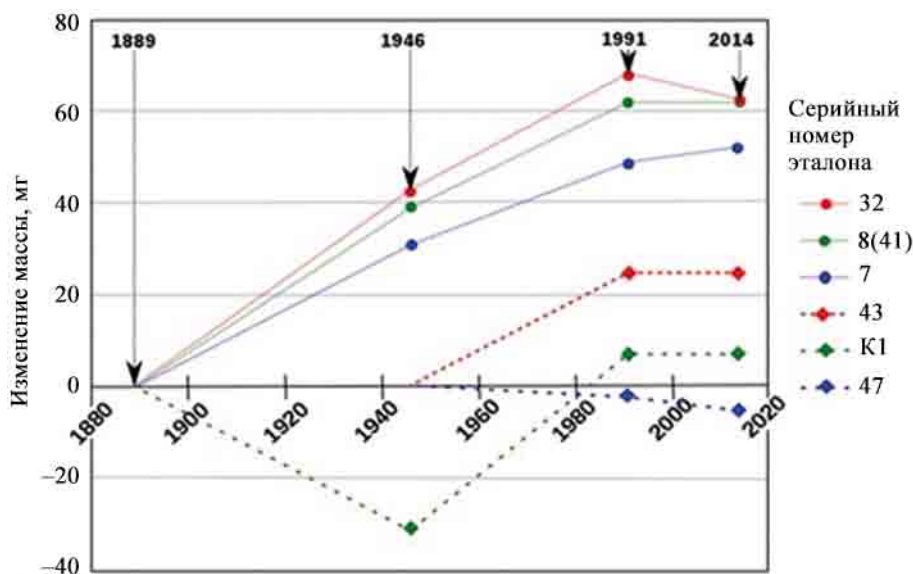


Рис. 2. Дрейф массы копий эталона.

Fig. 2. The drift of the mass of copies of the standard.

был установлен при взвешивании 1 л воды, налитой в емкость из такого же металла в 1893 г. (ВІРМ, 2019). При повторном налипании воды в 1950–1960-е гг., когда наблюдалось расширение Земли и Солнца, ее вошло больше на 50 мкг. Следовательно, металлическая емкость деформируется, расширяясь больше, чем вода, на $\Delta \varepsilon = 1.7 \cdot 10^{-8}$ (рис. 2).

Ложе океана (массив горных пород) сжимается больше, чем вода, и наблюдается затопление прибрежных территорий. В результате вытеснения воды с периодичностью 10 лет происходит заток ее излишков из Атлантики в Балтику (Емельянов, Гриценко, 2004).

На микроуровне в XXI в. появилась проблема изменения радиуса протона (Бернауэр, Рандольф, 2019). В нашем понимании изменение радиуса протона аналогично изменению радиуса Земли, что вызывает изменение относительной деформации массива горных пород $\varepsilon_{\text{АФ}}$. Представление об изменении относительного радиуса протона $\varepsilon_{\text{Рр}}$ аналогично $\varepsilon_{\text{АФ}}$ показывает их идентичность (табл. 4). Можно даже сделать прогноз до 2022 г., а впереди прогнозируются еще две ступени уменьшения $\varepsilon_{\text{р}}$ и $\varepsilon_{\text{АФ}}$ – к 2032 и 2043 гг. В связи с наблюдаемым явлением ставится под вопрос постоянство массы протона и постоянной Ридберга.

В галактике Млечный Путь зафиксировано 46 тыс. переменных звезд, которые изменяют свою светимость в зависимости от времени с циклическостью от месяцев до десятков лет. Циклическость около 12.3 года имеет изменение яркости звезды μ Цефея (Хаманович, 2015), которую наблюдали с 1916 по 1928 г. (рис. 3).

Наблюдающееся значительное различие величин относительной деформации на макроуровне (Солнце, звезды), среднем уровне (массив горных пород) и микроуровне (протон), определенное различными методами на Земле и в космосе, можно гипотетически объяснить различными обстоятельствами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основе изложенного можно заключить, что деформируется не только земная кора, но и материя (материя звезд, земная кора, массив горных пород и элементарные частицы), которые находятся в космическом “эфире”, а не просто в вакууме, который различные исследователи трактуют по-разному: черная материя, черная энергия, сверхдлинные гравитационные волны, магнитно-звуковые волны, четырехмерное пространство-время, квантованное пространство-время (КПВ).

Проанализированные исследования (Stachel, 2002) применимы и к скорости электромагнитных волн лазерных дальномеров и радиодальномеров.

1. При использовании GPS размер Земли принят за неизменный, поэтому относительная деформация массива горных пород $\varepsilon_{\text{МП}} \approx 0$ при $V_{\text{эм}} \neq \text{const} = f(\rho)$.

Математический аппарат спутниковых навигационных систем GPS и ГЛОНАСС основан на том, что размер Земли считается неизменным. В этих условиях базисы между пунктами коррекции орбит спутников должны быть постоянными. В системе GPS такие пункты расположены на вулкани-

Таблица 4. Относительное изменение радиуса протона R_p и Земли R_3

Table 4. Relative change in the radius of the proton R_p and Earth R_3

Годы	$R_p \cdot 10^{16}$, м	$\epsilon_{R_p} \cdot 10^4$	$\epsilon_{мп} = \epsilon_{R_3} \cdot 10^4$	$\epsilon_{R_p}/\epsilon_{R_3}$
2001	9.2*	0	0	0
2006–2007	8.79	–445	–0.63	706
2009	8.409	–860	–1.03	834
2010	8.4184	–850	–1.22	697
2013	8.4087	–860	–1.00	860
2017	8.335	–940	–1.11	847
2018	8.414	–854	–1.18	723
2019	8.311	–966	–1.36	710
2022	8.068*	–1230*	–1.60*	768*
				Среднее значение 768

*Прогноз.

*Prognosis.



Рис. 3. График пульсации яркости звезды μ Цефея.

Fig. 3. Graph of the pulsation of the brightness of the star μ Cephei.

ческих островах в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах (на океанических литосферных плитах), в системе ГЛОНАСС – на Евразийской литосферной плите.

Следовательно, высокоточная система GPS на всей территории Земли фиксирует $\epsilon_{мп}$, близкую к нулю. Это означает только то, что океанические и континентальные литосферные плиты деформируются во времени на одинаковую величину с разницей в несколько процентов или даже долей процента.

2. При использовании лазерного дальномера, в котором скорость электромагнитных волн $V_{эм}$ совпадает со скоростью света V_c и зависит от времени прохождения волны от t_0 до t_1 , гипотетически принимаем:

$$t_0 = \frac{B_0}{V_{эм0}}, t_1 = \frac{B_1}{V_{эм1}} \text{ и } t_0 \approx t_1,$$

где $V_{эм0}$ и $V_{эм1}$ – скорость электромагнитных волн в период измерения во времени t_0 и t_1 соответственно, B_0 и B_1 – базисы в период измерения во времени t_0 и t_1 соответственно.

Если изменение базиса и $V_{эм}$ волны пропорционально одинаково, то

$$t_1 V_{эм0} = B_0 = \text{const} \rightarrow \epsilon < \pm(3-9) \cdot 10^{-6}.$$

3. При применении лазерных интерферометров в случае объемной деформации массива горных пород, вызванной волнами КПВ (Леопов, 2010), когда $\epsilon_x = \epsilon_y = \epsilon_z$, деформация плеч интерферометра по этим осям будет одинаковой и интерференции наблюдаться не будет. Поэтому Баксанский интерферометр фиксирует лишь годовые солнечные приливы, т.е. воздействие гравитационных сил, выдавая стабильно в течение 2005–2011 гг. относительную деформацию $\epsilon_{мп} = \pm 1 \cdot 10^{-6}$.

4. При использовании кварцевых трубчатых деформометров

$$B_{мп0} - B_{мп1} = \Delta B_{мп},$$

$$B_{квтр0} - B_{квтр1} = \Delta B_{квтр},$$

где $B_{мп0}$ и $B_{мп1}$ – база кварцевых трубок в период измерения во времени t_0 и t_1 соответственно, $B_{квтр0}$ и $B_{квтр1}$ – база массива горных пород в период измерения во времени t_0 и t_1 соответственно.

Если $\Delta B_{мп} \approx \Delta B_{квтр}$, то

$$\epsilon_{мп} = \frac{\Delta B_{мп} - \Delta B_{квтр}}{\Delta B_{квтр}} \approx 0.$$

Поскольку волны КПВ, света и лазерных дальномеров имеют одинаковую электромагнитную природу, при увеличении плотности волны КПВ со времени t_1 до t_2 уменьшается длина базиса $B_{t1} > B_{t2}$, уменьшается скорость волны дальномера $V_{д1} > V_{д2}$, а время прохождения волн останется неизменным $t_1 \approx t_2 \approx \text{const}$. При умножении принятой наукой скорости волны дальномера V_d на $t = \text{const}$ мы получаем практически неизменный от времени базис $Bt = V_d t$, что и видно в табл. 1.

Следовательно, использование теории КПВ позволяет гипотетически объяснить все значительно различающиеся результаты измерения и логической оценки деформации материи на Земле и в космосе. Определить истинную длину базиса B_n при использовании спутниковых навигационных си-

стем (СНС) (Генике, Побединский, 1999) $B_{\text{снс}}$ можно, введя в полученный результат поправочный коэффициент, учитывающий астрофизическую деформацию земной коры в данный момент времени $\varepsilon_{\text{АФ}}$, согласно патенту ИГД УрО РАН № 2613929:

$$B_{\text{п}} = B_{\text{снс}} (1 + \varepsilon_{\text{АФ}}).$$

Из изложенного видно, что различные объекты материального мира реагируют на волны КППВ по-разному. Также это относится и к средствам измерения, работающим на основе различных физических принципов. В результате в настоящее время невозможно получить “точную” величину не только измеряемого базиса и его относительной деформации, но и другие характеристики ряда фундаментальных физических констант, подобных скорости электромагнитных волн.

В работе Н.В. Косинова (2019) показано, что гравитационную постоянную можно получить путем перемножения комбинации из 19 фундаментальных физических констант:

$$\begin{aligned} G &= l_u^5 / t_u^3 h_u D_o, & G &= c^3 l_{\text{pl}}^2 \alpha / h_u, \\ G &= h_u l_u / t_u m_e^2 D_o, & G &= c^5 t_{\text{pl}}^2 \alpha / h_u, \\ G &= h_u c / \alpha m_{\text{pl}}^2, & G &= h_u \alpha^2 / 4\pi t_u m_{\text{pl}}^2 R_{\infty}, \\ G &= R_k l_u^4 \cdot 10^7 / h t_u^2 D_o, & G &= c^4 l_u / E_e D_o, \\ G &= l_u^4 10^7 / e^2 t_u^2 D_o, & G &= 2 l_u^5 \alpha H / t_u^2 h_u, \\ G &= l_u^3 / t_u^2 m_e D_o, & G &= E_h l_u / \alpha^2 m_e^2 D_o, \\ G &= 2\pi c^3 l_u^2 / \alpha h D_o, & G &= 4\mu_B \alpha^2 \cdot 10^{-7} / l_u^2 m_e^2 D_o. \end{aligned}$$

Из приведенных формул видно, что гравитационная константа G выражается с помощью других фундаментальных констант очень компактными и простыми соотношениями. В числе констант, с помощью которых представлена гравитационная константа, использованы следующие: фундаментальный квант h_u , скорость света c , постоянная тонкой структуры α , постоянная Планка h , число π , фундаментальная метрика пространства-времени ($l_u t_u$), элементарная масса m_e , элементарный заряд e , большое число D_o , планковские единицы длины l_{pl} , массы m_{pl} , времени t_{pl} , константа Ридберга R_{∞} , магнетон Бора μ_B , постоянная Хаббла H , энергия покоя электрона E_e , константа фон Клитцинга R_k , энергия Хартри E_h .

Профессор С.Э. Шноль обратил внимание на то, что результат исследований не имеет однофазного значения и подвержен непонятным флуктуациям, которые связаны с флуктуациями пространства-времени: “Из совокупности результатов сделан вывод, в соответствии с которым представляется вероятным, что дискретные флуктуации измеряемых величин являются следствием флуктуаций пространства-времени, являющиеся, в свою очередь, следствием движения изучаемых объектов

в неоднородном гравитационном поле. Эта неоднородность, по-видимому, обусловлена наличием “небесных тел” – сгущениями масс в окружающем пространстве; при движении объекта относительно этих тел, в неоднородном гравитационном поле, возникают гравитационные волны. В каждой точке пространства-времени происходит интерференция этих волн. Соответствующая интерференционная картина проявляется в тонкой структуре изучаемых нами гистограмм” (Шноль, 2019).

В 1987 г. немецкий физик-теоретик К. Веттерих представил “эфир” как темную энергию, назвав ее “квинтэссенцией”, плотность которой может варьироваться в пространстве и времени (Wetterich, 1988, 1995). Некоторые ученые полагают, что наилучшим свидетельством в пользу квинтэссенции явилось бы нарушение принципа эквивалентности Эйнштейна и вариации фундаментальных констант в пространстве и времени (Игнатъев, 2016).

На базе имеющегося багажа знаний мы отдаем предпочтение волнам квантованного пространства-времени, а не гравитационным волнам и темной энергии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

1. В результате длительного геодеформационного мониторинга напряженно-деформированного состояния массива крепких горных пород выявлены закономерности формирования напряжений в результате суммирования гравитационных, тектонических и переменных “астрофизических” сил. Гравитационную составляющую напряжений (γH) находят путем расчета, тектоническую можно только измерить экспериментально на конкретном месторождении, и она находится в пределах 0–40 МПа. Переменная “астрофизическая” составляющая, зафиксированная как единая для всей земной коры в пределах 0–20 МПа, может возрастать до 2022 г. на 3–4 МПа в год. Именно переменные “астрофизические” напряжения, суммируясь с гравитационными и тектоническими составляющими массива горных пород, в периоды экстремумов инициируют техноприродные катастрофы, приводящие к гибели сотен и тысяч людей.

2. В настоящее время для определения деформации массива горных пород использовались методы, основанные на различных физических принципах. Сами результаты являются относительными и не позволяют судить об ее абсолютной величине. Следовательно, изучать физические законы жизни Вселенной необходимо, познавая их в недрах Земли – в земной коре и литосфере, в пределах прямого доступа.

3. Целесообразно использовать общеизвестные эталоны длины и массы, но строго документируя время сверки рабочих и эталонных показателей для их анализа в будущем.

4. Проблему уточнения других фундаментальных физических констант необходимо будет решать, проводя экспериментальные и теоретические исследования, продолжительность которых составит несколько десятилетий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев С.Л. (1998) Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. *Циклическая динамика в природе и обществе*, (1), 88-94.
- Бернауэр Я., Рандольф П. (2019) Проблемы радиуса протона. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www/sci-ru.org/в мире науки>
- Генике А.А., Побединский Г.Г. (1999) Глобальная спутниковая система определения местоположения GPS и ее применения в геодезии. М.: Картгеоцентр-Геодезиздат, 272 с.
- Добрецов Н.Л. (1977) Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек. *Докл. АН СССР*, **357**(6), 797-800.
- Емельянов Е.М., Гриценко В.А. (2004) Природная циркуляция в Гадальской впадине Балтийского моря: донные осадки и динамика затоков североморских вод. *Океанология*, (2), 283-295.
- Зубков А.В. (2001) Геомеханика и геотехнология. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 335 с.
- Зубков А.В. (2005) Связь геодинамических событий в литосфере с солнечной активностью. *Геотехнологические проблемы комплексного освоения недр: сб. науч. тр.*, (3), 68-74.
- Зубков А.В. (2013) Периодическое расширение и сжатие Земли как вероятный механизм природных катаклизмов. *Литосфера*, (2), 145-156.
- Зубков А.В. (2019) Пульсации во Вселенной и проявления их на Земле. *Проблемы недропользования*, (1), 91-104.
- Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин С.В. (2015) Закономерности формирования напряженного состояния массива горных пород в верхней части земной коры. *Литосфера*, (5), 116-129.
- Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин С.В. (2019) Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем. *Литосфера*, **19**(5), 767-779.
- Игнатьев Ю.Г. (2016) Классическая космология и темная энергия. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 248 с.
- Косинов Н.В. (2019) Как получить точное значение гравитационной константы G. [Электронный ресурс]. Режим доступа: kosinov.314159.ru/kosinov25.htm
- Лухнев А.В., Санько В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. (2001) Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений. *Геология и геофизика*, (7), 1006-1017.
- Милановский Е.Е. (1984) Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсации Земли. *Проблемы расширения и пульсации Земли*. Мат-лы науч. конф. М.: Наука, 8-24.
- Росинформуголь. (2019) Уголь как вид полезного ископаемого. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.rosugol.ru/e-store/coalinformation.php>
- Халилов Э.Н. (2016) Прогноз сейсмической активности до 2926 года. [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://aze.az/news_elchin_halilov_prognoz_136048.html
- Хаманович С.В. (2015) Типы переменных звезд. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://2i.by/perem-zvezdi>
- Шноль С.Э. (2019) Космофизические факторы в случайных процессах. [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.biophys.ru/lib/books/sci-books/151-sholl
- BIPM (2019) The BIPM watt balance. URL [Electronic resource]. Access mode: <http://www.bipm.org/en/bipm/mass/watt-balance/>
- Leonov V.S. (2010) Quantum Energetics. *Theory of Super unification*. Cambridge International Science Publishing, 745 p.
- Stachel J.J. (2002) Einstein from "B" to "Z". *Einstein studies*, (9), 226.
- Wetterich C. (1988) Cosmology and the Fate of Dilatation Symmetry. *Nucl. Phys.*, B 302, 668-696.
- Wetterich C. (1995) The Cosmon Model for an Asymptotically Vanishing Time Dependent Cosmological "Constant", *Astron. Astrophys.*, **301**, 321 p.

REFERENCES

- Afanas'ev S.L. (1998) Atlas of temporary variations in natural, man-made and social processes. *Tsiklicheskaya dinamika v prirode i obshchestve*, (1), 88-94. (In Russian)
- Bernaue J., Randol'f P. (2019) *Problemy radiusa protona*. [Problems of the proton radius]. [Electronic resource]. Access mode: <http://www/sci-ru.org/in the world of science> (In Russian)
- BIPM (2019) The BIPM watt balance. URL [Electronic resource]. Access mode: <http://www.bipm.org/en/bipm/mass/watt-balance/>
- Dobretsov N.L. (1977) Mantle superplumes as the cause of major geological periodicity and global rearrangements. *Dokl. Akad. Nauk*, **357**(6), 797-800. (In Russian)
- Emel'yanov E.M., Gritsenko V.A. (2004) Natural circulation in the Gadäl depression of the Baltic Sea: bottom sediments and dynamics of North Sea inflows. *Okeanologiya*, (2), 283-295. (In Russian)
- Genike A.A., Pobedinskii G.G. (1999) *Global'naya sputnikovaya sistema opredeleniya mestopolozheniya GPS i ee primeneniya v geodezii* [Global Satellite Positioning System GPS and its application in geodesy]. Moscow, Kartgeotsentr-Geodezizdat Publ., 272 p. (In Russian)
- Ignat'ev Yu.G. (2016) *Klassicheskaya kosmologiya i temnaya energiya* [Classical cosmology and dark energy]. Kazan, Publishing house of Kazan University, 248 p. (In Russian)
- Khalilov E.N. (2016) *Prognoz seismicheskoi aktivnosti do 2926 goda* [Forecast of seismic activity until 2926]. [Electronic resource]. Access mode: https://aze.az/news_elchin_halilov_prognoz_136048.html (In Russian)
- Khamanovich S.V. (2019) *Tipy peremennykh zvezd* [Types of variable stars]. [Electronic resource]. Access mode: <http://2i.by/perem-zvezdi> (In Russian)
- Kosinov N.V. (2019) *Kak poluchit' tochnoe znachenie gravitatsionnoi konstanty G*. [How to get the exact value of the gravitational constant G]. [Electronic resource]. Access mode: kosinov.314159.ru/kosinov25.htm (In Russian)

- Leonov V.S. (2010) Quantum Energetics. *Theory of Super unification*. Cambridge International Science Publishing, 745 p.
- Lukhnev A.V., San'ko V.A., Miroschnichenko A.I., Ashurkov S.V., Kale E. (2001) Rotations and deformations of the earth's surface in the Baikal-Mongolian region according to GPS measurements. *Geol. Geofiz.*, (7), 1006-1017. (In Russian)
- Milanovskii E.E. (1984) Development and current status of the problems of expansion and pulsation of the Earth. *Problemy rasshireniya i pul'satsii Zemli*. Materialy nauch. konf. [Problems of expansion and pulsation of the Earth. Materials of Sci. Conf.]. Moscow, Nauka Publ., 8-24. (In Russian)
- Rosinformugol' [Rosinformugol']. (2019) Coal as a type of mineral. [Electronic resource]. Access mode: <http://www.rosugol.ru/e-store/coalinformation.php> (In Russian)
- Shnol S.E. (2019) *Kosmofizicheskie faktory v sluchainykh protsessakh* [Cosmophysical factors in random processes]. [Electronic resource]. Access mode: www.biophys.ru/lib/books/sci-books/151-shnoll (In Russian)
- Stachel J.J. (2002) Einstein from "B" to "Z". *Einstein studies*, (9), 226.
- Wetterich C. (1988) Cosmology and the Fate of Dilatation Symmetry. *Nucl. Phys.*, B 302, 668-696.
- Wetterich C. (1995) The Cosmon Model for an Asymptotically Vanishing Time Dependent Cosmological "Constant", *Astron. Astrophys.*, **301**, 321 p.
- Zubkov A.V. (2001) *Geomekhanika i Geotekhnologiya* [Geomechanics and geotechnology]. Ekaterinburg, IGd UB RAS, 335 p. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2005) Relation of geodynamic events in the lithosphere to solar activity. *Geotekhnologicheskie problemy kompleksnogo osvoeniya nedr: sbornik nauchnykh trudov* [Geotechnological problems of integrated subsoil development: a collection of scientific papers], (3), 68-74. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2013) Periodic expansion and contraction of the earth as a likely mechanism of natural disasters. *Litosfera*, (2), 145-156. (In Russian)
- Zubkov A.V. (2019) Ripples in the Universe and their manifestation on Earth. *Problemy nedropol'zovaniya*, (1), 91-104. (In Russian)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin S.V. (2015) Patterns of formation of the stress state of a rock mass in the upper crust. *Litosfera*, (5), 116-129. (In Russian)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin S.V. (2019) Methodology for determining natural stresses in an array by quarry deformation using satellite navigation systems. *Litosfera*, **19**(5), 767-779. (In Russian)

УДК 523.4+553.9+551.21

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-873-895

Углеводороды и дегазационные процессы Титана, спутника Сатурна

Л. К. Малышева, А. И. Малышев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: malyshev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 18.12.2019 г., принята к печати 17.03.2020 г.

Объект исследований и материалы. Работа содержит обзор имеющейся информации об атмосфере и поверхности Титана, необходимой для разработки концепций формирования углеводородного сырья, включая естественный углеводородный синтез, формирование предбиогенных состояний и зарождение жизни. Наличие гигантских запасов абиогенных углеводородов на Титане представляется чрезвычайно важным для теории генезиса углеводородного сырья на Земле, поскольку любая концепция нефтегенеза, претендующая на непротиворечивое объяснение всей совокупности имеющихся фактов, должна учитывать возможность абиогенного формирования крупных скоплений углеводородов. **Результаты.** Показано, что углеводородное многообразие атмосферы и поверхности Титана обеспечивается поступлением эндогенного метана. Дегазационные процессы на Титане имеют специфические формы, обусловленные их протеканием через жидкостную среду: 1) “газлифтинговая дегазация”, формирующая многочисленные небольшие депрессии с повышенным уровнем жидкости и, возможно, являющаяся причиной появления “волшебных островов” в море Лигеи; 2) лимнологические выбросы газообразного метана с последующим интенсивным облакообразованием, развитием метановых бурь и выпадением больших объемов осадков. **Заключение.** Наличие на Титане активных дегазационных процессов в сочетании с появившимися моделями внутреннего строения Титана позволяют уточнить ранее предложенную схему первичного естественного углеводородного синтеза в глубинах Титана.

Ключевые слова: Титан, углеводороды, криовулканизм, дегазация

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № AAAA-A19-119072990020-6

Hydrocarbons and degassing processes of Saturn’s satellite Titan

Lidiya K. Malysheva, Aleksandr I. Malyshev

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: malyshev@igg.uran.ru

Received 18.12.2019, accepted 17.03.2020

Research subject and methods. The paper presents a review of available information on the atmosphere of Titan and its surface, necessary for the development of concepts of hydrocarbon formation, including the natural hydrocarbon synthesis, formation of prebiogenic states and origin of life. The presence of vast reserves of abiogenic hydrocarbons on Titan is extremely important for the theory of hydrocarbon genesis on the Earth, since any concept of naphthogenesis claiming to be a consistent explanation of the entire set of available facts must take into account the possibility of abiogenic formation of large accumulations of hydrocarbons. **Results.** It was shown that the hydrocarbon diversity of the atmosphere and surface of Titan is provided by the inflow of endogenous methane. Degassing processes on Titan are characterized by specific forms due to their flow through a liquid medium: 1) “gas-lifting degassing” forming numerous small depressions with increased fluid levels and, possibly, being the cause of “magic islands” in the sea of Ligeia; 2) limnological emissions of gaseous methane, followed by intensive cloud formation, the development of methane storms and large amounts of precipitation. **Conclusions.** It is concluded that the presence of active degassing processes on Titan in combination with the emerging models of its internal structure contribute to clarifying the previously proposed scheme of primary natural hydrocarbon synthesis in the depths of Titan.

Keywords: Titan, hydrocarbons, cryovolcanism, degassing

Funding information

The studies were carried out within the scientific theme of IGG UB RAS No AAAA-A19-119072990020-6

Для цитирования: Малышева Л.К., Малышев А.И. (2020) Углеводороды и дегазационные процессы Титана, спутника Сатурна. *Литосфера*, 20(6), 873–895. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-873-895

For citation: Malysheva L.K., Malyshev A.I. (2020) Hydrocarbons and degassing processes of Saturn’s satellite Titan. *Litosfera*, 20(6), 873–895. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-873-895

Acknowledgements

The authors express their gratitude to the reviewer for their friendly attitude, valuable advice and comments that helped us improve the manuscript and outline the direction of future research.

ВВЕДЕНИЕ

В свете существующей дискуссии о генезисе месторождений углеводородного сырья (Иванов, 2018) большой интерес представляет информация о существовании гигантских скоплений углеводородов на Титане, спутнике Сатурна. По оценкам исследователей (Lorenz et al., 20086), общий запас жидкостей Титана превышает земные запасы нефти и газа ($\approx 800\text{--}1000 \text{ км}^3$) в несколько сотен раз. В одном только море Лигеи содержится примерно 10^4 км^3 углеводородной жидкости, состоящей преимущественно из метана и этана (Mastrogiuseppe et al., 2014), что составляет по массе лишь небольшую долю от количества углеводородов (в основном метана) в атмосфере Титана. Если весь атмосферный метан (1.4% от общего давления газов) конденсируется на поверхности, он формирует глобальный слой мощностью 4–5 м (Hörst, 2017). Помимо этого, значительное количество углеводородов присутствует на поверхности Титана в твердом состоянии – в виде дюнных песков. Исследователи (Lopes et al., 2016) отмечают, что темные дюны занимают около 13.9% поверхности Титана. По оценкам (Rodriguez et al., 2014), объем углеводородов в дюнных отложениях – $(1.7\text{--}4.4) \times 10^5 \text{ км}^3$, что по углеводородному эквиваленту в несколько сотен раз превышает запасы угля на Земле. Еще $\approx 17\%$ поверхности Титана занимают так называемые недифференцированные равнины, в составе которых, как считают исследователи (Lopes et al., 2016), доминируют углеводородные материалы, однако выполнить по ним количественную оценку не представляется возможным.

Любая концепция нефтегенеза, претендующая на непротиворечивое объяснение всей совокупности имеющихся фактов, должна учитывать информацию об углеводородных концентрациях на поверхности Титана. Данная работа представляет собой обзор имеющейся информации об атмосфере и поверхности Титана, необходимой для последующего использования в концепциях формирования углеводородного сырья, включая концепцию естественного углеводородного синтеза (Малышев, 2004, 2005, 2017), формирования предбиогенных состояний и зарождения жизни (Малышев, Малышева, 2009а–в; Малышев, 2015).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В нашей Солнечной системе Титан – единственный спутник с существенной атмосферой, причем

единственное другое после Земли небесное тело, обладающее плотной азотной атмосферой и имеющее устойчивую жидкую среду на своей поверхности. Титан – самый крупный спутник Сатурна, его радиус составляет 2575 км. Титан находится на расстоянии ≈ 1.43 млрд км (9.5 а.е.¹) от Солнца и ≈ 1.22 млн км от Сатурна. Оси собственного вращения Титана и Сатурна практически параллельны и отклонены от оси их вращения вокруг Солнца примерно на 27° . Это обеспечивает на Титане смену времен года “зима–лето” с цикличностью, равной периоду вращения Сатурна вокруг Солнца – 29.5 земных лет (рис. 1). Сутки на Титане длятся 15.9 земных суток. За это время Титан делает один оборот вокруг Сатурна. По сравнению с Землей Титан получает около 1% солнечного теплового потока. При этом до поверхности Титана доходит 10% от того, что получает верхняя часть атмосферы (57% для Земли) (Hörst, 2017). В результате температура поверхности очень низкая – примерно -180°C . Тем не менее годовой и суточной изменчивости в поступлении солнечного тепла вполне достаточно для циклических климатических и метеорологических процессов, в частности для формирования атмосферных потоков, явлений испарения и конденсации как в атмосфере, так и на поверхности. Значение эксцентриситета орбиты Сатурна (0.054) обуславливает асимметрию смены времен года на южном и северном полушариях Титана – южное лето более короткое и жаркое, чем северное: в разгар южного лета полярная атмосфера получает на 1.5 Вт/м^2 больше солнечного потока, чем на пике северного полярного лета (Aharonson et al., 2009).

Плотность Титана равна $1.9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, масса – $1.34 \cdot 10^{23} \text{ кг}$ (2% массы Земли), гравитация составляет седьмую часть земной. Из-за сочетания низких температур и гравитации Титан обладает достаточно мощной атмосферой с приповерхностным давлением в 1.5 раза выше земного. В составе атмосферных газов (Clark et al., 2010) преобладает азот (95–98%), присутствуют метан (5–1.4%), водород (0.1–0.4%), аргон ($4.3 \cdot 10^{-30}\%$), этан ($n \cdot 10^{-30}\%$), ацетилен ($n \cdot 10^{-40}\%$), пропан ($n \cdot 10^{-50}\%$), этилен ($n \cdot 10^{-50}\%$), СО ($n \cdot 10^{-30}\%$) и СО₂ ($n \cdot 10^{-60}\%$), среди атмосферных аэрозолей зарегистрированы следы аммиака. В северной полярной области Титана в течение зимы образуется аэрозольное облако цианистого водорода. Поверхностные *T-P* условия Титана близки к тройной точке метана, поэтому

¹ А.е. – астрономическая единица, среднее расстояние от Земли до Солнца, 149.5 млн км.

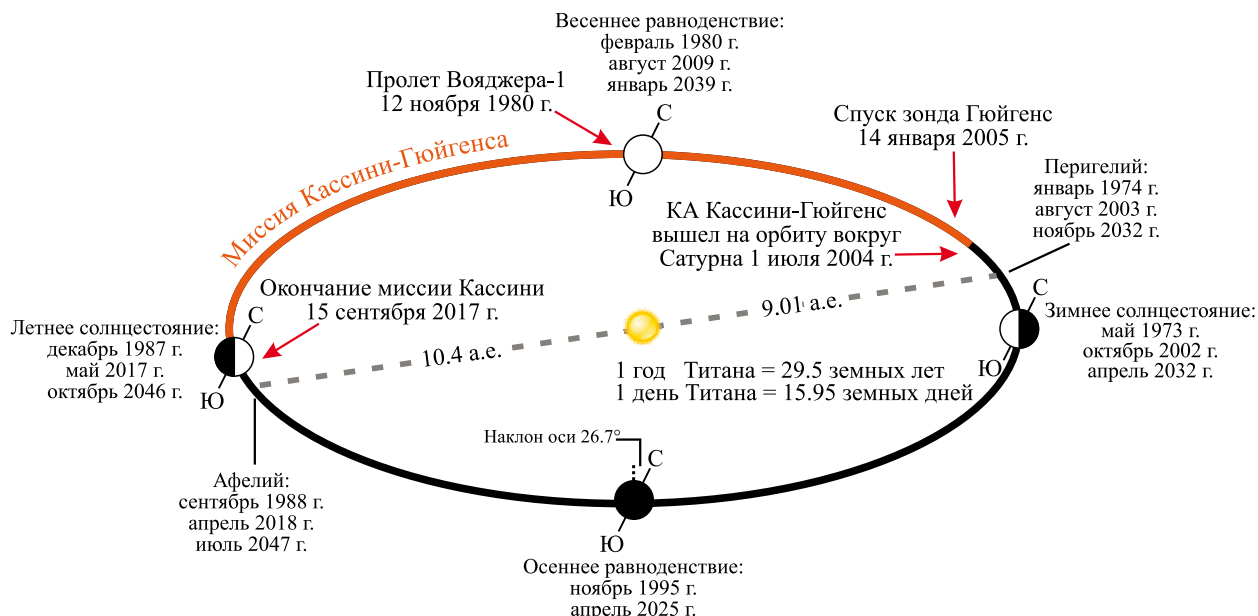


Рис. 1. Схема орбиты Сатурна и его спутника Титана, на которой отмечены продолжительность и время работы АМС Кассини-Гюйгенс, по (Hörst, 2017).

Fig. 1. Orbit scheme of Saturn and its moon Titan, which notes the length and timing of the Cassini-Huygens mission, according to (Hörst, 2017).

на Титане возможен постоянный углеводородный цикл, аналогичный круговороту воды на Земле.

Автоматическая межпланетная станция (АМС) Кассини-Гюйгенс вышла на заданную орбиту для изучения Сатурна и его спутников 1 июля 2004 г. Спускаемый аппарат (СА) Гюйгенс, предназначенный для изучения Титана, 14 января 2005 г. совершил мягкую посадку в районе его экватора. Орбитальная станция (ОС) Кассини исследовала систему Сатурна 13 лет и была разрушена в ходе финального эксперимента по изучению атмосферы Сатурна. Начало работы АМС Кассини-Гюйгенс соответствует лету в южном полушарии Титана и зиме – в северном (см. рис. 1). Длительные наблюдения, начавшиеся спустя два года после зимнего солнцестояния (октябрь 2002 г.), захватили равноденствие на Титане (август 2009 г.) и продолжались вплоть до летнего солнцестояния (май 2017 г.), что позволило изучить климатические изменения в обоих полушариях при смене времен года (Hörst, 2017).

АТМОСФЕРА

Кроме метана, этана, ацетилена, пропана и этилена в атмосфере Титана обнаружены в небольших концентрациях пропилен C_3H_6 , диацетилен C_4H_2 , бензол C_6H_6 , циановодород HCN , метилацетилен CH_3C_2H , цианоацетилен HC_3N , метилцианид CH_3CN , этилцианид C_2H_5CN (Hörst, 2017, Table 1). При этом было установлено, что массовые отношения большинства перечисленных соединений уве-

личиваются с высотой, что характерно для молекул, образующихся вследствие фотохимических реакций на больших высотах.

Солнечные фотоны и частицы с высоким уровнем энергии (фотоэлектроны, образующиеся в атмосфере Титана под воздействием солнечного рентгеновского и жесткого ультрафиолетового излучения, электроны из магнитосферы Сатурна, частицы солнечного ветра и ионы, возникающие при абляции микрометеоритов) воздействуют на N_2 и CH_4 (рис. 2), запуская реакции диссоциации, ионизации и необратимого разрушения CH_4 с образованием H_2 и сложных органических молекул, таких как углеводороды и нитрилы (Hörst, 2017). Последующее объединение и гетерогенные химические реакции этих молекул образуют аэрозоли², ответственные за характерный оранжевый цвет Титана и слои дымок. Образование аэрозолей происходит выше 300 км. Ниже 300 км дымка³ повсеместна. По мере оседания аэрозолей на поверхности они образуют ядра конденсации для молекул HCN , C_2H_6 и CH_4 в нижних слоях атмосферы. Ниже 80 км аэрозоли представляют собой комбинацию фотохими-

² Аэрозоль относится к любой частице, находящейся во взвешенном состоянии в газе, и, следовательно, представляет собой наиболее общий термин для описания частиц в атмосфере Титана (Hörst, 2017).

³ Дымка используется для обозначения фотохимически генерируемых нелетучих частиц в атмосфере Титана (Hörst, 2017).

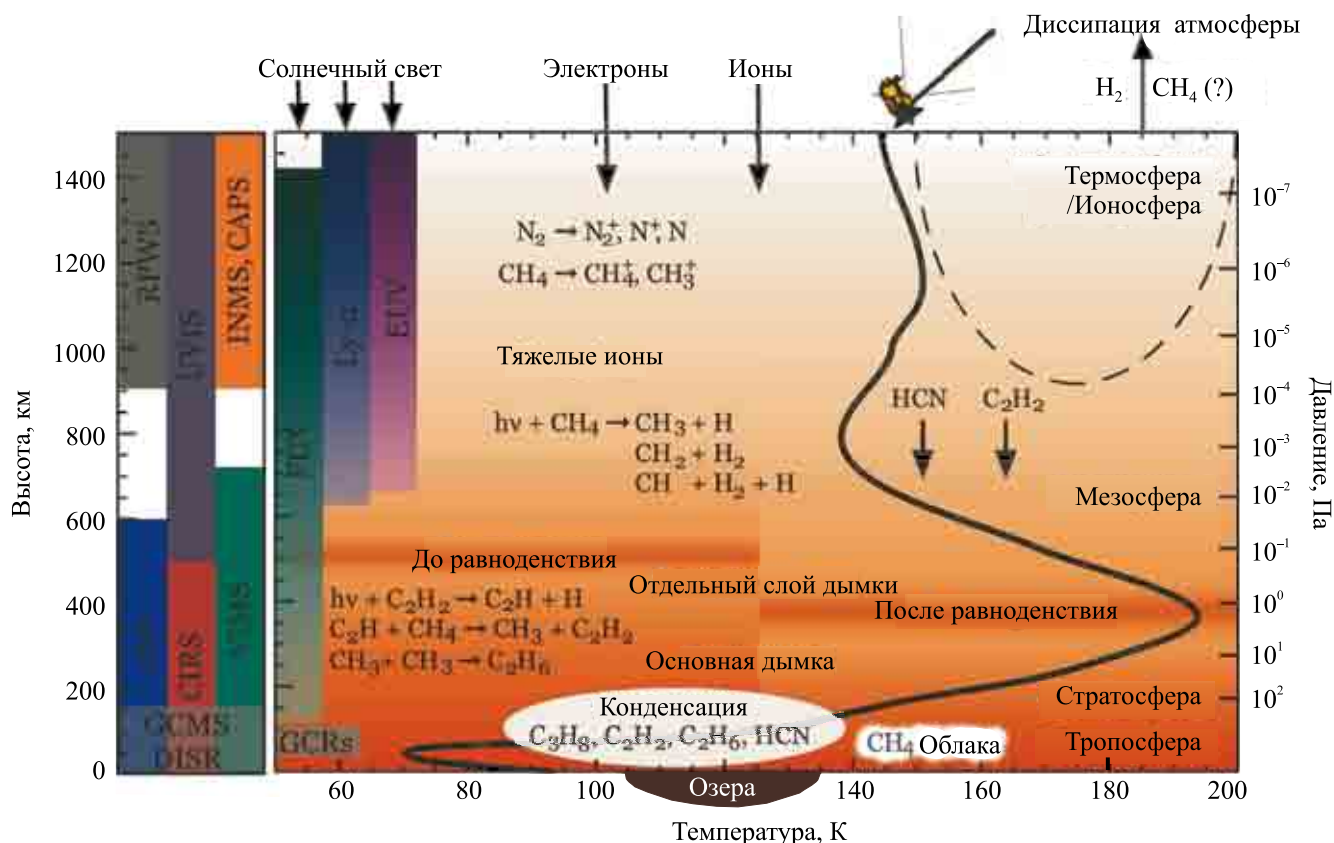


Рис. 2. Высотный диапазон покрытия приборов аппаратного комплекса АМС Кассини-Гюйгенс (слева), основные химические процессы в атмосфере и ее T - P профиль по траектории посадки СА Гюйгенс (Hörst, 2017).

Воздействие внешнего излучения на атмосферу Титана: EUV – жесткий ультрафиолет, FUV – дальний ультрафиолет, GCRs – галактические космические лучи, Ly- α – Лайман-альфа излучение. Приборы СА Гюйгенс: GCMS – газовый хроматографический масс-спектрометр, DISR – спускаемая камера/спектральный радиометр; приборы ОС Кассини: CIRS – инфракрасный спектрометр, UVIS – ультрафиолетовый спектрометр, VIMS – визуальный и инфракрасный картирующий спектрометр, INMS – ионный и нейтральный масс-спектрометр, ISS – подсистема визуализации, RPWS – регистратор радио- и плазменных волн, CAPS – плазменный спектрометр Кассини.

Fig. 2. The approximate altitude coverage of the instruments carried by Cassini-Huygens (left), some of the major chemical processes in the atmosphere and its T - P profile along the landing trajectory of the Huygens (Hörst, 2017).

The impact of external radiation on the atmosphere of Titan: EUV – extreme ultraviolet, FUV – far ultraviolet, GCRs – galactic cosmic rays, Ly- α – Lyman-alpha radiation. Huygens instruments: GCMS – Gas Chromatograph Mass Spectrometer, DISR – Descent Imager/Spectral Radiometer; Cassini instruments: CIRS – Composite Infrared Spectrometer, UVIS – Ultraviolet Imaging Spectrograph, VIMS – Visual and Infra-red Mapping Spectrometer, INMS – Ion and Neutral Mass Spectrometer, ISS – Imaging Science Subsystem, RPWS – Radio and Plasma Wave Science, CAPS – Cassini Plasma Spectrometer.

чески генерируемых дымок и конденсированных органических веществ.

Медленное вращение Титана обуславливает перераспределение тепла в виде глобальной циркуляции с восходящим движением в летнем полушарии и нисходящим движением около зимнего полюса. Как и на Земле, большой наклон сатурнианской системы (26.7°) приводит к сезонным колебаниям солнечного воздействия. В отличие от Земли Титан обычно имеет одну главную ячейку циркуляции (от полюса до полюса). Исключение составляет период равноденствия, когда при смене циркуляции временно сосуществуют две ячейки (от эква-

тора до полюса). Одинокая циркуляционная ячейка эффективно перераспределяет тепло, приводя к относительно небольшому контрасту температуры от экватора к полюсу: температура поверхности асимметрично уменьшается от экватора к полюсам с уменьшением на 3°C в направлении зимнего полюса (60° с.ш.) и на 1°C в направлении летнего полюса (60° ю.ш.) (Cottini et al., 2012). Скорости ветра очень низкие (<1 м/с) на поверхности, но увеличиваются до 40 м/с около 60 км над поверхностью спутника, где они начинают уменьшаться, пока не достигнут минимума (5 м/с) около 75 км, потом снова увеличиваются до скорости 200 м/с на высо-

те около 200 км, а затем уменьшаются до 60 м/с на больших высотах (около 450 км).

В атмосфере Титана присутствуют облака, состоящие из конденсата различных летучих веществ (CH_4 , C_2H_6 , HCN , HC_3N и т.д.). Среди них выделяются тропосферные (высота до 35 км над поверхностью спутника) конвективные метановые облака и высотные (от 30 до 300 км) стратиформные облака этана и нитрилов. Конвективные метановые облака наблюдаются на летнем полюсе и в средних широтах, тогда как другие типы облаков – на зимнем полюсе (Hörst, 2017). В частности, в 2004–2008 гг. (конец зимы в северном полушарии) в высоких северных широтах (60–90° с.ш.) находилось обширное долгоживущее облако этана и нитрилов, остальная же часть полушария была полностью свободна от облаков. В это же время в южном (летнем) полушарии регулярно регистрировались спорадические облака метана в средних широтах и над полюсом. По мнению исследователей (Rodriguez et al., 2011), образование зимнего (северного) полярного облака обусловлено снижением и охлаждением стратосферного воздуха по мере приближения к тропопаузе с преимущественной конденсацией этана, тогда как изменчивые летние (южные) облака конвективны по своей природе и состоят из конденсата метана.

Во второй половине 2008 г. северное полярное облако начало разрушаться, оставляя облачное кольцо с небольшими пятнами конвективных облаков в его центральной части. С наступлением в северном полушарии весеннего равноденствия в августе 2009 г. северное полярное облако полностью рассеялось (Rodriguez et al., 2011). Над южным полюсом спутника стратосферное облако этана и нитрила начало формироваться в 2012–2017 гг. в связи с наступлением поздней осени в южном полушарии (Le Mouélic et al., 2018). Примечательно, что формирование южного полярного облака началось на больших высотах (≈ 300 км) (de Kok et al., 2014) в верхней части стратосферы, непосредственно примыкающей к стратопаузе, тогда как рассеивание северного полярного облака произошло уже в нижней части стратосферы на высотах 30–65 км (Hörst, 2017), непосредственно примыкающих к температурной тропопаузе.

Таким образом, сезонный цикл существования стратосферного этан-нитрилового полярного облака обусловлен глобальной атмосферной циркуляцией. Этан и нитрилы, образующиеся под воздействием солнечного излучения в летнем полушарии, перемещаются в верхней части стратосферы, где скорость ветра достигает 200 м/с, в остывающее зимнее полушарие. Их охлаждение, в соответствии со стратосферным профилем снижения температуры, приводит к сбросу в конденсат избыточных (по отношению к парциальному давлению насыщения) количеств этана и нитрила, за счет чего и формируется полярное облако.

Наблюдения за метановыми облаками, по данным ОС Кассини, продолжались более 13 лет (Turtle et al., 2018). Конвективные тропосферные системы наблюдались над Южным полюсом первоначально с помощью земных телескопов с 2001 г., затем при помощи ОС Кассини с 2004 г. Большой выброс облаков в октябре 2004 г. привел к выпадению осадков на Равнине Арракис (Aragakis Planitia). Такая активность уменьшилась после 2005 г. по мере убывания южного лета. Удлиненные полосы конвективных облаков постоянно наблюдались в средних (иногда в более низких) южных широтах (≈ 40 – 50° ю.ш.) с начала миссии ОС Кассини до конца 2012 г., т.е. значительно позже южного осеннего равноденствия. Эта летняя среднеширотная облачная активность стала неожиданной для первоначальных моделей глобальной атмосферной циркуляции. Ее удалось смоделировать лишь с применением “влажной” физики, учитывающей термодинамику конденсирующегося метана.

Начиная с 2007 г. с наступлением северной весны облака стали регистрироваться в высоких северных широтах ($>55^\circ$ с.ш.), где они оставались относительно обычными в период равноденствия. В сентябре 2010 г., примерно через год после равноденствия, в низких южных широтах был замечен выброс большого стреловидного облака, за которым последовали обильные осадки, вызвавшие обширные изменения поверхности. После этого облачная активность резко снизилась и оставалась редкой, лишь несколько отдельных облаков наблюдались в средних южных и средних северных широтах в течение примерно 5 лет. Исследователи (Turtle et al., 2018) предполагают, что удаление метана сильными осадками высушило и стабилизировало атмосферу, аналогично более короткому падению активности после выброса южнополярных облаков в 2004 г.

Вопреки ожиданиям, основанным на моделях с “влажной” физикой, в 2010 г. произошло снижение облачной активности и в высоких северных широтах Титана: облака начали появляться около $\approx 55^\circ$ с.ш. только в 2016 г. и стали распространенными в течение 2017 г. В последний год полета (на несколько лет позже прогноза) небольшие облака также появились на ≈ 15 – 40° с.ш. Вопреки прогнозам не повторилась на северном полюсе в северное лето и погодная картина летнего южного полюса – вместо ожидавшихся обширной облачной активности и осадков наблюдались лишь небольшие изолированные облака.

Метановый цикл Титана во многом аналогичен гидрологическому циклу Земли. Однако имеются и существенные различия. Во-первых, несмотря на то что метан совершает цикл между атмосферой и поверхностью, он также в значительных количествах теряется из атмосферы. Поэтому цикл стаби-

лен в геологических временных масштабах лишь в том случае, если есть источник метана. Второе отличие состоит в том, что на Титане большая часть метана находится в атмосфере, а не на поверхности. Дефицит метана на поверхности усугубляет проблему с его источником для поддержания метанового цикла в геологическом масштабе времени. В качестве гипотетических источников метана рассматриваются: эпизодическая дегазация метана из клатрат-гидратов ледяной оболочки Титана (Tobie et al., 2006), производство метана путем серпентинизации (Atreya et al., 2006), просачивание метана из малоглубинных подземных резервуаров (Hayes et al., 2008), гидротермальные и криовулканические процессы (Glein, 2015). С. Хёрст (Hörst, 2017) считает, что отсутствие информации о дополнительном источнике метана ограничивает способность полностью понять метановый цикл на Титане.

В частности, аппаратура СА Гюйгенс определила относительную влажность метана на поверхности $\approx 50\%$ (Niemann et al., 2005, 2010). Модели облаков и гроз показывают, что для образования конвективных облаков требуется по меньшей мере 60% относительной влажности, а для гроз, способных вызывать значительные осадки, – 80% (Hörst, 2017). Поэтому утверждается, что на экваторе обычно недостаточно метана для образования осадков. Тем не менее в низких широтах эпизодически наблюдались сильные штормы (Schaller et al., 2009), один из которых привел к обширным изменениям поверхности, предположительно в результате выпадения большого количества метановых осадков (Turtle et al., 2011b).

УГЛЕВОДОРОДЫ ПОВЕРХНОСТИ

После посадки на поверхность Титана СА Гюйгенс работал 72 мин. Состав поверхности Титана остается плохо изученным, несмотря на анализ данных СА и обширных материалов дистанционного зондирования. Проблемы изучения поверхности Титана обусловлены его протяженной плотной и туманной атмосферой, насыщенной метаном. Прямое наблюдение поверхности возможно только с помощью радара и спектроскопии на нескольких специфических частотах в ближнем инфракрасном диапазоне, где поглощение метана слабое. При этом в наблюдаемых спектрах выделяется и вычитается вклад атмосферы, и лишь затем по остаточным спектрам становится возможным судить о свойствах и составе поверхности. Результаты этого анализа показывают (Solomonidou et al., 2018), что в распределении поверхностного состава прослеживается определенная закономерность: на экваторе Титана преобладают органические материалы и очень темный (в остаточном спектре) неизвестный материал, в то время как высокие широты содержат больше водяного льда.

Предполагается (Hörst, 2017), что жидкие и твердые углеводороды образуются в результате атмосферных физико-химических процессов и в конечном счете осаждаются на поверхность, т.е. состав поверхности однозначно связан с ее атмосферой. Анализы на месте посадки выявили следы испаряющегося метана, этана (C_2H_6), ацетилен (C_2H_2), циана (C_2N_2) и углекислого газа (CO_2), при этом испарение метана, по мнению исследователей (Niemann et al., 2010), свидетельствует о наличии недавно выпавших метановых осадков. Дистанционными методами зондирования (спектрометр VIMS ОС Кассини) на поверхности Титана обнаружены отложения твердого бензола (C_6H_6), твердого и/или жидкого этана (C_2H_6) или метана (CH_4) (Clark et al., 2010). Еще одним вероятным материалом поверхности считается водяной лед. Доказательства наличия водяного льда на поверхности Титана были впервые получены с помощью наземных телескопов (Griffith et al., 2003), однако обнаружение водяного льда дистанционными методами ОС Кассини остается дискуссионным (Hörst, 2017). Ряд исследователей определяют в спектрах признаки его присутствия (Brossier, et al., 2018), другие утверждают, что эти особенности могут быть объяснены другими углеводородами или нитрилами (Clark et al., 2010).

В экваториальном поясе Титана, в пределах $\pm 30^\circ$ по широте, и почти повсеместно по долготе, за исключением области Ксанаду (Xanadu, $70\text{--}140^\circ$ в.д.), обнаружены дюны, формирующие обширные дюнные поля. Дюны Титана имеют ширину 1 км, междюнное расстояние 1–3 км, длину от многих десятков до нескольких сотен километров и высоту порядка 100 м (Rodriguez et al., 2014). Они ориентированы преимущественно в направлении запад-восток, но в некоторых случаях отклонены до 10° от параллели к экватору (Barnes et al., 2008). На радарных изображениях они почти всегда темные (следствие поглощения излучения), линейные по форме, а по размерам и морфологии подобны линейным дюнам, обычным в больших песчаных морях на Земле, например в пустынях Намибии, Китая или Саудовской Аравии (Rodriguez et al., 2014). Зарегистрированное ОС Кассини излучение с дюнных полей, по всей видимости, соответствует частицам “песка”, в которых преобладают твердые органические вещества, спектрально сходные с атмосферными аэрозолями. Одним из соединений, входящих в состав дюн, является бензол, а для определения других компонентов требуются дополнительные данные (Clark, 2010). По оценкам (Lopes et al., 2016), дюнный материал покрывает 13.9% площади поверхности Титана с общим объемом углеводородов $3.5 \times 10^5 \text{ км}^3$. Их общая масса оценивается (Rodriguez et al., 2014) в 230 тыс. Гт, что многократно превышает аналогичные оценки массы углеводородов в полярных озерах и

морях (4–30 тыс. Гт). Следовательно, дюнные поля являются одним из основных типов углеводородных скоплений на поверхности Титана.

Аналогичные или даже более крупные скопления твердых углеводородов возможны на территории недифференцированных равнин, занимающих примерно 17% поверхности Титана (Lopes et al., 2016). Недифференцированные равнины были описаны как в целом однородные (в масштабах от сотен до тысяч километров) радар-темные области, классифицированные как равнины, потому что они обширны, относительно невыразительны и, по видимому, имеют низкий рельеф.

Еще 3.3% поверхности Титана занимают лабиринтные ландшафты. Они расположены в основном в высоких широтах, занимают возвышенное положение по отношению к окружающим территориям, повсеместно сильно рассечены флювиальной эрозией, и в составе их поверхности также доминируют твердые углеводороды (Lopes et al., 2016; Janssen et al., 2016). Лабиринты всегда соседствуют с недифференцированными равнинами, в то время как многие недифференцированные равнины никак не связаны с лабиринтами. Основной особенностью лабиринтных ландшафтов являются каналы. Однако лишь несколько каналов, наблюдаемых в лабиринтах, выходят на соседние недифференцированные равнины, где они становятся более узкими и исчезают.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что скопления твердых углеводородов доминируют на территории дюнных полей, недифференцированных равнин и лабиринтных ландшафтов, занимающих в общей сложности 34.2% поверхности Титана.

ПОТОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ, ОЗЕРА И МОРЯ

Предположения о возможном наличии на Титане жидких углеводородов возникли еще на основе данных АМС Вояджер-1 и -2 (1980 г.), свидетельствующих о близости поверхностных *T-P* условий Титана к тройной точке метана. Хотя оптические приборы АМС Вояджер не могли проникнуть сквозь толщу дымки Титана, инфракрасный спектрометр обнаружил углеводороды и нитрилы в стратосфере. Фотохимические модели (Lunine et al., 1983) предсказывали, что Титан покрыт океаном глубиной от одного до нескольких километров, состоящим в основном из этана (70% этана, 25% метана и 5% азота).

СА Гюйгенс совершил посадку вблизи экватора. Снимки, полученные при спуске, не обнаружили каких-либо значительных объемов жидкости, однако рельеф поверхности явно свидетельствовал о воздействии жидкости: топографические особенности напоминают береговую линию с речными протоками, вырезанными на низких холмах (То-

masko et al., 2005). Поверхность на месте посадки СА (рис. 3) представляет собой окатанную гальку размером 4–15 см в мелкозернистом влажном субстрате (Niemann et al., 2005; Lorenz et al., 2008a).

В районе приземления СА Гюйгенс, как и во многих других районах Титана, присутствует хорошо выраженная сеть каналов. Однако данные о дендритных долинах возле места посадки СА Гюйгенс (Langhans et al., 2012) уникальны тем, что получены с высоким пространственным разрешением. С орбиты они не видны. Это узкие ветвящиеся каналы, берущие начало на яркой горной местности и направленные на более темные низины. Резко очерченная граница темной области расценивается как “береговая линия” бывшего моря или озера, которое со временем высохло. Ширина каналов меняется от 17 до 250 м при длине до 15 км.

В целом флювиальные формы рельефа на Титане широко распространены и разнообразны (Langhans et al., 2012). Высокоразвитые и сложные флювиальные сети с длиной каналов до 1200 км и шириной до 10 км сосредоточены лишь в нескольких местах, тогда как отдельные долины разбросаны по всем широтам. Флювиальные долины часто встречаются в горных районах. Некоторые ландшафты, такие как экваториальные дюнные поля и недифференцированные равнины в средних широтах, напротив, почти полностью свободны от долин. Глобальная картина распространения долин указывает на разнообразие параметров, контролирующих флювиальную эрозию, в частности на климатические процессы, а также на типы поверхностных и подповерхностных пород. Недавняя флювиальная активность весьма вероятна в северном полярном регионе в отличие от более засушливых условий в более низких широтах и на южном полюсе Титана. Это соответствует сезонной климатической асимметрии между полушариями. Однако следы прежней флювиальной активности рассеяны по всем широтам Титана, что свидетельствует о прежних климатических условиях по меньшей мере с эпизодическими осадками.

М. Лангханс с соавторами (Langhans et al., 2012) выделяют 5 типов долин: дендритные долины, сухие долины, каналы просачивания, индивидуальные (удлиненные) долины и долины в горах.

Дендритные долины имеют иерархическое и древовидное расположение притоков, что свидетельствует об их формировании под воздействием временных потоков, вызванных атмосферными осадками. Иногда в пределах долин выделяются внутренние каналы, по которым перемещались потоки жидкости. Наиболее известные дендритные сети Титана расположены вблизи северного полюса Титана, в низких широтах, например в западной Ксанату, а также на месте посадки СА Гюйгенс. Западная Ксаната, а также северная полярная область обладают очень сложными, извилистыми и протя-

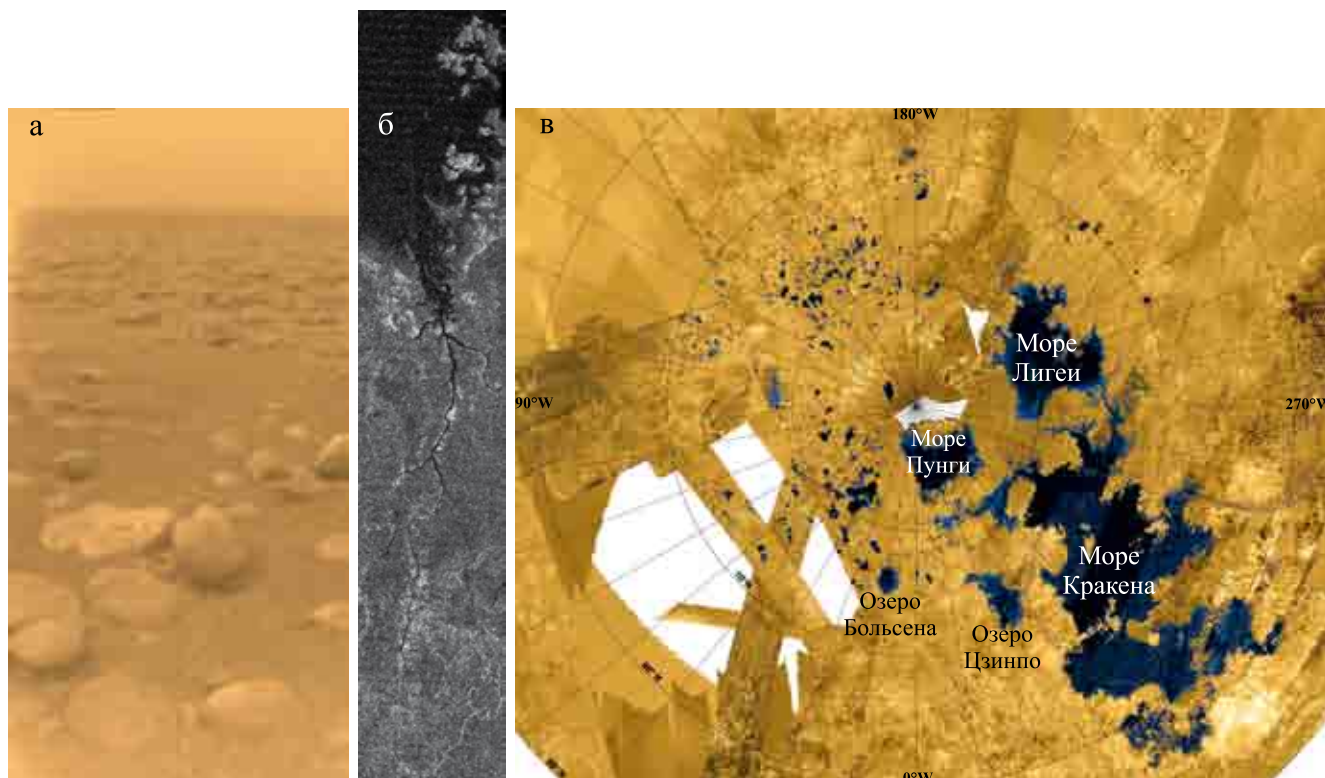


Рис. 3. Жидкостные (а, б – флювиальные, в – озерно-морские) формы рельефа на Титане.

а – поверхность Титана на месте посадки СА Гюйгенс 14 января 2005 г. (PIA07232⁴); б – река длиной более 400 км, впадающая в Море Лигеи (PIA16197); в – северная полярная область Титана с морями и озерами (PIA17655).

Fig. 3. Liquid (a, б – fluvial, в – lake-sea) landforms on Titan.

а – the surface of Titan at the Huygens landing site on January 14, 2005 (PIA07232); б – the river more than 400 km long, flowing into Ligeia Mare (PIA16197); в – the Northern polar region of Titan with seas and lakes (PIA17655).

женными дендритными долинными сетями. Длина каналов Ксанату достигает 450 км, ширина варьируется от 350 до ≈ 2500 м. Долины вблизи северного полюса имеют ширину от 350 м (предел разрешения снимков ОС Кассини) до 5 км в устье при длине долины до 250 км. Судя по радарным изображениям, долины, близкие к северному полюсу, в настоящее время заполнены жидкостью, тогда как лишённые жидкости долины в пределах дендритных систем западной Ксанату покрыты материалом, возможно, в форме округлых камней или гальки.

Сухие долины напоминают земные сухие русла рек или марсианские каналы истечения. Некоторые сухие долины Титана выглядят как широкие и прямые потоки. Они обычно короче и шире, чем долины, интегрированные в дендритные сети, с длиной до 300 км и шириной до 8 км. Сухие долины встречаются на равнинах преимущественно в средних широтах. В отличие от дендритных флювиальных систем ландшафты, покрытые сухими долина-

ми, менее обширны и распределены только на небольшой части поверхности Титана. Некоторые каналы граничат с однородным и гладким рельефом, который по форме и текстуре напоминает поймы рек. Подобно земным вади сухие долины на Титане, вероятно, образовались в результате внезапных сильных стоков, сопровождавшихся длительными засухами.

Индивидуальные (удлиненные) долины расположены на недифференцированных равнинах, выглядят яркими на радарных изображениях и сильно контрастируют с их радарно-темным невыразительным окружением. Этот тип долин отличается от других типов долин своим прямым течением с небольшим количеством ответвлений. Извилистые участки и меандры встречаются редко, а изгибы канала имеют угловатую форму. Из-за неполного охвата радарного картографа долины этого типа плохо изучены, но встречаются они на всех широтах Титана, за исключением полюсов. Ширина до-

⁴ Здесь и далее нумерация по NASA Photojournal (<https://photojournal.jpl.nasa.gov/>).

лин не превышает 3 км, тогда как их длина, достигающая 100 км, в некоторых случаях может быть занижена из-за фрагментарного картирования. Долины имеют почти постоянную ширину, что свидетельствует об устойчивом течении жидкости при их формировании. Однако радарно-яркий тон каналов свидетельствует об их сухости в моменты наблюдений. Простая форма и отсутствие типичных речных характеристик, таких как меандры, показывают, что эти долины были активны в течение более короткого периода времени, чем другие типы флювиальных долин на Титане.

Предполагается, что некоторые долины Титана – каналы просачивания – созданы в результате эрозии жидкостью, выходящей из недр. В отличие от обычных долин, образующихся под воздействием атмосферных осадков, они, как правило, короче и шире, глубоко изрезаны и имеют в истоке амфитеатровидное обрамление. Морфологические признаки просачивания подповерхностных жидкостей обнаружены на Титане только в двух местах. Это небольшая сеть в районе посадки СА Гюйгенс с длиной основного канала менее 15 км и шириной до 100 м. Другой вероятный ландшафт просачивания расположен около 143° з.д. и 50° с.ш. Криволинейные очертания каналов в этом месте напоминают некоторые глубоко врезаемые каньоны на Земле и имеют значительные продольные и поперечные размеры (ширина до 5 км, длина системы составляет около 200 км), но каналы кажутся несвязанными.

Долины в горах Титана свидетельствуют об активной переработке поверхности гор флювиальной эрозией. Большинство из них кажутся неактивными, зарождающимися и короткими, длиной в несколько десятков километров, шириной менее 3 км и внезапным исчезновением на выходе за пределы гор. Лишь несколько каналов выходят на соседние равнины, где они становятся более узкими и исчезают.

С октября 2004 г. по декабрь 2008 г. с помощью VIMS ОС Кассини было отснято около 17% поверхности Титана с захватом места посадки СА Гюйгенс. Здесь было обнаружено пять темных ландшафтов, являющихся предположительно небольшими озерами или болотами. Одно из таких темных пятен имеет овальную форму размером примерно 60 тыс. км². Оно было обнаружено в 2004 г. в сухой сезон за несколько лет до появления тропических облаков. Поскольку метановые озера неустойчивы на тропической поверхности Титана, их наличие, по мнению исследователей (Griffith et al., 2012), указывает на подземные источники жидкого метана.

Радарное зондирование поверхности Титана с борта ОС Кассини 22 июля 2006 г. (пролет T₁₆) выявило в северном полушарии на широтах выше 70° более 75 пятен, сильно поглощавших радиоволны, имевших круглые или неправильные очертания и

морфологическое сходство с озерами (в числе последних – наличие связанных каналов и расположение в топографических впадинах). Эта совокупность данных позволила подтвердить наличие на Титане углеводородных озер (Stofan et al., 2007). Последующие наблюдения выявили 580 таких пятен, разбросанных по полярным регионам. Наиболее крупные, заполненные жидкостями депрессии, назвали морями – Море Кракена (Kraken Mare), Море Лигеи (Ligeia Mare) и Море Пунги (Punga Mare).

Полярный ландшафт Титана состоит из гладких волнистых равнин, рассеченных нагорий и очень сильно рассеченных лабиринтных ландшафтов (Hayes et al., 2014). На волнистых равнинах располагаются депрессии, находящиеся в различных состояниях увлажнения (от сухого до полностью заполненного жидкостью). Северные моря Титана и крупные озера, такие как Цзинпо (Jingpo Lacus) и Больсена (Bolsena Lacus), являются примерами широких депрессий, заполненных жидкостью (см. рис. 3). Крупные озера и моря Титана обладают дендритными контурами и связаны с речными каналами. Северные моря Титана имеют береговые линии, которые включают в себя неглубокие заливы с хорошо развитыми затопленными речными долинами (Stofan et al., 2007).

Большинство озер Титана представляют собой небольшие депрессии с четким контуром (sharp-edged depressions, SED) (рис. 4а), которые морфологически отличаются от крупных широких депрессий с пологими склонами (Hayes et al., 2017). SED имеют относительно ровное дно, значительную глубину (до 600 м) и не имеют видимых (на уровне разрешения) каналов притока или оттока. Почти все SED с площадью более 750 км² (как заполненные, так и пустые) имеют края, приподнятые на высоту порядка сотни метров (Hayes, 2016; Hayes et al., 2017) (см. рис. 4). Это обрамление имеет крутые склоны (более 45° снаружи и практически вертикальные внутри) и ширину 1–5 км. Отсутствие идентификации подобного обрамления для более мелких депрессий, как считают исследователи, может быть следствием недостаточного разрешения наблюдений (1 км и более). Часть небольших депрессий имеет почти круглую форму диаметром от 10 до 30 км, с заглубленным дном, часто на разных уровнях (рис. 5, А). Этот морфологический тип признаков интерпретируется как карстовые воронки (Cornet et al., 2015) или вулканические кратеры (Wood, 2015). Почти всегда рядом с кратероподобными депрессиями находятся другие, имеющие неправильную форму (рис. 5, В). Присутствуют также депрессии сложной формы, некоторые с кратероподобными краями (рис. 5, С). Исследователи (Wood, 2015) считают, что эти неправильные депрессионные формы рельефа образовались из множества меньших оригинальных депрессий.

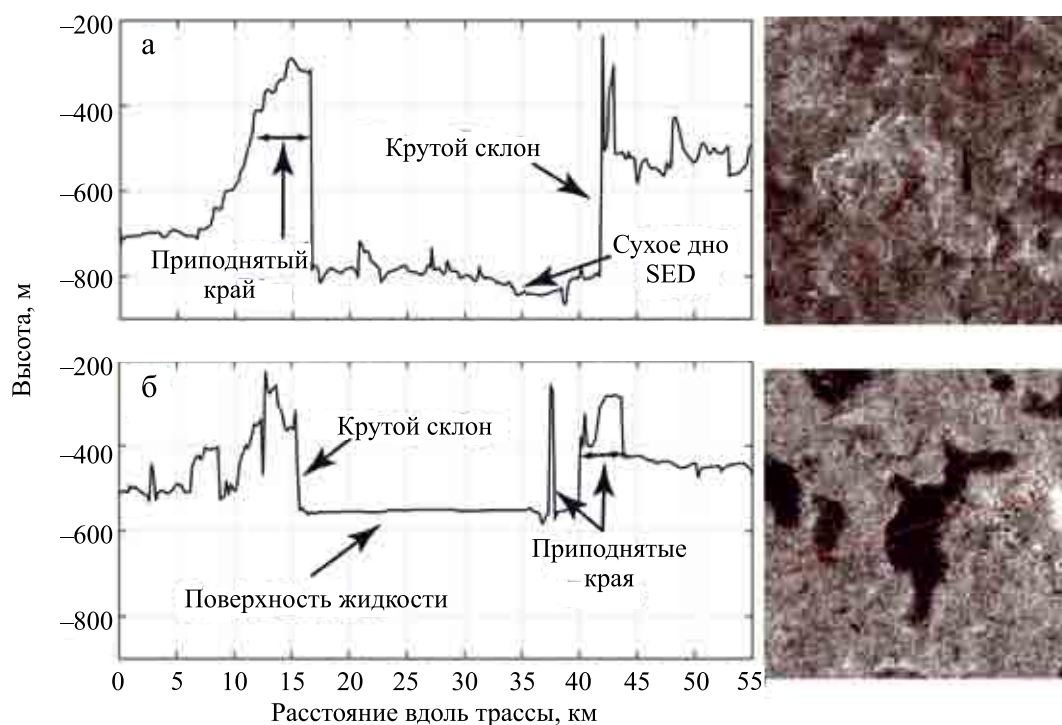


Рис. 4. Примеры высотных профилей пустых (а) и заполненных (б) SED, по (Hayes et al., 2017).

Высота профилей приведена от нулевого уровня геоида Титана (для сравнения: относительный уровень северных морей Титана -927 м). Наблюдения: а – май 2007 г. (T30), б – апрель 2017 г. (T126). Крутосклонное остроконечное обрамление присутствует как у сухих, так и у заполненных жидкостью депрессий.

Fig. 4. Examples of height profiles of unfilled (a) and filled (b) SED, by (Hayes et al., 2017).

The height of the profiles is given from the zero level of Titan's geoid (for comparison, the relative level of the Northern seas of Titan is -927 m). Observations: a – May 2007 (T30), b – April 2017 (T126). Steeply sloping sharp-pointed framing is present in both the empty and liquid-filled depressions.

Часто соседние депрессии связаны друг с другом вмещающими жидкостями. Это дает основания исследователям считать, что стенки депрессий состоят из рыхлого легко разрушающегося материала.

Моря Титана составляют 80% от всех заполненных жидкостью поверхностей (Море Кракена – 500 тыс. км², Море Лигей – 130 тыс. км², Море Пунги – 61 тыс. км² (Hayes, 2016)). Вблизи южного полюса расположены четыре широкие депрессии, подобные северным морям, но преимущественно сухие. Эти депрессии называются пустыми морями. В пониженной части одной из них расположено Озеро Онтарио (Ontario Lacus), самая большая наполненная жидкостью депрессия на юге. Интерпретируемые береговые линии пустых морей показывают аналогичную северным морям морфологию – большие дренажные каналы и палеоостровные структуры по их периметру (Birch et al., 2017). Совокупность этих фактов позволяет (Hayes et al., 2014, Birch et al., 2017) считать, что широкие депрессии юга представляют собой палеоморя.

Аппаратный комплекс ОС Кассини позволил измерить глубину озер и морей Титана. Профиль глу-

бины Моря Лигей получен во время пролета 23 мая 2013 г. (T91) (Mastrogiuseppe et al., 2014). Наибольшая глубина моря по трассе пролета составила около 160 м. Низкое затухание радиосигнала в море свидетельствует о прозрачности жидкости и ее почти чистом метано-этановом составе, возможно, с примесью азота (5–15%) и содержанием поглощающих взвешенных частиц не более 0.1% от объема жидкости. Аналогичным образом для Озера Онтарио определена глубина 90 м. По предварительным оценкам (Hayes, 2016), состав Моря Лигей соответствует смеси 71% CH₄, 11% C₂H₆ и 18% N₂, Озера Онтарио – 47% CH₄, 40% C₂H₆ и 13% N₂.

Альтиметрические измерения ОС Кассини показали, что поверхности жидкости всех трех морей соответствуют одному эквипотенциальному уровню, находящемуся на расстоянии 2.57 тыс. км от центра масс Титана. Единый уровень поверхности свидетельствует о наличии гидравлической связи жидкости в морях Титана (Hayes et al., 2017). Более того, дно пустых бассейнов в непосредственной близости от моря всегда выше единого уровня жидкости морей. В более удаленных районах донные

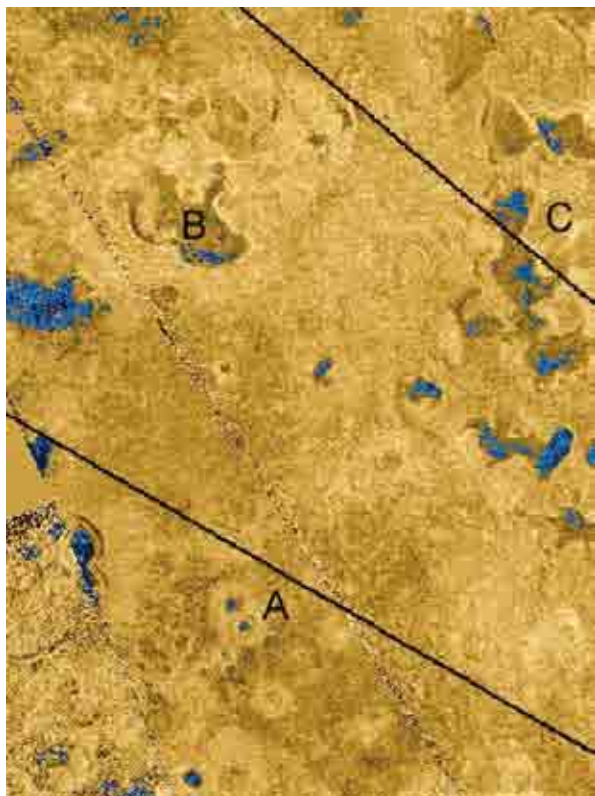


Рис. 5. Различные типы четко оконтуренных депрессий (75° с.ш., 125° з.д.), по (Wood, 2015).

А – две структуры типа вулканических кратеров, каждый диаметром от 8 до 10 км; В – сложная депрессия с частично закругленными (внизу) краями; С – множественные депрессии с изогнутыми элементами и без них, которые могут быть остатками взаимосвязанных кратеров.

Fig. 5. Various types of sharp-edged depressions (75° S, 125° W), by (Wood, 2015).

A – two volcanic crater-like features each 8 to 10 km in diameter; B – complex depression with partially rounded (left) edges; C – multiple depressions with and without curved elements that could be remnant interlocking craters.

поверхности пустых бассейнов находятся выше уровня местных заполненных жидкостью озер. Эти наблюдения позволили (Hayes et al., 2017) предположить, что присутствие или отсутствие озера контролируется поверхностью жидкого горизонта, а возможные отклонения этого уровня от уровня морей Титана могут быть обусловлены наличием локальной непроницаемой границы в пределах данного региона. Сведения о наличии или отсутствии связи между региональными топографическими бассейнами отсутствуют.

Кроме трех северных морей ($7.0 \cdot 10^5$ км²) ОС Кассини обнаружила (Hayes et al., 2011; Hayes, 2016) 577 заполненных жидкостью депрессий общей площадью $2.13 \cdot 10^5$ км² в северной и южной полярных областях Титана. Еще 295 предполагае-

мых пустых озер (сухих SED) были идентифицированы на основе их морфологии. Они занимают площадь $1.36 \cdot 10^5$ км². Общие площади морских областей на обоих полюсах сопоставимы, на юге они ($7.6 \cdot 10^5$ км²) немного больше, чем на севере. Однако есть основания считать, что площадь поверхности депрессий, заполненных жидкими углеводородами, существенно недооценена. Для сравнения (Hayes, 2016): на Земле по разным оценкам насчитывается от 49 до 304 млн озер и прудов, покрывающих примерно $4 \cdot 10^6$ км² площади суши. Однако лишь 5% их общей площади занимают озера, превышающие порог обнаружения для аппаратуры ОС Кассини в 1 км².

Все известные заполненные жидкостью депрессии занимают 1.1% общей поверхности Титана. Подавляющее большинство заполненных озер существует в северном полушарии, занимая 12% площади между 55° и 90° с.ш. (против 0.3% площади между 55° и 90° ю.ш.) (Hayes, 2016). Предполагается, что эта дихотомия вытекает из текущей орбитальной конфигурации Сатурна, в которой южное летнее солнцестояние почти совпадает с перигелием и приводит к пиковому солнечному потоку на 25% выше, чем в северное лето (Aharonson et al., 2009). В течение многих сезонных циклов эта асимметрия потока может в итоге привести к транспортировке метана и этана с юга на север. По мере изменения параметров орбиты Сатурна поток летучих на север замедлится и в итоге обратится. Подобное перераспределение может охватывать период от десятков до сотен тысячелетий (Schneider et al., 2012; Lora et al., 2014; Hayes, 2016). Данная цикличность аналогична земным циклам Миланковича, определяющим долговременную изменчивость инсоляции и приводящим к чередующимся оледенениям Северного и Южного полюсов Земли. Отмечены и обычные сезонные изменения в распределении жидких углеводородов на поверхности Титана: в период с июня 2005 г. по июль 2009 г. во время южного лета зафиксировано уменьшение глубины Озера Онтарио на 4 ± 1.3 м, а часть небольших озер высохла (Hayes et al., 2011).

Сухие или заполненные жидкостью моря и озера, а также речные каналы свидетельствуют о наличии активного “гидрологического” цикла на Титане, аналогичного циклу Земли, с обменами между недрами (грунтовые жидкости), поверхностью (озера, моря и речные каналы) и богатой метаном атмосферой Титана, где с помощью приборов ОС Кассини были обнаружены конвективные облака и единичные интенсивные ливни (Turtle et al., 2011b). Несмотря на то что метан совершает цикл между атмосферой и поверхностью, он в значительных количествах расходуется в атмосфере в фотохимических реакциях, формируя углеводородное многообразие отложений на поверхности Титана. В геологических временных масштабах “гидрологиче-

ский” цикл на Титане возможен лишь в том случае, если есть постоянный источник метана, восполняющий его потери. Этим источником мог бы быть первоначально предполагавшийся азот-метан-этановый океан на поверхности. Однако основная масса метана сконцентрирована именно в атмосфере. Поэтому исследователи вынуждены предполагать поступление метана в атмосферу из гипотетических глубинных резервуаров углеводородов (Tobie et al., 2006; Choukroun, Sotin, 2012; Faulk et al., 2019). Дополнительный вес этим предположениям придают имеющиеся свидетельства наличия на Титане дегазационных процессов.

ДЕГАЗАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

О сохраняющейся активности недр Титана свидетельствует наличие в составе атмосферы метана, радиогенного аргона, а также, возможно, избыток водорода относительно фотохимических моделей его образования, отмечаемый исследователями (Hörst, 2017) в верхних частях атмосферы. Метан участвует в необратимых химических реакциях фотолиза и, согласно фотохимическим моделям, должен был распасться в течение ≈ 10 – 100 млн лет (Yung et al., 1984; и др.). Однако он не только присутствует в атмосфере, но и имеет устойчивое увеличение концентрации к поверхности, что свидетельствует о его поступлении из недр (Niemann et al., 2005), т.е. о протекающих дегазационных процессах. Помимо этого, в тропосфере ниже 18 км был обнаружен радиогенный ^{40}Ar , представляющий собой продукт распада ^{40}K с периодом полураспада 1.28 млрд лет. Поскольку сам калий не обнаружен ни в составе атмосферных соединений, ни на поверхности, то единственным источником атмосферного радиогенного аргона, присутствующего в концентрации 43 г/т, могут служить недра Титана. Следовательно, это свидетельствует о поступлении летучих элементов и соединений из глубины (Niemann et al., 2005), т.е. о дегазационных процессах.

Криовулканизм – одно из проявлений современных дегазационных процессов на объектах Солнечной системы (Малышева, 2004). Наблюдения ОС Кассини (Iess et al., 2012) показывают наличие приливных деформаций коры Титана, которые можно полностью или частично объяснить существованием под его поверхностью слоя с высоким содержанием жидкости, основным компонентом которой, по мнению исследователей, является вода. Этот слой рассматривается в качестве источника для криовулканических процессов. Более того, на поверхности Титана присутствует большое количество объектов потенциально криовулканического происхождения (Lopes et al., 2013). В частности, убедительным свидетельством криовулканизма могут служить особенности в регионе Сотра Па-

тера (Sotra Patera) и потоки в Области Хотей (Hotei Regio). Топография в сочетании с радарными изображениями и данными спектрометра убедительно свидетельствуют о том, что в регионе Сотра Патера имеется много криовулканических объектов: две вулканические горы – Дум (диаметр ≈ 70 км, высота 1.45 км) и Эребор (Erebor, диаметр 40 км, высота более 1000 м), глубокая некруговая депрессия (Сотра Патера), Поток Мохини (Mohini Fluctus) протяженностью ≈ 180 км, который, по-видимому, вытекает из горы Дум, другие неправильные депрессии, интерпретируемые как структуры обрушения между двумя горами, и ряд потоков, окружающих Эребор. Депрессия Сотра Патера (18×30 км) морфологически напоминает кальдеры и другие вулканические отрицательные формы рельефа, такие как маары и кратерные ямы, но она очень глубокая (1700 м).

Область полностью лишена речных каналов, что делает маловероятным возникновение этих структур за счет речных потоков. Дюнное поле, которое лежит между Дум и Эребор, указывает на то, что это сухой регион. Неправильная форма впадин делает маловероятным их ударное метеоритное происхождение; также нет никаких свидетельств наличия отложений ударного выброса, окружающего углубления. Все это, по мнению исследователей (Lopes et al., 2013), подтверждает криовулканический генезис перечисленных выше форм рельефа. Подобные формы рельефа распространены на поверхности Титана не повсеместно, а локализуются в основном между 30 и 60° с.ш. (Lopes et al., 2010).

Тем не менее в случае неоднозначного генезиса тех или иных объектов на Титане предпочтение отдается не вулканическим/криовулканическим процессам. За все время наблюдений не только не смогли обнаружить признаки вулканической активности, но и ни одна горячая точка не была однозначно идентифицирована. Этот факт исследователи (Lopes et al., 2013) объясняют следующими причинами: 1) криовулканические процессы могут быть редкими; 2) разрешение радиометра составляет 5 км, поэтому усредненная по площади радиометра тепловая характеристика горячей точки может остаться незамеченной; 3) обогащенная водой криолава на поверхности Титана будет быстро остывать по сравнению с интервалом между наблюдениями ОС Кассини, вследствие этого сложно обнаружить свежие потоки криолавы, если не наблюдается активное извержение; 4) но даже в случае совпадения радиометрических наблюдений с активным извержением криолавы высокая диэлектрическая проницаемость водных криолав будет смягчать эффект потенциального теплового события.

К перечисленным выше причинам можно добавить еще одну: по нашему мнению, команда Розали Лопес недооценивает многообразие вулканиче-

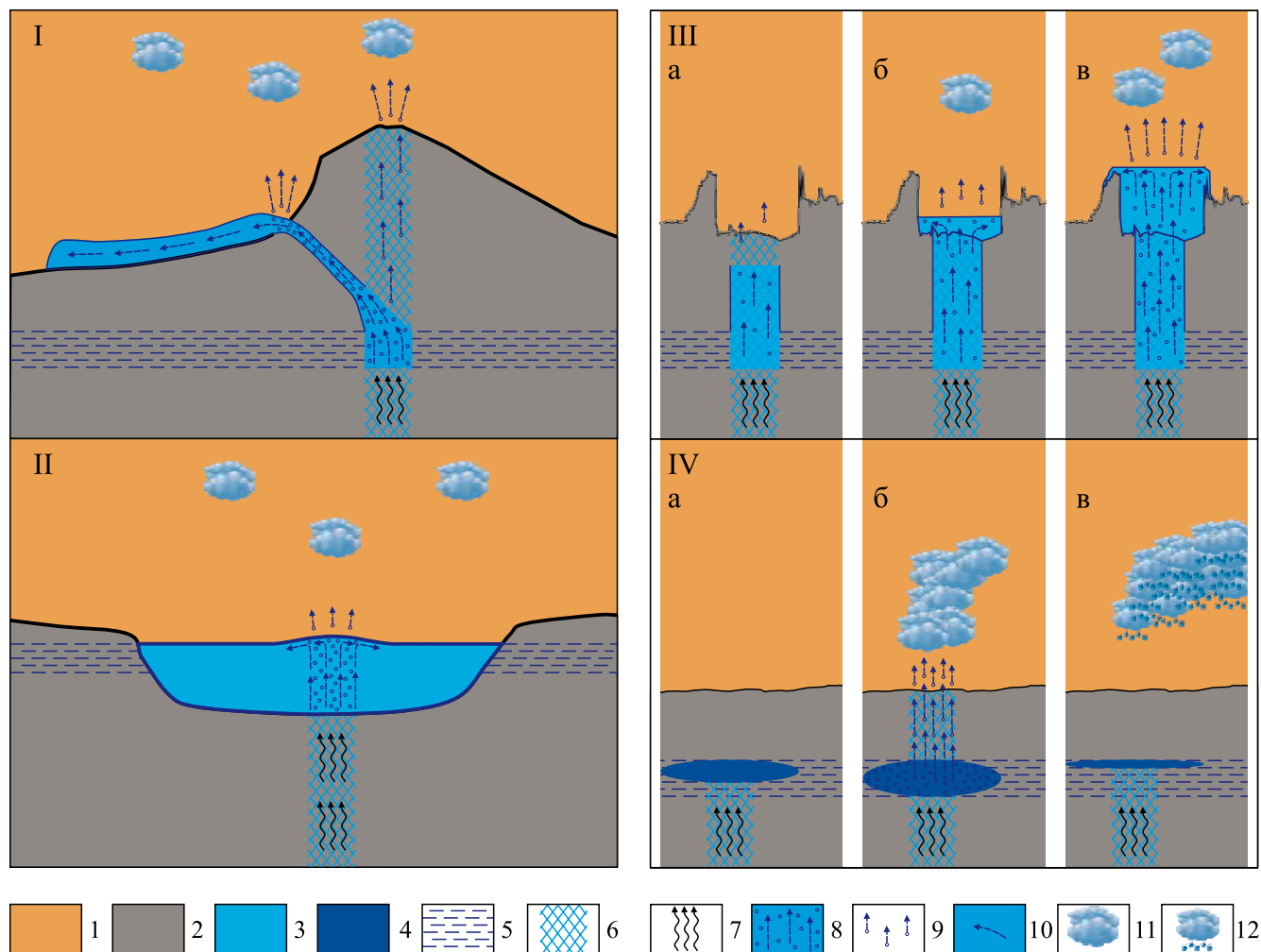


Рис. 6. Особенности дегазационных процессов в условиях Титана.

I – криовулканизм; II – газлифтинговая дегазация в крупных бассейнах жидкости (дегазация “волшебных островов”); III – газлифтинговая дегазация сквозь малые бассейны жидкости (SED-дегазация): а – низкая активность (сухие депрессии), б – умеренная активность, в – максимальная активность (изливы и намораживание оконтуривающей кромки); IV – дегазация эпизодических лимнологических выбросов: а – накопление потенциально летучих компонентов в сжиженном состоянии в подповерхностных условиях, б – выброс (объемное вскипание летучих компонентов в подповерхностном резервуаре под воздействием эндогенного тепла и заложения декомпрессионных трещин), в – интенсивные осадки, залечивание декомпрессионных трещин и возобновление накопления летучих соединений в сжиженном состоянии.

1 – атмосфера, 2 – коровые льды, 3 – резервуары жидкости, 4 – сжиженные потенциально летучие соединения, 5 – подповерхностный жидкостный горизонт, 6 – зоны проницаемости, 7 – эндогенные флюидные потоки, 8 – газлифтинговые потоки, 9 – потоки газа, 10 – потоки жидкости, 11 – конденсация, 12 – атмосферные осадки.

Fig. 6. Features of degassing processes in the conditions of Titan.

I – cryovolcanism; II – gas-lifting degassing in large pools of liquid (“magic islands” degassing); III – gas-lifting degassing through small pools of liquid (SED-degassing): a – low activity (dry depressions), б – moderate activity, в – maximal activity (overflows and additional freezing of rims); IV – degassing by episodic limnological eruptions: а – accumulation of potentially volatile components in a liquefied state under subsurface conditions, б – eruption (bulk boiling of volatile components in a subsurface reservoir under the influence of endogenous heat and the formation of decompression fractures), в – intensive precipitation, decompression fractures healing and renewal of volatile compounds accumulation in a liquefied state.

1 – atmosphere, 2 – crustal ice, 3 – liquid reservoirs, 4 – liquefied potentially volatile compounds, 5 – subsurface liquid horizon, 6 – permeability zones, 7 – endogenous fluid flows, 8 – gas-lifting flows, 9 – gas flows, 10 – liquid flows, 11 – condensation, 12 – precipitation.

ских/криовулканических дегазационных процессов и их возможный спектр применительно к Титану (рис. 6). В качестве подобных процессов иссле-

дователи рассматривают интенсивное поступление из недр сквозь твердую среду жидкого или газообразного вещества с достаточно высоким контра-

стом по температуре (обеспечивающим наличие тепловой аномалии). Этот подход оправдан для субаэрального вулканизма Земли, серного вулканизма Ио (спутник Юпитера) и криовулканизма Энцелада (спутник Сатурна). Однако даже в случае высокотемпературного силикатного вулканизма Земли обнаружение тепловых аномалий становится практически невозможным в субмаринных условиях или в условиях перекрывающих ледовых толщ (Loose et al., 2018). В частности, хорошо известно описание Г. Тазиевым (1980) спокойного течения лавового потока влк. Ньямлагира по дну оз. Киву: бурное кипение наблюдалось лишь в месте впадения потока в озеро, далее тепло лавового потока рассеивалось в огромном объеме воды озера.

Неучтенная исследователями специфика Титана обусловлена: 1) наличием одного или нескольких жидкостных горизонтов, имеющих глобальное или региональное распространение; 2) повышенной плавкостью вмещающих пород за счет легкоплавких углеводородов поверхности; 3) пониженным температурным контрастом (по отношению к вмещающим породам) инъецируемого глубинного вещества. Из-за низкой плотности Титана, по существующим оценкам (Дунаева и др., 2016), силикаты могут находиться лишь на глубинах более 1000 км, тогда как на меньших – водно-ледяная оболочка (высокобарические льды, внутренний океан, внешняя ледяная кора). Поэтому инъекции высокотемпературного вещества на Титане практически исключены. Напротив, любое внедрение глубинного горячего вещества должно сопровождаться плавлением вмещающих пород, смешением их вещества с внедряющимися расплавами и соответствующим понижением температурного контраста. Сочетание эквипотенциальных жидкостных близповерхностных горизонтов с субвертикальными криовулканическими каналами (выходящими на поверхность) обеспечивает идеальные условия для перемещения летучих соединений, как поступающих из глубины, так и возникающих на месте вследствие повышения температуры вмещающей среды.

Специфика криовулканических дегазационных процессов на Титане в первом приближении сопоставима с дегазационными процессами в кратерных и/или термальных озерах Земли. В качестве наиболее известного примера можно привести оз. Шампейн-Пул (Champagne Pool, Новая Зеландия), получившее свое название благодаря обильному выделению углекислого газа. Здесь уместно упомянуть наблюдения на Титане “волшебных островов”, эпизодически появляющихся неоднородностей в двух областях на поверхности Моря Лигеи (Hofgartner et al., 2016). Обе области регистрировалась ОС Кассини с высоким разрешением 6 раз (пролеты T25, T29, T64, T92, T104 и T108). В 4 случаях какие бы то ни было неоднородности на поверхности Моря Лигеи отсутствовали, тогда

как в 2 случаях в одной из областей был обнаружен “волшебный остров”, имевший общую площадь 40 км² при пролете T92 (10.07.2013 г.) и 145 км² при пролете T104 (21.08.2014 г.). При пролете T104 был обнаружен еще один “волшебный остров”, находившийся на расстоянии 270 км от первого и имевший площадь 322 км². В качестве одной из возможных причин образования “волшебных островов” исследователи рассматривают концентрацию пузырьков газа, но отдают предпочтение волнам на поверхности моря по той причине, что последние чаще наблюдаются на водных поверхностях Земли. Аналогичный эффект могут создавать также частицы льда, образующегося в холодных поверхностных условиях из наиболее тугоплавких компонентов эндогенных потоков жидкости (см. рис. 6, II).

Еще одна особенность дегазационных процессов в кратерных и/или термальных озерах – пониженная плотность жидкости, насыщенной пузырьками газа, что обеспечивает подъем эквипотенциальной поверхности жидкости на участках максимального потока газа даже в пределах единого бассейна. Более того, дополнительный подъем уровня жидкости возможен благодаря ее вовлечению в движение газового потока (эффект газлифтинга), что обуславливает повышение уровня в дегазационных бассейнах на пиках газовой активности и нередко приводит к их переполнению и излиям избыточной жидкости за пределы кратера/бассейна.

Эта особенность протекания дегазационных процессов сквозь жидкостную среду соответствует данным об уровне жидкости и морфологии озер Титана, расположенных в небольших депрессиях (SED) (см. рис. 6, III). Именно для этих озер установлен факт превышения их уровня на несколько сотен метров над общим уровнем морей Титана (Hayes et al., 2017), что, собственно, и вынуждает исследователей предполагать наличие нескольких эквипотенциальных жидкостных горизонтов на Титане. В свою очередь, приподнятое, узкое и крутосклонное обрамление SED генетически обусловлено эпизодическим газлифтинговым повышением уровня жидкости в депрессиях, их переполнением и излиями вмещающей жидкости за пределы приподнятого обрамления. При этом на гребне обрамления происходит намораживание тех компонентов жидкости, для которых температура плавления превышает поверхностную температуру, а *T-P* условия насыщенных паров исключают или затрудняют сублимацию. Все остальное вещество изливов испаряется и/или сублимирует. В конечном счете именно вымораживание наиболее тугоплавких компонентов из излияющегося вещества обуславливает наращивание и крутосклонность приподнятого обрамления SED. Между тем округлая форма заглубленного дна SED, часто в виде системы вло-

женных воронок, находящихся на разных уровнях, генетически связана с проплавлением коровых льдов Титана восходящими газлифтинговыми потоками. Это можно рассматривать и как термальный карст, и как слабоконтрастный криовулканизм, что объединяет две приведенные выше (Cornet et al., 2015; Wood, 2015), казалось бы, антагонистические точки зрения.

Третья особенность протекания дегазационных процессов сквозь жидкостную среду – возможность накопления в сжиженном виде (под гидростатическим давлением вышележащих толщ) больших количеств потенциально летучих эндогенных компонентов и последующего бурного газообразования вследствие даже незначительных нарушений равновесия (повышения температуры и/или уменьшения давления). В условиях Земли эти процессы соответствуют так называемым лимнологическим катастрофам – внезапным выбросам больших объемов углекислого газа, накопленного в придонных слоях озера в жидком (растворенном) состоянии. Наиболее известны лимнологические катастрофы на высокогорных кратерных озерах Монун (15.08.1984 г., 37 погибших) (Sigurdsson et al., 1987) и Ниос (21.08.1986 г., более 1700 погибших) (Cotel, 1999), расположенных на “вулканической линии” Камеруна.

В последнем случае выброс $\approx 1 \text{ км}^3 \text{ CO}_2$ был локализован в виде фонтана высотой 120 м. С выбросом были связаны поверхностные волны на озере, которые поднимались на высоту 25 м над уровнем озера и в одной из точек побережья превысили 80 м. Выброшенный газ распространился двумя рукавами вниз по склонам на 25 км, убивая все на своем пути. По утверждениям выживших очевидцев, в воздухе присутствовал сильный запах тухлых яиц, свидетельствовавший о наличии в газовой смеси сероводорода.

Подобные ситуации представляются весьма вероятными на Титане (см. рис. 6, IV). Роль действующего агента в подобном бурном газоотделении может играть метан, накапливаемый в подповерхностных условиях в жидком состоянии и провоцируемый на газообразование потоками вещества, поднимающимися из недр Титана (в виде газовой диффузии, жидкостной конвекции или неких аналогов земных мантийных плюмов) и транспортируемыми к его поверхности тепло глубоких горизонтов (по существующим оценкам температурный градиент в недрах Титана составляет $1.3\text{--}1.9^\circ\text{C}/\text{км}$ (Дунаева и др., 2016)). По сравнению с вулканическими/криовулканическими извержениями лимнологические выбросы газа незначительно отличаются от вмещающей среды по температуре и давлению и, соответственно, оказывают минимальное воздействие на окружающий рельеф. Они могут реализовываться в виде фонтанов на открытой поверхности бассейнов Титана или просачивать-

ся по трещинам через перекрывающие их коровые льды и/или донные отложения. Формирование потоковых структур или эксплозивных кратеров для лимнологических выбросов маловероятно. Поэтому единственным возможным свидетельством подобной дегазации может быть лишь сам факт последующей конденсации выброшенного газа в низкотемпературных условиях атмосферы, т.е. внезапное появление облаков.

В связи со сказанным несомненный интерес представляют имеющиеся данные о внезапном облакообразовании и последующих сильных и трудно объяснимых с обычных метеорологических позиций бурях в атмосфере Титана.

В отличие от Земли, которая примерно на 65% покрыта облаками в течение всего года, наблюдения Титана с 1990 г. наземными телескопами показали небольшое количество тропосферной облачной активности, охватывающей менее 1% видимого диска Титана. Однако в двух случаях (сентябрь 1995 г. и октябрь 2004 г.) наблюдалось (Schaller et al., 2009) резкое усиление облачности, покрывавшей 5–7% поверхности, причем октябрьское событие 2004 г. продолжалось по меньшей мере месяц.

Подобный всплеск облачной активности в тропосфере Титана зарегистрирован 13 апреля 2008 г. в области с центром с координатами 29° ю.ш., 247° з.д. (рис. 7) (Schaller et al., 2009). Последующие наблюдения показали смещение облачной системы относительно места образования в восточном, а затем в юго-восточном направлении со скоростью примерно 3 м/с до тех пор, пока 17 апреля наблюдаемая область не скрылась за видимым лимбом Титана. Облака также появились 16–17 и 20–23 апреля 2008 г. вблизи южного полюса ($81\text{--}60^\circ$ ю.ш.) с яркостью, не наблюдавшейся в предыдущие три года. Это свидетельствовало о распространении облачной волны с меридиональной скоростью 3–8 м/с. Наблюдения от 28 апреля и 1 июня 2008 г. выявили слабое облако, сохраняющееся в том же месте, что и самая северо-западная протяженность начального большого облака от 14 апреля 2008 г. (15° ю.ш., 250° з.д.; см. рис. 7, зеленый квадрат), это указывает на возможное место зарождения облака, т.е. на место локализации, по нашему мнению, первичного лимнологического выброса больших объемов газообразного метана.

ОС Кассини 27 сентября 2010 г. зарегистрировала интенсивное формирование облачности в районе 10° ю.ш., 320° з.д. (Turtle et al., 2011b). Спустя месяц (29 октября) к востоку от этого района (в направлении смещения штормовых облаков) обнаружены обширные изменения (потемнение) поверхности на участке $\approx 2000 \times 130$ км. Последующая съемка этого участка показала практически полное исчезновение обнаруженных изменений к 15 января 2011 г. Исследователи (Turtle et al., 2011b) рассматривают зарегистрированные изменения как ре-

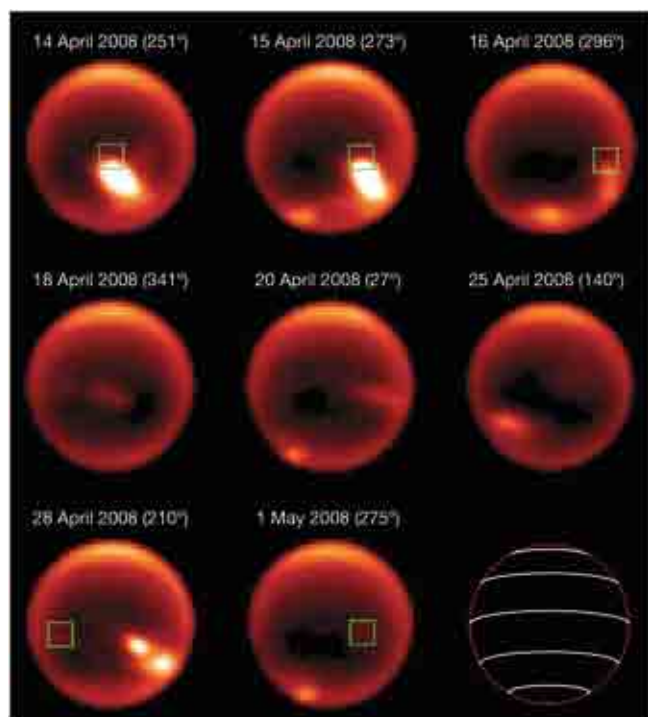


Рис. 7. Тропосферная облачная активность Титана в апреле 2008 г., по (Schaller et al., 2009).

Зеленый квадрат показывает начальную локализацию облачной вспышки.

Fig. 7. Tropospheric cloud activity of Titan in April 2008, according to (Schaller et al., 2009).

The green square indicates the initial location of the cloud flare.

зультат обильных осадков метана (метановой бури), что в течение короткого периода времени может повлиять на огромную территорию в засушливом районе, покрытом преимущественно дюнами. Этим объясняется быстрое появление (и исчезновение) изменений, а также их обширный и неоднородный характер. Однако причина внезапного появления над засушливой областью Титана гигантских количеств избыточного атмосферного метана остается за пределами внимания исследователей (Turtle et al., 20116).

Спорадическая высокая облачная активность осложняет построение моделей глобальной циркуляции атмосферы Титана, особенно учитывая, что большая часть наблюдавшихся внезапных метановых бурь (1995, 2008, 2010 гг.) произошла в засушливых низких широтах южного полушария и лишь одна (2004 г.) – в его полярной области. Поэтому, хотя разрабатываемые модели и предполагают наличие подземного резервуара метана, но исследователи (Turtle et al., 2011a) вынуждены признать, что спорадическое появление облаков в $15 \pm 5^\circ$ ю.ш. не предсказывается ни одной из моделей.

В качестве одной из причин появления избыточного атмосферного метана рассматривается (Schaller et al., 2006) геотермальная или вулканическая активность, увеличивающая нагрев поверхности и провоцирующая активность облаков. Но и здесь отмечаются сложности. Во-первых, термальное или вулканическое воздействие на поверхность должно иметь более длительное развитие, а облака – более протяженное развитие. Поэтому, по мнению исследователей (Schaller et al., 2006), повышенный нагрев поверхности, скорее всего, не является причиной наблюдаемых выбросов облаков. Во-вторых, как показали последующие исследования (Turtle et al., 20116; Lopes et al., 2013), каких бы то ни было проявлений вулканизма или криовулканизма в областях зарождения метановых бурь не обнаружено. Тем не менее все имеющиеся вопросы и сложности снимаются, если принять во внимание возможность лимнологических выбросов газообразного метана из подповерхностных источников его накопления в жидком состоянии. И сам факт последующей конденсации выброшенного газа в низкотемпературных условиях атмосферы является наглядным свидетельством этих выбросов.

Если сопоставить приуроченность обильных осадков к спорадическим бурям, обусловленным лимнологическими дегазационными выбросами метана, с распространенностью русловых форм рельефа, а также учесть потенциально газлифтинговый механизм формирования, заполнения и поддержания уровня жидкости SED-депрессий, то можно прийти к выводу: дегазационные процессы на Титане являются важнейшим рельефообразующим фактором.

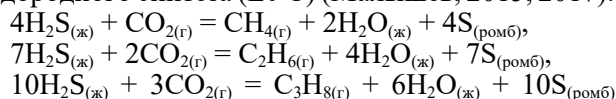
УГЛЕВОДОРОДЫ ТИТАНА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ КОНЦЕПЦИИ АБИОГЕННОГО УГЛЕВОДОРОДНОГО СИНТЕЗА

В настоящее время основной причиной углеводородного многообразия на поверхности Титана считаются фотохимические реакции в его атмосфере. Исходным материалом для них служит метан, в том числе поступающий в атмосферу Титана из его недр. В свою очередь, глубинный метан, вероятно, мог быть составной частью каменно-ледяных планетезималей (Кусков и др., 2009; Дорофеева, 2016), аккрецированных Титаном, а также мог возникать путем серпентинизации (Atreya et al., 2006). Тем не менее существенная часть углеводородного многообразия Титана может формироваться, по нашему мнению, в его недрах в гетерогенных газ-конденсатных реакциях, протекающих с участием других возможных составляющих протопланетного диска – сероводорода и диоксида углерода.

В частности, образование сероводородного конденсата начинается при температуре 100.4°C . В момент достижения критической температуры содер-

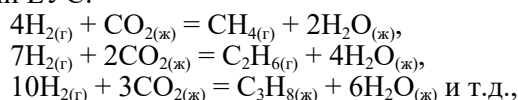
жание H_2S в составе газовых смесей скачкообразно ограничивается его предельным парциальным давлением и происходит массовый сброс всего избытка H_2S в конденсат.

При фильтрации газообразного CO_2 через конденсат H_2S протекают реакции естественного углеводородного синтеза (ЕУС) (Малышев, 2015, 2017):

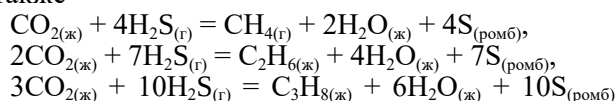


и т.д.

В свою очередь, образование конденсата CO_2 начинается при его критической температуре 31°C . Достижение критической температуры приводит к скачкообразному ограничению парциального давления CO_2 предельными значениями, что обуславливает массовый сброс избыточного CO_2 в конденсат, а в остаточной газовой смеси начинают доминировать H_2 , остаточный H_2S и летучие УВС, образовавшиеся в сероводородной зоне ЕУС. При фильтрации остаточной газовой смеси через конденсат диоксида углерода протекают гетерогенные реакции ЕУС:



а также



и т.д.

На момент разработки принципиальной схемы ЕУС для Титана (Малышев, Малышева, 2009в, рис. 1д) температурный профиль его недр был неизвестен. Выполненные оценки позволили сделать вывод о том, что зоны ЕУС в условиях Титана в случае высокой активности недр (на уровне активности недр Земли) располагаются на глубинах от 7 до 9 км, тогда как в случае предельно низкой активности (уровень активности недр Марса) – на глубинах от 105 до 140 км. Появившиеся в последнее время данные о возможных значениях температурного градиента в недрах Титана порядка $1.3\text{--}1.9^\circ\text{C}/\text{км}$ (Дунаева и др., 2016) соответствуют, скорее, случаю низкой активности и расположению зон ЕУС на глубинах от 105 до 140 км. На этой глубине в Титане, вероятно, расположен внутренний океан (Sohl et al., 2014; Дунаева и др., 2016). В работах (Малышев, 2015, 2017) водные горизонты рассматривались как фактор, обуславливающий быстрое охлаждение эндогенного флюидного потока с интенсификацией образования конденсатов и протеканием гетерогенных реакций ЕУС. В этом же контексте рассматривался и выход флюидных потоков в придонные условия земных океанов. Вероятный глубинный океан Титана требует более детальной проработки схемы ЕУС для жидкостной среды, что предполагается выполнить в следующей работе.

ВЫВОДЫ

Наличие гигантских запасов абиогенных углеводородов на Титане представляется чрезвычайно важным для концепций генезиса отложений углеводородного сырья на Земле, поскольку любая концепция нафтогенеза, претендующая на непротиворечивое объяснение всей совокупности имеющихся фактов, должна учитывать возможность абиогенного формирования крупных скоплений углеводородов. Для формирования углеводородного многообразия в атмосфере и на поверхности Титана ключевое значение имеет поступление эндогенного метана, постоянно расходующегося в атмосферных фотохимических реакциях. Дегазационные процессы, восполняющие потери атмосферного метана, имеют специфику, обусловленную их протеканием через жидкостную среду – глобальный (или несколько региональных) горизонт жидких углеводородов, частично обнажающийся на поверхности в виде озер и морей Титана. Поэтому классические криовулканические формы рельефа редки и за все время наблюдений не была обнаружена ни одна “горячая точка”, свидетельствующая о современной криовулканической активности. В то же время имеющаяся совокупность наблюдаемых фактов свидетельствует о наличии и распространенности специфических форм дегазации, протекающих сквозь жидкостную среду. Это “газлифтинговая дегазация”, обуславливающая формирование специфического рельефа SED-депрессий и их заполнение углеводородной жидкостью с относительно высоким уровнем поверхности. Есть вероятность, что эпизодическое появление в Море Лигеи “волшебных островов” также является результатом “газлифтинговой дегазации”. Еще одна специфическая форма дегазации на Титане – лимнологические выбросы эндогенного газообразного метана, который может накапливаться в подповерхностных резервуарах в жидком состоянии, а затем провоцироваться на газообразование потоками вещества, поднимающимися из недр Титана. Следствием подобной дегазации становится внезапное облакообразование с последующим развитием метановых бурь и выпадением значительного количества осадков. Таким образом, дегазационные процессы на Титане являются важнейшим рельефообразующим фактором. Наличие на Титане активных дегазационных процессов в сочетании с появившимися моделями внутреннего строения Титана и данными о температурном градиенте в его недрах позволяют уточнить и детализировать ранее предложенную схему первичного естественного углеводородного синтеза в глубинах Титана.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензенту за доброжелательное отношение к работе, ценные советы и заме-

чания, способствующие ее улучшению и дальнейшему развитию исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дорофеева В.А. (2016) Генезис летучих регулярных спутников Сатурна. Происхождение атмосферы Титана. *Геохимия*, (1), 11-31.
- Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л. (2016) Физико-химические модели внутреннего строения частично дифференцированного Титана. *Геохимия*, (1), 32-55.
- Иванов К.С. (2018) О возможной максимальной глубине нахождения месторождений нефти. *Известия УГГУ*, 4(52), 41-49. doi.org/10.21440/2307-2091-2018-4-41-49
- Кусков О.Л., Дорофеева В.А., Кронрод В.А., Макалкин А.Б. (2009) Системы Юпитера и Сатурна. Формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М.: Изд. ЛКИ, 576 с.
- Малышев А.И. (2004) Значение фазовых переходов "газ-жидкость" в эндогенном образовании углеводородного сырья. *Докл. АН*, **399**(3), 384-387.
- Малышев А.И. (2005) Значение фазовых переходов "газ-жидкость" в эволюции высокотемпературных эндогенных флюидов. *Геохимия*, (6), 673-680.
- Малышев А.И. (2015) Газовый фактор в эндогенных процессах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.
- Малышев А.И. (2017) Роль охлаждающих горизонтов в генезисе углеводородных месторождений. *Докл. АН*, **476**(4), 445-447. DOI: 10.7868/S0869565217280192
- Малышев А.И., Малышева Л.К. (2009а) Планетарные дегазационные процессы и условия возникновения предбиологических состояний на планетах Солнечной системы: I. Земля. *Литосфера*, (2), 67-77.
- Малышев А.И., Малышева Л.К. (2009б) Планетарные дегазационные процессы и условия возникновения предбиологических состояний на планетах Солнечной системы: II. Планеты земного типа и планеты-гиганты. *Литосфера*, (3), 64-74.
- Малышев А.И., Малышева Л.К. (2009в) Планетарные дегазационные процессы и условия возникновения предбиологических состояний на планетах Солнечной системы: III. Малые небесные тела, метеориты и открытый космос. *Литосфера*, (4), 93-103.
- Малышева Л.К. (2004) Внеземной вулканизм (информационный обзор). *Вулканология и сейсмология*, (6), 65-77.
- Тазиев Г. (1980) Запах серы. М.: Мысль, 222 с.
- Aharonson O., Hayes A.G., Lunine J.I., Lorenz R.D., Allison M.D., Elachi C. (2009) An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing. *Nat. Geosci.*, **2**(12), 85-854. doi:10.1038/ngeo698
- Atreya S.K., Adams E.Y., Niemann H.B., Demick-Montelara J.E., Owen T.C., Fulchignoni M., Ferri F., Wilson E.H. (2006) Titan's methane cycle. *Planet. Space Sci.*, **54**, 1177-1187. doi:10.1016/j.pss.2006.05.028
- Barnes J.W., Brown R.H., Soderblom L., Sotin C., Le Mouélic S., Rodriguez S., Jaumann R., Beyer R.A., Buratti B.J., Pitman K., Baines K.H., Clark R., Nicholson P. (2008) Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of Titan's dunefields from Cassini/VIMS. *Icarus*, **195**(1), 400-414. doi:10.1016/j.icarus.2007.12.006
- Birch S.P.D., Hayes A.G., Dietrich W.E., Howard A.D., Bristow C.S., Malaska M.J., Moore J.M., Mastrogiuseppe M., Hofgartner J.D., Williams D.A., White O.L., Soderblom J.M., Barnes J.W., Turtle E.P., Lunine J.I., Wood C.A., Neish C.D., Kirk R.L., Stofan E.R., Lorenz R.D., Lopes R.M.C. (2017) Geomorphologic mapping of Titan's polar terrains: Constraining Surface Processes and Landscape Evolution. *Icarus*, **282**, 214-236. DOI: 10.1016/j.icarus.2016.08.003
- Brossier J.F., Rodriguez S., Cornet T., Lucas A., Radebaugh J., Maltagliati L., Le Mouélic S., Solomonidou A., Coustenis A., Hirtzig M., Jaumann R., Stephan K., Sotin C. (2018) Geological Evolution of Titan's Equatorial Regions: Possible Nature and Origin of the Dune Material. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **123**, 1089-1112. doi: 10.1029/2017JE005399
- Choukroun M., Sotin C. (2012) Is Titan's shape caused by its meteorology and carbon cycle? *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04201. doi:10.1029/2011GL050747
- Clark R.N., Curchin J.M., Barnes J.W., Jaumann R., Soderblom L., Cruikshank D.P., Brown R.H., Rodriguez S., Lunine J., Stephan K., Hoefen T.M., Mouélic S., Sotin C., Baines K.H., Buratti B.J., Nicholson P.D. (2010) Detection and mapping of hydrocarbon deposits on Titan. *J. Geophys. Res.*, **115**, E10005. doi:10.1029/2009JE003369
- Cornet T., Cordier D., Bahers T.L., Bourgeois O., Fleurant C., Mouélic S.L., Altobelli N. (2015) Dissolution on Titan and on Earth: Toward the age of Titan's karstic landscapes. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **120**, 1044-1074. doi: 10.1002/2014JE004738
- Coté A.J. (1999) A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **88**, 343-347.
- Cottini V., Nixon C.A., Jennings D.E., de Kok R., Teanby N.A., Irwin P.G.J., Flasar F.M. (2012) Spatial and temporal variations in Titan's surface temperatures from Cassini CIRS observations. *Planet. Space Sci.*, **60**, 62-71. doi: 10.1016/j.pss.2011.03.015
- de Kok R.J., Teanby N.A., Maltagliati L., Irwin P.G.J., Vianier S. (2014) HCN ice in Titan's high-altitude southern polar cloud. *Nature*, **514**, 65-67. doi: 10.1038/nature13789
- Faulk S.P., Lora J.M., Mitchell J.L., Milly P.C.D. (2019) Titan's climate patterns and surface methane distribution due to the coupling of land hydrology and atmosphere. *Nat. Astron.*, doi:10.1038/s41550-019-0963-0
- Glein C.R. (2015) Noble gases, nitrogen, and methane from the deep interior to the atmosphere of Titan. *Icarus*, 570-586. doi:10.1016/j.icarus.2015.01.001
- Griffith C.A., Lora J.M., Turner J., Penteado P. F., Brown R.H., Tomasko M.G., Dose L., See C. (2012) Possible tropical lakes on Titan from observations of dark terrain. *Nature*, **486**(7402), 237-239. doi:10.1038/nature11165
- Griffith C.A., Owen T., Geballe T.R., Rayner J., Rannou P. (2003) Evidence for the Exposure of Water Ice on Titan's Surface. *Science*, **300**, 628-630. doi:10.1126/science.1081897
- Hayes A.G. (2016) The Lakes and Seas of Titan. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **44**(1), 57-83. doi:10.1146/annurev-earth-060115-012247
- Hayes A.G., Aharonson O., Callahan P., Elachi C., Gim Y., Kirk R., Lewis K., Lopes R., Lorenz R., Lunine J.,

- Mitchell K., Mitri G., Stofan E., Wall S. (2008) Hydrocarbon lakes on Titan: Distribution and interaction with a porous regolith. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(9). doi:10.1029/2008gl033409
- Hayes A.G., Aharonson O., Lunine J.I., Kirk R.L., Zebker H.A., Wye L.C., Lorenz R.D., Turtle E.P., Paillou P., Mitri G., Wall S.D., Stofan E.R., Mitchell K.L., Elachi C., Cassini RADAR Team. (2011) Transient surface liquid in Titan's polar regions from Cassini. *Icarus*, **211**(1), 655-671. doi:10.1016/j.icarus.2010.08.017
- Hayes A.G., Birch S.P.D., Dietrich W.E., Howard A.D., Kirk R.L., Poggiali V., Mastrogiuseppe M., Michaelides R.J., Corlies P.M., Moore J.M., Malaska M.J., Mitchell K.L., Lorenz R.D., Wood C.A. (2017) Topographic constraints on the evolution and connectivity of Titan's lacustrine basins. *Geophys. Res. Lett.*, **4**(23). DOI: 10.1002/2017GL075468
- Hayes A.G., Michaelides R.J., Turtle E.P., Barnes J.W., Soderblom J.M., Mastrogiuseppe M., Lorenz R.D., Kirk R.L., Lunine J.I. (2014) The distribution and volume of Titan's hydrocarbon lakes and seas. *Lunar Planet. Sci.*, **45**, Abstract 2341.
- Hofgartner J.D., Hayes A.G., Lunine J.I., Zebker H., Lorenz R.D., Malaska M.J., Mastrogiuseppe M., Notarnicola C., Soderblom J.M. (2016) Titan's "Magic Islands": Transient Features in a Hydrocarbon Sea. *Icarus*, **271**, 338-349. doi: 10.1016/j.icarus.2016.02.022
- Hörst S.M. (2017) Titan's atmosphere and climate. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **122**(3), 432-482. doi:10.1002/2016jge005240
- Iess L., Jacobson R.A., Ducci M., Stevenson D.J., Lunine J.I., Armstrong J.W., Asmar S.W., Racioppa P., Rappaport N.J., Tortora P. (2012) The Tides of Titan. *Science*, **337**(6093), 457-459. doi:10.1126/science.1219631
- Janssen M.A., Le Gall A., Lopes R.M., Lorenz R.D., Malaska M.J., Hayes A.G., Neish C.D., Solomonidou A., Mitchell K.L., Radebaugh J., Keihm S.J., Choukroun M., Leyrat C., Encrenaz P.J., Mastrogiuseppe M. (2016) Titan's surface at 2.18-cm wavelength imaged by the Cassini RADAR radiometer: Results and interpretations through the first ten years of observation. *Icarus*, **270**, 443-459.
- Langhans M.H., Jaumann R., Stephan K., Brown R.H., Buratti B.J., Clark R.N., Baines K.H., Nicholson P.D., Lorenz R.D., Soderblom L.A., Soderblom J.M., Sotin C., Barnes J.W., Nelson R. (2012) Titan's fluvial valleys: Morphology, distribution, and spectral properties. *Planet. Space Sci.*, **60**(1), 34-51. doi:10.1016/j.pss.2011.01.020
- Le Mouélic S., Rodriguez S., Robidel R., Rousseau B., Seignovert B., Sotin C., Barnes J.W., Brown R.H., Baines K.H., Buratti B.J., Clark R.N., Nicholson P.D., Rannou P., Cornet T. (2018) Mapping polar atmospheric features on Titan with VIMS: From the dissipation of the northern cloud to the onset of a southern polar vortex. *Icarus*, **311**, 371-383. doi:10.1016/j.icarus.2018.04.028
- Loose B., Naveira Garabato A.C., Schlosser P., Jenkins W.J., Vaughan D., Heywood K.J. (2018) Evidence of an active volcanic heat source beneath the Pine Island Glacier. *Nat. Commun.*, **9**(1). doi:10.1038/s41467-018-04421-3
- Lopes R.M.C., Kirk R.L., Mitchell K.L., Le Gall A., Barnes J.W., Hayes A., Kargel J., Wye L., Radebaugh J., Stofan E.R., Janssen M.A., Neish C.D., Wall S.D., Wood C.A., Lunine J.I., Malaska M.J. (2013) Cryovolcanism on Titan: New results from Cassini RADAR and VIMS. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **118**, 416-435. doi:10.1002/jgre.20062
- Lopes R.M.C., Malaska M.J., Solomonidou A., Le Gall A., Janssen M.A., Neish C.D., Turtle E.P., Birch S.P.D., Hayes A.G., Radebaugh J., Coustenis A., Schoenfeld A., Stiles B.W., Kirk R.L., Mitchell K.L., Stofan E.R., Lawrence K.J., the Cassini RADAR Team. (2016) Nature, distribution, and origin of Titan's Undifferentiated Plains. *Icarus*, **270**, 162-182. doi:10.1016/j.icarus.2015.11.034
- Lopes R.M.C., Stofan E.R., Peckyno R., Radebaugh J., Mitchell K.L., Mitri G., Wood C.A., Kirk R.L., Wall S.D., Lunine J.I., Hayes A., Lorenz R., Farr T., Wye L., Craig J., Ollerenshaw R.J., Janssen M., Legall A., Paganelli F., West R., Stiles B., Callahan P., Anderson Y., Valora P., Soderblom L., Cassini RADAR Team (2010) Distribution and interplay of geologic processes on Titan from Cassini radar data. *Icarus*, **205**, 540-558. doi:10.1016/j.icarus.2009.08.010
- Lora J.M., Lunine J.I., Russell J.L., Hayes A.G. (2014) Simulations of Titan's paleoclimate. *Icarus*, **243**, 264-73.
- Lorenz R.D., Lopes R.M., Paganelli F., Lunine J.I., Kirk R.L., Mitchell K.L., Soderblom L.A., Stofan E.R., Ori G., Myers M., Miyamoto H., Radebaugh J., Stiles B., Wall S.D., Wood C.A., the Cassini RADAR Team. (2008a) Fluvial channels on Titan: meteorological paradigm and Cassini RADAR observations. *Planet. Space Sci.*, **56**, 1132-1144.
- Lorenz R.D., Mitchell K.L., Kirk R.L., Hayes A.G., Aharonson O., Zebker H.A., Paillou P., Radebaugh J., Lunine J.I., Janssen M.A., Wall S.D., Lopes R.M., Stiles B., Ostro S., Mitri G., Stofan E.R. (2008b) Titan's inventory of organic surface materials. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02206. doi:10.1029/2007GL032118
- Lunine J.I., Stevenson D.J., Yung Y.L. (1983) Ethane ocean on Titan. *Science*, **222**, 1229-1230.
- Mastrogiuseppe M., Poggiali V., Hayes A., Lorenz R., Lunine J., Picardi G., Seu R., Flamini E., Mitri G., Notarnicola C., Paillou P., Zebker H. (2014) The bathymetry of a Titan sea. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1432-1437. doi:10.1002/2013GL058618
- Niemann H.B., Atreya S.K., Baueret S.J., Carignan G.R., Demick J.E., Frost R.L., Gautier D., Haberman J.A., Harpold D.N., Hunten D.M., Israel G., Lunine J.I., Kasprzak W.T., Owen T.C., Paulkovich M., Raulin F., Raean E., Way S.H. (2005) The abundance of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe. *Nature*, **438**, 779-784. doi:10.1038/nature04122
- Niemann H.B., Atreya S.K., Demick J.E., Gautier D., Haberman J.A., Harpold D.N., Kasprzak W.T., Lunine J.I., Owen T.C., Raulin F. (2010) Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment. *J. Geophys. Res.*, **115**, E12,006. doi: 10.1029/2010JE003659
- Rodriguez S., Garcia A., Lucas A., Appéré T., Le Gall A., Reffet E., Le Corre L., Le Mouélic S., Cornet T., Courrech du Pont S., Narteau C., Bourgeois O., Radebaugh J., Arnold K., Barnes J.W., Stephan K., Jaumann R., Sotin C., Brown R.H., Lorenz R.D., Turtle E.P. (2014) Global mapping and characterization of Titan's dune fields with Cassini: Correlation between RADAR and VIMS observations. *Icarus*, **230**, 168-179. doi:10.1016/j.icarus.2013.11.017

- Rodriguez S., Le Mouélic S., Rannou P., Sotin C., Brown R.H., Barnes J.W., Griffith C.A., Buralat J., Baines K.H., Buratti B.J., Clark R.N., Nicholson P.D. (2011) Titan's cloud seasonal activity from winter to spring with Cassini/VIMS. *Icarus*, **216**(1), 89-110. doi:10.1016/j.icarus.2011.07.031
- Schaller E.L., Brouwn M.E., Roe H.G., Bouchez A.H. (2006) A large cloud outburst at Titan's south pole. *Icarus*, **182**, 224-229. doi:10.1016/j.icarus.2005.12.021
- Schaller E.L., Roe H.G., Schneider T., Brown M.E. (2009) Storms in the tropics of Titan. *Nature*, **460**, 873-875. doi:10.1038/nature08193
- Schneider T., Graves S.D.B., Schaller E.L., Brown M.E. (2012) Polar methane accumulation and rainstorms on Titan from simulations of the methane cycle. *Nature*, **481**, 58-61. doi:10.1038/nature10666
- Sigurdsson H., Devine J.D., Tchoua F.M., Presser T.S., Pringle M.K.W., Evans W.C. (1987) Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun Cameroun. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 1-16.
- Sohl F., Solomonidou A., Wagner F.W., Coustenis A., Husmann H., Schulze, Makuch D. (2014) Structural and tidal models of Titan and inferences on cryovolcanism. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **119**(5), 1013-1036.
- Solomonidou A., Coustenis A., Lopes R.M.C., Malaska M.J., Rodriguez S., Drossart P., Elachi C., Schmitt B., Philippe S., Janssen M., Hirtzig M., Wall S., Sotin C., Lawrence K., Altobelli N., Bratsolis E., Radebaugh J., Stephan K., Brown R.H., Le Mouélic S., Le Gall A., Villanueva E.V., Brossier J.F., Bloom A.A., Witasse O., Matsoukas C., Schoenfeld A. (2018) The spectral nature of Titan's major geomorphological units: Constraints on surface composition. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **123**, 489-507. doi:10.1002/2017JE005477
- Stofan E.R., Elachi C., Lunine J.I., Lorenz R.D., Stiles B., Mitchell K. L., Ostro S., Soderblom L., Wood C., Zebker H., Wall S., Janssen M., Kirk R., Lopes R., Paganelli F., Radebaugh J., Wye L., Anderson Y., Allison M., Boehmer R., Callahan P., Encrenaz P., Flamini E., Francescetti G., Gim Y., Hamilton G., Hensley S., Johnson W.T.K., Kelleher K., Muhleman D., Paillou P., Picardi G., Posa F., Roth L., Seu R., Shaffer S., Vetrella S., West R. (2007) The lakes of Titan. *Nature*, **445**, 61-64.
- Tobie G., Lunine J.I., Sotin C. (2006) Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan. *Nature*, **440**, 61-64. doi:10.1038/nature04497
- Tomasko M.G., Archinal B., Becker T., Be'zard B., Bushroo M., Combes M., Cook D., Coustenis A., de Bergh C., Daeoe L.E., Dose L., Doute' S., Eibl A., Engel S., Gliem F., Grieger B., Holso K., Howington-Kraus A., Karkoschka E., Keller H.U., Kirk R., Kramm R., Kuppers M., Lellouch E., Lemmon M., Lunine J., McFarlane E., Moores J., Prout M., Rizk B., Rosiek M., Rüf-fer P., Schröder S.E., Schmitt B., See C., Smith P., Soderblom L., Thomas N., West R. (2005) Rain, wind and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature*, **438**, 765-778.
- Turtle E.P., Del Genio A.D., Barbara J.M., Perry E.L., Schaller E.L., McEwen A.S., West R.A., Ray T.L. (2011a) Seasonal changes in Titan's meteorology. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L03203. doi:10.1029/2010GL046266
- Turtle E.P., Perry J.E., Hayes A.G., Lorenz R.D., Barnes J.W., McEwen A.S., West R.A., Del Genio A.D., Barbara J.M., Lunine J.I., Schaller E.L., Ray T.L., Lopes R.M.C., Stofan E.R. (2011b) Rapid and Extensive Surface Changes Near Titan's Equator: Evidence of April Showers. *Science*, **331**, 1414-1417. doi:10.1126/science.1201063
- Turtle E.P., Perry J.E., Barbara J.M., Del Genio A.D., Rodriguez S., Le Mouélic S., Sotin C., Lora J.M., Faulk S., Corlies P., Kelland J., MacKenzie S.M., West R.A., McEwen A.S., Lunine J.I., Pitesky J., Ray T.L., Roy M. (2018) Titan's meteorology over the Cassini mission: evidence for extensive subsurface methane reservoirs. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 5320-5328. doi: 10.1029/2018GL078170
- Wood C.A. (2015) North polar crater and lake basins: a variety of shapes – a single origin? *Lunar Planet. Sci.*, **46**, Abstract 2490.
- Yung Y.L., Allen M., Pinto J.P. (1984) Photochemistry of the atmosphere of Titan – Comparison between model and observations. *ApJ*, **55**, 465-506. doi:10.1086/190963

REFERENCES

- Aharonson O., Hayes A.G., Lunine J.I., Lorenz R.D., Allison M.D., Elachi C. (2009) An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing. *Nat. Geosci.*, **2**(12), 85-854. doi:10.1038/ngeo698
- Atreya S.K., Adams E.Y., Niemann H.B., Demick-Montelara J.E., Owen T.C., Fulchignoni M., Ferri F., Wilson E.H. (2006) Titan's methane cycle. *Planet. Space Sci.*, **54**, 1177-1187. doi:10.1016/j.pss.2006.05.028
- Barnes J.W., Brown R.H., Soderblom L., Sotin C., Le Mouélic S., Rodriguez S., Jaumann R., Beyer R.A., Buratti B.J., Pitman K., Baines K.H., Clark R., Nicholson P. (2008) Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of Titan's dunefields from Cassini/VIMS. *Icarus*, **195**(1), 400-414. doi:10.1016/j.icarus.2007.12.006
- Birch S.P.D., Hayes A.G., Dietrich W.E., Howard A.D., Bristow C.S., Malaska M.J., Moore J.M., Mastrogiuseppe M., Hofgartner J.D., Williams D.A., White O.L., Soderblom J.M., Barnes J.W., Turtle E.P., Lunine J.I., Wood C.A., Neish C.D., Kirk R.L., Stofan E.R., Lorenz R.D., Lopes R.M.C. (2017) Geomorphologic mapping of Titan's polar terrains: Constraining Surface Processes and Landscape Evolution. *Icarus*, **282**, 214-236. DOI: 10.1016/j.icarus.2016.08.003
- Brossier J.F., Rodriguez S., Cornet T., Lucas A., Radebaugh J., Maltagliati L., Le Mouélic S., Solomonidou A., Coustenis A., Hirtzig M., Jaumann R., Stephan K., Sotin C. (2018) Geological Evolution of Titan's Equatorial Regions: Possible Nature and Origin of the Dune Material. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **123**, 1089-1112. doi: 10.1029/2017JE005399
- Choukroun M., Sotin C. (2012) Is Titan's shape caused by its meteorology and carbon cycle? *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04201. doi:10.1029/2011GL050747
- Clark R.N., Curchin J.M., Barnes J.W., Jaumann R., Soderblom L., Cruikshank D.P., Brown R.H., Rodriguez S., Lunine J., Stephan K., Hoefen T.M., Mouélic S., Sotin C., Baines K.H., Buratti B.J., Nicholson P.D. (2010) Detection and mapping of hydrocarbon deposits on Titan. *J. Geophys. Res.*, **115**, E10005. doi:10.1029/2009JE003369
- Cornet T., Cordier D., Bahers T.L., Bourgeois O., Fleu-

- rant C., Mouélic S.L., Altobelli N. (2015) Dissolution on Titan and on Earth: Toward the age of Titan's karstic landscapes. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **120**, 1044-1074. doi: 10.1002/2014JE004738
- Cotel A.J. (1999) A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **88**, 343-347.
- Cottini V., Nixon C.A., Jennings D.E., de Kok R., Teanby N.A., Irwin P.G.J., Flasar F.M. (2012) Spatial and temporal variations in Titan's surface temperatures from Cassini CIRS observations. *Planet. Space Sci.*, **60**, 62-71. doi: 10.1016/j.pss.2011.03.015
- de Kok R.J., Teanby N.A., Maltagliati L., Irwin P.G.J., Vinatier S. (2014) HCN ice in Titan's high-altitude southern polar cloud. *Nature*, **514**, 65-67. doi: 10.1038/nature13789
- Dorofeeva V.A. (2016) Genesis of volatile components at Saturn's regular satellites. Origin of Titan's atmosphere. *Geochem. Int.*, **54**(1), 7-26.
- Dunaeva A.N., Kronrod V.A., Kuskov O.L. (2016) Physicochemical models of the internal structure of partially differentiated Titan. *Geochem. Int.*, **54**(1), 27-47 (translated from *Geokhimiya*, (1), 32-55).
- Faulk S.P., Lora J.M., Mitchell J.L., Milly P.C.D. (2019) Titan's climate patterns and surface methane distribution due to the coupling of land hydrology and atmosphere. *Nat. Astron.*, doi:10.1038/s41550-019-0963-0
- Glein C.R. (2015) Noble gases, nitrogen, and methane from the deep interior to the atmosphere of Titan. *Icarus*, 570-586. doi:10.1016/j.icarus.2015.01.001
- Griffith C.A., Lora J.M., Turner J., Penteado P.F., Brown R.H., Tomasko M.G., Dose L., See C. (2012) Possible tropical lakes on Titan from observations of dark terrain. *Nature*, **486**(7402), 237-239. doi:10.1038/nature11165
- Griffith C.A., Owen T., Geballe T.R., Rayner J., Rannou P. (2003) Evidence for the Exposure of Water Ice on Titan's Surface. *Science*, **300**, 628-630. doi:10.1126/science.1081897
- Hayes A.G. (2016) The Lakes and Seas of Titan. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **44**(1), 57-83. doi:10.1146/annurev-earth-060115-012247
- Hayes A.G., Aharonson O., Callahan P., Elachi C., Gim Y., Kirk R., Lewis K., Lopes R., Lorenz R., Lunine J., Mitchell K., Mitri G., Stofan E., Wall S. (2008) Hydrocarbon lakes on Titan: Distribution and interaction with a porous regolith. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(9). doi:10.1029/2008gl033409
- Hayes A.G., Aharonson O., Lunine J.I., Kirk R.L., Zebker H.A., Wye L.C., Lorenz R.D., Turtle E.P., Paillou P., Mitri G., Wall S.D., Stofan E.R., Mitchell K.L., Elachi C., Cassini RADAR Team. (2011) Transient surface liquid in Titan's polar regions from Cassini. *Icarus*, **211**(1), 655-671. doi:10.1016/j.icarus.2010.08.017
- Hayes A.G., Birch S.P.D., Dietrich W.E., Howard A.D., Kirk R.L., Poggiali V., Mastrogiuseppe M., Michaelides R.J., Corlies P.M., Moore J.M., Malaska M.J., Mitchell K.L., Lorenz R.D., Wood C.A. (2017) Topographic constraints on the evolution and connectivity of Titan's lacustrine basins. *Geophys. Res. Lett.*, **4**(23). DOI: 10.1002/2017GL075468
- Hayes A.G., Michaelides R.J., Turtle E.P., Barnes J.W., Soderblom J.M., Mastrogiuseppe M., Lorenz R.D., Kirk R.L., Lunine J.I. (2014) The distribution and volume of Titan's hydrocarbon lakes and seas. *Lunar Planet. Sci.*, 45, Abstract 2341.
- Hofgartner J.D., Hayes A.G., Lunine J.I., Zebker H., Lorenz R.D., Malaska M.J., Mastrogiuseppe M., Notarnicola C., Soderblom J.M. (2016) Titan's "Magic Islands": Transient Features in a Hydrocarbon Sea. *Icarus*, **271**, 338-349. doi: 10.1016/j.icarus.2016.02.022
- Hörst S.M. (2017) Titan's atmosphere and climate. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **122**(3), 432-482. doi:10.1002/2016je005240
- Iess L., Jacobson R. A., Ducci M., Stevenson D.J., Lunine J.I., Armstrong J.W., Asmar S.W., Racioppa P., Rappaport N.J., Tortora P. (2012) The Tides of Titan. *Science*, **337**(6093), 457-459. doi:10.1126/science.1219631
- Ivanov K.S. (2018) On the possible maximum depth of oil fields. *Izv. UGGU*, **4**(52), 41-49. doi.org/10.21440/2307-2091-2018-4-41-49 (In Russian)
- Janssen M.A., Le Gall A., Lopes R.M., Lorenz R.D., Malaska M.J., Hayes A.G., Neish C.D., Solomonidou A., Mitchell K.L., Radebaugh J., Keihm S.J., Choukroun M., Leyrat C., Encrenaz P.J., Mastrogiuseppe M. (2016) Titan's surface at 2.18-cm wavelength imaged by the Cassini RADAR radiometer: Results and interpretations through the first ten years of observation. *Icarus*, **270**, 443-459.
- Kuskov O.L., Dorofeeva V.A., Kronrod V.A., Makalkin A.B. (2009) *Sistemy Yupitera i Saturna. Formirovanie, sostav i vnutrennee stroenie krupnykh sputnikov* [The systems of Jupiter and Saturn: Formation, Composition and Internal Structure of Large Satellites]. Moscow, LKI Publ., 576 p. (In Russian)
- Langhans M.H., Jaumann R., Stephan K., Brown R.H., Buratti B.J., Clark R.N., Baines K.H., Nicholson P.D., Lorenz R.D., Soderblom L.A., Soderblom J.M., Sotin C., Barnes J.W., Nelson R. (2012) Titan's fluvial valleys: Morphology, distribution, and spectral properties. *Planet. Space Sci.*, **60**(1), 34-51. doi:10.1016/j.pss.2011.01.020
- Le Mouélic S., Rodriguez S., Robidel R., Rousseau B., Seignvoert B., Sotin C., Barnes J.W., Brown R.H., Baines K.H., Buratti B.J., Clark R.N., Nicholson P.D., Rannou P., Cornet T. (2018) Mapping polar atmospheric features on Titan with VIMS: From the dissipation of the northern cloud to the onset of a southern polar vortex. *Icarus*, **311**, 371-383. doi:10.1016/j.icarus.2018.04.028
- Loose B., Naveira Garabato A.C., Schlosser P., Jenkins W.J., Vaughan D., Heywood K.J. (2018) Evidence of an active volcanic heat source beneath the Pine Island Glacier. *Nat. Commun.*, **9**(1). doi:10.1038/s41467-018-04421-3
- Lopes R.M.C., Kirk R.L., Mitchell K.L., Le Gall A., Barnes J.W., Hayes A., Kargel J., Wye L., Radebaugh J., Stofan E.R., Janssen M.A., Neish C.D., Wall S.D., Wood C.A., Lunine J.I., Malaska M.J. (2013) Cryovolcanism on Titan: New results from Cassini RADAR and VIMS. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **118**, 416-435. doi:10.1002/jgre.20062
- Lopes R.M.C., Malaska M.J., Solomonidou A., Le Gall A., Janssen M.A., Neish C.D., Turtle E.P., Birch S.P.D., Hayes A.G., Radebaugh J., Coustenis A., Schoenfeld A., Stiles B.W., Kirk R.L., Mitchell K.L., Stofan E.R., Lawrence K.J., the Cassini RADAR Team. (2016) Nature, distribution, and origin of Titan's Undifferentiated Plains. *Icarus*, **270**, 162-182. doi:10.1016/j.icarus.2015.11.034
- Lopes R.M.C., Stofan E.R., Peckyno R., Radebaugh J., Mitchell K.L., Mitri G., Wood C.A., Kirk R.L., Wall S.D., Lunine J.I., Hayes A., Lorenz R., Farr T., Wye L., Craig J.,

- Ollerenshaw R.J., Janssen M., Legall A., Paganelli F., West R., Stiles B., Callahan P., Anderson Y., Valora P., Soderblom L., Cassini RADAR Team. (2010) Distribution and interplay of geologic processes on Titan from Cassini radar data. *Icarus*, **205**, 540-558. doi:10.1016/j.icarus.2009.08.010
- Lora J.M., Lunine J.I., Russell J.L., Hayes A.G. (2014) Simulations of Titan's paleoclimate. *Icarus*, **243**, 264-73.
- Lorenz R.D., Lopes R.M., Paganelli F., Lunine J.I., Kirk R.L., Mitchell K.L., Soderblom L.A., Stofan E.R., Ori G., Myers M., Miyamoto H., Radebaugh J., Stiles B., Wall S.D., Wood C.A., the Cassini RADAR Team. (2008a) Fluvial channels on Titan: meteorological paradigm and Cassini RADAR observations. *Planet. Space Sci.*, **56**, 1132-1144.
- Lorenz R.D., Mitchell K.L., Kirk R.L., Hayes A.G., Aharonson O., Zebker H.A., Paillou P., Radebaugh J., Lunine J.I., Janssen M.A., Wall S.D., Lopes R.M., Stiles B., Ostro S., Mitri G., Stofan E.R. (2008b) Titan's inventory of organic surface materials. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02206. doi:10.1029/2007GL032118
- Lunine J.I., Stevenson D.J., Yung Y.L. (1983) Ethane ocean on Titan. *Science*, **222**, 1229-1230.
- Malyshev A.I. (2004) Implications of Gas-Liquid Phase Transitions for Endogenic Origin of Hydrocarbons. *Dokl. Earth Sci.*, **399**(9), 1232-1235.
- Malyshev A.I. (2005) Role of Gas-Liquid Phase Transitions in Evolution of High-Temperature Endogenous Fluids. *Geochem. Int.*, **43**(6), 613-618.
- Malyshev A.I. (2015) *Gazovyi faktor v endogennykh protsessakh* [Gas factor in endogenous processes]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 324 p. (In Russian)
- Malyshev A.I. (2017) The Role of Cooling Horizons in Genesis of Hydrocarbon Deposits. *Dokl. Earth Sci.*, **476**(2), 1152-1154. DOI: 10.1134/S1028334X17100063
- Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2009a) Planetary degassing processes and conditions for the occurrence of prebiological states on planets of the Solar system: I. Earth. *Litosfera*, (2), 67-77. (In Russian)
- Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2009b) Planetary degassing processes and conditions for the occurrence of prebiological states on planets of the Solar system: II. Earth-like planets and the giant planets. *Litosfera*, (3), 64-74. (In Russian)
- Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2009в) Planetary degassing processes and conditions for the occurrence of prebiological states on planets of the Solar system: III. Small celestial bodies, meteorites and outer space. *Litosfera*, (4), 93-103. (In Russian)
- Malysheva L.K. (2004) Extraterrestrial volcanism (information review). *J. Vulkanol. Seismol.*, (6), 65-77. (In Russian)
- Mastrogioseppe M., Poggiali V., Hayes A., Lorenz R., Lunine J., Picardi G., Seu R., Flamini E., Mitri G., Notarnicola C., Paillou P., Zebker H. (2014) The bathymetry of a Titan sea. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1432-1437. doi:10.1002/2013GL058618
- Niemann H.B., Atreya S.K., Baueret S.J., Carignan G.R., Demick J.E., Frost R.L., Gautier D., Haberman J.A., Harpold D.N., Hunten D.M., Israel G., Lunine J.I., Kasprzak W.T., Owen T.C., Paulkovich M., Raulin F., Raaben E., Way S.H. (2005) The abundance of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe. *Nature*, **438**, 779-784. doi:10.1038/nature04122
- Niemann H.B., Atreya S.K., Demick J.E., Gautier D., Haberman J.A., Harpold D.N., Kasprzak W.T., Lunine J.I., Owen T.C., Raulin F. (2010) Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment. *J. Geophys. Res.*, **115**, E12,006. doi: 10.1029/2010JE003659
- Rodriguez S., Garcia A., Lucas A., Appéré T., Le Gall A., Reffet E., Le Corre L., Le Mouélic S., Cornet T., Courrech du Pont S., Narteau C., Bourgeois O., Radebaugh J., Arnold K., Barnes J.W., Stephan K., Jaumann R., Sotin C., Brown R.H., Lorenz R.D., Turtle E.P. (2014) Global mapping and characterization of Titan's dune fields with Cassini: Correlation between RADAR and VIMS observations. *Icarus*, **230**, 168-179. doi:10.1016/j.icarus.2013.11.017
- Rodriguez S., Le Mouélic S., Rannou P., Sotin C., Brown R.H., Barnes J.W., Griffith C.A., Burgalat J., Baines K.H., Buratti B.J., Clark R.N., Nicholson P.D. (2011) Titan's cloud seasonal activity from winter to spring with Cassini/VIMS. *Icarus*, **216**(1), 89-110. doi:10.1016/j.icarus.2011.07.031
- Schaller E.L., Brouwn M.E., Roe H.G., Bouchez A.H. (2006) A large cloud outburst at Titan's south pole. *Icarus*, **182**, 224-229. doi:10.1016/j.icarus.2005.12.021
- Schaller E.L., Roe H.G., Schneider T., Brown M.E. (2009) Storms in the tropics of Titan. *Nature*, **460**, 873-875. doi:10.1038/nature08193
- Schneider T., Graves S.D.B., Schaller E.L., Brown M.E. (2012) Polar methane accumulation and rainstorms on Titan from simulations of the methane cycle. *Nature*, **481**, 58-61. doi:10.1038/nature10666
- Sigurdsson H., Devine J.D., Tchoua F.M., Presser T.S., Pringle M.K.W., Evans W.C. (1987) Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun Cameroun. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 1-16.
- Sohl F., Solomonidou A., Wagner F.W., Coustenis A., Husmann H., Schulze, Makuch D. (2014) Structural and tidal models of Titan and inferences on cryovolcanism. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **119**(5), 1013-1036.
- Solomonidou A., Coustenis A., Lopes R.M.C., Malaska M.J., Rodriguez S., Drossart P., Elachi C., Schmitt B., Philippe S., Janssen M., Hirtzig M., Wall S., Sotin C., Lawrence K., Altobelli N., Bratsolis E., Radebaugh J., Stephan K., Brown R.H., Le Mouélic S., Le Gall A., Villanueva E.V., Brossier J.F., Bloom A.A., Witasse O., Matsoukas C., Schoenfeld A. (2018) The spectral nature of Titans major geomorphological units: Constraints on surface composition. *J. Geophys. Res. (Planets)*, **123**, 489-507. doi:10.1002/2017JE005477
- Stofan E.R., Elachi C., Lunine J.I., Lorenz R.D., Stiles B., Mitchell K. L., Ostro S., Soderblom L., Wood C., Zebker H., Wall S., Janssen M., Kirk R., Lopes R., Paganelli F., Radebaugh J., Wye L., Anderson Y., Allison M., Boehmer R., Callahan P., Encrenaz P., Flamini E., Francescetti G., Gim Y., Hamilton G., Hensley S., Johnson W.T.K., Kelleher K., Muhleman D., Paillou P., Picardi G., Posa F., Roth L., Seu R., Shaffer S., Vetrella S., West R. (2007) The lakes of Titan. *Nature*, **445**, 61-64.
- Taziev H. (1980) *Zapakh sery* [Smell of sulfur]. Moscow, Mysl' Publ., 222 p. (In Russian)
- Tobie G., Lunine J.I., Sotin C. (2006) Episodic outgassing as

- the origin of atmospheric methane on Titan. *Nature*, **440**, 61-64. doi:10.1038/nature04497
- Tomasko M.G., Archinal B., Becker T., Be'zard B., Bushroo M., Combes M., Cook D., Coustenis A., de Bergh C., Dafoe L.E., Doose L., Doute' S., Eibl A., Engel S., Gliem F., Grieger B., Holso K., Howington-Kraus A., Karkoschka E., Keller H.U., Kirk R., Kramm R., Küppers M., Lellouch E., Lemmon M., Lunine J., McFarlane E., Moores J., Prout M., Rizk B., Rosiek M., Rüf-fer P., Schröder S.E., Schmitt B., See C., Smith P., Soderblom L., Thomas N., West R. (2005) Rain, wind and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature*, **438**, 765-778.
- Turtle E.P., Del Genio A.D., Barbara J.M., Perry E.L., Schaller E.L., McEwen A.S., West R.A., Ray T.L. (2011a) Seasonal changes in Titan's meteorology. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L03203. doi:10.1029/2010GL046266
- Turtle E.P., Perry J.E., Hayes A.G., Lorenz R.D., Barnes J.W., McEwen A.S., West R.A., Del Genio A.D., Barbara J.M., Lunine J.I., Schaller E.L., Ray T.L., Lopes R.M.C., Stofan E.R. (2011b) Rapid and Extensive Surface Changes Near Titan's Equator: Evidence of April Showers. *Science*, **331**, 1414-1417. doi:10.1126/science.1201063
- Turtle E.P., Perry J.E., Barbara J.M., Del Genio A.D., Rodriguez S., Le Mouélic S., Sotin C., Lora J.M., Faulk S., Corlies P., Kelland J., MacKenzie S.M., West R.A., McEwen A.S., Lunine J.I., Pitesky J., Ray T.L., Roy M. (2018) Titan's meteorology over the Cassini mission: evidence for extensive subsurface methane reservoirs. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 5320-5328. doi: 10.1029/2018GL078170
- Wood C.A. (2015) North polar crater and lake basins: a variety of shapes – a single origin? *Lunar Planet. Sci.*, **46**, Abstract 2490.
- Yung Y.L., Allen M., Pinto J.P. (1984) Photochemistry of the atmosphere of Titan – Comparison between model and observations. *ApJ.*, **55**, 465-506. doi:10.1086/190963

Авторский указатель за 2020 г.

- Абрамов Б.Н.** Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балейского рудного узла. № 1, стр. 106.
- Азовская О.Б.** см. Мурзин В.В.
- Анкушева Н.Н.** см. Знаменский С.Е.
- Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В.** Состав золота и условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопоявления Южный Ак-Даг (Западная Тува). № 5, стр. 706.
- Анфилов В.Н., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Коркина М.А.** Геологическое строение Карабашского рудного района (Южный Урал). № 5, стр. 682.
- Артемьев Д.А.** см. Знаменский С.Е.
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А.** Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.). № 2, стр. 149.
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А.** Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов). № 3, стр. 363.
- Башлыкова Е.Ю.** см. Кулагина Е.И.
- Баянова Т.Б.** см. Недосекова И.Л., см. Смирнов В.Н.
- Безносова Т.М., Матвеев В.А., Пучков В.Н., Силаев В.И.** Перерыв в осадконакоплении на границе лудлова и пржидола в разрезе силура на Приполярном Урале. № 6, стр. 791.
- Блоков В.И.** см. Мурзин В.В.
- Буртман В.С., Дворова А.В., Самыгин С.Г.** Палеоширотное положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской дуги в Уральском океане. № 6, стр. 842.
- Вевель Я.А.** см. Груздев Д.А.
- Викентьев И.В.** см. Мурзин В.В.
- Викентьева О.В.** см. Мурзин В.В.
- Волков А.В.** см. Галямов А.Л.
- Волчек Е.Н.** см. Коротеев В.А.
- Галямов А.Л., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Кузнецова Т.П.** Перспективы выявления месторождений миссисипского типа на Северо-Востоке России. № 2, стр. 254.
- Герасимова А.И.** см. Груздев Д.А.
- Гордиенко И.В.** см. Елбаев А.Л.
- Готтман И.А.** см. Прибавкин С.В.
- Груздев Д.А., Герасимова А.И., Журавлев А.В., Вевель Я.А.** Геоисторический анализ северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона в позднем девоне–карбоне. № 5, стр. 668.
- Давыдов В.А.** см. Овчаренко А.В.
- Дбар Р.С.** см. Потапов С.С.
- Дворова А.В.** см. Буртман В.С.
- Дуб С.А., Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Николаева С.В., Мельничук О.Ю., Кулагина Е.И., Петров О.Л.** Граница нижнего и среднего карбона в разрезах восточного склона Южного и Среднего Урала: изотопный состав углерода и кислорода в известняках. № 3, стр. 305.
- Душин В.А.** см. Коротеев В.А.
- Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В.** Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса. № 5, стр. 690.
- Жирнов А.М.** О вертикальном росте материков в глубоких впадинах перидотитовой мантии Земли. № 5, стр. 727.
- Журавлев А.В.** см. Груздев Д.А.
- Журавлев А.В.** Состав, строение и модель формирования ламеллярной ткани конодонтовых элементов. № 2, стр. 184.
- Журавлев А.В., Смолева И.В.** Предварительные результаты изучения изотопного состава углерода конодонтовых элементов на рубеже девонского и каменноугольного периодов (разрезы р. Каменка, Печорская карбонатная платформа). № 6, стр. 829.
- Зарубина О.В.** см. Елбаев А.Л.
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А.** Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). № 3, стр. 397.
- Золотова Е.С., Рябинин В.Ф., Котельникова А.Л., Иванова Н.С.** Оценка мобильности элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в лесные почвы. № 5, стр. 717.
- Зубков А.В., Сентябов С.В.** Деформация земной коры: способы изучения, закономерности, проблемы. № 6, стр. 863.
- Иванов К.С.** см. Смирнов В.Н.
- Иванов К.С., Костров Н.П.** О плотности теплового потока, структуре мантии и нефтегазоносности полуострова Ямал (Арктика). № 6, стр. 851.
- Иванова Н.С.** см. Золотова Е.С.
- Иванова Р.М.** см. Пономаренко Е.С.
- Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М.** Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань). № 2, стр. 231.
- Кабанова Л.Я.** см. Анфилов В.Н.
- Карнаухова Г.А.** Скорость осадконакопления и физические свойства донных осадков в Ангарских водохранилищах в условиях цикличности уровня режима. № 2, стр. 271.
- Карпова С.В.** см. Потапов С.С.
- Киселева Д.В.** см. Потапов С.С.
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Маслов А.В., Шарипова А.А.** Первые данные о геохимии редкоземельных элементов и платиноидов в породах золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал). № 4, стр. 573.

- Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г.** Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). № 2, стр. 168.
- Корекина М.А.** см. Анфилов В.Н.
- Кориневский В.Г.** Параавтохтонные палеоокеанические и островодужные комплексы Южного Урала. № 4, стр. 542.
- Коровко А.В.** см. Прибавкин С.В.
- Коротеев В.А.** см. Недосекова И.Л.
- Коротеев В.А., Нечехин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н.** Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. № 5, стр. 607.
- Косбергенов К.М.** см. Ишбаев Х.Д.
- Костров Н.П.** см. Иванов К.С.
- Котельникова А.Л.** см. Золотова Е.С.
- Кочнев А.П., Черемных А.В.** Особенности формирования и пегматитоконтролирующая роль взбросо-надвиговых структур Мамской мусковитоносной провинции. № 1, стр. 93.
- Кужугет Р.В.** см. Анкушева Н.Н.
- Кузнецова Т.П.** см. Галимов А.Л.
- Кулагина Е.И.** см. Дуб С.А.
- Кулагина Е.И., Башлыкова Е.Ю.** Маркерные таксоны фораминифер для определения нижней границы серпуховского яруса на Урале и их корреляционный потенциал. № 3, стр. 328.
- Кулешов В.Н.** см. Дуб С.А.
- Кучева Н.А.** Влияние серпуховско-башкирского события на разнообразие брахиопод Среднего и Южного Урала. № 1, стр. 18.
- Кучева Н.А.** см. Дуб С.А.
- Лаврушина Е.В.** см. Пржиялговский Е.С.
- Малышев А.И.** см. Малышева Л.К.
- Малышева Л.К., Малышев А.И.** Угледороды и дегазационные процессы Титана, спутника Сатурна. № 6, стр. 873.
- Маринов В.А.** Биостратиграфия и палеобиогеография ганькинского горизонта (маастрихт) Западной Сибири. № 6, стр. 808.
- Масленников В.В.** см. Мелекесцева И.Ю.
- Масленникова С.П.** см. Мелекесцева И.Ю.
- Маслов А.В.** Башкирский мегантиклинорий: поздне-рифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна. № 4, стр. 455.
- Маслов А.В.** Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльницкой серий венда (Средний Урал). № 6, стр. 751.
- Маслов А.В.** см. Бадида Л.В., см. Бадида Л.В., см. Ковалев С.Г., см. Ронкин Ю.Л.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В.** Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. № 1, стр. 40.
- Матвеев В.А.** см. Безносова Т.М.
- Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П.** Элементы-примеси в сульфиде Державинского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал: форма нахождения и источники вещества. № 4, стр. 499.
- Мельничук О.Ю.** см. Дуб С.А., см. Маслов А.В.
- Мизенс Г.А.** см. Бадида Л.В., см. Бадида Л.В., см. Дуб С.А., см. Маслов А.В.
- Митрохин А.Н.** см. Уткин В.П.
- Мичурин С.В.** см. Ковалев С.Г.
- Мурашов К.Ю.** см. Галимов А.Л.
- Мурзин В.В., Викентьев И.В., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Стрелецкая М.В., Блоков В.И., Викентьева О.В.** Изотопный состав свинца даек и руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). № 3, стр. 386.
- Неволин П.Л.** см. Уткин В.П.
- Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Баянова Т.Б., Серов П.А., Попова В.И., Червяковская М.В.** О возрасте пироклорных карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, Ю. Урал (по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов). № 4, стр. 486.
- Немов А.Б.** Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия. № 5, стр. 652.
- Нечехин В.М.** см. Коротеев В.А.
- Николаева С.В.** см. Дуб С.А.
- Никонов А.А., Флейфель Л.Д.** Землетрясение 31.VIII.1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам и вопрос об активности Северо-Двинского разлома. № 1, стр. 119.
- Овчаренко А.В., Давыдов В.А., Шапов В.А., Юрков А.К.** Геофизические исследования в эпицентральной области Катав-Ивановского землетрясения (05.09.2018, m5.8). № 3, стр. 432.
- Омельченко В.Л.** О глубинных разломах на Северном Кавказе. № 1, стр. 130.
- Паршина Н.В.** см. Потапов С.С.
- Петров О.Л.** см. Дуб С.А.
- Пономаренко Е.С.** Строение и условия образования верхнеохловской валганской свиты (нижний девон р. Илыч, Северный Урал). № 1, стр. 63.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М.** Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Илыч, Северный Урал). № 3, стр. 341.
- Попова В.И.** см. Недосекова И.Л.
- Потапов С.С., Киселева Д.В., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Червяковская М.В., Карпова С.В., Чердниченко Н.В., Дбар Р.С.** Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия). № 2, стр. 280.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.** Структуры Алайской и Кичи-Каракольской впадин и обстановки новейших деформаций в их горном обрамлении (Южный Тянь-Шань). № 6, стр. 771.
- Прибавкин С.В., Коровко А.В., Готтман И.А.** Геологическое строение и петрология Нижне-Синячихинского гранитоидного массива (Алапаевско-Суходолжская медно-порфировая зона, Средний Урал). № 2, стр. 212.
- Пучков В.Н.** см. Безносова Т.М., см. Салихов Д.Н.
- Рахимов И.Р.** см. Салихов Д.Н.

Ровнушкин М.Ю. см. Мурзин В.В.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Синдерн С. U-Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона “in situ”: возможности и ограничения. № 3, стр. 411.

Рыжков В.М. см. Анфилов В.Н.

Рябинин В.Ф. см. Золотова Е.С.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Вулканизм и интрузивный магматизм Магнитогорской палеодуги в эпоху “мягкой” коллизии с окраиной Восточно-Европейского континента. № 5, стр. 630.

Самыгин С.Г. см. Буртман В.С.

Сахно В.Г., Цурикова Л.С. Изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России. № 2, стр. 196.

Сентябов С.В. см. Зубков А.В.

Серов П.А. см. Недосекова И.Л.

Сидорова Н.В. см. Галямов А.Л.

Силаев В.И. см. Безносова Т.М.

Синдерн С. см. Ронкин Ю.Л.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Баянова Т.Б. Первые результаты изотопного (U-Pb, ID-TIMS) датирования единичных зерен циркона из долеритовых даек Восточной зоны Урала. № 2, стр. 224.

Смолева И.В. см. Журавлев А.В.

Степанова Т.И. см. Дуб С.А.

Стрелецкая М.В. см. Мурзин В.В.

Титов Ю.В. см. Маслов А.В.

Удоратин В.В. Структура земной коры и верхней мантии по сейсмологическому профилю Мезень–Тиман–Печора (MEZTIMPECH). № 4, стр. 517.

Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволлин П.Л., Юшманов Ю.П. Сдвиговый тектогенез в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутоническо-

го пояса: структурно-динамический анализ. № 4, стр. 528.

Флейфель Л.Д. см. Никонов А.А.

Холоднов В.В. см. Салихов Д.Н.

Хубанов В.Б. см. Елбаев А.Л.

Цурикова Л.С. см. Сахно В.Г.

Червяковская М.В. см. Маслов А.В., см. Недосекова И.Л., см. Потапов С.С.

Червяцова О.Я. см. Потапов С.С.

Чередниченко Н.В. см. Потапов С.С.

Черемных А.В. см. Кочнев А.П.

Черных В.В. Общие закономерности в развитии гжельско-ассельских конодонтов. № 4, стр. 471.

Черных В.В. Стратиграфическая шкала и геологический разрез. № 1, стр. 5.

Шайхутдинова Г.Х. Петрографическое изучение миграции нефти на примере Имильорского месторождения (Когалымский регион, Западная Сибирь). № 4, стр. 592.

Шарипова А.А. см. Ковалев С.Г.

Шмелёва Л.А. Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Ильич, Северный Урал (структура, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования). № 4, стр. 557.

Шукуров А.Х. см. Ишбаев Х.Д.

Шумилов И.Х. Текстура конус-в-конусе: новые данные. № 1, стр. 76.

Шумилова Т.Г. см. Ковальчук Н.С.

Щапов В.А. см. Овчаренко А.В.

Юрков А.К. см. Овчаренко А.В.

Юшманов Ю.П. см. Уткин В.П.

Autor's Index for 2020

- Abramov B.N.** Petrogeochemistry and forming conditions of the Mesozoic volcanoplutonic formations in the Baileisky ore node. No. 1, pp. 106.
- Azovskova O.B.** see Murzin V.V.
- Ankusheva N.N.** see Znamensky S.E.
- Ankusheva N.N., Kuzhuget R.V.** Gold composition and conditions of Southern Ak-Dag gold-sulfide-quartz ore occurrence formation (Western Tuva). No. 5, pp. 706.
- Anfilogov V.N., Kabanova L.Ya., Ryzhkov V.M., Korekina M.A.** Geological structure of the Karabash ore district (Southern Urals). No. 5, pp. 682.
- Artemyev D.A.** see Znamensky S.E.
- Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A.** Provenance reconstructions. Article 3. Modern research methods for heavy detrital minerals (garnet, tourmaline, chrome-spinelide, rutile, chloritoid, pyroxene and amphibole). No. 2, pp. 149.
- Badida L.V., Maslov A.V., Mizens G.A.** Provenance reconstructions. Article 4. Modern methods for investigating detrital minerals (zircon, apatite). No. 3, pp. 363.
- Bashlykova E.Yu.** see Kulagina E.I.
- Bayanova T.B.** see Nedosekova I.L., see Smirnov V.N.
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Puchkov V.N., Silaev V.I.** A gap in sedimentation in the Silurian section of the Subpolar Urals at the Ludlow-Pridoli boundary. No. 6, pp. 791.
- Blokov V.I.** see Murzin V.V.
- Burtman V.S., Dvorova A.V., Samygin S.G.** Latitudes of the Eastern Ural microcontinent and Magnitogorsk island arc in the Paleozoic Ural Ocean. No. 6, pp. 842.
- Vevel Ya.A.** see Gruzdev D.A.
- Vikentyev I.V.** see Murzin V.V.
- Vikent'eva O.V.** see Murzin V.V.
- Volkov A.V.** see Galyamov A.L.
- Volchek E.N.** see Koroteev V.A.
- Galyamov A.L., Volkov A.V., Murashov K.Yu., Sidorova N.V., Kuznetsova T.P.** Prospects for identifying the Mississippi Valley type deposits in the North-East of Russia. No. 2, pp. 254.
- Gerasimova A.I.** see Gruzdev D.A.
- Gordienko I.V.** see Elbaev A.L.
- Gottman I.A.** see Pribavkin S.V.
- Gruzdev D.A., Gerasimova A.I., Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A.** Geohistorical analysis of the northern part of the Pai-Khoi carbonate parautochthone in Late Devonian–Carboniferous. No. 5, pp. 668.
- Davydov V.A.** see Ovcharenko A.V.
- Dbar R.S.** see Potapov S.S.
- Dvorova A.V.** see Burtman V.S.
- Dub S.A., Mizens G.A., Kuleshov V.N., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Nikolaeva S.V., Melnichuk O.Yu., Kulagina E.I., Petrov O.L.** The Mid-Carboniferous boundary in the eastern slope of the Southern and Middle Urals: carbon and oxygen isotopic composition in limestones. No. 3, pp. 305.
- Dushin V.A.** see Koroteev V.A.
- Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Zarubina O.V.** Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems. No. 5, pp. 690.
- Zhirnov A.M.** On the vertical growth of continents in deep depressions of the Earth's peridotite mantle. No. 5, pp. 727.
- Zhuravlev A.V.** see Gruzdev D.A.
- Zhuravlev A.V.** Composition, structure and model of the formation of conodont lamellar tissue. No. 2, pp. 184.
- Zhuravlev A.V., Smoleva I.V.** Preliminary results of studying the carbon isotope composition of conodont elements at the border of Devonian and Carboniferous periods (Kamenka river sections, Pechora carbonate platform). No. 6, pp. 829.
- Zarubina O.V.** see Elbaev A.L.
- Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Artemyev D.A.** Formation conditions, composition and ore-forming sources of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (the Southern Urals). No. 3, pp. 397.
- Zolotova E.S., Ryabinin V.F., Kotelnikova A.L., Ivanova N.S.** Assessment of element mobility from copper smelting waste slag into forest soils. No. 5, pp. 717.
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V.** Deformation of the Earth's crust: measurement methods, regularities, nature. No. 6, pp. 863.
- Ivanov K.S.** see Smirnov V.N.
- Ivanov K.S., Kostrov N.P.** Heat flux density, mantle structure and oil and gas potential of the Yamal Peninsula (Arctic). No. 6, pp. 851.
- Ivanova N.S.** see Zolotova E.S.
- Ivanova R.M.** see Ponomarenko E.S.
- Ishbaev Kh.D., Shukurov A.Kh., Kosbergenov K.M.** Lamprophyres and mineralization of the Koytash ore field (Southern Tien Shan). No. 2, pp. 231.
- Kabanova L.Ya.** see Anfilogov V.N.
- Karnaikhova G.A.** Sedimentation rate and physical properties of bottom sediments in the Angara reservoirs under the cyclical conditions of the level regime. No. 2, pp. 271.
- Karpova S.V.** see Potapov S.S.
- Kiseleva D.V.** see Potapov S.S.
- Kovalev S.G., Michurin S.V., Maslov A.V., Sharipova A.A.** First data on the geochemistry of rare earth elements and platinoids in the host rocks of the gold mining deposit Ulyuk-Bar (the Southern Urals). No. 4, pp. 573.
- Kovalchuk N.S., Shumilova T.G.** Mineralogical and geochemical features of the black shales surrounding the Kara Astrobleme (Pay-Khoy). No. 2, pp. 168.
- Korekina M.A.** see Anfilogov V.N.
- Korinevsky V.G.** Parautochthonic paleoceanic and island-arc complexes of the Southern Urals. No. 4, pp. 542.
- Korovko A.V.** see Pribavkin S.V.

- Koroteev V.A.** see Nedosekova I.L.
- Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Dushin V.A., Volchek E.N.** Formation features and a geodynamic map of the Ural-Timan-Paleo-Asian segment of Eurasia. No. 5, pp. 607.
- Kosbergenov K.M.** see Ishbaev Kh.D.
- Kostrov N.P.** see Ivanov K.S.
- Kotelnikova A.L.** see Zolotova E.S.
- Kochnev A.P., Cheremnykh A.V.** Formation features and the pegmatite-controlling role of the thrusts and reverse faults in the Mamskaya muscovite province. No. 1, pp. 93.
- Kuzhuget R.V.** see Ankusheva N.N.
- Kuznetsova T.P.** see Galyamov A.L.
- Kulagina E.I.** see Dub S.A.
- Kulagina E.I., Bashlykova E.Yu.** Foraminiferal marker taxa and their correlation potential for definition of the lower Serpukhovian boundary in the Urals. No. 3, pp. 328.
- Kuleshov V.N.** see Dub S.A.
- Kucheva N.A.** Effect of the Mid-Carboniferous event on the diversity of brachiopods in the Middle and Southern Urals. No. 1, pp. 18.
- Kucheva N.A.** see Dub S.A.
- Lavrushina E.V.** see Przhivalgovskii E.S.
- Malyshev A.I.** see Malysheva L.K.
- Malysheva L.K., Malyshev A.I.** Hydrocarbons and degassing processes of Saturn's satellite Titan. No. 6, pp. 873.
- Marinov V.A.** Biostratigraphy and paleobiogeography of the Gan'kino horizon (Maastrichtian) of the Western Siberia. No. 6, pp. 808.
- Maslennikov V.V.** see Melekestseva I.Yu.
- Maslennikova S.P.** see Melekestseva I.Yu.
- Maslov A.V.** Bashkirian meganticlinorium: Late Riphean-Vendian hiatuses and possible transformations of basin provenances. No. 4, pp. 455.
- Maslov A.V.** Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvitsa group deposits (Middle Urals). No. 6, pp. 751.
- Maslov A.V.** see Badida L.V., see Badida L.V., see Kovalev S.G., see Ronkin Yu.L.
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V.** Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. No. 1, pp. 40.
- Matveev V.A.** see Beznosova T.M.
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P.** Trace-elements in sulfides of the Dergamysh cobalt-bearing massive sulfide deposit, the Southern Urals: Mode of occurrence and matter sources. No. 4, pp. 499.
- Melnichuk O.Yu.** see Dub S.A., see Maslov A.V.
- Mizens G.A.** see Badida L.V., see Badida L.V., see Dub S.A., see Maslov A.V.
- Mitrokhin A.N.** see Utkin V.P.
- Michurin S.V.** see Kovalev S.G.
- Murashov K.Yu.** see Galyamov A.L.
- Murzin V.V., Vikentyev I.V., Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Streletskaia M.V., Blokov V.I., Vikent'eva O.V.** Isotopic composition of lead from dikes and ores of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). No. 3, pp. 386.
- Nevolin P.L.** see Utkin V.P.
- Nedosekova I.L., Koroteev V.A., Bayanova T.B., Serov P.A., Popova V.I., Chervyakovskaya M.V.** On the age of pyrochlore carbonatites from the Ilmeno-Vishnevogorsky Alkaline Complex, the Southern Urals (insights from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data). No. 4, pp. 486.
- Nemov A.B.** Garnet-amphibole miaskites of the Ilmenogorsky miaskite massif (Southern Urals): Mineralogy and geochemistry. No. 5, pp. 652.
- Necheukhin V.M.** see Koroteev V.A.
- Nikolaeva S.V.** see Dub S.A.
- Nikonov A.A., Fleifel L.D.** Earthquake of 31.VIII.1829 in Arkhangelsk government: reobservation and more precise parameters according with primary sources and the question of the North-Dvina fault about. No. 1, pp. 119.
- Ovcharenko A.V., Davydov V.A., Shchapov V.A., Yurkov A.K.** Geophysical study of the epicentral area of the Katav-Ivanovsk earthquake (05.09.2018, M5.8). No. 3, pp. 432.
- Omelchenko V.L.** On the deep seated faults in the Northern Caucasus. No. 1, pp. 130.
- Parshina N.V.** see Potapov S.S.
- Petrov O.L.** see Dub S.A.
- Ponomarenko E.S.** The composition and formation conditions of the Upper Lochkovian Valgan Formation (Lower Devonian Ilych River, Northern Urals). No. 1, pp. 63.
- Ponomarenko E.S., Ivanova R.M.** Kasimovian stage in the Moleben-Iz section (Ilych River, Northern Urals). No. 3, pp. 341.
- Popova V.I.** see Nedosekova I.L.
- Potapov S.S., Kiseleva D.V., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Chervyakovskaya M.V., Karpova S.V., Cherednichenko N.V., Dbar R.S.** Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia). No. 2, pp. 281.
- Przhivalgovskii E.S., Lavrushina E.V.** The structures of the Alai and Kichi-Karakol depressions and the latest deformations in their mountainous surroundings (Southern Tien Shan). No. 6, pp. 771.
- Pribavkin S.V., Korovko A.V., Gottman I.A.** Geological structure and petrology of the Nizhne-Sinyachikhinsky granitoid massif (Alapayevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals). No. 2, pp. 212.
- Puchkov V.N.** see Beznosova T.M., see Salikhov D.N.
- Rakhimov I.R.** see Salikhov D.N.
- Rovnushkin M.Yu.** see Murzin V.V.
- Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Sindern S.** U-Pb (ID-TIMS) geochronological method and “in-situ” SIMS zircon dating: possibilities and constraints. No. 3, pp. 411.
- Ryzhkov V.M.** see Anfilogov V.N.
- Ryabinin V.F.** see Zolotova E.S.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R.** Volcanism and intrusive magmatism of the Magnitogorsk paleoarc in the epoch of its “soft” collision with a margin of the East European continent. No. 5, pp. 630.
- Samygin S.G.** see Burtman V.S.
- Sakhno V.G., Tsurikova L.S.** Isotopic and geochemical features of the genesis of igneous complexes and ore-

- magmatic systems in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast. No. 2, pp. 196.
- Sentyabov S.V.** see Zubkov A.V.
- Serov P.A.** see Nedosekova I.L.
- Sidorova N.V.** see Galyamov A.L.
- Silaev V.I.** see Beznosova T.M.
- Sindern S.** see Ronkin Yu.L.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Bayanova T.V.** The first results of isotopic (U-Pb, ID-TIMS) dating of individual zircon grains from dolerite dikes of the Eastern zone of the Urals. No. 2, pp. 224.
- Smoleva I.V.** see Zhuravlev A.V.
- Stepanova T.I.** see Dub S.A.
- Streletskaya M.V.** see Murzin V.V.
- Titov Yu.V.** see Maslov A.V.
- Udoratin V.V.** Structure of the Earth crust and upper mantle along seismological profile Mezen–Timan–Pechora (MEZTIMPECH). No. 4, pp. 517.
- Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L., Yushmanov Yu.P.** Strike-slip fault tectogenesis in formation of the East Sikhote-Alin volcano-plutonic belt: Structural and dynamic analysis. No. 4, pp. 528.
- Fleifel L.D.** see Nikonov A.A.
- Kholodnov V.V.** see Salikhov D.N.
- Khubanov V.B.** see Elbaev A.L.
- Tsurikova L.S.** see Sakhno V.G.
- Chervyakovskaya M.V.** see Maslov A.V., see Nedosekova I.L., see Potapov S.S.
- Chervyatsova O.Ya.** see Potapov S.S.
- Cherednichenko N.V.** see Potapov S.S.
- Cheremnykh A.V.** see Kochnev A.P.
- Chernykh V.V.** General regularities in the development Gzhelian-Asselian conodonts. No. 4, pp. 471.
- Chernykh V.V.** Stratigraphic scale and geological section. No. 1, pp. 5.
- Shaikhutdinova G.H.** Petrographic study of oil migration on the example of Imilorskoye field (Kogalymsky petroleum region, Western Siberia). No. 4, pp. 592.
- Sharipova A.A.** see Kovalev S.G.
- Shmeleva L.A.** The Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu, Ilych River, the Northern Urals (structure, paleobiocenosis, microfacies, model of formation). No. 4, pp. 557.
- Shukurov A.Kh.** see Ishbaev Kh.D.
- Shumilov I.Kh.** Cone-in-cone structure: New data. No. 1, pp. 76.
- Shumilova T.G.** see Kovalchuk N.S.
- Shchapov V.A.** see Ovcharenko A.V.
- Yurkov A.K.** see Ovcharenko A.V.
- Yushmanov Yu.P.** see Utkin V.P.

ЛИТОСФЕРА Том 20 № 6

Ноябрь–Декабрь 2020

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректор Н.М. Катаева
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 105	Дата выхода в свет 25.12.2020	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 19,6	Уч.-изд. л. 19,6	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 20 No. 6

November–December 2020

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Corrector N.M. Kataeva
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 105	Signed in print 25.12.2020	Format 60 × 84 ¹ / ₈	Offset print
Cond. print. sh. 19,6	Found.-publ. sh. 19,6	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2Ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru