

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 63 • № 6 • 2024 • НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Брушков А.В., Васина А.И., Кияшко Н.В., Мельников М.И., Осокин А.А., Черняк Ю.В., Фалалева А.А.</i> Глобальное потепление и состояние вечной мерзлоты в России	4
<i>Лубнина Н.В., Захаров В.С.</i> Докембрийский мегаконтинент НЕНА: устойчивая конфигурация или фанерозойское перемагничивание?	12
<i>Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Осадчий В.О., Микляева Е.П.</i> Этапы палеопротерозойского химического перемагничивания Кивакского расслоенного интрузива и его геодинамическая позиция в период распада докембрийских суперконтинентов	21
<i>Собисевич А.Л., Стеблов Г.М., Агibalов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р., Зайцев В.А., Зыков Д.С., Макеев В.М., Маякин А.Т., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Полеицук А.В., Рузайкин А.И., Холодков К.И.</i> Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа и сейсмичности острова Сахалин	32
<i>Васильева К.Ю., Рогов М.А., Панченко И.В., Захаров В.А., Ершова В.Б., Гатовский Ю.А., Мокрушина Е.В.</i> Первые находки глендонитов в верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свите (Западная Сибирь, Фроловская мегавпадина) и их палеогеографическое значение	42
<i>Габдуллин Р.Р.</i> Палеоклиматические и палеобатиметрические реконструкции условий формирования мезо-кайнозойских отложений Чукотского моря	51
<i>Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В.</i> Астроклиматические реперы стратиграфической корреляции для неоген-четвертичных отложений	61
<i>Копачев Л.Ф., Бордунов С.И., Яковишина Е.В., Габдуллин Р.Р., Латыпова М.Р.</i> Туронский и коньякский ярусы на территории Восточного Перитетиса — биостратиграфия и палеогеография	72
<i>Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В.</i> Характер распределения возрастов докембрийских обломочных цирконов в разрезе Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба по данным U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования — показатель единого источника сноса	82
<i>Коротаяев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф.</i> Трехмерное моделирование осадконакопления клиноформных комплексов Северо-Чукотского бассейна	92

<i>Еремин Н.Н., Ситар К.А., Барановская Е.И., Орлова Л.Н., Коротаев А.В., Фесюн А.Г., Авдалян М.Р., Глухова С.А., Георгиевский Б.В., Гришин И.Ю.</i> Геологические предпосылки энергетических природных ресурсов Африки	100
<i>Игнатов П.А., Еременко Р.У., Акинфиев Н.Н., Толстов А.В., Овчинников И.М., Илларионов П.Н., Старостин В.И.</i> Нарушение корреляционных связей Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V и Sc в осадочных породах ордовика, вмещающих кимберлиты Майского месторождения алмазов Якутии	114
<i>Пшеченкова Е.П., Самсонов А.А., Бурмистров А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Старостин В.И.</i> Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки техногенных объектов Михайловского горно-обогатительного комбината	120
<i>Вяткин С.В., Кriuлина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д.</i> Морфология, окраска и спектроскопические характеристики алмазов россыпи Гусиный ручей (Анабар, Якутия)	132
<i>Савостин Г.Г., Махнутина М.Л., Костышина М.О., Коточкова Ю.А., Григоренко Т.В., Грязнова Д.А., Емельяненко О.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А.</i> Изменчивость кинетических характеристик органического вещества бажендовской свиты на примере исследования кернового материала одной скважины в центральной части Западной Сибири	140
<i>Гриневский С.О., Преображенская А.Е., Халеский В.В.</i> Модельный анализ влияния изменения климата на формирование инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод в масштабе малого речного бассейна	152
<i>Голизаде Х., Краснова Е.А., Корзун А.В., Раббани Х.</i> Гидрогеохимическое моделирование образования сероводорода в карбонатном коллекторе на примере месторождения Шануль, юго-запад Ирана	163
<i>Савенко А.В., Савенко В.С., Маслов А.А.</i> Изменчивость концентрации фтора в минеральных водах Ессентукского месторождения и ее связь с гидрогеологическими условиями	173
<i>Лебедев А.Л., Авилина И.В.</i> Температурная зависимость константы скорости реакции растворения гипса в воде	179
<i>Суконкин М.А., Пушкарев П.Ю.</i> Использование синтетических магнитотеллурических данных для оценки эффективности методов, основанных на локально-региональном разложении тензора импеданса	185
<i>Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология» в 2024 г.</i>	197

CONTENTS

<i>Broushkov A.V., Vasina A.I., Kiyashko N.V., Melnikov V.I., Osokin A.A., Chernyak Yu.V., Falaleeva A.A.</i> Global warming and permafrost condition in Russia	4
<i>Lubnina N.V., Zakharov V.S.</i> Precambrian megacontinent NENA: stable configuration or Phanerozoic remagnetization?	12
<i>Lubnina N.V., Bychkov A.Yu., Tarasov N.A., Osadchii V.O., Miklyaeva E.P.</i> Stages of Paleoproterozoic chemical remagnetization of the Kivakka layered intrusion and its geodynamic position during the breakup of the Precambrian supercontinents	21
<i>Sobisevich A.L., Steblov G.M., Agibalov A.O., Sentsov A.A., Balashov G.R., Zaitsev V.A., Zykov D.S., Makeev V.M., Mayakin A.T., Perederin V.P., Perederin F.V., Poleshchuk A.V., Ruzaikin A.I., Kholodkov K.I.</i> Interrelation of morphometric parameters of relief and seismicity of Sakhalin Island	32
<i>Vasileva K.Yu., Rogov M.A., Panchenko I.V., Zakharov V.A., Ershova V.B., Gatovsky Yu.A., Mokrushina E.V.</i> The first finds of glendonites in the Upper Jurassic — Lower Cretaceous Bazhenov formation (West Siberia, Frolovskaya megadepression) and their paleogeographical significance ..	42
<i>Gabdullin R.R.</i> Paleoclimatic and paleobatimetric reconstructions of the conditions of formation of Meso-Cenozoic sediments of the Chukchi Sea	51
<i>Gabdullin R.R., Badulina N.V., Ivanov A.V.</i> Astroclimatic benchmarks of stratigraphic correlation for Neogene-Quaternary deposits	61
<i>Kopaevich L.F., Bordunov S.I., Yakovishina E.V., Gabdullin R.R., Latypova M.R.</i> Turonian and Coniacian in the territory of the Eastern Perithetys — biostratigraphy and paleogeography	72
<i>Volodina E.A., Tevelev A.V., Borisenko A.A., Koptev E.V.</i> Character of age distribution of precambrian detrital zircons in the section of the Yuryuzan-Sylvenskaya basin of the Uralian Foredeep based on U–Pb LA–ICP–MS isotopic dating — single source demolition indicator	82
<i>Korotaev M.V., Pravikova N.V., Aleshina K.F.</i> 3D modeling of sedimentation of clinoform complex of North-Chukchi basin	92
<i>Eremin N.N., Sitar K.A., Baranovskaya E.I., Orlova L.N., Korotaev A.V., Fesyun A.G., Avdalyan M.R., Glukhova S.A., Georgievskiy B.V., Grishin I.Yu.</i> Geological background of Africa's natural energy resources	100
<i>Ignatov P.A., Eremenko R.U., Akinfiyev N.N., Tolstov A.V., Ovchinnikov I.M., Illarionov P.N., Starostin V.I.</i> Disruption of correlation relationships Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V and Sc in ordoevian sedimentary rocks hosting kimberlites of the maiskoye diamond deposit of Yakutia	114
<i>Pshechenkova E.P., Samsonov A.A., Burmistrov A.A., Churikov Yu.A., Anisimov N.N., Starostin V.I.</i> The use of Earth remote sensing data to assess the environmental impact of the mining waste facilities of the Mikhailovsky Mining and Processing Plant	120
<i>Vyatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Bardukhinov L.D.</i> Morphology, coloration and spectroscopic characteristics of the Gusinyi Ruchey placer diamonds (Anabar, Yakutia)	132
<i>Savostin G.G., Makhnutina M.L., Kostyshina M.O., Kotochkova Yu.A., Grigorenko T.V., Griaznova D.A., Emelyanenko O.A., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A.</i> Variability of the kinetic characteristics of organic matter of the Bazhenov Formation on the example of core material from one well in the central part of Western Siberia	140
<i>Grinevskiy S.O., Preobrazhenskaya A.E., Khaleskiy V.V.</i> Model analysis of the climate change impact on the groundwater recharge and resources on the scale of a small river basin	152
<i>Gholizadeh H., Krasnova E.A., Korzun A.V., Rabbani A.</i> Hydrogeochemical Modeling of Hydrogen Sulfide Formation in a Carbonate Reservoir: A Case Study of the Shanul Field, Southwest Iran	163
<i>Savenko A.V., Savenko V.S., Maslov A.A.</i> Variability of fluorine concentration in the Essentuki mineral water field and its relationship with hydrogeological conditions	173
<i>Lebedev A.L., Avilina I.V.</i> Temperature dependence of the rate constant of the reaction of gypsum dissolution in water	179
<i>Sukonkin M.A., Pushkarev P.Yu.</i> Using synthetic magnetotelluric data to evaluate the efficiency of methods based on local-regional decomposition of the impedance tensor	185
<i>Index of articles and materials published in the journal «Moscow University Geology Bulletin. Series 4» in 2024</i>	197

УДК 551.343:551.8

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-4-11

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РОССИИ

Анатолий Викторович Брушков¹✉, Анастасия Игоревна Васина²,
Надежда Владимировна Кияшко³, Михаил Иسمетович Мельников⁴,
Алексей Алексеевич Осокин⁵, Юлия Владимировна Черняк⁶,
Арина Андреевна Фалалеева⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; brouchkov@geol.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aivasina97@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nadin130187@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mikle99@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alesha.osokin.98@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yuchernyak@mail.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; falaleeva_arina@mail.ru

Аннотация. Выполнен обзор теории глобального потепления, рассмотрена возможная реакция вечной мерзлоты на изменения климата, показан сложный характер связи температуры горных пород и температуры воздуха, описан возможный масштаб деградации вечной мерзлоты в России и вероятный экономический ущерб. Приведены примеры деформаций зданий и инженерных сооружений. Авторами обоснован вариант комплексной системы мониторинга вечной мерзлоты, включающий прогноз и управление состоянием вечной мерзлоты, как одного из мероприятий по адаптации к климатическим изменениям.

Ключевые слова: глобальное потепления, изменения климата, вечная мерзлота, устойчивость зданий и инженерных сооружений, мониторинг

Для цитирования: Брушков А.В., Васина А.И., Кияшко Н.В., Мельников М.И., Осокин А.А., Черняк Ю.В., Фалалеева А.А. Глобальное потепление и состояние вечной мерзлоты в России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 4–11.

GLOBAL WARMING AND PERMAFROST CONDITION IN RUSSIA

Anatoly V. Broushkov¹✉, Anastasya I. Vasina², Nadezhda V. Kiyashko³,
Mikhail I. Melnikov⁴, Aleksei A. Osokin⁵, Yuliya V. Chernyak⁶, Arina A. Falaleeva⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; brouchkov@geol.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aivasina97@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nadin130187@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mikle99@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alesha.osokin.98@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yuchernyak@mail.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; falaleeva_arina@mail.ru

Abstract. A review of the theory of global warming was carried out, the possible reaction of permafrost to climate change was considered, the complex nature of the relationship between soil temperature and air temperature was shown, the possible scale of permafrost degradation in Russia and the likely economic damage were described. Examples of deformations of buildings and engineering structures are given. It is proposed by authors a variant of complex permafrost monitoring system including forecast and management as one of the measures to adapt to climatic changes.

Keywords: global warming, climate change, permafrost, sustainability of buildings and engineering structures, monitoring

For citation: Broushkov A.V., Vasina A.I., Kiyashko N.V., Melnikov V.I., Osokin A.A., Chernyak Yu.V., Falaleeva A.A. Global warming and permafrost condition in Russia. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 4–11. (In Russ.).

Введение. Явление глобального потепления — один из наиболее актуальных и обсуждаемых вопросов в научной литературе. Ему посвящена обширная литература, имеются фундаментальные обобщения [Biskaborn и др., 2019; IPCC, 2019]. Среди специалистов, включая геологов, встречается, хотя и редкое, мнение о недостаточной обо-

снованности теории антропогенного потепления в XXI веке, а также о недооцененной роли геологических факторов или цикличности природных процессов, в частности, солнечной активности [Landscheidt, 2003; Berry, 2006; Корзун, 2009; Панин и др., 2017 и др.]. Оно имеет под собой некоторое фактическое основание, связанное с изучением

истории четвертичного периода и соответствующих отложений.

Возможные последствия глобального потепления, несмотря на интенсивные исследования последних лет, еще не вполне ясны. Особенно это касается природных объектов, не изученных в достаточной мере, в частности, вечной мерзлоты. С другой стороны, вечная мерзлота сама является индикатором потепления, а ее состояние — доказательством происходящих изменений. При этом значение вечной мерзлоты для России трудно переоценить. В Арктике и Сибири находится значительное число месторождений полезных ископаемых и ведется интенсивная их разведка и добыча [Кондратьев, 2020]. Большая часть зданий и инженерных сооружений, включая дороги и трубопроводы, построены с учетом мерзлого состояния грунтовых оснований. При потеплении и деградации вечной мерзлоты произойдет нарушение их устойчивости, и при отсутствии мероприятий по адаптации к климатическим изменениям будет нанесен значительный ущерб северной инфраструктуре [Мельников и др., 2021].

В настоящей статье была поставлена цель выполнить на основании опубликованных исследований и некоторых собственных материалов авторов анализ концепции потепления применительно к состоянию вечной мерзлоты в России, устойчивости зданий и инженерных сооружений, и обсудить тренды изменений теплового режима грунтов, а также возможные последствия этих трендов.

Теория антропогенного потепления в XXI в. Особенностью современных изменений климата является потепление конца XX в. — начала XXI в., отмеченное со второй половины 1970-х годов, которому предшествовало похолодание с 1940 до 1970 г. [IPCC, 2019]. Исследователями рассмотрены его возможные причины.

С геологической точки зрения, за последний миллион лет такие теплые периоды, в одном из которых мы сейчас живем, длились в основном недолго, 10–12 тыс. лет. Это дает некоторое основание считать, что в будущем благодаря естественным колебаниям циркуляции атмосферы и солнечной активности Землю ожидает похолодание. Подобные взгляды высказывали акад. В.М. Котляков, К.Я. Кондратьев и др. [Котляков, 2002]. При этом наблюдаемое сейчас повышение глобальной температуры может быть признаком надвигающегося ледникового периода, так как может увеличить количество льда на поверхности планеты. Есть также мнение, что ледниковый период мог бы наступить через 40–60 тыс. лет при отсутствии выбросов углекислого газа [Ganopolski, et al., 2016] из-за гравитационного влияния Сатурна и Юпитера на орбиту Земли. Ссылаются также на циклы Миланковича, включающие циклы изменения орбиты Земли, угла наклона земной оси и направления, в котором направлена ось вращения (прецессия) [Wunsch, 2004], и влияющие на количество радиации, получаемой от Солнца.

Эти циклы обеспечивают климатические циклы периодом в несколько десятков тысяч лет, что близко к периодичности оледенений в плейстоцене примерно за последний миллион лет. Циклы Миланковича не могут, однако, объяснить потепления с середины XX в. Более того, спутниковые наблюдения показывают, что за последние 40 лет солнечная радиация скорее уменьшилась [Dudok de Wit, et al., 2017].

Ранее фундаментальное открытие было сделано С. Аррениусом [Arrhenius, 1896], рассчитавшим повышение температуры в атмосфере, вызванное увеличением концентрации углекислого газа. Он показал, что при отсутствии атмосферы поверхность Земли в среднем имела бы температуру около -17°C , а не приблизительно 15°C , как сегодня, из-за парникового эффекта — поглощения парниковыми газами инфракрасного излучения Земли и его частичного возврата к поверхности в результате последующего излучения атмосферы. Аррениус также пришел к выводу, что снижение уровня CO_2 в атмосфере вдвое по сравнению с существовавшим тогда уровнем приведет к падению температуры планеты на $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$, что может привести к глобальному похолоданию, подобному оледенениям плейстоцена. Он предупредил, что если, наоборот, концентрация CO_2 повысится на 50%, планета испытает потепление на $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$, что близко к расчетам по современным глобальным моделям [IPCC, 2019]. Далее Г. Каллендар [Callendar, 1938] показал, что именно человеческая деятельность была ответственна за повышение уровня углекислого газа и, следовательно, за изменение климата.

Сегодня мало кем оспаривается, что выбросы CO_2 и деятельность человека стали причиной 100% потепления, наблюдаемого с 1950 г. По оценкам, естественные причины, например, изменения солнечной радиации или вулканическая активность, способствовали общему потеплению в период с 1890 по 2010 г. менее чем на плюс-минус $0,1^{\circ}\text{C}$ [IPCC, 2019]. Основной движущей силой изменения климата является парниковый эффект. Высказывались мнения, что океаны будут поглощать большую часть углекислого газа, однако затем было показано, что только около трети антропогенного CO_2 поглощается океанами [Crowley, Berner, 2001]. Концентрация CO_2 в атмосфере Земли возросла за последние 150 лет с концентрации примерно 280 частей на миллион (ppm) в доиндустриальную эпоху до более чем 410 ppm в настоящее время. Уровень CO_2 сейчас находится на самом высоком уровне за более чем 800 000 лет [Etheridge, 1996]. Таким образом, из-за роста парникового эффекта неизбежность потепления очевидна.

Средняя скорость потепления для Земли составляет $0,166^{\circ}\text{C}/10$ лет за 1976–2019 гг. и $0,075^{\circ}\text{C}/10$ лет за 1901–2019 гг. [IPCC, 2019]. Глобальная температура поверхности была примерно на 1°C выше в 2011–2020 гг., чем 1850–1900 гг. На Севере температура растет быстрее, чем в низких широтах [Ани-

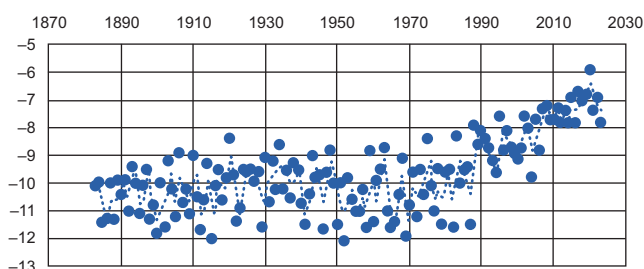


Рис. 1. Среднегодовая температура воздуха, °C по наблюдениям метеостанции Якутск (широта 62.00, долгота 129.60, высота над уровнем моря 101 м) за период наблюдений. Пунктиром показан тренд по скользящей средней. Данные Гидрометцентра России

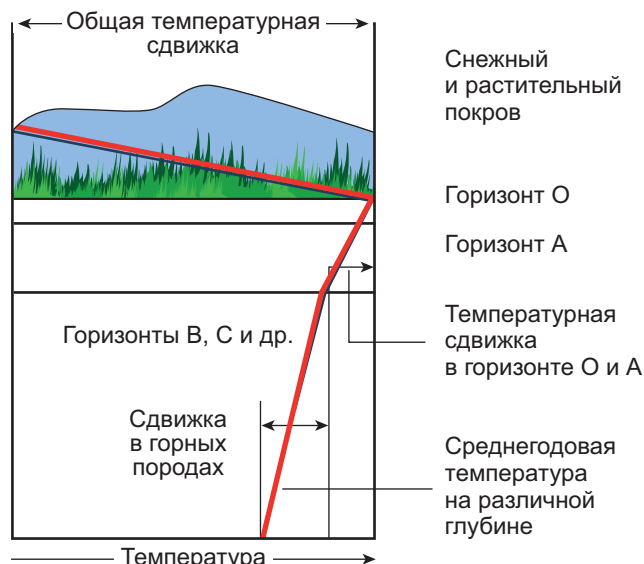


Рис. 2. Изменение среднегодовой температуры (красная линия) в напочвенных покровах (снежном и растительном), в почвенных горизонтах О и А, и в слое сезонного оттаивания

симов и др., 2003]. В качестве примера приведены данные по изменениям среднегодовой температуры воздуха за период наблюдений в г. Якутске (рис. 1), где прослеживается похолодание с 1940 до 1970 гг. и потепление последних десятилетий.

Изменение состояния вечной мерзлоты. Связь между среднегодовой температурой воздуха (СГТВ) и среднегодовой температурой горных пород (СГТП) имеет сложный характер, разница может составлять более 5 °C. Среднегодовая температура горных пород изменяется по глубине — обычно понижаясь от поверхности до подошвы слоя протаивания, а затем в основном увеличиваясь в соответствии с геотермическим градиентом из-за потока тепла из недр Земли (рис. 2). Как правило, за среднегодовую температуру горных пород принимают температуру на глубине нулевых годовых амплитуд. Температура горных пород в целом повышается, если растет температура воздуха, однако, как правило, в меньшей степени (рис. 3).

Результаты длительных наблюдений за температурой вечной мерзлоты в различных районах России и мира показывают, что наблюдается ее постепенный рост [Romanovskiy, et al., 2010; Biskaborn,

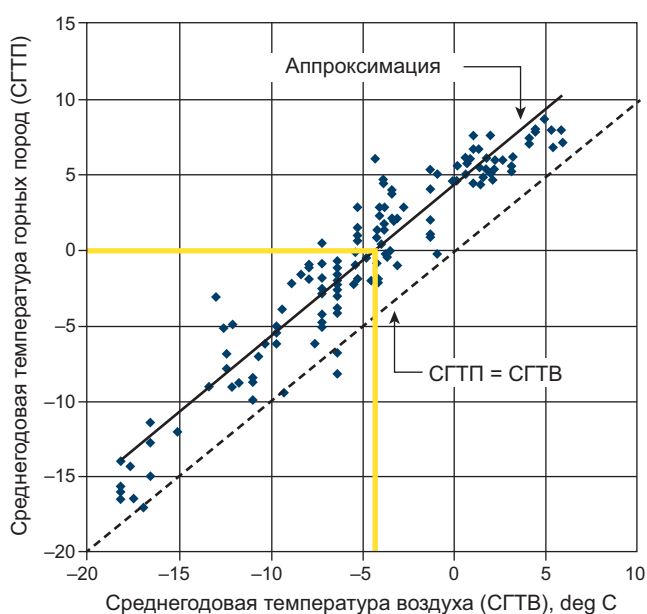


Рис. 3. Связь среднегодовой температуры поверхности горных пород (СГТП) и воздуха (СГТВ) (°C) для районов вечной мерзлоты Канадской Арктики (температуры грунтов ниже 0 °C) по [Smith, et al., 2005], пунктирная линия — прямая зависимость, сплошная линия — линейная аппроксимация измерений. Среднее различие — около 5 °C

et al., 2019; IPCC, 2019; Obu, et al., 2019]. В качестве примера приведены наблюдения в скважинах на п-ве Ямал (рис. 4). На Европейском Севере температура вечной мерзлоты в последние десятилетия уже повысилась примерно на 1,0–1,5 °C, а ее южная граница сместилась к северу до 80 км [Оберман, Шеслер, 2009]. В Западной Сибири среднегодовая температура пород повысилась в среднем на 1–2 °C, а кровля вечной мерзлоты уже протаяла до глубины 3–8 м [Малкова и др., 2018]. Во многих районах Средней и Восточной Сибири также наблюдается рост температур горных пород, но более медленный, что объясняется, вероятно, влиянием снежного покрова и влажности слоя оттаивания [Varlamov, et al., 2019]. Так, в Центральной Якутии при росте температуры воздуха в долине Лены наблюдается понижение температуры горных пород (рис. 5) при некотором сокращении зимних осадков (рис. 6).

Был предпринят ряд попыток прогноза изменения температуры и распространения вечной мерзлоты в северном полушарии в XXI веке [Aalto, et al., 2018; Biskaborn, et al., 2019; Obu, et al., 2019]. Общая площадь вечной мерзлоты может сократиться на 10–12% к 2030 г., а к 2050 г. — на 15–20%, при этом ее граница может сместиться к северо-востоку на 150–200 км, а глубина сезонного протаивания увеличиться в среднем на 15–25%. Нами была составлена схема распространения вечной мерзлоты в России со среднегодовыми температурами горных пород на начало XXI века и выполнен прогноз к 2050 г. по методике В.А. Кудрявцева (рис. 7). Общая методика расчета описана нами в предыдущей работе [Мельников и др., 2021], при этом за основу были взяты

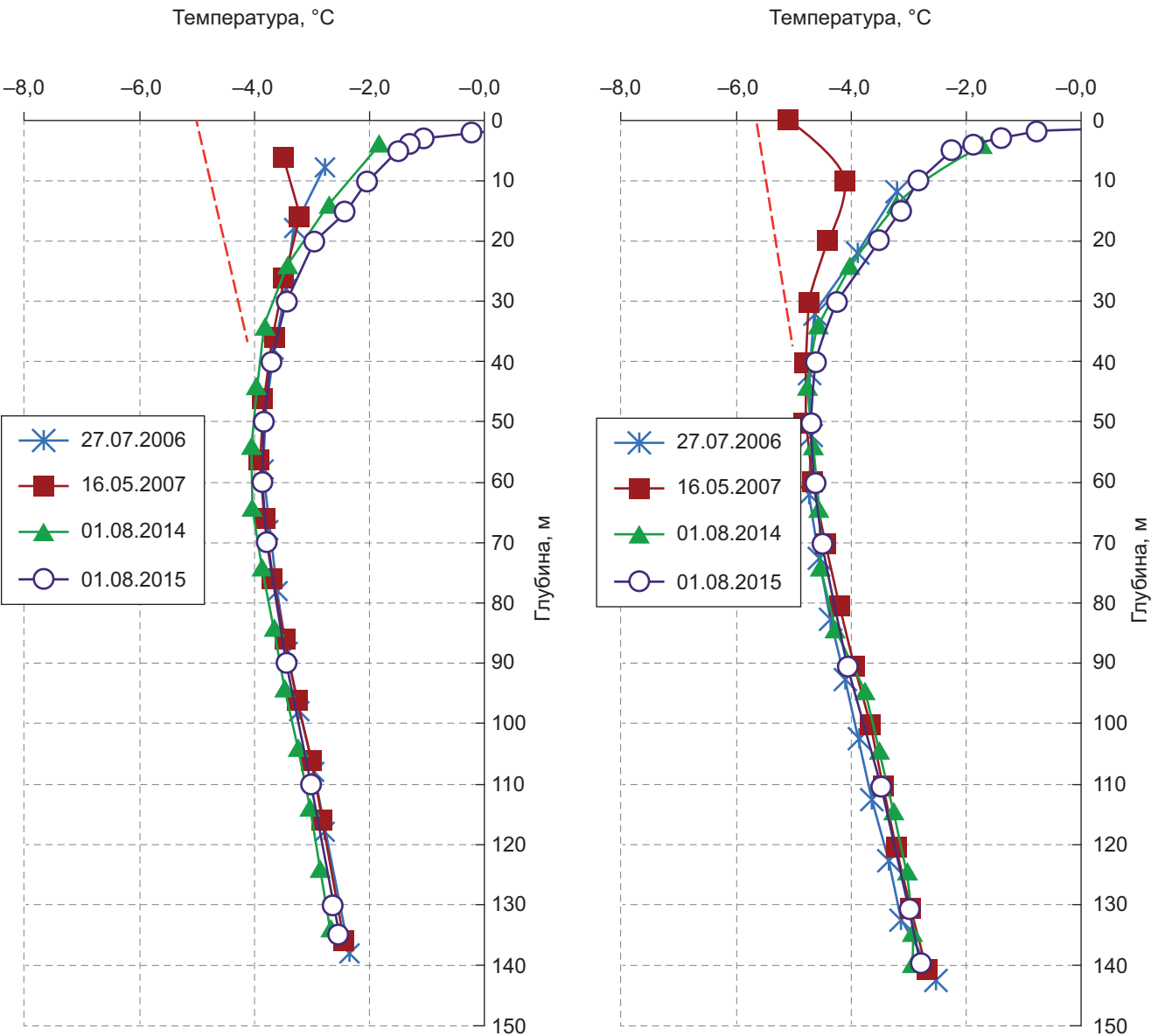


Рис. 4. Температуры в скважинах (слева — 26-П-1, справа — 41-П-1) глубиной 150 м на Бованенковском месторождении на Центральном Ямале (по материалам НТФ «КРИОС» и НТЦ «Газпром добыча Надым»). Пунктиром предположительно показаны температурные кривые, соответствующие условиям 1970-х годов. Данные А.Б. Осокина

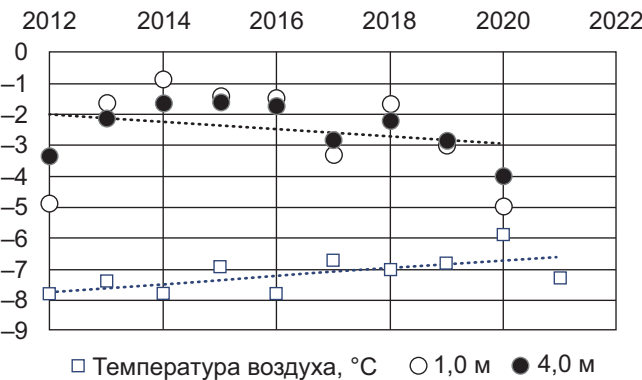


Рис. 5. Изменение среднегодовой температуры воздуха и среднегодовой температуры горных пород на глубине 1 и 4 м, и их линейные тренды. Высокая пойма урочища Сырдах, левобережье Лены в районе Якутска. Данные П.Я. Константинова

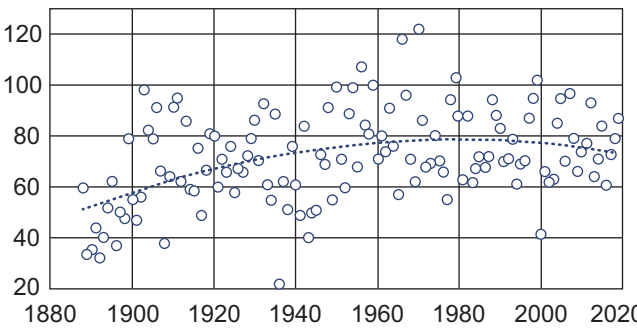


Рис. 6. Количество атмосферных осадков (мм) в зимний период по наблюдениям метеостанции Якутск. Пунктиром показан полиномиальный тренд. Данные Гидрометцентра России

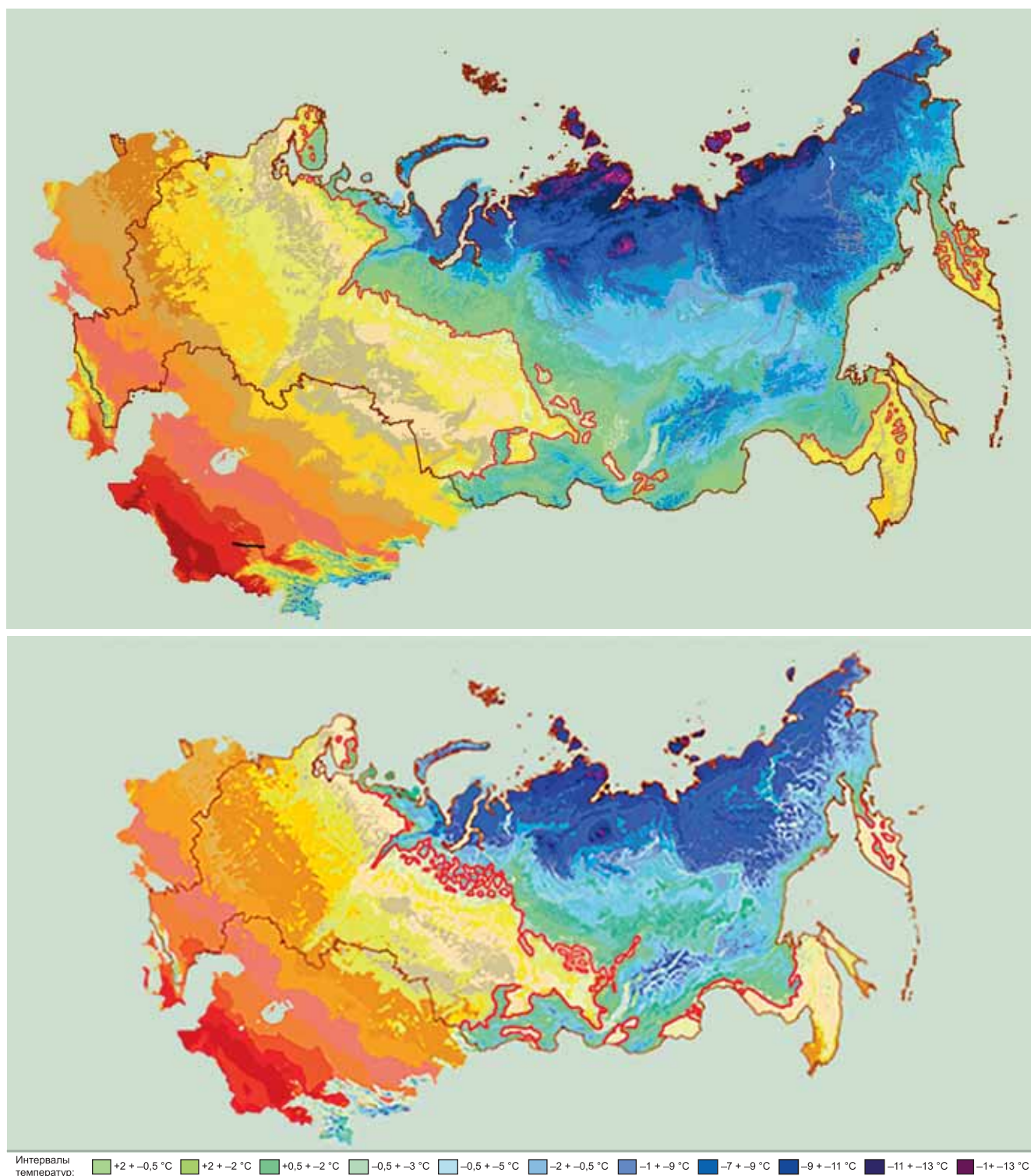


Рис. 7. Схема распространения вечной мерзлоты со среднегодовыми температурами горных пород: сверху на начало XXI века, внизу — прогноз к 2050 г. с границами РФ и области распространения многолетнемерзлых пород (соответственно, коричневая и красная линия)

данные Геокриологической карты СССР [1996], усредненные показатели теплофизических характеристик горных пород и напочвенных покровов [Основы..., 2016], а также оценки возможного изменения среднегодовой температуры воздуха по умеренному сценарию RCP4.5 с учетом региональных различий [Климатический..., 2021]. Важно подчеркнуть, что

в криолитозоне широко развиты залежи подземных льдов, которые при повышении температуры и оттаивании мерзлых толщ определяют значительные деформации поверхности Земли и разрушение наземной инфраструктуры.

Устойчивость зданий и инженерных сооружений. Значительное количество зданий и сооружений



Рис. 8. Деформации зданий в п. Амдерма в 2021 г.: слева — жилой дом, справа — здание почтового отделения

в области вечной мерзлоты сегодня испытывают деформации в связи с повышением температуры оснований. В ряде случаев они связаны с антропогенным воздействием — утечками сточных вод и перераспределением поверхностного стока, снегонакоплением, ошибками при эксплуатации, однако потепление играет важную роль. Примером является пос. Амдерма, где деформации зданий развились в последние годы после того, как поселок был почти оставлен жителями в конце 1990-х годов (рис. 8). Сегодня там деформировано 59% всех зданий, из них 80% деревянных, 46% кирпичных и бетонных, 31% зданий из легких конструкций, при том, что около 20 лет назад из 268 зданий поселка были деформированы 108, т. е. около 40%.

Деформациям подвергаются инженерные сооружения добывающей и транспортной отрасли. Значительным деформациям подвержены магистральные трубопроводы с температурой продукта, отличной от температуры вмещающих пород. По некоторым данным, на нефтяных месторождениях Ханты-Мансийского автономного округа из-за деформаций грунта и деградации вечной мерзлоты происходит до 2000 аварий в год. Во всей Западной Сибири — около 7000. Около 1000 км пути железных дорог на вечной мерзлоте испытывают осадки и деформации насыпи [Дыдышко, 2017].

Мы лишены возможности описать многие случаи деформаций зданий и сооружений на вечной мерзлоте, поэтому ограничимся имеющейся статистикой (таблица). В среднем более 40% зданий в криолитозоне испытывают деформации. Наблюдаемое климатическое потепление, уже вызвавшее повышение среднегодовых температур грунтов, несомненно, приведет к новым деформациям зданий и сооружений. В целом, по-видимому, можно предполагать ущерб для зданий или инженерных сооружений только в Арктической зоне Российской Федерации (АЗРФ) к середине столетия около 10 трлн руб. или больше [Мельников и др., 2021].

Мониторинг как инструмент предупреждения деформаций зданий и инженерных сооружений.

Таблица

Здания в городах России, в районах вечной мерзлоты, испытывающие деформации [Кроник, 2016; Мельников и др., 2021]

Город, поселок	Доля деформированных зданий, %	Город, поселок	Доля деформированных зданий, %
Чита	60	Тикси	22
Певек	50	Анадырь	14
Амдерма	60	Салехард	>10
Дудинка	35	Лабытнанги	>10
Диксон	35	Воркута	>8
Якутск	27		

При таких масштабах преобразования геокриологических условий и реакции вечной мерзлоты на климатические изменения, инструментом контроля состояния зданий и инженерных сооружений должна стать система комплексного мониторинга вечной мерзлоты, включающая фоновый мониторинг (на ненарушенных территориях) и геотехнический мониторинг (ГТМ), являющийся приоритетным с точки зрения интересов народного хозяйства. Мониторинг как система долгосрочных режимных наблюдений, оценки, контроля состояния и прогноза изменения объекта является общенаучным методом исследования [Трофимов, Зилинг, 2002].

Фоновый мониторинг должен обеспечивать данными о естественных трендах параметров вечной мерзлоты и осуществляться на площадках (полигонах), которые являются представительными для данного региона и характеризуют весь диапазон геологических и географических условий.

Система ГТМ включает элементы, позволяющие инструментальными (в том числе дистанционными) методами осуществлять контроль за параметрами геотехнических систем (ГТС) (глубина сезонного промерзания и оттаивания грунтов, температурный режим грунтов, условия на поверхности, растительный и снежный покров, уровень грунтовых вод, де-

формации поверхности, деформации фундаментов, элементов конструкций зданий и инженерных сооружений). Важной частью является информационно-аналитическая система (ИАС) ГТМ, включающая в себя программно-аппаратную и информационную базу, и обеспечивающая хранение, обмен и анализ информации, собранной при мониторинге.

Необходимой частью мониторинга является количественный геокриологический прогноз, который может быть выполнен при условии сбора данных по параметрам природной среды, требуемых для численного моделирования. Мониторинг должен включать и разработку технических решений, обеспечивающих устойчивость объектов инфраструктуры.

Сегодня, однако, в системе ГТМ даже крупных предприятий России (Газпром, Транснефть и др.), как, впрочем, и за рубежом, отсутствуют фоновые наблюдения за изменением теплового состояния мерзлых толщ под влиянием климата. Это снижает эффективность мониторинга и использования его результатов в качестве основы для проектирования, строительства и эксплуатации объектов. Координации и обмена информацией на региональном и федеральном уровне в России пока нет, как отсутствует и единая техническая политика. В связи с этим представляется целесообразным создание единого центра, который смог бы организовать такую работу, и разработка соответствующих законодательных

(Закон о вечной мерзлоте по примеру Республики Саха (Якутия)) и нормативных документов.

Заключение. Для последних десятилетий установлено климатическое потепление, которое составило около 1 °С за столетие и обусловлено главным образом антропогенными выбросами углекислого газа в атмосферу. Оно, вероятно, продолжится в связи с продолжающимся ростом объема промышленного производства в мире. Несмотря на то, что связь между среднегодовой температурой воздуха и среднегодовой температурой горных пород и воздуха имеет сложный характер, результаты длительных наблюдений за температурой вечной мерзлоты в различных районах России и мира показывают, что наблюдается ее постепенный рост, за исключением территорий, где сказываются другие природные факторы (в частности, снежный покров), влияющие на теплообмен. При потеплении и деградации вечной мерзлоты произойдет нарушение их устойчивости, и при отсутствии мероприятий по адаптации к климатическим изменениям будет нанесен значительный ущерб северной инфраструктуре. При таких масштабах преобразования геокриологических условий инструментом обеспечения устойчивости зданий и инженерных сооружений должна стать система комплексного мониторинга вечной мерзлоты, включающая прогноз и управление состоянием вечной мерзлоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О.А., Белолуцкая М.А., Лобанов В.А. Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 18–30.

Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Э.Д. Ершов, К.А. Кондратьева, В.Е. Афанасенко, А.В. Гаврилов и др. Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. Винница: Винницкая картографическая фабрика, 1996. 16 с.

Дыдышко П.И. Деформации земляного полотна железнодорожного пути и их устранение в условиях вечной мерзлоты // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 4. С. 43–57.

Ершов Э.Д. Деградация мерзлоты при возможном глобальном потеплении климата // СОЖ. 2006. № 2. С. 14–19.

Климатический центр Росгидромета «Изменение климата России в 21-м веке» URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/ru/klimat/izmenenie-klimata-rossii-v-21-veke> (дата обращения: 08.06.2021).

Кондратьев В.Б. Минеральные ресурсы и будущее Арктики // Горная промышленность. 2020. № 1. С. 87–96.

Корзун В.А. «Глобальное потепление» — реальность или политизированный миф? (перспективы создания в России «зеленой экономики»). М.: ИМЭМО РАН, 2009. 191 с.

Котляков В.М. В мире снега и льда. М.: Наука, 2002. 384 с.

Кроник Я.А. Анализ аварийности и безопасности геотехнических систем в криолитозоне: Мат-лы V конф. геокриологов России. МГУ им. М.И. Ломоносова. М.: Университетская книга, 2016. Т. 1. С. 104–111.

Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р. и др. Современные климатические изменения и температурный режим многолетнемерзлых пород Европейского Севера: Сб. докл. расширенного заседания Науч. совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии» (Москва, 15–16 мая 2018 г.). М.: Университетская книга, 2018. Т. 1. С. 98–104.

Мельников В.П., Осипов В.И., Брушков А.В. и др. Оценка ущерба жилым и промышленным зданиям и сооружениям при изменении температур и оттаивании многолетнемерзлых грунтов в Арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2021. № 1. С. 14–31.

Оберман Н.Г., Шеслер И.Г. Современный прогноз изменений мерзлотных условий европейского северо-востока РФ // Проблемы Севера и Арктики РФ. Научн.-инф. бюлл. 2009. Вып. 9. С. 96–106.

Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях: учебное пособие для студентов геологических специальностей вузов / В.А. Кудрявцев, Л.С. Гарагуля, С.Н. Булдович, К.А. Кондратьева, В.Г. Меламед и др.; под ред. Л.С. Гарагули и А.В. Брушкова. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Геоинфо, 2016. 512 с.

Павлов А.В. Современные изменения климата на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Малкова. Новосибирск: Гео, 2005. 80 с.

Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И.В. и др. Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического

сценария // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2. С. 35–52.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М.: Геоинформмарк, 2002. 415 с.

Aalto J., Karjalainen O., Hjort J., Luoto M. Statistical forecasting of current and future Circum-Arctic ground temperatures and active layer thickness // Geophys. Res. Lett. 2018. Vol. 45. P. 4889–4898.

Arrhenius S. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground, London, Edinburgh, and Dublin // Philosophical Magazine and Journal of Science (fifth series). April 1896. Vol. 41. P. 237–275.

Berry B.L. Solar system oscillations and models of natural processes // Journal of Geodynamics. 2006. Vol. 41. P. 133–139.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., et al. Permafrost is warming at a global scale // Nat. Commun. 2019. Vol. 10. P. 264.

Callendar G.S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1938. Vol. 64. P. 223–240.

Crowley T.J., Berner R.A. CO₂ and climate change // Science. 2001. Vol. 292 (5518). P. 870–872.

Dudok de Wit T., Kopp G., Fröhlich C., Schöll M. Methodology to create a new total solar irradiance record: Making a composite out of multiple data records // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. P. 1196–1203.

Etheridge D.M., et al. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn // Journal of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. P. 4115–4128.

Ganopolski A., et al. Critical insolation–CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception // Nature. 2016. 529: 200–203.

IPCC: Technical Summary [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)] // IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. 755 p.

Landscheidt T. New Little Ice Age Instead of Global Warming? // Energy and Environment. 2003. Vol. 14. P. 327–350.

Maslin M. Global Warming, a very short introduction. Oxford: Oxford University Press, 2004. 216 с.

Obu J., Westermann S., Bartsch A., et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale // Earth-Sci. Rev. 2019. Vol. 193. P. 299–316.

Romanovsky V.E., Smith S.L., Christiansen H.H. Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis, Permafrost Periglac // Process. 2010. Vol. 21. P. 106–116.

Varlamov S.P., Skachkov Y.B., Skryabin P.N. Evolution of the thermal state of permafrost under climate warming in Central Yakutia // The Holocene. 2019. Vol. 29(9). P. 1401–1410.

Weaver A.J., Hillaire-Marcel C. Global Warming and the Next Ice Age // Science. 2004. Vol. 304. P. 400–402.

Wunsch C. Quantitative estimate of the Milankovitch-forced contribution to observed Quaternary climate change // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23 (9–10). P. 1001–1012.

Статья поступила в редакцию 21.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-12-20

ДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАКОНТИНЕНТ НЕНА: УСТОЙЧИВАЯ КОНФИГУРАЦИЯ ИЛИ ФАНЕРОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ?

Наталья Валерьевна Лубнина^{1✉}, Владимир Сергеевич Захаров²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

Аннотация. Проведено тестирование совпадения ключевых полюсов, палеомагнитных полюсов, рассчитанных со вторичных разновозрастных компонент намагниченности, и референтных фанерозойских полюсов Восточно-Европейского и Лаврентийского кратонов. Выделены основные периоды таких совпадений. На основании корреляции угловых расстояний между парами разновозрастных полюсов Восточно-Европейского и Сьюпириор кратонов установлено перемагничивание полюсов 1,59–1,45 млрд лет, 580–550 млн лет назад и 250–200 млн лет назад в период распада суперконтинента Пангея. Показано, что совпадение докембрийского полюса с фанерозойским сегментом ТКМП не всегда является следствием перемагничивания, а может быть связано с «повторяемостью» положения одного и того же кратона в одной и той же области Земного шара в составе различных суперконтинентов. Оценка возможности такой «повторяемости» показала, что за период 2,5 млрд лет один и тот же блок может находиться в одной и той же области Земного шара более чем дважды, что может служить объяснением совпадения разновозрастных полюсов. Различие периодов существования мегаконтинента НЕНА и докембрийских суперконтинентов Родиния, Нуна/Колумбия и Кенорленд, возможно связано с их интроверсивным и экстровеерсивным механизмами образования соответственно.

Ключевые слова: палеомагнитные полюсы, докембрийские суперконтиненты, НЕНА, перемагничивание

Для цитирования: Лубнина Н.В., Захаров В.С. Докембрийский мегаконтинент НЕНА: устойчивая конфигурация или фанерозойское перемагничивание? // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. №6. С. 12–20.

PRECAMBRIAN MEGACONTINENT NENA: STABLE CONFIGURATION OR PHANEROZOIC REMAGNETIZATION?

Natalia V. Lubnina^{1✉}, Vladimir S. Zakharov²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

Abstract. We tested the coincidence of key poles, paleomagnetic poles, recalculated from the secondary different-age components of NRM and the reference Phanerozoic poles of the East European and Laurentia cratons. The main periods of such coincidences are highlighted. Based on the correlation of angular distances between pairs of the same-age poles of the East European and Superior cratons, three times poles (1.59–1.45 Ga, 580–550 Ma and 250–200 Ma) was found as a result of remagnetization during distroy of the supercontinent Pangaea. It is shown that the coincidence of the Precambrian pole with the Phanerozoic part of the APWP is not always a consequence of remagnetization, but may be due to the “repeatability” of the position of the same craton at the same position of the Globe as part of various Precambrian supercontinents. The potential “repeatability” of the position of the same tectonic block in the same area of the globe at different times in geologic history was carried out.. The results show that over a period of 2.5 Ga, the same block can be found more than twice in the same area of the Globe, which can explain the coincidence of poles of different ages. Distingsions between time of existences of NENA megacontinent and the Precambrian supercontinents Rodinia, Nuna/Columbia and Kenorland may be associated with introversal and extroversal mechanisms of supercontinent formation, respectively.

Keywords: paleomagnetic poles, Precambrian supercontinent, NENA, remagnetization

For citation: Lubnina N.V., Zakharov V.S. Precambrian megacontinent NENA: stable configuration or Phanerozoic remagnetization? *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 12–20. (In Russ.).

Введение. Название мегаконтинента «НЕНА» (North Europe — North America) впервые предложено Чарли Говером с соавторами [Gower, et al., 1990]. Основываясь на геологических корреляциях между современной северной окраиной Восточно-Европейского кратона (Балтики) с Лаврентией и Гренланди-

ей, они предположили его существование в палеопротерозое (рис. 1). Именно мегаконтинент НЕНА стал ядром неопротерозойского суперконтинента Родиния [Li, et al., 2008].

Позднее устойчивая конфигурация НЕНА трансформировалась в период окончательного рас-

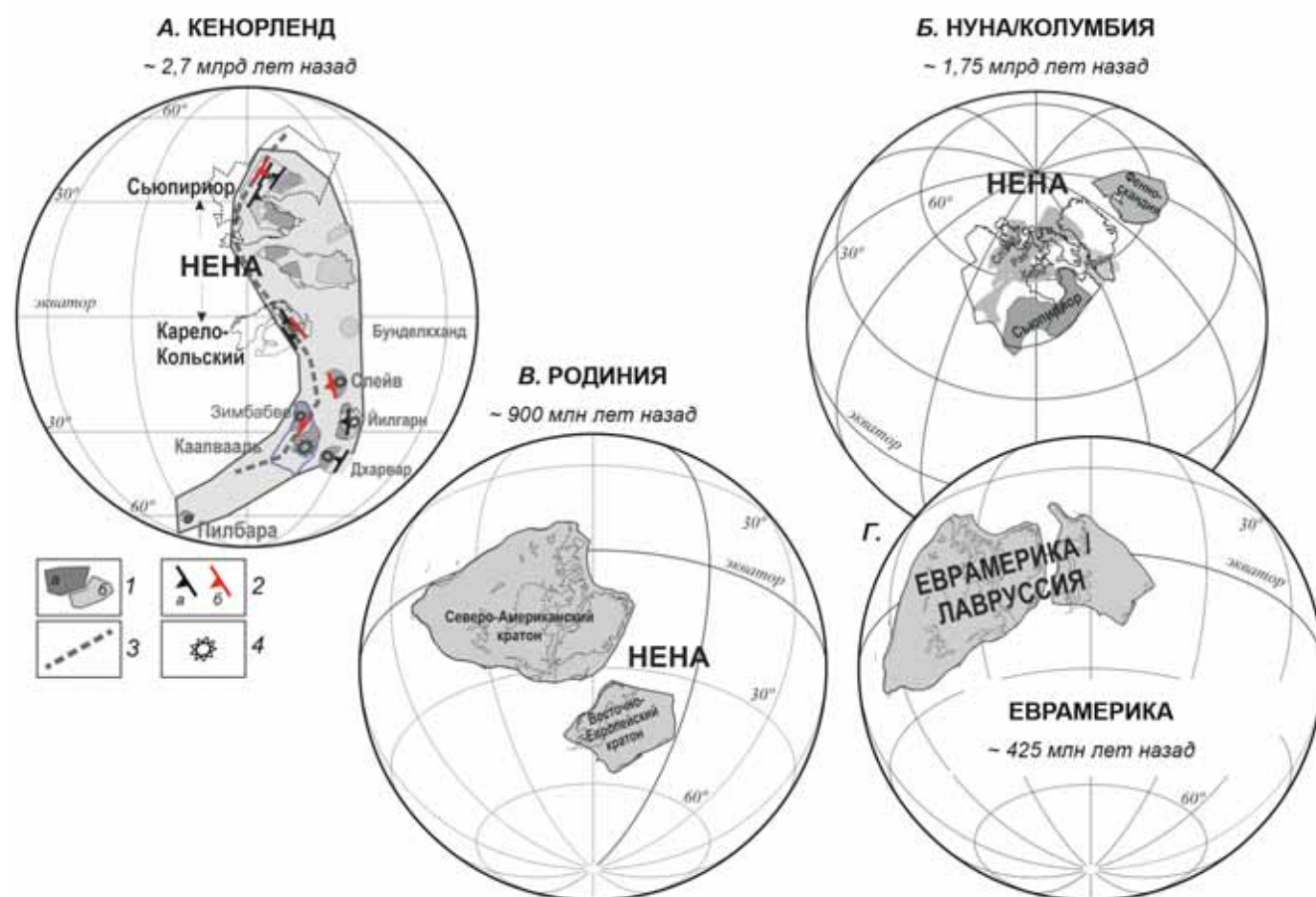


Рис. 1. Мегаконтинент НЕНА в составе суперконтинентов: А — Кенорленд по [Lubnina, Slabunov, 2011; Slabunov, et al., 2017]; Б — Нуна/Колумбия по [Pisarevsky et al, 2014; Lubnina et al, 2017]; В — Родиния по [Gower, et al., 1990; Li, et al., 2008]; Г — Евразмерика/Лавруссия по [Torsvik, et al., 1990, 1996]. 1 — >3,0 (а) и 3,0–2,8 (б) млрд лет континентальная кора; 2 — субдукционные (а) и коллизийные (б) системы ~2,7 млрд лет; 3 — коллизийные орогении ~2,7 млрд лет; 4 — плюмовая активность ~2,7 млрд лет

пада суперконтинента Родиния ~550 млн лет назад, когда между Балтикой и Лаврентией раскрылся океан Япетус [Torsvik, et al., 1990]. Однако, уже в среднем девоне (около 320 млн лет) эти два континентальных блока образовали новую конфигурацию — мегаконтинент Евразмерика (или Лавруссия), аналогичную мегаконтиненту НЕНА по взаимному положению Балтики и Лаврентии [Cocks, Torsvik, 2005].

Докембрийская конфигурация мегаконтинента НЕНА, кроме того, входила как составная часть в палеопротерозойский суперконтинент Нуна [Лубнина, 2009; Rogers, Santosh, 2002; Pisarevsky, et al., 2014] или Гудзонленд [Pesonen, et al., 2003], а также в состав неоархейского суперконтинента Кенорленд [Lubnina, Slabunov, 2011]. Согласно существующим палеомагнитным данным, Балтика (Восточно-Европейский кратон, а до 1,7 млрд лет — Фенноскандия) и Лаврентия (до ~1,7 млрд лет кратон Супериор) перемещались в пределах единой литосферной плиты, испытывая вращения друг относительно друга в периоды образования/распада суперконтинентов [Lubnina, Slabunov, 2011; Pisarevsky, et al., 2014].

Для того, чтобы такая долгоживущая, повторяющаяся несколько раз конфигурация мегаконтинента существовала, разновозрастные сегменты фанеро-

зойских траекторий кажущейся миграции полюсов (ТКМП) Балтики и Лаврентии должны совмещаться. В случае с докембрийскими конфигурациями мегаконтинента, согласно подходу Эванса–Писаревского [Evans, Pisarevsky, 2008], угловые расстояния между парами разновозрастных полюсов этих блоков оказываются одинаковыми для периодов «сборки» мегаконтинента и различаются в периоды распада.

Вместе с тем, докембрийские палеомагнитные полюсы, по которым строятся магнито-тектонические реконструкции, не должны совпадать с фанерозойскими участками ТКМП для Балтики и Лаврентии (рис. 2). Повторяемость положения разновозрастных палеомагнитных полюсов для одного и того же тектонического блока в определенной части сферы, согласно критериям Van der Voo [1990], свидетельствует о приобретении более древними породами молодой компоненты намагниченности, т. е. о перемагничивании более древних комплексов и частичном или полном разрушении первичной компоненты намагниченности.

В настоящее время разработаны критерии надежности палеомагнитных полюсов для фанерозоя [Van der Voo, 1990] и докембрия [Buchan, et al., 2000; Meert, et al., 2020]. Одним из значимых критериев

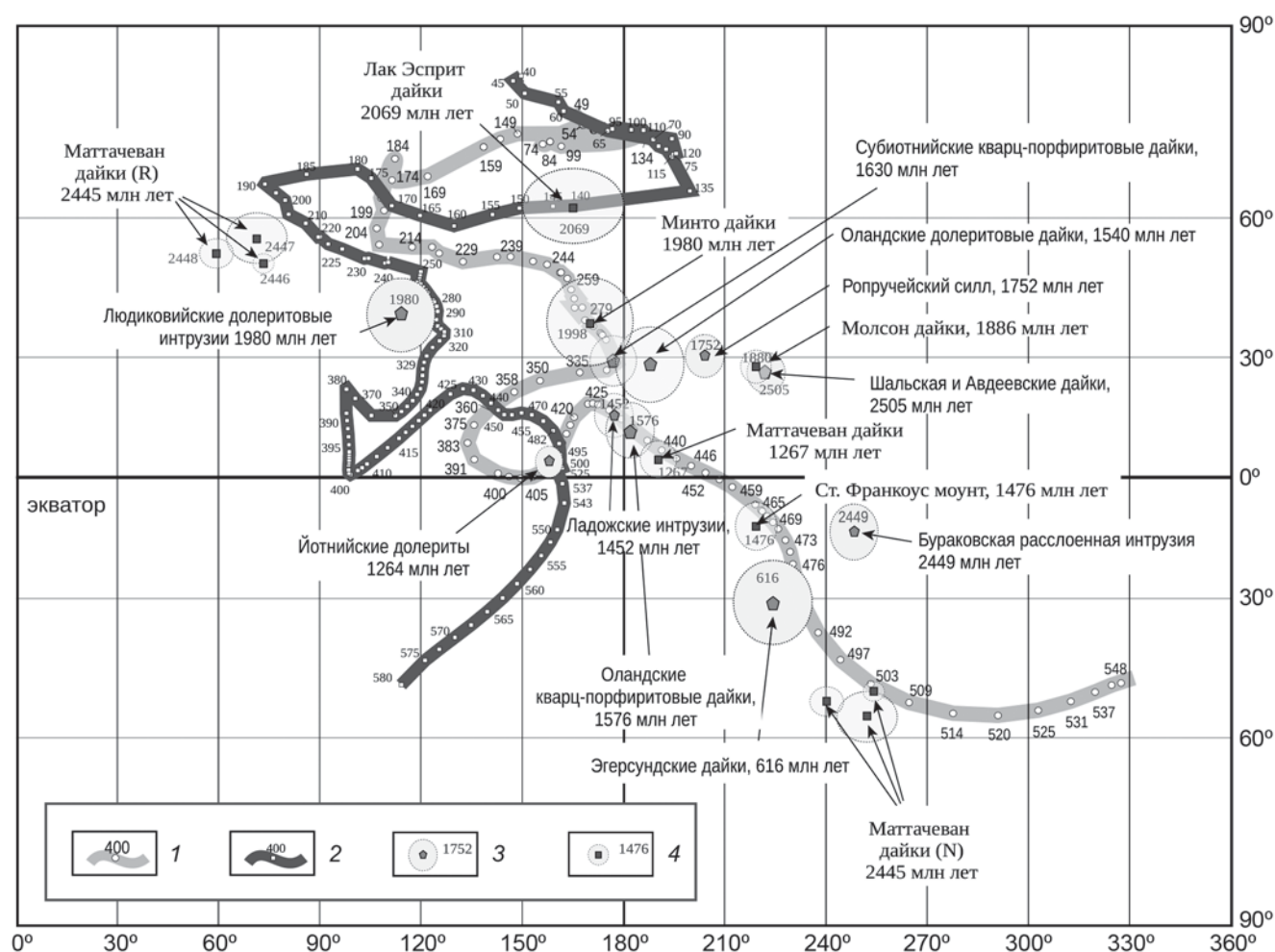


Рис. 2. Сопоставление докембрийских ключевых полюсов Карельского и Сьюпириор кратона с референтными фанерозойскими траекториями кажущейся миграции полюса Восточно-Европейского и Северо-Американского кратонов: 1 — фанерозойская ТКМП для Восточно-Европейского кратона по [Smethurst, et al., 1998]; 2 — фанерозойская ТКМП для Северо-Американского кратона по [Torsvik, et al., 1996]; 3 — докембрийские ключевые полюсы Карельского кратона по [Лубнина, 2009; Buchan, et al., 2000; Pisarevsky, et al., 2014]; 4 — докембрийские ключевые полюсы Сьюпириор кратона по [Buchan, et al., 2000; Pisarevsky, et al., 2014]. Цифрами в кружках обозначен возраст палеомагнитных полюсов

качества палеомагнитных данных является доказательство времени приобретения породами различных по возрасту компонент намагниченности. Для референтной оценки соответствия возраста пород времени приобретения ими различных компонент намагниченности, используются тесты палеомагнитной надежности. Для магматических комплексов это, прежде всего, тест контакта и тест обращения, а для осадочных пород, помимо теста обращения, применяются еще тесты складки и конгломератов. Положительные тесты контакта и конгломератов свидетельствуют о том, что выделенная компонента намагниченности образовалась в момент формирования пород.

Для Восточно-Европейского кратона (ВЕК) за последние 15 лет получен ряд ключевых докембрийских полюсов, первичность намагниченности для которых доказана на основании положительного теста контакта и/или обращения, а отсутствие более позднего перемагничивания устанавливалось на основании независимого изотопного датирования

[Lubnina, et al., 2017; Veselovskiy, et al., 2019; Shcherbakova, et al., 2017]. Вместе с тем, с накоплением большого количества кондиционных полюсов возникла противоречивая ситуация. С одной стороны, первичность выделенных компонент намагниченности подтверждена положительными тестами палеомагнитной надежности, а с другой — докембрийские палеомагнитные полюсы совпадают с фанерозойскими полюсами Восточно-Европейского кратона (рис. 2). В таком случае говорят о *перемагничивании* пород и коррелируют время приобретения породами этих компонент намагниченности с тектоническими событиями (см. обзор [Lubnina, Zakharov, 2018]). Совпадение докембрийских надежных полюсов трех сегментов Восточно-Европейского кратона (Балтики) с его фанерозойскими полюсами детально рассмотрено М.Л. Баженовым с соавторами [Bazhenov, et al., 2016]. Авторами показано, что совпадение между докембрийскими данными и более молодыми сегментами ТКМП Балтики не является случайным и может указывать на то, что намагниченность

в докембрийских породах не является первичной, а возникла в результате фанерозойских тектоно-термальных событий.

Кроме того, нами рассчитаны изменения среднего направления высокотемпературной компоненты (отклонения от истинного направления) в зависимости от вклада вторичных компонент намагниченности, возникших в результате разновозрастных тектоно-магматических событий [Lubnina, Zakharov, 2018]. Показано, что докембрийские ключевые полюсы часто совпадают с векторной суммой разновозрастных фанерозойских компонент намагниченности. Этот вывод полностью опровергает значимость тестов палеомагнитной надежности (в первую очередь теста контакта) для доказательства первичной/вторичной природы выделенных высокотемпературных компонент намагниченности.

Если докембрийские палеомагнитные полюсы Восточно-Европейского кратона (Балтики) являются лишь суммой фанерозойских компонент намагниченности, то на докембрийских реконструкциях кратон должен все время «возвращаться» в одну и ту же часть сферы в течение докембрия. Однако, периоды «совпадения» разновозрастных полюсов Восточно-Европейского кратона не всегда совпадают по времени с характерными эпохами перемагничивания (рис. 2). Возможно, это связано с повторным положением одного и того же кратона в ходе геологической истории в одном и том же месте Земного шара без перемагничивания пород (что противоречит одному из критериев надежности).

Для устранения отмеченного выше противоречия мы протестировали гипотезу о возможной «повторяемости» положений кратона в одной и той же точке Земного шара для долгоживущей конфигурации НЕНА. Выбор этой конфигурации не случаен. Во-первых, корреляции между кратонами Сьюпириор и Карельским (докембрийской частей Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов) установлены начиная с 2,7 млрд лет [Lubnina, Slabunov, 2011]. Во-вторых, докембрийские конфигурации (мегаcontinent) НЕНА изначально построены на основании геологических корреляций, а уже затем протестированы и уточнены с помощью кондиционных палеомагнитных полюсов [Gower, et al., 1990; Li, et al., 2008, 2019; Lubnina, Slabunov, 2011].

Если перемагничивание произошло в ходе последнего суперконтинентального цикла образования и распада суперконтинента Пангея, то разновозрастные вторичные компоненты и соответствующие «совпадающие» докембрийские полюсы должны быть одновременно выделены в пределах обоих кратонов.

Методика исследований. В качестве референтных выбраны фанерозойские ТКМП для Восточно-Европейского и Северо-Американского кратонов [Smethurst, et al., 1998 и Torsvik, et al., 1996], а также ключевые и надежные докембрийские полюсы для этих двух кратонов (таблица) [Buchan, et al., 2016; Lubnina, Zakharov, 2018 и ссылки в этих работах].

Между парами разновозрастных докембрийских «ключевых» полюсов для Восточно-Европейского (Карельского) и Северо-Американского (Сьюпириор) кратонов рассчитаны угловые расстояния (таблица, рис. 3). Согласно предложенному Д. Эвансом и С. Писаревским подходу, в случае совпадения угловых расстояний, кратоны перемещались в составе единой литосферной плиты в составе единого мегаконтинента в период совпадения полюсов [Evans, Pisarevsky, 2008]. Отличия угловых расстояний свидетельствует о распаде мегаконтинента в этом временном интервале.

Разновозрастные вторичные компоненты намагниченности, выделенные в докембрийских и фанерозойских комплексах Фенноскандии. Многолетние палеомагнитные исследования докембрийских и фанерозойских комплексов одного из сегментов Восточно-Европейского кратона — Фенноскандии — показали присутствие в породах помимо современной вязкой, еще как минимум одной метакронной вторичной компоненты намагниченности [Лубнина, 2009]. Для большинства докембрийских и фанерозойских объектов эта компонента выделяется в средне- или высокотемпературном интервале. Вторичная природа метакронных компонент определена на основании отрицательных тестов палеомагнитной надежности и/или совпадения с более молодыми полюсами ВЕК (рис. 2). При этом предполагается, что в ходе перемагничивания первичная компонента намагниченности либо полностью разрушается, либо присутствует в виде неразделимой суммы компонент намагниченности в высокотемпературном интервале.

Традиционно в пределах Восточно-Европейского кратона как в докембрийских, так и в фанерозойских комплексах выделяется пять фанерозойских этапов перемагничивания: каледонское (~400 млн лет), девонское (~390–360 млн лет), пермское (уральское, ~290 млн лет), мезозойское (~150 млн лет) и эоценовое (~40 млн лет) [Lubnina, Zakharov, 2018]. Также в докембрийских комплексах выделяются широко распространенное Свекофеннское (~1,8 млрд лет) перемагничивание и ряд локальных: раннепалеопротерозойское (~2,45 млрд лет), лудиковийское (~1,98 млрд лет), Лапландско-Кольское (~1,92 млрд лет) и йотнийское (~1,27 млрд лет) [Fedotova, et al., 1999; Lubnina, Zakharov, 2018; Mertanen, 1995; Mertanen, et al., 2006].

Однако, среднее направление йотнийского перемагничивания близко к направлениям каледонского перемагничивания в пределах ВЕК, а полюсы 1,77, 1,63 и 1,54 млрд лет (Ропручейский силл, субйотнийские кварц-порфириновые дайки и Оландские долеритовые дайки соответственно) совпадают с направлением уральского (пермского) перемагничивания (рис. 2). При этом ключевой полюс 2,45 млрд лет (Бураковская расслоенная интрузия) и полюс 616 млн лет близки раннеордовикскому участку ТКМП Восточно-Европейского кратона,

Т а б л и ц а

Угловые расстояния между парами разновозрастных полюсов для Восточно-Европейского (Балтика) и Северо-Американского (Сьюпириор) кратонов

№ п/п	Интервал времени, млн лет	Суперконтинент	Распад/образование мегаконтинента НЕНА	Кратон Балтика Угловое расстояние (°)	Кратон Сьюпириор Угловое расстояние (°)
1	2680–2450	Кенорленд	Устойчивая конфигурация, фрагмент НЕНА	$46,7 \pm 14^1$	$60,3 \pm 11^1$
2	2450–2100		Начало распада	$68,8 \pm 11^2$	$95,1 \pm 9^3$
3	2100–1980		Распад, океан	$75,7 \pm 12^{2,4}$	$19,9 \pm 12^1$
4	1980–1860	Нуна/ Колумбия	Начало образования	$35,1 \pm 9^{2,4,9}$	$37,4 \pm 14^{1,3}$
5	1860–1770		Максимальная сборка	$52,2 \pm 11^{4,5}$	$53,5 \pm 13^{3,5}$
6	1750–1590		Максимальная сборка	$26,6 \pm 13^{1,5,6}$	$32,5 \pm 10^{3,5,6}$
7	1590–1450		Частичный распад, вращения?	$20,8 \pm 14^{5,6,7}$	$33,9 \pm 12^{3,5,6}$
8	1450–1270		Начало распада	$17,1 \pm 11^{5,6,7}$	$34,9 \pm 9^{3,5,6}$
9	1270–1100		Распад, океан	$78,7 \pm 8^{5,6}$	$47,9 \pm 11^{3,5,6}$
10	1100–980	Родиния	Максимальная сборка НЕНА	$104,8 \pm 9^{5,6}$	$108,9 \pm 7^{3,5,6}$
11	616–580		Устойчивая конфигурация НЕНА	$65,8 \pm 7^{6,8}$	$61,6 \pm 8^{6,8}$
12	580–550		Начало распада	$30,7 \pm 6^{6,8}$	$23,3 \pm 8^{6,8}$
13	550–400		Распад, океан	$41,9 \pm 9^8$	$66,5 \pm 16^8$
14	400–350	Пангея	Конфигурация Евразия/Лавруссия	$19,5 \pm 12^8$	$25,6 \pm 14^8$
15	350–300		Максимальная сборка	$23,8 \pm 11,5^8$	$31,3 \pm 13^8$
16	300–250		Максимальная сборка	$20,1 \pm 7^8$	$16,3 \pm 9^8$
17	250–200		Начало распада?	$35,9 \pm 6^8$	$23,2 \pm 8^8$
18	200–150		Начало распада	$39,9 \pm 7^8$	$30,3 \pm 6^8$

Примечание. Для расчета угловых расстояний палеомагнитные полюсы взяты из работ: ¹ [Buchan, et al., 2000]; ² [Fedotova et al., 1999]; ³ [Buchan, et al., 2016]; ⁴ [Lubnina, et al., 2017]; ⁵ [Pisarevsky, et al., 2014]; ⁶ [Li, et al., 2008]; ⁷ [Лубнина, 2009]; ⁸ [Torsvik, et al., 1996]; ⁹ [Psenko, Lubnina, 2014].

полюс 1,98 млрд лет (людиковийские долеритовые интрузии) — триасово-юрскому сегменту ТКМП Восточно-Европейского кратона. В тоже время, ключевой полюс 2,45 млрд лет кратона Сьюпириор близок триасово-юрскому сегменту ТКМП Лаврентии (полюс Маттачеван дайки), полюсы 2,2 млрд лет (Нипписинг силлы и Сеннетерр дайки) перекрывают девонский сегмент, а полюсы 2,90 и 2,06 млрд лет (Кошон и Лак Эсприт дайки соответственно) соответствуют юрско-меловому сегменту ТКМП Лаврентии (рис. 2). Кроме того, полюс 1,998 млрд лет Лаврентии (Минто дайки) совпадает с полюсом уральского (пермского) перемагничивания Восточно-Европейского кратона, а полюс 1,98 млрд лет ВЕК (людиковийские интрузии) соответствует участку 280–290 млн лет ТКМП Лаврентии (рис. 2). При этом если «закрыть» Атлантический океан и совместить соответствующие участки ТКМП ВЕК и Лаврентии, то эти полюсы совпадут. В классическом варианте такие совпадения свидетельствуют о более позднем перемагничивании пород.

Считается, что перемагничивание пород связано с суперконтинентальными циклами и коррелирует по времени с воздействием гидротермальных флюидов на стадии построенного коллапса при образовании суперконтинентов или с действием

мантийных суперплюмов при распаде таковых [Лубнина, 2009; Zwing, 2003]. В ходе этих событий первичные компоненты намагниченности могут полностью затухиваться (термовязкое перемагничивание), либо присутствовать вместе со вторичными компонентами (преимущественно химическое перемагничивание). Если перемагничивание произошло в ходе последнего суперконтинентального цикла образования и распада суперконтинента Пангея, то разновозрастные вторичные компоненты и соответствующие «совпадающие» докембрийские полюсы должны быть одновременно выделены в пределах обоих кратонов.

Корреляция пар разновозрастных докембрийских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского (Карельского) и Северо-Американского (Сьюпириор) кратонов. Для 18 временных срезов были взяты ключевые или надежные палеомагнитные полюсы Восточно-Европейского и Сьюпириор кратонов. Между парами разновозрастных полюсов этих кратонов были рассчитаны угловые расстояния согласно подходу Эванса-Писаревского [Evans, Pisarevsky, 2008] и сведены в таблице. Интервалы времени, где угловые расстояния практически полностью совпадают, коррелировались с периодами максимальной сборки суперконтинентов (рис. 3).

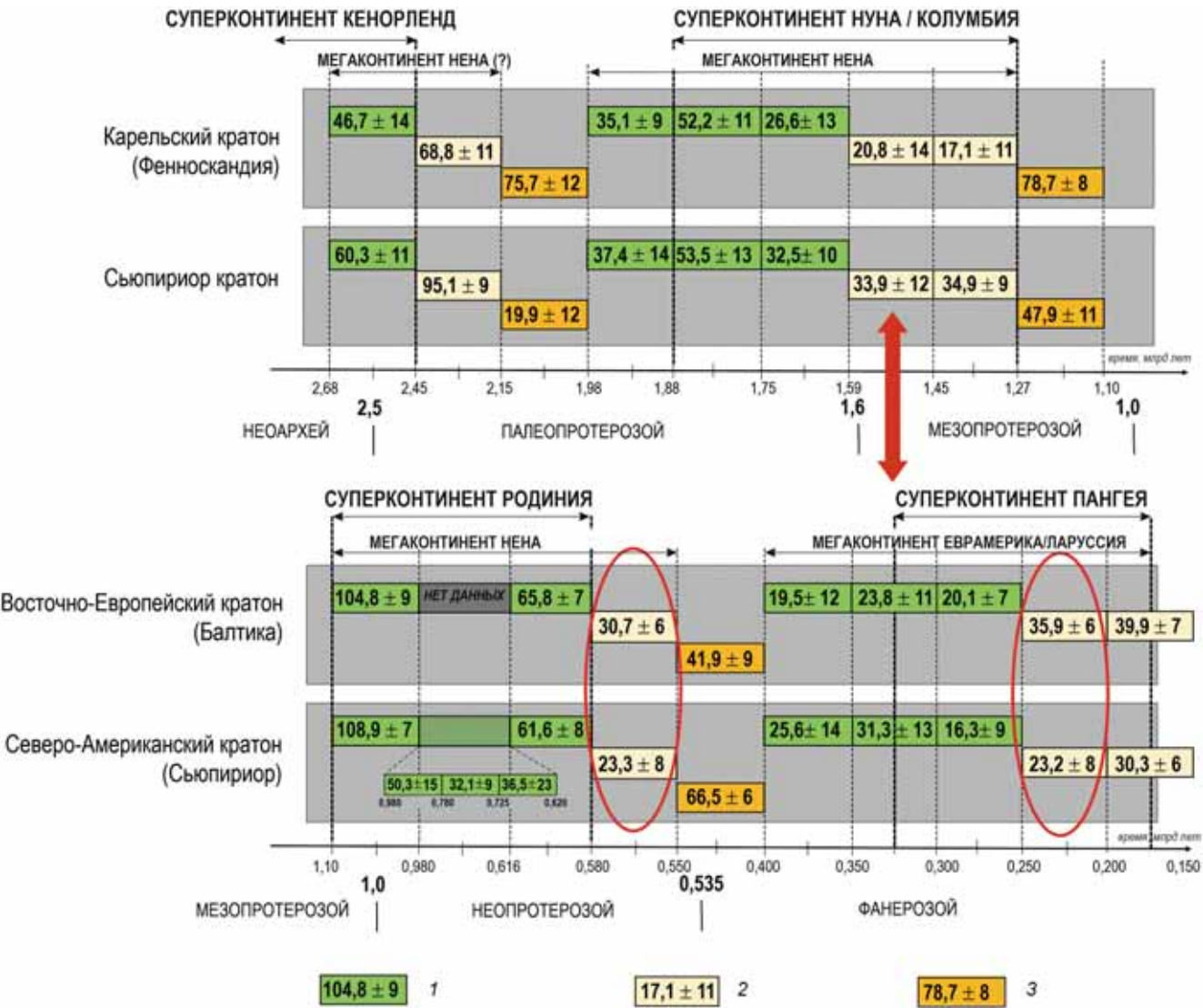


Рис. 3. Корреляция пар одновозрастных докембрийских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского (Карельского) и Северо-Американского (Сьюпириор) кратонов: 1 — угловые расстояния между парами одновозрастных полюсов совпадают полностью; 2 — угловые расстояния между парами одновозрастных полюсов совпадают на уровне доверительных интервалов; 3 — угловые расстояния между парами одновозрастных полюсов не совпадают (распад мегаконтинента)

Интервалы, когда угловые расстояния не совпадали (отмечены оранжевыми прямоугольниками на рис. 3) соответствуют времени распада мегаконтинента НЕНА и раскрыти океанов, в т.ч. Лапландско-Кольского (2,1–1,98 млрд лет), океана вокруг Лаврентии (1,27–1,10 млрд лет), океана Япетус (550–400 млн лет) и северной части Атлантического океана (~150 млн лет). Вместе с тем, конфигурация НЕНА вновь образовывалась на 50–100 млн лет раньше и полностью распадалась на 50–300 млн лет позже максимальной амальгамации или распада суперконтинентов соответственно (рис. 3). Такие различия, возможно, связаны с двумя конечными механизмами образования суперконтинентов: интroversии (например, суперконтинент Пангея), при которой погружается преимущественно внутреннее океаническое дно, и экстрaversии (например, образование суперконтинента Паннотия), при

которой погружается преимущественно внешнее океаническое дно [Murphy, Nance, 2013]. Также выделены интервалы, где угловые расстояния между парами одновозрастных полюсов совпадают на уровне доверительных интервалов (отмечены светлым цветом на рис. 3). Следует отметить, что пространственное положение палеомагнитных полюсов в трех из них (1,59–1,45 млрд лет, 580–550 млн лет и 250–200 млн лет) также совпадают (отмечены красными овалами и красной стрелкой на рис. 2). Такая «повторяемость» не является случайной и свидетельствует о перемагничивании более ранних полюсов в период начала распада суперконтинента Пангея. Вместе с тем совпадение мезопротерозойских полюсов (1,57–1,27 млрд лет) с палеозойскими фрагментами ТКМП кратонов Восточно-Европейского и Лаврентии говорит об отсутствии перемаг-

ничивания, поскольку угловые расстояния между парами их разновозрастных полюсов не совпадают (рис. 2; 3). Также не совпадают и угловые расстояния неоархейских-раннепалеопротерозойских полюсов (2,68–2,45 млрд лет) с парами более молодых полюсов этих кратонов (рис. 3).

Вероятность совпадения разновозрастных палеомагнитных полюсов в результате попадания тектонического блока в одну и ту же область.

Однако необходимо учитывать, что совпадение разновозрастных палеомагнитных полюсов для одного блока возможно не только в результате перемещения. Мы попытались оценить возможность совпадения разновозрастных палеомагнитных полюсов за 2,5 млрд лет и нахождения для тектонического блока в той же области на поверхности Земли в ходе геологической истории.

Для определения вероятности такого сценария проведем оценку площади полосы S , которую тектонический блок «заметает» на поверхности Земли при своем движении, с учетом характерных значений скорости горизонтальных движений, размеров блока и погрешности определения положения палеомагнитных полюсов, используемых при геодинамических реконструкциях. При этом сами траектории перемещения предполагаем в достаточной мере хаотичными. Отношение этой площади S к площади поверхности всей Земли S_E и позволит оценить степень повторяемости.

Рассмотрим возможные перемещения блока начиная с границы архей–палеопротерозоя, т. е. на протяжении $t = 2,5$ млрд лет. Скорости горизонтальных движений в докембрии были выше современных, поэтому для оценки примем диапазон значений $v = 5 \div 10$ см/год [Korenaga, 2008; Van Kranendonk, 2010]. Размер тектонического блока может быть весьма разным, от первых сотен километров для ядер кратонов до тысяч километров для уже сложившихся кратонов. Для наших оценок мегаконтинента НЕНА примем диапазон $d = 500 \div 5000$ км.

Общую длину пути L , пройденного блоком за 2,5 млрд лет, можно оценить как

$$L = v \cdot t = (5 \div 10) \text{ см/год} \times 2,5 \text{ млрд лет} = (125 \div 250) \text{ тыс. км.}$$

При этом площадь полосы, которую такой блок «заметает» на поверхности Земли составляет

$$S = d \cdot L = (500 \div 5000) \text{ км} \times (125 \div 250) \text{ тыс. км} = (0,63 \div 12,5) \cdot 10^8 \text{ км}^2.$$

Площадь поверхности Земли $S_E = 5,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2$. Тогда отношение найденной площади полосы к площади поверхности Земли составляет

$$S/S_E = (0,63 \div 12,5) \cdot 10^8 \text{ км}^2 / 5,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,12 \div 2,45.$$

Таким образом, в случае наибольших значений принятых параметров полоса, «заметаемая» тектоническим блоком может превышать площадь

поверхности Земли почти в 2,5 раза. Т.е. даже если не учитывать погрешность палеомагнитных реконструкций, вероятность для блока попасть в ту же область Земли достаточно высока, и такое событие может произойти более чем 2 раза. Если же принять размер блока 10000 км, то максимальная доля площади будет 4,9.

Учтем теперь погрешность определения положения реконструируемого блока. При палеомагнитных реконструкциях положение палеомагнитного полюса определяется с доверительным интервалом α_{95} . Эта же величина фактически является мерой точности определения положения конкретных реконструируемых блоков [Метелкин, Казанский, 2014]. Для дальнейших оценок принимаем характерное значение $\alpha_{95} = 10^\circ$, погрешность определения древнего положения блока составляет порядка 1000 км. В этом случае ширина полосы, в которой может двигаться блок, увеличивается до $d = 1500 \div 6000$ км. Тогда с учетом погрешности площадь полосы, которую блок «заметает» на поверхности Земли, можно оценить как

$$S = (1,5 \div 6) \cdot 10^3 \text{ км} \times (1,25 \div 2,5) \cdot 10^5 \text{ км} = (1,88 \div 15) \cdot 10^8 \text{ км}^2.$$

Отношение площади такой полосы от общей площади поверхности Земли составляет

$$S/S_E = (1,88 \div 15) \cdot 10^8 \text{ км}^2 / 5,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 0,37 \div 2,94.$$

В этом случае вероятность для тектонического блока попасть в ту же область Земли еще выше.

Таким образом, несмотря на приблизительный характер проведенных оценок, мы показали, что при обоснованных значениях принимаемых параметров (размеров блоков, скорости их перемещений и погрешностей палеомагнитных определений) такое событие может повторяться до 3 раз за 2,5 млрд лет.

Выводы. Проведено тестирование совпадения докембрийских «ключевых» полюсов, палеомагнитных полюсов, рассчитанных со вторичных разновозрастных компонент намагниченности Восточно-Европейского и Сьюпириор кратонов, и референтных фанерозойских полюсов Восточно-Европейского и Лаврентийского кратонов. Выделены основные интервалы совпадения разновозрастных полюсов двух блоков мегаконтинента НЕНА.

Корреляции угловых расстояний разновозрастных полюсов Восточно-Европейского и Сьюпириор кратонов позволили выделить три этапа «повторений», связанных с перемещением: 1,59–1,45 млрд лет, 580–550 млн лет и 250–200 млн лет.

Показано, что совпадение докембрийского полюса с фанерозойским сегментом ТКМП не всегда является следствием перемещения, а может быть связано с «повторяемостью» положения одного и того же кратона в одной и той же области Земного шара в составе различных суперконтинентов.

Проведена оценка возможной «повторяемости» положения одного и того же кратона в одной и той же области Земного шара в разные моменты геологической истории. Показано, что за период 2,5 млрд лет один и тот же блок может находиться в одной и той же области Земного шара более чем дважды, что может служить объяснением совпадения разновозрастных полюсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: новые ключевые палеомагнитные полюсы // ДАН. 2009. Т. 428, № 2. С. 252–257.
- Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. Основы магнитотектоники: Учеб. пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск, 2014. 127 с.
- Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G. How well do Precambrian paleomagnetic data agree with the Phanerozoic apparent polar wander path? A Baltica case study // Precambrian Research. 2016. Vol. 25. P. 80–90.
- Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., et al. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: The importance of key paleomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. Vol. 319, No. 3. P. 167–198.
- Buchan K.L., Mitchell R.N., Bleeker W., et al. Paleomagnetism of ca. 2.13–2.11 Ga Indin and ca. 1.885 Ga Ghostdyke swarms of the Slave craton: Implications for the Slave craton APW path and relative drift of Slave, Superior and Siberian cratons in the Paleoproterozoic // Precambrian Research. 2016. Vol. 275. P. 151–175.
- Cocks R.L., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity // Earth-Science Reviews. 2005. Vol. 72. P. 39–66.
- Evans D.A.D., Pisarevsky S.A. Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence // Condie K., Pease V. (Eds.) When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America. 2008. Special Paper 440. P. 249–263.
- Fedotova M.A., Khramov A.N., Pisakin B.N., Priyatkin A.A. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield // Geophys. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 691–712.
- Gower C.F., Ryan A.F., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume // Gower C.F., Rivers T., Ryan B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geological Association of Canada, St. John's Newfoundland, 1990. P. 23–40.
- Korenaga J. Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // Rev. Geophys. 2008. Vol. 46. P. 1–32.
- Li Z.-X., Bogdanova S.V., Collins A.S., et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
- Li Z.-X., Mitchell R.N., Spencer C.J., et al. Decoding Earth's rhythms: Modulation of supercontinent cycles by longer superocean episodes // Precam. Res. 2019. Vol. 323. P. 1–5.
- Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova A.V., et al. Fennoscandia before Nuna: paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications // Precam. Res. 2017. Vol. 292. P. 1–12.
- Lubnina N.V., Slabunov A.I. Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic and paleomagnetic and geological data // Moscow University Geol. Bull. 2011. Vol. 66, No. 4. P. 242–249.
- Lubnina N.V., Zakharov V.S. Assessment of the Contribution of Secondary Metachronous Magnetization Components to the Precambrian Paleomagnetic Poles of the Karelian Craton // Moscow University Geol. Bull. 2018. Vol. 73, No. 6. P. 473–483.
- Meert J.G., Pivarunas A.F., Evans D.A.D., et al. The magnificent seven: A proposal for modest revision of the Van der Voo (1990) quality index // Tectonophysics. 2020. Vol. 790. 228549.
- Mertanen S. Multicomponent remanent magnetizations reflecting the geo-logical evolution of the Fennoscandian Shield—a palaeomagnetic study with emphasis on the Svecofennian orogeny // Ph.D. thesis with original articles (I–IV). Geol. Surv. Finland, Espoo. 1995. 46 p.
- Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., et al. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield—New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // Precamb. Res. 2006. Vol. 144. P. 239–260.
- Murphy J.B., Nance R.D. Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents // Geoscience Frontiers. 2013. Vol. 4. P. 185–194.
- Pasenko A.M., Lubnina N.V. The Karelian craton in the Paleoproterozoic: New paleomagnetic data // Moscow University Geol. Bull. 2014. Vol. 69, No. 4. P. 189–197.
- Pisarevsky S.A., Elming S.-A., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // Precam. Res. 2014. Vol. 244. P. 207–225.
- Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. Vol. 5(1) P. 5–22.
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., et al. Paleointensity Determination on Paleoarchaeal Dikes within the Vodlozerskii Terrane of the Karelian Craton // Izvestiya — Phys. of the Solid Earth. 2017. Vol. 53, No. 5. P. 714–732.
- Slabunov A.I., Guo J., Balagansky V.V., et al. Early Precambrian crustal evolution of the Belomorian and Trans-North China orogens and supercontinents reconstruction // Geodynamics & Tectonophysics, 2017. Vol. 8. № 3. P. 569–572.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. Vol. 133. P. 44–56.
- Torsvik T.H., Olesen O., Ryan P.D., Trench A. On the palaeogeography of Baltica during the Palaeozoic: new paleomagnetic data from the Scandinavian Caledonides // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 103. P. 261–279.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and

Palaeozoic — a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. Vol. 40. P. 229–258.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 184. P. 1–9.

Van Kranendonk M.J. Two types of Archean continental crust: plume and plate tectonics on Early Earth // *Amer. J. Sci.* 2010. Vol. 310. P. 1187–1209.

Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V., et al. 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton

intrusions—Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // *Precam. Res.* 2019. Vol. 324. P. 126–145.

Zwing A. Causes and Mechanism of Remagnetisation in Paleozoic rocks—a multidisciplinary approach: PhD thesis. München: Ludwig-Maximilian University, 2003. 159 p.

Статья поступила в редакцию 04.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-21-31

Посвящается Яне Вячеславовне Бычковой

ЭТАПЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ХИМИЧЕСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ КИВАККСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ В ПЕРИОД РАСПАДА ДОКЕМБРИЙСКИХ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ

Наталия Валерьевна Лубнина^{1✉}, Андрей Юрьевич Бычков²,
Николай Александрович Тарасов³, Валентин Олегович Осадчий⁴,
Елизавета Петровна Микляева⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andrewbychkov66@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2560-6423>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tarasovnik@gmail.com

⁴ Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия; valentin.osadchii@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7949-823X>

⁵ Геологический Институт РАН, Москва, Россия; yxenon@yandex.ru

Аннотация. Проведены детальные палеомагнитные исследования пород Киваккской расслоенной интрузии и долеритовых даек. Выделено четыре метакронные компоненты намагниченности. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента, выделенная в породах Киваккской расслоенной интрузии, образовалась в процессе кристаллизации массива 2,45 млрд лет назад. Три метакронные компоненты намагниченности образовались в результате воздействия гидротермальных флюидов на разных этапах эволюции Киваккского массива 2,05, 1,98 и 1,88 млрд лет назад.

Сопоставление разновозрастных вторичных компонент для Киваккского и Бураковского расслоенных интрузивов, а также палеопротерозойских мафических даек Паанаярвской структуры показало, что наклон Киваккского расслоенного массива произошел, скорее всего, в процессе формирования Лапландского-Кольского орогена между 2,05 и 1,98 млрд лет назад, а не при внедрении, как предполагалось ранее.

Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что в случае гидротермального воздействия на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+магнетит с небольшой примесью хлорита и актинолита. Установлено, что образование вторичного магнетита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия. Увеличение концентрации хлорида натрия увеличивает количество магнетита, что соответствует результатам проведенных экспериментов.

Ключевые слова: палеопротерозой, дифференцированный массив Кивакка, палеомагнетизм, химическое перемагничивание

Для цитирования: Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Осадчий В.О., Микляева Е.П. Этапы палеопротерозойского химического перемагничивания Киваккского расслоенного интрузива и его геодинамическая позиция в период распада докембрийских суперконтинентов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 21–31.

Dedicated to Yana V. Bychkova

STAGES OF PALEOPROTEROZOIC CHEMICAL REMAGNETIZATION OF THE KIVAKKA LAYERED INTRUSION AND ITS GEODYNAMIC POSITION DURING THE BREAKUP OF THE PRECAMBRIAN SUPERCONTINENTS

Natalia V. Lubnina^{1✉}, Andrey Yu. Bychkov², Nikolay A. Tarasov³,
Valentin O. Osadchii⁴, Elizaveta P. Miklyaeva⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andrewbychkov66@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2560-6423>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tarasovnik@gmail.com

⁴ Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia; valentin.osadchii@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7949-823X>

⁵ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; yxenon@yandex.ru

Abstract. Detailed paleomagnetic studies of rocks of the Kivakka layered intrusion and dolerite dikes have been carried out. Four metachronous components of NRM have been identified. The high-temperature/high-coercivity

component isolated in the rocks of the Kivakka layered intrusion was formed during the crystallization of the massif 2.45 Ga. The three magnetization components of NRM were formed as a result of the action of hydrothermal fluids at different stages of the evolution of the Kivakka layered intrusive at ca 2.05 Ga, ca 1.98 Ga and 1.88 Ga. Comparison of these components with different ages one for the Kivakka and Burakovsky layered intrusions, as well as Paleoproterozoic mafic dykes of the Paanayar structure showed that the slope of the Kivakka layered intrusive most likely occurred during the formation of the Lapland-Kola orogen between 2.05 and 1.98 Ga, and not during the introduction, as previously assumed.

Thermodynamic modeling of the formation of hydrothermal mineral parageneses for rocks of the Kivakka layered intrusive showed that in the case of hydrothermal action on olivinite, serpentine+magnetite paragenesis occurs in all cases with a small admixture of chlorite, actinolite. It is established that the formation of secondary magnetite is a characteristic of sulfate-free sodium chloride. Increasing the concentration of sodium chloride increases the amount of magnetite, which corresponds to the results of the experiments.

Keywords: Paleoproterozoic, Kivakka layered massif, paleomagnetism, chemical remagnetization

For citation: Lubnina N.V., Bychkov A.Yu., Tarasov N.A., Osadchii V.O., Miklyaeva E.P. Stages of Paleoproterozoic chemical remagnetization of the Kivakka layered intrusion and its geodynamic position during the breakup of the Precambrian supercontinents. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 21–31. (In Russ.).

Введение. Эта работа задумывалась совместно с Яной Вячеславовной Бычковой, которая более 30 лет детально изучала строение и геохимию Киваккского расслоенного интрузива. Геологическое описание, схема геологического строения и изотопные данные взяты нами из первого варианта этой статьи с ее участием и сохранены в авторском варианте.

Киваккский раннепротерозойский расслоенный интрузив расположен на северном побережье оз. Пяозеро в Северной Карелии (рис. 1). Он является типичным представителем базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов и характеризуется наличием классической расслоенной серии и приконтактных зон. Массив сложен неизменными мафит-ультрамафитовыми породами с последовательным залеганием оливинитов, бронзититов, норитов и габбро-норитов от подошвы к кровле. Нижний (боковой) контакт массива с вмещающими гнейсами характеризуется в эндоконтактной зоне обратной последовательностью кристаллизации пород массива (от габбро-норитов к оливинитам), а в экзоконтактной зоне — участками со следами взаимодействия с гнейсами в виде смешения и гибридации гнейсов вплоть до выплавления лейкократовых кварц-полевошпатовых разностей. Верхнего контакта с ожидаемой зоной закалки не наблюдается. Северная и северо-западная часть верхней приконтактной зоны массива граничит с субщелочными диоритами и монцодиоритами, которые отделены от габбро-норитов Киваккского массива маломощной (10–15 см) тектонической зоной (рис. 1). Подробно геологическое строение и петрографические характеристики пород массива описаны в [Бычкова и др., 2019]. Необходимо отметить, что геохимические особенности распределения основных петрогенных компонентов и элементов-примесей по разрезу, а также изотопные данные [Ревяко и др., 2012] свидетельствуют об одноактном внедрении базальтовой магмы и не нарушенном внешними факторами процессе ее кристаллизации. Этот факт подтверждается в том числе результатами

математического моделирования при помощи программы КОМАГМАТ [Коптев-Дворников и др., 2001, Bychkova, et al. 2019]. Постмагматические процессы привели к образованию контракционных разломов и развитию по ним маломощных кварцевых жил со слабой гидротермальной проработкой пород массива на 0,3–0,5 м. По самому крупному из разломов впоследствии произошло отделение западного блока массива с вертикальным смещением и разворотом по часовой стрелке. В настоящее время залегание массива характеризуется наклоном оси первично конусовидной магматической камеры на северо-запад под углом 40° (врезка на рис. 1) [Коптев-Дворников и др., 2001].

Окружение массива представлено комплексом пород кислого и щелочного состава. Вмещающими породами для Киваккского интрузива являются архейские серые гнейсы с возрастом 2900 млн лет [Ревяко и др. 2012]. Они представляют собой полиминеральные, полнокристаллические неоднородные породы, сложенные кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Также присутствуют эпидот и хлорит, по плагиоклазу развивается сосюрит. Для них характерен относительно низкий радиогенный состав неодима, что свидетельствует об их мантийном происхождении [Ревяко и др. 2012].

В гнейсах наблюдается присутствие небольших массивов розовых гранитов и аплитов. Граниты зафиксированы как непосредственно у контактов интрузива, так и на значительном удалении. К сожалению, их границы и очертания установить сложно в силу плохой обнаженности. Граниты характеризуются неоднородностью химического состава и претерпели явные вторичные изменения.

В области кровли Киваккского массива присутствует довольно крупный массив щелочных пород, протягивающийся на северо-запад и имеющий с Киваккским интрузивом тектонический контакт в области верхней приконтактной зоны. Он представлен субщелочными диоритами и монцодиоритами. Диориты представлены неравномернозернистыми породами с существенными

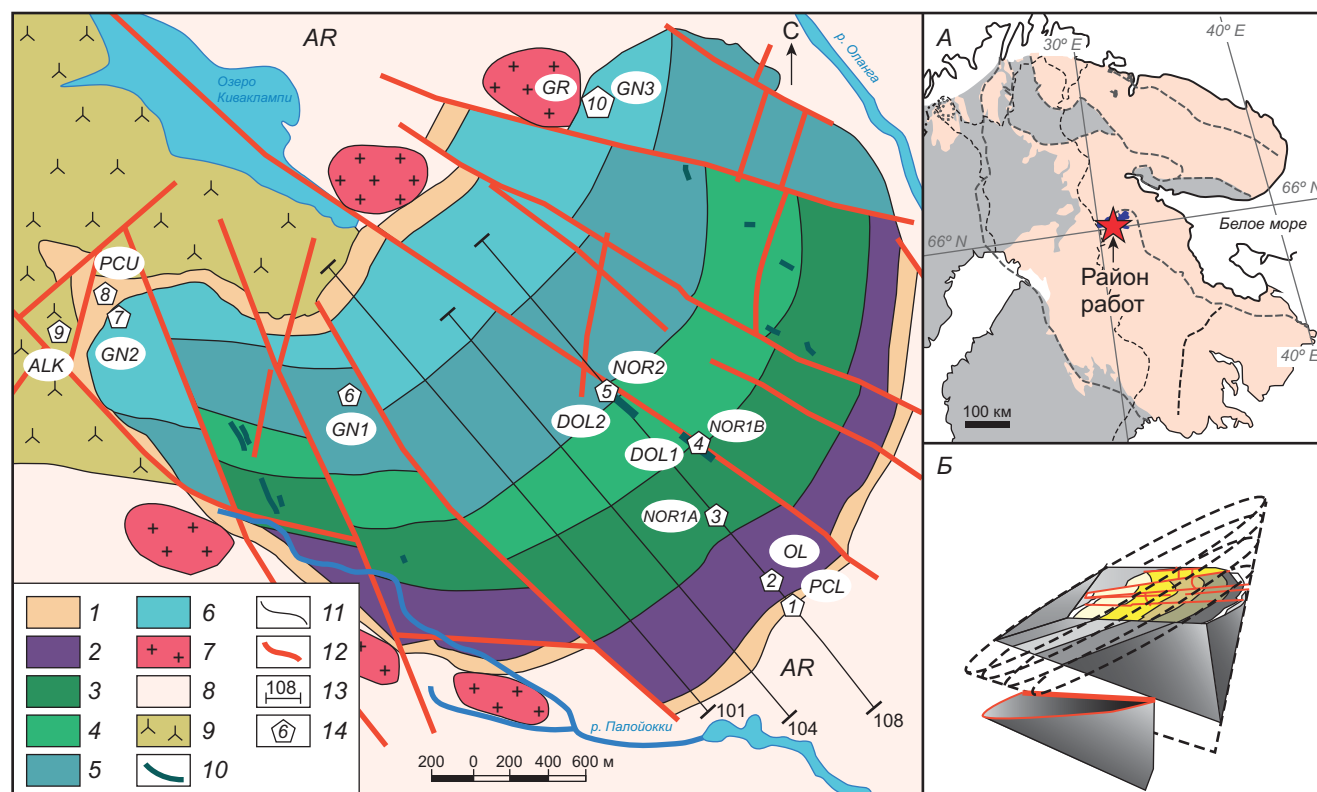


Рис. 1. Схема геологического строения Киваккского интрузива [Бычкова, Коптев-Дворников, 2004] с дополнениями. 1 — нижняя и верхняя приконтактные зоны (НПЗ и ВПЗ); 2 — оливинитовая зона (ОЗ); 3, 4 — норитовая зона (НЗ) (3 — подзона переслаивания бронзититов и норитов (ПзПБН)); 5 — габбро-норитовая зона (ГНЗ); 6 — зона габбро-норитов с пижонитом (ЗГНп); 7 — гранитные массивы; 8 — вмещающие архейские гнейсы; 9 — субщелочной массив диоритов и монцодиоритов; 10 — долеритовые дайки; 11 — геологические границы; 12 — разрывные нарушения; 13 — профили ЮКЭ ПГО Севзапгеология, цифры в овалах — номера точек отбора; 14 — точки палеомагнитного опробования. А — схематическая геологическая карта Фенноскандинавского щита из [Lubnina, et al., 2017] с упрощениями и указанием районов палеомагнитных исследований; Б — пространственная модель формы и положения Киваккского интрузива (современное залегание расслоенной серии, срез по линии 101 профиля) по [Коптев-Дворников и др., 2001]

вторичными изменениями. Породообразующими минералами являются амфибол, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Также характерны такие минералы как биотит, апатит, магнетит, клинопироксен, фельдшпатоиды; в качестве вторичных — хлорит, эпидот. К текстурным особенностям относится наличие гнейсовидности. Возраст массива оценивается по Rb–Sr системе в 1800 млн лет [Ревяко и др., 2012]. Геологическая позиция субщелочных диоритов и монцодиоритов на сегодняшний день остается не вполне определенной, поскольку непосредственные контакты и взаимоотношения этих пород с архейскими гнейсами и гранитами не установлены, а граница с Киваккским массивом является тектонической и зафиксирована лишь в одной точке наблюдений. В остальных случаях контакты, как правило, находятся в задернованных оврагах или ручьях. В геологическом описании района граниты и щелочные диориты представлены как некий нерасчлененный комплекс гранитов и сиенитов [Turchenko, et al., 1991].

Несмотря на видимую свежесть пород Киваккского расслоенного интрузива исследования различных изотопных систем показали, что их замкнутость была нарушена. По U–Pb системе в цирконах был

определен возраст массива как 2444 ± 1 млн лет [Барков и др., 1991] и 2443 ± 5 млн лет [Ревяко и др., 2012]. В свою очередь, Rb–Sr система по валовым анализам пород массива показала изохрону (рис. 2, А), соответствующую 2127 ± 248 при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70251 \pm 31$ (СКВО = 0,1). Таким образом, можно говорить о том, что произошло некоторое событие, которое произошло ≈ 2000 –2150 млн лет назад и полностью нарушило Rb–Sr систему расслоенного массива. Это событие отразилось, судя по всему, и на гранитных массивах, расположенных на удалении от Киваккского интрузива, поскольку для них была получена изохрона по валам (рис. 2, Б), которая соответствует возрасту 2094 ± 72 млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70662 \pm 513$ (СКВО = 7,3). Для гранитов, расположенных в непосредственной близости к границам с Киваккой была получена изохрона (рис. 2, В) 2347 ± 62 млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70226 \pm 77$ (СКВО = 0,8), однако на рис. 2, Г хорошо видно, что это линия смешения гранитов и архейских гнейсов, которое произошло скорее всего в результате внедрения Киваккской магмы [Бычкова, Бычков, 2019].

Проведенные ранее палеомагнитные исследования неогарейских–палеопротерозойских интрузий Карельского кратона показали наличие нескольких

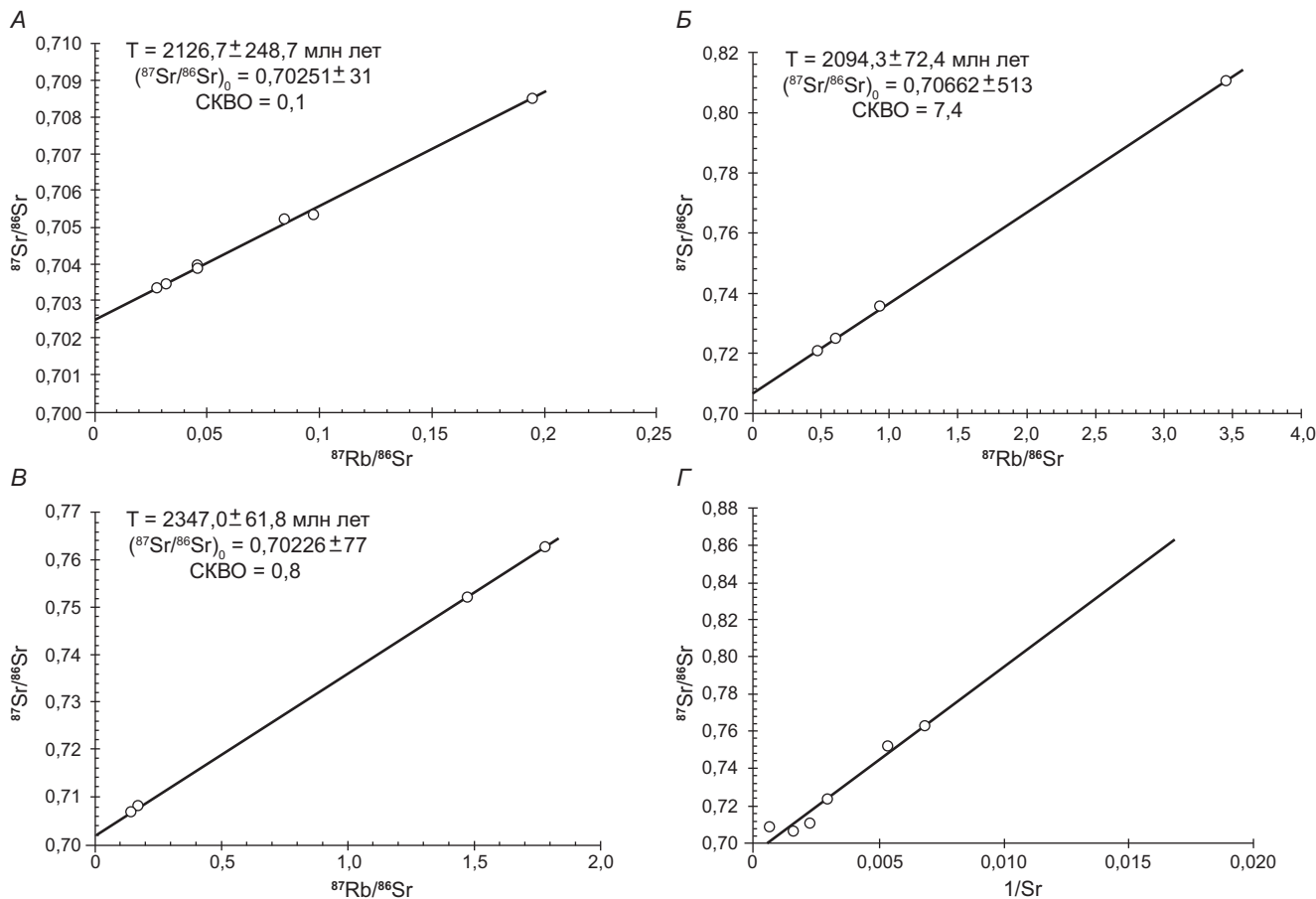


Рис. 2. Изохрона по валовым образцам пород Киваккского интрузива (А), вмещающим гранитам на удалении от массива (Б), геохрона (В) и линия смещения (Г) для образцов гранита экзоконтакта [Бычкова, Бычков, 2019]

разновозрастных компонент намагниченности [Лубнина, Слабунов, 2017; Pechersky, et al., 2004; Mertanen, et al., 1999, 2006; Zakharov, et al., 2022 и др.].

Методика исследований. Лабораторная обработка коллекций выполнена в петромагнитной лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике. Для определения минералов-носителей намагниченности в породе изучена непрерывная зависимость магнитной восприимчивости от температуры в отсутствие внешнего магнитного поля на приставке-печи CS-3 («AGICO», Чехия). Измерения проводили до температуры 700 °С в поле 300 мТл. Остаточную намагниченность в процессе температурных чисток измеряли на спин-магнитометре JR-6A («AGICO», Чехия). Для температурного размагничивания образцов использована немагнитная печь TD48 («ASC Scientific», США) с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл.

Все образцы подвергнуты детальному ступенчатому температурному размагничиванию до температур точек Кюри для минералов-носителей

намагниченности в исследуемых образцах. Число шагов температурной чистки варьировало от 10 до 20. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора ($n \cdot 10^{-5}$ А/м). Результаты ступенчатой температурной чистки образцов сопоставляли с данными магнитной чистки переменным магнитным полем контрольной группы образцов. Размагничивание проводили на приборе LDA-3A-AF («AGICO», Чехия) с диапазоном напряженности переменного поля от 1 до 100 мТл. Общее число шагов магнитной чистки до 15. Для проведения компонентного анализа [Kirschvink, 1980] использована программа Remasoft 3.0. Компонента считалась выделенной, если не менее 3 точек (шагов чистки) лежали на одной прямой на диаграмме Зийдervельда [Zijderveld, 1967].

Для каждой компоненты рассчитаны средние направления с учетом статистических параметров (кучность K и радиус доверия α_{95}). Время приоб-

Рис. 3. Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (приведены кривые первого нагрева красным цветом и охлаждения синим): А — образца из нижней приконтактной зоны (PCL); Б–Г — образцов оливинита (OL): Б — с титаномагнетитом, В — с вторичным магнетитом, Г — с вторичными магнетитом и гематитом; Д — образца норитов (NOR1); Е — образца габбро-норита с титаномагнетитом (GN1); Ж–З — образцов норитов из прослоя с сульфидами (NOR2); И–К — образцов из первой (И) и второй (К) долеритовых даек (DOL1 и DOL2 соответственно)

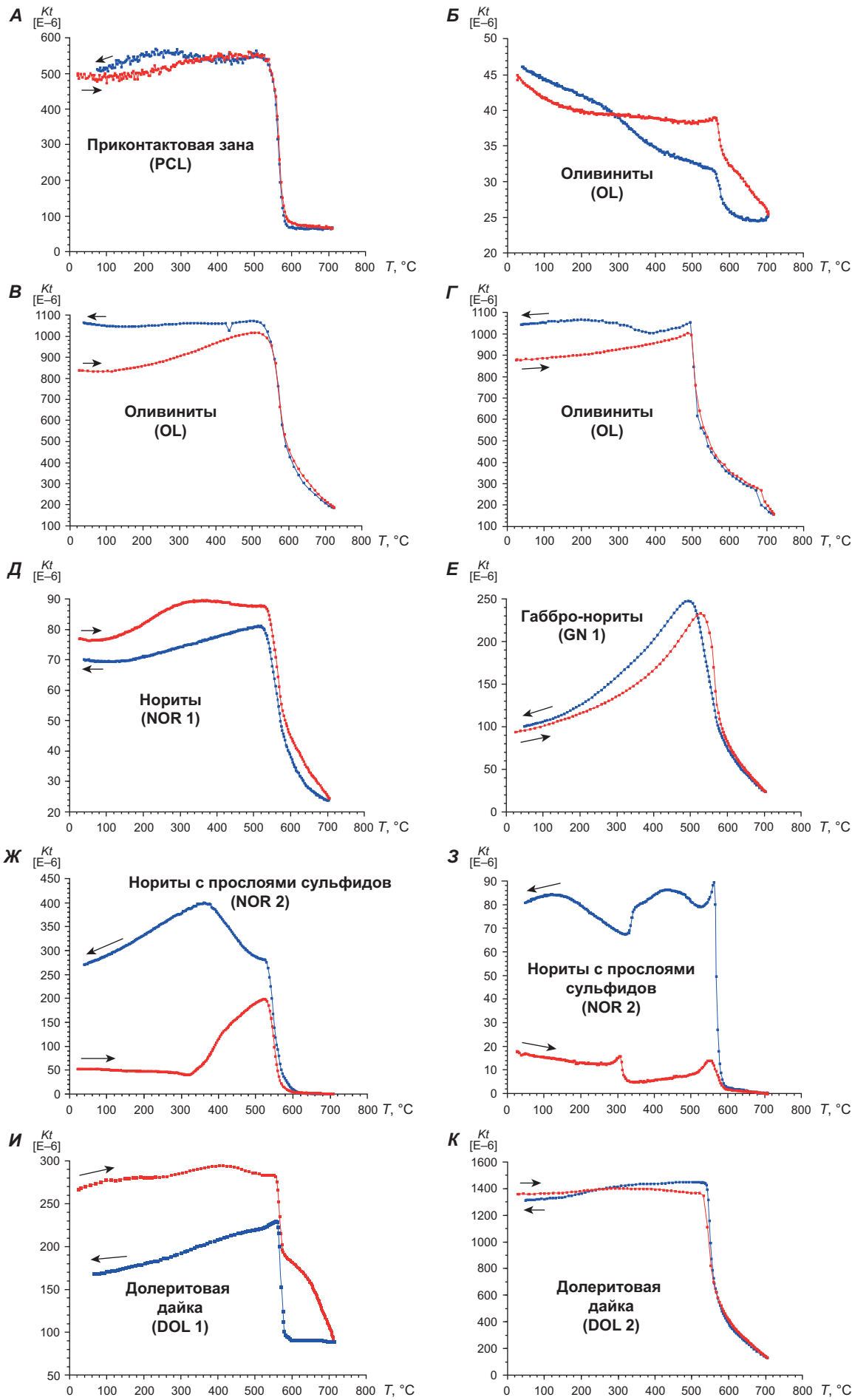


Таблица 1

Палеомагнитные направления выделенных компонент намагниченности и палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направления этих компонент на координаты отбора образцов пород Киваккского расслоенного интрузива									
Точка отбора	Тип пород/ индекс	Компо- нента	Координаты отбора		N/n	Географическая система координат			
			φ, °	λ, °		Dec, °	Inc, °	K	α ₉₅ , °
1	Нижняя приконтактовая зона (PCL)	НТ	66,194	30,564	1/10	135,0	21,8	34,1	8,4
2	Оливиниты (OL)	НТ	66,194	30,562	1/15	131,3	13,1	59,5	5,3
3	Нориты (переслаивание бронзитов и норитов) (NOR1A)	НТ	66,195	30,557	1/16	143,0	20,8	17,48	8,6
4	Нориты (NOR1B)	LT	66,198	30,554	1/7	82,4	64,6	20,85	13,5
		НТ			1/18	120,0	22,8	20,31	7,9
	Долеритовая дайка (DOL1)	LT			3/16	333,3	54,2	9,47	13,1
		НТ			3/20	315,0	60,0	62,47	6,6
5	Нориты (NOR2)	НТ	66,204	30,549	3/21	127,3	32,8	8,55	12,5
	Долеритовая дайка (DOL2)	LT			2/9	334,4	46,2	41,65	8,1
		НТ			2/20	310,0	52,3	13,67	9,2
6	Габбро-нориты (GN1)	НТ	66,252	30,778	1/20	141,5	25,3	30,6	6,9
7	Габбро-нориты с пижонитом (GN2)	МТ	66,202	30,481	2/27	258,1	63,2	13,5	8,2
8	Верхняя приконтактовая зона (PCU)	LT	66,204	30,480	2/9	349,6	43,9	33,62	9,0
		НТ			2/15	138,7	21,6	13,7	8,1
9	Щелочной интрузив (ALK)	НТ	61,205	30,479	1/10	344,6	40,5	43,6	7,4
10	Гранитоиды (GR)	НТ	66,217	30,537	1/7	344,4	39,6	35,07	10,3
	Габбро-нориты (GN3)	НТ			1/12	330,9	41,7	17,9	10,6
11	Среднее направление по габбро-норитам (НТ-компонента)			7/10/115		133,9	22,8	71,7	7,2
12	Среднее направление по вторичной LT-компоненте			6/10/63		339,8	44,6	112,3	6,4
13	Среднее направление по НТ-компоненте в долеритовых дайках			3/7/67		319,7	51,7	48,8	17,8

Примечание. В — число сайтов; N — число образцов; φ, λ — широта и долгота точек отбора; Dec — склонение, Inc — наклонение; K — кучность; α₉₅ — радиус круга доверия при вероятности 95% для среднего направления; Φ°, Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; d_p, d_m — полуоси овала доверия полюса.

ретения породами компоненты намагниченности оценивали на основании тестов палеомагнитной надежности (тест контакта).

С каждого среднего направления выделенных компонент намагниченности пересчитаны положения палеополюсов на координаты точек отбора образцов.

Результаты исследований и их обсуждение. Терромагнитный анализ позволил установить широкий спектр минералов-носителей намагниченности в образцах, отобранных в разных зонах расслоенного интрузивного массива Кивакка (рис. 3). В образцах из нижней приконтактовой зоны основным минералом-носителем намагниченности является магнетит (T_c = 578 °С, рис. 3, А). Породы сильномагнитны, величина намагниченности варьирует от 9,14 до 55 × 10⁻¹ А/м, магнитной восприимчивости — от 2,21 до 8,63 × 10⁻³ ед. СИ. В образцах выделяется одна компонента юго-западного склонения и умеренного положительного наклонения (табл. 1).

В оливинитовой зоне встречаются слабомагнитные образцы, величина намагниченности в которых не превышает от 3,47 × 10⁻³ А/м, а магнитной

восприимчивости — 45 × 10⁻⁶ ед. СИ. В образцах присутствует высокотитанистый титаномagnetит, в подчиненном количестве однодоменный магнетит и возможно маггемит (рис. 3, Б). Большая часть образцов из этой зоны содержит однодоменный магнетит (рис. 3, В, Г). Такие образцы характеризуются высокими значениями намагниченности 43–110 × 10⁻¹ А/м и магнитной восприимчивости до 6,5 × 10⁻² ед. СИ. Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что при гидротермальном воздействии на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+магнетит с небольшой примесью хлорита и актинолита:

$$2(\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.25})_2\text{SiO}_4 + 7/3\text{H}_2\text{O} = \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 1/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1/3\text{H}_2.$$

Установлено, что образование вторичного магнетита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия. Присутствие сульфата

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направления этих компонент на координаты отбора образцов пород Кивакского расслоенного интрузива в географической и стратиграфической системах координат

Точка отбора	Индекс точки отбора	Комп- нента	Координаты		N/n	Поляр- ность	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
			φ, °	λ, °			F	Λ °E	dp, °	dm, °	F	Λ °E	dp, °	dm, °
1	PCL	HT	66,194	30,564	1/10	R	5,8	254,8	4,7	8,9	−14,9	250,8	7,8	11,4
2	OL	HT	66,194	30,562	1/15	R	9,1	259,7	2,8	5,4	−9,0	256,7	4,0	6,5
3	NOR1A	HT	66,195	30,557	1/16	R	8,4	247,3	4,7	9,0	−11,4	241,0	7,8	11,6
4	NOR1B	LT	66,198	30,554	1/7	N	44,4	103,6	17,4	21,7	53,6	188,3	12,1	78,1
		HT			1/18	R	−0,5	268,5	4,5	8,4	−20,5	269,6	7,1	10,6
	DOL1	LT			3/16	N	54,8	250,5	12,9	18,4	32,4	247,8	7,5	14,0
		HT			3/20	N	54,6	277,8	7,5	10,0	32,6	261,5	4,1	7,3
5	NOR2	HT	66,204	30,549	3/21	R	−2,7	259,9	8,0	14,2	−29,0	259,0	14,9	19,3
	DOL2	LT			2/9	N	48,2	245,7	6,6	10,4	28,9	244,5	4,3	8,4
	DOL2	HT			2/20	N	45,6	272,5	8,7	12,6	27,3	263,7	5,2	9,8
6	GN1	HT	66,252	30,778	1/20	R	5,6	248,1	4,0	7,4	−16,0	61,6	7,0	9,8
7	GN2	MT	66,202	30,481	2/27	N	35,8	331,6	10,2	12,9	28,3	295,1	6,1	10,0
8	PCU	LT	66,204	30,480	2/9	N	49,0	224,9	7,0	11,3	31,0	231,7	4,8	9,3
		HT			2/15	R	−6,9	251,3	4,5	8,5	−13,3	247,2	7,4	11,0
9	ALK	HT	61,205	30,479	1/10	N	45,8	231,1	5,4	8,9	28,4	234,6	3,8	7,5
10	GR	HT	66,217	30,537	1/7	N	45,1	231,2	7,4	12,9	27,9	234,4	5,3	10,5
	GN3	HT			1/12	N	44,0	248,7	7,9	13,0	26,0	246,2	5,5	10,8
11	Средний палеомагнитный полюс (HT Кивакка)		7/10/115		R		6,9	251,3	4,5	8,5	−13,3	247,2	7,1	11,0
12	Средний палеомагнитный полюс (LT-компонента)		6/10/63		N		48,1	238,2	5,1	8,1	20,3	239,9	3,4	6,6
13	Средний палеомагнитный полюс (дайки, HT-компонента)		3/7/67		N		48,5	266,2	16,5	24,3	28,7	256,8	9,9	18,8

Примечание. См. прим. к табл. 1; N и R — прямая и обратная полярность.

в растворе приводит к формированию пирита вместо магнетита.

В образцах из оливинитовой зоны выделяется компонента намагниченности юго-западного склонения и умеренно-низкого положительного наклона (табл. 2), причем чем более магнитные породы (больше однодоменного магнетита), тем наклонение ниже.

В образцах из «огненных» оливинитов красного цвета в составе магнитной фракции присутствует 10–5% гематита (рис. 3, Г). Его образование связано с современным выветриванием оливинитов. В таких образцах чаще всего выделяется одна компонента намагниченности с более крутым наклонением, чем в оливинитах только с однодоменным магнетитом. Встречаются также единичные образцы с низкотемпературной компонентой с юго-восточным-восточным склонением и крутым положительным наклонением.

В образцах *норитовой* зоны основным минералом-носителем намагниченности является низкотитанистый титаномагнетит (рис. 3, Д). Породы слабомагнитны, величина магнитной восприимчи- вости не превышает $0,75\text{--}1,20 \times 10^{-3}$ ед. СИ. В зоне переслаивания норитов и бронзитов выделяется «сульфидный горизонт», представленный пиритом, пентландитом и халькопиритом (рис. 3, Ж–З). Все сульфиды являются синмагматическими. В образцах норитов выделяется компонента юго-восточного склонения и умеренного положительного наклона (табл. 1). Породы прорваны долеритовыми дайками (DOL 1 и DOL2 на рис. 1). На контакте норитов с дайкой в образцах норитов в низкотемпературном/низкокоэрцитивном спектре появляется еще одна компонента намагниченности северо-восточного склонения и умеренно-высокого положительного наклона (табл. 1). В образцах долеритов сайта DOL1 выделяются две компоненты намагниченности: в низкотемпературном/низкокоэрцитивном интервале до $250\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $15\text{--}20\text{ мТл}$ — компонента север-северо-западного склонения и умеренного положительного наклона, а в высокотемпературном/высококоэрцитивном спектре (до $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 100 мТл) — компонента северо-восточного склонения и умеренного положительного наклона (табл. 1). Причем чаще всего в образцах видны

суммы этих компонент — в ходе размагничивания отчетливо выделяются круги перемагничивания, пересекающиеся в точке $\text{Dec} = 6^\circ$ $\text{Inc} = 46,7^\circ$ $\alpha_{95} = 5,3^\circ$. Формально тест контакта положительный (т. е. породы не были перемагничены после внедрения дайки), но в образцах вмещающих норитов склонение вторичной «дайковой» компоненты на 40° больше, чем в самой дайке, что заставляет сомневаться в корректности теста контакта.

Следует отметить, что норитов и прорывающей дайки во втором сайте (NOR2 и DOL2 на рис. 1) более магнитны по сравнению с норитами и дайкой в первом сайте. Величины намагниченности варьируют в диапазоне $11\text{--}27 \times 10^{-1}$ А/м и магнитной восприимчивости — $1,47\text{--}4,52 \times 10^{-2}$ ед. СИ. В образцах норитов NOR2 и долеритовой дайки DOL2 выделяются те же компоненты, что и в образцах сайта 1, но средние направления низкотемпературных/никокоэрцитивных компонент отличаются в двух сайтах по наклонению на $25\text{--}30^\circ$, а высокотемпературные/высококоэрцитивные компоненты — по наклонению на $70\text{--}80^\circ$ (табл. 1, рис. 4). Характер магнитной записи и состав магнитной фракции сходный, но различие средних направлений выделенных компонент намагниченности свидетельствует о возможном вращении второго блока.

В образцах *габбро-норитов с пижонитом* в верхней части разреза магнитная запись крайне шумная. Вместе с тем, в части образцов удалось выделить компоненты северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (табл. 2). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты намагниченности на координаты точек отбора близок полюсу Куэтсъярви 2058 млн лет [Salminen, et al., 2014]. Возможно, в этих породах сохранилась вторичная компонента намагниченности, образовавшаяся в начале Лападско-Кольской орогении.

В образцах *габбро-норитов из верхней приконтактовой зоны (PCU), щелочном интрузиве (ALK) в западной части и гранитоидах (GR) в восточной части* района работ выделяется компонента северо-северо-западного склонения и умеренно положительного наклонения (табл. 1, рис. 4). Поскольку среднее направление этой компоненты совпадает и в породах расслоенной Киваккской интрузии, и в прорывающих ее дайках, а также в прорывающем щелочном массиве, тест контакта отрицательный и свидетельствует в пользу приобретения породами этой вторичной компоненты намагниченности после внедрения дайковых тел и щелочного интрузива. Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления вторичной компоненты намагниченности (табл. 1), близок полюсу Свекофеннского перемагничивания Карельского кратона $1,80\text{--}1,88$ млрд лет (рис. 4 и 5).

Определение времени «наклона» Киваккского расслоенного интрузива. Установлено, что Киваккский массив наклонен на северо-запад под

углом 30° [Коптев-Дворников и др., 2001], при этом предполагается, что наклон пород произошел на постмагматической стадии $\sim 2,45$ млрд лет назад.

Для всех высокотемпературных компонент намагниченности, выделенных в породах расслоенной Киваккской интрузии, рассчитано среднее направление (табл. 1). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты намагниченности, отличается от ключевого полюса $2,45$ млрд лет для Карельского кратона (табл. 2) [Scherbakova, et al., 2017]. Вместе с тем, в стратиграфической системе координат (предполагая, что расслоенность в интрузии вертикальная) палеомагнитный полюс совпадает с направлением характеристической компоненты намагниченности в Бураковской интрузии (рис. 5) [Mertanen, et al., 2006], из этого следует, что намагниченность приобретена породами до наклона Киваккской расслоенной интрузии.

Совпадение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления высокотемпературной компоненты в габбро-норитах с пижонитом в стратиграфической системе координат с полюсом $2,05$ млрд лет Карельского кратона свидетельствует об отсутствии наклона расслоенной интрузии в момент приобретения породами этой компоненты намагниченности.

Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты в дайках, лежит между полюсом Свекофеннского перемагничивания и полюсом $1,97$ млрд лет Карельского кратона [Fedotova, et al., 1999] (рис. 5). Учитывая, что компоненты в дайках лежат на дуге большого круга (что говорит о сумме двух компонент намагниченности), можно предположить, что образование НТ-компоненты происходило синхронно с наклоном Киваккской расслоенной интрузии.

Совпадение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления вторичной компоненты ЛТ в географической системе координат с направлением свекофеннского перемагничивания и ключевым полюсом $1,84$ млрд лет для Карельского кратона (рис. 5), свидетельствует о том, что породы приобрели эту компоненту намагниченности же после наклона Киваккского расслоенного интрузива.

Выводы. В результате детальных палеомагнитных исследований пород Киваккской расслоенной интрузии и долеритовых даек выделено четыре метакронные компоненты намагниченности.

Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента, выделенная в породах Киваккского расслоенной интрузии образовалась в процессе кристаллизации массива $2,45$ млрд лет назад.

Три метакронные компоненты намагниченности образовались в результате воздействия гидротермальных флюидов на разных этапах эволюции Киваккского массива $2,05$ млрд лет назад, $1,98$ млрд лет назад и $1,88$ млрд лет назад.

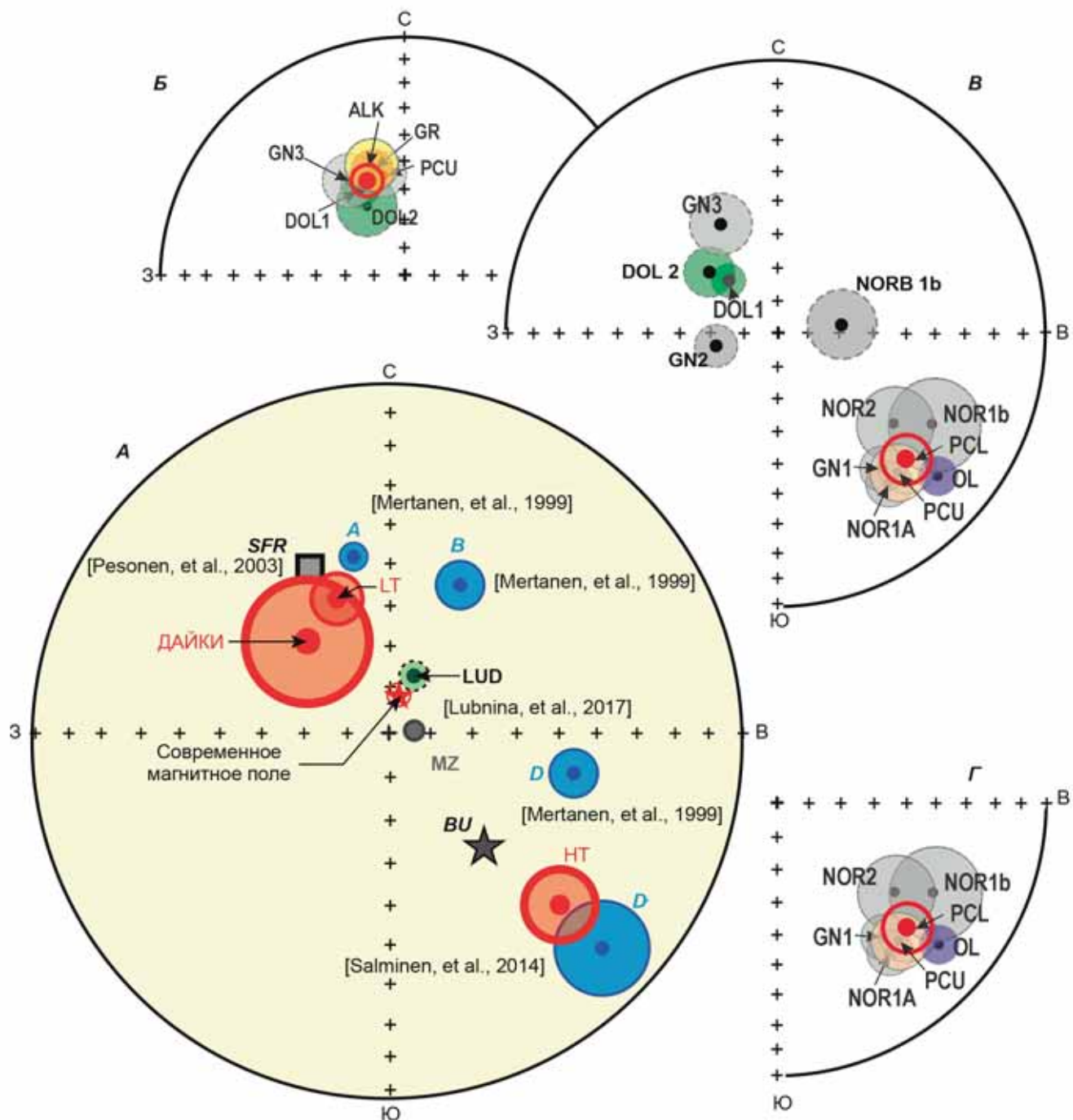


Рис. 4. Сопоставление средних направлений выделенных компонент намагниченности с полученными ранее метакронными компонентами для Карельского кратона/Фенноскандии (А) и направления выделенных метакронных компонент намагниченности на уровне образцов и их средние значения (красным цветом) с кругами 95%-го доверия в географической (современной) системе координат: В — низкотемпературной/низкокоэрцитивной компоненты LT, В — высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты HT, выделенной в породах расслоенной интрузии Кивакка и прорывающих долеритовых дайках; Г — то же для образцов из расслоенной интрузии

Сопоставление разновозрастных вторичных компонент для Киваккского и Бураковского расслоенных интрузивов, а также палеопротерозойских мафических даек Паанаярвской структуры показало, что наклон Киваккского расслоенного массива произошел, скорее всего, в процессе формирования Лапландского-Кольского орогена между 2150 и 1980 млн лет назад, а не при внедрении, как предполагалось ранее.

Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что в случае гидротермального воздействия на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+магнетит с небольшой примесью хлорита, актинолита. Установлено, что образование вторичного магнетита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия.

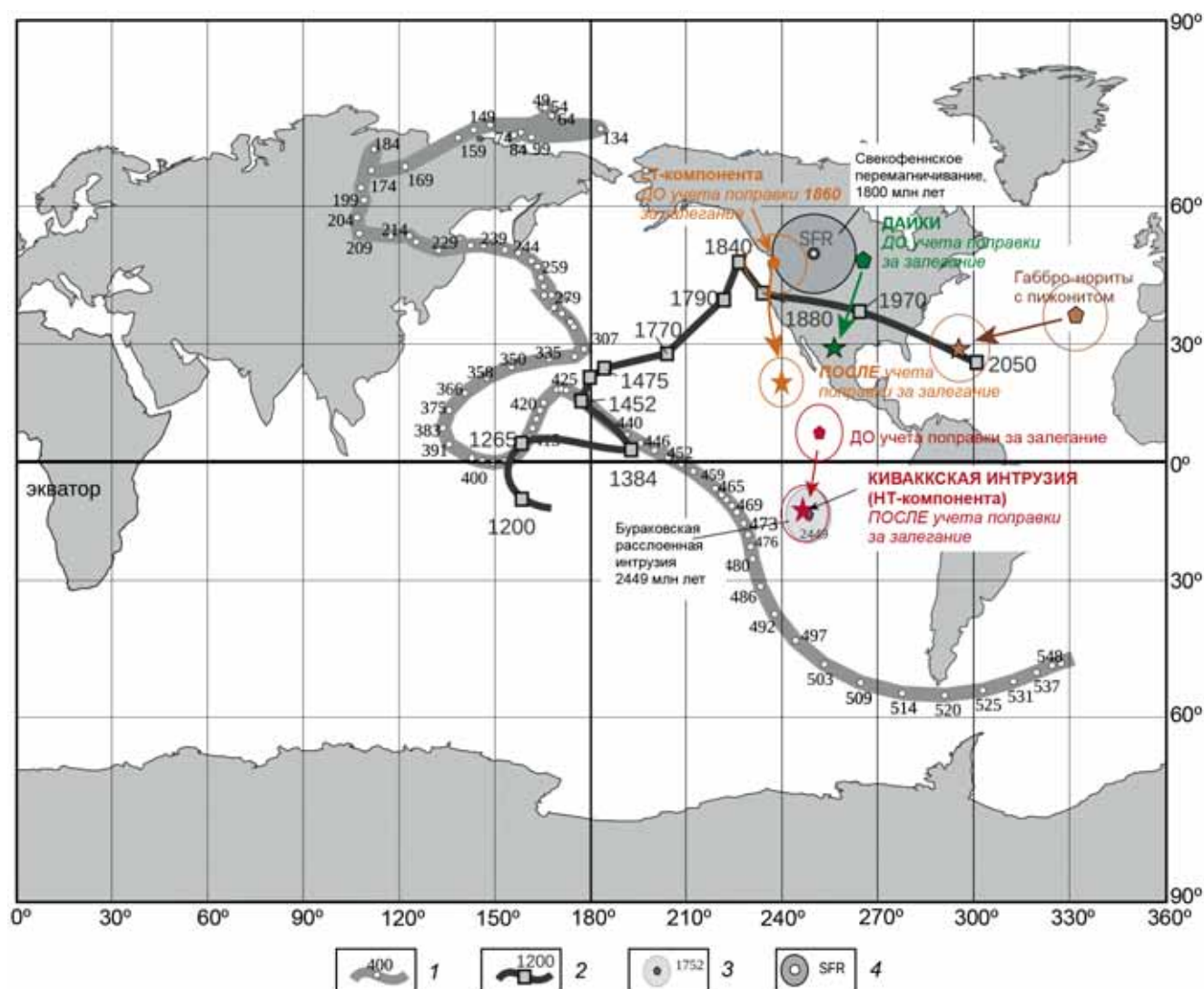


Рис. 5. Сопоставление новых палеомагнитных полюсов с предполагаемой ТКМП Карельского (Восточно-Европейского) кратона в интервале 2,45–0,92 млрд лет, по [Lubnina, et al., 2016] с дополнениями. 1 — фанерозойская часть ТКМП Восточно-Европейского кратона по [Smethurst, et al., 1998]; 2 — докембрийская часть ТКМП Карельского кратона из [Pasenko, Lubnina, 2014]; 3 — полученные ранее палеопротерозойские полюсы Карельского кратона; 4 — направление Свекофенского перемagnetичивания по [Mertanen, et al., 2006]. Для всех полученных полюсов пятиугольником показано положение полюса в географической системе координат (до введения поправки за залегание Кивакской расслоенной интрузии), звездочкой — в стратиграфической (первичное залегание пород)

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта РНФ (проект № 18-17-00170) и на приборах, закупленных по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

Благодарности. Авторы благодарят Т.Э. Багдасарян, А.Р. Зверева и И.Е. Лебедева за помощь в отборе представительной коллекции ориентированных образцов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барков А.Ю., Ганнибал Л.Ф., Рюнгелен Г.И., Балашов Ю.А. Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия. Методы изотопной геологии // Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара, 21–25 октября 1991 г., Звенигород. СПб., 1991. С. 21–23.

Бычкова Я.В., Бычков Д.А. Взаимодействие магма–порода в зоне контакта базит–гипербазитовой магмы Кивакского массива и архейских гнейсов // Материалы Всероссийской конференции Ломоносовские чтения-2019.

Секция Геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2019. <https://conf.msu.ru/rus/event/5604/>

Бычкова Я.В., Бычков Д.А., Минервина Е.А. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в Кивакском оливинит–габброноритовом расслоенном интрузиве (Северная Карелия) // Геохимия. 2019. № 64(2). С. 145–167.

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография,

петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 281–302.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. № 9(1). С. 3–27.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 3–25.

Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка (С. Карелия) // Петрология. 2012. № 20(2). С. 115–135.

Bychkova Y.V., Mikliaeva E.P., Koptev-Dvornikov E.V., et al. Proterozoic Kivakka layered mafic-ultramafic intrusion, Northern Karelia, Russia: Implications for the origin of granulites of the Upper boundary group // Precambrian Research. 2019. Vol. 331. 105381.

Elming S.-A., Layer P., Söderlund U. Cooling history and age of magnetization of a deep intrusion: A new 1.7 Ga key pole and Svecofennian–post Svecofennian APWP for Baltica // Precamb. Res. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.05.022>.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

Lubnina N., Pasenko A., Novikova M., et al. The East European craton at the end of the Paleoproterozoic: A new paleomagnetic pole of 1.79–1.75 Ga // Moscow Univ. Geol. Bull. 2016. Vol. 71 (1). P. 18–27.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova A.V., et al. Fennoscandia before Nuna: paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications // Precamb. Res. 2017. Vol. 292. P. 1–12.

Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.I., et al. Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield — implications for continental reconstructions. // Precamb. Res. 1999. Vol. 98. P. 197–221.

Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., et al. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // Precamb. Res. 2006. Vol. 144. P. 239–260.

Pasenko A.M., Lubnina N.V. The Karelian Craton in the Paleoproterozoic: new paleomagnetic data // Moscow Univ. Geol. Bull. 2014. Vol. 69 (4). P. 189–197.

Pechersky D.M., Zakharov V.S., Lyubushin A.A. Continuous record of geomagnetic field variations during cooling of the Monchegorsk, Kivakka and Bushveld Early Proterozoic layered intrusions // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. Vol. 6(6). P. 391–456.

Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. Vol. 375 (1–4). P. 289–324.

Pisarevsky S.A., Bylund G. Paleomagnetism of 1780–1779 Ma mafic and composite intrusions of Smeland (Sweden): implications for the Mesoproterozoic supercontinent // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 1168–1186.

Salminen J., Halls H.C., Mertanen S., et al. Paleomagnetic and Geochronological Studies on Paleoproterozoic Diabase Dykes of Karelia, East Finland -Key for Testing the Superia Supercraton // Precambrian Research. 2014. Vol. 244. P. 87–99.

Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., et al. Paleointensity Determination on Paleoarchaeon Dikes within the Vodlozerskii Terrane of the Karelian Craton // Izvestiya — Phys. of the Solid Earth. 2017. Vol. 53 (5). P. 714–732.

Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V., et al. The Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu–Ni, PGE and Cu–Au mineralizations // Geol. Foren. Stockholm Forhund. 1991. 113. p. 70–72.

Zakharov V.S., Lubnina N.V., Stepanova A.V., Gerya T.V. Simultaneous intruding of mafic and felsic magmas into the extending continental crust caused by mantle plume underplating: 2D magmatic-thermomechanical modeling and implications for the Paleoproterozoic Karelian Craton // Tectonophysics. 2022. Vol. 822. 229173. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229173>

Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam a.o. 1967. P. 254–286.

Статья поступила в редакцию 04.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 551.1/4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-32-41

ВЗАИМОСВЯЗЬ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РЕЛЬЕФА И СЕЙСМИЧНОСТИ ОСТРОВА САХАЛИН

Алексей Леонидович Собисевич¹, Григорий Михайлович Стеблов²,
Алексей Олегович Агибалов³✉, Алексей Андреевич Сенцов⁴,
Георгий Романович Балашов⁵, Владимир Александрович Зайцев⁶,
Дмитрий Сергеевич Зыков⁷, Владимир Михайлович Макеев⁸,
Андрей Тимофеевич Маякин⁹, Виктор Петрович Передерин¹⁰,
Федор Викторович Передерин¹¹, Антон Владимирович Полещук¹²,
Александр Иванович Рузайкин¹³, Кирилл Игоревич Холодков¹⁴

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alex@ifz.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-4656-6694>

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН; Институт физики Земли
имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; steblov@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9157-8099>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли
имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁵ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; george.balashov.00@yandex.ru,
<https://orcid.org/0009-0002-4474-4899>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v.zaitsev@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-5460-6724>

⁷ Геологический институт РАН, Москва, Россия; zikov58@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-6174-8920>

⁸ Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; vmakeev@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-3393-6721>

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mappsy91man@gmail.com

¹⁰ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; vpp@ifz.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-4626-8662>

¹¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; crash@ifz.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-7670-3851>

¹² Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

¹³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; a.ruzaykin@yandex.ru

¹⁴ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; keir@ifz.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-0324-9795>

Аннотация. Проведенные нами структурно-геоморфологические и морфометрические исследования показали, что сейсмоактивные области о-ва Сахалин выделяются по положительным аномалиям 9-ти морфометрических параметров рельефа, где их значения превышают медиану. К этим параметрам относятся: разность гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка; разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков, 2-го и 3-го порядков; глубина вертикального расчленения; стандартное отклонение экспозиции склонов; плотность «слабых» зон; асимметрия высот; стандартное отклонение гауссовой кривизны рельефа, взятое по модулю, и стандартное отклонение высот. Показано, что сейсмоактивные области могут быть оконтурены также по значениям семи параметров (исключая последние два из упомянутых), превышающим 3-ий квартиль. При этом наиболее информативна плотность «слабых» зон: в небольшие по размерам области (25% площади острова), где плотность «слабых» зон $\geq 36 \text{ км}^{-1}$, попадают 45% эпицентров всех землетрясений и 71% эпицентров землетрясений с магнитудой по поверхностным волнам $\geq 5,5$. Таким образом, на примере хорошо изученной в сеймотектоническом отношении территории показаны возможности выделения сейсмоактивных участков по комплексу геоморфологических характеристик. Этот результат может быть востребован при оценке сейсмической опасности районов со среднегорным рельефом, где ранее не проводились сейсмологические исследования в детальном масштабе.

Ключевые слова: Сахалин, сейсмичность, морфометрический анализ рельефа

Для цитирования: Собисевич А.Л., Стеблов Г.М., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р., Зайцев В.А., Зыков Д.С., Макеев В.М., Маякин А.Т., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Полещук А.В., Рузайкин А.И., Холодков К.И. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа и сейсмичности острова Сахалин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 32–41.

INTERRELATION OF MORPHOMETRIC PARAMETERS OF RELIEF AND SEISMICITY OF SAKHALIN ISLAND

Aleksey L. Sobisevich¹, Grigory M. Steblov², Aleksey O. Agibalov³✉, Aleksey A. Sentsov⁴, Georgij R. Balashov⁵, Vladimir A. Zaitsev⁶, Dmitry S. Zykov⁷, Vladimir M. Makeev⁸, Andrey T. Mayakin⁹, Viktor P. Perederin¹⁰, Fedor V. Perederin¹¹, Anton V. Poleshchuk¹², Aleksander I. Ruzaykin¹³, Kirill I. Kholodkov¹⁴

¹ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alex@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4656-6694>

² Institute of the Theory of Earthquake Prediction and Mathematical Geophysics RAS; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; steblov@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9157-8099>

³ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

⁴ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁵ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; george.balashov.00@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-4474-4899>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; v.zaitsev@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5460-6724>

⁷ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; zykov58@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-6174-8920>

⁸ Sergeev Geocology Institute RAS, Moscow, Russia; vmakeev@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3393-6721>

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mapps91man@gmail.com

¹⁰ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; vpp@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0003-4626-8662>

¹¹ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; crash@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7670-3851>

¹² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; anton302@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7276-6107>

¹³ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; a.ruzaykin@yandex.ru

¹⁴ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; keir@ifz.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0324-9795>

Abstract. Our structural-geomorphological and morphometric studies have shown that seismically active areas of Sakhalin Island are distinguished by positive anomalies of 9 morphometric parameters of the relief, where their values exceed the median. These parameters include the difference between the hypsometric surface and the 3rd order base surface; differences between the 1st and 2nd orders, 2nd and 3rd orders base surfaces; depth of vertical dissection; standard deviation of slope exposure; density of “weak” zones; height asymmetry, standard deviation of the Gaussian curvature of the relief, taken by the module and standard deviation of heights. It is shown that seismically active areas can also be contoured by the values of the 7 mentioned parameters (excluding the last two mentioned), exceeding the 3rd quartile. The density of “weak” zones is the most informative: 45% of all earthquake epicenters and 71% of earthquake epicenters with a surface waves magnitude of ≥ 5.5 fall into small areas (25% of the island's area) where the density of “weak” zones is $\geq 36 \text{ km}^{-1}$. Thus, the example of a well-studied seismotectonic territory shows the possibilities of identifying seismically active areas based on a set of geomorphological characteristics. This result may be in demand when assessing the seismic hazard of areas with mid-mountain relief, where detailed seismological studies have not been conducted previously.

Keywords: Sakhalin, seismicity, morphometric relief analysis

For citation: Sobisevich A.L., Steblov G.M., Agibalov A.O., Sentsov A.A., Balashov G.R., Zaitsev V.A., Zykov D.S., Makeev V.M., Mayakin A.T., Perederin V.P., Perederin F.V., Poleshchuk A.V., Ruzaykin A.I., Kholodkov K.I. Interrelation of morphometric parameters of relief and seismicity of Sakhalin Island. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 32–41. (In Russ.).

Введение. Остров Сахалин хорошо изучен в сейсмотектоническом отношении: здесь с 1924 по 2023 гг. было зафиксировано >300 эпицентров землетрясений с максимальной магнитудой по поверхностным волнам $M_s = 7,5$ [International..., 2023; United..., 2023; Сейсмологический..., 2023], проведено детальное сейсмическое районирование [Сапрыгин, 2008], разработано несколько линейно-доменных моделей [Левин и др., 2012], оценена сейсмическая опасность территорий ответственных сооружений [Уломов, 2003], выделены активные разломы [Воейкова и др., 2007; Zelenin, et al., 2022]. В нашей работе данные об их конфигурации и расположении эпицентров современных землетрясений сопоставлены с результатами комплексного морфометрического анализа рельефа, для того чтобы на примере о-ва Сахалин показать возможности геоморфологических методов для выделения сейсмоактивных участков. Эта задача актуальна и интересна

из-за недостаточной изученности сейсмичности значительной части территории нашей страны по результатам инструментального сейсмологического мониторинга.

Геолого-геоморфологическое строение острова Сахалин. Остров Сахалин расположен в зоне взаимодействия трех литосферных плит: Курильской, Амурской и Охотской (рис. 1). Граница между двумя последними проходит по Тымь-Поронайскому (Центрально-Сахалинскому) глубинному разлому взбросо-надвигового типа. Однозначного решения о положении границ плит пока нет в связи с разноречивостью геолого-геофизических данных [Рогожин, 1996; Сим и др., 2017; Воейкова и др., 2007].

В альпийской структуре Сахалина выделяют Западную и Восточную зоны, разделенные Центрально-Сахалинским грабеном, выполненным кайнозойскими отложениями. Западная зона представляет собой моноклинал, в строении которой участвуют

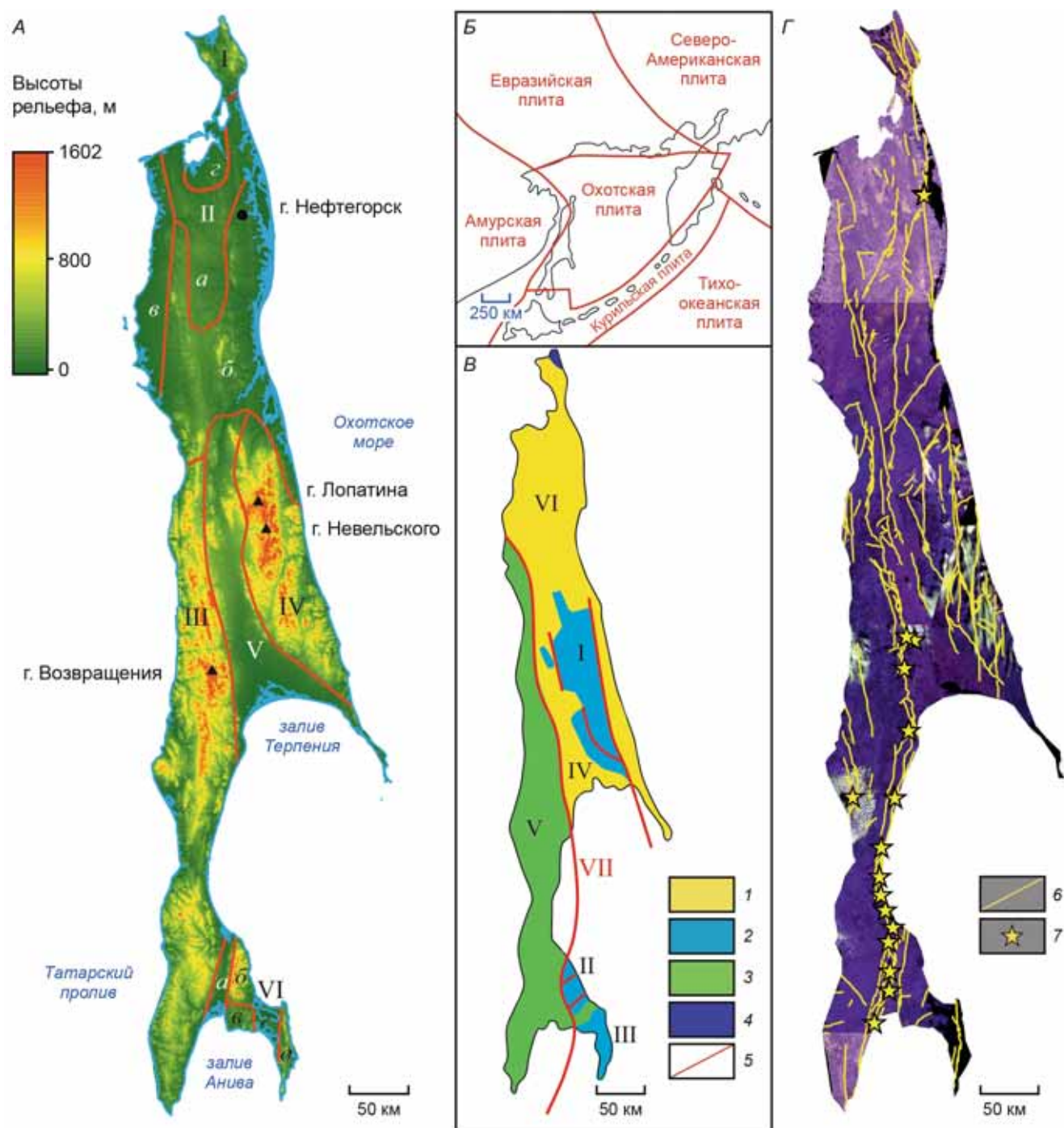


Рис. 1. Геолого-геоморфологические схемы о-ва Сахалин. А — схема геоморфологического районирования по [Ресурсы..., 1973]: I — п-ов Шмидта с равнинно-грядовым рельефом и прибрежным низкогорьем; II — Северо-Сахалинская равнина: а — аккумулятивно-денудационная равнина, б — денудационное плато с отдельными останцами и грядами, в — аккумулятивно-морская террасированная низменность, г — аккумулятивно-морская низменность с лагунами и косами; III — Западно-Сахалинские сильно расчлененные горы; IV — Восточно-Сахалинские глыбовые сильно расчлененные горы (с четко выраженными сбросовыми уступами); V — Тымь-Поронайская низменность, сложенная аллювиально-морскими отложениями; VI — Юго-Восточный Сахалин со сложным рельефом: а — Сусунайская депрессия, сложенная морскими и аллювиальными отложениями, б — Сусунайский складчато-горстовый хребет, в — Корсаковское абразионно-денудационное плато, г — Муравьевская аккумулятивная низменность, д — Анивское складчато-глыбовое низкогорье. Б — границы литосферных плит Охотоморского региона, по [Злобин, 2006; Сим и др., 2017]. В — схема тектонического районирования о-ва Сахалин, по [Короновский, 2011]: 1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — меловые и кайнозойские терригенные отложения, 3 — кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения триаса — верхнего мела, 4 — офиолитовые покровы м. Шмидта, 5 — разрывные нарушения; римскими цифрами обозначены основные структуры: I — Восточная зона, II — поднятие Сусунайского хребта, III — поднятие Тонино-Анивского полуострова, IV — Центрально-Сахалинский грабен, V — Западная зона, VI — Северо-Сахалинский прогиб, VII — Тымь-Поронайский (Центрально-Сахалинский) разлом. Г — схема активных разломов, по [Zelenin, et al., 2022]: 6 — активные разломы, 7 — палеосейсмодислокации (по [Булгаков и др., 2002; Лободенко, 2010]); в качестве фона использованы космические снимки Landsat 8–9, выполненные в ближнем инфракрасном спектральном диапазоне (комбинация каналов 6–7–5)

преимущественно терригенно-кремнистые отложения мелового и неогенового возраста. Восточная зона сложена породами офиолитовой ассоциации, вулканогенно-кремнистыми и терригенными образованиями триасового — мелового времени, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и глаукофановой фаций [Короновский, 2011].

В аспекте новейшей тектоники, относимой к второй половине альпийского тектоно-магматического цикла, структуры Сахалина тесно связаны с островным сооружением Хоккайдо. Два острова принадлежат единой Хоккайдо-Сахалинской системе островодужных поднятий. За начало новейшего этапа принимается время накопления отложений торгонского яруса миоцена (11 млн лет). Согласно особенностям строения морских и субконтинентальных отложений, новейший этап разделен на ранне- и позднеорогенную стадии, граница которых соответствует несогласию в основании верхней подсвиты маруямской свиты (N_2-Q). С несогласия начинается сахалинская фаза складчатости и этап сводообразных воздыманий, продолжающихся поныне. Структуры этой фазы выражены в деформациях предорогенной эрозионно-денудационной поверхности выравнивания (N_{1-2}) [Воейкова и др., 2007]. С позднеорогенной стадией связано формирование основных черт современного рельефа и сейсмическая активность в регионе [Мельников, 1987, 2010].

К основным формам рельефа Сахалина относятся меридионально вытянутые Западно- и Восточно-Сахалинские грядово-горные системы, разделенные Тымь-Поронайской низменностью. К северу от нее находятся Северо-Сахалинская равнина и полуостров Шмидта.

Главный водораздел между бассейнами рек Охотского моря и Татарского пролива образуют Западно-Сахалинские горы, достигающие высоты 1325 м (г. Возвращения), а самые высокие вершины острова — г. Лопатина (1609 м) и г. Невельского (1397 м) — расположены в центральной части Восточно-Сахалинских гор [Мельников, 2010; Ресурсы..., 1973].

Западно- и Восточно-Сахалинские горы являются сильно расчлененными глыбовыми (сводовыми) поднятиями. В них отчетливо выражены поверхности выравнивания со сбросовыми уступами, что позволяет рассматривать их в качестве горстов. Поднятия разновозрастны и асимметричны. Западно-Сахалинское поднятие образовалось на месте неогенового прогиба, отложения которого в конце плиоцена испытали складчатость, а в четвертичное время воздымание. Более древнее Восточно-Сахалинское поднятие начало формироваться до начала новейшего этапа и к настоящему времени оказалось сильно дифференцированным на локальные структуры.

Тымь-Поронайская низменность выполнена кайнозойскими аллювиально-морскими отложениями большой мощности. Характер нарушенности отложений указывает на формирование здесь гра-

бена или грабенообразного прогиба. В частности, на сопряжении его с Восточно-Сахалинским поднятием установлены кулисные нарушения сбросового типа [Рогожин, 1996]. Центральное-Сахалинский кайнозойский грабен приурочен к глубинному Тымь-Поронайскому взбросо-надвиговому разлому, выраженному в структурах докайнозойского основания.

Северо-Сахалинская холмистая равнина (абс. отм. 200–400 м) выполнена морскими миоценовыми и континентальными плиоценовыми отложениями. На раннеорогенной стадии в миоцене и в начале плиоцена она находилась в пределах глубокого прогиба, который в конце плиоцена закрылся с образованием складчатости и разрывов. В позднеорогенную стадию в четвертичное время в его пределах формируется инверсионное поднятие, дифференцированное на увалы-поднятия, сопряженные с относительно узкими прогибами. Эти структуры в основном не согласуются со складчатыми структурами миоцена-плиоцена, но часть разрывов оказываются активизированными и орографически выраженными. Разрывы имеют кулисообразное строение и сопровождаются оперением. Это важно отметить, поскольку в пределах равнины расположен эпицентр Нефтегорского катастрофического землетрясения 1995 г., во время которого возникло множество сейсмотектонических дислокаций [Рогожин, 1996].

Поднятие Шмидта является сводообразным. Прогиб, рассматриваемый как осевое понижение свода, сложен новейшими отложениями мощностью около 1 км. В основном это аналоги маруямской свиты Южного Сахалина. По границам прогиба с поднятиями отмечаются флексурные изгибы.

На территории юго-восточного Сахалина с запада на восток выделяются Сусунайская депрессия, Сусунайский хребет, Корсаковское плато, Муравьевская низменность и Анивское низкогорье.

Сусунайская субмеридиональная депрессия, сложенная морскими и аллювиальными отложениями, раскрывается на юг в сторону залива Анива. На сопряжении депрессии с Западно-Сахалинским поднятием выделяется структурная ступень, формирующаяся в зоне пологого надвига. В рельефе он выражен кулисами. Сусунайский хребет является горстообразным, нарушенным с запада и востока сбросами. В рельефе они выражены ступенями отседания. Корсаковское плато — абразионно-денудационное. В нем выделяется пологое поднятие, переходящее к западу в ступень, которая формируется в пределах сбросовых нарушений. Муравьевская низменность с большими озерами рассматривается как аккумулятивная, формирующаяся в условиях грабенообразного прогиба. Анивское низкогорье является складчато-глыбовым.

Таким образом, сопоставление схем геоморфологического (рис. 1, А) и тектонического районирования (рис. 1, Б) показывает, что основные формы рельефа соответствуют крупным тектоническим структурам. Это обусловлено не только значимостью

тектонического фактора рельефообразования, но и влиянием состава и возраста пород на рельеф. Самые молодые и наименее устойчивые к выветриванию миоцен-четвертичные отложения, в том числе молассовые толщи, развиты в областях равнинного рельефа — в пределах Северо-Сахалинской равнины и Тымь-Поронайской низменности. Более древние меловые и кайнозойские терригенные породы слагают Западно-Сахалинские горы, а самыми древними скальными кремнисто-терригенно-вулканогенными образованиями триаса — верхнего мела сложены Восточно-Сахалинские горы с наибольшими высотными отметками. Они в большей степени расчленены эрозионными процессами по сравнению с более молодыми западными орогенами [Купцова, 2021].

Материалы и методы исследований. В качестве исходных материалов послужили цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM с разрешением 1 угловая секунда (~30 м) [Цифровая..., 2023], сейсмологические каталоги [International..., 2023; United..., 2023; Сейсмологический..., 2023], космические снимки Landsat 8–9 [База..., 2024], базы данных активных разломов [Zelenin, et al., 2022] и водотоков [Lehner, Grill, 2013].

По ЦМР и схеме водотоков в среде ArcGis построены схемы разности базисных поверхностей и остаточного рельефа, полученной путем вычитания базисной поверхности 3-го порядка из гипсометрической. В использованной нами базе данных водотоков порядок долин определен по методике В.П. Философова [1960]; долины старших (4-го и 5-го) порядков исключены из рассмотрения из-за того, что они не развиты на всей территории острова. Схемы остаточного рельефа и разности базисных поверхностей 1-го и 2-го, 2-го и 3-го порядков отражают направленность неотектонических движений, обуславливающих характер сейсмичности, поэтому они использованы в нашей работе.

Одной из морфометрических характеристик, информативных для понимания особенностей новейших деформаций, является глубина вертикального расчленения рельефа: ее положительные аномалии нередко маркируют области поднятий и зоны повышенной трещиноватости, нарушающие новейший морфоструктурный план [Нетребин, 2012; Философов, 1967]. Глубина вертикального расчленения рассчитана как разность максимальной и минимальной высот в ячейках размерами 15×15 км [Симонов, 1999].

На примере Камчатки [Агибалов и др., 2023] нами было показано, что высокие значения стандартного отклонения экспозиции склонов нередко приурочены к зонам тектонической раздробленности верхней части земной коры. Они отличаются повышенной плотностью линеаментов, выделенных по резким линейным перегибам рельефа, разделяющим разнонаправленные склоны. Значения стандартного отклонения экспозиции склонов определены в ячейках размерами 15×15 км с помощью инструмента «Aspect» программы ArcMap.

Для оценки трещиноватости среды и картографирования активных разломов на протяжении многих лет разные авторы проводят структурно-геоморфологическое дешифрирование по методике Н.П. Костенко [1999]. Она предполагает выделение «слабых» зон — линейных элементов рельефа, формирующих блоковую структуру — по комплексу геоморфологических признаков, прежде всего, рисунку гидросети. Эти зоны выделены нами в масштабе 1 : 200 000, и построена схема их плотности.

Нередко активные в новейшее время области отличаются развитием крутых склонов и выделяются по аномалиям гауссовой кривизны рельефа [Агибалов и др., 2021]. Эти параметры определены по ЦМР с помощью инструментов «Slope» и «Curvature». Поскольку знак (положительный или отрицательный) аномалий кривизны рельефа в рамках данной работы не принципиален, соответствующие значения взяты по модулю, а в упомянутых выше ячейках рассчитано стандартное отклонение. Кроме того, определена крутизна разностной поверхности базисов 2-го и 3-го порядков.

При изучении особенностей морфоструктурного плана в последние годы активно используют результаты анализа стохастических моделей рельефа. Эти модели представлены центральными моментами распределений высот земной поверхности в скользящих окнах осреднения [Жаворонкин, Трегуб, 2019]. Таким образом нами были рассчитаны значения двух параметров — стандартного отклонения и асимметрии высот рельефа. Первый определен с использованием модуля «Focal Statistics» программы ArcMap, а второй — с помощью разработанного нами программного обеспечения.

Согласно [ГОСТ..., 2004] вычислены медианные значения и 90%-е доверительные интервалы перечисленных морфометрических параметров на всей территории острова, а также для точек, соответствующих эпицентрам землетрясений, и для малой выборки ($N=14$), состоящей из точек — эпицентров сильных землетрясений с $M_s \geq 5,5$ (табл. 1).

Эти расчеты выполнены для того, чтобы на количественном уровне показать, по каким геоморфологическим характеристикам выделяются участки, где происходят сейсмические события. Сейсмоактивные области оконтурены по изолиниям, соответствующим медианным значениям и 3-му квартилю. В таблицах показано, какой процент эпицентров землетрясений попадает в эти контуры, занимающие 50 и 25% площади территории острова, соответственно. С целью охарактеризовать взаимосвязь между рельефом и активными разломами, последние были разбиты на множество коротких отрезков, концам которых присвоены значения морфометрических показателей. Для этого множества точек ($N=971$) также рассчитаны медианные значения и их доверительные интервалы (см. табл. 1). Кроме того, выраженность активных разломов в рельефе показана благодаря использованию космических снимков

Таблица 1

Сопоставление медианных значений морфометрических параметров рельефа острова Сахалин

Параметр		Медиана и ее доверительный интервал ($\alpha=0,90$)			
		для всего острова	для разрывных нарушений	для всех землетрясений	для землетрясений с $M_s \geq 5,5$
1	Разность гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3 порядка, м	83 [82...84]	108 [101...116]	91 [82...101]	141 [79...269]
2	Разность базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	12 [12...13]	16 [13...18]	16 [14...19]	27 [15...52]
3	Разность базисных поверхностей 2 и 3 порядков, м	14 [14...14]	17 [15...20]	17 [14...22]	21 [14...30]
4	Глубина вертикального расчленения рельефа, м	198 [186...211]	353 [318...342]	326 [334...370]	345 [118...530]
5	Стандартное отклонение экспозиции склонов, °	100 [100...100]		102 [101...102]	104 [101...105]
6	Плотность «слабых зон», км ⁻¹	31 [31...31]		34 [33...34]	36 [32...37]
7	Стандартное отклонение кривизны рельефа, взятой по модулю, $\times 10^3$ м ⁻¹	56 [51...62]	83 [81...88]	83 [79...95]	97 [47...127]
8	Стандартное отклонение высот, м	60 [60...62]	85 [80...87]	68 [61...77]	
9	Асимметрия высот	0,512 [0,509...0,517]	0,720 [0,690...0,751]	0,562 [0,507...0,594]	
10	Крутизна склонов, °	3,6 [3,5...3,6]	4,9 [4,6...5,3]		
11	Кривизна рельефа, взятая по модулю, $\times 10^3$ м ⁻¹	82 [81...83]	93 [87...99]		
12	Крутизна разности базисных поверхностей 2 и 3 порядков, $\times (10^{-3})^\circ$	79 [78...80]	105 [96...113]		

Примечание: в квадратных скобках приведены доверительные интервалы медиан для $\alpha=0,90$. Пустые ячейки в таблице соответствуют значениям морфометрических параметров, меньше или равным медианным (с учетом доверительного интервала), рассчитанным для всей территории острова.

Landsat 8–9, выполненных в ближнем инфракрасном спектральном диапазоне (каналы 5–7). На наш взгляд, для о-ва Сахалин оптимальна комбинация каналов 6–7–5. Отметим, что в последние несколько лет, помимо базы данных [Zelenin, et al., 2022], опубликовано большое количество работ, посвященных разломам о-ва Сахалин. Одна из наиболее детальных схем, на которой помимо конфигурации разломов показана их кинематика и приведены решения фокальных механизмов очагов землетрясений, рассмотрена в [Каменев и др., 2024]. Однако анализ этой схемы геоморфологическими методами требует проведения детальных исследований, а для работ регионального масштабного уровня целесообразно использовать данные о наиболее известных и протяженных разломах.

Также в качестве исходных данных использована информация о расположении палеосейсмодислокаций [Булгаков и др., 2002; Лободенко, 2010], сопоставленная с результатами ранее проведенных нами исследований — конфигурацией сейсмодоменов и областей повышенной неотектонической активности, выделенных инструментами нечеткой логики [Sobisevich, et al., 2024].

Результаты и их обсуждение. Сопоставление гипсометрической поверхности и распределения

эпицентров землетрясений свидетельствует о сложности взаимосвязи между сейсмичностью и рельефом: большинство эпицентров локализовано в Западно-Сахалинских горах и на Северо-Сахалинской равнине, в то время как Восточно-Сахалинские горы, где находится наивысшая точка острова, менее активны в сеймотектоническом отношении. Тем не менее, расчеты медиан и доверительных интервалов морфометрических параметров для всей территории острова и для множества точек — эпицентров землетрясений — показали, что сейсмоактивные области отличаются положительными аномалиями девяти показателей: 1) разности гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка; 2) разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков; 3) разности базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков; 4) глубины вертикального расчленения; 5) стандартного отклонения экспозиции склонов; 6) плотности «слабых» зон; 7) стандартного отклонения гауссовой кривизны рельефа, взятой по модулю; 8) стандартного отклонения высот; 9) асимметрии высот. При этом активные разломы расположены в области повышенных значений перечисленных морфометрических параметров, исключая плотность «слабых» зон и стандартное отклонение экспозиции склонов, и характеризуются высокой

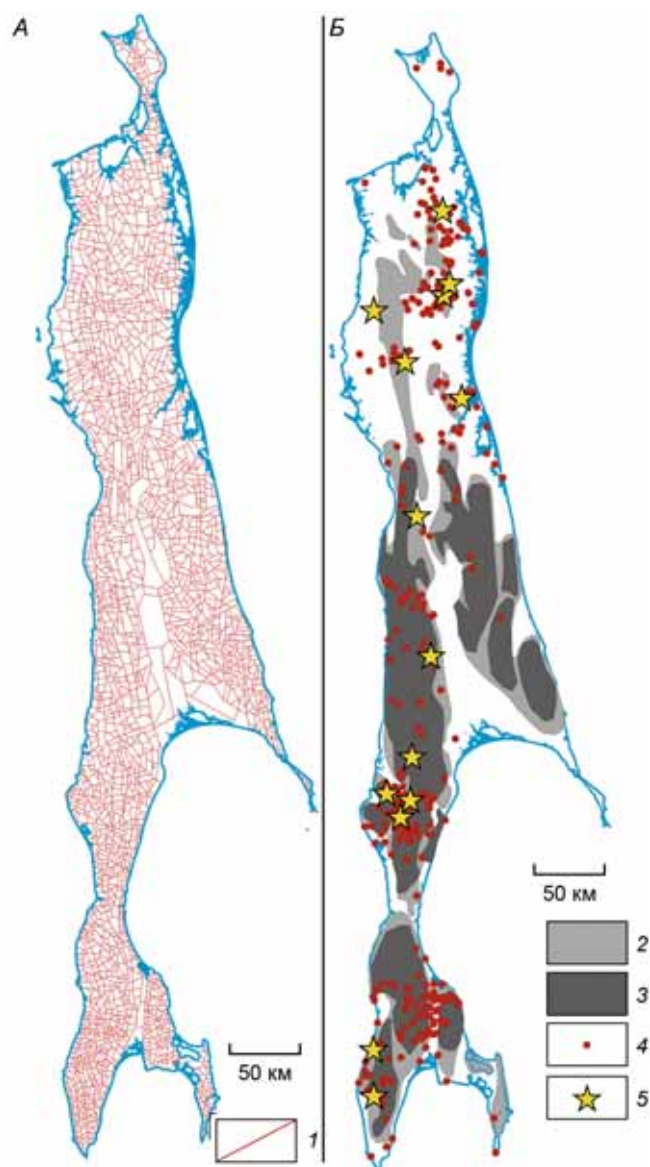


Рис. 2. Схемы «слабых» зон (А) и сейсмоактивных областей о-ва Сахалин, оконтуренных по значениям разности гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка (Б): 1 — «слабые» зоны; 2–3 — области, где разность гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка превышает: 2 — медиану (≥ 83 м), 3 — 3-ий квартиль (≥ 220 м); 4 — эпицентры землетрясений, 5 — эпицентры землетрясений с $M_s \geq 5,5$

крутизны склонов, гауссовой кривизны рельефа, взятой по модулю, крутизны разностной поверхности базисов 2-го и 3-го порядков (см. табл. 1). Из данных табл. 2 следует, что сейсмоактивные области

могут быть оконтурены по значениям 9-ти упомянутых морфометрических параметров, превышающих медианные. Такие области занимают 50% площади острова, при этом в их контуры попадает 53–62% эпицентров всех землетрясений и 33–86% эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,5$ (рис. 2, 3, табл. 2).

Кроме того, допустимо выделение сейсмоактивных участков по значениям морфометрических характеристик, превышающих 3 квартиль. В этом случае они занимают 25% площади Сахалина, и в них локализовано 28–45% эпицентров всех землетрясений и 21–71% эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,5$ (табл. 3). Наилучший результат (45% всех эпицентров и 71% эпицентров сильных землетрясений) достигнут при использовании схемы плотности «слабых» зон. Высокая сейсмичность острова связана с развитием активных разломов. Согласно табл. 1, они расположены в пределах положительных аномалий большинства перечисленных морфометрических параметров (исключая плотность «слабых» зон и стандартное отклонение крутизны склонов) и отличаются также повышенными значениями крутизны склонов, крутизны разности базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков и взятой по модулю гауссовой кривизны рельефа. На рис. 1, Г показано, что большинство разломов выделяются на космических изображениях, выполненных в ближнем инфракрасном спектральном диапазоне.

Сопоставление расположения 17-ти палеосейсмодислокаций (см. рис. 1, Г) с конфигурацией сейсмодоменов [Sobisevich, et al., 2024] показало, что 9 из них приурочены к границам последних, 11 — попадают в зоны повышенных сжимающих напряжений, а 12 — в области высокой неотектонической активности, выделенных γ -оператором нечеткой логики.

Выводы. Выявлена взаимосвязь между современной сейсмичностью о-ва Сахалин и положительными аномалиями 9-ти морфометрических параметров рельефа: 1) разности гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка, 2) разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков, 3) разности базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков; 4) глубины вертикального расчленения, 5) стандартного отклонения экспозиции склонов, 6) плотности «слабых» зон, 7) стандартного отклонения гауссовой кривизны рельефа, взятой по модулю, 8) стандартного отклонением высот, 9) асимметрии высот.

Рис. 3. Схема сейсмоактивных областей о-ва Сахалин, выделенных (оконтуренных) по аномалиям морфометрических параметров рельефа. А — по значениям разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков: 1 — превышающим медиану (≥ 12 м), 2 — превышающим 3-й квартиль (≥ 46 м), 3 — эпицентры землетрясений, 4 — эпицентры землетрясений с $M_s \geq 5,5$. Б — по значениям разности базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков: 5 — превышающим медиану (≥ 14 м), 6 — превышающим 3-й квартиль (≥ 50 м). В — по значениям глубины вертикального расчленения рельефа: 7 — превышающим медиану (≥ 198 м), 8 — превышающим 3-й квартиль (≥ 462 м). Г — по значениям стандартного отклонения экспозиции склонов: 9 — превышающим медиану ($\geq 100^\circ$), 10 — превышающим 3-й квартиль ($\geq 105^\circ$). Д — по значениям плотности «слабых» зон: 11 — превышающим медиану ($\geq 31 \text{ км}^{-1}$), 12 — превышающим 3-й квартиль ($\geq 36 \text{ км}^{-1}$). Е — по значениям стандартного отклонения гауссовой кривизны рельефа, взятой по модулю: 13 — превышающим медиану ($\geq 56 \times 10^3 \text{ м}^{-1}$). Ж — по значениям стандартного отклонения высот рельефа: 14 — превышающим медиану (60 м). З — по значениям асимметрии рельефа: 15 — превышающим медиану ($\geq 0,512$), 16 — превышающим 3-й квартиль ($\geq 0,874$)

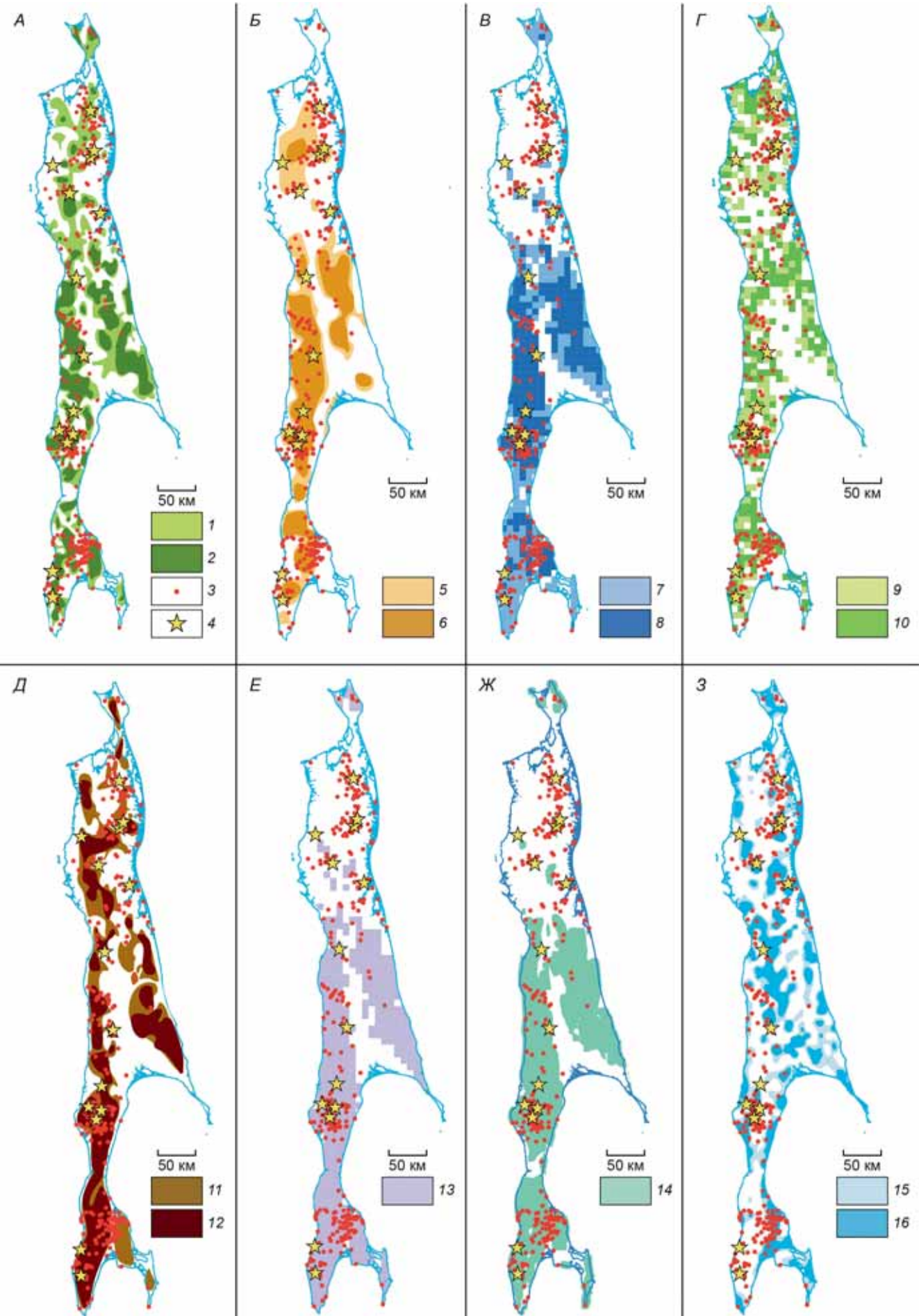


Таблица 2

Таблица 3

Доля эпицентров землетрясений, расположенных в пределах областей, где значения морфометрических параметров превышают медианные

Параметр	Доля эпицентров всех землетрясений	Доля эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,5$
1	0,62	0,78
2	0,60	0,78
3	0,56	0,71
4	0,61	0,64
5	0,62	0,86
6	0,62	0,79
7	0,59	0,57
8	0,55	0,40
9	0,53	0,33

Примечание: цифры в первом столбце соответствуют номерам морфометрических параметров рельефа, указанным в табл. 1.

Обоснована возможность оконтуривания сейсмоактивных участков Сахалина по значениям 9-ти упомянутых морфометрических параметров, превышающих медианные. Кроме того, выделение сейсмоактивных областей информативно по значениям 7-ми параметров (исключая стандартное отклонение гауссовой кривизны рельефа и стандартное отклонение высот), превышающим третий квартиль. Наилучший результат достигнут при использовании схемы плотности «слабых» зон: области, где значение этого параметра $\geq 36 \text{ км}^{-1}$, занимают 25% площади острова, в них попадают 45% всех эпицентров землетрясений и 71% эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,5$. На наш взгляд, этот результат методически значим и может быть востребован при оценке сейсмической опасности слабо изученных в сеймотектоническом отношении территорий.

На количественном уровне показано, что активные разломы связаны с положительными аномалиями 10-ти морфометрических характеристик: разности гипсометрической поверхности и базисной поверхности 3-го порядка; разности базисных поверхностей 1-го и 2-го, 2-го и 3-го порядков; глубины вертикального расчленения; крутизны склонов; крутизны разности базисных поверхностей 2-го и 3-го порядков; кривизны рельефа, взятой по модулю, и ее стандартного отклонения; стандартного отклонения высот и асимметрии высот.

Доля эпицентров землетрясений, расположенных в пределах областей, где значения морфометрических параметров превышают 3 квартиль

Параметр	3 квартиль	Доля всех эпицентров землетрясений	Доля эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,5$
1	220 м	0,37	0,43
2	46 м	0,28	0,36
3	50 м	0,28	0,21
4	462 м	0,33	0,36
5	105°	0,29	0,36
6	36 км ⁻¹	0,45	0,71
9	0,874	0,31	0,27

Примечание: цифры в первом столбце соответствуют номерам морфометрических параметров рельефа, указанным в табл. 1.

Финансирование. Исследование проведено в рамках госзаданий ИФЗ РАН, ИТПЗ РАН, ИГЭ РАН, ГИН РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

Благодарности. Авторы выражают благодарность проф. ВГУ А.И. Трегубу и с. н. с. ИВиС ДВО РАН О.В. Бергаль-Кувикас за конструктивные замечания и предложения по дальнейшему развитию структурно-геоморфологических и морфометрических исследований Сахалина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агибалов А.О., Бергаль-Кувикас О.В., Зайцев В.А. и др. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа, характеризующих трещиноватость литосферы, и проявлений вулканизма Малко-Петропавловской зоны // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22, № 2. С. 122–133.

Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. и др. Морфометрические параметры рельефа и локализация месторождений углеводородов Волго-Уральской антеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2021. № 4. С. 116–128.

База данных спутников снимков Landsat 8–9. URL: <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> (дата обращения: 26.08.2024).

Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66–86.

Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разломы Сахалина. М.: Наука, 2007. 187 с.

ГОСТ Р ИСО 16269-7-2004. Статистические методы. Статистическое представление данных. Медиана. Определение точечной оценки и доверительных интервалов. Дата введения 01.06.2004. URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200035332> (дата обращения: 10.08.2024).

Жаворонкин О.В., Трегуб А.И. Морфоструктура юго-западного Забайкалья // Вестник ВГУ. Серия геология. 2019. № 4. С. 14–21.

Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–32.

Каменев П.А., Дяттерев В.А., Жердева О.А. и др. Кинематика разрывных нарушений Сахалина по гео-

логическим и сейсмологическим данным // Геосистемы переходных зон. 2024. Т. 8, № 1. С. 37–46.

Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий. М.: Академия, 2011. 240 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1999. 398 с.

Купцова О.В. Анализ современного состояния разломов на Сахалине // Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: Мат-лы Третьей национальной научно-практической конференции с международным участием. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2021. С. 75–78.

Левин Б.В., Ким Ч.У., Соловьев В.Н. Оценка сейсмической опасности и результаты детального сейсмического районирования для городов о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 93–103.

Лободенко И.Ю. Голоценовые тектонические нарушения (палеосейсмодислокации) в зонах Хоккайдо-Сахалинского Центрально-Сахалинского разломов: Дисс. ... канд. геол.-мин. н. М., 2010. 166 с.

Мельников О.А. Остров Сахалин: его геологическое прошлое, настоящее и вероятное будущее // Вестник Сахалинского музея. 2010. № 1. С. 262–273.

Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.

Нетребин П.Б. Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа: Дисс. ... канд. геогр. наук. Краснодар, 2012. 227 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 4. Сахалин и Курилы / Под ред. М.Г. Васильковского. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 262 с.

Рогожин Е.А. Тектоника очага зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.

Сапрыгин С.М. О детальном сейсмическом районировании Сахалина // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 72–79.

Сейсмологический каталог Единой геофизической службы РАН. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl> (дата обращения: 01.01.2023).

Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В. и др. Неотектоника и неотектонические напряжения острова Сахалин // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 181–202.

Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС, 1999. 251 с.

Уломов В.И. Экспертное заключение по оценке сейсмической опасности районов строительства береговых объектов проекта «Сахалин-1». Дата документа 04.11.2003. URL: http://seismos-u.izf.ru/documents/sakhalin_expert_ulomov.pdf (дата обращения: 12.07.2023).

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. 96 с.

Философов В.П. Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа // Вопросы морфометрии. 1967. Т. 1, вып. 2. С. 112–146.

Цифровая модель рельефа. URL: <https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1nv003/> (дата обращения: 13.07.2023).

International seismological catalogue URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue> (дата обращения: 01.01.2023).

Lehner B., Grill G. Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems // Hydrological Processes. 2013. Vol. 27. P. 2171–2186.

Sobisevich A.L., Steblou G.M., Agibalov A.O., et al. Seismic domain identification algorithm using fuzzy logic methods with combined geological and geomorphological data for the case of Sakhalin Island // Russian Journal of Earth Sciences. 2024. Vol. 24, No. 2. P. 1–8.

United States Geological Survey. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения: 01.01.2023)

Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., et al. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. Vol. 14. P. 4489–4503.

Статья поступила в редакцию 04.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 551.763.1:551.583.7(571.1)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-42-50

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ГЛЕНДОНИТОВ В ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ, ФРОЛОВСКАЯ МЕГАВПАДИНА) И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Ксения Юрьевна Васильева¹✉, Михаил Алексеевич Рогов²,
Иван Владимирович Панченко³, Виктор Александрович Захаров⁴,
Виктория Бэртовна Ершова⁵, Юрий Артурович Гатовский⁶,
Евгения Валерьевна Мокрушина⁷

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; k.vasilyeva@spbu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-7766-5674>

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; russianjurassic@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3302-4709>

³ ЗАО «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского»;

Геологический институт РАН, Москва, Россия; ivpanchenko89@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2661-875X>

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; mzarctic@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-4506-824X>

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; vershova@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9661-1708>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ustas62@bk.ru

⁷ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; evgenya.mokrushina@yandex.ru

Аннотация. В статье описываются первые находки глендонитов (псевдоморфозы по минералу икаиту, кристаллизующемуся при низких придонных температурах) из баженовской свиты (Западная Сибирь, верхняя юра — нижний мел). Глендониты происходят из пониженных структур центральной части Фроловской мегавпадины, что соотносится с развитием наиболее глубоководных областей Западно-Сибирского палеоморя. Найдены эти псевдоморфозы получили надежную стратиграфическую привязку и происходят из интервала рязанского яруса. Согласно результатам исследования стабильных изотопов кислорода и углерода исходный минерал — икаит — кристаллизовался и трансформировался в результате разложения органического вещества и сульфат-редукции в придонных осадках. Предполагается, что появление глендонитов связано с проникновением придонных холодных течений из палеоарктического бассейна из-за колебаний уровня моря в рязанское время.

Ключевые слова: баженовская свита, рязанский ярус, Западная Сибирь, палеогеография, глендониты, стабильные изотопы, диагенез

Для цитирования: Васильева К.Ю., Рогов М.А., Панченко И.В., Захаров В.А., Ершова В.Б., Гатовский Ю.А., Мокрушина Е.В. Первые находки глендонитов в верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свите (Западная Сибирь, Фроловская мегавпадина) и их палеогеографическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 42–50.

THE FIRST FINDS OF GLENDONITES IN THE UPPER JURASSIC — LOWER CRETACEOUS BAZHENOV FORMATION (WEST SIBERIA, FROLOVSKAYA MEGADEPRESSION) AND THEIR PALEO GEOGRAPHICAL SIGNIFICANCE

Kseniya Yu. Vasileva¹✉, Mikhail A. Rogov², Ivan V. Panchenko³, Victor A. Zakharov⁴,
Victoriya B. Ershova⁵, Yuri A. Gatovsky⁶, Evgeniya V. Mokrushina⁷

¹ St. Petersburg University, Saint Petersburg, Russia; RAS Geological Institute, Moscow, Russia; k.vasilyeva@spbu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-7766-5674>

² RAS Geological Institute, Moscow, Russia; russianjurassic@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3302-4709>

³ Closed Joint-Stock Company Modeling and monitoring of geological objects named after V.A. Dvurechensky, Moscow, Russia; RAS Geological Institute, Moscow, Russia; ivpanchenko89@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2661-875X>

⁴ RAS Geological Institute, Moscow, Russia; mzarctic@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-4506-824X>

⁵ St. Petersburg University, Saint Petersburg, Russia; RAS Geological Institute, Moscow, Russia; vershova@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9661-1708>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ustas62@bk.ru

⁷ St. Petersburg University, Saint Petersburg, Russia; RAS Geological Institute, Moscow, Russia; evgenya.mokrushina@yandex.ru

Abstract. The article describes the first findings of glendonites (pseudomorph after calcium carbonate hexahydrate ikaite that crystallize at near-freezing temperatures) from the Bazhenovo Formation (West Siberia, Upper Jurassic — Lower Cretaceous). Glendonites originate from the depressed structures of the central part of the Froly

megadepression and the deepest areas of the West Siberian paleobasin. Glendonite findings have received a reliable stratigraphic reference and come from the interval of the Ryazanian regional stage. Based on the stable isotopes composition, we propose ikaite crystallized and transformed during organoclastic sulfate-reduction in the bottom sediments. Ikaite crystallization could have been caused by the penetration of bottom cold currents from the Paleoarctic basin due to sea level fluctuations during the Ryazanian stage.

Keywords: Bazhenovo Formation, Ryazanian stage, West Siberia, paleogeography, glendonites, stable isotopes, diagenesis

For citation: Vasileva K.Yu., Rogov M.A., Panchenko I.V., Zakharov V.A., Ershova V.B., Gatovsky Yu.A., Mokrushina E.V. The first finds of glendonites in the Upper Jurassic — Lower Cretaceous Bazhenov formation (West Siberia, Frolovskaya megadepression) and their paleogeographical significance. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 42–50. (In Russ.).

Введение. Глендониты — псевдоморфозы по метастабильному минералу икаиту ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) — многие десятилетия привлекают внимание седиментологов и специалистов по палеогеографии [Frank, et al., 2008; Vickers, et al., 2018; Counts, et al., 2024]. Это связано с тем, что икаит в природных условиях находят при низких придонных температурах (ниже 7°C), при повышении температуры этот минерал дегидратируется и может сохраниться в ископаемом состоянии, только если происходит его быстрое замещение на кальцит (таким образом образуется псевдоморфоза — глендонит). После трансформации икаита в кальцит, глендонит может подвергаться ряду минеральных замещений, в основном окремнению и доломитизации [Mikhailova, et al., 2019; Vasileva, et al., 2021]. Находки глендонитов отмечены на разных стратиграфических уровнях и в широком диапазоне обстановок осадконакопления [Rogov, et al., 2023]; в современных обстановках икаит обнаруживают только при низких температурах придонных вод, что дает возможность использовать глендониты как индикаторы холодноводных придонных обстановок прошлого [Каплан, 1979; Vickers, et al., 2019; Schultz, et al., 2023]. Таким образом, изучение распределения глендонитов в осадочных толщах представляется важной задачей при интерпретации палеогеографических и палеоклиматических условий осадконакопления.

В юрских и меловых отложениях глендониты — обычные находки в разрезах Северного полушария, однако их географическое и стратиграфическое распространение неравномерно [Rogov, et al., 2023]. Реже всего они отмечаются в интервале волжского и рязанского возраста, что хорошо согласуется с потеплением в самом конце юры, которое фиксируется по данным изучения изотопного состава кислорода в раковинах моллюсков высоких широт Северного полушария [Price, Mutterlose, 2004; Price, Rogov, 2009; Дзюба и др., 2018; Рогов и др., 2019; Vickers, et al., 2022].

Глендониты из рязанских отложений¹ единично встречаются в яновстанской свите на Западном Таймыре, где они происходят из параметрической скважины Новоякимовская-1 [Оленова и др., 2023; Рогов и др., 2024б], на северо-востоке Сибирской

платформы [Rogov, et al., 2017] и в Арктической Канаде [Rogov, et al., 2023]. Примечательно, что в Западной Сибири глендониты из волжского и рязанского интервалов до сих пор не были известны. В настоящей работе приводятся данные по стратиграфии, минеральному составу и изотопии первых находок глендонитов в черных сланцах баженовской свиты в пределах центральной части Фроловской мегавпадины (центральная часть Западной Сибири).

Геология региона и литологическая характеристика изученного разреза. Высокоуглеродистая карбонатно-глинисто-силицитовая баженовская свита Западной Сибири и ее стратиграфические аналоги подробно изучены по материалам бурения и сейсмического профилирования и описаны в многочисленных публикациях [Филина и др., 1984; Бадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Панченко и др., 2016; Гилаев и др., 2018]. Эти отложения накапливались в течение длительного периода: от кимериджского до ранневаланжинского времени и покрывали большую часть Западно-Сибирской плиты. При этом они имеют относительно небольшую мощность — 20–60 м, в среднем около 30 м. В изученном районе Фроловской мегавпадины они охватывают баженовский и куломзинский горизонты (нижневолжский подъярус — рязанский ярус). Несмотря на присутствующую латеральную неоднородность баженовской свиты [Бадучан и др., 1986], в ней выделяется типовая последовательность пачек [Панченко и др., 2022]: нижние пачки 1, 2а, 2б и 3 сложены силицитами и радиоляритами малоглинистыми (2–20 объемных %) углеродистыми ($\text{C}_{\text{орг}}$ 1–20 массовых %), которые различаются текстурами, содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ и наличием включений. В частности, линзовидные прослои фосфоритов содержатся в пачках 1 и 2а, скопления двустворок характерны для пачки 2а, а линзовидный пирит типичен для пачек 1, 2а и 3. Пачка 2б — это наиболее кремневый интервал баженовской свиты, насыщенный скелетами радиолярий, а пачка 3 — линзовидные радиоляриты в высокоуглеродистой глинисто-силицитовой массе. Вышележащие пачки 4а и 4б сложены однородными и очень тонкослоистыми силицитами глинистыми (10–25 об.%) высокоуглеродистыми ($\text{C}_{\text{орг}}$ 10–30 масс.%), при этом в основной их тонкодисперсной массе практически отсутствует карбонат. Пачка 4а характеризуется однородностью состава и минимальным количеством включений, 4б — всегда насыщена раковинами ино-

¹ В работе для пограничного интервала юры и мела используются волжский и рязанский ярусы [Рогов и др., 2024а].

церамов (двустворки). Вышележащие пачки 5a и 5b содержат непостоянное, но заметное количество нанопланктона (кокколитофориды), который здесь выполняет порообразующую функцию. Низы пачки 5a маркируют достаточно обильные находки раковин двустворок *Buchia* в малокарбонатных отложениях, а выше по разрезу карбонатность нелинейно растёт, вплоть до появления известняков. Пачка 5b — существенно глинистые кокколитофоридовые силициты. В тонких слоях пачек 5a и 5b регулярно меняется преобладание одного из компонентов: глин, кальцита и кремневого материала, что затрудняет систематику этих пород. Верхние пачки 6a и 6b — наиболее глинистый интервал баженовского разреза с переходными по отношению к вышележащим отложениям свойствами. Для них характерно практически полное отсутствие карбонатного материала, высоко значимая и часто преобладающая роль глин (40–50 об.%) при высоких концентрациях ОВ ($C_{\text{орг}}$ 10–30 масс.%).

Пачки с 1 до 4a относятся к волжскому ярусу верхней юры, иноцерамовая пачка 4b занимает пограничное верхневолжско-нижнерязанское положение, вышележащие кокколитофоридовые пачки 5a и 5b отвечают рязанскому ярусу нижнего мела, при этом местами пачка 5b датируется самыми низами валанжина [Решения..., 2004; Панченко и др., 2016, 2022]. Пачки 6a и 6b имеют ранневаланжинский возраст.

Материалы и методы исследования. Материалом для исследования послужили 14 образцов каменного материала из керна скважины, пробуренной в пределах Приобского месторождения (центральная часть Фроловской мегавпадины). Изученный керн по литолого-стратиграфической привязке характеризует верхи пачки 4b (высоуглеродистые силициты с иноцерамами) и пачку 5a (кокколитофоридовые силициты с бухиями) баженовской свиты (рис. 1). При этом, в изученной скважине стоит отметить нетипично высокую насыщенность карбонатным материалом пачки 5a. По остаткам макрофауны удалось выполнить сравнительно точную биостратиграфическую привязку изученного интервала. Макрофауна в основном представлена фрагментами ядер двустворок и аммонитов.

Глендониты обнаружены в трех образцах (Ф9, Ф10 и Ф15 на рис. 1). Петрографические и катодолюминесцентные описания глендонитов были сделаны на микроскопе Olympus BX53 с приставкой для холодной катодолюминесценции CITL5 Cambridge Technology (на базе Кафедры региональной геологии Санкт-Петербургского государственного университета); для проб из вмещающей глендонит породы (валовая проба), раковин двустворок (неопределимые из-за плохой сохранности) и валовых проб глендонитов из образцов Ф9, Ф10, Ф15 были проведены также изотопные исследования (Лаборатория изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета, масс-спектрометр Delta

V Plus Thermo Fisher Scientific, Германия, с приставкой GasBench II для анализа карбонатов методом обработки кислотой, аналитическая точность измерений $\pm 0,2\%$), нормализация проб осуществлялась на стандарт Vienna PeeDee Belemnite (‰ V-PDB).

Результаты исследований. Обоснование возраста изученного разреза. Нами были изучены остатки моллюсков, встреченные совместно с глендонитами в нижней половине охарактеризованного керном интервала (глубина 2848,4–2654,3 м, рис. 1). Преобладают находки двустворчатых моллюсков, характерных для баженовской свиты, — *Buchia* и *Inoceramus* (рис. 2). Сохранность позволяет определить эти экземпляры только в открытой номенклатуре, но это, тем не менее, дает возможность определить возраст интервала. Иноцерамиды, за исключением единственного экземпляра, могут быть определены только до рода. В Западной Сибири *Inoceramus* распространены преимущественно интервале от верхневолжского подъяруса до низов верхнерязанского подъяруса, и массово встречаются в нижнерязанском подъярусе [Панченко и др., 2016; 2022]. В частности, в баженовской свите их наибольшие скопления приурочены к «иноцерамовой» пачке 4b поздневолжско-раннерязанского возраста [Панченко и др., 2022]. Бухии представлены видами, которые встречаются преимущественно в нижнерязанском подъярусе: *Buchia ex gr. volgensis* (Lahusen), *B. ex gr. fischeriana* (d'Orb.), *B. ex gr. okensis* (Pavlow), *B. ex gr. unschensis* (Pavlow). Близкий комплекс, представленный *B. volgensis*, *B. okensis* и *B. fischeriana* был недавно описан из верхней части нижнерязанского подъяруса скв. Новоякимовская-1 [Рогов и др., 2024б]. Распространение *B. okensis* и *B. volgensis* ограничено пограничным интервалом ниже- и верхнерязанского подъярусов [Zakharov, 1987; Захаров, 1990], вид *B. unschensis* присутствует в верхах волжского-низах рязанского яруса, где он отмечается до кровли бухиазоны *Okensis* [Захаров, 1990]. В баженовской свите наиболее частая встречаемость раковин бухий повсеместно отмечается в низах пачки 5a [Панченко и др., 2015]. На двух стратиграфических уровнях встречены крючья рук колеоидей *Onychites* (рис. 1), не имеющие стратиграфического значения. Наибольший интерес для обоснования возраста представляет находка фрагмента аммонита (глубина 2651,30 м). По сочетанию преимущественно двураздельных, наклоненных в сторону устья ребер и широкого умбиликуса этот образец относится к роду *Surites*. Он напоминает вид *S. subanalogus* Schulgina, распространенный от верхней части зоны Kochi до кровли зоны Analogus [Игольников, 2006]. Но сохранность образца, при которой невозможно установить форму поперечного сечения оборотов, не исключает возможности отнесения этой находки к *S. praeanalogus* Alekseev, распространенным только в зоне Kochi. Таким образом, встреченный в керне изученной скважины комплекс моллюсков позволяет определить возраст охарактеризованно-

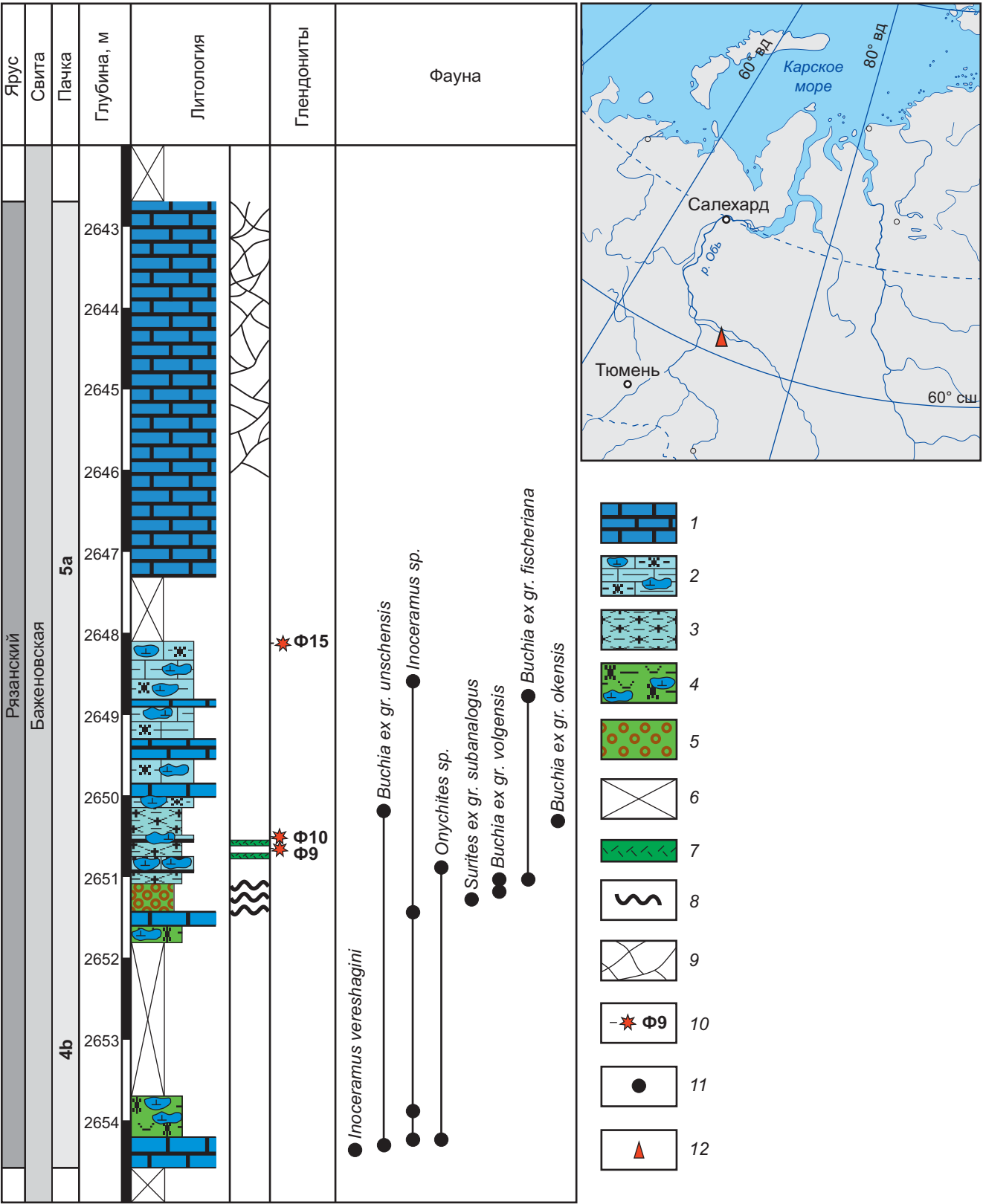


Рис. 1. Лито- и биостратиграфическая привязка изученного интервала и положение изученных глендонитов. 1 — известняки различного генезиса; 2, 3 — тонкое переслаивание силицитов кокколитофоридовых углеродистых с известняками глинисто-кремнистыми углеродистыми (2 — с многочисленными и разнообразными карбонатными нодулями, 3 — практически без нодулей); 4 — силициты высокоуглеродистые глинистые с иноцерамами и известковыми нодулями; 5 — интервал развития силицитов с аллохтонными скоплениями ихтиодетрита; 6 — пропуски в отборе керна; 7 — тонкие (мм) прослои измененных пепловых туфов [Панченко и др., 2022]; 8 — эрозийные границы и слои с перемытым материалом; 9 — разнонаправленные трещины; 10 — положение в разрезе образцов с изученными глендонитами; 11 — места находок макрофауны (головногие и двустворчатые моллюски); 12 — расположение изученной скважины

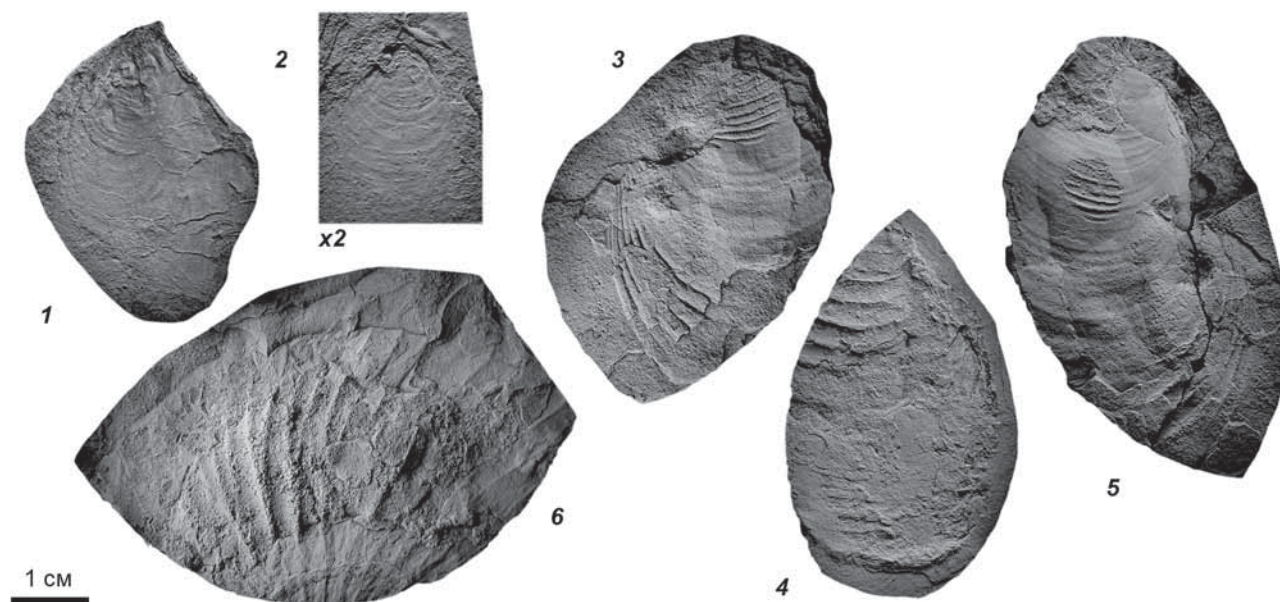


Рис. 2. Остатки моллюсков из изученной скважины. Образцы покрыты хлоридом аммония. Коллекция хранится в Апрелевском отделении ФГБУ «ВНИГНИ». 1 — *Inoceramus vereshagini* Pokhialaynen, экз. MAR7/1, глубина 2654,34 м; 2 — *Buchia* ex gr. *unschensis* (Pavlow), экз. MAR7/2, глубина 2654,28 м; 3, 5 — *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lahusen); 3 — *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lahusen), экз. MAR7/7, глубина 2651,19 м, 4 — *Buchia* ex gr. *okensis* (Pavlow), экз. MAR7/10, глубина 2650,28; 5 — *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lahusen), экз. MAR7/8, глубина 2651,04 м; 6 — *Surites* ex gr. *subanalogus* Schulgina, кз. MAR7/6, глубина 2651,30 м

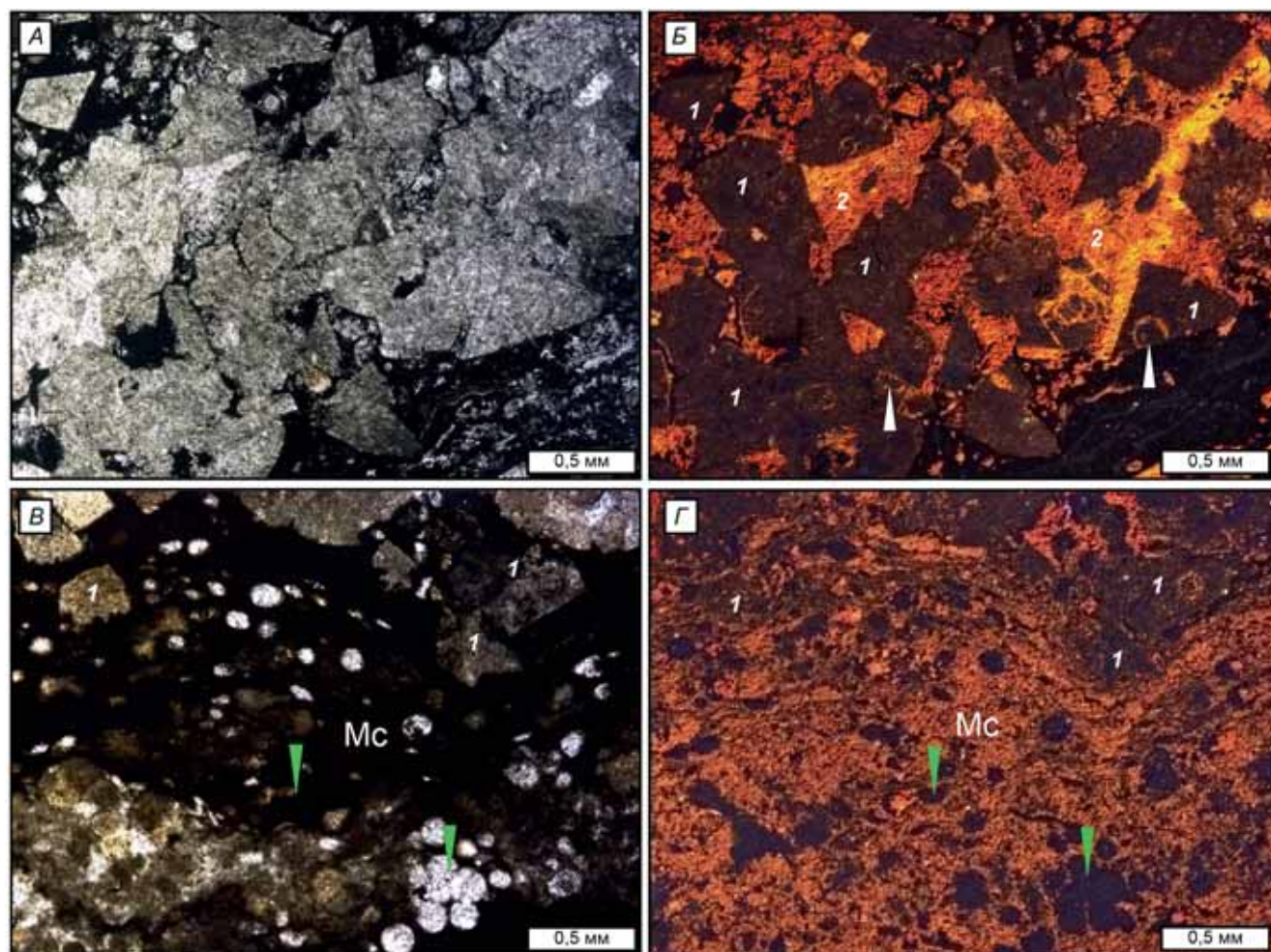


Рис. 3. Фотографии фрагментов шлифа образца Ф9: А — глендонит, в проходящем свете без анализатора; Б — то же, при КЛ-свечении; В — вмещающая порода, в проходящем свете с анализатором; Г — то же, при КЛ-свечении. 1, 2 — типы кальцита, Мс — микрокрит, белыми стрелками показаны реликты раковин радиолярий внутри кристаллов кальцита, зелеными стрелками показаны раковины радиолярий, сложенных халцедоном

го моллюсками интервал как относящийся, скорее всего, к верхней части нижнерязанского подъяруса (зона *Hectoroceras kochi*) и, возможно, низам верхнерязанского подъяруса (зона *Surites subanalogus*).

С учетом последовательности пород и палеонтологической характеристики керна, изученный интервал отнесен к верхам пачки 4b и пачке 5a баженновской свиты [Панченко и др., 2015, 2022].

Описание глендонитов. Глендониты появляются в изученном разрезе в глинистых известняках и глинистых силицитах. Они мелкие, в образцах Ф15 и Ф10 менее 1 см, удлинённой формы. В образце Ф9 глендонит удлинённой формы, до 3 см в длину. В образцах глендониты темно-коричневого цвета.

Петрографический и катодоллюминесцентный анализ показывает, что глендонит сложен несколькими типами кальцита. Идиоморфные кристаллы кальцита (Тип 1) с треугольным или ромбическим сечением (скаленоэдры) имеют размер кристаллов до 1 мм и почти не обладают люминесценцией; внутри таких кристаллов на катодоллюминесцентных (далее — КЛ) фотографиях могут быть видны реликты радиолярий. Внутри глендонита оставшееся пространство заполнено кальцитом с более ярким незональным катодоллюминесцентным свечением желтого, оранжевого и красного цветов (Тип 2, рис. 3 А, Б).

Проведенные ранее исследования глендонитов и процессов преобразования икаита в глендонит показали, что дегидратация икаита приводит к образованию зональных кристаллов кальцита с более темным ядром и светлой оторочкой [Huggett, et al., 2005; Morales, et al., 2017; Vickers, et al., 2019], при этом более темное ядро, как правило, характеризуется темной люминесценцией или не обладает люминесценцией вовсе, в то время как более светлая оторочка поздних кальцитовых цементов характеризуется свечением в ярких красно-желтых цветах [Frank et al., 2008; Vasileva, et al., 2021]. По микроскопическому облику (отсутствию зональности внутри кристаллов кальцита) изученные глендониты из баженновской свиты напоминают антраконитовые конкреции из высокоуглеродистых сланцев нижнего ордовика северо-запада Восточно-Европейской плиты, описанные в [Роров, et al., 2019; Mikhailova, et al., 2019]. Отсутствие зональности в кристаллах кальцита, слагающих глендонит, по всей видимости, является следствием процессов икаит-глендонитовой трансформации и дальнейших преобразований глендонитов в катагенезе и является темой дальнейших исследований на более обширном материале.

Вмещающая порода в образце Ф9 представлена неоднородным кремнистым известняком (рис. 3), основные компоненты — радиолярии, которые частично могут быть замещены кальцитом, кальцитовые пелоиды, обломки карбонатных и фосфатных раковин, ориентированных параллельно поверхности напластования; на контакте с глендонитом слойки вмещающей породы изгибаются параллельно краям псевдоморфозы. Во вмещающей породе в не-

большом количестве рассеяны кристаллы кальцита 1 типа. Пространство между остатками фауны и кристаллами кальцита заполнено микритом с ярким оранжево-желтым КЛ-свечением.

Изотопный состав глендонитов, вмещающего известняка и раковин двустворчатых моллюсков.

Результаты исследований стабильных изотопов кислорода и углерода в образцах из изученной скважины показано в табл. 1 и на рис. 4. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в глендонитах варьирует от $-5,2$ до $-1,0\text{‰}$ V-PDB, $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-6,5$ до $-2,7\text{‰}$ V-PDB; источником углерода, таким образом, являлось разлагающееся во время диагенеза органическое вещество и растворенный в морской воде неорганический углерод; источником кислорода выступала морская вода и, возможно, бассейновые флюиды (референсные значения приведены в [Campbell, 2006]). Соотношения изотопов кислорода (от $-6,4$ до $-2,2\text{‰}$ V-PDB) и углерода (от $-12,1$ до $+1,5$) в раковинах моллюсков, хоть и отличается от соотношений, полученных для глендонитов, тем не менее показывают, что источники кислорода и углерода были теми же самыми, что и при кристаллизации и трансформации икаита. Для вмещающего известняка получены наиболее низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ ($-16,1\text{‰}$ V-PDB), $\delta^{18}\text{O}$ в этой пробе составило $-5,5\text{‰}$ V-PDB.

Обсуждение результатов. Согласно существующим представлениям, в течение всего баженновского времени большая часть территории Западной Сибири была покрыта обширным эпиконтинентальным морем, при этом в западной части бассейна отмечается наиболее глубоководная часть (Центральная впадина) с глубинами от 100 м и менее [Ступакова и др., 2016] до 200–400 м и более [Конторович и др., 2014]. Климатические условия — субтропический семиаридный и семигумидный климат [Захаров, 2006] — способствовали хорошему прогреванию вод, и за пределами Центральной впадины, придонные воды прогревались до температур $8\text{--}10^\circ\text{C}$ [Палеобиофауны..., 1978]. Тем не менее, Филина с соавторами [1984] отмечают, что углубление бассейна могло приводить к неоднократным проникновениям холодных вод северных морей в Западно-Сибирский осадочный бассейн, при этом холодные течения прежде всего проникали в наиболее погруженные участки палеорельефа (центральную впадину).

До настоящего исследования глендониты из баженновской свиты не были известны. Поэтому некоторые авторы подчеркивают, что из-за отсутствия таких находок говорить о низких придонных температурах дна баженновского бассейна нельзя [Брадучан и др., 1986; Гришкевич, 2022]. Образования, изученные нами, уверенно диагностируются как глендониты, близкие к глендонитам, описанным из отложений нижнего ордовика Эстонии и Ленинградской области.

Изотопные характеристики вмещающей породы, глендонитов и изученных раковин двустворок показывают, что соотношения изотопов во всех про-

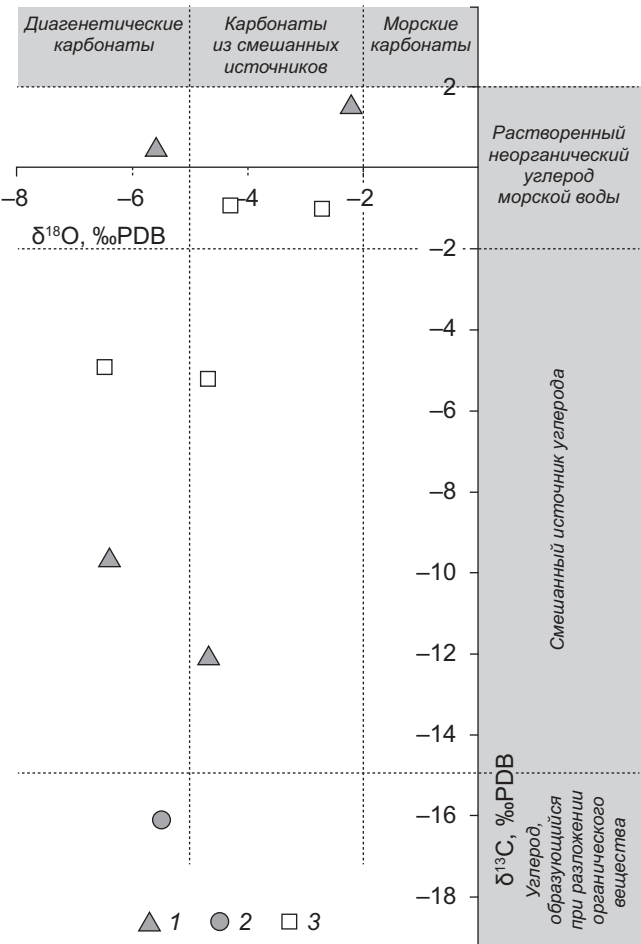


Рис. 4. Соотношения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$, ‰ V-PDB) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$, ‰ V-PDB) в изученных пробах глендонитов и раковин двустворчатых моллюсков. 1 — пробыв из раковин двустворок, 2 — проба из вмещающих известняков, 3 — пробыв из глендонитов

Таблица

Изотопный состав глендонитов и раковин двустворок из образцов изученной скважины

№	Номер образца	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ V-PDB
1	Ф9, фрагмент раковины двустворки	1,5	-2,2
2	Ф9, фрагмент раковины двустворки	-12,1	-4,7
3	Ф9, фрагмент раковины двустворки	-9,7	-6,4
4	Ф9, глендонит, валовая проба	-4,9	-6,5
5	Ф9, глендонит, валовая проба	-5,2	-4,7
6	Ф10, глендонит, валовая проба	-0,9	-4,3
7	Ф15, фрагмент раковины двустворки	0,5	-5,6
8	Ф15, глендонит, валовая проба	-1,0	-2,7
9	Вмещающий известняк, валовая проба	-16,1	-5,5

бах смещено относительно соотношений, характерных для морских карбонатов (от -2 до +2‰ V-PDB [Campbell, 2006]) в сторону отрицательных значений, что является характерной чертой карбонатных прослоев баженовской свиты [Yurchenko, et al., 2016], и, скорее всего, связано с постседиментационными

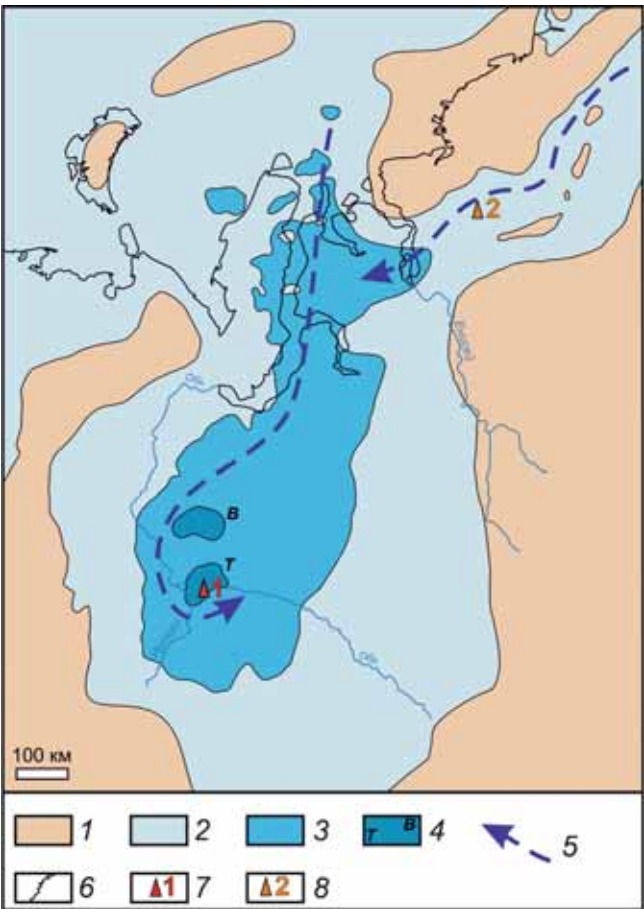


Рис. 5. Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна на рязанское время [Контарович и др., 2014, с упрощениями], а также предполагаемым направлением придонных холодных течений [Захаров, 2006]. 1 — суша и переходные обстановки; 2 — мелководно-морские обстановки (до 200 м); 3 — глубоководные обстановки (200–400 м); 4 — контуры наиболее глубоких впадин — котловин (по [Атлас..., 2004]), В — Вынглорская, Т — Тундринская; 5 — предполагаемое распространение холодноводных придонных течений; 6 — современная береговая линия; 7 — положение изученной скважины; 8 — положение скважины Новоякимовская-1

преобразованиями данных отложений. Смещение изотопного состава в результате постседиментационных изменений является характерной чертой глендонитов разного возраста [Rogov, et al., 2023]; тем не менее, отсутствие низких отрицательных (ниже -30‰ V-PDB) значений $\delta^{13}\text{C}$ и характерных для метановых сипов хемосимбиотических видов фауны позволяет предполагать, что влияние метановых сипов при кристаллизации и трансформации икаита не было существенным.

Обобщая вышеизложенные данные, можно говорить о том, что по крайней мере в рязанское время на территории Западно-Сибирского бассейна в пределах локальных участков придонная температура могла опускаться до околонулевых температур, иначе кристаллизация икаита была бы невозможна. Такие температуры могли достигаться за счет значительной глубины и, возможно, влияния холодных придонных течений, которые могли про-

никать в Западно-Сибирский бассейн через Таймырский и Хатангский проливы [Барабошкин и др., 2007] (рис. 5). В возрастных аналогах баженовской свиты — яновстановской свите в пределах Енисей-Хатангского прогиба (скважина Новоякимовская-1), глендониты также описаны [Оленова и др., 2023] (рис. 5), однако здесь дополнительную роль сыграла близость данной территории к палеоарктическому бассейну, в котором циркулировали более холодные воды. При этом в скв. Новоякимовская-1 глендониты присутствуют не только в рязанских, но также в ниже- и средневожских отложениях [Рогов и др., 2024б]. Изотопные соотношения, полученные для глендонитов и раковин двустворок в изученной нами скважине показывают, что в баженовской свите углерод извлекался при разложении органического вещества и сульфат-редукции, при этом существенного влияния метановых сипов, по всей видимости, не было; после трансформации икаита в глендонит и погружении осадочного бассейна глендониты испытывали поздние преобразования, которые определили более низкие по сравнению с нормально-осадочными, изотопные соотношения кислорода.

Заключение. Впервые в баженовской свите встречены и изучены глендониты. Они приурочены к пачке 5а, в интервале развития углеродистых глинисто-карбонатных силицитов и глинисто-кремнистых известняков. Сопутствующие глендонитам двустворчатые моллюски *Buchia* и *Inoceramus* и аммонит *Surites* ex gr. *subanalogus* Schulgina позволяют определить возраст изученной части разреза как пограничный интервал ниже- и верхнерязанского

подъярусов нижнего мела. Обнаруженные глендониты представляют собой сростки скаленоэдрических кристаллов. Эти находки указывают, что в наиболее глубоких частях Западно-Сибирского палеобассейна в придонных слоях устанавливались околонулевые температуры.

Судя по оптическим свойствам, глендониты сложены двумя типами кальцита: более ранним, без катодолюминесцентного свечения и более поздним, с ярко-оранжевой катодолюминесценцией. Исходя из палеогеографических реконструкций, место находки изученных глендонитов совпадает с областью наибольших глубин Западно-Сибирского бассейна осадконакопления в рязанское время, и низкие придонные температуры могут быть связаны с большими глубинами (в соответствие с работой [Конторович и др., 2014] — до 400 м) и проникновением холодных водных масс с придонными холодными течениями. Соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в глендонитах показывают, что кислород в ходе кристаллизации и трансформации икаита извлекался из морской воды и бассейновых флюидов, углерод извлекался в ходе разложения органического вещества и из неорганического растворенного углерода. После кристаллизации кальцита и его дегидратации в ходе погружения и взаимодействия с бассейновыми флюидами толщи происходили процессы, приведшие к изменению изотопных меток $\delta^{18}\text{O}$ глендонитов.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00415, <https://rscf.ru/project/24-27-00415/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Под ред. Э.А. Ахпателова, В.А. Волкова, В.Н. Гончаровой и др. Екатеринбург: Изд-во НаукаСервис, 2004. 148 с.

Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во геологического ф-та МГУ, 2007. 182 с.

Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Гиляев Р.М., Ступакова А.В., Стафеев А.Н. и др. Строение баженовского горизонта на северо-востоке Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 3. С. 41–45.

Гришкевич В.Ф. Баженовский горизонт Западной Сибири: поиски новой гармонии: монография. Тюмень: ТИУ, 2022. 279 с.

Дзюба О.С., Пещевецкая Е.Б., Урман О.С. и др. Разрез Маурынья как ключевой для приграничных юрско-меловых отложений мелководно-морского генезиса в Западной Сибири // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7. С. 1075–1105.

Захаров В.А. Определение границы юрской и меловой систем по бухидам // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1990. Вып. 699. С. 115–128.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.

Игольников А.Е. Ревизия вида *Surites* (*Caseyiceras*) *subanalogus* Schulgina, 1972 и стратиграфические выводы // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2009. Вып. 9. С. 97–103.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 5. С. 125–141.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776.

Оленова К.Ю., Агаханова В.А., Ваганова А.А. Пустотное пространство глендонитов в среднеюрских — нижнемеловых отложениях в разрезе параметрической скважины Новоякимовская-1 (Западный Таймыр) // Экзолит. Новаторская литология Фролова: общее и частное: Годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова. 2023. С. 136–139.

Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неомских отложений Западно-Сибирской плиты. Труды СНИИГГиМС; Вып. 248. Ред.: А.В. Гольберт, А.Э. Конторович. М.: Недра, 1978. 87 с.

Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10, № 2. С. 1–29.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.

Панченко И.В., Rogov M.A., Соболев И.Д. и др. Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Т. 22, № 6. С. 1–59.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Rogov M.A., Захаров В.А., Пещевницкая Е.Б. и др. Волжский ярус верхней юры и рязанский ярус нижнего мела Панбореальной биогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024а. Т. 32, № 6. С. 30–73.

Rogov M.A., Захаров В.А., Соловьев А.В. и др. Волжский и рязанский ярусы в разрезе скважины Новоякимовская-1 (запад Енисей-Хатангского регионального прогиба, Сибирь). Статья 1. Общая характеристика яновстанской свиты и ее стратиграфия по моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024б. Т. 32, № 3. С. 88–110.

Rogov M.A., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 4. С. 13–39.

Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Сулова А.А., Гиляев Р.М. Палеогеографические условия в Западно-Сибирском бассейне в титоне-раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 10–19.

Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 36 с.

Campbell K.A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. No. 232. P. 362–407.

Counts J.W., Vickers M.L., Stokes M.R., et al. Insights into glendonite formation from the upper Oligocene Sagavanirktok Formation, North Slope, Alaska, U.S.A. // J. Sediment. Res. 2023. No. 94. P. 179–206.

Frank T.D., Thomas S.G., Fielding C.R. On Using Carbon and Oxygen Isotope Data from Glendonites as Paleoenvironmental Proxies: A Case Study from the Permian System of Eastern Australia // J. Sediment. Res. 2008. No. 78. P. 713–723.

Huggett J.M., Schultz B.P., Shearman D.J., Smith A.J. The petrology of ikaite pseudomorphs and their diagenesis // Proc. Geol. Assoc. 2005. No. 116. P. 207–220.

Mikhailova K., Vasileva K., Fedorov P., et al. Glendonite-Like Carbonate Aggregates from the Lower Ordovician Koporye Formation (Russian Part of the Baltic Klint): Detailed Mineralogical and Geochemical Data and Paleogeographic Implications // Minerals. 2019. No. 9. 524 p.

Morales C., Rogov M., Wierzbowski H., et al. Glendonites track methane seepage in Mesozoic polar seas // Geology. 2017. No. 45. P. 503–506.

Popov L.E., Álvaro J.J., Holmer L.E., et al. Glendonite occurrences in the Tremadocian of Baltica: first Early Palaeozoic evidence of massive ikaite precipitation at temperate latitudes // Sci. Rep. 2019. No. 9. 7205 p.

Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from late Jurassic-early Cretaceous (Volgian-Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // J. Geol. Soc. 2004. No. 161(6). P. 959–968.

Price G.D., Rogov M.A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2009. No. 273. P. 41–49.

Rogov M., Ershova V., Gaina C., et al. Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth-Sci. Rev. 2023. 241. 104430.

Rogov M.A., Ershova V.B., Shchepetova E.V., et al. Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes // Cretac. Res. 2017. No. 71. P. 102–112.

Schultz B., Huggett J., Ullmann C., et al. Links between Ikaite Morphology, Recrystallised Ikaite Petrography and Glendonite Pseudomorphs Determined from Polar and Deep-Sea Ikaite // Minerals. 2023. No. 13. 841 p.

Vasileva K., Vereshchagin O., Ershova V., et al. Marine diagenesis of ikaite: Implications from the isotopic and geochemical composition of glendonites and host concretions (Palaeogene–Neogene sediments, Sakhalin Island) // Sedimentology. 2021. No. 68. P. 2227–2251.

Vickers M.L., Hougård I.W., Alsen P., et al. Middle to Late Jurassic palaeoclimatic and palaeoceanographic trends in the Euro-Boreal region: Geochemical insights from East Greenland belemnites // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2022. No. 597 (1). 111014.

Vickers M., Watkinson M., Price G.D., Jerrett R. An improved model for the ikaite-glendonite transformation: evidence from the Lower Cretaceous of Spitsbergen, Svalbard. Nor. // J. Geol. 2018. No. 98 (1). P. 1–15.

Vickers M.L., Price G.D., Jerrett R.M., et al. The duration and magnitude of Cretaceous cool events: Evidence from the northern high latitudes // GSA Bull. 2019. No. 131. P. 1979–1994.

Yurchenko A.Y., Balushkina N.S., Kalmykov G.A., et al. The structure and genesis of limestones at the boundary between the Abalak and Bazhenov formations in Central West Siberia // Moscow Univ. Geol. Bull. 2015. No. 70. P. 428–435.

Zakharov V.A. The Bivalve Buchia and the Jurassic-Cretaceous Boundary in the Boreal Province // Cretaceous Research. 1987. No. 8. P. 141–153.

Статья поступила в редакцию 04.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 551.76/551.77

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-51-60

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Руслан Рустемович Габдуллин ✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@geokhi.ru ✉,
IRID: 427729, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. Приведена хронолитостратиграфическая характеристика мезо-кайнозойских отложений Чукотского моря, проведен их формационный анализ и на основе комплекса данных проведены палеоклиматические, палеогалинометрические и палеобатиметрические реконструкции для мезо-кайнозойских отложений акватории Чукотского моря.

Ключевые слова: палеоклиматология, палеобатиметрия, соленость, мезозой, кайнозой, Чукотское море

Для цитирования: Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические и палеобатиметрические реконструкции условий формирования мезо-кайнозойских отложений Чукотского моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 51–60.

PALEOCLIMATIC AND PALEOBATIMETRIC RECONSTRUCTIONS OF THE CONDITIONS OF FORMATION OF MESO-CENOZOIC SEDIMENTS OF THE CHUKCHI SEA

Ruslan R. Gabdullin ✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@geokhi.ru ✉

Abstract. Chronolithostratigraphic characteristics of Meso-Cenozoic sediments of the Sea of Okhotsk are given, their formation analysis is carried out and paleoclimatic, paleohalinometric and paleobatimetric reconstructions for Meso-Cenozoic sediments of the Chukchi Sea are carried out on the basis of a set of data.

Keywords: paleoclimatology, paleobatimetry, salinity, Mesozoic, Cenozoic, Okhotsk Sea

For citation: Gabdullin R.R. Paleoclimatic and paleobatimetric reconstructions of the conditions of formation of Meso-Cenozoic sediments of the Chukchi Sea. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 51–60. (In Russ.).

Введение. Арктический океан на настоящее время является одним из наименее изученных в мире океанов. Именно здесь вероятны значительные научные открытия ввиду наличия ряда нерешенных общих проблем, среди которых есть палеоклиматическая, палеогеографическая и палеотектоническая история всего Арктического океана, что в свою очередь необходимо для корректного прогноза месторождений углеводородов.

Материалы и методы исследования. Методы, использованные в исследовании, включали анализ опубликованных источников, метод интерполяции, метод циклографической корреляции, методы палеоклиматической и палеогеографической интерпретации палеонтологических, литологических и геохимических данных.

Исследование состояло из следующих подходов: 1) создание базы данных геохимических и седиментологических параметров для мезо-кайнозойских отложений Чукотского моря на основе опубликованных и архивных данных; 2) формационный анализ седиментологических последовательностей;

3) комплексный анализ базы данных и выявление характерных особенностей седиментологических систем района исследования с акцентом на вариации климата, палеотемпературы и палеосолёности; 4) сравнительно-стратиграфический анализ и корреляция между глобальными и региональными палеособытиями; 5) построение сводных кривых вариации палеоглубин, палеосолёности и палеотемпературы.

Результаты исследования и их обсуждение. Основные результаты исследования изложены в диссертации автора [Габдуллин, 2023] и включают литолого-стратиграфическую, палеобатиметрическую, палеотемпературную и палеогалинометрическую характеристику. При оценки палеотемператур использовались данные по среднегодовым температурам — MAT и температурам поверхностных вод — SST, подробнее об этом изложено в работе [Габдуллин, 2023].

Литолого-стратиграфическая характеристика. В качестве стратиграфической основы для исследования взята геологическая карта: Остров

Врангеля. Р 1, 2. [Объяснительная..., 2014]. Приведена характеристика зоны Прибрежной моноклинали, Новосибирско-Чукотской складчатой системы, Лонговского поперечного поднятия и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевского поднятия, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов, Геральдского поднятия, Северо-Чукотского прогиба и вала Барроу.

В разрезе *Новосибирско-Чукотской складчатой системы* выделяется амгуэмская свита (IX), представленная ниже-среднетриасовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами (1200–1500 м) и верхнетриасовая гавайская толща (IV), объединяющая аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (2000 м). Триасовые осадки отнесены автором к умеренно-карбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенной флишевой формации по тектоническому кодексу (далее — ТК) [Тектонический..., 2016; рис. 1].

Среднепалеозойско-триасовые отложения *зоны Прибрежной моноклинали и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов и Геральдского поднятия* (рис. 1) представлены карбонатно-терригенными отложениями мощностью 6000–7000 м. Среднепалеозойско-нижнемеловые отложения *Лонговского поперечного поднятия* представлены карбонатно-глинистыми отложениями мощностью 8000–9000 м. Эти стратона сопоставлены автором с умеренно-карбонатной морской формацией по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенной флишевой формацией по ТК.

Верхнетриасовые образования *Врангелевского поднятия* представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами (900 м) мымлеренецкой серии (IX). Они отнесены автором к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и к терригенной (глинисто-алевритовой) контуритовой формации по ТК (рис. 2).

Среднепалеозойско-нижнемеловые нерасчлененные отложения *Северо-Чукотского прогиба и вала Барроу* отвечают сейсмоподкомплексу Ч-II–Ч-III (I), объединяющие аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки мощностью 1000–1500 м. Они сопоставлены автором с бескарбонатной морской формацией по [Синицын, 1980] и карбонатно-терригенной флишевой формацией по ТК (рис. 2).

После перерыва, вызванного складчатыми деформациями и внедрением диоритов и гранитов тауреранского комплекса, разрез наращивают нерасчлененные отложения баррема-альба, отвечающие сейсмокомплексу Ч-III–Ч-IV (I, III, V–VIII) и включающие в себя молассовые континентальные аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфоконгломераты, линзы каменного угля (100–4000 м), распространенные везде, кроме *зоны Врангелевского поднятия*. Эти образования отнесены автором к мезомиктовой угленосной формации по и континентальной угленосной молассовой формации по ТК (рис. 3 и 4). Они

являются эквивалентом ниже-брукских отложений [Виноградов, 2007].

Следующим стратоном являются нерасчлененные верхнемеловые континентальные отложения сейсмокомплекса Ч-IV–Ч-VI (I, III, VI–VIII), объединяющие пески, песчаники, алевролиты, алевролиты, глины, аргиллиты, галечники, конгломераты (1000–1100 м). Эти образования отнесены автором к мезомиктовой формации по [Синицын, 1980] и песчано-глинистой континентальной формации по ТК.

Выше по разрезу в *зоне Прибрежной моноклинали* (рис. 3) залегают палеоген-миоценовые объединенные образования тыноокеанской свиты, пестрой толщи, вивианитовой свиты и вельмайской свиты (VII), включающие в себя глины, пестроцветные галечники и гравийники, суглинки, пески, алевролиты, прослой торфа (90–100 м). Они отнесены автором к терригенной пестроцветной формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980]. Возрастным аналогом этого стратона являются нерасчлененные отложения сейсмокомплекса Ч-V–Ч-VII (I–IV, VI, VII), включающие в себя пески с гравием, алевролиты, глины, галечники (300–400 м), распространенные во всех оставшихся вышеперечисленных зонах, кроме области *Геральдского поднятия*. Эти образования отнесены автором к песчано-глинистой континентальной формации по ТК и мезомиктовой формации по [Синицын, 1980].

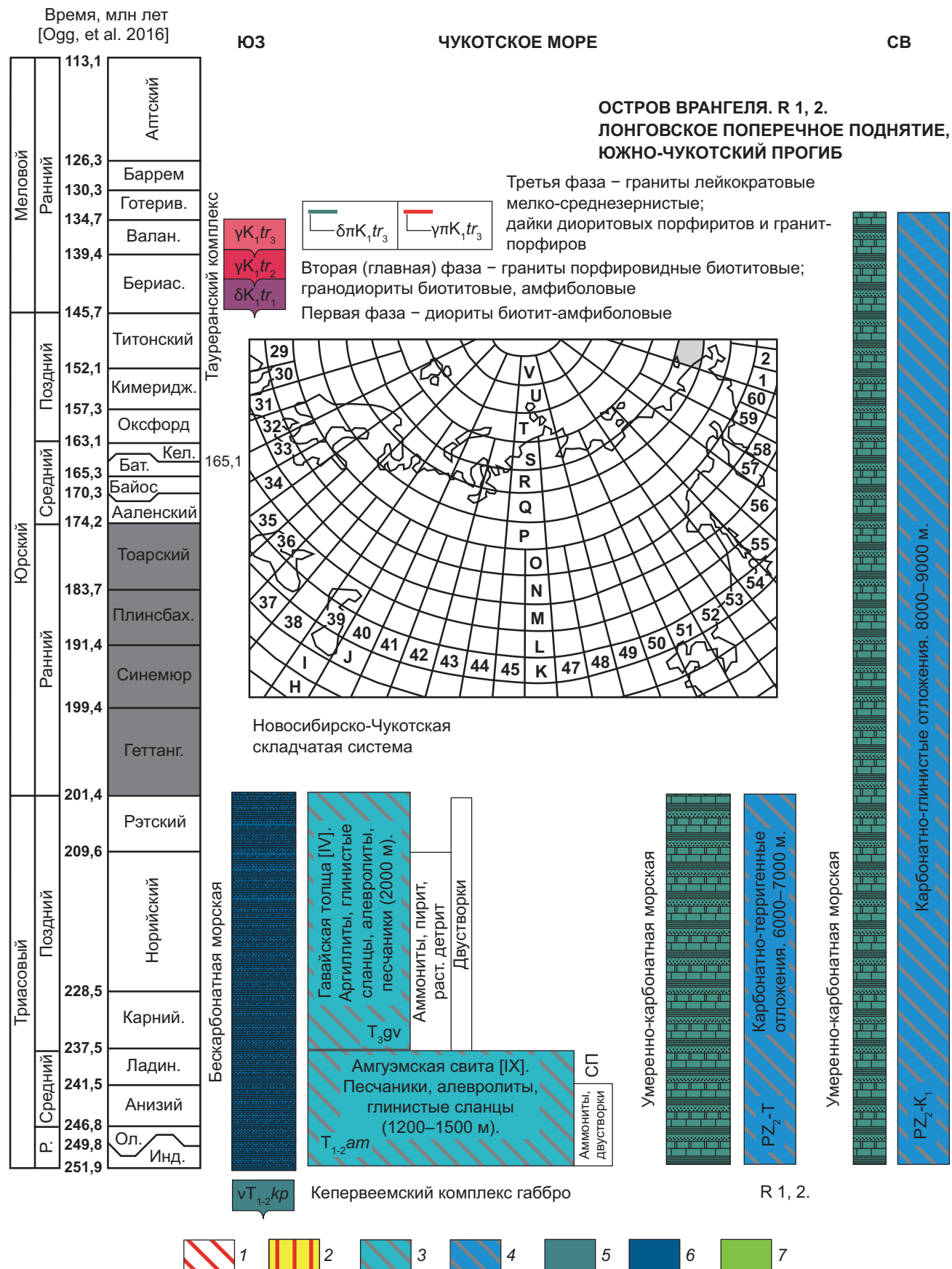
Палеобатиметрические условия. Для описанной выше стратиграфической основы для акватории Чукотского моря автором была построена палеогеографическая кривая (рис. 5).

В триасе скорее всего палеоглубины бассейна составляли около 200 м, в юрское и меловое время территория была приподнята (сначала представляла собой область денудации до баррема, а с баррема имело место континентальное осадконакопление с формированием осадков мезомиктовой угленосной формации). В кайнозойское время палеоглубины составляли около 50 м.

Исключением является существование области денудации в ладинском веке на месте Новосибирско-Чукотской складчатой системы и продолжение существования палеоглубин в 200 м в юрско-готеривское время в зоне Лонговского поперечного поднятия и Южно-Чукотского прогиба.

Палеосоленость. Автором определены вариации солёности и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 5). Этапы существования бассейнов с нормальной солёностью приходятся на триас-готеривское и неоген-четвертичное время. Это подтверждается находками радиолярий в триасе на востоке Корякского Нагорья [Пчелина, 2009], находками аммонитов в инде-анизии и карние-норие [Объяснительная записка..., 2014] и породами умеренно карбонатной морской формации.

В палеогеновое время сначала существовал существенно опресненный бассейн, солёность в котором постепенно увеличивалась.



ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

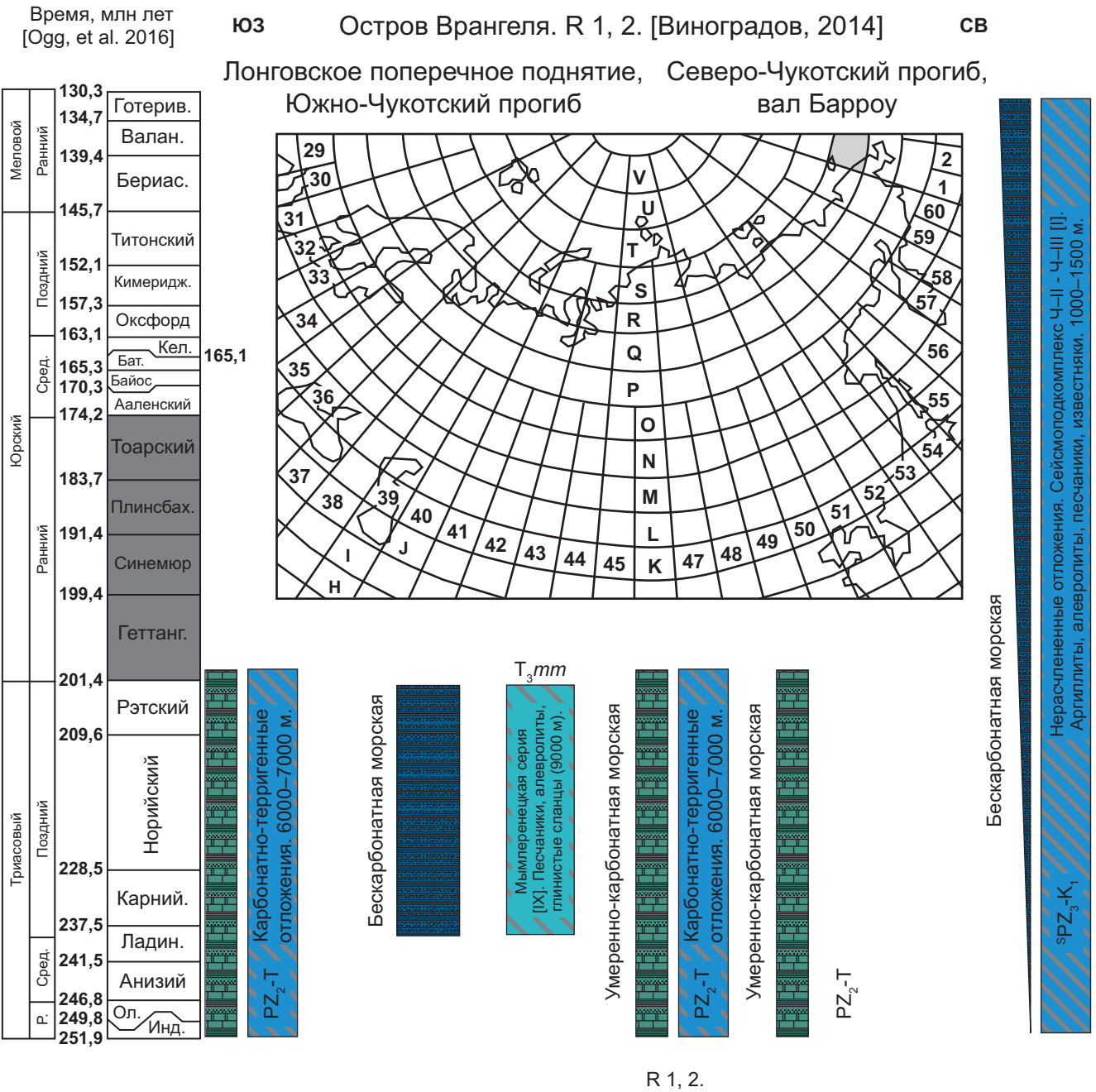


Рис. 2. Хронолито-стратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика триасово-нижнемеловых отложений акватории Чукотского моря. Среднепалеозойско-триасовые отложения в нижней части схемы (слева направо): зоны Прибрежной моноклинали и Южно-Чукотского прогиба, Врангелевско-Геральдской зоны горстов и грабенов и Геральдского поднятия

Палеоклиматические условия. Для данного района имеются качественные [Fořyanova, Serova, 1994] (климатический тренд был приведен автором к абсолютным температурным значениям) и количественные оценки климатических условий для мела-палеогена (в основном это величины среднегодовых температур — MAT, рассчитанные методом CLAMP-анализа [Буданцев, 2009; Herman, Spicer, 2010; Golovneva, 2000; Herman, et al., 2016], определенные по морским палиноморфам [Волкова, 2011], по данным палинологии [Zakharov, et al., 2011]), единичные — для триаса [Гольберт и др., 1977].

По анализу состава фитоценозов имеются качественные и количественные оценки вариаций климата [Гриненко и др., 1997; Анисимов др., 2012] для кайнозойского времени (рис. 5 и 6). Климат саканьинского и тимкинского горизонтов (даний, ранний зеландий) определен как теплый, влажный, возможно, близкий субтропическому с величиной MAT в 19,7°С, а киенгского горизонта (поздний зеландий, танет) — как теплый и влажный, но более прохладный. Климат кенгейского времени (ранний ипр) теплоумеренный с возможными элементами субтропиков с величиной MAT в 19,7°С.

ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

Остров Врангеля. Р 1, 2.

CB

Время, млн лет

[Ogg, et al. 2016]

ЮЗ

ПРИБРЕЖНАЯ МОНОКЛИНАЛЬ

$$P_1 t n + N_1 v l$$

ЛОНГОВСКОЕ
ПОПЕРЕЧНОЕ ПОДНЯТИЕ,
ЮЖНО-ЧУКОТСКИЙ
ПРОГИБ

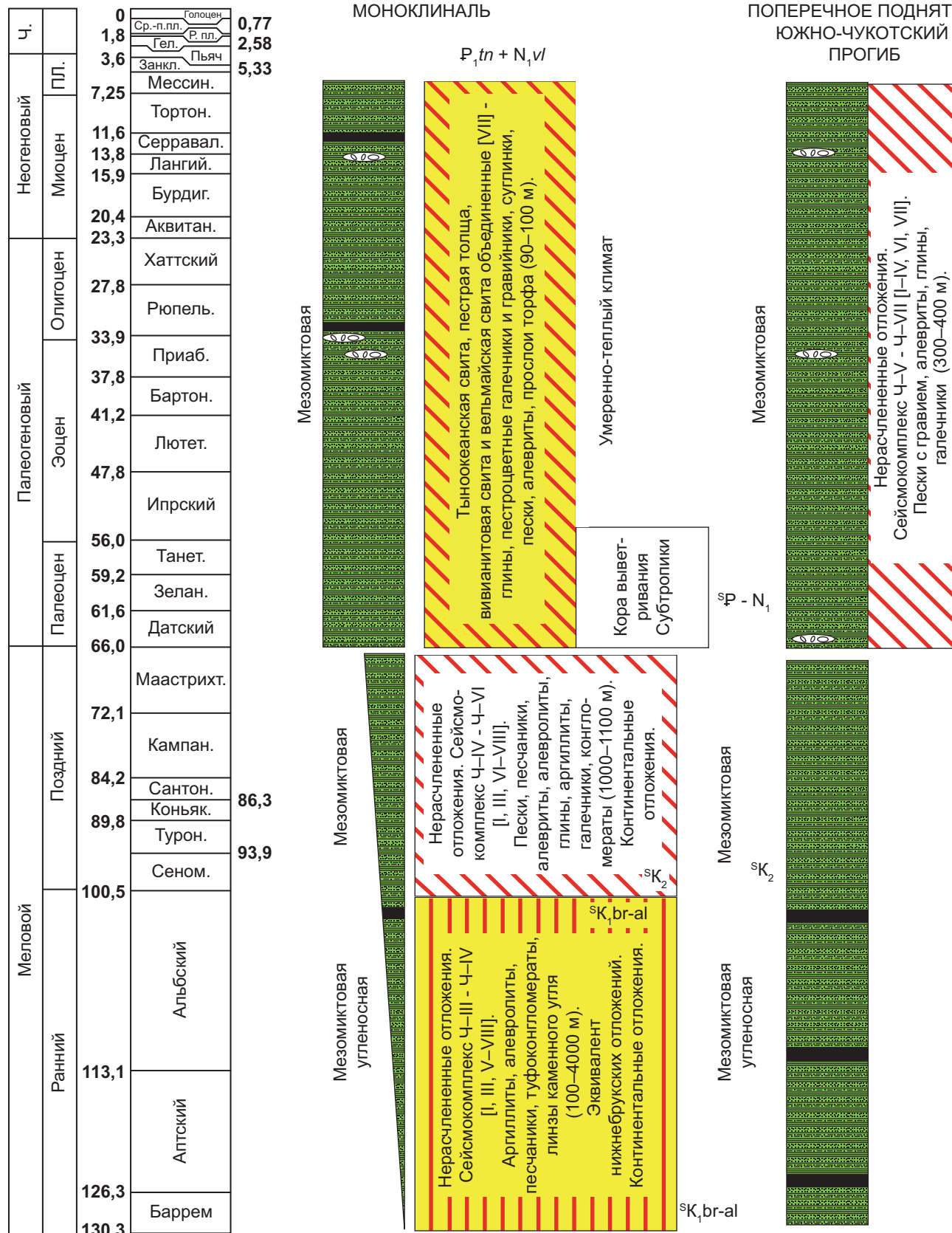


Рис. 3. Хронолитостратиграфическая, формационная и палеогеографическая характеристика нижнемеловых–современных отложений юго-западной части акватории Чукотского моря

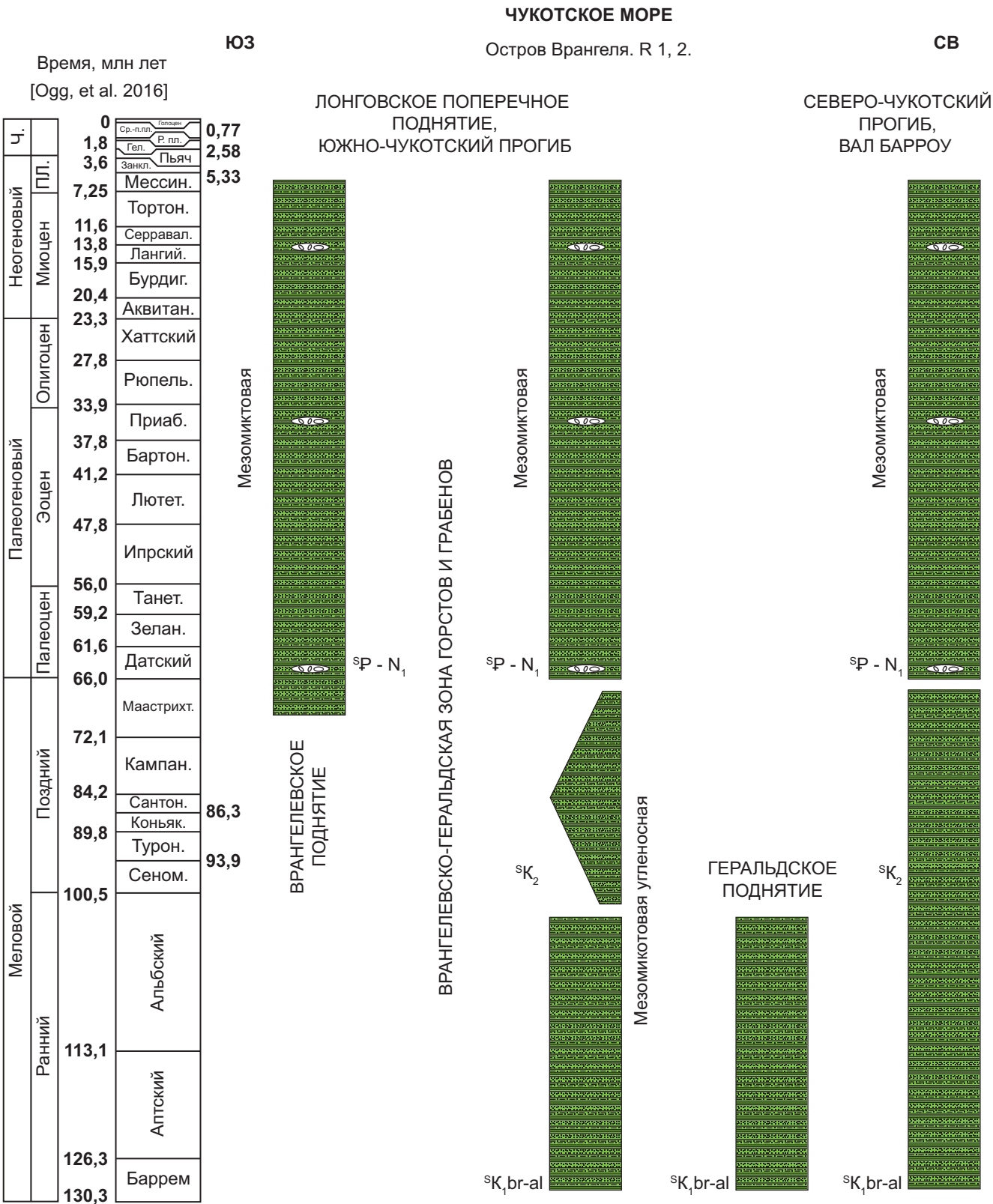


Рис. 4. Хронолитостратиграфическая и формационная характеристика нижнемеловых-современных отложений центральной и северо-восточной части акватории Чукотского моря

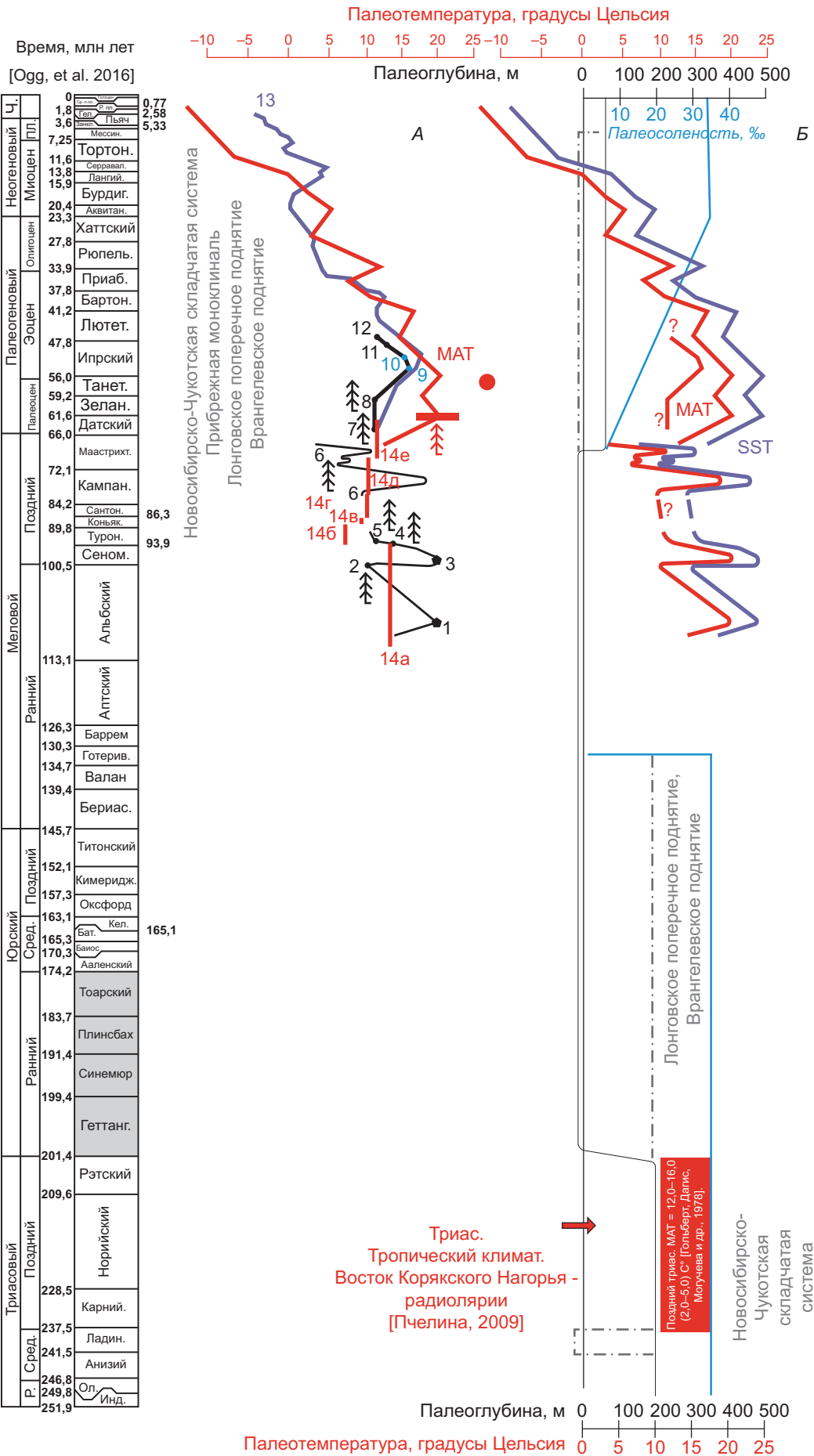


Рис. 5. Палеогеографическая характеристика геологической истории развития бассейнов акватории Охотского моря в мезо-кайнозое. Палеотемпературные кривые, источники: 1 — MAT (среднегодовая температура), палинология, Корякское нагорье, 60–65° с.ш. [Zakharov, et al., 2011]; 2 — MAT (CLAMP), Корякское нагорье Новосибирские о-ва [Herman, Spicer, 1996]; 3 — MAT, палинология, Корякское нагорье, 60–65° с.ш. [Zakharov, et al., 2011]; 4 — MAT (CLAMP), 72° с.ш., п-ов Камчатка [Herman, Spicer, 1996]; 5 — MAT (CLAMP), 72°, п-ов Камчатка [Herman, Spicer, 1996]; 6 — MAT (CLAMP) 70–82° с.ш., Корякское нагорье и Аляска [Herman, et al., 2016]; 7 — MAT (CLAMP) 62° Корякское нагорье [Буданцев, 2009]; 8 — MAT (CLAMP), о-в Айон, 69–70° с.ш. [Golovneva, 2000]; 9 и 10 — MAT, морские палиноморфы, о-в Айон, 69° с.ш. [Волкова, 2011]; 11, 12 — MAT (CLAMP), п-ов Камчатка, 72° с.ш. [Буданцев, 2009]; 13 — климатический тренд (приведен автором к температурным значениям), Корякское нагорье, 55–60° с.ш. [Fot'yanova, Serova, 1994]; 14 [Golovneva, 2000]: а — MAT (CLAMP) 13,0, гребенкинская флора (этап), 76° с.ш.; б — MAT (CLAMP) 7,0, пенжинская флора (этап), 76° с.ш.; в — MAT (CLAMP) 9,5, кайвайтская флора (этап), 76° с.ш.; г и д — MAT (CLAMP) 10,0, горно-реченская флора (этап), 76° с.ш.; е — MAT (CLAMP) 11,0, рарыт-кинская флора (этап), 76° с.ш. SST — температура поверхностных вод

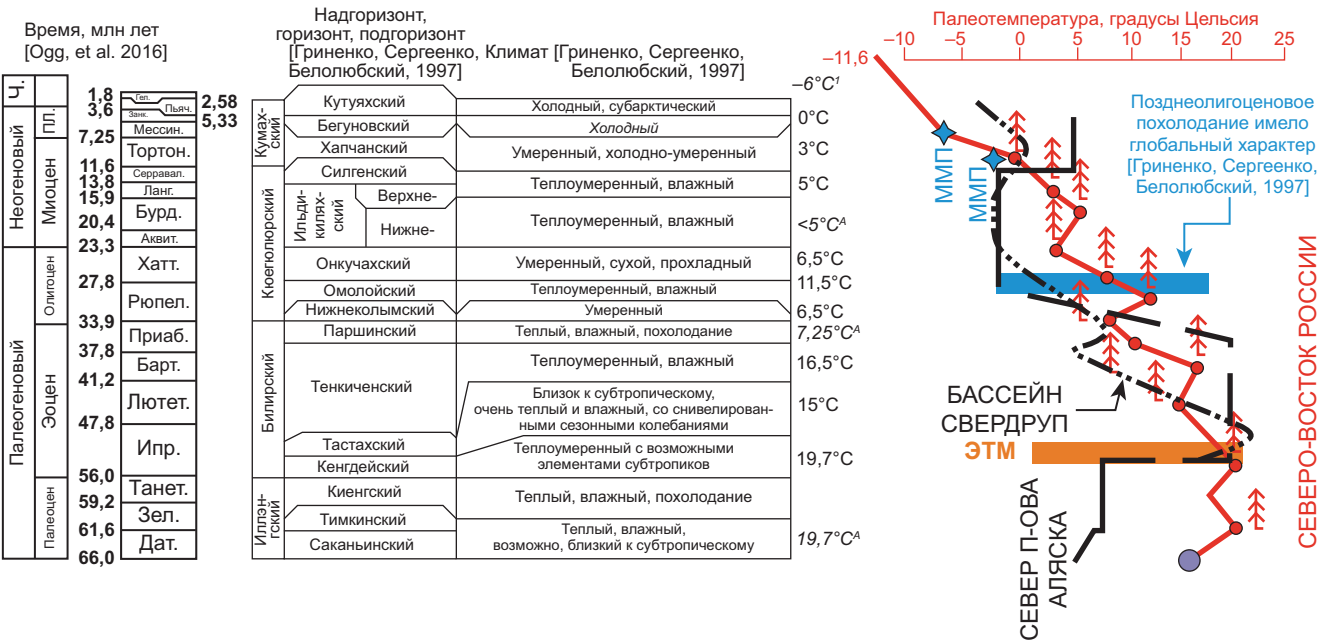


Рис. 6. Климатическая характеристика кайнозойских отложений района Охотского моря [по Гриненко, Сергеевко, Белолюбский, 1997]. ЭТМ — эоценовый термальный максимум, ММП — многолетнемерзлые породы

Климат тастахского времени (средний ипр) близок к субтропическому, очень теплый и влажный, со сглаженными сезонными колебаниями со значением МАТ в 15°C. В тенкиченское время (поздний ипр-ранний приабон) климат был теплоумеренный, влажный со значением МАТ в 16,5°C. В паршинское время (поздний приабон) значения МАТ во время похолодания падают до 7,25°C, а сам климат оценивается как теплый и влажный. В нижнеколымское время (ранний рюпель) климат умеренный со значениями МАТ в 6,5°C, а в омолойское время (поздний рюпель) — теплоумеренный, влажный с величинами МАТ до в 11,5°C. Умеренный, сухой, прохладный тип климата господствует в онкухаское (хаттское) время со значением МАТ в 6,5°C. В ильдикильхское и силгенское (аквитанско-серавальское) время величина МАТ составляла около 5°C. В хапчанское время (тортон и мессиний) климат был холодный и умеренно-холодный со значениями МАТ до 5°C. В бегуновское (позднеплиоценовое) время климат был холодный с нулевым значением МАТ. В современное время климат охарактеризован как холодный субарктический с величиной МАТ в -6°C. Смена климата четко фиксируется по смене фитоценозов (рис. 7).

Следы глобальных климатических событий — эоценового термального максимума и позднеолигоценового похолодания [Гриненко и др., 1997] установлены в разрезах данного региона.

Для позднего триаса значения МАТ составляют 12,0–16,0°C с амплитудой вариации (2,0–5,0°C) [Гольберт и др., 1977]; по радиоляриям определено [Пчелина, 2009], что господствовал тропический тип климата.

Заключение. Обобщив большой массив данных для мел-кайнозойского интервала геологической

истории, автор построил компилятивную палеотемпературную кривую (рис. 5). В начале альба и сеномана, в начале позднего кампана начинается потепление климата, значения МАТ достигают 20°C, но потом снижаются до 10°C. В это время накапливаются отложения мезомиктовой угленосной формации. В турон-сантонское время значения МАТ предположительно составляли 10–15°C, вновь происходит потепление. В начале маастрихта величины МАТ составляют около 7°C, затем имеет место потепление до 10–12°C и вновь похолодание в конце маастрихта до 5°C. В датском и зеландском веках потепление климата с 10 до 15°C с похолоданием в танете до 17°C, и далее потепление в ипре до 20°C и похолодание в начале лютета до 15°C. В бартоне климат становится более холодным, значения температуры падают до 7°C, затем происходит потепление до 10°C в рюпеле. Затем вновь температура снижается до 3°C на рюпель-хаттском рубеже с потеплением до 3°C в аквитане. Далее, с конца бурдигала значения МАТ становятся отрицательными вплоть до современного времени — господствует холодный субарктический климат со значениями МАТ около -6°C. Тенденция к постепенному снижению температуры фиксируется с палеоцен-эоценового рубежа. Значения SST оцениваются автором выше величин МАТ примерно на 5°C.

Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходится на триас-готеривское и неоген-четвертичное время. В палеогеновое время сначала существовал существенно опресненный бассейн, соленость в котором постепенно увеличивалась.

В триасе скорее всего палеоглубины бассейна составляли около 200 м, в юрское и меловое время территория была приподнята (сначала представляла

Кумакский	Надгоризонт, горизонт, подгоризонт [Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997]	Характеристика палеофитоценоза [Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997]	
	Кутугянский	Лесотундровые ландшафты, чередующиеся с листовенно-березовыми с примесью ели лесами	
	Бегуновский	Лиственно-березовые и елово-лиственные с участием сосны леса; местами - открытые травянистые ассоциации и, возможно, ценозы, близкие к тундровым	
	Хатчанский	Смешанные сосново-мелколиственные с незначительной примесью листопадных широколиственных	
Кюенлопский	Ильдики-ляхский	Сигенский	Широколиственно-сосново-мелколиственные леса с ограниченным участием травянистых ассоциации
		Верхне-Нижне-	Листопадные широколиственные и хвойно-лиственные леса. Резкое увеличение количества термофильных покрытосеменных, в частности бука
	Онучахский		Сосново-березовые леса с участием листопадных широколиственных. Увеличилась роль таксодиевых, буковых, других теплолюбивых покрытосеменных
	Омолыйский		Смешанные сосново-березовые леса с небольшим участием листопадных широколиственных
	Нижнекольмский		Широколиственные листопадные и сосново-березовые леса с участием таксодиевых и редко вечнозеленых
Билпиский	Паршинский		Смешанные сосново-березовые леса с примесью широколиственных листопадных
	Тениченский	Смешанные широко- и мелколиственно-сосновые, березово-сосновые и широколиственные с участием таксодиевых леса (Pinus, Picea, Betula, Alnus)	
		Широколиственные листопадные с примесью вечнозеленых леса, сосуществующие с хвойными и смешанными лесами	
	Тастахский	Широколиственные леса из листопадных и вечнозеленых пород	
Илпантский	Кендейский		Хвойно-широколиственные леса (таксодиевые, сосновые, листопадные и вечнозеленые)
	Киенгский		Хвойные сосново-таксодиевые и смешанные леса из листопадных и вечнозеленых
	Тимкинский		Хвойно-широколиственные леса с участием субтропических вечнозеленых
	Саканьинский		Хвойные (сосново-таксодиевые) и листопадные с вечнозелеными растениями леса, в которых были широко распространены папоротники

Рис. 7. Характеристика палеофитоценозов для кайнозой района Охотского моря [по Гриненко, Сергеенко, Белолубский, 1997]

собой область денудации до баррема, а с баррема имело место континентальное осадконакопление с формированием осадков мезомиктовой угленосной формации). В кайнозойское время палеоглубины составляли около 50 м. Исключением является существование области денудации в ладине на ме-

сте Новосибирско-Чукотской складчатой системы и продолжение существования палеоглубин в 200 м в юрско-готеривское время в зоне Лонговского поперечного поднятия и Южно-Чукотского прогиба.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 24-17-00020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А. и др. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота // Анисимов О.А., Борщ С.В., Георгиевский В.Ю. и др. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Изд-во ФГБУ НИЦ «Планета», 2012. 512 с.

Буданцев Л.Ю., Головнева Л.Б. Ископаемые флоры Арктики. II. Палеогеновая флора Шпицбергена. СПб.: Марафон, 2009. 400 с.

Виноградов В.И. Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // Природа. 2007. № 11. С. 22–28.

Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 7. С. 906–915.

Габдуллин Р.Р. Высокоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций: Дисс. ... докт. геол.-минерал. н. М., 2023. 550 с.

Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенко Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.

Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолюбский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. Вып. 8. С. 14–20.

Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-1, 2 — о-в Врангеля. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 144 с. + 12 вкл. (МПП России, Роснедра, ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ).

Пчелина Т.М. Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции северных районов Арктики в три-

асовом периоде // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII Тектонического совещания / Отв. ред. Ю.В. Карякин. М.: ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 138–140.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра 1980 г. 248 с.

Тектонический кодекс России / Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, А.В. Гущин и др. / Мин-во природных ресурсов и экологии РФ: Роснедра: Межрегион. центр по геол. Картографии (ГЕОКАРТ) [Отв. ред. Н.В. Межеловский]. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.

Fot'yanova L.I., Serova M.Ya. Comparison of paleoclimatic data based on plant and foraminiferal evidence from the cenozoic of northeast Asia (Koryak Hills, Kamchatka) // Boulter M.C., Fisher H. (eds). Cenozoic Plants and Climates of the Arctic NATO ASI Series. 1994. Vol. 127. P. 107–114.

Golovneva L.B. Early Paleogene floras of Spitsbergen and north Atlantic floristic exchange // Acta Universitatis Carolinae—Geologica. 2000. Vol. 44, No. 1. P. 39–50.

Herman A.B., Spicer R.A. Mid-Cretaceous floras and climate of the Russian high Arctic (Novosibirsk Islands, Northern Yakutiya) // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 2010. Vol. 295. P. 409–422.

Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean // Nature, 1996. Vol. 380. P. 330–333.

Herman A.B., Spicer R.A., Spicer T.E. Environmental constraints on terrestrial 852 vertebrate behaviour and reproduction in the high Arctic of the Late Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2016. Vol. 441. P. 317–338.

Ogg J., Ogg G., Gradstein F. A concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.

Zakharov Y.D., Shigeta Y., Popov A.M., et al. Cretaceous climatic oscillations in the Bering area (Alaska and Koryak Upland): isotopic and paleontological evidence // Sedimentary Geology. 2011. Vol. 235. P. 122–131.

Статья поступила в редакцию 16.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 551.79

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-61-71

АСТРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ДЛЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Руслан Рустемович Габдуллин^{1✉}, Наталья Викторовна Бадулина²,
Алексей Викторович Иванов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvbadulina@mail.ru, IRID 427730

³ Институт географии РАН, Москва, Россия; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-2788-0215>

Аннотация. Проведена астрохронологическая (циклостратиграфическая) привязка литолого-геохимической характеристики неоген-четвертичных отложений разрезов к циклам Миланковича (эксцентриситета, наклонения эклиптики, прецессии), дан анализ связи установленных вариаций климата и палеотемпературы с моментами совпадения разных циклов Миланковича, определен возможный предел метода высокоточной планетарной корреляции. Определены корреляционные маркеры для метода высокоточной планетарной корреляции осадков четвертичной системы. Астроклиматическими маркерами (реперами) для расчленения и корреляции разрезов возможно считать следы в осадочной последовательности фаз совмещения разных циклов Миланковича, генерирующие изменения климата, а также импактные события, коррелирующие с фазами совмещения разных циклов Миланковича. При анализе хронологического распределения импактных структур установлено, что большая часть из них совпадает по времени своего образования с фазами совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета Земли или с моментами совмещения разных циклов Миланковича — прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета, маркируя тем самым эти рубежные моменты геологической истории. Предложена модель, объясняющая корреляцию между фазами совмещения разных циклов Миланковича и эпизодами импактных событий. При исследовании использованы материалы музея землеведения Московского университета.

Ключевые слова: циклическая корреляция, событийная стратиграфия, литология, геохимия, палеоклиматология, четвертичный период, неогеновый период, циклы Миланковича, межзвездный астероид 11/Оумуамуа, межзвездная комета 2S/Борисов

Для цитирования: Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Астроклиматические реперы стратиграфической корреляции для неоген-четвертичных отложений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 61–71.

ASTROCLIMATIC BENCHMARKS OF STRATIGRAPHIC CORRELATION FOR NEOGENE-QUATERNARY DEPOSITS

Ruslan R. Gabdullin^{1✉}, Natalya V. Badulina², Aleksey V. Ivanov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvbadulina@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography RAS, Moscow; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru

Abstract. An astrochronological (cyclostratigraphic) binding of the lithological and geochemical characteristics of the Neogene-Quaternary sediments of the sections to the Milankovich cycles (eccentricity, inclination of the ecliptic, precession) was carried out, an analysis of the relationship between the established variations of climate and paleotemperature with the moments of coincidence of different Milankovich cycles was given, a possible limit of the method of high-precision planetary correlation was determined. Correlation markers for the method of high-precision planetary correlation of precipitation of the Quaternary system have been determined. Astroclimatic markers (benchmarks) for dissection and correlation of sections can be considered traces in the sedimentary sequence of phases of combination of different Milankovich cycles, generating climate changes, as well as impact events correlating with phases of combination of different Milankovich cycles. When analyzing the chronological distribution of impact structures, it was found that most of them coincide in time of their formation with the phases of combining different cycles of the Earth's eccentricity or with the moments of combining different Milankovich cycles — precession, obliquity of the ecliptic and eccentricity, thereby marking these milestones in geological history. Gabdullin R.R. proposed a model explaining the correlation between the phases of combining different Milankovich cycles and episodes of impact events. The materials of the Museum of Earth Science of Moscow University were used in the study.

Keywords: cyclic correlation, event stratigraphy, lithology, geochemistry, paleoclimatology, Quaternary period, Neogene period, Milankovich cycles, interstellar asteroid 1I/Oumuamua, interstellar comet 2S/Borisov

For citation: Gabdullin R.R., Badulina N.V., Ivanov A.V. Astroclimatic benchmarks of stratigraphic correlation for Neogene-Quaternary deposits. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 61–71. (In Russ.).

Введение. Для повышения точности стратиграфического расчленения разрезов и их корреляции для разрезов мезозоя и кайнозоя Северной Евразии Р.Р. Габдуллиным [Габдуллин, 2023a] была предложена циклостратиграфическая шкала с точностью до циклов эксцентриситета третьего-пятого порядков. Дальнейшим развитием этой идеи стала циклостратиграфическая шкала для четвертичных отложений с точностью до циклов эксцентриситета первого-третьего порядков [Габдуллин, 2024b], а затем — до уровня циклов прецессии оси вращения Земли длительностью около 20 тысяч лет — предельно возможного уровня циклостратиграфической (астрохронологической корреляции), а также «расширение» диапазона циклостратиграфической шкалы с точностью до циклов эксцентриситета первого-третьего порядков по плиоцен включительно [Габдуллин, 2024a]. Циклостратиграфический и климатостратиграфический подход позволили решить проблему точности расчленения континентальных четвертичных отложений на примере разрезов окрестностей базы Московского университета в Чашниково, которая является полигоном для проведения практики по геологии у студентов факультета почвоведения [Габдуллин, 2024a]. В частности, впервые удалось привязать эти разрезы к хроностратиграфической шкале, уточнив положение отложений московского горизонта циклостратиграфическим методом, были получены интересные в ходе анализа связи импактных событий и фаз совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета или разных типов астрономо-климатических циклов — прецессии, наклона эклиптики и эксцентриситета [Габдуллин, 2024a].

В данной работе приведены результаты дальнейшей детализации геологической истории неоген-четвертичного времени с использованием не только циклостратиграфической шкалы, но и импактных событий. Габдуллиным Р.Р. предложена модель, которая может объяснять механизм гравитационного воздействия на астероиды и метеориты из пояса астероидов и на кометы из пояса Копейра, приводящие к изменению их орбитальных параметров и их возможному падению на Землю и другие планеты Солнечной системы.

Материалы и методы исследования. Методы, использованные в исследовании, включали анализ опубликованных источников, метод интерполяции, метод циклографической корреляции, метод высокоточной астрономо-климатической циклической и событийной корреляции, методы палеоклиматической и палеогеографической интерпретации геохимических данных.

Исследование состояло из следующих подходов: 1) создание базы данных геохимических и седименто-

логических параметров для неоген-четвертичных отложений на основе опубликованных и архивных данных; 2) создание базы данных для континентальных неоген-четвертичных отложений Евразии в том числе с использованием результатов полевых наблюдений на разрезах четвертичных отложений в северной части Московской синеклизы в ходе полевых работ 2024 г.; 3) сравнительно-стратиграфический анализ и корреляция между глобальными и региональными палеособытиями; 4) выявление характерных особенностей седиментологических систем с акцентом на вариации климата с применением метода высокоточной планетарной и импактных событий с использованием метода событийной корреляции.

Результаты исследования и их обсуждение. Основные результаты исследования включают создание и апробацию циклостратиграфической (астрохронологической) шкалы для неоген-четвертичных отложений, выявления уровней для высокоточной планетарной корреляции с использованием циклов Миланковича и импактных событий.

В ходе диссертационного исследования [Габдуллин, 2023a] были установлены фазы изменения орбитальных параметров Земли — совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета орбиты нашей планеты и связанные с ними моменты относительного потепления или похолодания климата Земли. В частности, в неоген-четвертичном интервале (рис. 1) зафиксированы четыре такие фазы: первая, на границе бурдигальского и лангийского веков (68-й цикл эксцентриситета третьего порядка — E_3^{68}), вторая и третья — в позднем тортоне (70-й и 71-й циклы эксцентриситета третьего порядка — E_3^{70} и E_3^{71}), четвертая — в среднем-позднем плейстоцене (E_3^{74}). Первые две фазы отвечают времени относительного потепления климата, а третья и четвертая — моментам относительного похолодания. С фазами изменения орбитальных параметров Земли коррелируют импактные события — ударные кратеры Нёрдлингенский Рис и Штайнхем в Германии (первая фаза, E_3^{68}), ударный кратер Бигач в Казахстане (E_3^{70} и E_3^{71}), ударный кратер Ботсумви в Гане (E_3^{74}).

Рассмотрим характер вариации палеотемператур на сводных кривых, составленных [Габдуллин, 2023a] для глубоководных и мелководных участков эпиконтинентальных морей, а также характер флуктуаций среднегодовых температур (MAT) для разрезов низких и высоких широт Северного полушария Земли. На рис. 2 показаны палеотемпературные тренды для неогенового времени в западном и центральном Средиземноморье (Иберийский полуостров, Аквитанская впадина и Кавказ). Наиболее полная палеотемпературная запись имеется для

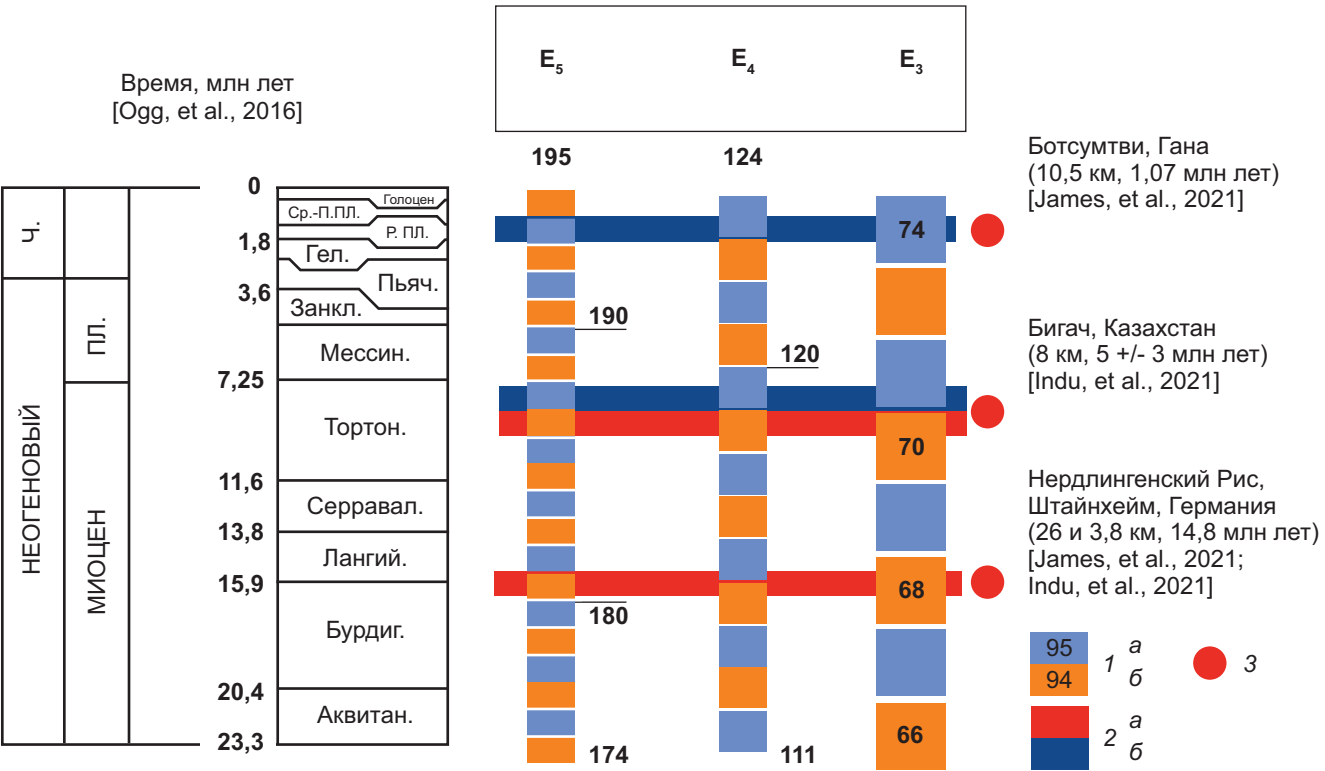


Рис. 1. Фрагмент циклостратиграфической шкалы для неоген-четвертичного времени: 1 — циклы эксцентриситета орбиты Земли и их номер по циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023a] (а — совпадающие с фазами относительного потепления климата, б — относительного похолодания климата); 2 — фаза совпадения (совмещения) разнопорядковых циклов эксцентриситета (а — отвечающие фазам относительного потепления климата, б — отвечающие фазам относительного похолодания климата); 3 — импактные события — ударные кратеры, астероиды

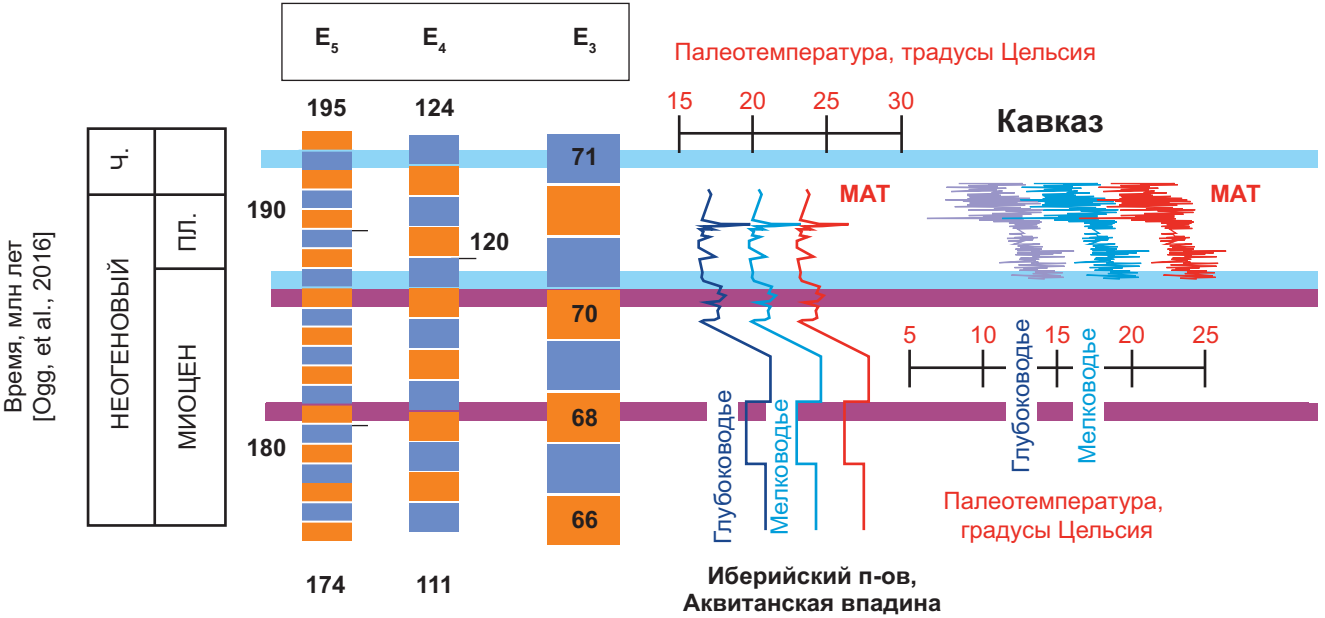


Рис. 2. Схема корреляции фрагмента циклостратиграфической шкалы и сводных палеотемпературных кривых для Иберийского полуострова, Аквитанской впадины и Кавказа для неоген-четвертичного времени. Сокращения: МАТ — среднегодовая температура

района Иберийского полуострова и Аквитанской впадины. На ней для позднего миоцена видна хорошая корреляция изменения тренда температур для второй и третьей фаз совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета, также в целом вариации палеотемпературных кривых совпадают с чередованием относительно теплых и относительно холод-

ных циклов эксцентриситета разного порядка. Для разрезов Кавказа есть только небольшой фрагмент, отвечающий позднемioцен-раннечетвертичному интервалу геологической истории. Аналогичная корреляция характерна для палеотемпературных кривых, построенных для разрезов низких и высо-

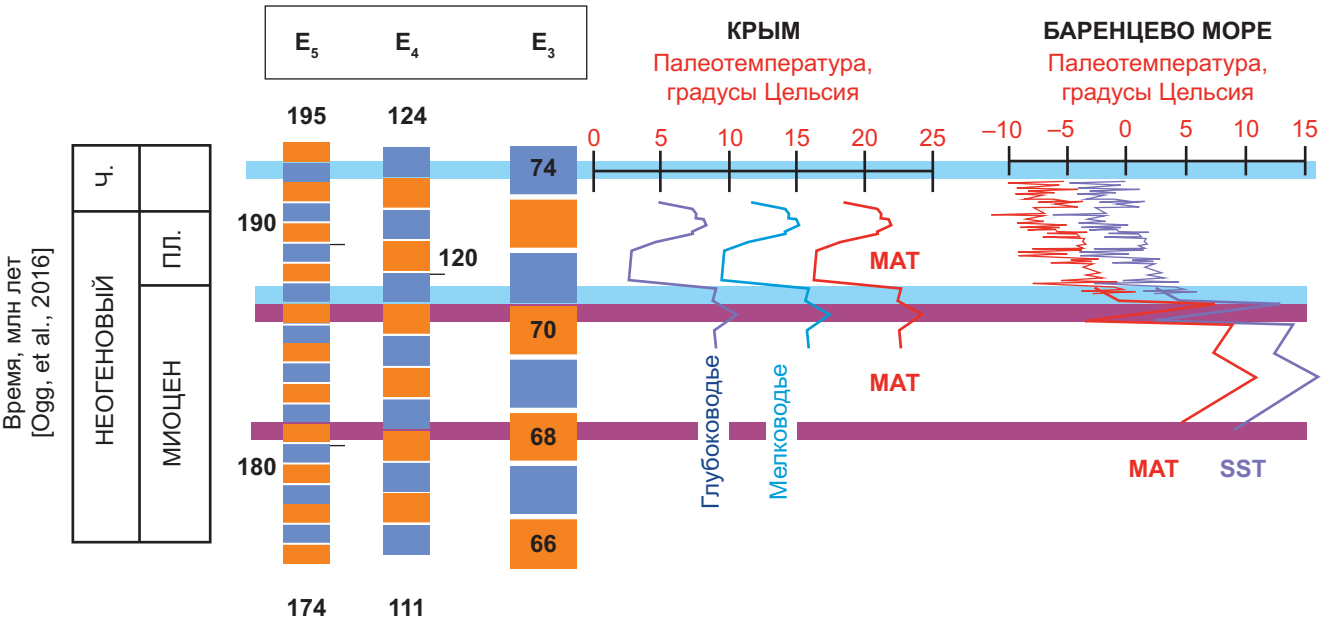


Рис. 3. Схема корреляции фрагмента циклостратиграфической шкалы и сводных палеотемпературных кривых для Крыма и Баренцева моря для неоген-четвертичного времени. Сокращения: MAT — среднегодовая температура, SST — температура поверхностных вод

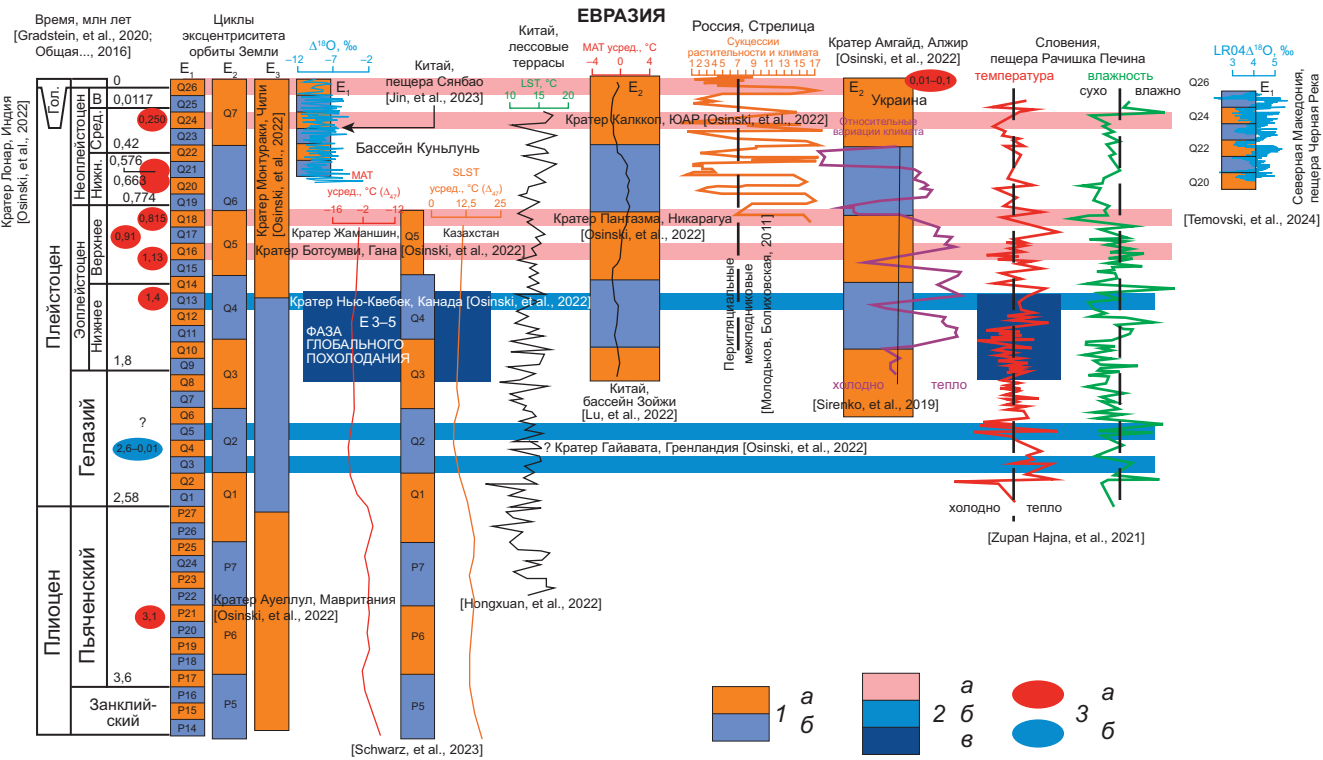


Рис. 4. Циклостратиграфическая (астрохронологическая) корреляционная стратиграфическая схема для плиоцен-четвертичных отложений: 1 — циклы эксцентриситета орбиты Земли и их номер по циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023a] (а — совпадающие с фазами относительного потепления климата, б — относительного похолодания климата); 2 — фаза совпадения (совмещения) разнопорядковых циклов эксцентриситета (а — отвечающие фазам относительного потепления климата, б — отвечающие фазам относительного похолодания климата, в — фаза совмещения трех разнопорядковых циклов эксцентриситета третьего-пятого порядков); 3 — импактные события — ударные кратеры, астероиды (а — время события датировано точно, б — время события датировано неточно).

ких широт, например, Горного Крыма и Баренцева моря соответственно (рис. 3).

На рис. 4 в работе [Габдуллин, 2024a] проанализированы температурные вариации в плиоцен-четвертичных разрезах Евразии. Здесь, в данной

работе этот рисунок приведен с целью демонстрации корреляции вариаций показателей палеотемператур, рассчитанных по геохимическим и другим данным с фазами совмещения циклов эксцентриситета, наклона эклиптики и прецессии оси вращения

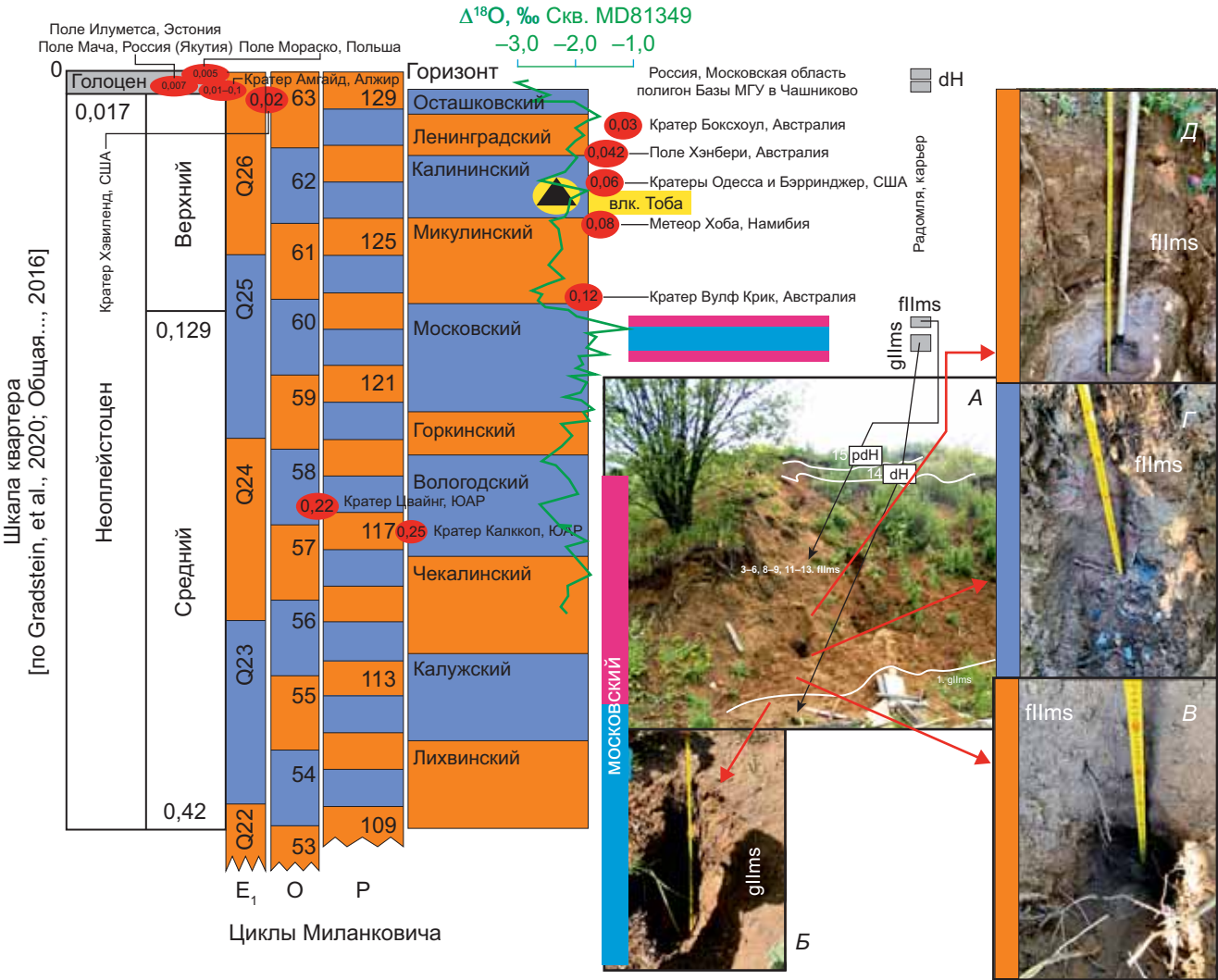


Рис. 5. Хроностратиграфическая привязка и астроклиматические реперы в разрезе заброшенного карьера в селе Радомля Солнечногорского района Московской области: А — ледниковые (glIms), Б — водно-ледниковые (flIms) отложения московского горизонта, отложения времени относительного потепления климата (В, Д) и похолодания (Г); пояснение в тексте

Земли (следующий, более детальный, но уже и последний, предельный уровень метода высокоточной циклостратиграфической корреляции — уровень циклов прецессии длительностью около 20 тыс. лет). Циклы Миланковича генерировали многочисленные фазы оледенения и межледниковья в глобальном масштабе и в Евразии, в частности, определяя динамику гляциальных и перигляциальных районов, а также полярных и приполярных областей Российской Федерации.

Импактные события и фазы совмещения циклов Миланковича. При анализе хронологического распределения импактных структур установлено, что часть из них совпадает по времени с фазами совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета Земли. Возраст импактных событий взят из работ [James, et al., 2022; Indu, et al., 2021; Osinski, et al., 2022], для современного времени из работы [Дудоров, Еретнова, 2014] и из открытых источников. Например (рис. 1), ударные кратеры Нёрдлингенский Рис и Штайнхем в Германии (первая фаза, E_3^{68}), ударный кратер Бигач в Казахстане (E_3^{70} и E_3^{71}),

ударный кратер Ботсумви в Гане (E_3^{74}). Есть и другие закономерности, в частности кратер Амгайд в Алжире коррелирует со временем совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_{26}), астроблема Калккоп (ЮАР) коррелирует со временем совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_{24}), астроблемы Пантазма в Никарагуа совпадают со временем совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_{18}), а кратер Ботсумви в Гане — со временем совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_{16}).

Астроблемы Лонар в Индии и Монтураки в Чили совпадают со временем совмещения двух разнопорядковых циклов эксцентриситета (Q_{21}), а кратер Нью-Квебек в Канаде — со временем совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_{13}), астроблема Гайавата в Гренландии может отвечать времени совмещения трех разнопорядковых циклов (Q_3 или Q_5) в гелазийское время.

Выявлены закономерности, связанные с моментами совмещения циклов эксцентриситета, наклона эклиптики и прецессии. На рис. 5 показаны импактные события в диапазоне среднего и позднего

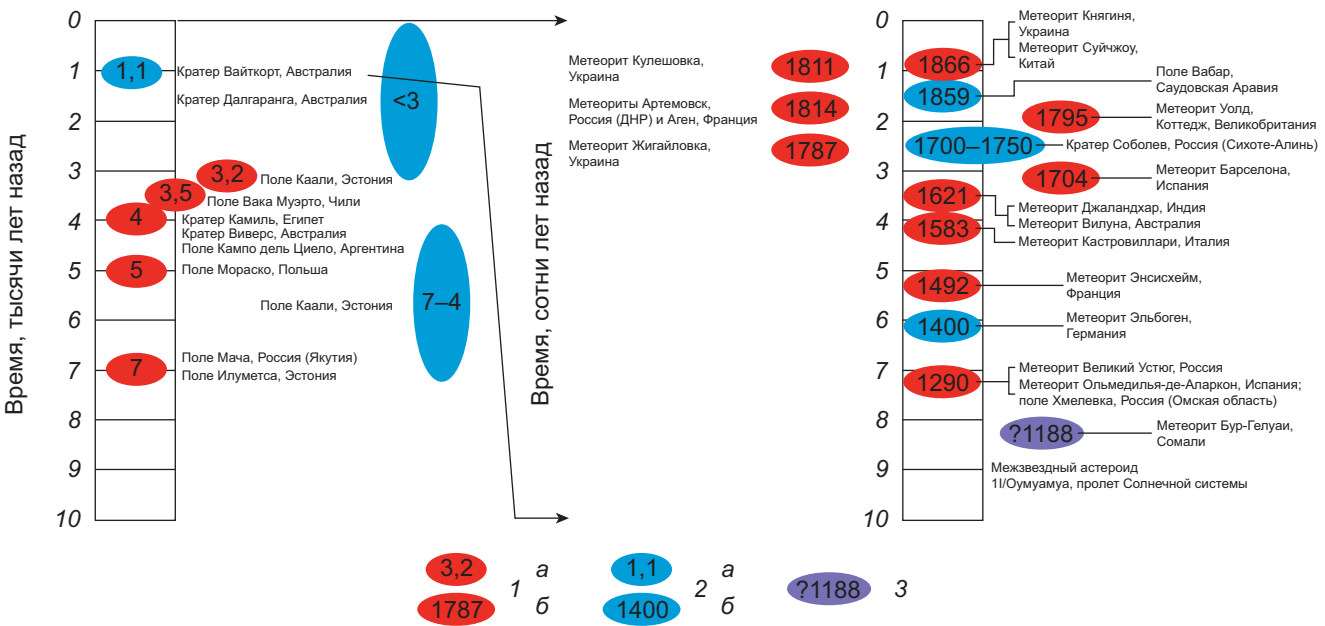


Рис. 6. Примеры импактных событий за последние 10 тысяч лет: 1 — достоверно установленные импактные события, 2 — импактные события с предположительно определенным временем события (а — возраст в тысячах лет, б — возраст в годах), 3 — предположительное время пролета межзвездного астероида 1I/Оумуамуа

неоплейстоцена — голоцена. В частности, моменту совмещения трех типов циклов Миланковича (прецессии (Р), эклиптики (О) и эксцентриситета (Е)) P_{117} отвечают кратеры Калккоп и Цвайнг в ЮАР, а времени P_{123} — момент образования кратера Вулф Крик в Австралии Хоба в Намибии, времени P_{125} — момент падения метеорита и Хоба в Намибии, времени P_{129} — астроблема Хэвиленд (США), ударный кратер Амгайд (Алжир), поле Мача (Россия), поле Илуметса (Эстония), поле Мораско (Польша) и многие другие.

С моментом совпадения двух разных типов циклов Миланковича (эксцентриситета и эклиптики) во время O_{63} коррелирует астроблема Боксхолл и поле Хэнбери в Австралии. Кратеры Одесса и Бэрринджер (США) образовались в момент совмещения двух разных типов циклов — прецессии и эксцентриситета (время P_{127}). Кратер Вулф Крик в Австралии возник в момент совмещения циклов прецессии и эклиптики (время P_{123}) или эксцентриситета и эклиптики (время O_{60}).

Таким образом, возможно сделать вывод о корреляции импактных событий и моментов совпадения циклов Миланковича разных типов или разных порядков. Последний момент такого совпадения (P_{129}) приходится в том числе и на современность. Если изменить масштаб, то можно увидеть большое количество импактных событий. На рис. 6 слева показан интервал времени за последние 10 тыс. лет, а справа — последнюю тысячу лет.

Часть импактных событий датированы относительно точно, в то время как некоторые из них — лишь приблизительно, например поле Каали в Эстонии (7–4 тыс. лет назад) или кратеры Далгаранга (менее трех тысяч лет назад) и Вайт Корт (около 1,1 тыс. лет назад) в Австралии. Виден тренд

к определенной цикличности этих импактных событий. В данной работе статистический анализ времени этих событий с целью выявления определенных закономерностей падения на Землю метеоритов, астероидов и комет не проводился.

Если изменить масштаб времени и рассмотреть интервал в последние тысячу лет (рис. 6, правая часть), то так же можно заметить тенденцию к определенной цикличности формирования импактных структур.

Возможно рассмотреть и более детально временной отрезок за последние сто с небольшим лет, начиная с 1900 г. (рис. 7). На этом рисунке приведена только часть известных на данный момент примеров импактных событий, включая Тунгусский взрыв (1908), различные метеориты или кратеры. До 626 метеоритов упало на Землю в интервале с 1910 по 2013 г. [Дудоров, Еретнова, 2014], что равно приблизительно падению 6 метеоритов в год, или 120 тысяч метеоритов за последние 20 тыс. лет. Очевидно, что таких событий произошло действительно много, а это значит, что, скорее всего, такая тенденция характеризует весь интервал времени, отвечающий фазе совмещения разных циклов Миланковича, т. е., например фазу P_{129} — последние 20 тыс. лет. В результате подсчетов авторы [Дудоров, Еретнова, 2014] отмечают максимумы падений метеоритов в 1935 г. (до 17), в 1952 и 1953 (по 12), 1939 и 1977 г. (по 11).

Сегодня принято считать, что подавляющее большинство астероидов и метеоритов, упавших на Землю или Марс, происходят из пояса астероидов и пояса Копейра. В последнем поясе также присутствуют и кометы, некоторые из которых время от времени сталкиваются с Землей. Что же заставляет тела из этих поясов менять свою орбиту?

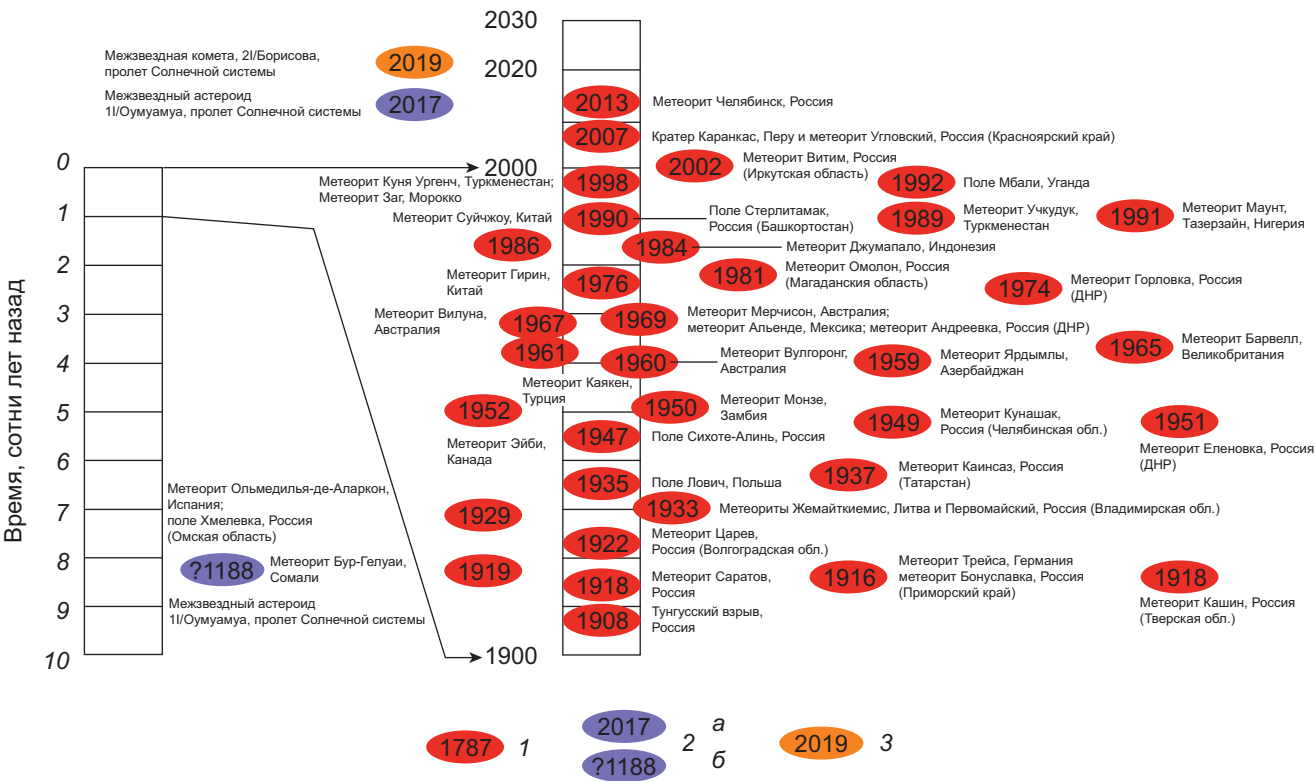


Рис. 7. Примеры импактных событий за последнюю тысячу лет: 1 — достоверно установленные импактные события; 2 — время пролета Солнечной системы межзвездным астероидом 1I/Оумуамуа: а — в 2017 г., б — предположительное время пролета Солнечной системы в 1188 г.; 3 — время пролета Солнечной системы межзвездной кометой 2S/Борисова в 2019 г.

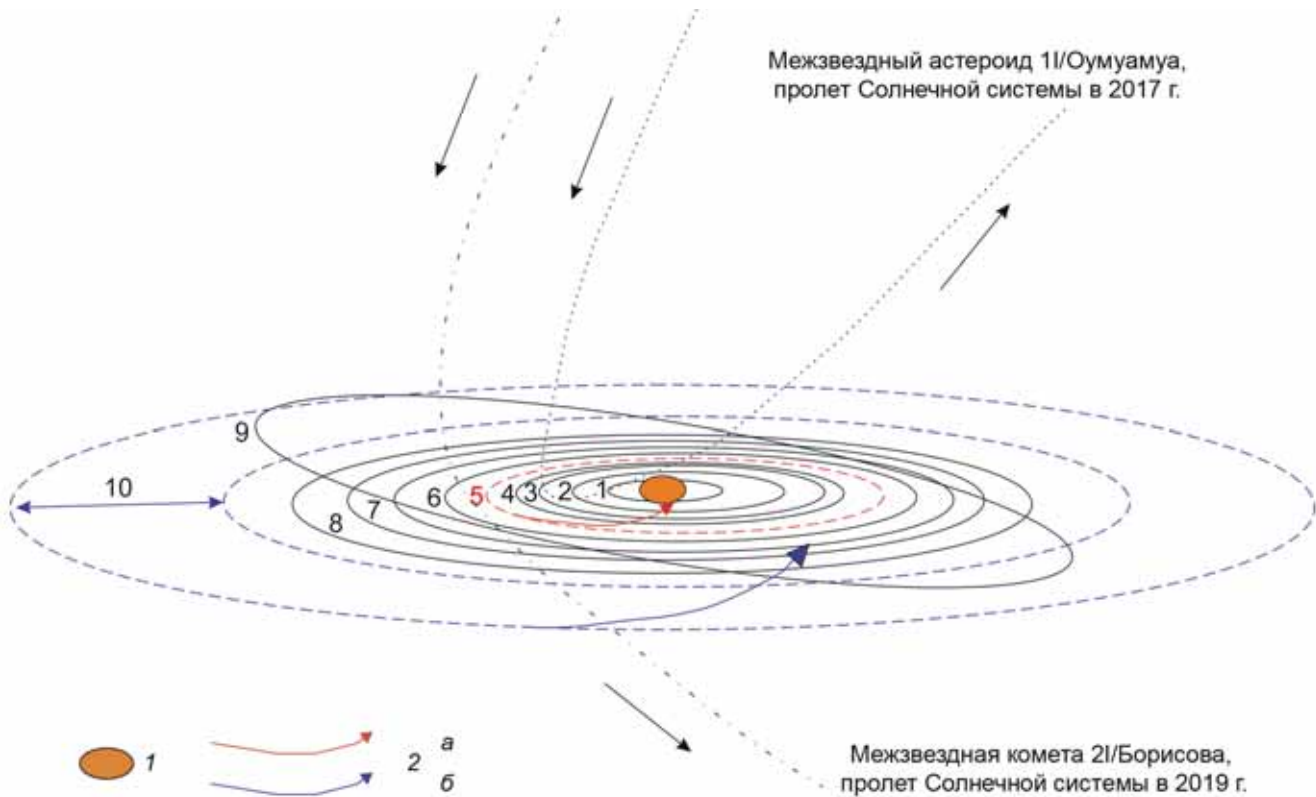


Рис. 8. Модель гравитационного влияния межзвездных объектов на тела в поясе астероидов и поясе Копейра, генерирующего изменение орбит поясных тел и приводящих к их столкновениям с другими телами Солнечной системы: 1 — Солнце, 2 — изменение траектории орбиты объектов: а — из пояса астероидов, б — из пояса Копейра. Обозначения: 1 — Меркурий, 2 — Венера, 3 — Земля, 4 — Марс, 5 — пояс астероидов, 6 — Юпитер, 7 — Сатурн, 8 — Уран, 9 — Плутон, 10 — пояс Копейра

Габдуллин Р.Р. предлагается следующее объяснение (рис. 8). Возможно кандидатами на роль такого фактора можно считать недавно открытый в 2017 г. межзвездный астероид 1I/Оумуамуа [Portegies, et al., 2017] или межзвездную комету 2S/Борисов [Дорофеева и др., 2023]. Последняя была открыта в 2019 г. Геннадием Владимировичем Борисовым, инженером отдела физики эмиссионных звезд и галактик Крымской астрономической станции ГАИШ МГУ в поселке Научный Бахчисарайского района Крыма. Астероид 1I/Оумуамуа «приходит» в нашу Солнечную систему из созвездия Лиры. Траектория движения этих объектов проходит через несколько звездных систем, а также через пояс астероидов и пояс Копейра. Их гравитационное воздействие в момент пересечения этих поясов может приводить к изменению орбиты тел из пояса астероидов и пояса Копейра, что в конечном итоге может привести к их столкновению с другими телами Солнечной системы. Таким образом, межзвездные астероиды и кометы могут быть триггером будущих падений метеоритов, астероидов и комет на Землю.

Изменения орбитальных параметров Земли, в том числе и эксцентриситета ее орбиты, возможно также увеличивают вероятность столкновений метеоритов, астероидов и комет с Землей.

Предложенная Габдуллиным Р.Р. модель может объяснять корреляцию между фазами совмещения разных циклов Миланковича и эпизодами импактных событий.

Практическое приложение полученных результатов при проведении учебной практики по геологии. На рис. 5 показана хроностратиграфическая привязка разреза карьера у села Радомаля Солнечногорского городского округа Московской области, где на базе Московского университета проводится практика по геологии для студентов факультета почвоведения [Габдуллин, 2023б; Панина, Зайцев, 2022]. В частности, московский горизонт отвечает времени совпадения циклов прецессии, эклиптики и эксцентриситета на циклостратиграфической шкале и интервалу относительного похолодания климата.

В заброшенном карьере в Радомле (рис. 5, а) вскрываются ледниковые отложения московского горизонта, представленные кирпично-красными суглинками (gIIms, рис. 5, б), несогласно перекрытые водно-ледниковыми пестро окрашенными в разной степени сортированными разнотерными (степень сортировки увеличивается вверх по разрезу) песками московского горизонта (fIIms). Выше залегают супеси делювиального генезиса (dH). В отложениях московского горизонта можно выделить не только образования ледникового (gIIms), но и водно-ледникового (fIIms) генезиса, но и внутри, например толщи флювиогляциальных отложений можно выделить цикличность более низкого ранга, представленную чередованием интервалов относительного потепления (рис. 5, в, д) и похолодания (рис. 5, з) климата. В частности, маркерами относи-

тельного похолодания климата выступают прослойки суглинков внутри толщи песков. Таким образом, астроклиматическими маркерами (реперами) для расчленения и корреляции разрезов возможно считать следы в осадочной последовательности фаз совмещения разных циклов Миланковича, генерирующие изменения климата, а также импактные события, коррелирующие с фазами совмещения разных циклов Миланковича.

Перспективы представления результатов в музейном пространстве. При проведении исследования были использованы материалы музея Землеведения МГУ. В экспозиционном пространстве зала № 3 «Строение и эволюция Земли» на 28 этаже Главного здания Московского университета и в фондах музея имеются образцы российских метеоритов — Харабали (Астраханская обл.), Жовтневый Хутор (ДНР), Саратов, Царев (Волгоградское Заволжье), Челябинск, Кунашак (Челябинская обл.), Сихотэ-Алинь, Первомайский поселок (Владимирская обл.), Омолон, Чинге (Тува), Дронино (Рязанская обл.), Сеймчан (Магаданская обл.), Будулан (Читинская обл.), метеоритов Республики Беларусь — Брагин, США — Камберленд Фоллз, Аргентина — Кампodel-Сьело, Швеция — Мунионалуста. Разнообразие образцов в музее постоянно наращивается благодаря систематическим целевым экспедиционными работам [Винник и др., 2022].

В университетском музее, ориентированном во многом на учебный процесс в области наук о Земле, большое значение для формирования научной картины мира посетителя имеет эффективная подача механизмов взаимодействия геосфер, планеты и космического пространства, а также разных типов вещества в классификации В.И. Вернадского (живого, косного, космического и т.д.) [Иванов и др., 2023]. В этой связи эффективным может быть объединение классического подхода с демонстрацией космического вещества, попадающего на планету (макроостатки космических тел, импактиты из астроблем и т.п.), современными новаторскими музейными решениями. В частности, рациональным дополнением может стать проектирование по результатам наших исследований адаптированного для музейного пространства варианта астрохронологической шкалы с отражением на единой стреле времени геологических эпох и современности с учетом в прогностический анализ, например, частот импактных событий, оценочных масс выпавшего космического вещества, объемов импактно переработанного вещества литосферы. Эффективным решением для синтетического восприятия влияния даже одиночного рядового в геологической истории импактного события на геосферы может стать создание модели в виде полного натурального профиля следов воздействия небесного тела на планету: от геохимического ореола до геологических зон кратера, сейсмодислокаций и зон разуплотнения, перераспределения флюидопотоков и, возможно, изменений



Рис. 9. Отбор проб почвогрунтов для геохимического анализа с целью фиксации наличия космического вещества на гипотетической оси «метеоритного дождя Саратов». Район бывшего села Михалевка, Саратовская область. Работы выполняют сотрудники и студенты МГУ, Тамбовского ГТУ, Тамбовского аграрно-технологического техникума. Июль 2024 г.

биоты посредством астробиологических эффектов и перестроек экосистем.

В этом направлении в МГУ развивается обширное поле деятельности по проекту «Молодежный музей», — начинающие исследователи могут быть вовлечены в процессы сбора космического материала разной размерности путем участия в полевых маршрутах, отборе и обработке проб, а также формирования экспозиционно-выставочных элементов с внедрением современных виртуалистических и иных технологий в пространстве университетского музея. Начало такой деятельности уже положено через мобильно-сетевые проекты музейной составляющей [Вернадизм..., 2023]. Последние годы развиваются работы по обнаружению микроостатков космического вещества в почвогрунтах под руководством Е.Ю. Погожева (с вовлечением учащихся Университетской гимназии МГУ), а также по комплексному изучению метеоритного дождя «Саратов» под руководством М.А. Винника (от архивных исследований до фиксации геохимических следов в почвогрунтах и биоте (рис. 9)). Эти проекты объединились во время десятого полевого сезона 2024 г. научно-просветительской экспедиции «Флотилия плавучих университетов» [Иванов и др., 2021] в Среднем и Нижнем Поволжье с широким привлечением студентов и местной молодежи, регионального краеведческого и музейного сообщества, а методики исследований были продемонстрированы во время полевого заседания «Комиссии РАН по изучению наследия выдающихся ученых» (секция В.И. Вернадского). Отобранные материалы в настоящее время отправлены на аналитические исследования.

Заключение. Впервые методологически апробирован метод высокоточной циклостратиграфической корреляции на разрезах неоген-четвертичных отложений с акцентом на разнопорядковые циклы эксцентриситета орбиты Земли и другие циклы Миланковича — наклонения эклиптики и прецессии оси вращения, что дает возможность высокоточной корреляции этих отложений, а также несет потенциал для уточнения и дополнения палеоклиматической летописи в приложении к изучению поведения геосистем в условиях глобальных климатических изменений.

Определены корреляционные маркеры для высокоточной планетарной корреляции осадков четвертичной системы. Астроклиматическими маркерами (реперами) для расчленения и корреляции разрезов возможно считать следы в осадочной последовательности фаз совмещения разных циклов Миланковича, генерирующие изменения климата, а также импактные события, коррелирующие с фазами совмещения разных циклов Миланковича.

При анализе хронологического распределения импактных структур установлено, что большая часть из них совпадает по времени своего образования с фазами совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета Земли или с моментами совмещения разных циклов Миланковича — прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета, маркируя тем самым эти рубежные моменты геологической истории. Габдуллин Р.Р. предложена модель, объясняющая корреляцию между фазами совмещения разных циклов Миланковича и эпизодами импактных событий.

Результаты исследования могут быть использованы при проведении учебной практики по геологии

в Чашниково, а также могут быть использованы при расчленении и региональной и глобальной корреляции разрезов, при проведении геологической съемки, создания циклостратиграфических шкал равнинных и горных областей Евразии, а также при создании и дальнейшем развитии экспозиционного пространства музеев.

При проведении исследования были использованы материалы экспозиционного пространства и фондов музея Землеведения. Полученные научные данные будут также использованы при подготовке экспозиционного пространства Университетской гимназии МГУ.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 23-Ш02-17 «Разработка основ создания, функционирования и развития комплексного научно-просветительского университетского молодежного музея на примере МГУ имени М.В. Ломоносова». Проект реализуется в рамках НОШ МГУ (Ш02): Междисциплинарная научно-образовательная

школа «Сохранение мирового культурно-исторического наследия». Участие Н.В. Бадулиной осуществлялось в рамках темы государственного задания № АААА-А16-116033010119-4 «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации», участие Иванова А.В. — при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель, проф. А.В. Смуров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музейными средствами в области наук о Земле и жизни» (научный руководитель, проф. В.В. Снакин) в рамках темы государственного задания Института географии РАН-FMWS-2024-0007 (1021051703468-8) «Биотические, географо-гидрологические и ландшафтные оценки окружающей среды для создания основ рационального природопользования», научный руководитель член-корр. РАН А.А. Тишков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадизм в современном университете. Опыт мобильно-сетевых научно-просветительских проектов / А.В. Иванов, А.В. Козачек, В.Е. Бредихин, С.А. Струлев, Н.Е. Беспалько, Ю.М. Батурин, И.А. Воликова, Е.Е. Захаров, Н.Н. Колотилова, М.Н. Краснянский, Н.В. Молоткова, Д.Ю. Муромцев, В.В. Снакин, А.В. Сузюмов, А.А. Тишков, И.А. Яшков / Под ред. А.В. Иванова, А.В. Козачека. М.; Тамбов: Издательский центр ФГБОУ ВО «ТГТУ», 2023. 200 с.

Винник М.А., Коснырева А.А., Галушкин Ю.И., Галушкина Т.Н. Метеоритные экспедиции сотрудников Музея землеведения в 2022 г. // Жизнь Земли. 2022. Т. 44, № 4. С. 487–497.

Габдуллин Р.Р. Высокоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2023а. 550 с.

Габдуллин Р.Р. Наследие В.И. Вернадского в области почвоведения и геологии при проведении учебной практики на базе МГУ в Чашниково // Ноосфера. 2023б. № 1. С. 182–187.

Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В. и др. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для плиоцен-четвертичных разрезов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024а. № 4. С. 116–124.

Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В. и др. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для четвертичного времени // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024б. № 3. С. 33–41.

Дорофеева В.А., Борисов Г.В., Шустов Б.М. Комета 2I/Borisov в сравнении с кометами Солнечной системы // Астрономический вестник. 2023. № 1. С. 71–80.

Дудоров А.Е., Еретнова О.В. Частота падения метеоритов // Вестник Челябинского государственного университета. 2014. № 1 (330). Физика. Вып. 19. С. 58–67.

Иванов А.В., Смуров А.В., Снакин В.В. и др. Музейная выставка «Живое вещество в геосферах» к 160-летию со дня рождения В.И. Вернадского // Жизнь Земли. 2023. Т. 45, № 3. С. 441–461.

Иванов А.В., Яшков И.А., Захаров Е.Е. Экспедиции по Поволжью и Прикаспию. Этюды половины тысячелетия. От первых путешественников до «Флотилии плавучих университетов». М.: Русский Мир, 2021. 224 с.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Учебно-методическое пособие по проведению геолого-геоморфологической практики в районе Чашниковской впадины (геология, геоморфология и современные геологические процессы). М.: Перо, 2022. 154 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Geologic Time Scale. 2020. eBook ISBN: 9780128243619.

Hongxuan L., Weiguo L., Hong Y., et al. Decoupled Land and Ocean Temperature Trends in the Early-Middle Pleistocene // Geophysical Research Letters. 2023. Vol. 49. DOI: 10.1029/2022GL099520.

James S., Chandran S.R., Santosh M., et al. Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: A global review // Energy Geoscience. 2021. Vol. 3, No. 2. P. 136–146.

Jin L., Ganopolski A., Willeit M., et al. Decoupled orbital-scale variability of late Pleistocene-Holocene monsoonal circulation and rainfall in East Asia // Science Bulletin. 2023. Vol. 68. Iss. 9. P. 897–901.

Indu G.K., Shania J., Chandran R., et al. Deriving a denudation index for terrestrial meteorite impact craters using drainages as proxies // Geomorphology. 2021. Vol. 397. eP 108007.

Lu H., Liu W., Yang H., et al. Decoupled Land and Ocean Temperature Trends in the Early-Middle Pleistocene. Geophysical Research Letters. 2022. Vol. 49. DOI: 10.1029/2022GL099520.

Osinski G. R., Grieve R. A.F., Ferrière L., et al. Impact Earth: A review of the terrestrial impact record // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 232. P. e104112.

Ogg J., Ogg G., Gradstein F. A concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.

Portegies Zwart S., Torres S., Pelupessy I., et al. The origin of interstellar asteroidal objects like 11/2017 U1 // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society: Letters 2017. Vol. 479. DOI 10.1093/mnrasl/sly088

Schwarz F., Salzmann U., Cheng F., et al. High altitude Pliocene to Pleistocene vegetation and climate change of the Kunlun Pass Basin, NE Tibetan Plateau // Global and Planetary Change. 2023. Vol. 223. P. e104078.

Sirenko O. Changes in Pleistocene vegetation and climate of Ukraine in the range of 1.8–0.4 million years // Journal of

Geology, Geography and Geoecology. 2019. Vol. 28. Iss. 2. P. 355–366.

Temovski M., Wieser A., Marchhart O., et al. Pleistocene valley incision, landscape evolution and inferred tectonic uplift in the central parts of the Balkan Peninsula — Insights from the geochronology of cave deposits in the lower part of Crna Reka basin (N. Macedonia) // Geomorphology. 2024. Vol. 445. P. e108994.

Zupan Hajna N., Mihevc A., Bosák P., et al. Pliocene to Holocene chronostratigraphy and palaeoenvironmental records from cave sediments: Račiška pečina section (SW Slovenia) // Quaternary International. 2021. Vol. 605–606. P. 5–24.

Статья поступила в редакцию 14.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 31.12.2024

УДК 551.7633:551.86(234.86/9)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-72-81

ТУРОНСКИЙ И КОНЬЯКСКИЙ ЯРУСЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА — БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Людмила Федоровна Копачевич¹✉, Сергей Иванович Бордунов²,
Елена Васильевна Яковичина³, Руслан Рустемович Габдуллин⁴,
Маргарита Рубеновна Латыпова⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения отложений туронского и коньякского ярусов на территории Восточного Перитетиса. Рассмотрены вопросы изменения палеообстановки и смены сообществ фораминифер на границах ярусов. Показано, что океаническое аноксическое событие ОАЕ 2 на границе сеномана и турона носило достаточно длительный характер и проходило в несколько фаз. Турон-коньякский интервал характеризовался существованием относительно глубоководного открытого морского эпиконтинентального бассейна океана Тетис, где шло карбонатное осадконакопление, преимущественно гемипелагического типа.

Ключевые слова: Перитетис, мел, турон, коньякский ярус, фораминиферы, палеогеография

Для цитирования: Копачевич Л.Ф., Бордунов С.И., Яковичина Е.В., Габдуллин Р.Р., Латыпова М.Р. Туронский и коньякский ярусы на территории Восточного Перитетиса — биостратиграфия и палеогеография // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 72–81.

TURONIAN AND CONIACIAN IN THE TERRITORY OF THE EASTERN PERITHEYS — BIOSTRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHY

Lyudmila F. Kopaevich¹✉, Sergei I. Bordunov², Elena V. Yakovishina³,
Ruslan R. Gabdullin⁴, Margarita R. Latypova⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

² Lomonosov Moscow State University, Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

Abstract. The results of a comprehensive study of the deposits of the Turonian and Coniacian on the territory of the Eastern Perithetys are presented. The issues of changing paleoenvironments and assemblages of foraminifera at the boundaries of the stages are considered. It is shown that the oceanic anoxic event OAE 2 at the boundary of the Cenomanian and Turonian was quite long-term and took place in several phases. The Turonian-Coniacian interval was characterized by the existence of a relatively deep-sea open-sea epicontinental basin of the Tethys Ocean, where carbonate sedimentation, mainly of the hemipelagic type, took place.

Keywords: Perithetys, Cretaceous, Turonian, Coniacian, foraminifera, paleogeography

For citation: Kopaevich L.F., Bordunov S.I., Yakovishina E.V., Gabdullin R.R., Latypova M.R. Turonian and Coniacian in the territory of the Eastern Perithetys — biostratigraphy and paleogeography. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 72–81. (In Russ.).

Введение. Палеоклиматические реконструкции глобальных потеплений вызывают большой интерес, что связано с вступлением Земли в очередной по-

добный интервал. В связи с этим меловой период привлекает к себе особое внимание, причин для этого несколько. Во-первых — это особый период

в истории развития Земли, названный в честь уникального типа горной породы — писчего мела, который похож на современный глубоководный известковый ил. Однако, его накопление в меловом периоде происходило в относительно мелководных эпиконтинентальных бассейнах, которые представляли собой неотъемлемую часть океана. Фронт резкой границы между водной толщей шельфа и континентального склона (shelf break), который присутствует в современных океанах, отсутствовал в позднем мелу из-за более высокого уровня Мирового океана. Благодаря этому, основание перемешанного ветром «слоя Экмана» сместилось на окраины континентов, усложнив расшифровку особенностей осадочного процесса из-за смены направления и скорости придонных течений [Браун, 1978]. Вторая особенность мелового периода — теплый ровный климат. Тропические и полярные температуры были выше, чем в настоящее время, теплый климат был отражением более высоких уровней парниковых газов в атмосфере. Содержания CO_2 и, возможно, CH_4 были усилены высоким содержанием водяного пара, возникшего в ответ на более высокие температуры. Перенос тепла из экваториальных участков к полюсам был примерно на 20% выше, чем сегодня, поэтому и циркуляция мелового океана могла сильно отличаться от современной. Трудно себе представить, чтобы огромные пространства существующего ныне Мирового океана стали бескислородными, тогда как в меловом периоде эпизоды локальной аноксии становились не только региональными, но, подчас, приобретали глобальный характер [Нау, 2008]. Такие условия возникали в эквинных обстановках, где стратифицированные воды с аноксией в придонной части формировались в закрытом или полужакрытом бассейне, такими как были в меловом периоде обширные эпиконтинентальные моря окраин океана Тетис [Савельева, 2010]

Условия осадконакопления на территории Восточного Перитетиса. Туронский и коньякский ярусы изучаемой территории распространены в южной и центральной частях Восточно-Европейской платформы и в некоторых структурах Закаспия. Так, породы данных ярусов прекрасно обнажены на территории п-ва Мангышлак, где они представлены преимущественно карбонатами. С ними вместе обычно рассматриваются и структуры Крымского полуострова и Северного Кавказа, главным образом его западной части, с которыми они имеют много общего (рис. 1). В изученных разрезах Юго-Западного и Центрального Крыма, Северного Кавказа (Шапсугский карьер), Прикаспия выделены микрофации микритовых мадстоунов и мад-вакстоунов, фораминиферо-кокколитовых и питонелло-кокколитовых известняков (рис. 2, 3). Близкие по своему строению карбонатные породы известны в составе разрезов Воронежской антеклизы. Присутствие характерных комплексов известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann), а также планктонных фораминифер

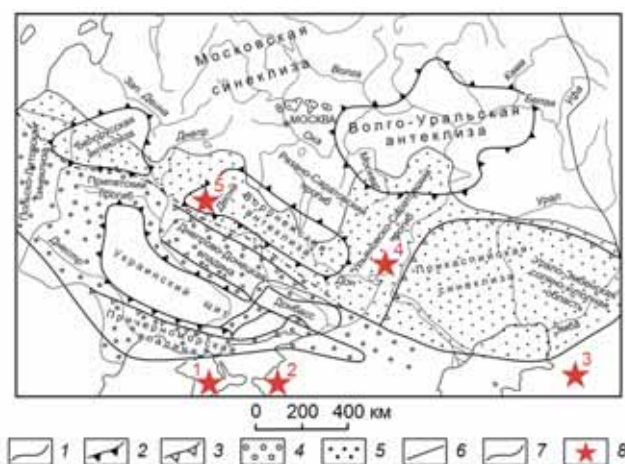


Рис. 1. Тектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы (по [Олферьев, Алексеев, 2018] с изменениями). 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы щитов и антеклиз; 3 — границы прогибов; 4 — Центрально-Европейская палеогеографическая субпровинция; 5 — Центрально-Российская палеогеографическая субпровинция; 6 и 7 — границы современного расположения меловых отложений; 8 — места расположения изученных разрезов (цифры со звездочкой): 1 — Горный Крым; 2 — Северо-Западный Кавказ; 3 — Мангышлак; 4 — Поволжье; 5 — Воронежская антеклиза

(ПФ) родов *Heterohelix*, *Whiteinella*, *Marginotruncana*, *Globigerinelloides*, кокколиты *Watznaueria barnesiae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Manivitella pemmatoidea* является характерной особенностью всех разрезов данного возраста на изучаемой территории. Присутствующие в разрезах микрофации соотносятся с такими фациальными зонами как глубокий шельф, характерным для морского дна с умеренным наклоном в сторону бассейна (рампы), и подножье карбонатного шельфа, где отложения формируются за счет сносимого с него материала. Глубина, положение базиса действия волн и насыщенность кислородом близки к фациям глубокого шельфа [Flügel, 2010]. Вверх по разрезу нижнего турона карбонатность увеличивается, глинистая составляющая практически исчезает, известняки становятся мелоподобными. Появляются разноцветные кремневые конкреции, отдельные прослои известняков замещаются кремнием. Граница между нижним и верхним туроном хорошо трассируется по массовому появлению известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Ниже данные микроорганизмы встречаются спорадически и в малых количествах.

Это позволяет сделать вывод, что турон-коньякские толщи известняков формировались в условиях дистального шельфа либо открытого морского бассейна (пелагические и гемипелагические отложения), при медленной или умеренной гидродинамике и достаточно медленной седиментации [Яковишина и др, 2022; 2024]. Другая возможность формирования подобных отложений могла осуществляться в обстановке погруженной карбонатной платформы в условиях быстрой трансгрессии, что способствовало увеличению глубины бассейна [Flügel, 2010].

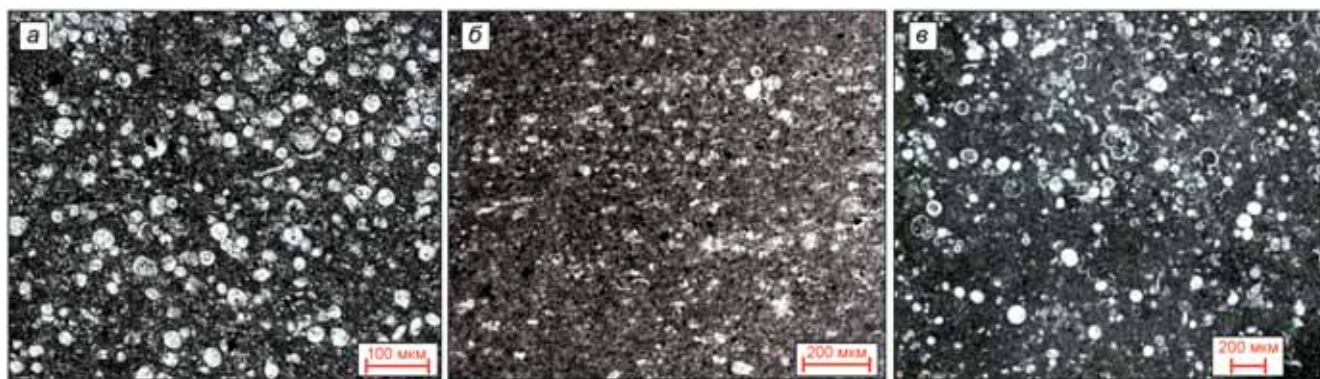


Рис. 2. Фото петрографических шлифов: а — фораминиферо-питонелловый мад-вакстоун, обр. 7, о. Аксудере, Крым; б — фораминиферо-питонелловый мадстоун, обр. 14/2, Шапсугский карьер, Северо-Западный Кавказ; в — фораминиферо-питонелловый мад-вакстоун, обр. 3, скв. Астраханская, Прикаспий

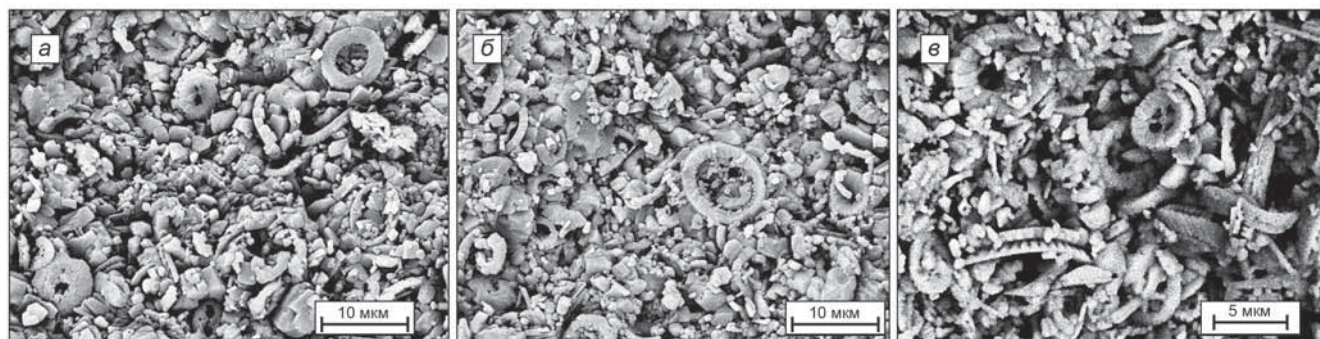


Рис. 3. СЭМ-изображения верхнетуронских известняков: а — микритовый известняк, обр. 3, о. Аксудере, Крым; б — микритовый известняк, обр. 7, о. Аксудере; в — пелитоморфный известняк, Воронежская антеклиз [по Савко, Иванова, 2009]

Значительное влияние на процессы осадконакопления, особенно в раннем туроне оказывали эвстатические колебания моря, а также флуктуации инсоляции, определяющие тепловое состояние земной поверхности по типу циклов Миланковича, формируя ритмичный характер разреза [Яковишина и др, 2022; 2024].

Биостратиграфическая характеристика.

Как уже указывалось выше, значительную часть подобных отложений составляют остатки микрофоссилий: известковых водорослей (кокколитофорид), диноцист, фораминифер, некоторые из которых обладают высоким стратиграфическим потенциалом. Благоприятные параметры водных масс на протяжении туронского и коньякского веков привели к повышению таксономического разнообразия не только микро-, но и макрофоссилий. Присутствие раковин и ядер двустворчатых моллюсков иноцерамид и головоногих моллюсков аммонитов достигала здесь высоких значений. Данные по изменениям изотопных характеристик $\delta^{13}\text{C}$ для серии опорных разрезов как для нижней, так и для верхней границ туронского яруса позволили установить присутствие нескольких глобальных уровней. Нижние границы туронского и коньякского ярусов к настоящему времени утверждены Международной комиссией по стратиграфии после соответствующих обобщающих публикаций [Kennedy, et al., 2005; Walaszczyk, et al., 2022]. Однако, при практической

работе приходится сталкиваться с определенными трудностями. Существуют они и для территории Восточного Перитетиса, в состав которого входят Восточно-Европейская платформа (ВЕР) — преимущественно южная и центральная части, Крым, Северный Кавказ и Предкавказье, а также территория Прикаспия и Закаспия (см. рис. 1). Заключаются эти трудности в следующем.

Нижняя граница туронского яруса. К границе сеноманского и туронского ярусов приурочены карбонатные породы, часто содержащие прослой или несколько прослоев так называемых «черных сланцев», которые являются отражением проявившегося практически глобально события “Bonarelli” — “Ocean Anoxic Event 2» или кратко «ОАЕ 2». Эти прослой имеют субглобальное распространение. Вышележащие породы представлены карбонатными циклитами или массивными толщами писчего мела [Яковишина и др., 2022, 2024]. Их накопление происходило в условиях обширной морской трансгрессии, что подтвердилось изучением пород и шлифов с территорий Юго-Западного Крыма (разрез Аксудере), Шапсугского карьера (Северо-Западный Кавказ), скважины с территории в районе Астрахани. Породы рассматриваемого интервала представлены здесь микритовыми мадстоунами, мад-вакстоунами, фораминиферо-кокколитофоридовыми и питонелло-кокколитофоридовыми известняками (рис. 2).

Биостратиграфическое положение этой границы утверждено в соответствии со следующими событиями. 1. Появление аммонитов *Watinoceras devonense* Wright et Kennedy и иноцерамов *Mytilodes pueblonensis* Walaszczyk et Cobban [Kennedy, et al., 2005, fig. 2, 5, 6, 8]. Оба таксона описаны с территории Северной Америки, при этом их географическое распространение ограничено практически этим континентом. 2. Распространение планктонных фораминифер (ПФ) показывает, что граница между ярусами попадает в среднюю часть зоны *Whiteinella archaeocretacea*, а зональный вид нижнего турона *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) появляется выше утвержденной границы [Kennedy, et al., 2005, fig.1]. Следует отметить весьма ограниченное территориальное распространение и этого вида, в том числе на изучаемой территории. Здесь он отмечен только в разрезах Кавказа [Маслакова, 1978; Tur, et al., 2001], зафиксирован в одном разрезе оврага Аксудере Юго-Западного Крыма [Кораевич, Walaszczyk, 1990; Fisher, et al., 2005], однако его изображение в этих публикациях отсутствует. В разрезах ВЕП и Закаспия этот вид не встречен [Алексеев и др., 2005а, б; 2007; Walaszczyk, et al., 2013; 2022; Кораевич, Vishnevskaya, 2016]. Одновременно с этим ограничением следует отметить благоприятный фактор, так как в ряде участков Восточного Перитетиса только к турон-коньякскому интервалу всегда приурочены карбонатные отложения. Такая ситуация существует, к примеру, в Западном Заволжье [Александрова и др., 2012]. Это сказалось на комплексах микрофоссилий, которые именно здесь приобретают наибольшее сходство с западными и южными районами Перитетиса, что позволяет в значительной мере уточнять корреляционные уровни.

Аноксия океана и захоронение углерода, связанные с увеличением потока органического вещества и последующего содержания CO_2 перед ОАЕ 2, долгое время считались одноразовым процессом. Однако, изотопные характеристики нижней границы туронского яруса, связанные непосредственно с этим событием, показали более сложную картину его развития. Возможные многократные изменения углеродного цикла на протяжении ОАЕ 2 были отмечены еще в относительно ранних геохимических исследованиях донных осадков из Северной Атлантики [Bentum, et al., 2012]. Современные данные уверенно подтверждают проявление нескольких импульсов выброса и захоронения углерода. Так, для проверки этой гипотезы анализировались изотопы в биомаркерах морского и наземного происхождения внутри территории Западного бассейна США [Boudinot, et al., 2021]. Авторами был сделан анализ углеродной биохимии молекул из растений, водорослей и бактерий, которые жили в обстановке ОАЕ 2 и сохранились в породах из разрезов на территории штата Юта (Северная Америка). Полученные данные использовались для понимания углеродного цикла во время этого события, включая

состав углерода в океанах, а также концентрацию атмосферного CO_2 . Результаты показали, что процесс увеличения атмосферного CO_2 был многократным. Об этом свидетельствует неоднородное строение обогащенного органическим веществом слоя или присутствие нескольких прослоев на этом уровне, как это зафиксировано в разрезе по р. Биюк-Карасу в Центральном Крыму [Латыпова и др., 2019].

Понимание реакции экосистемы на выбросы и захоронение CO_2 на протяжении ОАЕ 2 помогает расшифровать его влияние на биологическую динамику. Так внутри события «Bonarelli» было выделено несколько фаз [Coccioni, Luciani, 2004], к которым приурочены изменения в составе комплексов микрофоссилий, в данном случае планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ). Это нашло свое подтверждение и на изучаемой территории, в частности на территории Горного Крыма, где проявление ОАЕ 2 меняется от разреза к разрезу [Кораевич, Kuzmicheva, 2002]. В последнее время эти представления нашли подтверждение геохимическими, биостратиграфическими и седиментологическими данными на обширных пространствах Мирового океана. Если обобщить все имеющиеся данные, процесс этот выглядит следующим образом.

Фаза I: относительно стабильные условия. Водная толща была стратифицирована, существовало много различных экологических ниш, для каждой из которых был характерен свой комплекс ПФ. К концу I фазы начали возникать обстановки нестабильности и эвтрофные условия чередовались с обстановками низкого содержания кислорода. Сущность процесса эвтрофии заключалась в увеличении продуктивности водных сообществ и отставании от них процессов разложения, в результате чего органическое вещество скапливалось в водной толще.

Фаза II: условия стресса. Низкое разнообразие и присутствие видов-оппортунистов чередуется со спорадически встречающимися переходными и олиготрофными глубоководными формами, указывая на увеличение эвтрофии и редукцию стратификации водных масс. Внутри фаз II и III отмечается общее для всех таксонов уменьшение размеров раковин, когда в популяции необходимо преобладание видов с быстрой способностью к репродукции, что было подмечено достаточно давно [McLeod, et al., 2013].

Фаза III: экстремально стрессовые обстановки. В то же время высокое обилие радиолярий предполагает присутствие высокой продуктивности эвфотической зоны. Отсутствие известкового планктона может быть связано с растворением раковин в условиях восстановительной среды.

Фаза IV: стрессовые обстановки. ПФ начинают оправляться от кризиса, но система еще остается в кризисном состоянии. На это указывают низкое таксономическое разнообразие с преобладанием таксонов, предпочитающих поверхностные воды, а также присутствие морфотипов ПФ с вытянутыми

камерами последнего оборота [Копачевич, Горбачик, 2017]. Следует отметить, что подобное явление типично не только для ОАЕ 2. В раннем мелу присутствие раковин *Leopoldina* и *Clavibergella* совпадало с наиболее интенсивными проявлениями ОАЕ 1 [Coccioni, Luciani, 2004], что неоднократно отмечалось и на изучаемой территории [Горбачик, 1986; Копачевич, 2011; Vishnevskaya, Kopaevich, 2020].

Фаза V: частичное восстановление. ПФ увеличили таксономическое разнообразие, возвращаясь к значениям фазы I. Высокое содержание хедбергеллид и гетерогелицид, присутствие раковин с вытянутыми камерами последнего оборота убеждают в том, что даже 150 тыс. лет спустя после формирования слоев, обогащенных C_{org} условия события «Бонарелли» не закончились полностью.

Не менее интересным представляется и поведение БФ в этом интервале в свете новых данных. Международная экспедиция программы глубоководного бурения дна океана IODP 369 «Меловой климат и тектоника» провела изучение океанического бескислородного события на территории Северо-Восточного побережья Австралии и в бассейне Ментелле Индийского океана в дистальной внешней неритовой и верхней батинальной обстановках [Petrizzo, et al., 2022]. В данной статье задокументированы состав и изменения комплексов БФ в период сеноман-туронского перехода к событию ОАЕ 2. В соответствии с вариациями в комплексах БФ были идентифицированы четыре существенно разных интервала, названных «до ОАЕ», «до максимума CIE» (экскурса изотопов углерода), «низкий $CaCO_3$ » и «пост низкий $CaCO_3$ ». В течение этих интервалов были задокументированы:

1. Снижение плотности и таксономического богатства комплекса БФ, палеоэкологическая обстановка с их исчезновением во время основной фазы ОАЕ 2, и событие репопуляции после последующего затем снижения содержания углерода.

2. Космополитные таксоны БФ, зарегистрированные с описываемой в работе территории, могут быть сопоставлены в глобальном масштабе с другими местонахождениями. При этом обнаруживаются сходные палеоэкологические условия в придонных водах на протяжении события ОАЕ 2.

3. На изученном участке были идентифицированы два разных типа скоплений донных БФ. Комплекс «А» иллюстрирует обедневшее сообщество с малым количеством БФ на грамм сухого осадка. Напротив, комплекс «В» дает более высокое таксономическое разнообразие, а также большее количество особей. Оба комплекса «А» и «В» отражают сообщества с низкой толерантностью к кислороду, которые, вероятно, контролировались доступностью питательных веществ. Время изменения комплекса фораминифер позволяет предположить, что изменения окружающей среды, зарегистрированные в придонных водах, просто прерываются высоким значением содержания CO_2 , нашедшим отражение

в максимальном экскурсе изотопов углерода, но не способствуют их полному уничтожению.

4. По мнению авторов статьи на палеоэкологические изменения, проиллюстрированные комплексом БФ, более активно влияли запасы питательных веществ, а не колебания доступности кислорода [Petrizzo, et al., 2022].

Нижняя граница коньякского яруса. С установлением границы туронского и коньякского ярусов также связаны определенные трудности. Она была утверждена Международной стратиграфической комиссией после многолетней работы коллектива авторов, результаты которой были опубликованы в статье Walaszczyk, et al., 2022. В качестве стратотипа нижней границы коньякского яруса был утвержден разрез в стенке карьера Salzgitter-Salder (Зальцгиттер-Зальдер), расположенного на территории Северной Германии в Нижней Саксонии. Однако, в связи с содержащимися в этом разрезе незначительными перерывами, расположенными как раз на уровне границы, были дополнительно включены еще три разреза. Разрез Słupia Nadbrzeżna расположен на территории Центральной Польши, а разрез Střeleč — на территории Чехии. Еще один дополнительный разрез Эль-Росарио расположен в Мексике на территории Национального парка Сьерра-дель-Кармен, Коауила. В этих разрезах практически единственным биостратиграфическим маркером границы является таксон иноцерамов *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek). Он установлен и на территории Восточного Перитетиса. Его находки зафиксированы на территории Юго-Западного Крыма в разрезе Аксудере, где он был описан как *Inoceramus rotundatus* [Kopaevich, Walaszczyk, 1990], признанный синонимом *Cremnoceramus deformis erectus*. Позднее присутствие этого вида зафиксировано в нескольких разрезах Восточно-Европейской платформы: на Воронежской антеклизе [Walaszczyk, et al., 2004], в пределах Ульяновско-Саратовской синеклизы [Pervushov, et al., 2019], на территории Закаспия в разрезах п-ва Мангышлак [Walaszczyk, et al., 2013; Kennedy, Walaszczyk, 2023].

Изотопная стратиграфия на основе кривой изменений значений $\delta^{13}C$ на протяжении позднего мела достаточно хорошо разработана, и изотопные события могут быть прослежены на значительные расстояния [Jarvis, et al., 2006; Walaszczyk, et al., 2022]. В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значениям $\delta^{13}C$ были определены изотопные зоны, которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста (рис. 4) [Walaszczyk, et al., 2022]. Смену тенденций изменения кривой значений $\delta^{13}C$ в верхней части верхнего турона связывают с границей туронского и коньякского ярусов. Данное событие на границе туронского и коньякского ярусов называют «навигационным событием» (Navigation Event). Локальный минимум значений $\delta^{13}C$ соот-

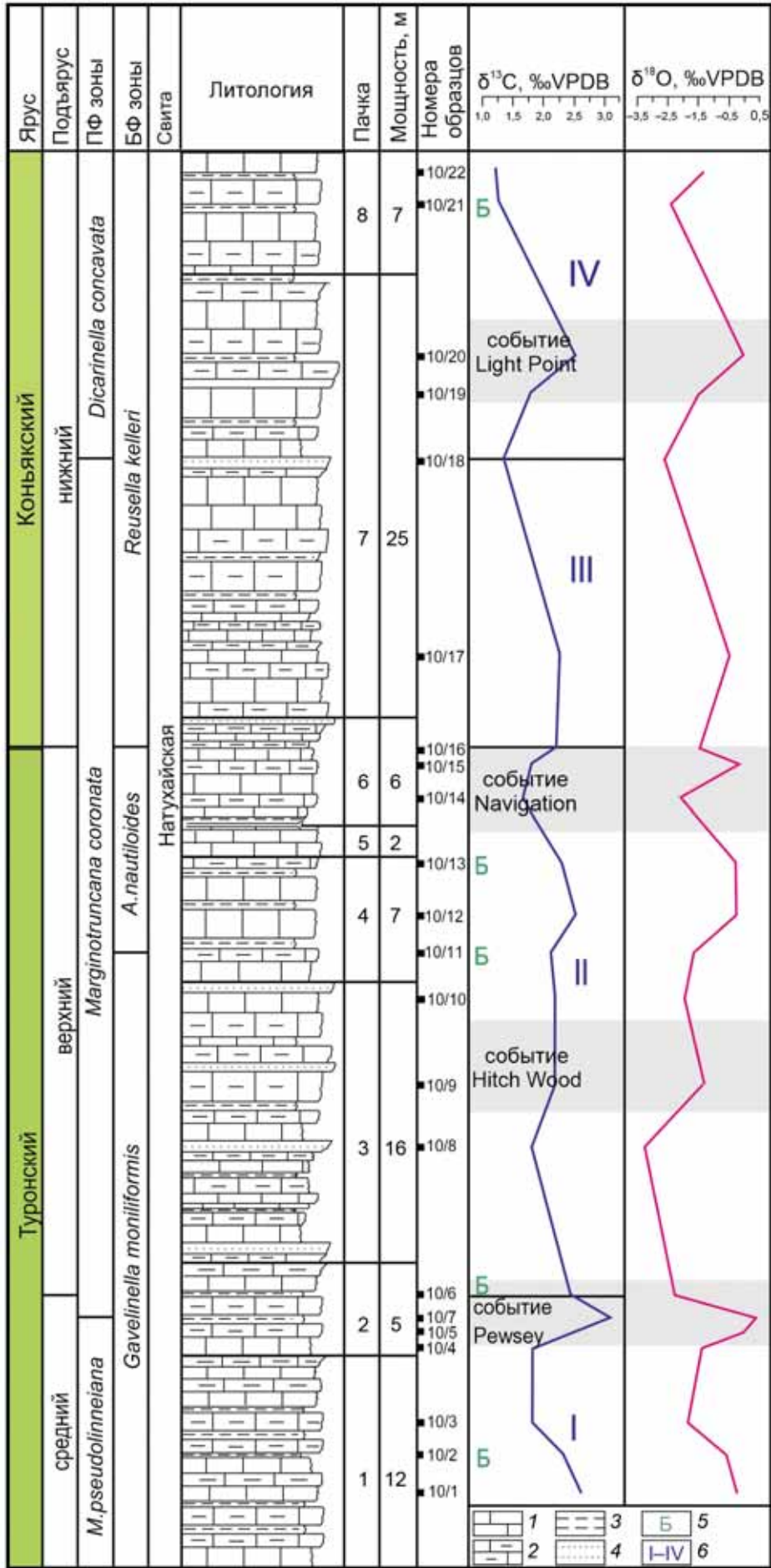


Рис. 4. Изотопные кривые $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и зоны по фораминиферам. Приведены названия изотопных событий, установленных в Западно-Европейских разрезах: Pewsey, Hitchwood, Navigation, Light Point. 1 — известняки, 2 — глинистые известняки, 3 — глины, 4 — песчаники, 5 — прослой бентонитовых глин, 6 — на кривой $\delta^{13}\text{C}$ выделены изотопные зоны I–IV

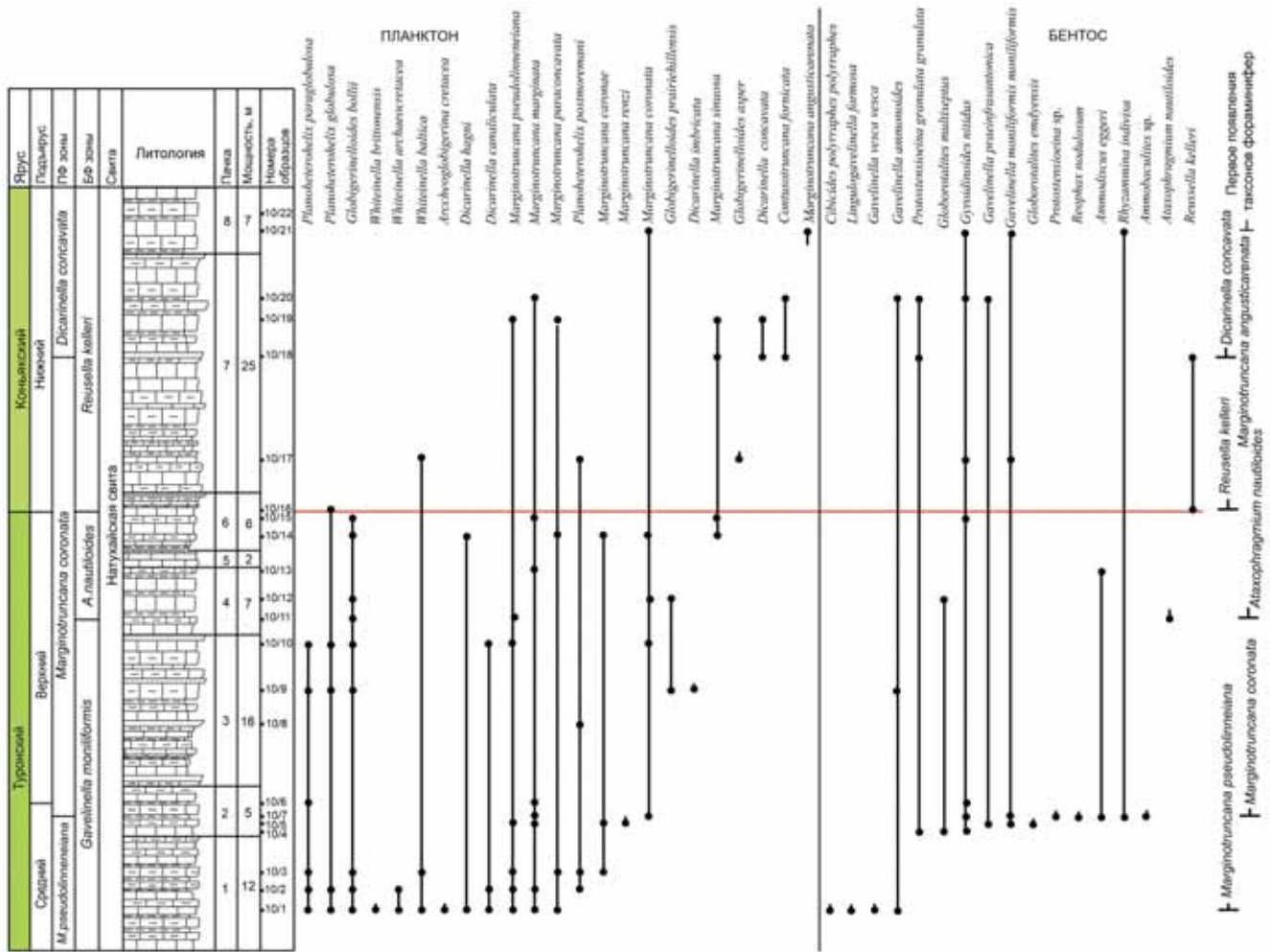


Рис. 5. Стратиграфическое распространение фораминифер в турон-коньякских отложениях разреза Шапсугского карьера (Северо-Западный Кавказ)

ветствует самым верхам верхнего турона. Данное событие Международной стратиграфической комиссией выбрано в качестве вспомогательного маркера при установлении точки глобального стратотипа (лимитотипа) границы, так называемого «золотого гвоздя» (GSSP) — нижней границы коньякского яруса [Walaszczyk, et al., 2022].

Соотношение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ показывает (рис. 4), что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью [Huber, et al., 1995]. Экспериментальные результаты на основе кривой распределения значений палеотемператур показали, что на протяжении турон-коньякского интервала они варьировали от 16 до 33 °C. Среднее значение температуры для изученного интервала 23 °C. Максимальное значение палеотемператур наблюдалось в конце позднего турона.

Данному событию предшествовала минимальная величина температуры. Возможно, это связано с апвеллингом глубинных водных масс, что резко увеличило биопродуктивность и нашло отражение в зафиксированном максимуме значения $\delta^{13}\text{C}$.

В коньякское время количество эпизодов понижения температур увеличилось, что соответствует

общей тенденции некоторого понижения температуры в этом интервале [Huber, O'Brien, 2020].

В целом экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ хорошо согласуются с литологическими особенностями пород и изменениями в составе микробиоты вмещающих их отложений.

Распределение фораминифер в утвержденных стратотипических разрезах не уточняет положения границы туронских и коньякских отложений [Walaszczyk, et al., 2022]. Таксономическое разнообразие ПФ невелико, зарегистрировано немногим более 20 видов, которые типичны для умеренной климатической зоны и обладают относительно продолжительным временным распространением. Тетические, морфологически продвинутые таксоны либо очень редки, либо отсутствуют. В составе комплексов преобладают многочисленные представители рода *Marginotruncana*, в число которых входят: *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. marginata* (Reuss), *M. sinuosa* Porthault, *M. renzi* (Gandolfi), *M. paraconcovata* Porthault. Представители рода *Dicarinella* встречаются реже, они представлены видами *Dicarinella imbricata* (Mornod) и *D. hagni* (Sheibnerova), характерными как для ту-



Рис. 6. Палеогеографическая карта для позднетуронского времени с расположением лимитотипов нижней границы коньякского яруса и изученных разрезов (по [Walaszczyk, et al., 2022] с изменениями)

ронских, так и для коньякских отложений. Вид *Dicarinella primitiva* (Dalbiez) встречается в единичных экземплярах в самых верхних образцах из туронских отложений. *D. concavata* (Brotzen), индекс-вид одноименной зоны, приуроченный к подошве коньяка, а также *Heterohelix huberi* Georgescu, исчезновение которого было признано показателем этой границы, либо отсутствуют, либо их распространение расходится с представлениями других исследователей. Не дают ясной картины фораминиферы из дополнительного разреза Эль-Розарио, о чем свидетельствует [Walaszczyk, et al., 2022, fig. 16]. Аналогичные сложности с распространением ПФ встречены и на территории Восточного Перитетиса (рис.5) [Яковишина и др., 2022; Кораевич, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Koraevich, 2020].

Для биостратиграфической характеристики турон-коньякского интервала менее активно задействованы БФ. В тоже время их комплексы достаточно представительны и характеризуются активным развитием видов рода *Stensioeina* Brotzen. Эволюционные изменения и таксономическое разнообразие этого таксона привлекает к себе внимание уже давно, в том числе и для изучаемой

территории [Беньямовский, 2008; Вишневская и др., 2018; Pervushov, et al., 2019; Walaszczyk, et al., 2013]. Однако общего взгляда на таксономию и стратиграфическую значимость видового состава этой группы пока не появилось.

Выводы. 1. На протяжении турона-коньяка изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины океана Тетис, где шло карбонатное осадконакопление преимущественно гемипелагического типа (рис. 6). Территория находилась под воздействием развивающейся трансгрессии, которая достигла максимума в позднетуронское и раннеконьякское время.

2. Значительное влияние на процессы осадконакопления, особенно в раннем туроне оказывали эвстатические колебания моря, а также флуктуации инсоляции, определяющие тепловое состояние земной поверхности по типу циклов Миланковича, формируя ритмичный характер разреза.

3. В позднем туроне и коньяке палеогеографические условия были относительно стабильны во время максимума трансгрессии, когда шло формирование микритового мелоподобного материала.

4. Изотопное событие “Navigation” фиксируется именно на рубеже ярусов. Оно хорошо прослеживается как в разрезах стратотипа границы, так и в материалах по разрезам Восточного Перитетиса [Кораевич, et al., 2024]. Этот показатель необходимо использовать при изучении новых и пересмотре старых материалов.

5. Сходство палеогеографических обстановок затрудняет определение границы туронского и коньякского ярусов. Нижняя граница туронского яруса связана с глобальным событием ОАЕ 2 (Bonarelli event), которое в разных акваториях, или даже внутри них могло иметь разную продолжительность. Граница туронского и коньякского ярусов совпадает с одним значимым биособытием — появление иноцерамов подвила *Cremnoceramus deformis erectus*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожных А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратигр., Геол. коррел. 2012. Т. 20, № 5. С. 25–64.

Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Введение и стратиграфическая основа // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. геол. 2005а. Т. 80, вып. 2. С. 80–92.

Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Палеогеографическая обстановка // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. геол. 2005б. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.

Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. 2007. Отд. геол. Т. 82, вып. 3. С. 3–29.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратигр., Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 36–46.

Браун Р.А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 144 с.

Вишневская В.С., Копеевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных шкал Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и нанопланктону // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 26–35.

Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. С. 3–239.

Копеевич Л.Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. М., 2011. С. 3–59.

Копеевич Л.Ф., Горбачик Т.Н. Морфология раковины меловых планктонных фораминифер как инструмент для моделирования палеообстановок // Палеонт. журнал. 2017. № 1. С. 3–15.

Латыпова М.Р., Копеевич Л.Ф., Калмыков А.Г. и др. Новые данные об океаническом бескислородном событии

Других заметных изменений на этой границе не зафиксировано [Walaszczyk, et al., 2022]. Этот раздел требует дополнения за счет более широкого применения уже известных эволюционных изменений БФ, о чем уже говорилось выше.

Перечисленные признаки указывают на необходимость продолжения региональных исследований для установления общности и различий этих границ в разных участках Земного шара.

Благодарности. Авторы искренне благодарны рецензентам В.С. Вишневской и А.Г. Матулю за ценные критические замечания, которые помогли существенно улучшить текст.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФ № 24-27-00139.

(ОАЕ-2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 26–31.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.

Савельева О.Л. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 45–55.

Савко А.Д., Иванова Е.О. Фациальная характеристика верхнемеловых отложений юго-западной части Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2009. № 2. С. 61–78.

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копеевич Л.Ф. и др. Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа // Страт. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 3. С. 41–61.

Яковишина Е.В., Копеевич Л.Ф., Бордунов С.И. Палеогеографические условия формирования туронских и коньякских отложений Юго-Западного Крыма // Ломоносовские чтения. Сер. Геология. М.: МГУ, 2024. С. 6–9.

Bentum van E. C., Reichert G.-J., Forster A., Sinninghe Damste J.S. Latitudinal differences in the amplitude of the OAE-2 carbon isotopic excursion: p CO₂ and paleo productivity // Biogeosciences. 2012. No. 9. P. 717–731.

Boudinot F.G., Kopf S., Dildar N., Sepúlveda J. Carbon cycling during Oceanic Anoxic Event 2: Compound-specific carbon isotope evidence from the Western Interior Seaway // Paleoceanogr. and Paleoclimat. 2021. Vol. 36, No. 9.

Coccioni R., Luciani V. Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: a high-resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy) // Journ. of Foram. Res. 2004. Vol. 34. P. 109–129.

Fisher J.K., Price G. D., Hart M.B., Leng M. Analysis of the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea // Cretaceous Research. 2005. Vol. 26. No 6. P. 853–863.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.

Hay W.W. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation // Cretaceous Research. 2008. Vol. 29. No. 5–6. P. 725–753.

Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Middle — Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isoto-

pic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. Vol. 107. P. 1164–1191.

Huber B.T., O'Brien C.L. Cretaceous climate // *Encyclopedia of Geology*. 2nd Edition. Elsevier Inc., 2020. P. 1–7.

Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143. P. 561–608.

Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes*. 2005. Vol. 28, No. 2. P. 93–104.

Kennedy W.J., Walaszczyk I. The Upper Turonian–Lower Coniacian (Upper Cretaceous) ammonites from the condensed phosphate beds of Mangyshlak, NW Kazakhstan // *Acta Geologica Polonica*. 2023. Vol. 73, No. 4. P. 635–660.

Kopaevich L., Kuzmicheva T.A. The Cenomanian–Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: foraminifera and palaeogeographic implications // *Aspects of Cretaceous Stratigraphy*. Proceed. the 6th International Cretaceous Symposium / Ed. by M. Wagreich. 2002. Vol. 15. P. 129–149.

Kopaevich L.F., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2016. Vol. 441. P. 493–515.

Kopaevich L., Yakovishina E., Bordunov S. Integrated study on the base of the Coniacian Stage in the Caucasus // *Cretaceous Research*. 2024. Vol. 158. P. No 105827.

Kopaevich L.F., Walaszczyk I. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in south-western Crimea, Soviet Union // *Acta Geologica Polonica*. 1990. Vol. 40, No. 1–2. P. 83–96.

MacLeod K. G., Huber B. T., Jiménez Berrocoso Á., Wendler I. A stable and hot Turonian without glacial $\delta^{18}\text{O}$ excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera // *Geology*. 2013. Vol. 41, No. 10. P. 1083–1086.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu., et al. Turonian–Coniacian Deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk-Saratov Trough) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2019. Vol. 27, No. 7. P. 804–839.

Petrizzo M.R., Amaglio G., Watkin, D.K., et al. Biotic and paleoceanographic changes across the Late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 in the southern high latitudes (IODP sites U1513 and U1516, SE Indian Ocean) // *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2022. Vol. 37, e2022PA004474. <https://doi.org/10.1029/2022PA004474>

Tur N.A., Smirnov J.P and Huber B. T. Late Albian-Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus // *Cretaceous Research*. 2001. Vol. 122. P. 719–734.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: The Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // *Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes* / Eds. M. Wagreich, M.B. Hart, B. Sames, I.O. Yilmaz // *Geological Society. London: Special Publications*, 2020. Vol. 498. P. 165–187.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. Inoceramid/foraminiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk region (Central European Russia) // *Acta Geologica Polonica*. 2004. Vol. 54 (4). P. 569–581.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak MTS., Western Kazakhstan // *Acta Geologica Polonica*. 2013. No. 4. P. 469–487.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J. S., Dubicka Z., et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Ślupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // *Episodes*. 2022. Vol. 45, No. 2. P. 181–220.

Статья поступила в редакцию 18.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-82-91

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ В РАЗРЕЗЕ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ U–Pb LA–ICP–MS ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ — ПОКАЗАТЕЛЬ ЕДИНОГО ИСТОЧНИКА СНОСА

Екатерина Алексеевна Володина^{1✉}, Александр Вениаминович Тевелев²,
Александра Андреевна Борисенко³, Егор Владимирович Коптев⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

³ ООО «Геотехконсалтинг», Москва, Россия; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/312726926/>

⁴ Университет МакМастер, Гамильтон, Канада; coptevegor@gmail.com, <https://istina.msu.ru/workers/283582635/>

Аннотация. Юрюзано-Сылвенская впадина является частью Предуральского краевого прогиба. Она выполнена флишево-молассовыми комплексами в интервале от московского яруса среднего карбона до артинского яруса нижней перми. Из разных уровней разреза отобраны 9 проб на выделение и датировку детритовых цирконов. Особый интерес вызывает распределение в этих пробах возрастов докембрийских цирконов. Снизу вверх количество докембрийских цирконов в целом уменьшается от 97 до 4%. Вместе с тем спектры распределения возрастов этих цирконов примерно совпадают по всему разрезу, что предполагает для них единый источник. Кроме того, эти спектры практически неотличимы от спектра цирконов ашинской серии венда Башкирской мегазоны, которая, видимо, и является постоянным элементом области сноса для верхнепалеозойских свит Юрюзано-Сылвенской впадины. Рифейские рифтогенные комплексы Башкирской мегазоны и архейско-раннепротерозойские комплексы Тараташского выступа в состав области сноса не входили.

Ключевые слова: Предуральский краевой прогиб, средний карбон, нижняя пермь, песчаники, детритовые цирконы

Для цитирования: Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В. Характер распределения возрастов докембрийских обломочных цирконов в разрезе Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба по данным U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования — показатель единого источника сноса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 82–91.

CHARACTER OF AGE DISTRIBUTION OF PRECAMBRIAN DETRITAL ZIRCONS IN THE SECTION OF THE YURYUZAN-SYLVENSKAYA BASIN OF THE URALIAN FOREDEEP BASED ON U–Pb LA–ICP–MS ISOTOPIC DATING — SINGLE SOURCE DEMOLITION INDICATOR

Ekaterina A. Volodina^{1✉}, Aleksander V. Tevelev², Aleksandra A. Borisenko³,
Egor V. Koptev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

³ Geotechconsulting Ltd., Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/312726926/>

⁴ McMaster University, Hamilton, Canada; coptevegor@gmail.com, <https://istina.msu.ru/workers/283582635/>

Abstract. The Yuryuzano-Sylvenskaya depression is part of the Uralian foredeep. It is filled with flysch-molasse complexes in the interval from the Moscovian stage of the Middle Carboniferous to the Artinskian stage of the Lower Permian. Nine samples were taken from different levels of the section to isolate and date detrital zircons. Of particular interest is the distribution of Precambrian ages in these zircons. From bottom to top, the amount of Precambrian zircons generally decreases from 97% to 4%. At the same time, the age distribution spectra of these zircons coincide throughout the section, which suggests a single source for them. In addition, these spectra are practically indistinguishable from the spectrum of zircons of the Asha series of the Vendian Bashkir megazone, which, apparently, is the source of Precambrian zircons of the Upper Paleozoic suites of the Yuryuzan-Sylvenskaya depression. It was a permanent element of the provenance area for the Upper Paleozoic suites of the Yuryuzano-Sylvenskaya depression.

The Riphean rift complexes of the Bashkir megazone and the Archean-Early Proterozoic complexes of the Taratash ledge were not included in the provenance area.

Keywords: Uralian foredeep, Middle Carboniferous, Lower Permian, sandstones, detrital zircons

For citation: Volodina E.A., Tevelev A.V., Borisenko A.A., Koptev E.V. Character of age distribution of precambrian detrital zircons in the section of the Yuryuzan-Sylvenskaya basin of the Uralian Foredeep based on U–Pb LA–ICP–MS isotopic dating — single source demolition indicator. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 82–91. (In Russ.).

Введение. Общая цель проведенных нами многолетних работ состоит в определении комплексов, которые являлись источниками сноса при формировании верхнепалеозойских свит Юрюзано-Сылвенской впадины. Задачей настоящего исследования является определение динамики областей сноса докембрийских цирконов. В таком варианте исследования в пределах Предуральского краевого прогиба проводятся впервые. Опубликованные работы по изучению источников сноса флишево-молассовых комплексов Предуральского прогиба основаны на изучении литологических особенностей обломочного материала, главным образом — галек и валунов из конгломератов [Чувашов, Чурилин, 1973; Дюпина и др., 1990; Пучков, 2000; Мизенс, 2002; Прудников и др., 2015 и др.]. Вместе с тем более 90% обломочного материала в конгломератах и песчаниках Юрюзано-Сылвенской впадины составляют осадочные и слабометаморфизованные породы: известняки, кремни, кварциты и пр. Магматические и метаморфические породы составляют очень малую часть обломочного материала, однако именно они являются главными источниками цирконов, если не считать переотложенные зерна в терригенных комплексах. Поэтому изучение обломочных цирконов дает важную дополнительную информацию об источниках сноса терригенного материала и областях денудации.

Объекты исследования. Собственно район исследований располагается в пределах Уфимского амфитеатра, который соответствует наиболее пережатой части Уральской складчатой системы (Миасскому синтаксису). Восточнее Предуральского краевого прогиба располагается полоса интенсивно деформированных карбонатных комплексов окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — Западно-Уральская зона дислокаций (рис. 1). Далее на восток вплоть до собственно уралид расположена серия докембрийских блоков, составляющих Башкирскую мегазону и Центрально-Уральскую зону. Уралиды отделены от ВЕП мощной зоной серпентинитового меланжа — Главным Уральским разломом. В пределах уралид, как правило, выделяют Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Магнитогорская мегазона интерпретируется как девонская палеоостровная дуга, разделенная на две части раннекаменноугольным палеорифтом. Восточно-Уральская мегазона представляет собой коллаж разнообразных блоков, насыщенных массивами гранитоидов преимущественно раннекаменноугольного и раннепермского возраста [Пучков, 2000].

В процессе работ была изучена серия разрезов Уфимского амфитеатра Юрюзано-Сылвенской впа-

дины (рис. 1). Из разных уровней разреза Юрюзано-Сылвенской впадины отобраны 9 проб на выделение и датирование обломочных цирконов (табл. 1). Изученный разрез охватывает интервал от середины московского яруса до артинского яруса включительно (табл. 1, рис. 2). Далее описаны наиболее распространенные и изученные свиты, составляющие верхнепалеозойский разрез.

Аязмская свита (верхи московского яруса) распространена в центральной части Уфимского амфитеатра в субмеридиональной полосе, тянущейся от широты пос. Злоказово до широты д. Деево. В классическом понимании аязмская свита представлена валунными и галечниковыми кон-

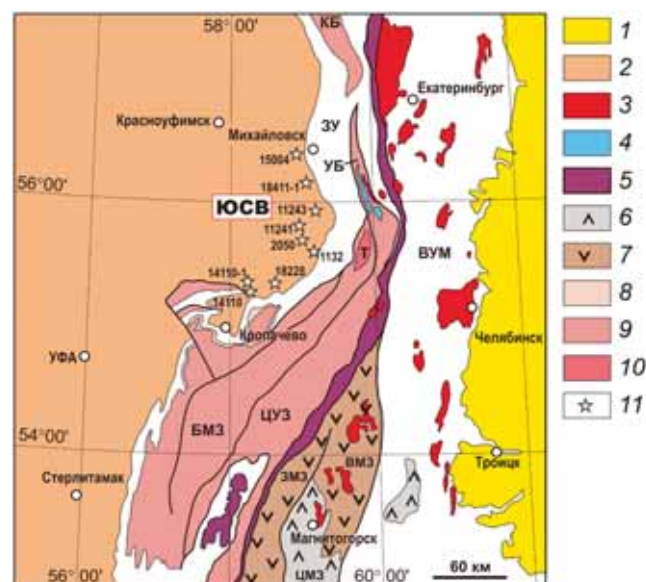


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного и Среднего Урала: 1 — Кайнозойские комплексы Зауралья; 2 — каменноугольные и нижнепермские комплексы Предуральского краевого прогиба; 3 — каменноугольные гранитоидные комплексы; 4 — вендский габбро-гранитоидный комплекс; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — контрастная рифтогенная раннекаменноугольная вулканическая серия; 7 — девонские островодужные комплексы; 8 — ашинская серия венда; 9 — рифейские комплексы; 10 — архейско-раннепротерозойский метаморфический комплекс; 11 — точки отбора проб на детритовые цирконы. ЮСВ — Юрюзано-Сылвенская впадина Предуральского краевого прогиба; ЗУ — Западно-Уральская зона дислокаций; БМЗ — Башкирская мегазона, в том числе Т — Тараташский блок; ЦУ — Центрально-Уральская зона, в том числе УБ — Уфалейский блок, КБ — Кваркушский блок; Магнитогорская мегазона: ЗМЗ — Западно-Магнитогорская зона, ЦМЗ — Центрально-Магнитогорская зона, ВМЗ — Восточно-Магнитогорская зона; ВУМ — Восточно-Уральская мегазона (по материалам [Князев и др., 2013; Водолазская и др., 2015] и геологических съемок масштаба 1:200 000)

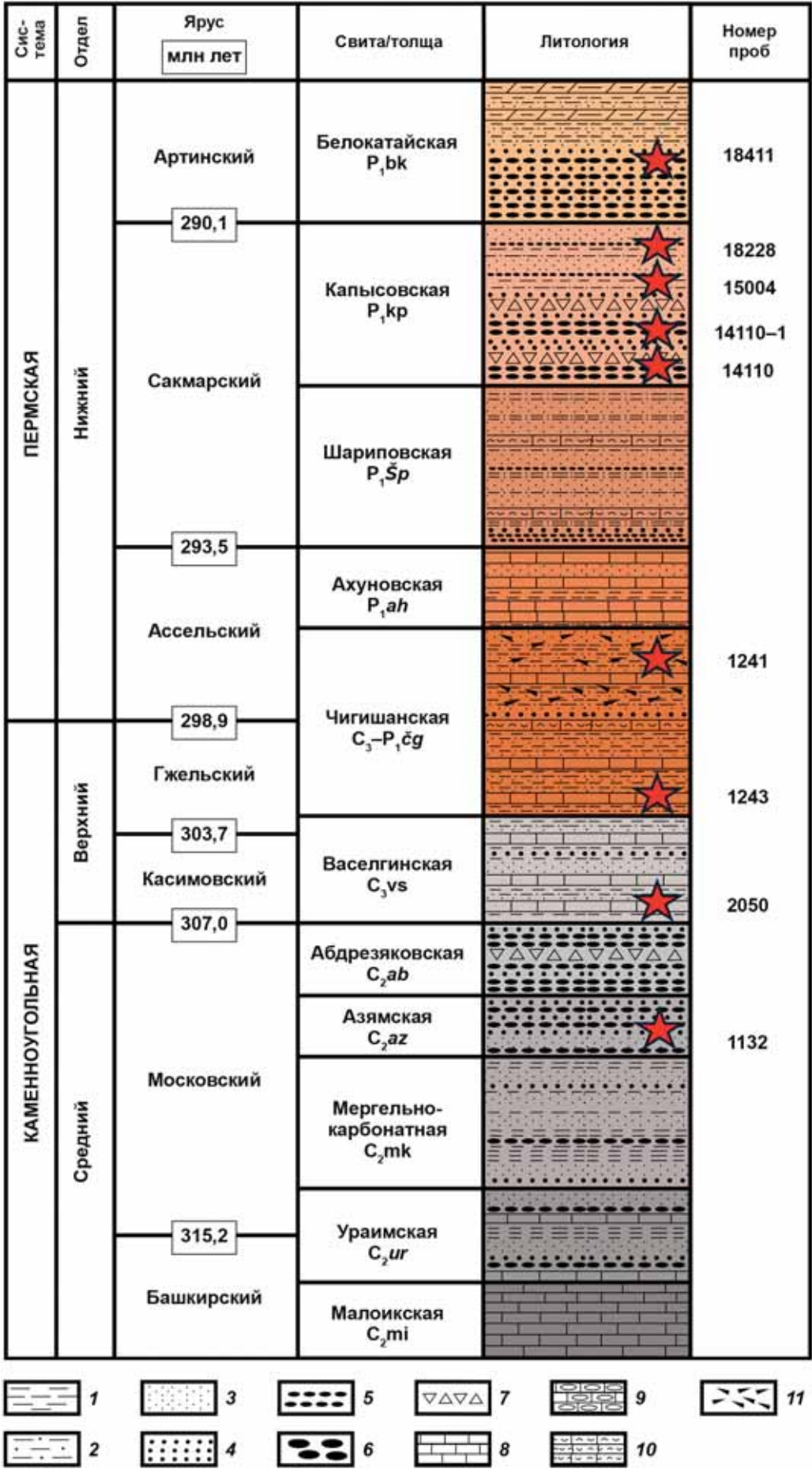


Рис. 2. Упрощенная стратиграфическая колонка Юрюзано-Сылвенской впадины и расположение проб в разрезе: 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — гравелиты, 5 — мелкогалечные конгломераты, 6 — крупногалечные и валунные конгломераты, 7 — брекчии, 8 — известняки, 9 — окремненные известняки, 10 — известняки с фауной, 11 — олистостромы

Таблица 1

Перечень свит Юрюзано-Сылвенской впадины (упрощенный сводный разрез по [Чувашов, Дюпина, 1973; Дюпина и др., 1990; Мизенс, 2002] и материалам геологических стенок масштаба 1 : 200 000), номера проб и координаты точек отбора

Ярус	Свита	Номера проб	Координаты
Артинский	Белока-тайская	18411	56°03'02,8" с.ш.; 59°13'07,0" в.д.
Сакмарский	Капысов-ская	18228	55°19'02,8" с.ш., 58°19'31,0" в.д.
		15004	56°25'07,7" с.ш., 59°03'10,1" в.д.
		14110-1	55°12'29,7" с.ш., 58°08'41,6" в.д.
		14110	55°12'29,1" с.ш., 58°08'41,2" в.д.
Ассельский	Шарипов-ская	-	
	Ахунов-ская	-	
	Чигишан-ская	1241	55°46'19,4" с.ш., 59°09'53,2" в.д.
Гжельский	Васелгин-ская	1243	55°48'59,7" с.ш., 59°17'30,1" в.д.
		2050	55°36'05,2" с.ш., 59°11'04,5" в.д.
Касимовский	Абдрезя-ковская	-	
Московский (верхи)	Азямская	1132	55°33'06,7" с.ш., 59°27'37,1" в.д.

Примечание: курсивом отмечены свиты, из которых взяты пробы на определение изотопного возраста обломочных цирконов.

гломератами, песчаниками [Смирнов, 1956]. Она согласно перекрывает нижнемосковский подъярус или несогласно залегает на известняках нижнего карбона. В современном понимании азамская свита включает пачки флишoidных песчаников, алевролитов с прослоями известняков, разнoзернистых песчаников и дресвяников с щебеночными брекчиями. Мощность ее 200–250 м. **Проба 1132** (разрез Ургала) взята из гравелитового матрикса крупногалечных конгломератов в заброшенном карьере к западу от дер. Ургала (55°33'06,7" с.ш., 59°27'37,1" в.д.).

Абдрезяковская свита (верхи московского яруса) сложена песчаниками, алевролитами с пачками конгломератов с горизонтами олистостром. Выходы абдрезяковской свиты тянутся прерывистой субмеридиональной полосой в районах деревень Тутузлы — Лаклы, а также широтной полосой до д. Насибаш [Прудников и др., 2015]. Мощность свиты около 250 м. Местами абдрезяковская свита неотличима от азамской, и они картируются как нерасчлененные.

Васелгинская свита (гжельский–касимовский ярусы) впервые описана В.Д. Наливкиным в долине р. Васелга, западнее пос. Ункурда. Толща переслаивающихся зеленых глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников с прослоями мергелей, а также известняков мощностью более 190 м выде-

лена в куркинскую свиту В.Д. Наливкиным в районе д. Куркино. Взаимоотношения васелгинской свиты и куркинской свиты не определены, возможно, они являются возрастными аналогами [Прудников и др., 2015]. Нерасчлененные васелгинская и куркинская свиты согласно залегают на азамской и абдрезяковской свитах или на известняках башкирского яруса. Мощность подразделения составляет 300–350 м. **Проба 2050** (разрез Карантрав) взята из мелкозернистых песчаников в карьере на южной окраине дер. Карантрав (55°36'05,2" с.ш., 59°11'04,5" в.д.).

Чигишанская свита (ассельский ярус) согласно залегает на нерасчлененных васелгинской и куркинской свитах. Чигишанская свита представлена флишем, чередующимися аргиллитами, алевролитами и известняками, реже, песчаниками. В верхней части разреза она включает горизонты олистостром. Значение карбонатных прослоев (мощностью до 1,5 м) увеличивается вверх по разрезу. Мощность свиты около 400 м. **Проба 1243** (разрез Калиновка) взята из среднезернистых песчаников флишевой толщи в карьере на южной окраине дер. Калиновка (55°48'59,7" с.ш., 59°17'30,1" в.д.); **проба 1241** (разрез Шакарла) взята из крупнозернистых песчаников в карьере к северо-востоку от дер. Шакарла (55°46'19,4" с.ш., 59°09'53,2" в.д.).

Ахуновская свита относится к шиханскому горизонту ассельского яруса и представлена однообразными серыми и стальнo-серыми средне- и тонкослоистыми известняками (мощность слоев от 10 до 70 см) с прослоями 5–50 см серых и зеленовато-серых аргиллитов, коричневатo-серых мергелей. Общая мощность свиты от 200 до 350 м.

Шариповская свита (низы сакмарского яруса) представлена флишем — равномерно чередующимися песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями гравелитов, афанитовых известняков, мергелей, органогенно-детритовых известняков [Наливкин, 1949]. По своему облику эти турбидиты не слишком отличаются от флиша чигишанской свиты, хотя и выглядят более упорядоченными. Общая мощность свиты 600 м.

Капысовская свита (верхняя часть стерлитамакского горизонта сакмарского яруса) была выделена Б.И. Чувашовым при изучении разрезов нижней перми [Мизенс, 2002]. Нижняя, большая ее часть представлена относительно грубообломочными породами: толстослоистыми крупно- и грубозернистыми песчаниками, гравелитами, иногда мелкогалечными конгломератами; верхняя — более тонкообломочными разностями с большим участием мергелей, глинистых известняков. Иногда карбонатные породы образуют мощные пачки или почти целиком слагают верхнюю часть свиты. Эти пачки при крупномасштабных исследованиях иногда выделяются в урдалинскую свиту. В разрезе свиты взяты пробы из трех карьеров (снизу вверх): **14110** и **14110-1** (разрез Татарский Малояз — 55°12'29,7" с.ш., 58°08'41,6" в.д.) — грубозернистые песчаники

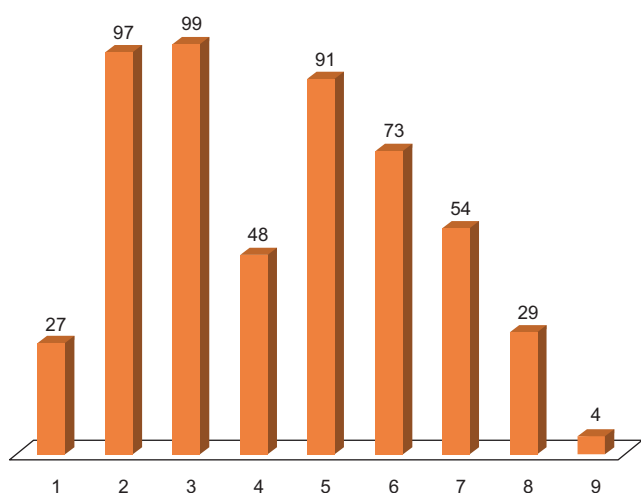


Рис. 3. Диаграмма относительного количества докембрийских детритовых цирконов (в %) в пробах песчаников Юрюзано-Сылвенской впадины. Свиты: 1 — азамская; 2 — васелгинская; 3 — чигишанская-1; 4 — чигишанская-2; 5 — капысовская-1; 6 — капысовская-2; 7 — капысовская-3; 8 — капысовская-4; 9 — белокатайская

в районе дер. Татарский Малояз; **15004** (разрез Михайловск — $56^{\circ}25'07,7''$ с.ш., $59^{\circ}03'10,1''$ в.д.) — гравелистые песчаники на окраине г. Михайловск; **18228** (разрез Ельгильдино — $55^{\circ}19'02,8''$ с.ш., $58^{\circ}19'31,0''$ в.д.) — средне-крупнозернистые песчаники, на южной окраине дер. Ельгильдино.

Белокатайская свита (нижняя часть иргинского горизонта артинского яруса) очень изменчива фациально и представлена, главным образом, чередующимися пачками (20–50 м) валунно-галечных конгломератов и песчано-глинистых пород общей мощностью до 400 м. **Проба 18411** (разрез Беянка) взята из крупнопесчаного матрикса галечных конгломератов в карьере на северо-западной окраине дер. Беянка ($56^{\circ}03'02,8''$ с.ш., $59^{\circ}13'07,0''$ в.д.).

Методика. Полевые исследования. В ходе полевых работы в карьерах и дорожных врезках была детально описана серия опорных разрезов верхнепалеозойских свит от пос. Кропачёво до г. Михайловска. Все описанные разрезы представлены чередованием слоев крупнообломочных пород (конгломератов или гравелитов) и турбидитовых песчано-алевролитовых пачек. Большинство литокластов представлено известняками (кристаллическими и биокластовыми), кремнями и песчаниками. Обломков магматических и метаморфических пород сравнительно мало. Скорее всего, это объясняется более удаленным на восток расположением объектов соответствующего состава. Наиболее многочисленными среди обломков магматических пород являются базальтоиды.

Дробление проб до 0,5 мм производилось в лаборатории ФГБУ ВИМС.

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории ГИН РАН.

Фотографирование зерен циркона. Характеристика внутреннего строения и выбор точек для да-

тирования осуществлялись на основании изучения зерен циркона в проходящем свете, а также в режиме катодолюминесценции с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA LMS (ЦКП ИФЗ РАН [Veselovskiy, et al., 2022]).

U-Th-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ФГБУ Геологического института РАН, г. Москва. Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) [Sheshukov, et al., 2018]. Калибровка проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [Jackson, et al., 2004, Elhlou, et al., 2006] с акцептированным методом CA-ID-TIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом $601,9 \pm 0,4$ млн лет [Horstwood, et al., 2016]. Для контроля качества анализа были использованы внутренние стандарты циркона 91500 [Wiedenbeck, et al., 1995, 2004] и Plesovice [Sláma, et al., 2008] с акцептированными по методу CA-ID-TIMS возрастaми $1062,4 \pm 0,4$ млн лет и $337,1 \pm 0,4$ млн лет соответственно [Horstwood, et al., 2016]. Обработка данных U-Th-Pb изотопного анализа проводилась в программе Glitter 4.4 [Van Achterbergh, et al., 2001].

Необходимо отметить, что описанная методика относится ко второму этапу измерений. Первый этап был выполнен в Институте геологии и палеонтологии при Карловом университете в Праге (Чехия) в январе–феврале 2022 г. во время работ по гранту РФФИ (Проект № 19-55-26009 Чехия_а «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента»). Результаты исследований чешская сторона нам не предоставила. Кратеры, отчетливо видимые на фотографиях многих зерен циркона, относятся именно к исследованиям первого этапа.

Обработка материалов. При обработке учитывались анализы с дискордантностью, не превышающей $\pm 10\%$. Если возраст цирконов превышал 1 000 млн лет, в качестве принятого в большинстве случаев использовался возраст, полученный по $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ данным. Для построения гистограмм и кривых плотности вероятности распределения возрастов использована программа «Dezirteer» [Powerman, et al., 2021]. Для вычисления параметров теста Колмогорова-Смирнова (К-С тест) и построения кумулятивных кривых использовался макрос для программы MS Excel [Gehrels, et al., 2012].

Результаты исследований. Распределение возрастов обломочных цирконов. Обломочные цирконы в изученных пробах распределены крайне неравномерно по разрезу. Это касается и возраста пиков, и общего количества популяций цирконов разного возраста¹. При этом существенно различается количество докембрийских цирконов в разных

¹ Дополнительные материалы (таблицы анализов) размещены по адресу: [https://disk.yandex.ru/client/disk/DM%20\(Volodina%20et%20al.%2C%20%202024\)](https://disk.yandex.ru/client/disk/DM%20(Volodina%20et%20al.%2C%20%202024))



Рис. 4. Примеры зерен докембрийских цирконов из песчаников различных свит Юрюзано-Сылвенской впадины: *az* — азымская; *vs* — васелгинская; *cg* — чигишанская; *kp* — капысовская. Верхние ряды — катодолуминесцентные снимки, нижние ряды — снимки в проходящем свете. Черные и белые числа — номера зерен в выборке, желтые числа — изотопный возраст циркона

пробах: азымская свита, проба 1132 — 27%, васелгинская свита, проба 2050 — 97%, чигишанская свита, проба 1243 — 99%, проба 1241 — 43%, капысовская свита, проба 14110 — 91%, проба 14110-1 — 73%, проба 15004 — 54%, проба 18228 — 29%, белокатайская свита — 4% (рис. 3).

Таким образом, в самом начале формирования краевого прогиба (конец московского века) количество цирконов этого возраста составляло примерно одну треть, а затем резко возросло почти до 100% в позднем карбоне. В самом начале перми количество докембрийских цирконов уменьшается

до половины выборки, а в сакмарском веке вновь возрастает до 90% с тем, чтобы далее постепенно уменьшаться почти до нуля в начале артинского века.

Характеристика докембрийских цирконов. Цирконы докембрийского возраста оределены во всех проанализированных пробах. Практически все они, за исключением очевидных осколков, хорошо окатаны. Их размер колеблется от 100 до 200 мкм, форма — от шаровидной до эллипсоидальной, слабо вытянутой. Популяции цирконов из разных проб практически неотличимы друг от друга по морфологии (рис. 4).

Таблица 2

Результаты теста Колмогорова–Смирнова (KS-коэффициенты) для наборов изотопных U–Pb возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород Юрюзано-Сылвенской впадины и исходного провенанс-сигнала Тараташского блока [Тевелев и др., 2017]

Пробы	1132	2050	1241	1243	14110-1	14110	15004	18228	Тараташ
1132		0,492	0,906	0,461	0,884	0,814	0,304	0,691	0,000
2050			0,449	0,916	0,807	0,760	0,507	0,987	0,000
1241				0,741	0,829	0,348	0,347	0,857	0,000
1243					0,937	0,973	0,647	0,998	0,000
14110-1						0,998	0,250	0,953	0,000
14110							0,407	0,988	0,000
15004								0,488	0,000
18228									0,000

Кроме морфологического сходства, цирконы разных выборок обладают и сходным распределением пиков на диаграммах плотности вероятности (рис. 5). В качестве примера приведем повторяющиеся практически во всех выборках пики (от васелгинской свиты до капысовской, в азымской и белокатайской свитах докембрийских цирконов мало): 960–959–975–963–985–963; 1163–1169–1167–1179–1167.

Обсуждение результатов. К возможным источникам сноса мы предварительно относили метаморфические и магматические комплексы архея и раннего протерозоя, слагающие Тараташский выступ, и блоки Центрально-Уральской зоны, а также рифтогенные вулканиты разных уровней рифея Башкирской мегазоны. Кроме того, мы полагали, что на разных этапах формирования Предуральского прогиба в разрыв могут быть вовлечены различные комплексы докембрия. Однако параметры распределения возрастов детритовых цирконов из всех свит оказались не соответствующими этим предположениям.

Во-первых, сравнение спектров распределения возрастов докембрийских детритовых цирконов Юрюзано-Сылвенской впадины с исходным провенанс-сигналом пород Тараташского блока [Тевелев и др., 2017] по критерию Колмогорова–Смирнова показало полное отсутствие корреляции (табл. 2, рис. 6, а).

Во-вторых, в работе [Володина и др., 2024] показано, что популяции допалеозойских цирконов из песчаников азымской и васелгинской свит среднего-позднего карбона Юрюзано-Сылвенской впадины близки друг к другу, а также близки к популяции цирконов ашинской серии венда Башкирской мегазоны [Кузнецов и др., 2012; 2012а]. Обработка данных по девяти пробам разреза Юрюзано-Сылвенской впадины показала, что популяции докембрийских цирконов всех изученных свит чрезвычайно близки друг к другу, а следовательно, и к популяции цирко-

Таблица 3

Результаты теста Колмогорова–Смирнова (KS-коэффициенты) для наборов изотопных U–Pb возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород Юрюзано-Сылвенской впадины и детритовых цирконов из ашинской серии венда [Кузнецов и др., 2012]

Пробы	1132	2050	1241	1243	14110	14110-1	15004	18228	Ашинская
1132		0,493	0,906	0,480	0,890	0,856	0,364	0,690	0,402
2050			0,469	0,911	0,807	0,655	0,611	0,987	0,672
1241				0,753	0,826	0,335	0,430	0,874	0,416
1243					0,952	0,965	0,752	0,996	0,272
14110						1,000	0,347	0,950	0,440
14110-1							0,454	0,976	0,073
15004								0,566	0,487
18228									0,833

нов ашинской серии. Этому выводу не противоречат результаты теста Колмогорова–Смирнова (табл. 3).

Все полученные коэффициенты для ашинской серии и свит Юрюзано-Сылвенской впадины существенно превышают порог 0,05, что не отрицает возможности поступления цирконов из схожих источников. Кумулятивная кривая изотопных возрастов цирконов ашинской серии практически совпадает с серией кумулятивных кривых изотопных возрастов цирконов верхнепалеозойских свит Юрюзано-Сылвенской впадины (рис. 6, б). Вместе с тем детритовые цирконы ашинской серии, по мнению Н.Б. Кузнецова с коллегами [Кузнецов и др., 2012а], не могли иметь источником комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы, поскольку такие комплексы известны только в ее западной и северо-западной частях. В качестве источника сноса в статье предполагаются метаморфические комплексы Квинслендского края Австралии, который, согласно палинспастическим реконструкциям, в венде предположительно располагался вблизи Уральской окраины Балтики.

Такие представления, естественно, полностью исключают тот же источник сноса для средне-поздне-каменноугольных и раннепермских свит Предуральского краевого прогиба. Поэтому таким источником следует признать саму ашинскую серию венда и, возможно, часть вышележащего разреза со сходным спектром возрастов обломочных цирконов [Кузнецов и др., 2012], которые, вероятно, и были постоянными элементами области размыва. Это предположение, скорее всего, подтверждается постепенным уменьшением относительного количества докембрийских цирконов в пробах капысовских и белокатайских песчаников, что хорошо видно на рис. 3.

Выявленные колебания количества докембрийских зерен циркона в пробах могут быть связаны как с неравномерностью проявления коллизионных процессов, так и с миграцией путей транспорта обломочного материала. Однако они, скорее всего,

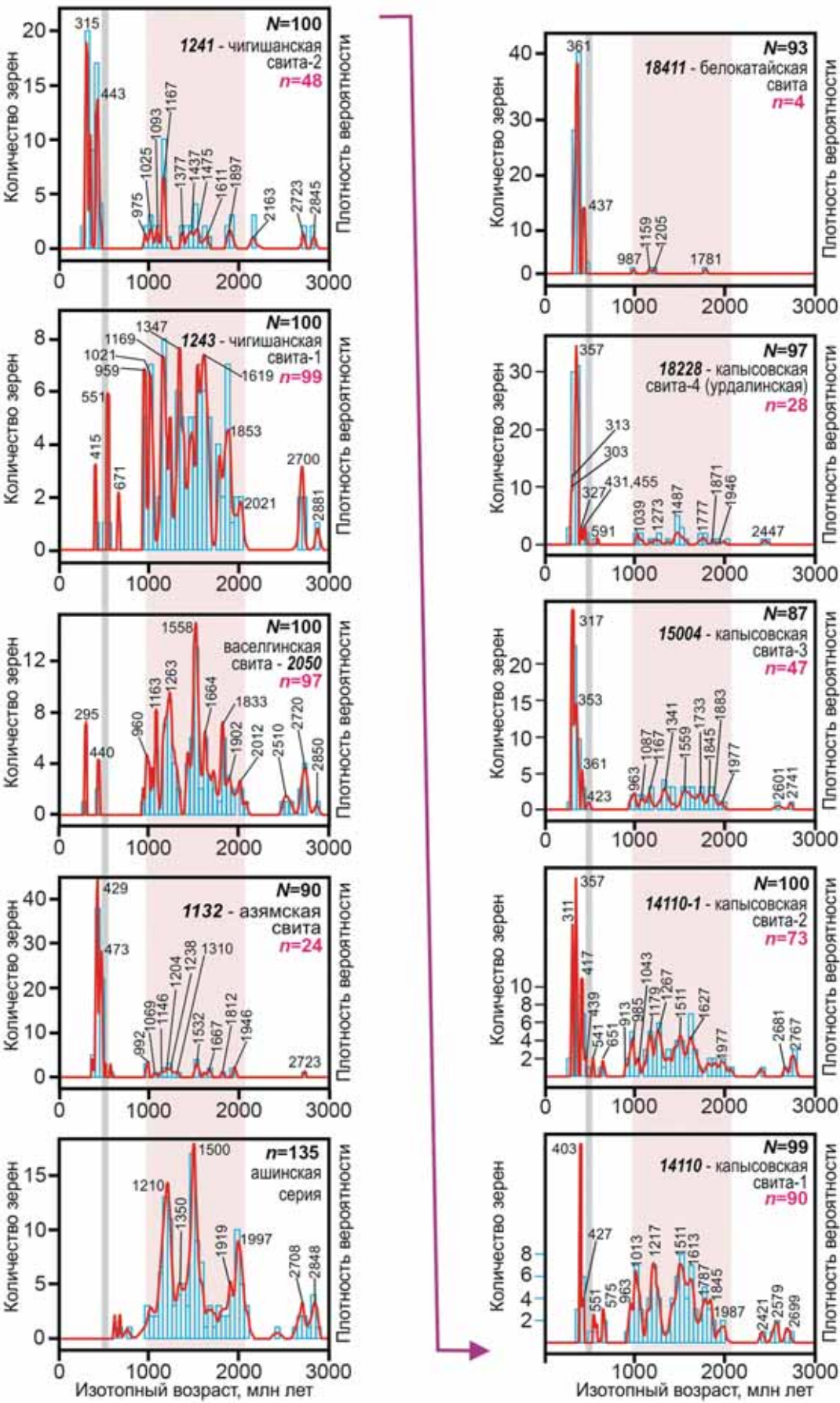


Рис. 5. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из ашинской серии Башкирской мегазоны [Кузнецов и др., 2012] и из песчаников разных свит Юрюзано-Сылвенской впадины, пробы 1132, 2050, 1243, 1241, 14110, 14110-1, 15004, 18228, 18411. N — общее количество зерен, n — количество докембрийских зерен

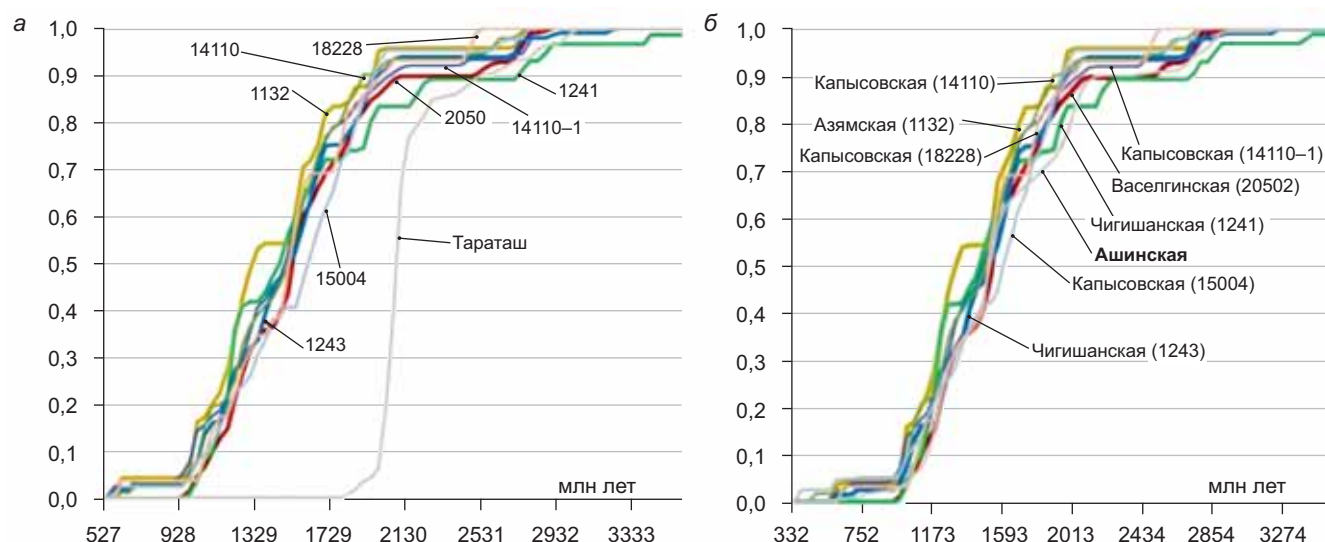


Рис. 6. Кумулятивные кривые изотопных возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород: а — верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвенской впадины и исходного прорвенанс-сигнала Тараташского блока [Тевелев и др., 2017]; б — ашинской серии венда [Кузнецов и др., 2012] и верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвенской впадины. Подписаны названия свит и номера проб

все-таки отражают кардинальные изменения в динамике областей сноса. На неравномерность проявления Уральской коллизии указывает, например, Г.А. Мизенс [1997]. В работе Ю.В. Казанцева [1984] показано, что в районе Юрюзано-Сылвенской впадины перемещение прогиба в течение ассельского века составляло 7–10 км, в сакмарском веке — 15–20 км, в артинском веке — 20–30 км, при том, что равномерного перемещения всех частей прогиба не было. Близкие взгляды изложены ранее и В.Д. Наливкиным [1950]. Более современные исследования [Петров и др., 2010] позволили выделить не менее трех этапов развития уральской коллизии по структурным элементам зоны ГУР севернее Уфимского амфитеатра: 1 — шарьяжи западной вергентности; 2 — складчатость, связанная с левосдвиговой транспрессией; 3 — левые сдвиги, вероятно, трансферы.

Выводы. Понятно, что проблема источников сноса при формировании Предуральского краевого прогиба не исчерпывается определением источников докембрийских цирконов. Вместе с тем решение этого локального вопроса позволяет сделать некоторые принципиальные выводы.

1. Постоянным элементом области сноса были породы самых верхов докембрийского разреза Башкирской мегазоны — ашинской серии венда, а также, возможно часть вышележащего разреза, которые, вероятно, была почти полностью размыты к концу сакмарского века.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 — Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с. + 6 вкл.

2. В изученных спектрах докембрийских обломочных цирконов нет следов пород вулканических комплексов, игравших существенную роль в строении рифейских рифтов, а также раннедокембрийских комплексов Тараташского блока. Эти комплексы восточной части Башкирской мегазоны, скорее всего, были перекрыты шарьяжами в самом начале коллизии, и были выведены на поверхность уже в результате новейших движений.

3. Вариации количества докембрийских цирконов в породах разных свит, по всей вероятности, связаны с пульсационным характером уральской коллизии в среднем-позднем карбоне и более «плавающим» в перми.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову и К.Е. Дегтяреву за помощь в организации проведения лабораторных работ, а также за помощь в интерпретации данных датирования. Мы благодарим А.С. Новикову за выделение монофракций цирконов, А.С. Дубенского и К.Г. Ерофееву за определение изотопного возраста цирконов, А.В. Страшко и А.Е. Марфина за помощь в первичной обработке материалов, А.В. Чистякову за оперативное и качественное фотографирование цирконов, а П.А. Шестакова за помощь в транспортировке шашек с зёрнами циркона. Особая благодарность В.Б. Ершовой и Р.В. Веселовскому, взявшим на себя труд рецензирования, и чьи замечания и рекомендации помогли существенно улучшить статью.

Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А. и др. Источники сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба (Южный Урал) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Мат-лы IV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 96–99.

Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В., Чувашов Б.И. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 331 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 183 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 — Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с. + 6 вкл.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447, № 1. С. 73–79.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia Upside Down Conception”) // Литосфера. 2012а. № 4. С. 59–77.

Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне — ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.: М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.

Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 139–143.

Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Хотылев А.О. и др. Модели формирования азамской и абдрезяковской свит (карбон) Уфимского амфитеатра (западный склон Южного Урала) в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюл. моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 4. С. 3–30.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр. Ч.1. Стратиграфическое описание. Свердловск, 1956. 173 с.

Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 210 с.

Чувашов Б.И., Чурилин Н.С. Опыт установления областей денудации на основе изучения галек и валунов в сакмарско-артинских конгломератах западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 106–111.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. 70, A158.

Gehrels G.E., Giesler D., Pecha M., Detrital zircon geochronology with n = 1,000 // *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. 2012. Vol. 44, no. 7. P. 136.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. P. 47–69.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2016. Vol. 40, I, 3. P. 311–332.

Powerman V., Buyantuev M., Ivanov A. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirteer’ along with the suggested universal workflow // *Chemical Geology*. 2021. Vol. 583. 120437. DOI: 10.1016/j.chemgeo. 2021.120437.

Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., et al. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018. P. 63.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 249. P. 1–35.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // *LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications* / Ed. P.J. Sylvester // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al. Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. Vol. 13 (2). 0579. doi: 10.5800/GT-2022-13-2-0579.

Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., et al. Further characterization of the 91500 zircon crystal // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2004. Vol. 28. P. 9–39.

Статья поступила в редакцию 11.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.82:004.94+55(1-922.1/.2)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-92-99

ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КЛИНОФОРМНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО БАССЕЙНА

Максим Валерьевич Коротаев¹✉, Наталья Витальевна Правикова²,
Ксения Федоровна Алёшина³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru✉;
<https://orcid.org/0009-0007-4542-7787>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru;
<https://orcid.org/0000-0001-5605-9261>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com;
<https://orcid.org/0009-0000-6261-4110>

Аннотация. Выполнено двухмерное и трехмерное моделирование осадконакопления кайнозойских клиноформных комплексов в Северо-Чукотском бассейне. В осадочном чехле бассейна существуют два клиноформных комплекса: нижний – палеоцен-эоценовый и верхний – олигоценный. Источником осадочного материала для клиноформ являются орогены Аляски и Чукотки. Выполнено двухмерное моделирование верхнего клиноформного комплекса, определены палеоглубины моря, необходимые для формирования клиноформ. По результатам трехмерного седиментационного моделирования определены возможные источники сноса и количественные характеристики привноса осадочного материала. Реки, обеспечивавшие поступление обломочного материала в олигоцен сопоставимы с современными Колымой и Северной Двиной.

Ключевые слова: Арктика, Чукотское море, трехмерная модель, седиментация, клиноформы, моделирование

Для цитирования: Коротаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерное моделирование осадконакопления клиноформных комплексов Северо-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 92–99.

3D MODELING OF SEDIMENTATION OF CLINOFORM COMPLEX OF NORTH-CHUKCHI BASIN

Maxim V. Korotaev¹✉, Natalia V. Pravikova², Kseniya F. Aleshina³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kfstartseva@gmail.com

Abstract. 2D and 3D modeling of sedimentation of Cenozoic clinoform complexes was done. There are two clinoform complexes in the North Chukchi basin, the lower — Paleocene-Eocene and the upper — Oligocene. The source of sedimentary material for clinoforms are the orogens of Alaska and Chukotka. Two-dimensional modeling of the upper clinoform complex was performed, and sea level fluctuations necessary for the formation of clinoforms were determined. Based on the results of three-dimensional sedimentation modeling, possible sources of demolition and quantitative characteristics of the input of sedimentary material were determined. The rivers that provided the sediment supply in the Oligocene are comparable to the modern Kolyma and Northern Dvina.

Keywords: Arctic, Chukchi Sea, 3D model, sedimentation, clinoforms, modeling

For citation: Korotaev M.V., Pravikova N.V., Aleshina K.F. 3D modeling of sedimentation of clinoform complex of North-Chukchi basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 92–99. (In Russ.).

Введение. Северо-Чукотский бассейн достаточно хорошо изучен сейсмическими методами. На сейсмических профилях ясно видны несколько уровней клиноформных комплексов. Целью данной работы было на основании двухмерного и трехмерного седиментационного моделирования оценить палеоглубины бассейна и их эволюцию, определить вероятные источники сноса, оценить интенсивность привноса и количественный состав материала, а также оценить вероятные коллекторские свойства

кайнозойских резервуаров, связанных с клиноформными комплексами.

Сейсмостратиграфия, хронология основных геологических событий, особенности формирования осадочных комплексов в Северо-Чукотском бассейне разработаны достаточно детально [Фрейман, 2019; Скарятин, 2020; Nikishin, et al., 2021; Никишин и др., 2022]. В восточной части бассейна, на шельфе Аляски пробурены 10 глубоких скважин [Mineral..., 2006] с полным комплексом исследований. В работе авторы

построили двухмерные и трехмерные седиментационные модели регионального уровня, позволяющие оценить источники сноса и количественные характеристики процессов осадконакопления в Северо-Чукотском бассейне в олигоцен-миоценовое время.

Материалы и методы. Северо-Чукотский бассейн (рис.1) является одним из наиболее глубоких в Арктическом регионе, мощность осадков достигает 20–22 км. Бассейн подстилается, вероятно, гиперрастянутой континентальной корой [Kashubin, et al., 2018; Petrov and Smelror, 2021; Nikishin, et al., 2021].

Для Северо-Чукотского бассейна выделяются следующие сейсмокомплексы [Nikishin, et al., 2021, Никишин и др., 2022]: 1) синрифтовый с полуграбенами и признаками комплексов SDRs и базальтовых траппов, 2) пострифтовый с горизонтальным залеганием осадков, 3) нижний клиноформный комплекс, 4) верхний клиноформный комплекс, 5) верхний комплекс без типичных клиноформ.

Нижний сейсмокомплекс выделяется только на отдельных сейсмических профилях и представлен отложениями заполнения полуграбенов и сейсмокомплексами, сходными с SDR. Диапазон возрастов сейсмокомплекса 125–100 млн лет, его образование происходило синхронно с раскрытием области поднятия Менделеева.

Нижний пострифтовый комплекс характеризуется горизонтальным залеганием слоев. В центральной части Северо-Чукотского бассейна пострифтовые отложения залегают непосредственно на породах акустического фундамента. В составе комплекса выделяется пакет ярких рефлекторов (HARS-2). Предполагается, что эта особенность комплекса соотносится с изменением литологического состава, связанного с проявлением позднемелового потепления (примерно 80 млн лет). Кровлей нижнего пострифтового комплекса является основание нижнего клиноформного комплекса (65 млн лет).

Нижний клиноформный комплекс хорошо выделяется на многих сейсмических профилях как непрерывная клиноформная последовательность. Начало формирования клиноформного комплекса связывается с воздыманием территории современной Аляски и других соседних регионов в ходе Средне-Брукского орогенеза. Между нижним и верхним клиноформными комплексами выделяется отчетливая граница, отвечающая главной трансгрессивной поверхности, вероятно, связанной с кратковременным этапом быстрого погружения. Она соответствует границе HARS-1, выделяемой в бассейне Подводников с возрастом 45 млн лет.

Верхний клиноформный комплекс характеризуется отчетливой проградацией клиноформ в направлении более глубоководной части моря. Его верхней границей является горизонт 20 Ма, осадки выше этого горизонта примерно равномерно перекрывают все структуры.

Верхний клиноформный комплекс начал формироваться в начале среднего эоцена, и в его составе

можно выделить 2 разноориентированных комплекса (рис. 2): Аляскинской на востоке и Колымский на западе. Аляскинский комплекс имеет мощность порядка 1,5 км и характеризуется вертикальной амплитудой клиноформ в среднем 400–450 м, что примерно соответствует значениям глубин в этой части палеобассейна для среднеэоценового–миоценового этапа [Фрейман и др., 2019]. Предположительно, источником материала Аляскинского комплекса послужил хр. Брукса на Аляске, где в это время происходило активное воздымание [Craddock, et al., 2018; Moore, Vox, 2016].

Методика моделирования. Для создания модели распределения литологии геологических тел существует два основных подхода: стохастическое моделирование и процессное моделирование.

Стохастическое моделирование применяется во всех пакетах геологического моделирования месторождений. В этом случае распределение фаций внутри тела задается случайным образом, при этом в точках скважин разрез должен совпадать с реальными данными, а процентное распределение фаций должно соответствовать среднему по скважинам. Пользователь может влиять на распределение заданием вариограмм, карт трендов, трехмерных трендов на основе анализа и преобразования сейсмических данных. Один из вариантов стохастического моделирования — объектное моделирование — позволяет задавать геологические объекты (русла, старицы, каналы) заданной геометрии и ориентации в пространстве, но их распределение по модели остается стохастическим.

Процессное моделирование — специальные пакеты седиментационного моделирования (SedSim (CSIRO Petroleum), DionisosFlow (Beicip Franlab), Mazay (Sbmg — «Лаборатория геологии»), GPM Petrel (Schlumberger)), в которых моделируется именно процесс осадконакопления, основными исходными данными являются конфигурация бассейна, изменение уровня моря, количество и состав осадочного материала, скорость потоков, привносящих материал в бассейн. Такие модели могут калиброваться на скважинные данные или данные сейсмической съемки.

Алгоритмы процессного моделирования осадконакопления можно разделить на три класса — на основе геометрического задания формы осадочных тел, на основе численного решения уравнения Навье–Стокса и на основе решения уравнения диффузии.

Для моделирования были использованы программные пакеты Mazay (Д.Н. Линев, ООО «Лаборатория геологии»), использующий геометрический метод в комбинации с диффузией, и SedSim (CSIRO Petroleum), использующий решение уравнения Навье–Стокса.

Основными параметрами при геометрическом моделировании служат приток осадочного материала и дальность его распространения от береговой

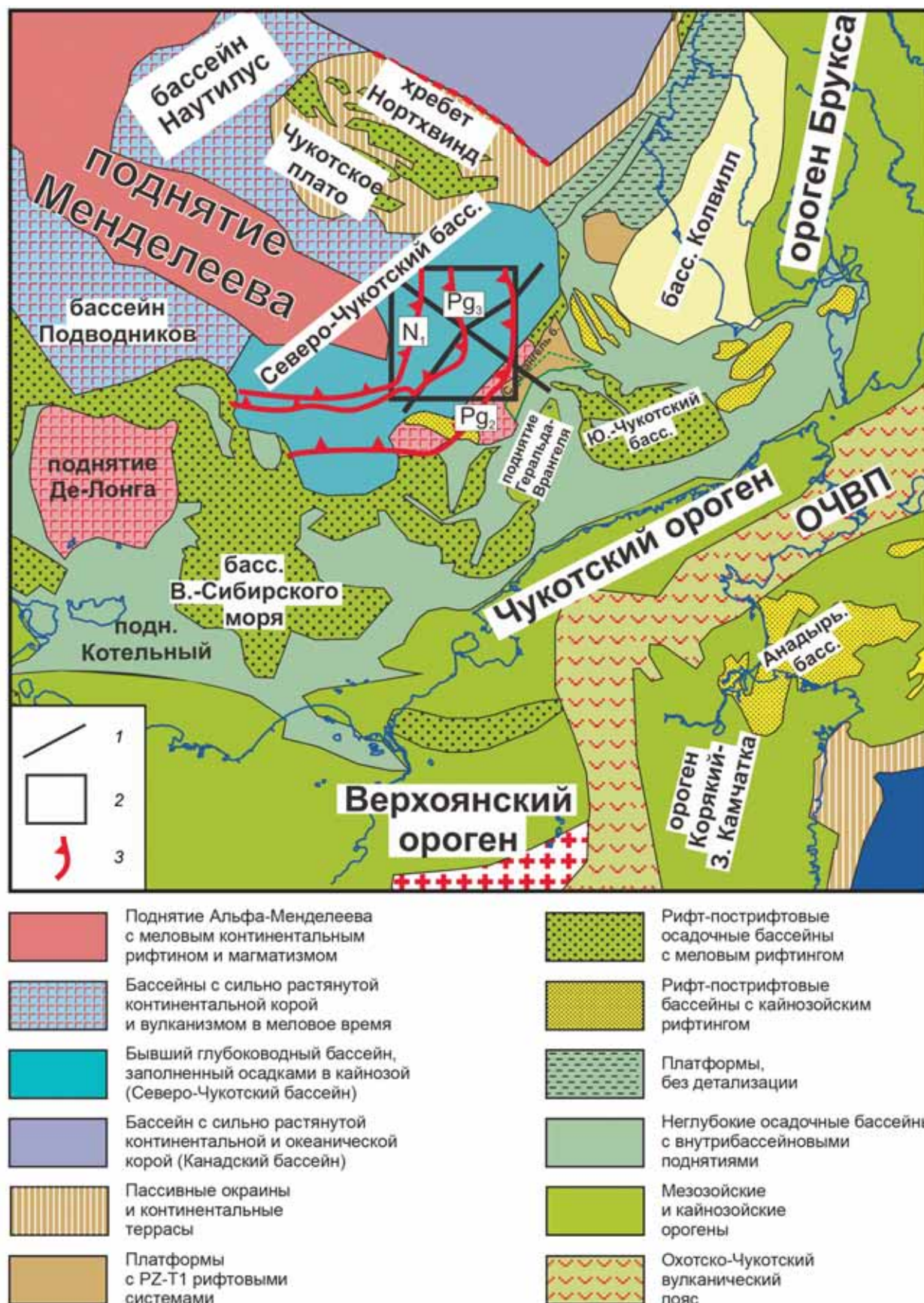


Рис. 1. Расположение Северо-Чукотского бассейна в структуре Арктических бассейнов [Никишин и др., 2022, с изм.]. Показаны профили, использованные для седиментационного моделирования (1), область трехмерного моделирования (2) и положение бровки шельфа (3) для эоцена-миоцена по [Фрейман и др., 2019]

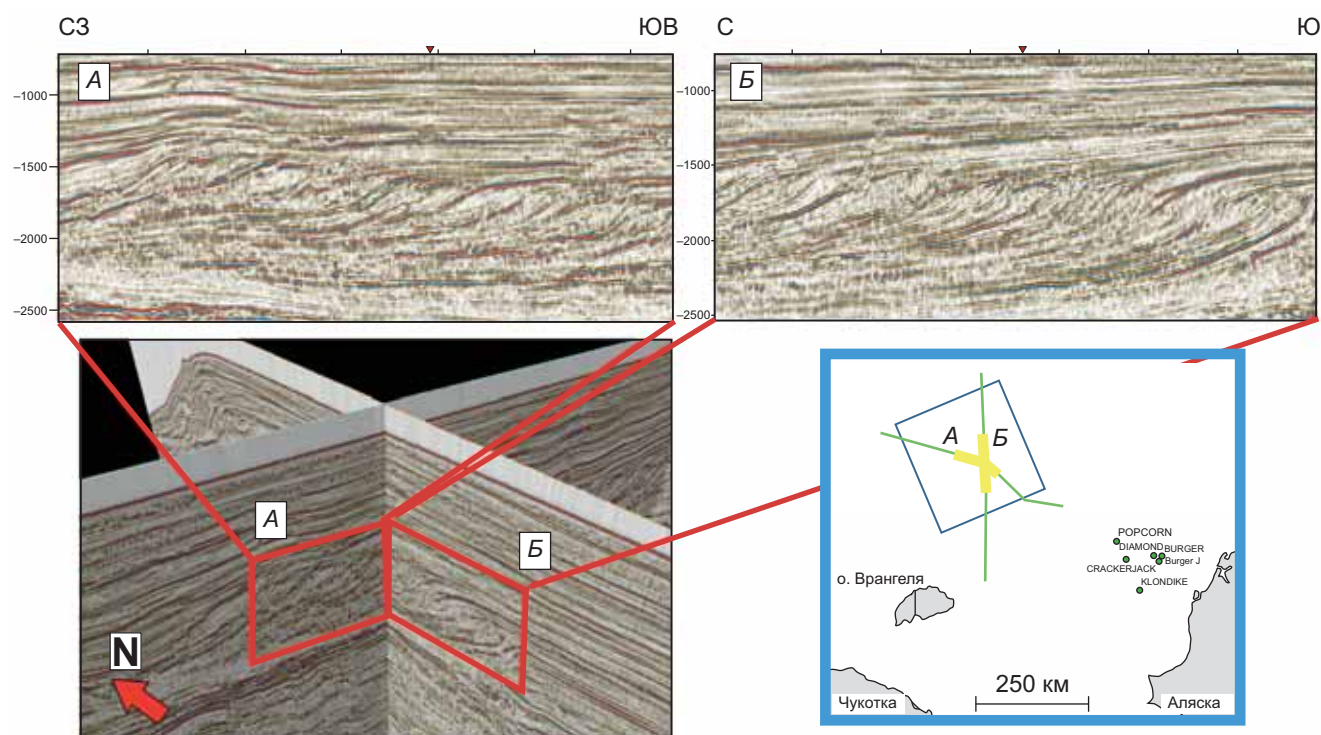


Рис. 2. Общий вид кайнозойских клиноформных комплексов на профилях ION-11-1400 (А), ION-11-4300 (Б). На врезке показаны расположение профилей и область моделирования

линии. На основе этих данных рассчитывается форма накопленного геометрического тела. В каждый момент времени область осадконакопления делится на 2 части: в первой — осадочный материал занимает все пространство, во второй — формируется тело, размер которого определяется параметром «дальность распространения материала» [Линев, Ершов, 2014]. Область транзита материала, где не происходит осадконакопление, зависит от скорости потока и учитывается соотношение высоты надводного рельефа (h_1) и глубины подводной части (h_2) транзитной области (рис. 3). Геометрический алгоритм позволяет рассчитать гранулометрическое распределение в накопленном осадке, используя зависимость размера зерен от расстояния от берега [Линев, Ершов, 2014].

В программе Sedsim используется техника маркеров или элементов тока (Fluid Element), для того чтобы смоделировать поток жидкости и транспорт материала, сохранить фиксированную сетку и упростить вычисления для большинства параметров осадконакопления (глубина бассейна, рельеф, граница вода-осадок). Элементы тока определяются заданием временной продолжительности, превышения, скорости тока, позиции и начальной скорости элемента.

Sedsim рассчитывает, как много осадка может удержать элемент тока на каждом шаге (рис. 4). Формула расчета транспорта осадков учитывает скорость, плотность флюида, глубину воды и коэффициент Меннинга (коэффициент трения элемента потока зависит от типа потока). Осадконакопление

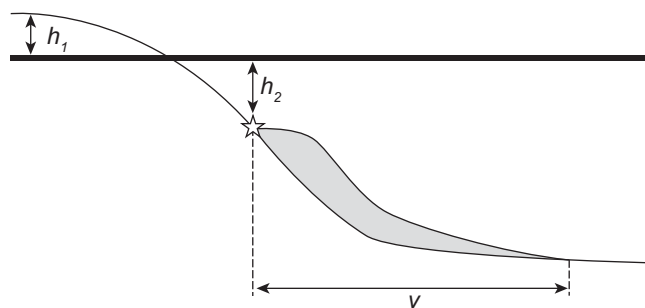


Рис. 3. Схема работы геометрического алгоритма осадконакопления [Линев, Ершов, 2014]

происходит, когда количество осадка в элементе превосходит его способность к удержанию. Эрозия происходит, когда нагрузка элемента меньше, чем способность к удержанию, и напряжение сдвига от элемента к поверхности превышает критическое напряжение сдвига [Griffiths, 2001; 2012].

При моделировании осадконакопления периодически перераспределяется недавно отложившийся осадок так, что образуются устойчивые склоны, тем самым имитируя скатывание осадка по склону до тех пор, пока он не достигнет устойчивого положения.

По общей схеме седиментационного моделирования [Griffiths, 2012] необходимо поэтапно:

1. Определить проблему, решаемую седиментационным моделированием.
2. Определить область моделирования и разрешение сетки модели.
3. Определить геологическое время решения и детальность шага времени при моделировании.

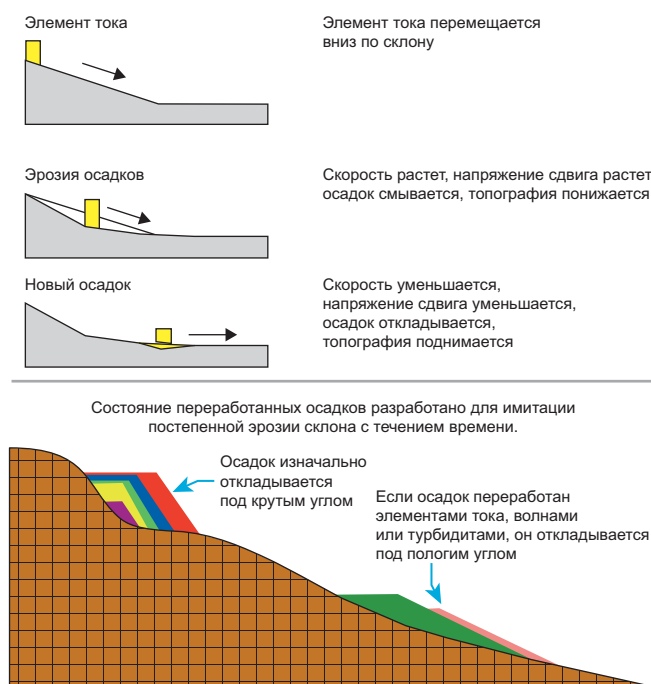


Рис. 4. Базовые принципы моделирования Sedsim [Griffits, 2012]

4. Определить/извлечь исходную поверхность, необходимую для моделирования по сейсмическим или скважинным данным при помощи программ для картопостроения, поверхность должна быть выровнена по соответствующему горизонту.

5. Обсудить биостратиграфические и седиментологические доказательства осадочных обстановок для области и времени моделирования, учесть данные палеоклимата.

6. Если необходимо, проверить данные керн и каротажа на предмет определения направлений транспорта осадков и обстановок осадконакопления.

7. Определить точки входа осадков (русла рек, береговая линия), рассчитать закон уплотнения, разуплотнить осадки.

8. Рассчитать модель с грубым разрешением.

9. Редактировать концептуальную модель и исходные данные до совпадения с исходными данными.

10. Определить критерии калибровки модели.

11. Перезапустить модель на детальной сетке несколько раз, пока не будет достигнута сходимость данных для тестовых скважин.

12. Подготовить карты необходимых параметров (фаии, NG, пористость) и разрезы псевдоскважин.

Результаты моделирования и их обсуждение.

Для моделирования выбран профиль ION-11-4200, на котором хорошо видна геометрия и внутренняя структура верхнего клиноформного комплекса. По профилю, сконвертированному в глубинный масштаб по данным скважин на шельфе Аляски [Mineral..., 2006], была прорисована подошва клиноформного комплекса и проведена кривая миграции бровки клиноформы. Профиль подошвы клиноформного комплекса приподнят так, что-



Рис. 5. Кривая палеоглубин Северо-Чукотского бассейна, использованная для моделирования

бы глубина верхней части шельфа приближалась к 0, кривая миграция бровки клиноформного комплекса была использована для построения кривой палеоглубин во времени. Возраст начала формирования комплекса — 34 млн лет, возраст окончания — 20 млн лет. При моделировании варьировались глубина, интенсивность сноса, соотношение глинистого и песчаного материала. Эти параметры подбирались таким образом, чтобы соблюдались следующие условия: полное заполнение пространства бассейна терригенным материалом за время формирования комплекса; проградационная форма комплекса, соответствующая сейсмической записи; соответствие акустически более жестких фрагментов сейсмической записи песчаными телам клиноформ. По окончании моделирования комплекса была внесена поправка на уплотнение пород с глубиной. Кривая палеоглубин с учетом кривой глобальных колебаний мирового океана [Наг, 1996], использованная для моделирования, показана на рис. 5. Результаты моделирования для 30 и 20 млн лет приведены на рис. 6.

Для трехмерного седиментационного моделирования использована поверхность подошвы верхнего клиноформного комплекса. Поверхность сконвертирована в масштаб глубин [Minerals..., 2006], введена поправка на уплотнение пород.

Поверхность приведена к положению начала осадконакопления: в юго-восточной части профиля расположен источник сноса (суша), на северо-востоке — некомпенсированный бассейн, глубина которого соответствует мощности клиноформного комплекса. Использован график колебаний палеоглубин во времени по результатам двухмерного моделирования (рис. 5). Для модели использованы два источника сноса: южный, с направлением транспорта материала на север, и юго-восточный, с направлением транспорта материала на северо-запад. Расстояние между источниками — около 300 км.

При моделировании варьировались скорость течения потока в источнике сноса, объем флюида, концентрация обломочного материала в потоке. Эти параметры подбирались таким образом, чтобы выполнялись следующие условия: полное заполнение пространства бассейна терригенным материалом за время формирования комплекса, проградационная форма комплекса, трехмерная конфигурация внутренней структуры клиноформных комплексов, видимых на сейсмических профилях (рис. 2).

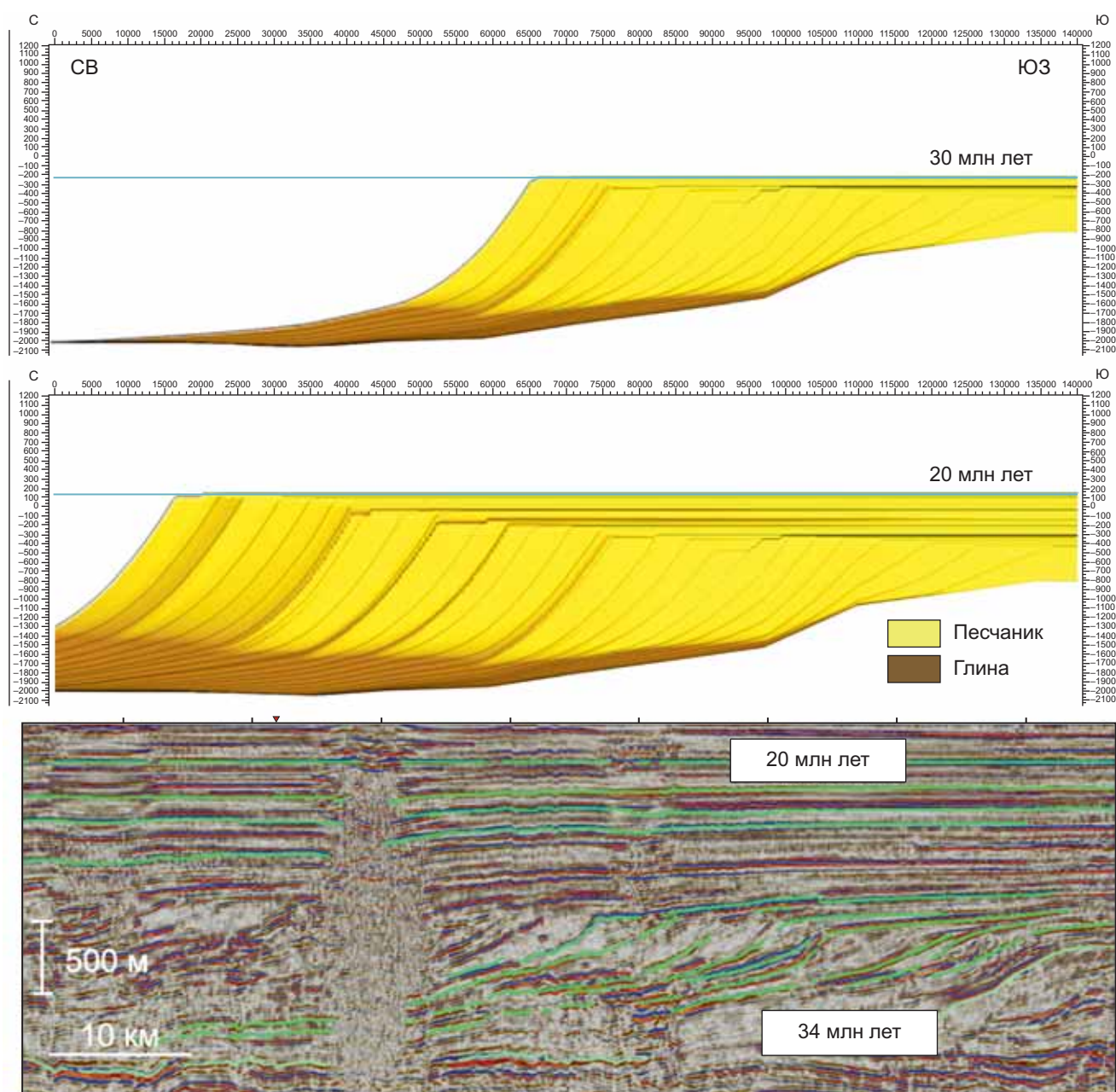


Рис. 6. Результаты двухмерного моделирования верхнего клиноформенного комплекса и фрагмент сейсмического профиля ION-11-4200. Профиль выровнен по поверхности кровли верхнего клиноформенного комплекса

Граничные условия модели: скорость потока — 3 м/с, расход воды $3000 \text{ м}^3/\text{сек}$, концентрация твердого осадка $0,1 \text{ кг/м}^3$, соотношение фракций принято по среднему по скважинам на шельфе Аляски для эоцена — олигоцена [Minerals..., 2006]: 15% грубая, 20% крупная, 30% средняя, 35% тонкая. Такой расход воды соответствует современным рекам типа Колымы и Северной Двины [Михайлов, Добролюбов, 2017].

Результат моделирования показан на рис. 7. Как видно, за время с 34 до 20 млн лет все аккомодационное пространство заполняется осадками, в модели наблюдается проградация клиноформ на северо-восток, модель показывает наличие проградационного клиноформенного рисунка на перпендикулярных

сечениях, соответствующих сейсмическим профилям. Модель может быть использована для прогноза распространения коллекторов и построения региональных карт распределения фильтрационно-емкостных свойств.

Выводы. Впервые выполнено двухмерное и трехмерное седиментационное моделирование верхнего клиноформенного комплекса Северо-Чукотского бассейна.

Глубина моря при формировании верхнего клиноформенного комплекса изменялась от -500 до 100 м .

Для формирования существующего рисунка осадочных комплексов необходимо минимум два источника осадочного материала, расположенных к югу и юго-западу от бассейна. Параметры источ-

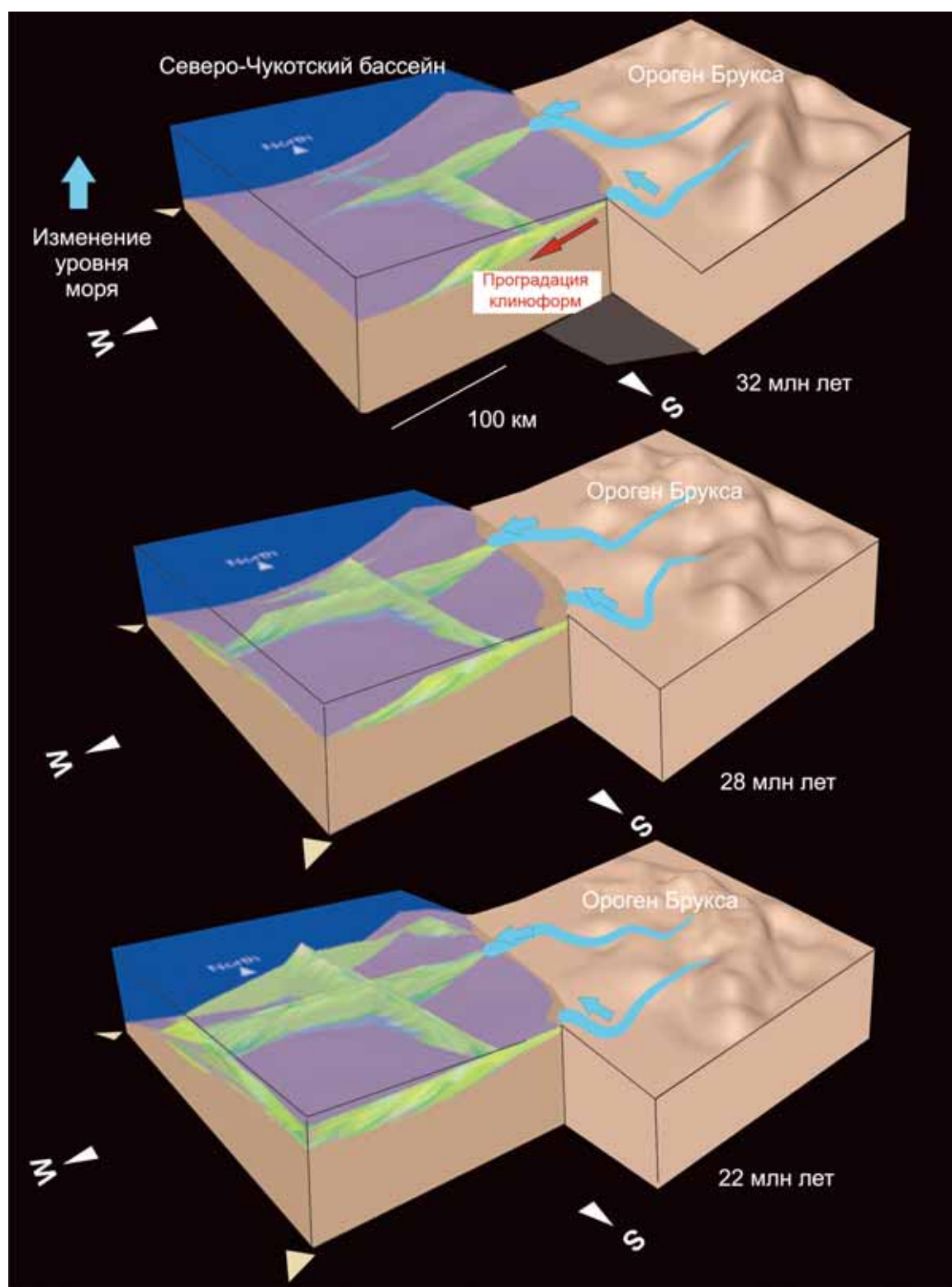


Рис. 7. Трехмерная модель осадконакопления Северо-Чукотского бассейна для моментов 32, 28, 22 млн лет. Гранулометрический состав осадков: желтый — грубозернистый, зеленый — крупнозернистый, светло-зеленый — мелкозернистый, серый — тонкозернистый

ников сноса: скорость течения 3 м/с, расход воды $3000 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует современным рекам типа Колымы и Северной Двины.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00020).

Благодарности. Авторы благодарят ООО «Лаборатория геологии» и CSIRO Petroleum за предоставленное для научных и образовательных целей ПО «Мазай» и SedSim. Авторы благодарят профессора А.М. Никишина за конструктивные замечания. Авторы благодарят Д.Н. Линева за помощь в работе с ПО «Мазай».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Линев Д.Н., Еришов А.В. Двухмерное моделирование накопления кластических клиноформных комплексов в морских условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 2. С. 11–14.
- Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология. М.; Берлин: Директ-Медиа, 2017. 752 с.
- Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022. 156 с.
- Скарятин М.В., Ставицкая В.Н., Мазаева И.В. и др. Построение стратиграфического каркаса осадочного чехла Северо-Чукотского мегапрогиба на основе анализа траектории смещения кромки клиноформ в пространстве // Нефтяное хозяйство. 2020. № 11. С. 20–26.
- Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история северо-чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 11–19.
- Craddock W.H., Moore T.E., O'Sullivan P.B., et al. Late Cretaceous — Cenozoic exhumation of the Western Brooks Range, Alaska, revealed from apatite and zircon fission track data // Tectonics. 2018. Vol. 37, No. 12. P. 4714–4751.
- Griffiths C., Dyt C. Stratigraphic forward modelling CSIRO Short Course. Kensington, 2012. 19 p.
- Griffiths C., Dyt C., Paraschivoiu E., et al. SedSim in hydrocarbon exploration // Geologic Modeling and Simulation Sedimentary Systems / Eds. D. Merriam, J. Davis. Springer, 2001. P. 71–99.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M., et al. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment — Arctic-2012 // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 107–122.
- Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary, 2006. Assessment- Alaska Region, World Wide Web Address: Seismic Framework, US Chukchi Shelf 13. <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.htm>
- Moore T, Box S. Age, distribution and style of deformation in Alaska north of 60°N: Implications for assembly of Alaska Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 133–170.
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // Earth -Sci. Rev. 2021. Vol. 217. 103559.
- Petrov O.V., Smelror M. (eds.). Tectonics of the Arctic. Springer Geology, 2021. 208 p.

Статья поступила в редакцию 11.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 553.98(6)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-100-113

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ АФРИКИ

Николай Николаевич Еремин¹, Ксения Александровна Ситар²✉,
Екатерина Ивановна Барановская³, Любовь Николаевна Орлова⁴,
Андрей Витальевич Коротаев⁵, Андрей Григорьевич Фесюн⁶,
Мэри Рафаэлевна Авдалян⁷, Светлана Алексеевна Глухова⁸,
Борис Владимирович Георгиевский⁹, Игорь Юрьевич Гришин¹⁰

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; neremin@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; k.sitar@oilmsu.ru ✉

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baranovskaya_kat@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lyuba_orl@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akorotayev@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fesyun@iaas.msu.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ramaryko@yandex.ru

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koval.sa95@yandex.ru

⁹ АО «Зарубежнефть», Москва, Россия; bvgeo@mail.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; igrishin@sev.msu.ru

Аннотация. На основании комплексного обзора геологического строения осадочных бассейнов рассмотрен потенциал энергетических ресурсов стран Африки. На основе многочисленных источников проведена категоризация стран по величине добычи углеводородов, а также по величине их ресурсного потенциала. Для крупнейших по добыче и запасам стран приводится сопоставление с основными нефтегазоносными бассейнами, в пределах которых расположены добывающие месторождения и разведаны основные запасы углеводородов. В условиях перехода к возобновляемым источникам энергии в статье рассматриваются африканские страны, обладающие высоким геотермальным потенциалом, такие как Кения, Эфиопия, Уганда, Танзания, Замбия, способным удовлетворить спрос на электроэнергию и тепло. Рассмотрены различные направления применения геотермального тепла в зависимости от температуры теплоносителя. В статье приведены примеры успешного применения современных цифровых технологий для выделения перспективных участков для дальнейших исследований и эксплуатации.

Ключевые слова: энергетические ресурсы, геологические предпосылки, углеводородный потенциал, геотермальная энергия, Африка

Для цитирования: Еремин Н.Н., Ситар К.А., Барановская Е.И., Орлова Л.Н., Коротаев А.В., Фесюн А.Г., Авдалян М.Р., Глухова С.А., Георгиевский Б.В., Гришин И.Ю. Геологические предпосылки энергетических природных ресурсов Африки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 100–113.

GEOLOGICAL BACKGROUND OF AFRICA'S NATURAL ENERGY RESOURCES

Nikolay N. Eremin¹, Ksenia A. Sitar²✉, Ekaterina I. Baranovskaya³,
Lyubov N. Orlova⁴, Andrey V. Korotaev⁵, Andrey G. Fesyun⁶, Mary R. Avdalyan⁷,
Svetlana A. Glukhova⁸, Boris V. Georgievskiy⁹, Igor Yu. Grishin¹⁰

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; neremin@geol.msu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; k.sitar@oilmsu.ru ✉

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baranovskaya_kat@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lyuba_orl@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akorotayev@gmail.com

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fesyun@iaas.msu.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ramaryko@yandex.ru

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koval.sa95@yandex.ru

⁹ JSC «Zarubezhneft», Moscow, Russia; bvgeo@mail.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; igrishin@sev.msu.ru

Abstract. The article provides a comprehensive overview of the potential of energy resources of African countries based on geological prerequisites in the structure of sedimentary basins of the region. On the basis of numerous sources, the categorization of countries by the amount of hydrocarbon production, as well as by the size of resource potential of countries, has been carried out. For the largest countries in terms of production and reserves, a comparison is given with the main oil and gas basins, within which the producing fields are located and the main hydrocarbon reserves have been explored. In the context of the transition to renewable energy sources, the article examines

African countries with high geothermal potential, such as Kenya, Ethiopia, Uganda, Tanzania, Zambia, capable of meeting the demand for electricity and heat. Various directions of application of geothermal heat depending on the temperature of the coolant are considered. The article provides examples of successful application of modern digital technologies to identify promising sites for further research and operation.

Keywords: energy resources, geological prerequisites, hydrocarbon potential, geothermal energy, Africa

For citation: Eremin N.N., Sitar K.A., Baranovskaya E.I., Orlova L.N., Korotaev A.V., Fesyun A.G., Avdalyan M.R., Glukhova S.A., Georgievskiy B.V., Grishin I.Yu. Geological background of Africa's natural energy resources. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 100–113. (In Russ.).

Введение. Африка с ее растущим населением все чаще признается ключевым игроком в мировой политике и экономике. Стратегическое значение континента заключается в его экономическом потенциале, его роли в мировом управлении и его богатом запасе энергетических и минеральных ресурсов. За последние годы Россия, среди других мировых держав, усилила свое взаимодействие с африканскими странами, подчеркивая значимость российско-африканских отношений. Одним из перспективных направлений для расширения взаимоотношений рассматриваются инвестиционные проекты в сфере энергетики и горнодобывающем секторе. Энергетические ресурсы Африки имеют стратегическое значение не только для развития самого континента, но и для мирового энергетического рынка в целом, а также для поддержания общей энергетической безопасности.

Страны Африки по своему нефтегазовому потенциалу сильно различаются. Это обусловлено принципиальными и ключевыми различиями геологического строения, величиной и продуктивностью расположенных на их территориях нефтегазоносных бассейнов, а также степенью и сложностью геологического освоения, геологической разведкой и разработкой месторождений в условиях суши и шельфа. Современная добыча нефти и газа существенно различается по странам Африки, собственно, как и ресурсный потенциал, выраженный величиной остаточных запасов жидких и газообразных углеводородов (УВ) [EIA, 2024; AFREC, 2015]. Перспективы и реализация потенциала различных нефтегазоносных бассейнов, выраженные в доразведке и открытии новых залежей, освоении и добыче на новых месторождениях, отображаются в контрастной динамике добычи углеводородов по странам Африки за последнее десятилетие.

С учетом тренда перехода к «зеленой экономике», особый интерес вызывают возобновляемые источники энергии Африканского континента, изученность и оценка которых находится на начальном этапе развития. Особенности геологического строения Африки, а именно ее восточной части, включая Эритрею, Эфиопию, Джибути, Кению, Уганду и Замбию, и приуроченность территории к Восточно-Африканскому рифту, создают благоприятные условия для развития геотермальной энергетики.

Район исследований. Африканские страны все больше вовлекаются в международные процессы

принятия решений, особенно по таким вопросам, как изменение климата, безопасность и миграция населения. Быстрые темпы демографического роста стран континента также позиционируют его как ключевого игрока в будущем. Ожидается, что к 2050 г. на континент будет приходиться более половины прироста населения мира, а Нигерия станет третьей по численности населения страной [World..., 2023]. Этот демографический сдвиг усилит роль Африки на международной арене, особенно в вопросах, касающихся занятости молодежи, устойчивого развития и международной торговли.

Растущее участие Африки в международных торговых соглашениях и партнерствах также повысило ее глобальный экономический статус. Африканская континентальная зона свободной торговли (*African Continental Free Trade Area, AfCFTA*), запущенная в 2021 г., является крупнейшей в мире зоной свободной торговли с потенциалом увеличения внутриафриканской торговли более, чем на 50%.

В последнее время Россия активизировала сотрудничество с африканскими государствами, демонстрируя важность российско-африканских связей. По данным [Дмитрий Вольвач., 2024], товарооборот России и стран Африки по итогам 2023 г. увеличился почти на 37% по сравнению с прошлым годом и составил \$24,5 млрд. За 8 месяцев 2024 г. он вырос еще на 18,5%, достигнув \$18,6 млрд. РФ также увеличила свои инвестиции в африканские страны, в том числе в энергетическом и горнодобывающем секторах.

Несмотря на то, что Африка располагает богатыми запасами полезных ископаемых и значительным потенциалом для производства энергоресурсов, существует ряд проблем, который затрудняет развитие континента в этом направлении, самыми серьезными из которых являются: неравномерный доступ к источникам энергии, недостаток квалифицированных кадров, недостаточно развитая инфраструктура. Эти проблемы требуют не только внутренних усилий, но и международной поддержки, и в этом контексте российско-африканское сотрудничество приобретает особую значимость — Россия, обладая богатым опытом в области энергетики, передовых технологий и подготовки квалифицированных кадров, может стать ключевым партнером в решении данных проблем. Некоторые российские энергетические компании уже ведут успешную деятельность в ряде стран континента. Так, «Лукойл» участвует

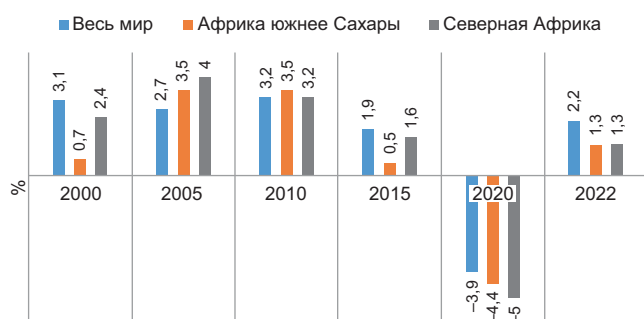


Рис. 1. Темп роста ВВП на душу населения (%)

в глубоководных проектах в Египте, Камеруне, Нигерии и Гане [Лукойл..., 2024]; «Росатом» задействована в строительстве крупной АЭС «Эль-Дабаа» мощностью 4800 МВт в Египте [Росатом..., 2024], а в ЮАР и Нигерии компания занимается подготовкой квалифицированных кадров.

Энергетические ресурсы Африки играют важную роль не только для развития самого континента, но и для мирового энергетического рынка. В контексте перехода к «зеленой экономике» возобновляемые источники энергии, которые есть на континенте, становятся ключевыми для устойчивого развития как внутри региона, так и за его границами. Наиболее активную работу в этом направлении ведут страны Восточной Африки, которым с 2011 по 2020 годы удалось добавить почти 7 ГВт новых мощностей в основном за счет возобновляемых источников и, таким образом, удвоить общую мощность региона до 16,4 ГВт [In Between..., 2024].

Сотрудничество между Россией и странами Африки осуществляется во многих сферах и направлениях, среди которых можно выделить экономику, социальную сферу, энергетику, природные ресурсы и экологию. При этом, различные участники такого сотрудничества имеют интересы и цели, в целом ориентированные на повышение темпов роста экономики, достижение эффективности реализации проектов, достижения целей устойчивого развития, решения проблем социальной направленности (табл. 1).

Что касается развития экономического и культурного сотрудничества между Россией и странами Африки, здесь можно выделить как уже существующие области совместных интересов, так и перспективы развития [Джоланов и др., 2023]. Сотрудничество со странами Африки открывает для России растущий рынок сбыта [Кортунов и др., 2020]. На рис. 1, составленном авторами на основе [United Nations, 2024], представлены темпы роста ВВП (на душу населения) по регионам Африки.

В 2023 г. практически все страны Африки продемонстрировали рост ВВП. Среди стран, имеющих наиболее значительные темпы роста ВВП — Эфиопия (7,2%), Кот-д'Ивуар (6,2%), Танзания (5,0%), Мозамбик (6,0%), Бенин (5,8%) [GDP..., 2023]. Большинство стран Африки (за исключением стран Северной Африки) имеют низкий уровень социально-экономического развития (табл. 2).

Такая экономическая ситуация в странах Африки формирует определенные задачи преодоления низкого уровня жизни и развития экономик, которые к тому же накладываются на проблемы и угрозы развития всего современного сообщества — геополитические кризисы, пандемии, риски глобального изменения климата [Sigidov, et al., 2020]. Однако вместе с этим открываются и новые возможности, связанные с реализацией совместных программ и проектов. В контексте решения глобальных проблем изменения климата и преодоления нехватки ресурсов развитие энергетических природных ресурсов, реализация проектов в сфере возобновляемой энергетики открывает для стран перспективы устойчивого развития: создание «зеленых» производств и рабочих мест, решение проблем безработицы и преодоление бедности.

Углеводородный потенциал стран Африки. Потенциал нефтегазовых бассейнов Африки варьируется в чрезвычайно широком диапазоне. Для характеристики углеводородного потенциала на основе комплексных литературных источников [AFREC, 2015; EIA, 2024; BP, 2024; EIA, 2024 и др.] построены карты, иллюстрирующие ранжированные по категориям добычи и запасов страны и нефтегазовые бассейны Африки. В масштабах стран Африки наибольшая добыча осуществляется в нефтегазовых бассейнах Нигерии, Алжира, Египта (рис. 2). Бассейны характеризуются сложным структурно-геологическим и стратиграфическим строением, с чем связано наличие месторождений со смешанным фазовым составом УВ (наличие и нефти, и природного газа).

Добыча Алжира, в наиболее общем плане, характеризуется разработкой газовых и газоконденсатных месторождений на западе в бассейнах Регган (Reggane), Угарта (Ougarta), Тимимун-Ахнет (Timimoun-Ahnet), Уэд Мья (Oued Mya) и нефтяных и газоконденсатных месторождений в бассейнах Иллизи-Беркине (Illize-Berkine), частично Гадамес (Ghadames). Разработка нефтяных и газовых месторождений Нигерии приурочена к бассейну Дельты Нигера (Niger Delta).

Крайне неоднородное строение бассейнов Египта определяет резко различающуюся по величине добычу нефтяных и газоконденсатных месторождений бассейнов Матрух-Шушан (Matruh-Shushan), Абу Гарадиг (Abu Gharadig), Аламейн (Alamein), Гинди (Gindi).

К следующим категориям (рис. 2) относятся нефтегазовые бассейны Анголы и Ливии. Добыча Анголы сосредоточена на мелководном шельфе, в пределах которого преимущественно нефтяные месторождения приурочены к осадочным нефтегазовым смежным бассейнам Конго (Congo) и Кванза (Kwanza). При этом добыча газа Анголы составляет около 9% от общей. Также преобладает добыча нефти, составляя около 85% от суммарной,

Таблица 1

Интересы различных экономических субъектов при осуществлении сотрудничества

Экономические субъекты / сфера сотрудничества	Экономика	Социальная сфера	Энергетика	Природные ресурсы	Экология
Государство	Высокие темпы роста экономики, крупная зона свободной торговли	Продвижение ценностей традиций и ориентаций русской культуры	Расширение программ развития энергетического сектора, научные исследования и разработки в сфере ВИЭ	Новые источники и технологии использования природных ресурсов	Сотрудничество в сфере охраны окружающей среды и достижения целей устойчивого развития
Частные и институциональные инвесторы	Свободные ниши для инвестирования	–	Реализация крупных проектов в сфере традиционной и возобновляемой энергетики	Доступ к источникам природных ресурсов	Реализация масштабных ESG-проектов
Предпринимательский сектор	Реализация предпринимательских проектов в отраслях сельского хозяйства, добывающей и перерабатывающей промышленности	–	–	Развитие туризма	–
Организации культуры	Реализация образовательных по повышению экономической грамотности населения	Реализация образовательных и просветительских программ и проектов	–	Реализация образовательных и просветительских программ и проектов	–

Таблица 2

Некоторые показатели социально-экономического развития стран Африки [United Nations, 2024]

Регион	2000	2005	2010	2015	2020	2023
Доля занятого населения, находящегося ниже международной черты бедности (2,15 долл. США на человека в день)						
Весь мир	27,6	19,5	14,4	8,4	6,9	–
Африка южнее Сахары	54,9	47,2	40,6	35,4	34,1	32,8
Северная Африка	4,8	3,9	2,7	3,5	5,0	
Южная Африка	36,7	30,7	22,8	14,9	11,6	8,0
Уровень безработицы, %						
Весь мир	4,6	–	4,9	4,6	5,1	3,9
Африка южнее Сахары	4,6	–	4,5	4,5	5,3	4,9
Северная Африка	10,0	–	7,1	9,3	10,0	9,0
Доля населения в возрасте от 15 до 24 лет, не имеющего образования, %						
Весь мир	–	24,3	22,4	21,8	23,8	21,7
Африка южнее Сахары	–	23,1	22,4	23,0	26,7	25,9
Северная Африка	–	30,9	30,3	27,5	29,0	27,5
Доля неформальной занятости (% от общего уровня занятости)						
Весь мир	–	58,4	–	60,2	–	55,4
Африка южнее Сахары	–	87,0	–	84,1	–	89,8
Северная Африка	–	60,2	–	60,6	–	54,6

Регион	2000	2005	2010	2015	2020	2023
Затраты на исследования и разработки, % от ВВП						
Весь мир	1,54	1,54	1,62	1,72	1,95	1,93
Африка южнее Сахары	0,32	0,35	0,34	0,36	0,33	0,33
Северная Африка	0,3	0,31	0,43	0,6	0,74	0,74
Доля населения, имеющая доступ к электроэнергии, %						
Весь мир	78,4	80,8	83,6	87,0	90,5	91,4
Африка южнее Сахары	25,8	29,3	33,2	38,8	48,0	50,1
Северная Африка	81,7	84,8	87,8	89,8	92,3	92,5
Доля возобновляемой энергии в общем объеме потребления энергии, %						
Весь мир	16,87	15,98	16,04	16,7	19,05	18,71
Африка южнее Сахары	72,44	70,38	70,88	68,39	70,39	69,05
Северная Африка	15,04	13,73	11,09	10,02	10,96	10,48
Эмиссия CO ₂ (млн т CO ₂)						
Весь мир	23266	27106	30616	32378	31740	33572
Африка южнее Сахары	410	529	614	696	680	712
Северная Африка	250	335	408	474	463	505

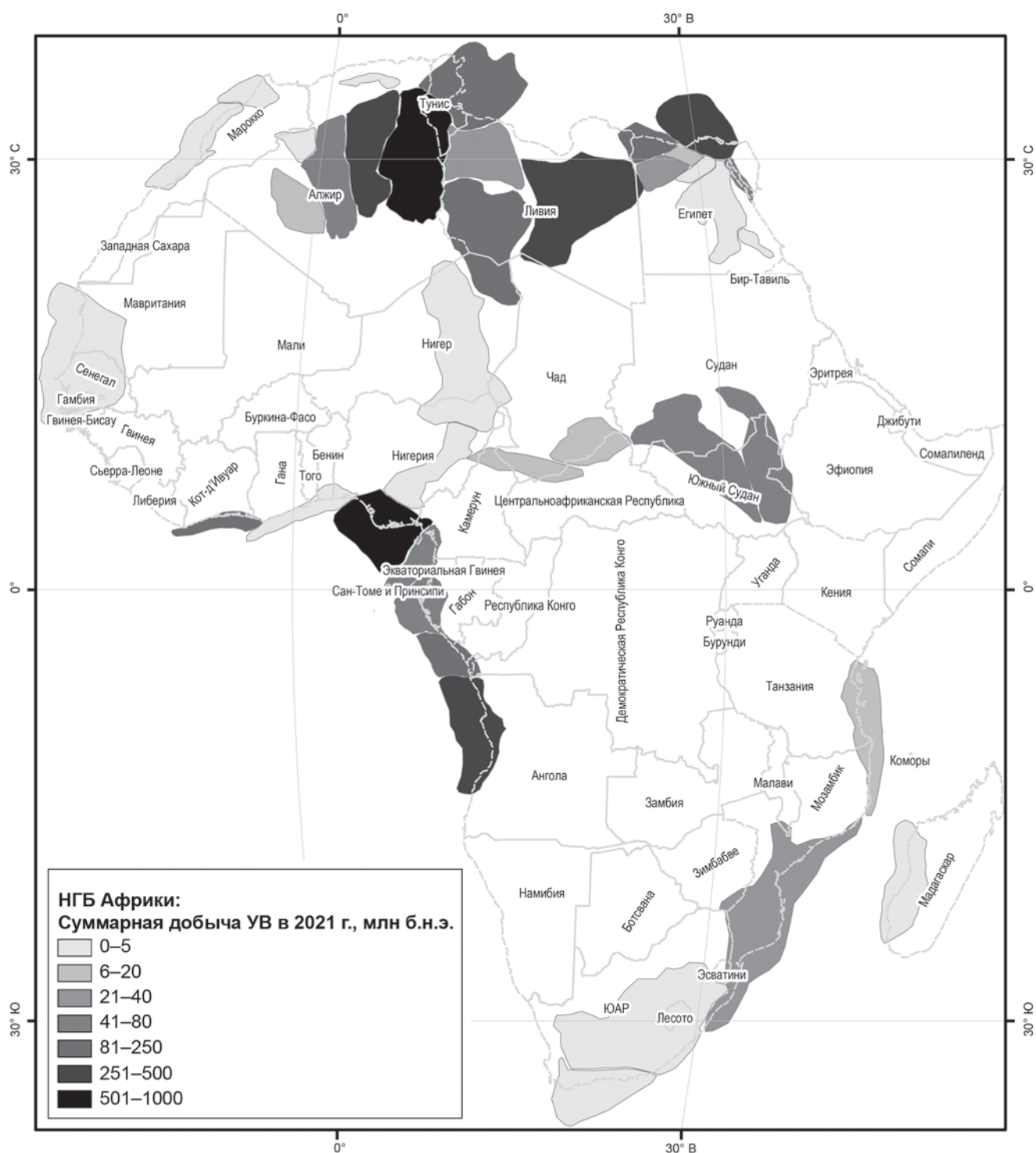


Рис. 2. Ранжирование нефтегазоносных бассейнов Африки по суточной добыче УВ в 2021 г. (млн баррель нефтяного эквивалента)

в Ливии. Основными добывающими бассейнами Ливии являются Мурзук (Murzuq) и Сирт (Sirte).
Нефтегазоносные бассейны с наименьшей добычей углеводородов расположены в Марокко, Тунисе, Сенегале, Нигере, Чаде, Судане, Кот-д’Ивуаре, Гане, Камеруне, Южном Судане, Экваториальной Гвинее, Габоне, Республике Конго, Демократической Республике Конго, Танзании, Мозамбике, ЮАР. Среди перечисленных наибольший вклад дают страны Африки с добычей на шельфе: нефтяные и газовые

месторождения Экваториальной Гвинее (суммарно около 400 тыс. барр. в сутки), нефть в Конго (около 300) и Габоне (около 200 тыс. барр. в сутки), в меньшей степени жидкие УВ в Гане и газ в Мозамбике. Наиболее значимая добыча в сухопутной части Африки связана с разработкой нефтяных месторождений Южного Судана и Чада (суммарно около 300 тыс. барр. в сутки).
Ресурсный потенциал, выраженный остаточными запасами УВ, ассоциируется с невыработанными

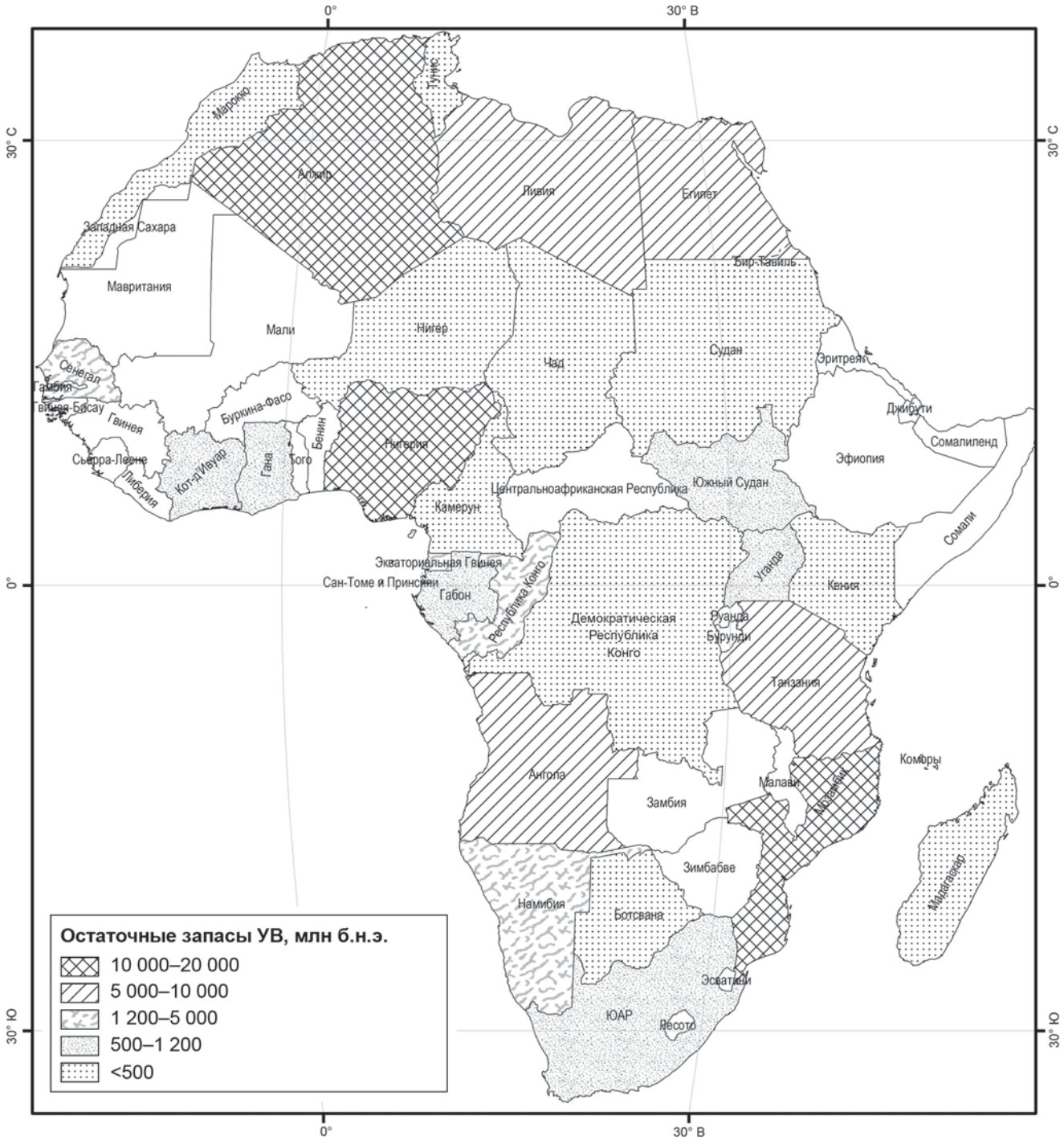


Рис. 3. Категории стран Азии и Африки по остаточным запасам УВ (млн баррель нефтяного эквивалента)

запасами действующих месторождений, подготовленными к началу разработки новыми месторождениями, а также заявленными геологическими открытиями новых залежей. Последние две категории часто могут быть оценены с некоторой долей ошибки (которая устраняется в процессе уточнения оценки запасов по мере разбуривания и начала разработки), в связи с чем, по объективным причинам, интегральная оценка остаточных запасов по странам может содержать в себе некоторую погрешность. На рис. 3 приведена карта, категоризированная по ресурсному потенциалу стран Африки, выраженному величиной

остаточных запасов углеводородов в баррелях нефтяного эквивалента. Большинство стран, которые характеризуются относительно низкой добычей углеводородов (см. рис. 2), также характеризуются и низкой величиной остаточных запасов, что обусловлено, в целом, низким разведанным нефтегазовым потенциалом в части новых месторождений, сопутствующей высокой выработанностью известных месторождений при низкой доле новых открытий. Наиболее яркими примерами подобного сценария являются такие страны Африки, как Южный Судан, Судан, Нигер, Тунис. Отдельно можно выделить

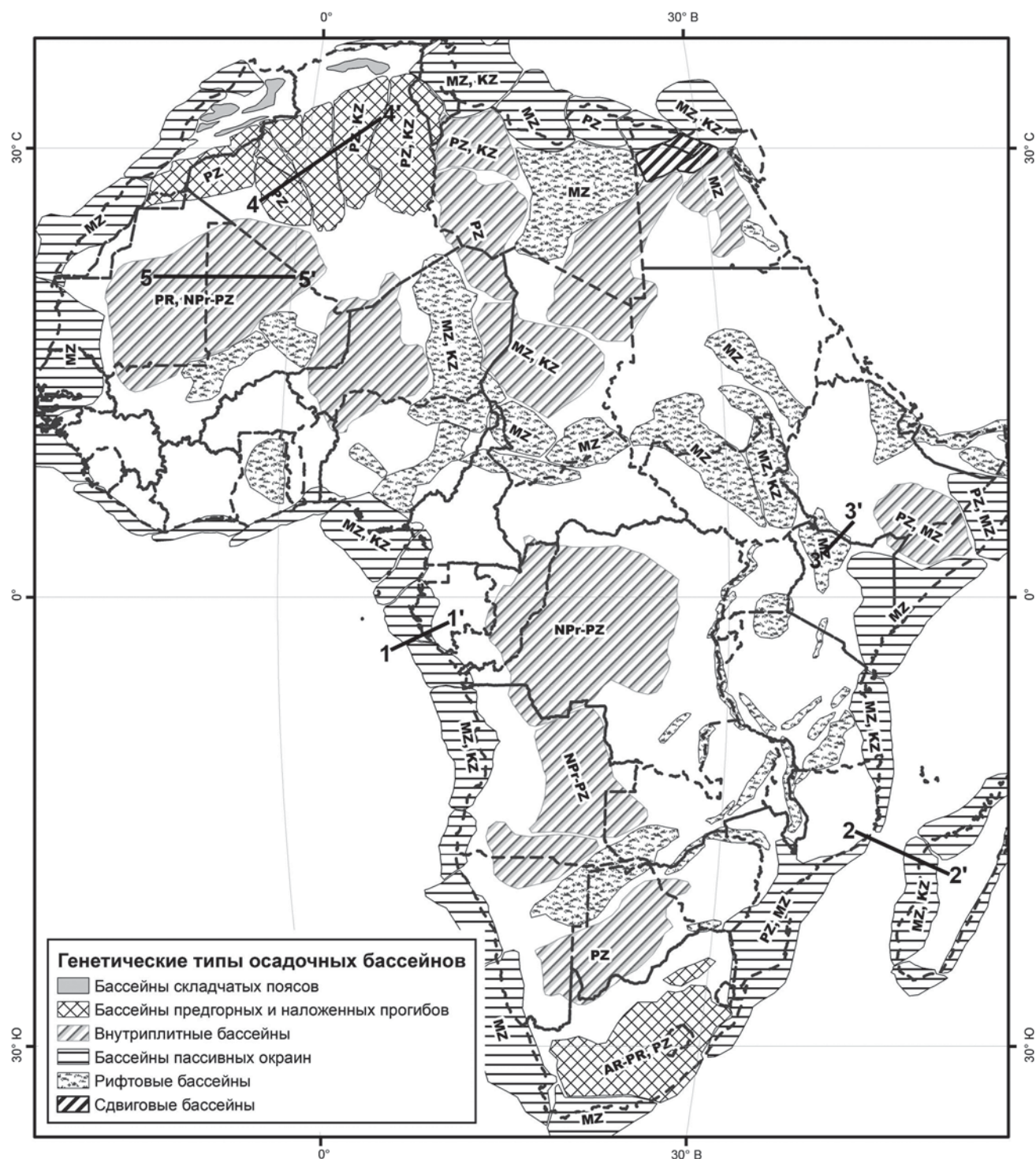


Рис. 4. Осадочные бассейны Африки и возраст их осадочных комплексов по [Evenick, 2021], с изменениями и дополнениями (1-1', 2-2', 3-3', 4-4', 5-5' — профили разрезов, см. рис. 5-9)

страны с наличием доказанных запасов УВ, но добыча в них не осуществляется, поскольку была минимальна (в силу разных причин — нерентабельности проектов по добыче, отсутствия инфраструктуры и иных). К таким странам можно отнести Уганду, Кению, Намибию, Ботсвану, Мадагаскар.

Геологическое строение и типы крупнейших нефтегазоносных бассейнов. В пределах Африканского континента распространены осадочные

бассейны различных генетических типов. Несмотря на имеющиеся по разным классификационным схемам расхождения в части детализации категорий для конкретных бассейнов [Evenick, 2021; CGG, 2019], в общем случае бассейны Африки можно разделить по нескольким категориям.

Бассейны пассивных окраин развиты по периферии континента (рис. 4). Латеральными ограничениями данных бассейнов являются, как

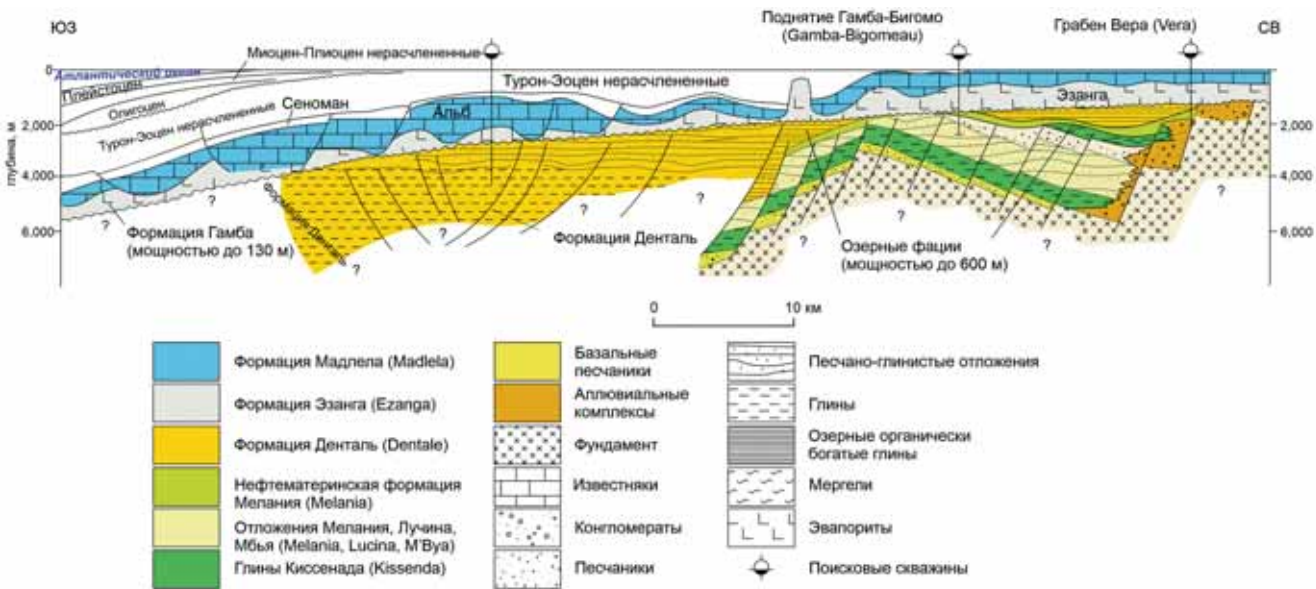


Рис. 5. Схематический геологический разрез осадочного чехла бассейна пассивной окраины атлантической части африканского шельфа (профиль 1–1´) по [Brownfield, et al., 2006]

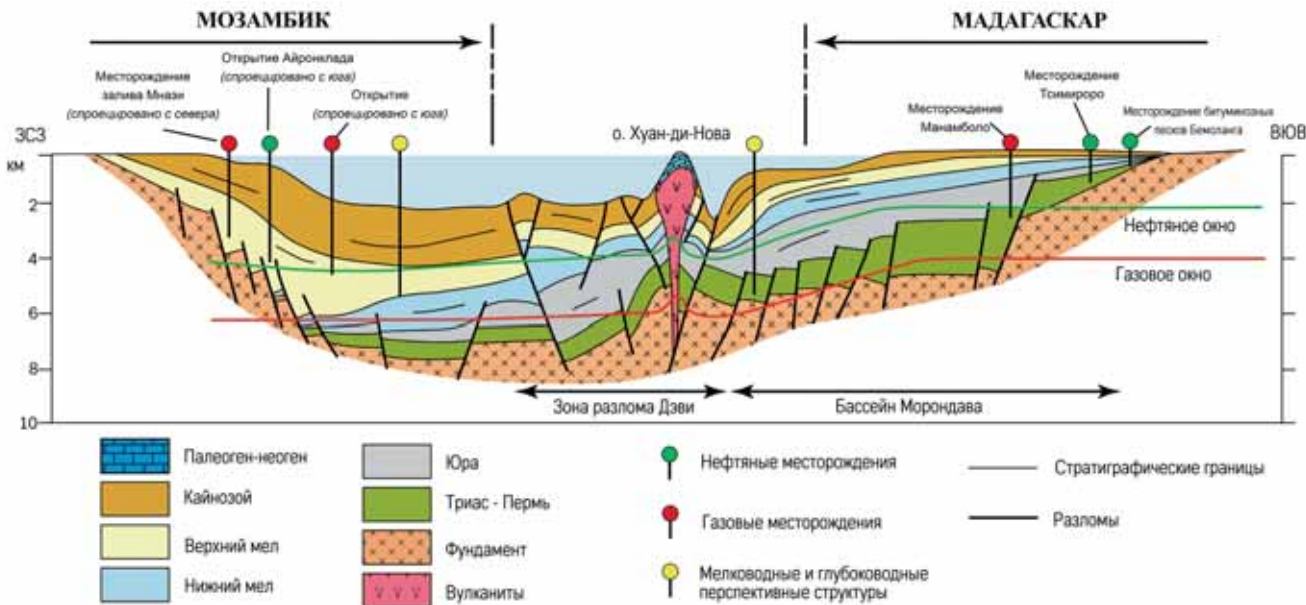


Рис. 6. Схематический геологический разрез осадочного чехла бассейна пассивной окраины индийской части африканского шельфа (профиль 2–2´) по [Brownfield, 2016]

правило, региональные разломные зоны. Бассейны часто соотносятся с неоднородностями рельефа, а этапы формирования осадочного чехла бассейнов пассивных окраин сопоставляются с глобальными плитотектоническими событиями. Характерной чертой строения разрезов для бассейнов данного типа является наличие солей, имеющих региональное распространение. Например, на западном побережье (бассейны шельфа Габона, Камеруна, Конго, Анголы, Намибии) выделяется подсолевой и надсолевой комплексы, маркирующие этап формирования эвалоритовых бассейнов в апт-альбское время (рис. 5). Возраст осадочного выполнения бассейнов пассивных окраин на западном побережье — мезокайнозойский. На южном и восточном побережьях

осадочные комплексы частично включают также и палеозойские образования (рис. 6).

Бассейны рифтового типа приурочены, главным образом, к основным и оперяющим их крупнейшим Восточно-Африканской и Центрально-Африканской рифтовым системам (рис. 4, 7). Геологическое строение, асимметрия рифтовых долин, особенности фациального строения и закономерности изменения мощностей осадочного заполнения бассейнов контролируется тектоническим строением и разломной тектоникой (развивающейся в режиме сдвиговых обстановок). В Северной Африке к рифтовому типу бассейнов также часто относят бассейн Сирт, имеющий важное значение по величине действующей добычи нефти

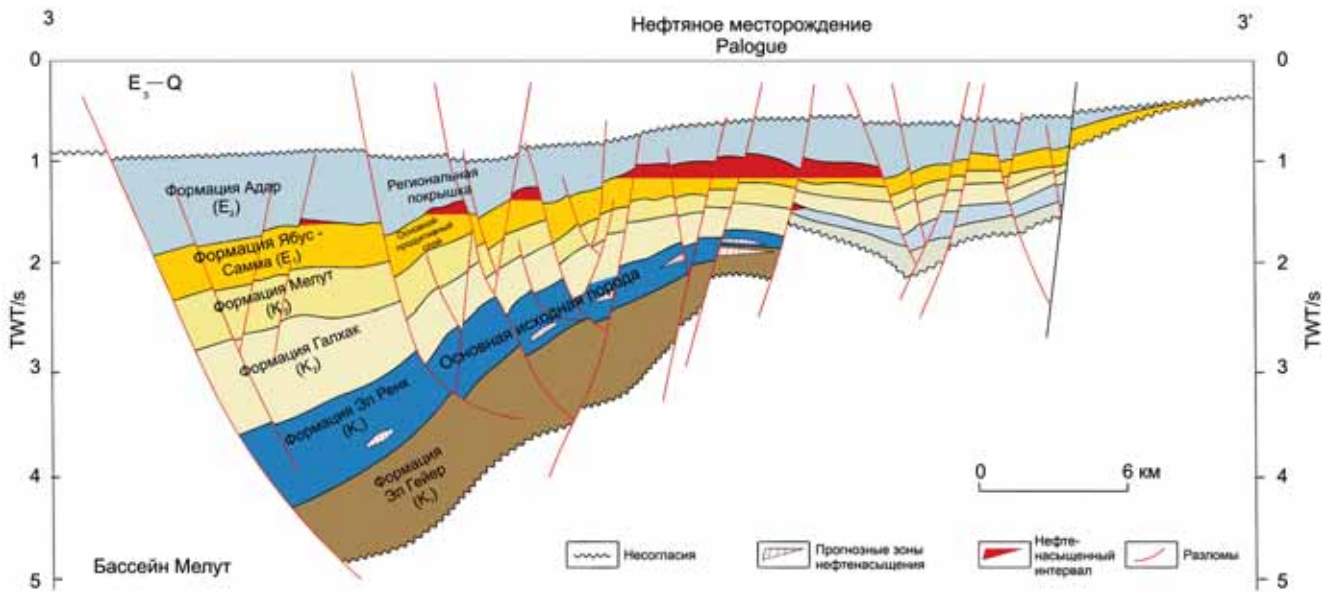


Рис. 7. Схематический геологический разрез осадочного чехла бассейна рифтового типа (профиль 3–3′) по [Dou, et al., 2024]

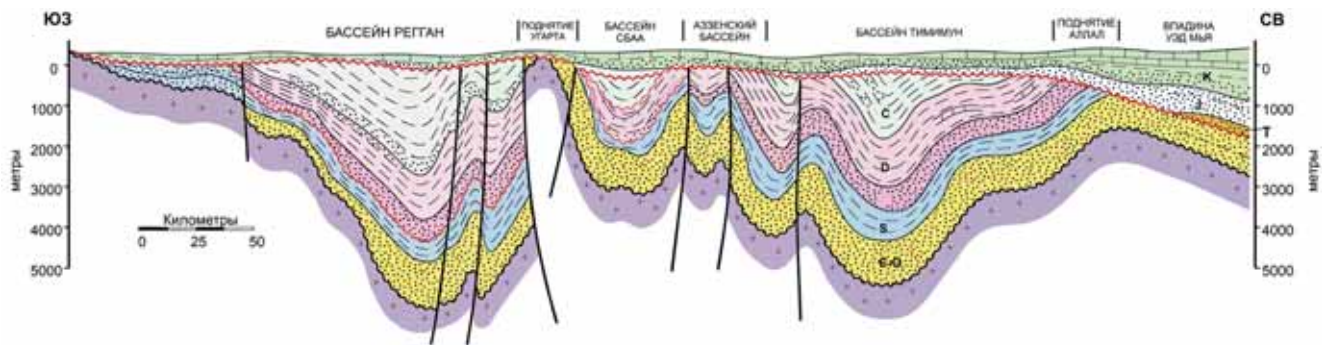


Рис. 8. Схематический геологический разрез осадочного чехла бассейнов предгорных и наложенных прогибов (профиль 4–4′) по [Geleazzi, et al., 2010]

и газа в его пределах. В его строении выделяются дорифтовый палеозойский, син- и пострифтовый мезозойско-кайнозойские комплексы, залегающие на раздробленном фундаменте, что одновременно позволяет относить данный бассейн к типу наложенных пострифтовых внутриплитных впадин. Возраст осадочных комплексов, залегающих часто на докембрийском фундаменте — мезозойский и мезозойско-кайнозойский.

Важнейшим в прикладном отношении для добычи нефти и газа типом бассейнов являются **бассейны предгорных и наложенных прогибов** (рис. 4), играющие наиболее значимую роль на севере Африки: Регган (Reggane), Угарта (Ougarta), Тимимун-Ахнет (Timimoun-Ahnet), Уэд Мья (Oued Mya), Иллизи-Беркине (Illize-Berkine). С генетической классификацией данных бассейнов связано большинство разногласий из-за сложной и многоэтапной истории их геологического развития (рис. 8). Данная область Северной Африки характеризуется мощным осадочным чехлом от кембрия до неогена, в истории развития которого фиксируются фазы таконской, каледонской, герцинской, австрийской и пиренейской фаз складчатостей. В тектоническом

отношении бассейны можно рассматривать как бассейны форланда Атласского горно-складчатого сооружения и одновременно как наложенные пострифтовые прогибы раннепалеозойского возраста. Бассейны соответствующего типа, относящегося к складчатым поясам Атласид, выделяются на северо-западном ограничении Африки (рис. 4).

Другой тип представлен **внутриплитными осадочными бассейнами**, также обозначаемыми как внутрикратонные бассейны на докембрийском фундаменте (рис. 4). Эти бассейны существенно отличаются как по геологическому строению пространственных в их пределах осадочных комплексов, так и по величине добычи нефти и газа (рис. 2). Наиболее продуктивными бассейнами данного типа являются расположенные в Северной Африке бассейны Мурзук (Murzuq) и Гадамес (Gadames) на территории Ливии и восточного Алжира. Аналогично расположенным западнее бассейнам — мощный осадочный чехол представлен комплексами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, с серией связанных с региональными складчатостями угловых несогласий, наиболее крупным из которых является герцинское. Чрезвычайно важными для понимания

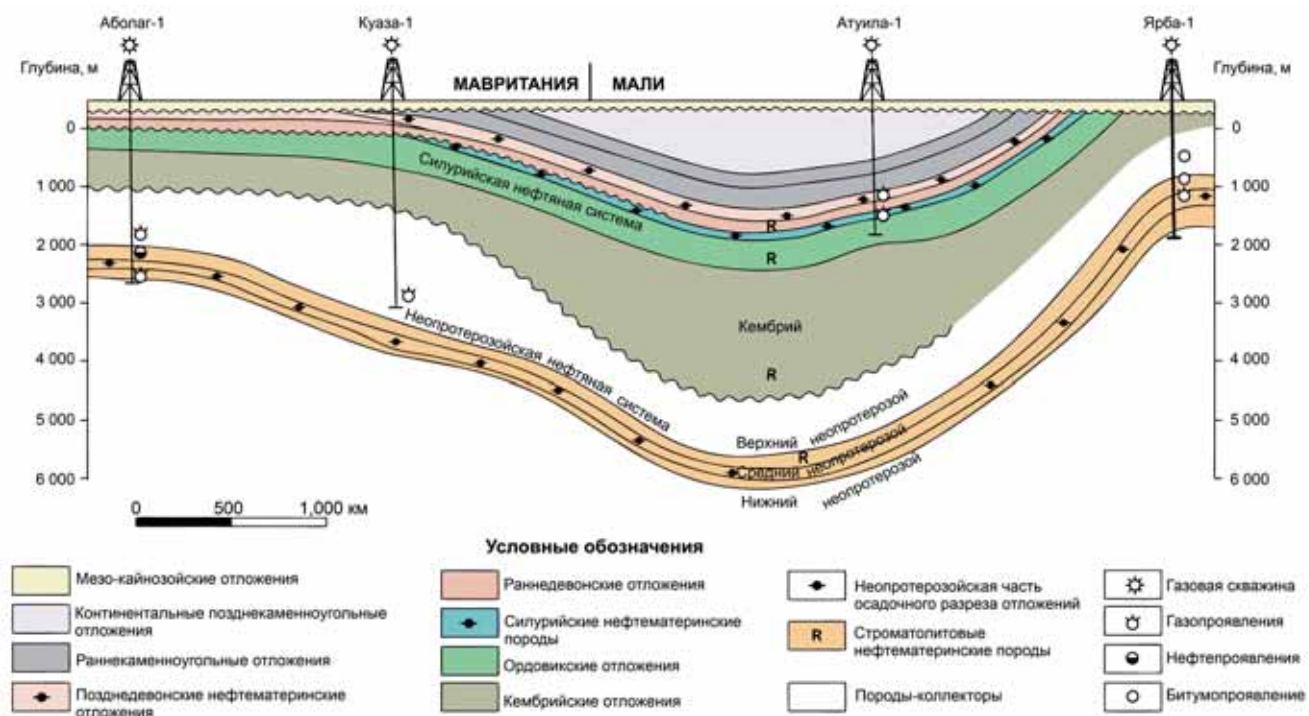


Рис. 9. Схематический геологический разрез осадочного чехла внутриплитного бассейна (профиль 5–5´) по [Tekrou, 2008]

истории развития континента в целом и механизмов формирования осадочных нефтегазоносных комплексов являются бассейны, в которых начало формирования осадочных комплексов датируется неопротерозоем (рис. 9). Крупнейшим подобным бассейном Северной Африки является бассейн Тауденни (Taoudenni), в основании осадочного чехла которого выделяется неопротерозойский комплекс с нефтегазоматеринскими свойствами [Ситар и др., 2022; Георгиевский и др., 2022]. Генетически схожие бассейны расположены и в Центральной Африке: Заир (Zaire) в Демократической Республике Конго, Окаванго (Okavango) и Этоша (Etosha), расположенные на территории Анголы и, частично, Намибии. В основании осадочных комплексов этих бассейнов также присутствуют нефтегазоматеринские неопротерозойские комплексы, характеризующиеся повышенным содержанием ТОС и сопутствующими в осадочном разрезе отложениями докембрийских тиллитов. Внутриплитные бассейны с палеозойским и палеозойско-мезозойским заполнением также развиты в Южной — бассейн Калахари (Kalahari), в Центральной и Северной Африке — бассейны Чад (Chad), Куфра (Kufra).

Менее крупные (в масштабе Африки) осадочные бассейны на северо-востоке континента относятся к **сдвиговым бассейнам**, представленным серией многочисленных грабенообразных впадин, формирование которых происходило в условиях сдвиговых деформаций. Осадочный разрез и продуктивные интервалы относятся к мезозойско-кайнозойскому комплексу, который в ряде случаев залегает с угловым несогласием на палеозойском осадочном ком-

плексе либо докембрийском фундаменте. Бассейны данного типа имеют важное практическое значение, в частности, обеспечивая существенный вклад в добычу нефти и газа Египта (рис. 2).

Угленосные бассейны стран Африки. В пределах Африканского континента широко распространены угленосные бассейны с залежами углей, приуроченных к разновозрастным стратиграфическим комплексам: от каменноугольных до миоцен-плиоценовых. В южной и центральной частях континента — в ЮАР, Намибии, Ботсване, Зимбабве, Замбии, Танзании, Демократической Республике Конго — распространены, преимущественно, пермские залежи. В Западной Африке описаны верхнемезозойские и кайнозойские залежи (Нигерия, Бенин, Мали, Сенегал), а также каменноугольные (Алжир, Нигер). Верхнемеловые и преимущественно кайнозойский угольный разрезы описаны в странах Восточной Африки — в Судане, Эфиопии, Сомали, а также фрагментарно триасово-пермский разрез приграничной области Эритреи и Эфиопии.

Геотермальный потенциал стран Африки. Несмотря на значимость традиционных углеводородов для экономики региона, многие африканские страны начинают уделять особое внимание нетрадиционным, возобновляемым источникам энергии, таким как геотермальное тепло.

Геотермальное тепло в зависимости от температуры и экономической обстановки в регионе может использоваться в различных отраслях [Поваров, 2001; Черкасов, 2017, Басков, 1989] (рис. 10):

- коммунальное хозяйство (отопление зданий и сооружений, горячее водоснабжение);

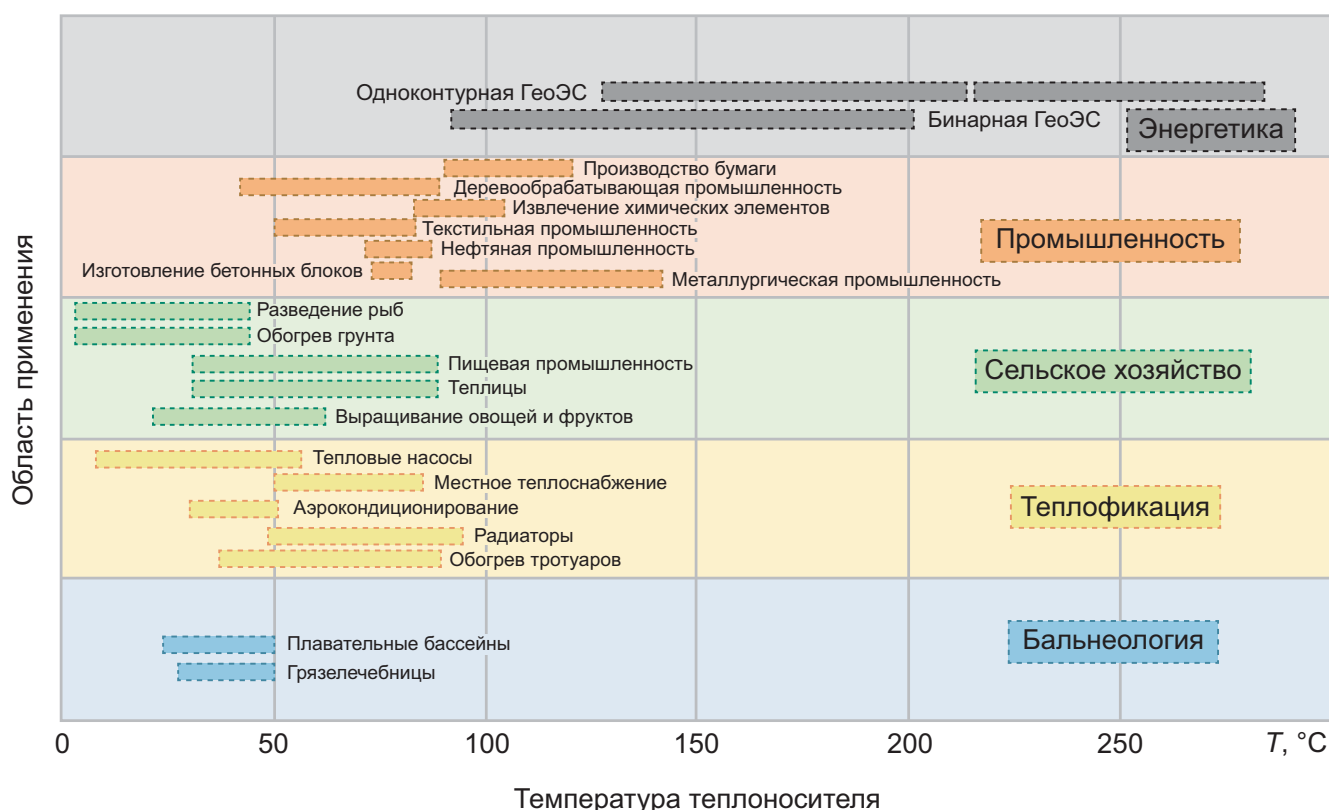


Рис. 10. Возможности использования геотермального тепла [Поваров, 2001]

- теплоснабжение теплиц и работа геотермальных холодильных установок;
- промышленность (рыбохозяйство, деревообрабатывающая отрасль, производство бумаги, металлургия, производство строительных материалов, нефтяная и текстильная промышленность и т.д.);
- производство электроэнергии.

Кроме того, геотермальные воды могут использоваться как лечебные, и как источник извлечения целого ряда макро- и микроэлементов (кремний, цинк, литий и др.) [Bourcier, et al., 2005].

Территория Восточной Африки приурочена к Восточно-Африканской системе рифтовых зон, которая характеризуется высокой тектонической активностью, интенсивным проявлением эффузивного магматизма и обладает значительным потенциалом для получения геотермальной энергии [Маринов, 1978]. Регион охватывает несколько стран, включая Эритрею, Эфиопию, Джибути, Кению, Уганду, Танзанию и Замбию (рис. 11).

По некоторым оценкам, геотермальный потенциал региона достигает 15 ГВт.

Абсолютным лидером в этой сфере на африканском континенте является Кения. Кения была первой страной в Африке, которая в 1956 г. перешла на геотермальную энергию, и здесь находится крупнейшая геотермальная электростанция на континенте (ГеоТЭС) «Олкария», которая производит около 900 МВт. Площадь объекта составляет около 200 км². В настоящее время страна уже получает около половины электроэнергии за счет геотермальных источников.

В Эфиопии находится единственная установка с двойным циклом, но она не использует весь свой потенциальный объем выработки энергии из-за отсутствия опыта ее эксплуатации. Из-за проблем с техническим обслуживанием станция была остановлена в 2001 г., но в 2006 г., благодаря финансовой помощи Агентства США по торговле и развитию (USTDA) и технической помощи компании Geothermal Development Associates (GDA), была возвращена в эксплуатацию [Echavarria, 2008].

В Замбии запланировано строительство нескольких объектов, но их проекты остановились из-за нехватки средств. Эритрея, Джибути и Уганда провели предварительную разведку потенциальных геотермальных источников, но к настоящему времени не построили электростанций. Правительство Уганды выдало лицензию компании Green Impact Development Services (GIDS) на бурение разведочной скважины в районе горячих источников Буранга. Предварительные технико-экономические обоснования показали, что температура подземных вод в исследуемом регионе составляет от 150 °C до 200 °C, что является благоприятным для использования подземных вод для производства электроэнергии. В Танзании производством, передачей и распределением электроэнергии занимается танзанийская энергетическая компания Tanesco, которая на 100% принадлежит государству.

Геотермальное тепло, являясь на сегодняшний день перспективным источником возобновляемой энергии, для эффективного освоения требует детального изучения и точного картографирования.

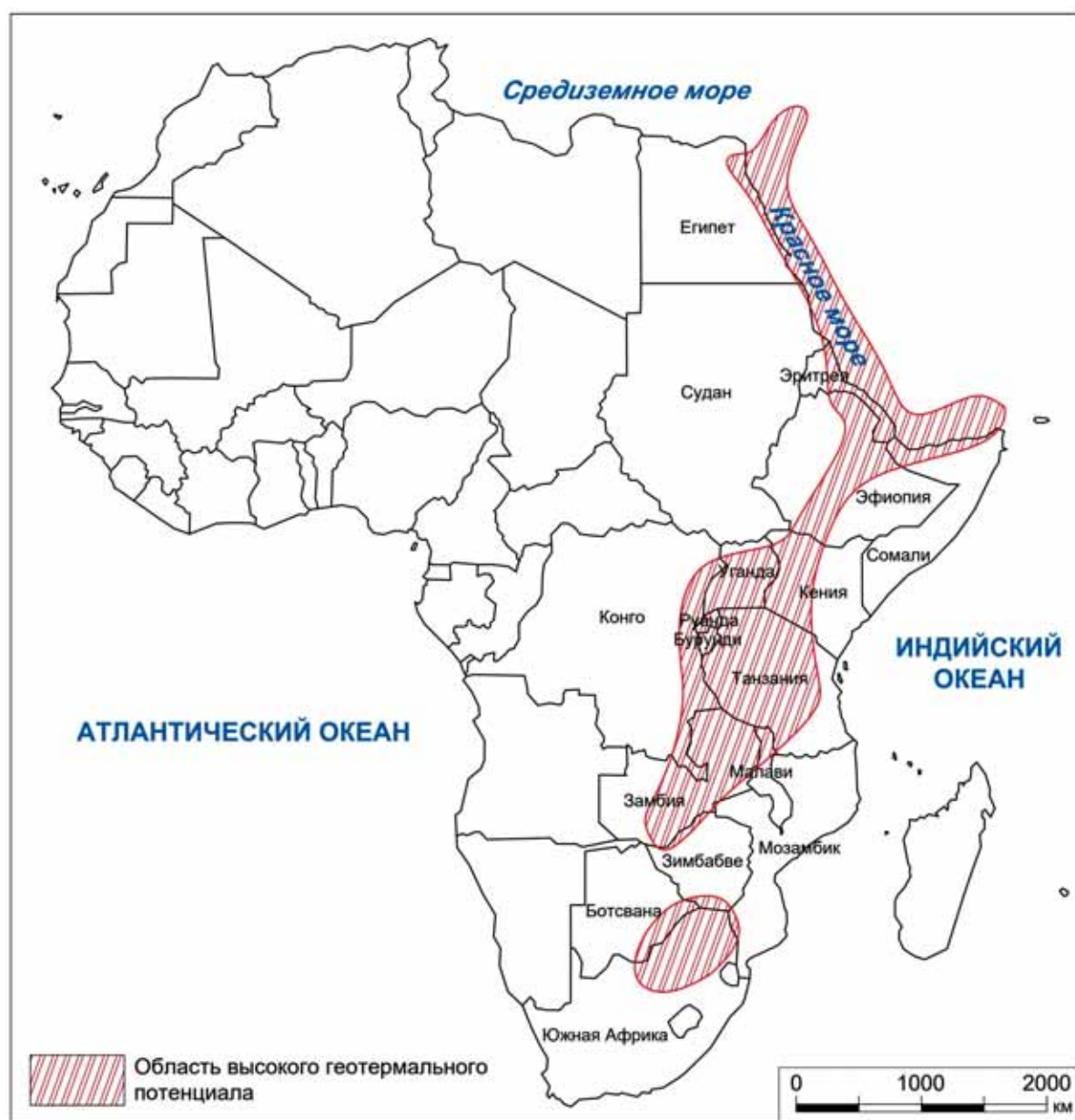


Рис. 11. Страны Африки с высоким геотермальным потенциалом

Современный опыт геологоразведочных работ с применением алгоритмов машинного обучения и использованием геоинформационных систем (ГИС) демонстрирует успешные примеры интеграции геологических и геофизических данных для оценки геотермального потенциала в различных странах. Так, например, в Мексике регионы с высоким геотермальным потенциалом были оценены путем объединения геологических и геофизических данных с использованием интегрированных ГИС [Prol-Ledesma, 2020]. В Японии для севера страны была создана геотермальная карта, построенная с помощью взвешенной модели наложения на базе ГИС для выделения районов с подходящими геологическими, термическими и геохимическими условиями [Noorollahi, et al., 2007]. В Италии разработан инструмент интеграции данных на базе ГИС

для создания карты геотермального потенциала [Trumpy, et al., 2015]. Для Африканского континента в качестве входных слоев ГИС-модели использовалась информация о разломах, типах горных пород, сейсмической активности, карта тепловых аномалий, основанная на аэромагнитной съемке [Elbarbary, et al., 2022]. Исследования и освоение геотермальных ресурсов связаны с существенными затратами, обусловленными высокими расходами на бурение. Вышеупомянутый метод помогает выделить приоритетные зоны для возможного освоения геотермальной энергии без значительных затрат.

Использование цифровых технологий и опыт использования ГИС в геологоразведке демонстрирует возможности интеграции разнородных данных и построение карт геотермального потенциала, что позволяет выделить наиболее перспективные

участки для дальнейших исследований и эксплуатации.

Политические и экономические риски в странах Африки. Страны Африки очень богаты природными полезными ископаемыми, однако одним из важнейших препятствий для их эффективного использования являются крайне высокие риски социально-политической дестабилизации, характерные для многих из этих стран. Например, именно высокие риски политической нестабильности препятствуют налаживанию эффективной разработки природных полезных ископаемых в такой исключительно богатой ими стране как Демократическая Республика Конго. Но при этом такое природное богатство этой страны служит дополнительным источником политической нестабильности, так как облегчает повстанческим и криминальным группировкам свое финансирование за счет нелегального экспорта востребованных на мировом рынке минеральных ресурсов, а, с другой стороны, облегчает получение ими внешней поддержки [Brydges, 2013; Cuvelier, et al., 2013; Eichstaedt, 2011; Rapanyane, 2022; Wangombe, 2018].

Поэтому любые долгосрочные планы, предполагающие возможность дальнейшей доразведки и открытия новых месторождений природных полезных ископаемых стран Африки, обязательно должны учитывать риски социально-политической дестабилизации в соответствующих странах. В связи с этим, в рамках нашего проекта мы планируем детально изучить эти риски с применением современных технологий машинного обучения. Действительно, в последние десятилетия методы машинного обучения (Machine Learning/ML) приобрели широкую популярность в области социального моделирования и прогнозирования из-за их способности анализировать большие объемы данных и выявлять скрытые закономерности. Машинное обучение предлагает инструменты для обработки большого массива

переменных с взаимной корреляцией предсказывать события, которые могут привести к кровавым политическим потрясениям [Медведев и др., 2022; Ahmed, et al., 2010; Benbouzid, 2018; Lundberg, et al., 2020; Molina, Garip, 2019].

Заключение. Проведенный анализ показал наличие большого потенциала для РФ во взаимоотношениях со странами Африки в сфере энергетических ресурсов. Добыча нефти и газа в странах чрезвычайно неравномерна, но благодаря уникальной геологической истории континента, и как следствие, благоприятным условиям для формирования месторождений нефти и газа, африканские страны обладают большим потенциалом к открытию новых месторождений и наращиванию добычи нефти и газа. Прослеживается общая закономерность между величиной суточной добычи и остаточными запасами УВ по странам. Однако некоторые страны представляют собой исключения из данной зависимости, особенно в случае наличия в них разведанных, но не разрабатываемых залежей. К таким странам можно отнести, например, страны Восточной Африки (Танзания, Мозамбик). Что касается возобновляемой энергии, то Восточная Африка, расположенная в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы, благодаря особенностям геологического строения обладает значительным геотермальным потенциалом. Применение цифровых технологий в геологоразведке, включая ГИС, позволяет выделять наиболее перспективные участки для дальнейших исследований.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 24-Ш05-07 на тему «Исследование потенциала природных ресурсов и новых форматов отношений между Россией и странами Азии и Африки: моделирование экономического, политического и культурного сотрудничества».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басков Е.А. Гидротермы Земли / Е.А. Басков, С.Н. Суриков. Л.: Недра, Ленинградское отд., 1989. 243 с.

Георгиевский Б.В., Ситар К.А. Нефтегазоносность осадочных бассейнов различных геодинамических обстановок: сравнительный статистический анализ и ресурсный потенциал. Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022: Мат-лы III Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2022. Т. 1. С. 119–125.

Джоланов Р.С., Крылова Е.А., Купорова М.А., Предеин К.В. Россия — Северная Африка: научно-технологическое и космическое сотрудничество // Азимут научных исследований: экономика и управление. 2023. Т. 12, № 3 (44). С. 147–151.

Дмитрий Вольвач: за 8 месяцев 2024 года товарооборот между Россией и Африкой вырос на 18,5%. Министерство экономического развития РФ, 9 ноября 2024 г. URL: https://economy.gov.ru/material/news/dmitriy_volvach_zh_8_mesyacev_2024_goda_tovarooborot_mezhdu_rossiey_i_afrikoy_vyros_na_185.html (дата обращения: 27.12.2024).

Кортунов А.В., Цайзер Н.Г., Харитонова Е.В. и др. Африка — Россия+: достижения, проблемы, перспективы: совместный доклад Российского совета по международным делам (РСМД) и СОЮЗА «Африканская деловая инициатива» (АДИ). Доклад № 53/2020. Российский совет по международным делам (РСМД). М.: НП РСМД, 2020. 60 с.

Лукойл — Зарубежные проекты, 2024. URL: <https://lukoil.ru/Business/Upstream/Overseas> (дата обращения: 04.08.2024).

Маринов Н.А. Гидрогеология Африки / Е.А. Востокова, Н.А. Маринов, Н.М. Новикова и др. Науч.-исслед. лаб. геологии зарубеж. стран. М.: Недра, 1978. 371 с.

Медведев И.А., Устюжанин В.В., Жданов А.И., Кортаев А.В. Применение методов машинного обучения для ранжирования факторов и прогнозирования невооруженной и вооруженной революционной дестабилизации в афразийской макроне нестабильности // Системный мониторинг глобальных и региональных рисков. 2022. № 13. С. 131–210.

Поваров О.А. Геотермальные промышленность и технологии в России / О.А. Поваров, Ю.Л. Лукашенко, Г.В. Томаров, С.Д. Циммерман // Тяжелое машиностроение. 2001. № 1. С. 14–19.

Росатом — Проекты — АЭС «Эль-Дабаа» (Египет), 2024. URL: <https://ase-ec.ru/about/projects/aes-el-dabaa/> (дата обращения: 06.08.2024).

Ситар К.А., Георгиевский Б.В., Большакова М.А., Сауткин Р.С. Комплексная оценка условия формирования нефтегазоматеринского потенциала отложений неопротерозоя. Георесурсы. 2022. Т. 24, № 2. С. 47–59.

Черкасов С.В. Ресурсы термальных подземных вод: геологические факторы оценки и освоения / С.В. Черкасов, А.М. Фархутдинов // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2017. № 6. С. 21–26.

AFREC Africa Energy Database. African Energy Commission. 2015. 165 p.

Ahmed N.K., Atiya A.F., Gayar N.E., El-Shishiny H. An empirical comparison of machine learning models for time series forecasting // Econometric reviews. 2010. 29(5–6). P. 594–621.

Benbouzid B. Values and Consequences in Predictive Machine Evaluation. A Sociology of Predictive Policing // Science & Technology Studies. 2018. № 31. P. 119–136.

Bourcier W.L. Recovery of Minerals and Metals from Geothermal Fluids / W.L. Bourcier, M. Lin, G. Nix // Lawrence Livermore National Laboratory. Report UCRL-CONF-215135. 2005.

BP Statistical Review of World Energy BP Energy Outlook. 2024. <https://www.bp.com/en/global/>

Brownfield M.E. Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Mozambique Coastal Province, East Africa, in Brownfield, M.E., compiler, Geologic assessment of undiscovered hydrocarbon resources of Sub-Saharan Africa: U.S. Geological Survey Digital Data Series 69–GG, chap.10. 2016. 13 p.

Brownfield M.E., Charpentier R.R. Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa // U.S. Geological Survey Bulletin 2207-B. 2006. 52 p.

Brydges C. Resource conflict in the Democratic Republic of Congo // Carleton Review of International Affairs. 2013. № 2. P. 19–33.

CGG. Robertson basins and plays (TellusTM) — Sedimentary basins of the World map. 2019. www.cgg.com/robertson.

Cuvelier J., Diemel J., Vlassenroot K. Digging deeper: the politics of 'Conflict minerals' in the eastern Democratic Republic of the Congo // Global Policy. 2013. № 4(4). P. 449–451.

Dou L., Shi Z., Pang W., Ma F. Petroleum geological characteristics and exploration targets of the oil-rich sags in the Central and West African Rift System. PETROL. EXPLOR. DEVELOP. 51(1). 2024. P. 1–14.

EIA U.S. Energy Information Administration. 2024. <https://www.eia.gov/>

Echavarria F.R. Geothermal Energy Development in Africa // A Status Report. Distributed Generation and Alternative Energy Journal. 2008. Vol. 1, Issue 1. P. 1–12.

Eichstaedt P. Consuming the Congo: War and Conflict Minerals in the World's Deadliest Place. Chicago, IL: Lawrence Hill Books. 2011. 232 p.

Elbarbary S., Zaher M.A., Saibi H., et al. Geothermal renewable energy prospects of the African continent using GIS // Geothermal Energy. 2022. № 10: 8. P. 1–19.

Evenick J.C. Glimpses into Earth's history using a revised global sedimentary basin map, Earth-Science Reviews. 2021. Vol. 215.

Galeazzi S., Point O., Haddadi N., Mather J., Druesne D. Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview // Marine and Petroleum Geology. 2010. № 27. P. 143–178.

GDP Indicators. 2023. <https://statisticstimes.com/economy/gdp-indicators-2023.php> (дата обращения: 10.09.2024).

In Between Challenges and Potential: Charting a Sustainable Energy Course for East Africa. 2024. URL: <https://res4africa.org/in-between-challenges-and-potential-charting-a-sustainable-energy-course-for-east-africa> (дата обращения: 07.09.2024).

Lundberg S.M., Erion G., Chen H., et al. From local explanations to global understanding with explainable AI for trees // Nature machine intelligence. 2020. № 2(1). P. 56–67.

Molina M., Garip F. Machine learning for sociology // Annual Review of Sociology. 2019. № 45. P. 27–45.

Noorollahi Y., Itoi R., Fujii H., Tanaka T. GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan // Comput Geosci. 2007. № 33. P. 1008–1021.

Prol-Ledesma R.M. Evaluation of the reconnaissance results in geothermal exploration using GIS // Geothermics. 2020. № 29. P. 83–103.

Rapanyane M.B. China's involvement in the Democratic Republic of Congo's resource curse mineral driven conflict: an Afrocentric review // Contemporary Social Science. 2022. № 17(2). P. 117–128.

Sigidov Y.I., Skubriy E.V., Orlova L.N., et al. Imperatives of formation of the information society in the context of the modern global challenges // Digital Future Economic Growth, Social Adaptation, and Technological Perspectives. Switzerland. 2020. P. 231–240.

Tekrour A.S.O. Hydrocarbon exploration opportunities in Mauritania: petroleum potential. 5th African Petroleum Forum, Global Pacific & Partners. London, 2008. P. 1–31.

Trumpy E., Donato A., Gianelli G., et al. Data integration and favour ability maps for exploring geothermal systems in Sicily, southern Italy // Geothermics. 2015. № 56. P. 1–16.

United Nations. Statistical Annex I and II: Sustainable Development Goals Report 2024. 2024. URL: https://unstats.un.org/sdgs/files/report/2024/E_2024_54_Statistical_Annex_I_and_II.pdf (дата обращения: 15.09.2024).

Wangombe L.W. Protracted Conflicts in Mineral-Rich African States: A Case Study Of DRC (Doctoral dissertation, University of Nairobi). 2018.

World Economic Forum. Africa's Youth Population and Its Role in Driving Global Growth in the Digital Economy. 2023. URL: <https://www.weforum.org/stories/2023/08/africa-youth-global-growth-digital-economy/> (дата обращения: 02.10.2024).

Статья поступила в редакцию 28.10.2024, одобрена после рецензирования 30.10.2024, принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.84

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-114-119

НАРУШЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V И Sc В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ОРДОВИКА, ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТЫ МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ЯКУТИИ

Петр Алексеевич Игнатов¹✉, Руслан Умарович Еременко², Николай Николаевич Акинфиев³, Александр Васильевич Толстов⁴, Илья Максимович Овчинников⁵, Павел Николаевич Илларионов⁶, Виктор Иванович Старостин⁷

¹ Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ), Москва, Россия; petrignatov@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-7956-580X>

² Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ), Москва, Россия; eremenko-ruslan@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0009-1997-8723>

³ Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ), Москва, Россия; nakinfiev@gmail.com

⁴ Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия; tols61@mail.ru

⁵ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия; ovchinnikovilm@alrosa.ru

⁶ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия; IllarionovPN@alrosa.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

Аннотация. Рассчитаны средние содержания и парные коэффициенты корреляции элементов для геохимического фона осадочных пород в центральной части Накынского кимберлитового поля, вмещающего Майское и другие месторождения алмазов, и на участке месторождения вблизи кимберлитов. Для анализа были выбраны элементы кимберлитов, карбонатитов и базитов: Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V и Sc. Для фоновых содержаний установлены высокие положительные коэффициенты корреляции между указанными элементами. При этом в околокимберлитовом пространстве, при сохранении средних фоновых содержаний, установлены существенные снижения корреляции вплоть до ее отсутствия между элементами разных групп. Выявлены различия средних содержаний элементов в секторах сжатия и растяжения. Предложен механизм перераспределения элементов в высокотемпературных (100–600 °C) флюидах, сопровождающих взрывное формирование кимберлитов. Установленное нарушение корреляционных связей фоновых содержаний элементов во вмещающих кимберлиты осадочных породах может стать новым поисковым признаком скрытых алмазных месторождений.

Ключевые слова: геохимия, кимберлиты, корреляция, месторождения алмазов, фреатомагматизм, Западная Якутия

Для цитирования: Игнатов П.А., Еременко Р.У., Акинфиев Н.Н., Толстов А.В., Овчинников И.М., Илларионов П.Н., Старостин В.И. Нарушение корреляционных связей Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V и Sc в осадочных породах ордовика, вмещающих кимберлиты Майского месторождения алмазов Якутии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 114–119.

DISRUPTION OF CORRELATION RELATIONSHIPS Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V AND Sc IN ORDOVICIAN SEDIMENTARY ROCKS HOSTING KIMBERLITES OF THE MAISKOYE DIAMOND DEPOSIT OF YAKUTIA

Petr A. Ignatov¹✉, Ruslan U. Eremenko², Nikolay N. Akinfiev³, Aleksander V. Tolstov⁴, Ilya M. Ovchinnikov⁵, Pavel N. Illarionov⁶, Viktor I. Starostin⁷

¹ Russian State Geological Exploration University (MGRI), Moscow, Russia; petrignatov@gmail.com ✉

² Russian State Geological Exploration University (MGRI), Moscow, Russia; eremenko-ruslan@mail.ru

³ Russian State Geological Exploration University (MGRI), Moscow, Russia; nakinfiev@gmail.com

⁴ IGABM SB RAS, Yakutsk, Russia; tols61@mail.ru

⁵ АК «ALROSA» (PJSC), Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russia; ovchinnikovilm@alrosa.ru

⁶ АК «ALROSA» (PJSC), Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russia; IllarionovPN@alrosa.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

Abstract. The average contents and paired correlation coefficients of elements for the geochemical background of sedimentary rocks in the central part of the Nakyn kimberlite field, which contains the Maiskoye and other diamond deposits, and in the area of the deposit near the kimberlites are calculated. Elements of kimberlites, carbonatites and basites were selected for analysis: Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V and Sc. High positive correlation coefficients between the specified elements have been established for background contents. At the same time, in the near-kimberlite space, while maintaining the average background contents, significant decreases in correlation were found up to its absence between elements of different groups. Differences in the average contents of elements in the compression and

stretching sectors are revealed. A mechanism for the redistribution of elements in high-temperature (100–600 °C) fluids accompanying the explosive formation of kimberlites is proposed. The established violation of correlations of background element contents in the sedimentary rocks containing kimberlites may become a new search feature of hidden diamond deposits.

Keywords: geochemistry, kimberlites, correlation, diamond deposits, phreatomagmatism, Western Yakutia

For citation: Ignatov P.A., Eremenko R.U., Akinfiev N.N., Tolstov A.V., Ovchinnikov I.M., Illarionov P.N., Starostin V.I. Disruption of correlation relationships Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V and Sc in ordovician sedimentary rocks hosting kimberlites of the maiskoye diamond deposit of Yakutia. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 114–119. (In Russ.).

Введение. Геохимические методы поисков коренных месторождений алмазов применяются с 1980-х годов [Ягнышев, 1985]. Сегодня в условиях поисков на закрытых территориях с применением бурения геохимические работы основаны на опробовании керна. Они нацелены на обнаружение концентрационных аномалий Cr, Ni и других индикаторных элементов минералов кимберлитов, что дополняет шлихо-минералогические работы. Помимо этого, также по концентрационным аномалиям ряда редких элементов возможно выделение гидротермальной минерализации, указывающей на благоприятные для кимберлитов структурные обстановки [Кириллина и др., 2016; Симоненко и др., 2008; Vasilenko, et al., 2010]. Подобного рода анализ обычно проводится без изучения фоновое распределения элементов. В настоящей работе приведены результаты такого исследования на примере геохимических данных по породам олдондинской свиты ордовика, вмещающей кимберлиты Майского месторождения алмазов Накынского поля Средне-Мархинского района Якутии.

Фактический материал и методы исследования. Майское месторождение алмазов расположено в Накынском поле Средне-Мархинского района южной части Западно-Якутской алмазоносной провинции [Толстов и др., 2009]. Вместе с ним в центральной части поля имеются Нюрбинское и Ботуобинское месторождения трубчатого типа, которые находятся в отработке. В отличие от них, Майские кимберлиты слагают дайкообразное тело. Все кимберлиты прорывают терригенно-карбонатные осадочные породы нижнего палеозоя, включая олдондинскую свиту ордовика, и перекрыты юрскими тонкообломочными сероцветными отложениями и незначительным чехлом четвертичных образований. Олдондинская свита сложена частым переслаиванием глинистых доломитов и известняков, содержащих онколиты и строматолиты мелководно-морского генезиса. Пласты залегают преимущественно горизонтально, но нарушены многочисленными крутопадающими малоамплитудными разломами. Породы интродуцированы силлами и крутопадающими дайками среднепалеозойских траппов и вмещают взрывные образования в виде кимберлитов, брекчий базитов и карбонатного состава.

Центральная часть Накынского поля до глубин 100–120 м хорошо изучена бурением с полным выходом керна, на ряде локальных участков сеть бурения составляет 100 × 100 м. На месторождениях

пройжены многочисленные наклонные разведочные скважины по сети 20 × 40 м. В Накынском поле, в том числе и на Майском месторождении изучен керн большинства поисковых и разведочных скважин по оригинальной методике, когда фиксируются признаки тектонических условий сжатия и растяжения, флюидоразрывов и гидротермальная минерализация [Игнатов, Новиков, 2019]. Это позволило закартировать рудовмещающий сдвиг, расположенный в узле пересечения других разломов также сдвигового типа. Обоснована цветочная тектоно-динамическая модель месторождения с симметричными секторами сжатия и растяжения, которым подчиняются раздувы и пережим кимберлитовой дайки (рис. 1).

Для геохимических исследований использованы результаты рядового опробования керна, проведенного геологами Вилуйской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО). Пробы отбирались из пород олдондинской свиты с интервалом порядка 5 м. Содержания элементов корректно определены методами рентгено-флюоресцентного анализа (РФА), который используется в практике работ Вилуйской ГРЭ [Кириллина и др., 2016; Симоненко и др., 2008; Толстов и др., 2009]. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории ВГРЭ с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра S8 TIGER «BRUKER» (Германия).

Результаты исследований. Для анализа выбраны следующие элементы: Cr, Ni, Co, V, Sc, Zn, Ba, Sr и Zr. Из них Cr, Ni и Co являются типоморфными элементами кимберлитов [Костровицкий и др., 2015, 2023; Lapin, et al., 2007a, 2007b; Vasilenko, et al., 2010 и др.], V, Sc и Zn типичны для базитов, а Ba, Sr и Zr характерны для карбонатитов, сопровождающих кимберлитовый магматизм [Фролов и др., 2005, Лапин и др., 2016]. Их средние высокие концентрации отмечены и в кимберлитах Якутии [Костровицкий и др., 2015], которые считают кимберлит-карбонатитами [Маршинцев, 1995]. Помимо этого, V и Ni могут дополнительно указывать на разгрузку углеводородов нефтяного ряда [Якуцени, 2005] в местах кимберлитовых тел. Для расчета средних содержаний элементов по центральной части Накынского поля использован 71 анализ из проб, взятых из серии скважин, вскрывших ордовикские породы. Среднее взято как среднеарифметическое. Также были рассчитаны средние значения для околотрубчатого пространства по 74 пробам, отобранным из разведочных скважин. При этом из выборок предварительно удалялись редкие ураганные содер-

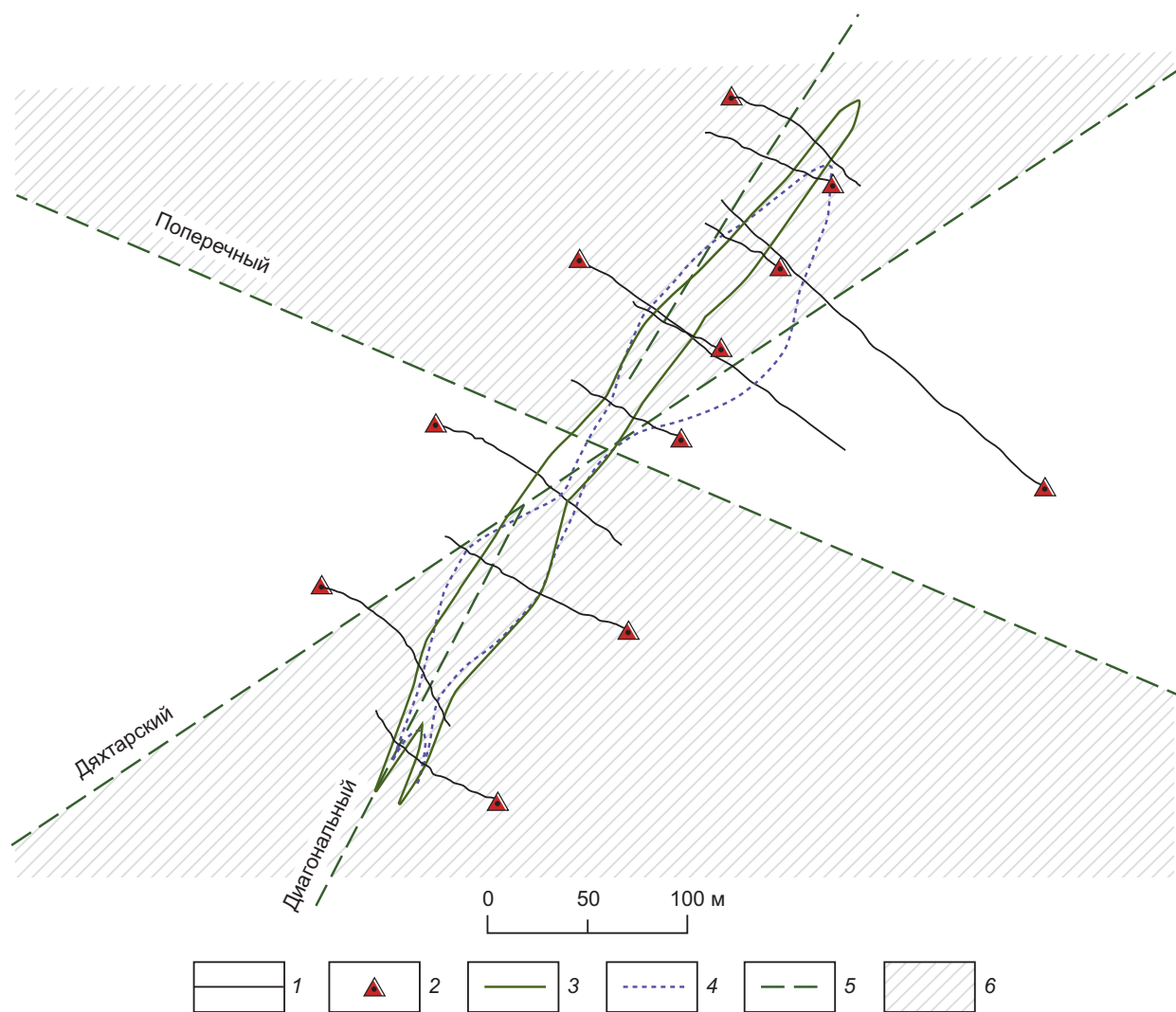


Рис. 1. Структурная модель локализации кимберлитов участка Майского месторождения алмазов при крутом падении разломов. 1 — горизонтальное проложение стволов скважин; 2 — устья скважин; сечения кимберлита на глубинах: 3 — 80 м и 4 — 280 м; 5 — проекции основных швов Дяктарского, Поперечного и Диагонального разломов; 6 — сектора растяжения

жания, отличавшиеся от медианных значений на порядок и больше. Такие пробы, очевидно, содержали прожилковую или вкрапленную сульфидную или сульфатную минерализацию, например сфалерита или барита. Полученные средние значения фона в околоскверитовом пространстве и в осадочных породах ордовика практически совпадают и в целом соответствуют их кларкам (табл. 1).

Интересными оказались результаты расчета парных коэффициентов корреляции отмеченных элементов в породах олдондинской свиты в геохимическом фоне и вблизи кимберлитов (табл. 2, рис. 2). Для этого использованы выборки по 115 анализам по фону и 61 анализу из пород, вмещающих кимберлиты.

Во-первых, необходимо подчеркнуть высокую положительную связь отмеченных пар для геохимического фона осадочных терригенно-карбонатных пород: коэффициенты корреляции колеблются от 0,71 до 0,88. Во-вторых, для всех пар элементов имеет место снижение корреляции при переходе от фона к околоскверитов. Особенно это очевидно

Таблица 1
Средние содержания элементов (в г/т) в олдондинской свите ордовика фона в центральной части Накынского поля и в околоскверитовом пространстве Майского месторождения алмазов

Элемент	Cr	V	Co	Ni	Sr	Ba	Zn	Zr
Расположение								
Фон (71 анализ)	47,7	50,1	5,3	26,4	114,9	149,6	40,3	53,3
Вблизи кимберлита (74 анализа)	49,9	44,6	5,6	31,9	185,7	152,4	40,8	68,7
Кларки для карбонатных пород	11	19	1	20	370	50	20	20
Кларки для глин	90	150	19	70	260	550	95	200

Примечание. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород, почвах и земной коре. Кларки указаны на основании таблицы, составленной в отделе «Геоэкологии и геохимического картирования» ИМГРЭ [Средние..., 2010]

Таблица 2

Коэффициенты корреляции элементов в породах олодондинской свиты геохимического фона центральной части Накынского поля и вблизи кимберлитов Майского месторождения алмазов

Элемент \ Расположение	Cr–Co	Cr–Ni	Cr–Zn	V–Cr	V–Zn	V–Co	Ni–Zn	Ni–Co	Co–Zr	Ba–Zn
Фон	0,75	0,81	0,74	0,88	0,76	0,77	0,78	0,72	0,73	0,71
Вблизи кимберлита	0,57	0,65	0,06	0,69	0,04	0,59	0,23	0,68	0,47	0,09

Таблица 3

Коэффициенты корреляции элементов в породах олодондинской свиты в зонах сжатия и растяжения Майского месторождения алмазов

Элемент \ Режим	Cr–Co	Cr–Ni	Cr–Zn	V–Cr	V–Zn	V–Co	Ni–Zn	Ni–Co	Co–Zr	Ba–Zn
Растяжение	0,73	0,81	0,70	0,76	0,64	0,82	0,76	0,86	–0,03	–0,05
Сжатие	0,65	0,74	0,08	0,81	0,06	0,69	0,20	0,67	0,19	0,02

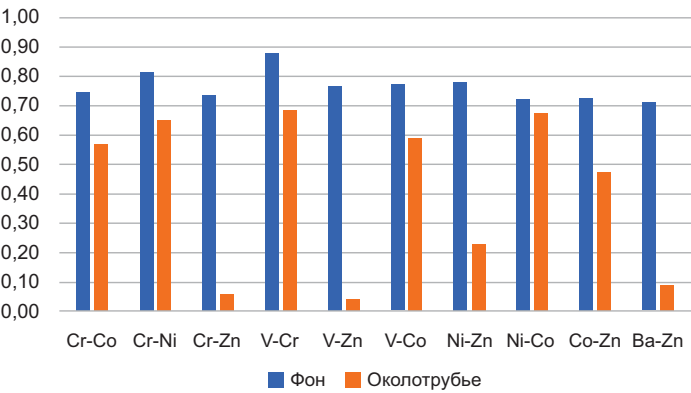


Рис. 2. Диаграммы соотношения коэффициентов корреляции элементов в породах олодондинской свиты геохимического фона центральной части Накынского поля и вблизи кимберлитов Майского месторождения алмазов

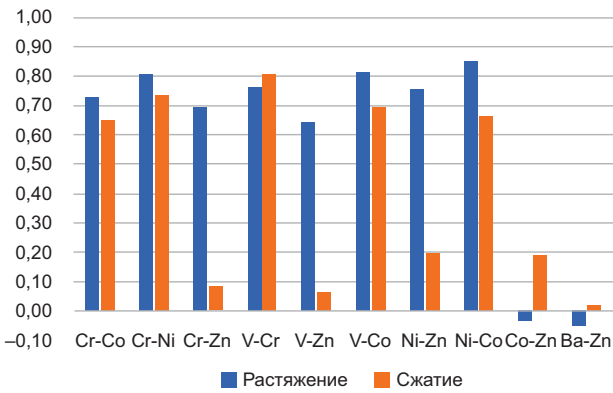


Рис. 3. Коэффициенты корреляции элементов в породах олодондинской свиты в секторах растяжения и сжатия вблизи кимберлитов Майского месторождения

для корреляций Zn с Cr, V и Ni. Также значительное снижение связи получилось между кобальтом и цирконием. В-третьих, надо отметить небольшие нарушения положительных связей между однотипными элементами-индикаторами кимберлитов (Cr, Co и Ni) и базитофильным V. На участке Майского месторождения установленные локальные сектора растяжения и сжатия, вероятно, существовали во время внедрения кимберлитов [Игнатов и др., 2015]. В этой связи стало возможным дифференцировать окол kimберлитовое пространство по этим секторам. Для этого рассчитаны коэффициенты корреляции отмеченных элементов в секторах растяжения по 51 и сжатия по 92 пробам. (табл. 3, рис. 3).

В секторах растяжения установлены высокие положительные связи Cr-Co, Cr-Ni, Cr-Zn, V-Cr, V-Zn, V-Co, Ni-Zn и Ni-Co и практическое отсутствие таковых для Co-Zr и Ba-Zn. В секторах сжатия по большинству пар снижается корреляция, за исключением V-Cr, для которой она растет. При этом для Cr-Zn, V-Zn и Ni-Zn связи снижаются весьма существенно. Сравнивая данные по фону и вблизи кимберлитов с цифрами по тектоническим усло-

виям, надо отметить сходство фоновых значений с секторами растяжения.

Обсуждение результатов. Сохранение средних субкларковых содержаний во вмещающих кимберлиты осадочных породах ордовика представляется естественным и отражает фоновые геологические процессы.

Высокая положительная корреляция для рассмотренных пар элементов в неизмененных осадочных породах ордовика в геохимическом фоне согласуется с выравниванием геохимических связей в процессах распределения элементов в литогенезе: формирования сначала кор выветривания, затем седиментации, диагенеза и катагенеза [Летникова, 2005 и др.]. Нарушение корреляции элементов для таких же пород из ближнего к кимберлитам пространства при сохранении средних фоновых содержаний является парадоксальным. Также как и похожий тренд для зон локального сжатия в рудовмещающих структурах на участке кимберлитов.

Для объяснения обнаруженного феномена следует привлечь фреатомагматическую модель образования кимберлитов [Игнатов и др., 2018; Por-

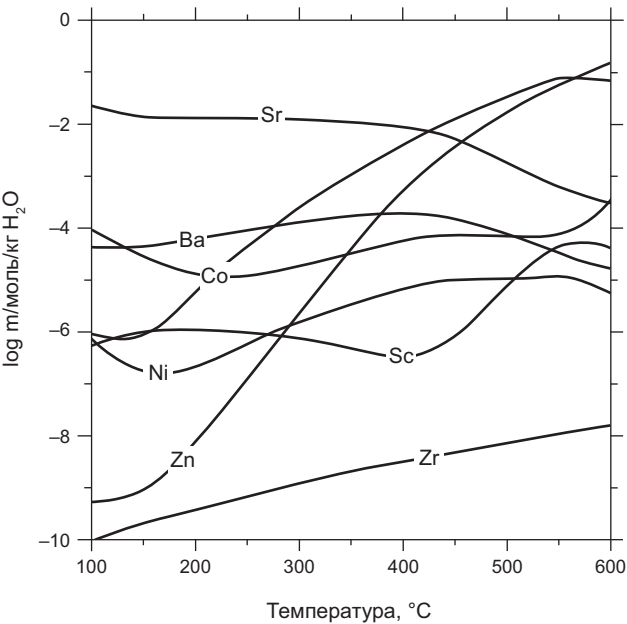


Рис. 4. Предельные концентрации элементов в водно-хлоридном флюиде в диапазоне температур 600–100 °С и модельном давлении 2 кбар по результатам расчета взаимодействия модельного флюида с ассоциацией минералов

ritt, 2013]. Согласно данной модели формирование кимберлитов сопровождалось взрывами, которые получались за счет взаимодействия захороненных кембрийских рассолов с быстро поднимающейся градусной флюидизированной ультраосновной магмой. Состав древних формационных вод был сульфатно-хлоридный, поскольку такие рассолы регионально распространены в Западной Якутии [Дзюба, 1984; Дроздов и др., 2008].

В этих условиях в моменты взрывов горячий восстановительный водно-хлоридный флюид мог растворять металлы и их перераспределять на небольшое расстояние, поскольку он быстро остывал и окислялся. При этом следует учитывать, что подвижность компонентов флюида разных свойств металлов была различной. Условия тектонического стресса и сжатия были благоприятны задержке флюида и служили своего рода экраном. В условиях локального растяжения проницаемость была высокой и геохимической дифференциации не было при диссипации флюида.

Для проверки изложенной гипотезы выполнены термодинамические расчеты взаимодействия модельного флюида с ассоциацией минералов (табл. 4).

Моделирование проводилось с помощью программного комплекса NCh [Shvarov, Bastrakov, 1999; Shvarov 2008]. Результаты расчета представлены на рис. 4 и соответствуют предельным концентрациям элементов во флюиде в диапазоне температур 600–100 °С и некотором модельном давлении 2 кбар. Состав флюида при каждой температуре подбирался так, чтобы обеспечить его примерную нейтральность при достижении равновесия.

Выводы. На основе сотен рентген-флуоресцентных анализов результатов рядового опробова-

Таблица 4

Принятый модельный минеральный состав породы и взаимодействующего с ней водного флюида

Минерал/компонент	Количество	Единицы	Минерал/компонент	Количество	Единицы
гематит Fe ₂ O ₃		pmc	сфалерит ZnS	1,00	mol
магнетит Fe ₃ O ₄		pmc	кварц SiO ₂	5,00	mol
миллерит NiS	1,00	mol	Sc ₂ O ₃	1,00	mol
катьерит CoS ₂	1,00	mol	H ₂ O	1,00	kg
пирит FeS ₂	3,00	mol	NaCl	1,00	mol
циркон ZrSiO ₄	1,00	mol	H ₂ S	0,05	mol
барит BaSO ₄	1,00	mol	HCl	var	mol
целестин SrSO ₄	1,00	mol	NaOH	var	mol

Примечание: гематит и магнетит приняты как вполне подвижные компоненты (pmc), обеспечивающие окислительно-восстановительный потенциал системы. Концентрации HCl и NaOH варьировались в некоторых пределах (var), обеспечивающих pH флюида, близкий к нейтральному.

ния ордовикских терригенно-карбонатных пород олдондинской свиты, вмещающей алмазоносные тела кимберлитов Накынского поля, установлены высокие положительные коэффициенты корреляции ряда элементов, характерных для кимберлитов, карбонатитов и базитов Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, V, Zn, что следует считать отражением процессов выравнивания субкларковых содержаний микроэлементов в процессах литогенеза.

Выявлено значимое снижение корреляционных связей для пар ряда элементов в породах рассматриваемой свиты вблизи кимберлитов Майского месторождения алмазов. При этом средние содержания элементов фона и вблизи кимберлитов не изменяются.

Такая же закономерность отмечена для проб, отобранных из локальных зон сжатия околокимберлитового пространства. Особенно явные нарушения отмечены для соотношений цинка с хромом, кобальтом и барием. В зонах растяжения корреляционные связи не нарушены.

Предположено, что снижение корреляционных связей между разными элементами вблизи кимберлитов обусловлено явлениями переотложения элементов в водно-хлоридных флюидах, которые формировались в результате фреатомагматического взрывного контакта кимберлитового расплава и формационных сульфатно-хлоридных рассолов.

Приведены результаты модельных термодинамических расчетов различного поведения отмеченных элементов в хлоридных флюидах при температурах 600–1007 °С и давлении 2 кбар, что подтверждает сделанные предположения.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного фонда (Проект № 23-27-00280).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 156 с.
- Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криолитогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: Изд-во ИГГУ, 2008. 507 с.
- Игнатов П.А., Новиков К.В. Полевая диагностика тектонических нарушений и флюидоразрывных образований в кимберлитомещающих отложениях нижнего палеозоя: Методическое руководство. Мирный, 2019. 76 с.
- Игнатов П.А., Новиков К.В., Заринов Н.Р. и др. Эруптивные флюидоразрывные образования Накынского алмазоносного поля Якутии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 6. С. 37–44.
- Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В. и др. Сравнительный анализ рудомещающих структур Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел Накынского поля Якутии // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 2. С. 125–131.
- Кириллина А.В., Васильева В.И., Симоненко В.И. Геохимические методы поисков кимберлитов на закрытых территориях западной Якутии // Роль геохимии в развитии мсбтп: прогноз, поиски, оценка инновационные технологии освоения редкометалльных объектов. М.: ИМГРЭ, 2016. С. 44–47.
- Костровицкий С.И., Спеццус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: Типография ООО «МГП», 2015. 480 с.
- Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Происхождение кимберлитов Якутской провинции. Иркутск: Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, Институт земной коры СО РАН. 2023. 478 с.
- Латин А.В., Толстов А.В., Куликова И.М. Особенности распределения лантаноидов, иттрия, скандия и тория в уникальных рудах месторождения Томтор // Геохимия. 2016. № 12. С. 1104–1121.
- Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70–81.
- Маршинцев В.К. Кимберлитовые породы Якутии. Якутск: Изд. ЯГУ, 1995. 34 с.
- Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И. Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2008. № 4–5. С. 108–112.
- Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород, почвах и земной коре. Таблица составлена в отделе «Геоэкология и геохимическое картирование» ИМГРЭ». <https://www.geokniga.org/geowiki/средние-содержания-химических-элементов> (дата обращения: 03.02.2022).
- Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. Новое тело высокоалмазоносных кимберлитов в Накынном поле Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 227–240.
- Фролов А.А., Латин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). М.: НИИ- Природа, 2005. 540 с.
- Ягнышев Б.С. Вторичное минералообразование пород нижнего палеозоя как основа минералого-геохимического картирования при поисках кимберлитов. // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск: Изд. ЯФ АН СССР, 1985. С. 110–116.
- Якуцени С.П. Распространенность углеводородного сырья, обогащенного тяжелыми элементами-примесями. Оценка экологических рисков. СПб.: Недра, 2005. 372 с.
- Lapin A. V., Tolstov A. V., Antonov A. V. Sr and Nd isotopic compositions of kimberlites and associated rocks of the Siberian craton // Doklady Earth Sciences. 2007a. Т. 414. № 1. С. 557–560.
- Lapin A. V., Tolstov A. V., Vasilenko V. B. Petrogeochemical characteristics of the kimberlites from the Middle Markha region with application to the problem of the geochemical heterogeneity of kimberlites // Geochemistry International. 2007b. Т. 45, № 12. С. 1197–1209.
- Porritt L. A. A Phreatomagmatic Kimberlite: The A418 Kimberlite Pipe, Northwest Territories, Canada / L. A. Porritt, J. K. Russell, H. McLean, G. Fomradas, D. Eichenberg Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. Springer. New Delhi, 2013. P. 97–108.
- Shvarov Yu. V. HCh: New potentialities for the thermodynamic simulation of geochemical systems offered by Windows // Geochemistry Int. 2008. Vol. 46 (8). P. 834–839.
- Shvarov Yu. V., Bastrakov E. N. HCh: a Software Package for Geochemical Equilibrium Modelling. User's Guide. Canberra: Australian Geol. Survey Organization. Record 1999.
- Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Minin V. A., Tolstov A. V. Petrochemical evaluation of the Diamond potential of Yakutian kimberlite field // Geochemistry International. 2010. Vol. 48. № 4. P. 346–354.

Статья поступила в редакцию 17.10.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 528.8.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-120-131

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ АНАЛИЗА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ МИХАЙЛОВСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА

Екатерина Павловна Пшеченкова^{1✉}, Алексей Андреевич Самсонов²,
Алексей Алексеевич Бурмистров³, Юрий Антонович Чуриков⁴,
Никита Николаевич Анисимов⁵, Виктор Иванович Старостин⁶

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; deseos@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alek.burmistroff2017@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; churikov@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Nikita.n.anisimov@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

Аннотация. Проведен анализ динамики изменений ландшафта и почвенного покрова в районе Михайловского горно-обогатительного комбината и прилегающей территории с помощью методов тематической обработки данных дистанционного зондирования Земли. Проанализирована возможность использования геологических индексов для полуколичественной оценки содержаний железа в почвах и хвостах обогащения железистых кварцитов.

Ключевые слова: Михайловское месторождение, Курская магнитная аномалия, техногенные объекты, хвостохранилище, оценка воздействия на окружающую среду, дистанционное зондирование Земли, обработка космоснимков

Для цитирования: Пшеченкова Е.П., Самсонов А.А., Бурмистров А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Старостин В.И. Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки техногенных объектов Михайловского горно-обогатительного комбината // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 120–131.

THE USE OF EARTH REMOTE SENSING DATA TO ASSESS THE ENVIRONMENTAL IMPACT OF THE MINING WASTE FACILITIES OF THE MIKHAILOVSKY MINING AND PROCESSING PLANT

Ekaterina P. Pshechenkova^{1✉}, Aleksey A. Samsonov², Aleksey A. Burmistrov³,
Yury A. Churikov⁴, Nikita N. Anisimov⁵, Viktor I. Starostin⁶

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; deseos@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alek.burmistroff2017@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; churikov@geol.msu.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Nikita.n.anisimov@gmail.com

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

Abstract: The analysis of the dynamics of changes in the landscape and soils near the Mikhailovsky mining and processing plant using satellite image processing is carried out. The possibility of using spectral indices for a semi-quantitative assessment of the iron content in soils and tailings of ferruginous quartzite beneficiation is analyzed.

Keywords: Mikhailovsky deposit, Kursk magnetic anomaly, mining waste, tailings, environmental impact assessment, Earth remote sensing, satellite image processing

For citation: Pshechenkova E.P., Samsonov A.A., Burmistrov A.A., Churikov Yu.A., Anisimov N.N., Starostin V.I. The use of Earth remote sensing data to assess the environmental impact of the mining waste facilities of the Mikhailovsky Mining and Processing Plant. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 120–131. (In Russ.).

Введение. Михайловское железорудное месторождение располагается в северной части Курской магнитной аномалии в Железногорском районе Курской области. Михайловский горно-обогатительный комбинат (ГОК) ведет разработку Веретенинской залежи Михайловского месторождения с 1960 г. от-

крытым способом. За более чем 60-летний период деятельности ГОКа природная среда испытала колоссальное техногенное воздействие на площади порядка 50 км². В результате образовались специфические формы рельефа в виде карьера, отвалов вскрышных пород и некондиционных руд. Балки

и овраги заняты искусственными водоемами, гидротвалом и хвостохранилищем. Процессы ветровой и водной эрозии приводят к загрязнению тяжелыми металлами почв, водных систем, накоплению токсичных элементов в растительности.

Современные методы дистанционного зондирования земли (ДЗЗ) все шире входят в практику геологоразведочных работ при поиске и разведке полезных ископаемых, позволяя изучать обширные территории (в том числе труднодоступные для полевых наземных работ) при низких финансовых затратах. Анализ спутниковых данных эффективно используется при оценке изменений окружающей среды при решении задач в области экологии и природопользования [Горный и др., 2023; Грехнев и др., 2015; Чуриков и др., 2023, Ducart, et al., 2016].

Объект исследования. Михайловское железорудное месторождение расположено в Железнодорожном районе Курской области вблизи г. Железнодорожска. Район месторождения приурочен к юго-западному склону Среднерусской возвышенности и представляет собой слабовсхолмленную равнину, расчлененную сетью речных долин, балок и оврагов. Интенсивная деятельность по разработке Михайловского месторождения привела к значительному изменению естественного рельефа. В процессе горнодобычных работ образовались новые специфические формы рельефа: карьер и отвалы, возвышающиеся на 40–50 м над дневной поверхностью. В русле реки Песочной построено хвостохранилище.

Климат района умеренно-континентальный. В теплый период (апрель - сентябрь) преобладают западные, северо-западные и северо-восточные ветры, в холодный период (октябрь-март) — западные, юго-западные, юго-восточные. Снежный покров устанавливается с конца ноября и сходит к середине апреля. Территория расположена в пределах лесостепной зоны, но коренная растительность почти не сохранилась. Обширные площади степей на водоразделах и склонах распаханы. Преобладающий тип почв — серые лесные, сформированные на легко- и среднесуглинистом субстрате.

Михайловское месторождение приурочено к железисто-кремнисто-сланцевой формации курской серии раннего протерозоя. Рудовмещающей толщей является коробковская свита, которая подразделяется на две железорудные и две сланцевые подсвиты. Объектом промышленной отработки является первая нижняя железорудная подсвита — Веретенинская залежь. Рудная толща залегает в виде моноклинали с крутым восточным падением (80°) и мощностью около 800 м. Железистые кварциты представлены магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми разностями с содержанием железа общего от 35,4 до 40,3% и характеризуются полосчатой текстурой, мелко- и тонкозернистой структурой. В тектонически ослабленных зонах и вблизи контактов железистых

кварцитов с вмещающими сланцами развита зона окисления мощностью до 400 м. На окисленных кварцитах в виде плащеобразных залежей залегают богатые руды коры выветривания мощностью до 20 м. Докембрийские образования повсеместно перекрыты породами осадочного чехла фанерозойского возраста мощностью от 35 м в центральной части месторождения до 190 м на флангах [Железные..., 2001].

На месторождении выделяются три технологических типа руд: железистые кварциты, окисленные железистые кварциты и богатые руды коры выветривания. Главными минералами неокисленных кварцитов являются магнетит, кварц, гематит, в незначительных количествах развиты зеленая слюда, эгирин, карбонаты, щелочные амфиболы, редко — апатит, пирит. Минеральный состав окисленных кварцитов — мартит, гематит, магнетит, кварц, второстепенные минералы — карбонаты, гидроокислы железа (лимонит, гидрогетит, гетит), зеленая слюда, редко — пирит, апатит, щелочные амфиболы, эгирин. Граница между окисленными и неокисленными железистыми кварцитами проводится по бортовому содержанию магнетитового железа — 16%. В богатых рудах железо связано с мартитом, гематитом и гидроокислами железа, в меньшей степени, с сидеритом; промышленную ценность имеют гематит-мартитовые и карбонат-мартитовые руды с содержанием железа от 45% до 69%.

Неокисленные железистые кварциты обогащаются путем тонкого измельчения и магнитной сепарации с дообогащением флотацией. Главные минералы, слагающие хвосты, — кварц, гематит, магнетит, гидроокислы железа; второстепенные — пирит, слюды, амфиболы, карбонаты. На 2020 г. в хвостохранилище уложено 915 млн т отходов обогащения. Окисленные кварциты в связи со сложностью их обогащения вынимаются как скальная вскрыша и складировются в специальные отвалы. Породы с верхних горизонтов карьера, представленные суглинками, глинами, песками, складировются в отвалы вскрыши.

Эколого-геохимическая характеристика. Сведения о степени загрязнения почвенного покрова тяжелыми металлами в зоне влияния Михайловского ГОКа у разных авторов варьируют от отсутствия накопления поллютантов в почвах вблизи карьера, отвалов и хвостохранилища до интенсивного загрязнения [Экологическая..., 2015]. При исследовании почвенного покрова в районе Михайловского ГОКа в качестве основных загрязнителей установлены свинец, цинк, кадмий, железо, кобальт, медь [Загрязнение..., 2012, Стифеев и др., 2015, Экологическая..., 2009; 2015]. Наиболее серьезным загрязняющим агентом является пыль, образующаяся при взрывах в карьерах, дроблении руды, а также сдуваемая с поверхностей отвалов и хвостохранилища. Известно, что максимальные концентрации элементов-загрязнителей, связанные с выпадением из атмосферных

Таблица 1

Спектральные диапазоны данных Landsat

Номер канала	Landsat 4-5 TM		Landsat 8-9 OLI/TIRS	
	Спектральный диапазон, мкм — Пространственное разрешение, м	Описание	Спектральный диапазон, мкм — Пространственное разрешение, м	Описание
1	0,45–0,52 — 30	Синий	0,435–0,451 — 30	Фиолетовый
2	0,52–0,60 — 30	Зеленый	0,452–0,512 — 30	Синий
3	0,63–0,69 — 30	Красный	0,533–0,590 — 30	Зеленый
4	0,76–0,90 — 30	Ближний ИК (NIR)	0,636–0,673 — 30	Красный
5	1,55–1,75 30	Коротковолновый ИК	0,851–0,879 — 30	Ближний ИК (NIR)
6	10,40–12,50 — 120	Тепловой ИК (TIR)	1,566–1,651 — 30	Коротковолновый ИК (SWIR1)
7	2,08–2,35 — 30	Коротковолновый ИК	2,107–2,294 — 30	Коротковолновый ИК (SWIR2)
8	–	–	0,503–0,676 — 15	Панхроматический
9	–	–	1,363–1,384 — 30	Перистые облака
10	–	–	10,6–11,19 — 100	Тепловой ИК (TIR1)
11	–	–	11,5–12,51 — 100	Тепловой ИК (TIR2)

потоков, приурочены к верхнему горизонту почв. Однако, на участках сельскохозяйственных работ наблюдается снижение интенсивности аномалий, что связано, в частности, с механическим перемешиванием почвы при вспашке [Геохимия..., 1990].

Материалы и методы. Для оценки изменения почвенно-растительного покрова и распределения железа в техногенных объектах и почвах в районе Михайловского ГОКа были использованы космические снимки, полученные при помощи спутников Landsat. Снимки Landsat являются мультиспектральными, их пространственные и спектральные характеристики приведены в табл. 1.

Программа Landsat обладает наиболее обширной библиотекой космических изображений: на портале Геологической службы США [https://earthexplorer.usgs.gov] доступны спутниковые снимки с 1973 по 2023 г. включительно. На изучаемую территорию были получены безоблачные дневные изображения за 1 октября 1987 г. (Landsat-5) и 8 ноября 2023 г. (Landsat-8) с проведенной геометрической и радиометрической коррекцией данных.

Для полученных изображений была проведена атмосферная коррекция с помощью Semi-Automatic Classification Plugin QGIS по методу DOS (Dark Object Subtraction). Обработка космических снимков включала расчет вегетационного, водного и геологических индексов, метод отношения каналов и построение результирующих изображений на основе комбинаций каналов и их отношений. Операции по обработке снимков, пространственная привязка растровых изображений, сравнение данных в пространстве и времени, составление карт проводились в геоинформационной системе QGIS.

Спектрометрические методы ДЗЗ основаны на том, что каждый природный объект обладает уникальными характеристиками поглощения, отра-

жения и испускания электромагнитного излучения. Съемка местности производится в нескольких узких спектральных диапазонах (каналах) регистрируемого сигнала, как в видимой (красная, зеленая, синяя), так и невидимой человеческому глазу (ближняя, коротковолновая и тепловая инфракрасная) областях спектра. Данные ДЗЗ представляются в виде цифровых растровых изображений, при этом значение каждого пиксела снимка является суммарным сигналом от всех компонентов отображаемого участка земной поверхности.

Спектральная яркость горных пород обусловлена их химическим и минеральным составом, структурными и текстурными особенностями [Clark, 1999]. Для пород, состоящих из светлых и темных минералов (в частности, железистые кварциты), даже небольшое количество темноцветных зерен значительно увеличивает поглощение электромагнитного излучения, что вносит основной вклад в результирующий сигнал.

Спектральные характеристики основных дешифрируемых объектов на изучаемой площади представлены на рис. 1 по данным из спектральной библиотеки Геологической службы США (USGS).

Для интерпретации спутниковых данных используются индексы — производные изображения, получаемые путем проведения арифметических действий с значениями пикселей в разных каналах исходного изображения на основе особенностей поглощения и отражения соответствующих объектов.

Состояние и изменение растительного покрова оценивалось с помощью широко используемого вегетационного индекса (NDVI — Normalized Difference Vegetation Index) [Rouse, et al., 1973]:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}.$$

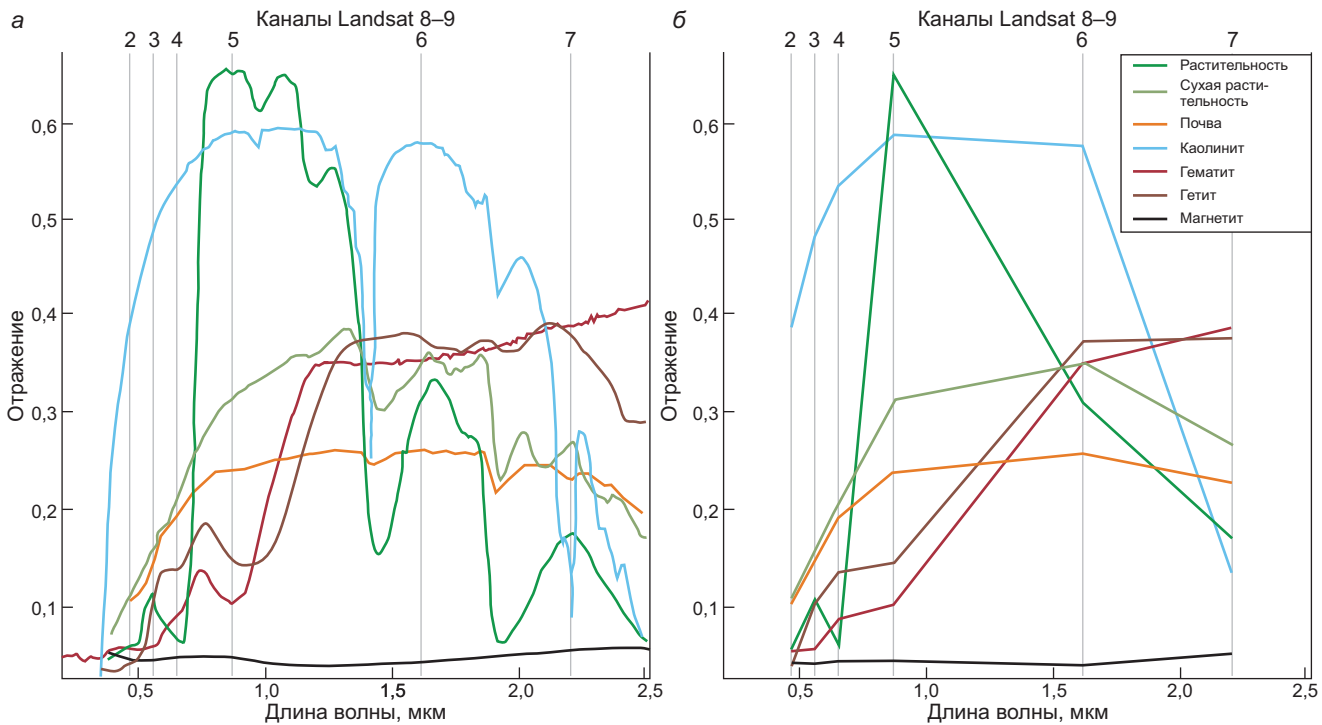


Рис. 1. Спектральные характеристики основных дешифрируемых объектов (а — данные из спектральной библиотеки USGS; б — спектры, приведенные к разрешению Landsat 8–9)

Расчет NDVI базируется на том, что высокая фотосинтетическая активность, связанная с произрастанием густой растительности, приводит к уменьшению отражательной способности объекта в красной зоне спектра (RED) и, наоборот, к увеличению отражательной способности в ближней инфракрасной области спектра (NIR). Формула для расчета NDVI устроена таким образом, что, в отличие от некоторых других вегетационных индексов, его значение всегда находится в промежутке от 1 до -1, поэтому данный индекс удобно использовать как для сравнения состояния растительности во времени и в пространстве, так и для идентификации состояния растительного покрова в зависимости от значения NDVI. Разработана универсальная шкала значений для летнего времени, по которой можно оценивать степень развития зеленой биомассы, значения <0 приравниваются к техногенным сооружениям (бетон); значения от 0 до 0,2 — отсутствие растительности (открытая почва); значения от 0,3 до 1 — наличие зеленой биомассы, где 0,3 — слабое развитие, а 1 — максимальное.

Для выделения на территории поверхностных водных объектов применялся водный индекс (WRI — Water Ratio Index) [Mukherjee, Samuel, 2016]:

$$WRI = \frac{GREEN + RED}{NIR + SWIR2}.$$

Для оценки распределения железа по хвостохранилищу и почвам на прилегающей территории использовались наиболее распространенные геологические индексы (табл. 2), отражающие распростра-

Таблица 2
Индексы, отражающие содержание железа в горных породах и почвах

Название	Описание	Индекс	Каналы Landsat 8
Iron (Fe ³⁺ /Fe ²⁺) Oxides Ratio	выделяет все оксиды железа	$\frac{RED}{BLUE}$	$\frac{4}{2}$
Ferric Iron, Fe ³⁺	содержание Fe ³⁺	$\frac{RED}{GREEN}$	$\frac{4}{3}$
Ferrous Iron, Fe ²⁺	содержание Fe ²⁺	$\frac{SWIR2}{NIR} + \frac{GREEN}{RED}$	$\frac{7}{5} + \frac{3}{4}$
		$\frac{RED}{SWIR1}$	$\frac{4}{6}$
Ferrous Minerals Ratio	выделяет все железосодержащие материалы	$\frac{SWIR1}{NIR}$	$\frac{6}{5}$

нение железосодержащих минералов в почвах и породах на открытых (свободных от растительности) территориях [Ducart, et al., 2016, Gopinathan, et al., 2022, Meer, et al., 2014]. Так, минералы оксидов железа представлены, в основном, гематитом и гетитом и характеризуются поглощением излучения в диапазоне длин волн 0,38–1,00 мкм, с пиками поглощения 0,52–0,60 мкм (для гематита и гетита), 0,86 мкм (для гематита), 0,92 мкм (для гетита) [Clark, 1999, Morris, et al., 1985, Segal, 1982], что соответствует 2, 3 и 5 каналам Landsat 9. При этом в диапазонах длин волн, соответствующих 4 и 6 каналам Landsat 9, для гематита и гетита фиксируется отражение излучения.

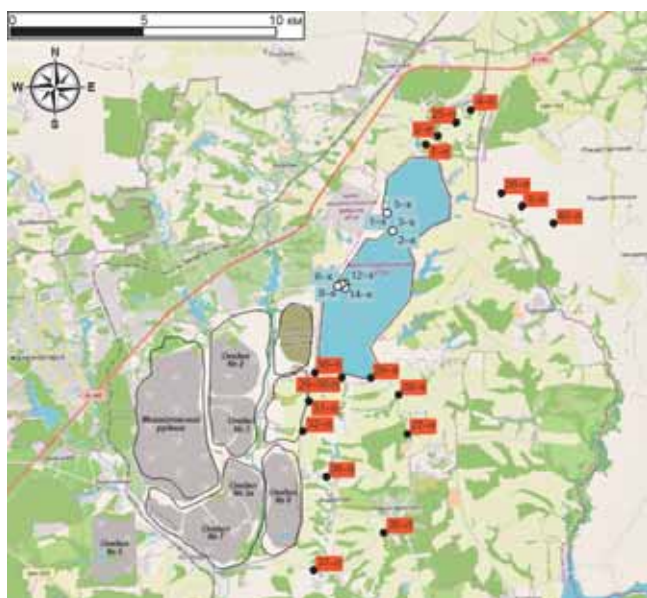


Рис. 2. Схема отбора проб (1-п — почвы, 1-х — материал хвостов)

На основе рассчитанных индексов были построены синтезированные цветные (RGB) изображения. Для построения таких изображений используются три снимка, каждому из которых присваивается свой цвет из трех основных цветов (красный, зеленый и синий). Так, для получения изображения в «естественных» цветах используются снимки, полученные в красном, зеленом и синем спектральных диапазонах. Изображения, получаемые с использованием комбинаций других каналов (в том числе и геологических индексов) называются псевдоцветными. Такие изображения позволяют выделять интересные классы объектов, в частности, почвы, геологические материалы.

Для заверки результатов анализа спутниковых данных на изучаемой территории отбирались пробы почв и хвостов обогащения для определения химического состава. Почвенные пробы отбирались на открытых участках из верхнего почвенного гори-

зонта А с глубины 10–15 см. Всего было отобрано 17 почвенных проб на территории, прилегающей к хвостохранилищу, и 16 проб сухих хвостов непосредственно с пляжей хвостохранилища. Схема отбора проб представлена на рис. 2. Все пробы высушивались и измельчались до состояния аналитической пудры (фракция 0,074 мм). Химический анализ проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей».

Результаты и их обсуждение. Сравнение снимков за 1987 и 2023 г. показывает, что ландшафт прилегающих к месторождению территорий претерпел существенные трансформации (рис. 3): увеличились размеры карьера, которые составляют $5,9 \times 2,6$ км, а глубина — 375 м; образованы 2 новых отвала вскрышных пород, а площадь, занимаемая всеми отвалами, составляет порядка $33,7$ км². Значительно увеличились размеры хвостохранилища, которое состоит из трех отсеков общей площадью — $18,4$ тыс. м².

На изучаемой территории различаются основные классы объектов по их спектральным «образам»: почвы, растительность, хвосты обогащения руд, коренные породы, вскрытые в карьере (рис. 4). Для их выделения на снимках использовалось цветное синтезированное изображение на основе следующей комбинации каналов: в качестве красного взят коротковолновый инфракрасный канал (SWIR1), в качестве зеленого — ближний инфракрасный канал (NIR), в качестве синего — красный (RED). На результирующем изображении вся вегетирующая растительность имеет зеленые оттенки, распаханное поле — розовые и лиловые, а карьер, отвал окисленных железистых кварцитов и хвостохранилище — синие и фиолетовые.

Для выделения областей, содержащих железистые минералы, был составлен снимок на основе отношения каналов: отношению 6/7 присвоен красный цвет, 4/2 — зеленый, 4/6 — синий [Меер, 2014]. В такой комбинации зоны распространения

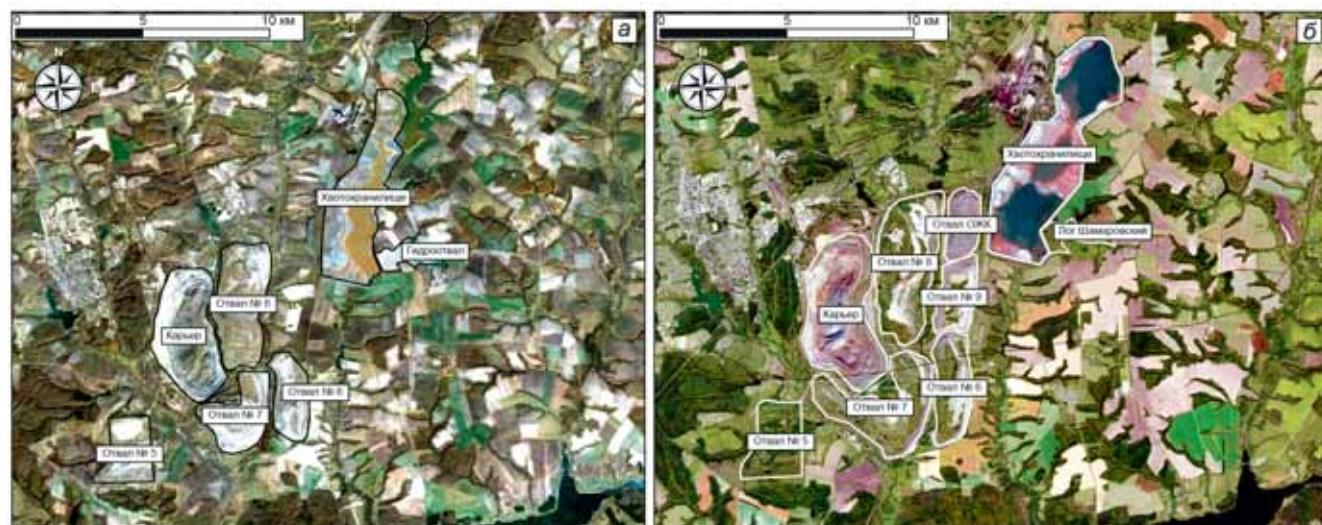


Рис. 3. Техногенные образования Михайловского ГОКа в 1987 г. (а) и в 2023 г. (б) (изображение в «естественных» цветах)

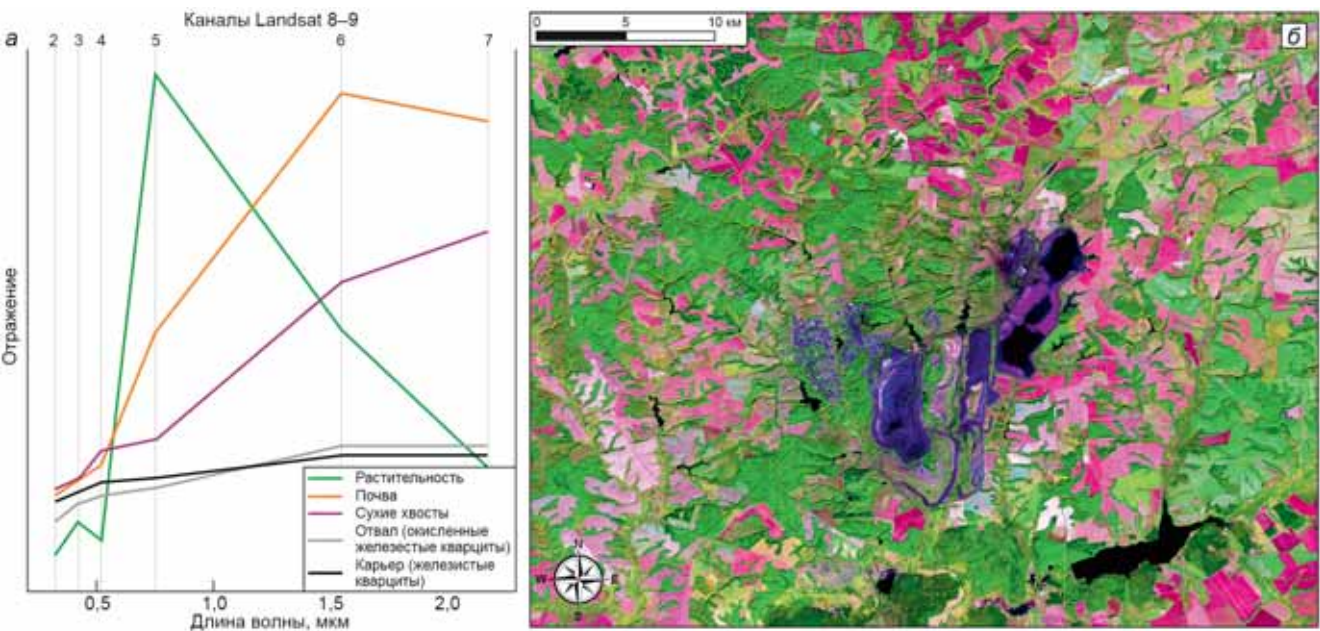


Рис. 4. Основные объекты, выделенные на территории: а — спектры основных классов объектов, полученные по снимкам Landsat-8; б — псевдоцветное изображение (SWIR1-NIR-RED)

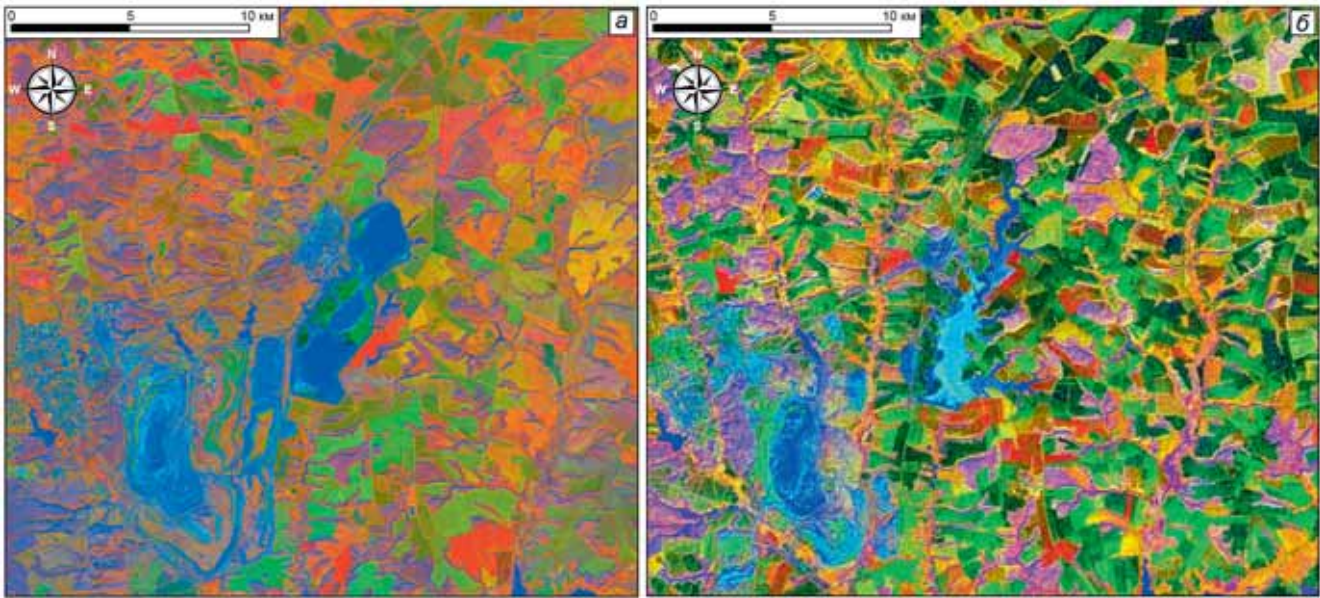


Рис. 5. Псевдоцветное изображение (красный канал: 6/7, зеленый канал: 4/2, синий канал: 4/6) (а — 1987 г., б — 2023 г.)

минералов оксидов железа окрашиваются в зеленые оттенки (открытые почвы), а оксиды двухвалентного железа — в синие (карьер, отвал окисленных железистых кварцитов) (рис. 5).

В работах [Чуриков и др., 2023, Gopinathan, et al., 2022] показана возможность полуколичественной оценки содержания железа в изучаемых объектах с помощью геологических индексов. По геологическим индексам были построены карты распространения железа в хвостах и почвах и проведен корреляционный анализ для установления связи между значением индекса и содержанием железа в пробе.

Хвосты обогащения. По результатам химического анализа содержание железа общего в хвостах составляет в среднем 19% (от 14,27 до 34,84%) (табл. 3).

Таблица 3

Содержание железа в хвостах обогащения Михайловского ГОКа								
№ проб	1-х-1	1-х-2	2-х	3-х	4-х	5-х-1	5-х-2	5-х-3
Fe, %	16,26	18,75	34,84	18,24	22,75	18,26	17,74	14,27
№ проб	6-х	7-х	8-х	9-х	11-х	12-х	13-х	14-х
Fe, %	19,22	15,49	20,45	17,9	18,16	19,67	18,18	16,14

Важнейшими факторами, влияющим на спектральный сигнал хвостов, являются размер частиц и влажность [Нао, et al., 2019]. По гранулометрическому составу большая часть (90%) хвостов относится к классу $-0,074$ мм. Столь маленький размер частиц материала отходов способствует увеличению

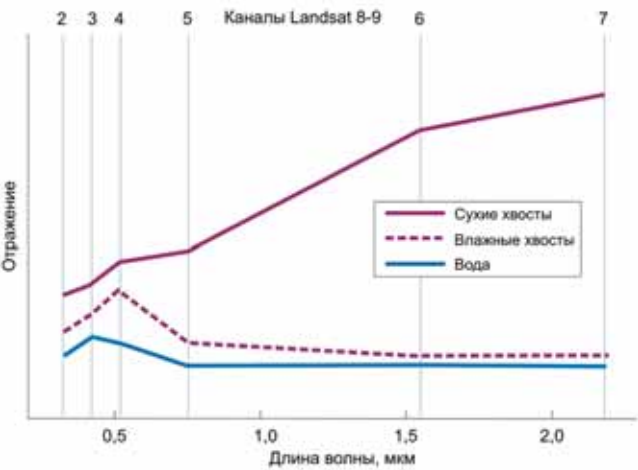


Рис. 6. Усредненные спектры сухих и влажных хвостов Михайловского ГОКа

отражению излучения от поверхности хвостов. В свою очередь, вода поглощает электромагнитное излучение в видимом и инфракрасном диапазоне, что выражается в снижении спектральной яркости, причем в коротковолновой инфракрасной области влияние воды выражено сильнее, чем в видимом диапазоне (рис. 6).

На всех картах распределения железа и железосодержащих минералов, построенных по геологическим индексам, в хвостохранилище наблюдается четкое разграничение жидкой (вода), твердой фазы (сухие хвосты) и смеси (влажные хвосты) (рис. 7). Зависимость между содержанием железа в пробах

хвостов, определенным по химическому анализу, и интенсивностью спектральных показателей отсутствует. Участки повышенных «концентраций железа» по индексам, построенных на основе спектральных особенностей железа в 2, 3, 4 каналах (рис. 7, а, б), за счет неравномерного поглощения излучения водой в видимой и ближней инфракрасной области спектра связаны с влажностью материала и приурочены к местам текущего выпуска пульпы. Для индексов, в формулу которых входят 5, 6, 7 каналы (рис. 7, в, г), картина получается противоположной: области повышенных значений соответствуют сухим хвостам, маркируя пляжи хвостохранилища.

Почвенный покров. В работе [Чуриков и др., 2023] продемонстрировано применение ДЗЗ для качественной оценки техногенного загрязнения земель железом в зоне разработки месторождений на примере Ковдорского ГОКа. Михайловское месторождение находится в Центрально-Черноземном регионе с развитым земледелием и техногенное воздействие испытывают земли сельскохозяйственного назначения.

Результаты химического анализа почв представлены в табл. 4. Фоновые значения содержания железа в почвах разнятся у разных авторов: от 3300 мг/кг [Стифеев и др., 2015] до 13 300 мг/кг (в пробе почвы на удалении 20 км от Михайловского хвостохранилища [Пашкевич, Понурова, 2006]).

Оценим уровень загрязнения почв железом из пылевых выпадений с хвостохранилища Михайловского ГОКа. По данным авторов [Пашкевич,

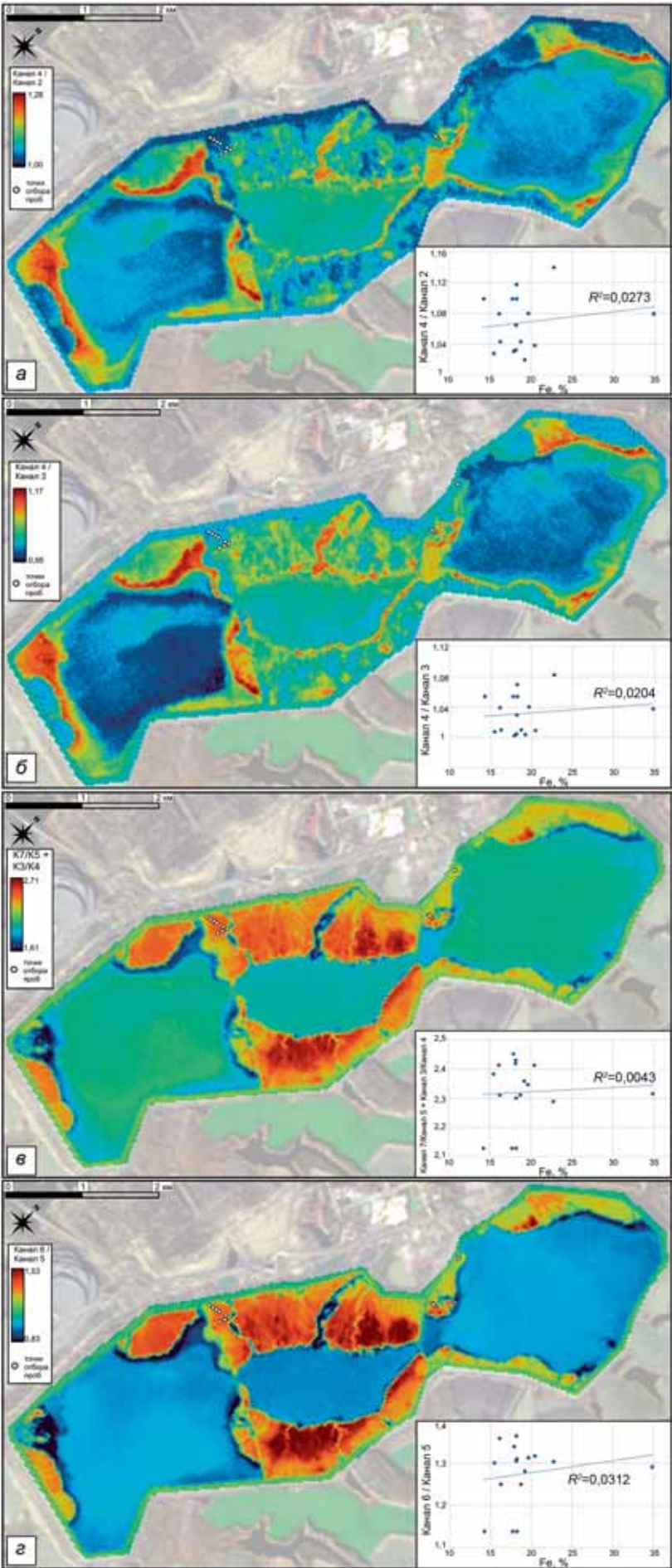
Таблица 4

Валовое содержание (мг/кг) тяжелых металлов в почвах в районе Михайловского ГОКа

№ пробы	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Fe, %	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Sr	V	W	Zn
2-п	3,3	450	0,16	14,2	55	17,4	2,88	649	0,61	19,5	16,3	0,44	1	124,6	44	73,7	52
25-п	6,2	444	0,12	13,2	56	17,5	2,56	599	0,47	20,7	16,9	0,43	2	104,2	47	55,8	51
26-п	6,2	390	0,07	11,6	41	13,3	6,10	479	0,46	15,5	12,5	0,29	1	79,7	33	62,8	39
29–30-п	4,3	253	0,10	19,1	25	12,0	9,91	309	0,59	9,2	13,0	0,43	<1	50,3	17	178,8	38
30-п	4,4	284	0,06	10,2	28	11,1	11,62	338	0,40	11,0	11,9	0,31	2	64,8	24	65,4	33
38-п	3,9	418	0,14	14,6	53	18,0	2,38	618	0,68	18,4	19,0	0,53	<1	87,5	36	83,7	51
36-п	7,8	441	0,12	11,2	55	18,2	3,08	514	0,64	23,2	19,0	0,65	2	112,5	40	43,9	59
7-п	4,3	427	0,12	15,5	58	16,7	4,44	491	0,60	22,0	15,4	0,49	1	115,8	51	94,5	55
8-п	5,5	432	0,18	11,9	52	17,2	2,30	643	0,53	19,3	16,0	0,40	<1	99,5	42	49,9	54
27-п	5,0	301	0,12	31,2	47	14,6	2,42	389	0,80	17,9	13,1	0,41	3	66,1	35	251,1	40
40-п	7,4	372	0,09	13,9	38	12,1	8,88	409	0,45	16,1	10,0	0,34	2	67,4	36	87,9	42
4-п	3,4	438	0,18	10,9	52	16,4	2,04	605	0,45	18,6	17,9	0,42	3	92,3	43	38,9	47
31-п	8,8	400	0,19	20,1	46	24,6	3,50	508	0,54	17,1	19,0	0,60	2	87,2	36	142,0	48
37-п	1,6	186	0,08	36,1	25	7,3	1,12	445	0,60	7,9	8,4	0,21	2	38,9	15	354,0	25
32-п	2,3	393	0,05	11,6	44	15,4	2,19	369	0,58	14,3	17,4	0,49	2	82,8	31	60,5	35
29-п	3,6	225	0,07	20,4	22	8,9	10,99	274	0,65	8,3	8,2	0,27	1	45,6	15	191,1	34
28-п	3,4	386	0,13	9,5	41	16,2	2,77	569	0,49	17,4	17,4	0,41	1	81,4	34	31,2	37
ПДК*	5,0	–	1,00	5,0	6,0	3,0	–	1500	–	4,0	32,0	4,5	–	–	150	–	23

* — СанПиН 1.2.3685-21.

Рис. 7. Карты значений геологических индексов в хвостохранилище Михайловского ГОКа (2023 г.): а — индекс, характеризующий распространение оксидов железа; б — индекс, характеризующий распространение Fe^{3+} ; в — индекс, характеризующий распространение Fe^{2+} ; г — индекс, характеризующий распространение железосодержащих минералов (Ferrous Minerals Ratio)



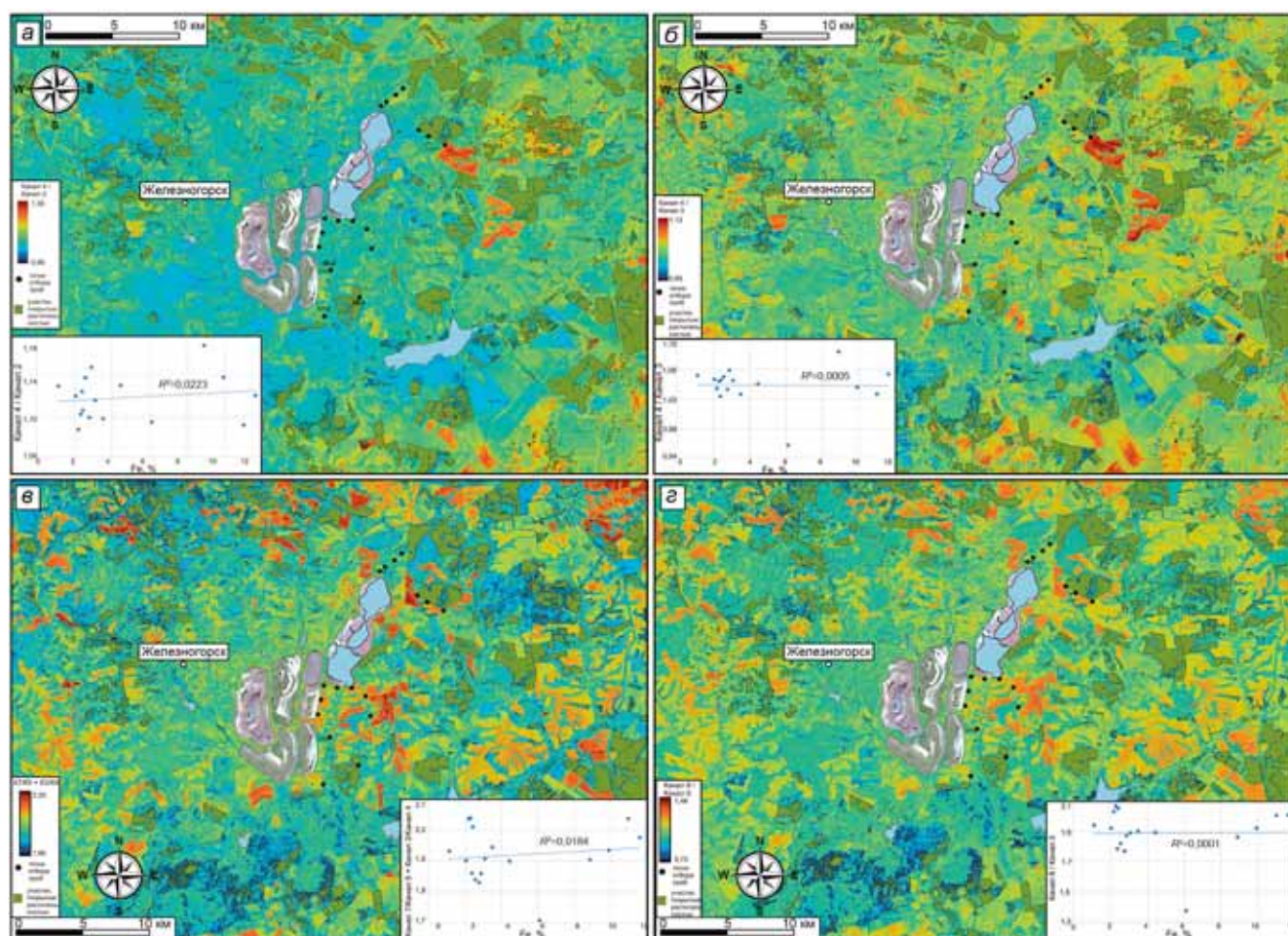


Рис. 8. Карты значений геологических индексов на участках открытых почв в районе Михайловского ГОКа (2023): а — индекс, характеризующий распространение оксидов железа; б — индекс, характеризующий распространение Fe^{3+} ; в — индекс, характеризующий распространение Fe^{2+} ; з — индекс, характеризующий распространение железосодержащих минералов (Ferrous Minerals Ratio)

Понурова, 2006], в сутки с 1 га поверхности пляжей хвостохранилища сдувается от 2 до 5 т мелкодисперсной пыли с содержанием железа — 168 500 мг/кг, а основной объем рассеянной в воздухе пыли выпадает в радиусе 5 км от хвостохранилища. Принимая упрощенную модель равномерного рассеивания пыли и ее наземного выпадения, уровень годовой атмотехногенной нагрузки в зоне радиусом 5 км от хвостохранилища составляет 2,87 кг/м² пыли, в которой содержится 0,484 кг железа. В качестве фонового принято содержание железа в верхнем слое (до 20 см) серых лесных почв на удалении 20 км от Михайловского ГОКа, которое составляет 13300 мг/кг [Пашкевич, Понурова, 2006]. Средняя плотность твердой фазы для горизонта А почвенного профиля — 2,43 г/см³ [https://egrpr.esoil.ru]. Таким образом, превышение фонового содержания железа за год в верхнем слое почвы мощностью 5 см за счет железа, поступающего с пылью, составляет порядка 30%.

Спектральная яркость сухих почв определяется содержанием органических (гумусовых) веществ и оксидов железа. Основными минералами железа в почвах являются гематит и гетит. Полосы поглощения излучения в видимом и инфракрасном

диапазонах для минералов железа и органического вещества перекрываются, что оказывает влияние на результирующий сигнал от почв и затрудняет интерпретацию. Содержание в почве органического вещества более 2% приводит к «маскированию» сигнала от минералов железа и его искажению более чем на 25% [Pearlshtien, Ben-Dor, 2020]. По данным Единого реестра почвенных ресурсов России, содержание гумуса в гумусовом горизонте серых лесных почв на территории Железногорского района составляет 4–8%.

Как и для хвостов, важным фактором, оказывающим влияние на спектральный сигнал от почвенного покрова, является влажность. Увеличение увлажненности почвы приводит к снижению спектральной яркости [Тематическое..., 2020].

Для почв, загрязненных тяжелыми металлами, наблюдается дополнительное искажение спектральных характеристик. Тяжелые металлы связываются компонентами почв (в частности, оксидами и гидроксидами железа), что на спектральной кривой выражается в уменьшении глубины пиков поглощения, соответствующих определенному компоненту, и в общем сглаживании кривой [Kim, et al., 2020].

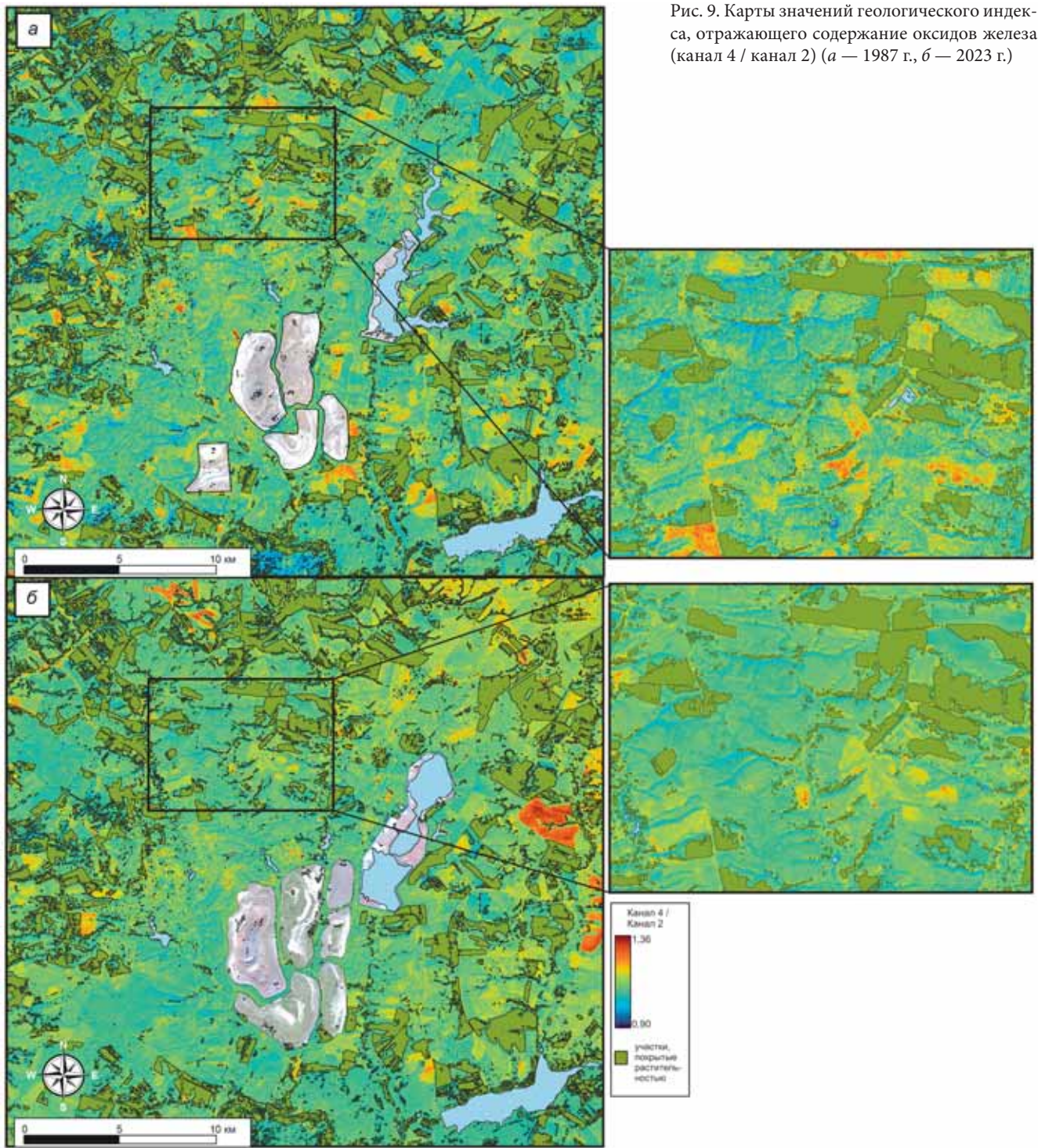


Рис. 9. Карты значений геологического индекса, отражающего содержание оксидов железа (канал 4 / канал 2) (а — 1987 г., б — 2023 г.)

С помощью индексов NDVI и WRI были определены участки, покрытые растительностью и поверхностными водами, которые исключались при расчете геологических индексов, характеризующих распространение железа в почвах. Анализ полученных изображений показал, что на изучаемой территории наблюдается довольно равномерное распределение участков как повышенных, так и пониженных значений спектральных индексов, а пространственное расположение областей повышенных или пониженных значений не имеет какой-либо привязки к техногенным объектам. При этом показатели

содержания железа в пробах почв, определенного с помощью химического анализа, не коррелируют с зонами изменений интенсивности спектральных показателей (рис. 8).
При сравнении разновременных снимков за 1987 и 2023 г. на изучаемой территории не наблюдается увеличения абсолютных значений индексов, характеризующих содержание железа (рис. 9), при этом фиксируется перераспределение участков повышенных и пониженных значений спектральной яркости, что отражает общее состояние почв в конкретный период.

Таким образом, по спутниковым данным для Михайловского месторождения не удастся обнаружить и выделить повышенные содержания железа в почвах, несмотря на зафиксированные в ряде работ техногенные геохимические аномалии железа по результатам полевых исследований.

Заключение. В данном исследовании показана возможность проведения методами ДЗЗ экологического мониторинга прилегающих к месторождению территорий. С помощью спутниковых снимков хорошо дешифрируются участки разработки недр и сформированные в процессе горнопромышленной деятельности техногенные объекты — карьеры, отвалы, хвостохранилища. Сравнение разновременных снимков позволяет проследить и оценить динамику произошедших изменений ландшафта. Для улучшения спектральной выраженности дешифрируемых объектов и отнесения их к определенному классу (карьер, хвостохранилище, почвы, растительность) используются псевдоцветные изображения RGB на основе каналов и их отношений.

При сравнении разновременных снимков за 1987 и 2023 г. на территории, прилегающей к Михайловскому ГОКу, не наблюдается увеличения абсолютных значений индексов, характеризующих содержание железа, т. е. по спутниковым данным не удастся обнаружить и выделить повышенные содер-

жания железа в почвах, несмотря на зафиксированные в ряде работ техногенные геохимические аномалии железа по результатам полевых исследований. Это, хотя и предварительный, но положительный вывод. Он указывает, что за 36-летний период не произошло существенных изменений экологической обстановки. Более того, вполне вероятно, что и на сельскохозяйственные работы эти изменения не оказали существенного влияния.

Применение геологических индексов на современном этапе развития методов ДЗЗ неоправданно для оценки содержаний элементов, в частности железа, в таких объектах, как почвы и тонкодисперсные хвосты обогащения руд. Спектральный сигнал, регистрируемый от почвенного покрова и хвостов, является результатом разнонаправленного влияния свойств изучаемых материалов (химический состав, влажность и размер частиц, количество органического вещества для почв) на поглощение и отражение электромагнитного излучения, и выделить вклад только химического состава не представляется возможным. Для регионов с развитым сельскохозяйственным земледелием дополнительное влияние оказывают внешние факторы (вспашка земель), изменяющие концентрацию химических элементов в почвах и, как следствие, итоговый спектральный сигнал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Сает, Б.А. Ревич, Е.П. Янин и др. М.: Недра, 1990. 335 с.

Горный В. И., Бровкина О. В., Киселев А. В. и др. Тенденции развития дистанционных методов при решении задач геологии и экологической безопасности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20, № 2. С. 9–38.

Грехнев Н.И., Липина Л.Н., Усиков В.И. К вопросу оценки экологического риска с использованием метода дистанционного зондирования земли // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2015. № S30. С. 437–447.

Железные руды КМА: Монография / Н.И. Голивкин, Н.Д. Кононов, В.П. Орлов и др.; гл. ред. В.П. Орлов. М.: Геоинформмарк, 2001. 615 с.

Загрязнение почв тяжелыми металлами / Ю.Н. Водяницкий, Д.В. Ладонин, А.Т. Савичев. М.: Типография Россельхозакадемии, 2012. 304 с.

Пашкевич М.А., Понурова И.К. Геоэкологические особенности техногенного загрязнения природных экосистем зоны воздействия хвостохранилищ Михайловского ГОКа // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2006. Вып. 5. С. 349–356.

Стифеев А.И., Бессонова К.Н., Кемов К.Н. и др. Оценка и нормирование экологического состояния почв в зоне функционирования Михайловского железорудного комбината КМА // Вестник КГСХА. 2015. № 4. С. 54–57.

Тематическое дешифрирование и интерпретация космических снимков среднего и высокого пространственного разрешения [Электронный ресурс]: Учебное

пособие / А.Н. Шихов, А.П. Герасимов, А.И. Пономарчук, Е.С. Перминова; Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2020. 191 с.

Чуриков Ю.А., Самсонов А.А., Ишмухаметова В.Т. Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки и рудного потенциала техногенных отвалов Ковдорского ГОКа // Недропользование XXI. 2023. № 3–4 (100). С. 52–59.

Экологическая геология Курской магнитной аномалии (КМА): Монография / И.И. Косинова, Т.А. Барабошкина, А.Е. Косинов и др. Воронеж: ИПЦ ВГУ, 2009. 216 с.

Экологическая ситуация в районах размещения горнодобывающих предприятий региона Курской магнитной аномалии монография / А.Г. Корнилов и др. Белгородский гос. нац. исслед. ун-т. Белгород, 2015. 102 с.

Clark R.N. Chapter 1 — Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy // Rencz A.N. (ed.) Manual of Remote Sensing. Remote Sensing for the Earth Sciences. New York: John Wiley and Sons, 1999. Vol. 3. P. 3–58.

Ducart D.F., Silva A., Toledo B., Assis L. Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil // Brazilian Journal of Geology. 2016. № 46(3). P. 331–349.

Gopinathan P., Priyadarsi R., Subramani T., Karunanidhi D. Detection of iron-bearing mineral assemblages in Nainital granulite region, south India, based on satellite image processing and geochemical anomalies // Environmental Monitoring and Assessment. 2022.

Hao L., Zhang Z., Yang X. Mine tailing extraction indexes and model using remote-sensing images in southeast Hubei Province // Environmental Earth Sciences. 2019. 78: 493.

Kim H., Yu J., Wang L., et al. Variations in Spectral Signals of Heavy Metal Contamination in Mine Soils Controlled by Mineral Assemblages // *Remote Sensing*. 2020. № 12. 3273.

Morris R.V., Lauer H.V., Lawson C.A., et al. Spectral and other physicochemical properties of submicron powders of hematite (α -Fe₂O₃), maghemite (γ -Fe₂O₃), magnetite (Fe₃O₄), goethite (α -FeOOH) and lepidocrocite (γ -FeOOH). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 1985, 90: 3126–3144.

Mukherjee N.R., Samuel C. Assessment of the Temporal Variations of Surface Water Bodies in and around Chennai using Landsat Imagery // *Indian Journal of Science and Technology*. 2016. Vol. 9(18).

Pearlshtien D.H., Ben-Dor E. Effect of Organic Matter Content on the Spectral Signature of Iron Oxides across the VIS–NIR Spectral Region in Artificial Mixtures: An Example

from a Red Soil from Israel // *Remote Sensing*. 2020. № 12. 1960.

Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., et al. Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. 3rd ERTS Symposium, NASA SP-351, 1973. P. 309–317.

Segal D. Theoretical Basis for Differentiation of Ferric-Iron Bearing Minerals, Using Landsat MSS Data // *Proceedings of Symposium for Remote Sensing of Environment*. 2nd Thematic Conference on Remote Sensing for Exploratory Geology, 1982. P. 949–951.

Van der Meer F.D., van der Werff H.M.A., van Ruitenbeek F.J.A. Potential of ESA's Sentinel-2 for geological applications // *Remote Sensing of Environment*. 2014. Vol. 148. P. 124–133.

<https://earthexplorer.usgs.gov>

<https://egrpr.esoil.ru>

Статья поступила в редакцию 29.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 553.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-132-139

МОРФОЛОГИЯ, ОКРАСКА И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОВ РОССЫПИ ГУСИНЫЙ РУЧЕЙ (АНАБАР, ЯКУТИЯ)

Сергей Васильевич Вяткин¹✉, Галина Юрьевна Криулина²,
Виктор Константинович Гаранин³, Леонид Даниилович Бардухинов⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vyt_box@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; galinadiamond@gmail.com

³ Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана, Москва, Россия; vgaranin@mail.ru

⁴ ВГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, Мирный, Россия; BardukhinovLD@alrosa.ru

Аннотация. Представительная коллекция алмазов россыпи Гусиный ручей (Анабар, Якутия) исследована методами морфологического анализа, инфракрасной спектроскопии и электронного парамагнитного резонанса. Типоморфным признаком алмазов ручья Гусиный является высокое, в сравнении с другими россыпями Анабара, содержание кристаллов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова при уменьшении доли кривогранных додекаэдров. Последнее коррелирует со снижением распространенности скульптур и штриховок на поверхности кристаллов. Также к характерным признакам можно отнести увеличенное содержание алмазов с присутствием в окраске серых тонов и с включениями графита. Доля бесцветных кристаллов составляет лишь 5,9%. Более 11% кристаллов способны люминесцировать при возбуждении ультрафиолетовым излучением на длине волны 254 нм. Алмазы россыпи Гусиный ручей частично обогащают участок «Нижний» россыпи Эбелях, это повышает его алмазоносность, но не качество алмазного сырья.

Ключевые слова: алмаз, Анабар, Гусиный ручей, Эбелях, россыпи, типоморфизм алмаза, ИК, ЭПР

Для цитирования: Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д. Морфология, окраска и спектроскопические характеристики алмазов россыпи Гусиный ручей (Анабар, Якутия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 132–139.

MORPHOLOGY, COLORATION AND SPECTROSCOPIC CHARACTERISTICS OF THE GUSINYI RUCHEY PLACER DIAMONDS (ANABAR, YAKUTIA)

Sergey V. Vyatkin¹✉, Galina Yu. Kriulina², Viktor K. Garanin³,
Leonid D. Bardukhinov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vyt_box@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; galinadiamond@gmail.com

³ Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russia; vgaranin@mail.ru

⁴ Vilyuiskaya GRE of PJSC ALROSA, Mirny, Russia; BardukhinovLD@alrosa.ru

Abstract. A representative collection of diamonds from the Gusinyi Ruchey (Anabar, Yakutia) placer has been studied by morphological analysis, infrared spectroscopy and electron paramagnetic resonance methods. Typomorphic features of Gusinyi Ruchey diamonds are the relatively high content of crystals of V and VII varieties according to the classification of Y.L. Orlov, even for Anabar placers, with a decrease in the proportion of curved dodecahedroids. The latter correlates with a decrease in the prevalence of sculptures and hatching on the surface of crystals. Also, the characteristic features include an increased content of diamonds with the presence of gray tones in the color and with graphite inclusions. The proportion of colorless crystals is only 5.9%. More than 11% of crystals are able to luminesce when excited by ultraviolet radiation at a wavelength of 254 nm. The diamonds of the Gusinyi Ruchey placer partially enrich the “Nizhniy” section of the Ebelakh placer, this increases its diamond content, but not the quality of the rough diamonds.

Keywords: diamond, Anabar, Gusinyi Ruchey, Ebelakh, placers, diamond typomorphism, IR, EPR

For citation: Vyatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Bardukhinov L.D. Morphology, coloration and spectroscopic characteristics of the Gusinyi Ruchey placer diamonds (Anabar, Yakutia). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 132–139. (In Russ.).

Введение. Одно из крупнейших в мире россыпных месторождений алмазов реки Эбелях было открыто во время геолого-съёмочных работ Амакинской экспедиции в 1964–1965 гг., и уже в 1967–1969 гг. Эбеляхская партия экспедиции провела поисковые работы на всех крупных притоках р. Эбелях, в том числе на ручье Гусиный [Граханов и др., 2007]. Ручей Гусиный является левым притоком р. Эбелях, впадающим в нее в нижнем течении, в 44 км от истока. В 1980–1985 гг. была произведена детальная разведка, подтвердившая промышленную алмазность россыпи Гусиный ручей, а ее отработка ведется с 2014 г.

Долина ручья выработана в карбонатных породах среднего кембрия. Алмазоносными в промышленных масштабах являются неогеновые отложения, верхнечетвертичные осадки, переотложенные коры выветривания и современные аллювиальные отложения. Основной продуктивный пласт сложен неоген — нижнечетвертичными отложениями, мощность которых в изменяется в пределах от 2,0 до 5,0 м. Неогеновые отложения также заполняют депрессии карстового и эрозионно-карстового типов в днище и на склоне долины ручья Гусиный, размеры которых варьируют от 10×17 до 380×80 м при средней мощности 8 м. Содержание алмазов в россыпи колеблется от 0,38 до 2,40 кар/м³, максимальное достигает 19,04 кар/м³ [Граханов и др., 2007].

Основной проблемой при изучении геологической истории россыпей северо-востока Сибирской платформы является отсутствие определенности в вопросе количества и расположения их коренных источников. Различные модели многостадийного переотложения алмазоносных пород из нескольких источников рассматриваются в значительном числе исследований [Горина, 1971; Метелкина и др., 1976; Граханов, 2000; Афанасьев и др., 2002; Граханов, Коптиль, 2003; Зинчук, Коптиль, 2003; Владыкин, Торбеева, 2005; Афанасьев и др., 2011; Шацкий и др., 2011; Zedgenizov, et al., 2016, 2017]. Общепризнанная точка зрения о наличии источников нескольких типов базируется в основном на значительном разнообразии морфологических и спектроскопических характеристик алмазов россыпей Анабара, не соотносимом ни с одним из известных в настоящее время типов коренных месторождений. Россыпные алмазы северо-востока Сибирской платформы и алмазы, добываемые в коренном залегании в ее центральной части, различны. Эти различия становятся особенно заметны при сравнении не единичных кристаллов, а статистически значимых представительных выборок. Кроме очевидного механического износа они состоят в значительном изменении соотношения разновидностей алмазов по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984]. Увеличиваются доли кристаллов II и VII и особенно V разновидностей. Встречаемость в кристаллах алмазов некоторых характеристик, например, люминесценции при возбуждении ультрафиолетовым излучением (УФ)



Рис. 1. Схема расположения россыпей бассейна реки Эбелях по [Граханов и др., 2007]

на длине волны 254 нм, увеличивается настолько, что становится типоморфным признаком [Вяткин и др., 2022].

Неоднократный переувал алмазных россыпей Анабара в их геологической истории происходил в условиях изменяющихся режимов и направлений сноса. Как следствие, различия в процентном содержании алмазов — носителей типоморфных признаков разных групп могут проявляться даже для выборок из расположенных недалеко друг от друга россыпей, что может дать информацию об их позиционировании относительно источников сноса. В данной работе отражены результаты исследований морфологических и спектроскопических, в т.ч. типоморфных, характеристик кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей. Следует отметить, что именно поступлением алмазов в реку Эбелях из ее левых притоков (ручьи Гусиный, руч. 53, Ыраас-Юрях, Холомолоох) объясняется высокая продуктивность участка «Нижний» россыпи реки Эбелях, максимальная в ряду из пяти участков, на которые разделена россыпь («Исток», «Верховье», «Верхний», «Нижний» и «Устьевой» — [Граханов и др., 2007]), (рис. 1). Для оценки влияния этого привноса характеристики алмазов россыпи Гусиный ручей даны в сравнении с аналогичными характеристиками алмазов, добытых на участке «Нижний» россыпи р. Эбелях, между устьями ручья Гусиный и ручья 53, описанные в [Вяткин и др., 2022].

Материалы и методы исследований. Проведенные в работе исследования базируются на представительной коллекции из 446 алмазов, предоставленной компанией АК АПРОСА. Алмазы добыты в 2018 г. на россыпи Гусиный ручей. Исследованная выборка кристаллов алмаза состояла из двух размерно-весовых групп: –12+11 (248 шт.), масса одного кристалла в пределах 0,30–0,45 кар., и –9+7 (194 шт.), масса одного кристалла 0,10–0,15 кар. Выборка алмазов получена из соответствующих размерно-весовых групп партии промышленной добычи методом квартования. На основе полной выборки (446 шт.) были выявлены распределения алмазов по габитусу, окраске, а также визуальной люминесцен-

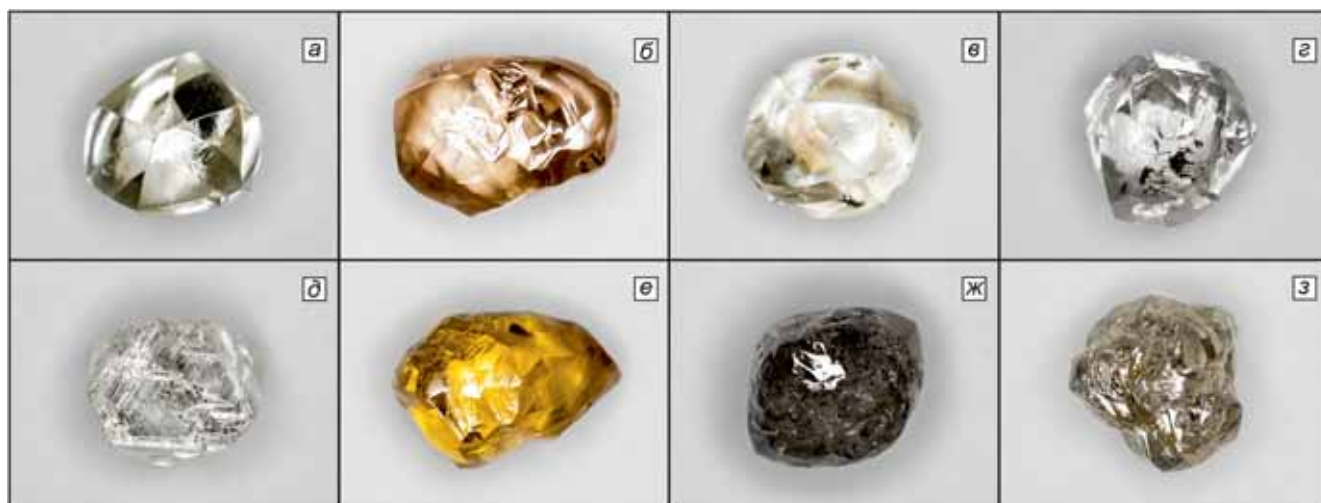


Рис. 2. Алмазы россыпи Гусиный ручей. а — обр. 3-1: кривогранный додекаэдроид уральского типа 0,36 кар., видимого желтого оттенка; б — обр. 7-1: коричневый кривогранный додекаэдроид 0,43 кар., с кавернами и отрицательными треугольными пирамидами травления, полосами пластической деформации и участками шагреновой поверхности, присутствуют включения графита; в — обр. 12-1: кривогранный додекаэдроид (тетрагексаэдроид) слабого коричневого оттенка 0,39 кар, с занозистой штриховкой, каплевидно-блоковой скульптурой, треугольными фигурами и тетрагональной пирамидой травления, присутствуют включения графит-сульфида и ожелезнение; г — обр. 16-2: бесцветный кривогранный додекаэдроид 0,35 кар, с мозаично-блоковой скульптурой и кавернами, присутствуют включения графита и графит-сульфида; д — обр. 10-1: бесцветный плоскогранный октаэдр 0,31 кар, с полицентризмом роста граней, ступенчатостью и ростовой параллельной штриховкой, с расщеплением вершин, с треугольными фигурами травления, с включениями графита; е — обр. 27-1: интенсивно-желтый кривогранный додекаэдроид 0,38 кар, с мозаично-блоковой скульптурой, занозистой штриховкой и включением сульфида; ж — обр. 29-2: темно-серый плоскогранно-кривогранный кристалл переходной формы октаэдр-додекаэдроид 0,41 кар, с занозистой штриховкой, треугольными фигурами травления и ожелезнением, с многочисленными включениями графита и графит-сульфида; з — обр. 29-5: серый поликристаллический агрегат 0,38 кар., отдельные индивиды которого представлены кривогранными додекаэдроидами и переходными формами, с кавернами, треугольными фигурами травления и ожелезнением, с включениями графита, графит-сульфида и ожелезнением. Фотографии алмазов приведены в одном масштабе, поля зрения 7 × 5,2 мм

ции. Покристалльное минералогическое описание, включающее в себя оценку габитуса, разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984], форм роста и растворения кристалла, наличия включений, износа и т.д. было произведено на основе статистически идентичной выборки из 150 кристаллов (87 шт. группы –12+11 и 63 шт. группы –9+7). Кроме того, выполнены спектроскопические исследования методами инфракрасной спектроскопии (ИК, 24 шт.) и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР, 27 шт.), систематика центров дана согласно [Dischler, 2013; Zaitsev, 2001; Минеева и др., 1996].

Минералогическое описание алмазов проводилось с использованием бинокля «Motic» SMZ-143 и УФ осветителя-бокса (365 и 254 нм). ИК-спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре Bruker VERTEX 70 в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Спектры ЭПР регистрировали на спектрометре «Varian E-115».

Для сравнения использованы материалы исследования коллекции из 704 алмазов россыпи реки Эбелях [Вяткин и др., 2022], также добытых в 2018 г. и предоставленных компанией АК АЛРОСА.

Результаты исследований. Фотографии некоторых из исследованных алмазов россыпи Гусиный ручей представлены на рис. 2. Распределение кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей по габитусу и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова

в сравнении с алмазами россыпи р. Эбелях представлено в табл. 1. Морфология поверхности кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей (а также соответствующие значения признаков для р. Эбелях) — формы роста, растворения и локального акцессорного травления, а также морфологические проявления процессов пластической деформации кристаллов отражены в табл. 2. Степень монокристалличности кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей — от наличия видимых по морфологии двойниковых швов до поликристаллических агрегатов отражена в табл. 3. В строке «без двойников» учтены монокристаллы и их осколки. Распределение кристаллов по степени механического износа проиллюстрировано в табл. 4. Признаки, по которым оценивался износ алмазов, аналогичны использованным в работе [Кухаренко, 1955]. Данные табл. 5. посвящены сравнительной характеристике окраски алмазов россыпей Гусиный ручей и Эбелях. Важно еще раз отметить, что все значения характеристик алмазов россыпи Эбелях, используемые для сравнения в данной работе, получены для кристаллов участка р. Эбелях, расположенного ниже впадения в нее ручья Гусиный [Вяткин и др., 2022]. Составу включений в алмазах россыпи Гусиный ручей посвящена табл. 6. Обозначение графит/сульфид введено для включений, которые нельзя однозначно разделить между этими категориями. К группе оливин-сульфид отнесены ассоциирующие включения: сульфидный минерал

Таблица 1

Частота встречаемости кристаллов алмаза россыпей
Гусиный ручей и Эбелях по габитусным типам
и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова

		Габитус кристаллов	руч. Гуси- ный, %	р. Эбелях, %
Разновидности по классификации Ю.Л. Орлова	I	Октаэдр	1,4	1,8
		Октаэдр — додекаэдроид	6,5	6,0
		Октаэдр — ромбододекаэдр	2,2	4,8
		Плоскогранно — кривогранные, всего	10,1	12,6
		Додекаэдроид уральского типа	21,3	28,1
		Ламинарный додекаэдроид	21,5	23,9
		Псевдоромбододекаэдр	2,0	6,4
		Кривогранные додекаэдроиды, всего	44,8	58,4
		Неопределенные формы	1,7	0,7
	II	Куб, куб — додекаэдр, тетрагексаэдр	0,9	0,9
	III	Куб	1,1	0,1
	IV	Алмаз в оболочке	0,4	0,3
	V	Октаэдр — додекаэдроид	23,5	17,1
	VII	Сростки октаэдр — додекаэдроид	17,5	9,9
	V и VII разновидности в сумме		41,0	27,0

Таблица 3

Наличие двойников и сростков кристаллов алмаза
россыпей Гусиный ручей и Эбелях

Характер образования	руч. Гусиный, %	р. Эбелях, %
полидвойник и поли-кристаллический агрегат	17,3	8,2
шпинелевый двойник	4,0	8,7
двойниковые швы	14,7	15,6
сросток	5,3	13,8
вросток	4,0	4,8
без двойников	54,7	48,9

Таблица 4

Степень механического износа кристаллов алмаза
россыпей Гусиный ручей и Эбелях

Степень	Истирание	руч. Гуси- ный, %	р. Эбелях, %
0	Отсутствие механического износа	64,7	62,1
1	незначительное истирание вершин	6,7	8,8
2	незначительное истирание вершин и ребер	16,7	11,9
3	истирание вершин и ребер, незначительная матировка граней	4,0	9,7
4	Значительное истирание ребер и граней	3,3	5,0
5	Сильное истирание, округление ребер, полная матировка граней	1,3	1,7
6	Сильное истирание, утрата ребер и вершин	3,3	0,9
	леденцовая скульптура	4,0	5,6

Таблица 2

Частота проявления форм роста, растворения,
акцессорного травления и пластической деформации
на поверхности кристаллов алмаза россыпей
Гусиный ручей и Эбелях

Показатель	руч. Гуси- ный, %	р. Эбе- лях, %
Формы роста		
антискелетный рост	2,0	2,4
полицентризм роста граней	2,7	3,3
блоковое строение	16,0	22,6
ростовая параллельная штриховка	5,3	3,3
ростовая ступенчатость	2,0	1,5
формы роста не сохранены	77,3	69,7
Формы растворения		
мозаично-блоковая скульптура	11,3	22,8
черепитчатая скульптура	11,3	11,4
вальцеобразная скульптура	2,7	3,2
каплевидно-блоковая скульптура	5,3	3,2
дисковидная скульптура	3,3	0
концентрическая штриховка	4,0	6,5
сноповидная штриховка	5,3	9,9
сноповидно-занозистая штриховка	7,3	7,6
занозистая штриховка	21,3	20,2
шестовато-занозистая штриховка	8,7	8,2
округлоступенчатый	2,7	5,0
каплевидные холмики	15,3	13,8
овализация ребер	4,0	4,1
ячеистый рельеф	2,7	0,9
Формы акцессорного травления		
треугольные фигуры	32,0	25,7
треугольные пирамиды	19,3	33,7
тетрагональные пирамиды	6,0	6,4
ямки	10,0	12,9
каналы травления	32,7	42,9
каверны	28,7	27,1
отсутствуют	4,0	5,5
Внешние проявления процессов пластической деформации		
полосы пластической деформации	12,0	8,7
линии скольжения	7,3	7,9
шагреновая поверхность	18,7	14,3
отсутствуют	72,0	69,1

Примечание. Суммы различных форм могут отличаться от 100%, так как на одном кристалле могут встречаться несколько их типов.

Таблица 5

Окраска кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей

Окраска и ее интенсивность, % числа кристаллов	Слабый оттенок	Видимый оттенок	Цвет	Всего по цвету
бесцветные	5,9			5,9
желтые	11,1	10,4	2,3	23,8
желто-зеленые	0,7	1,1	0	1,8
коричневые	3,2	4,3	1,4	8,8
сери-коричневые	1,8	2,0	0	3,8
серый тон на желтом	5,4	12,9	10,4	28,7
серые	7,5	6,3	7,7	21,5
черные			5,7	5,7
Всего по интенсивности	35,5	37,1	27,4	100,0

Таблица 7

Визуальная люминесценция кристаллов алмаза россыпей Гусиный ручей и Эбелях

Цвет и интенсивность ФЛ при возбуждении 365 нм	руч. Гусиный, %	р. Эбелях, %
визуально отсутствует	60,0	56,3
голубая слабая	14,7	18,5
голубая средняя	8,0	7,8
голубая интенсивная	13,3	10,9
голубая с зеленым	0	1,6
зеленая	1,3	0,7
желтая	2,0	0,6
зональная	1,0	3,7
в т.ч. ФЛ при возбуждении 254 нм	11,3	5,0

по дисковидной трещине вокруг оливина. Визуальная оценка люминесценции кристаллов отражена в табл. 7, характеристики структурных центров в алмазах россыпи Гусиный ручей, полученные методом инфракрасной (ИК) спектроскопии, представлены в табл. 8. Сравнительная характеристика наличия в кристаллах структурных примесных центров, регистрируемых методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), проведена с разделением последних на устойчивые ассоциации; результаты такого сравнения приведены в табл. 9.

Обсуждение результатов. Разнообразие алмазов россыпей северо-востока Сибирской платформы отражено в их различных морфологических и спектроскопических характеристиках. Это разнообразие проявляется не только при сравнении с алмазами из других россыпных и коренных месторождений — выборки алмазов из различных локаций россыпей северо-востока Сибирской платформы также оказываются неоднородными по составу и свойствам кристаллов. Попытки выделить некоторые группы внутри «алмазов Анабара» предпринимались неоднократно [Зинчук, Коптиль, 2003; Граханов и др.,

Таблица 6

Состав включений в кристаллах алмаза россыпи Гусиный ручей

Включение	Встречаемость, %	Включение	Встречаемость, %
алмаз	2,7	гранат	1,3
графит	36,7	хромит	0,7
графит/сульфид	40,0	ожелезнение	34,7
сульфид	8,7	нет включений	10,0
оливин-сульфид	4,7	не просматриваются	4,7
оливин	10,0		

Таблица 8

Характеристики структурных центров в алмазах россыпи Гусиный ручей, полученные методом ИК-спектроскопии

Параметр	Min	Медиана	Max
N _{tot} , ppm	255,0	1103,8	1717,5
A, ppm	53,3	635,3	1528,2
B1, ppm	123,2	310,3	1087,1
%B	11,0	39,1	79,1
B2, см ⁻¹	1,59	7,44	21,76
RZB2, см ⁻¹	1363,56	1370,68	1382,27
CH, см ⁻¹	0,03	0,93	8,38

Таблица 9

Ассоциации парамагнитных центров в алмазах россыпей Гусиный ручей и Эбелях

Ассоциация	руч. Гусиный, %	р. Эбелях, %
P1 — OK1	4,0	19,6
P1 — P2	8,0	13,7
P2 — P1 — W21	72,0	51,0
Доминирующий W7	12,0	11,8
Доминирующий N2	4,0	3,9

2007; Афанасьев, 2011; Вяткин и др., 2023], и анализ состава популяций алмаза отдельных россыпей на основе любого способа группировки сразу вскрывает вариативность распространения выделенных групп в масштабах всего северо-востока Сибирской платформы. С одной стороны, это очевидное следствие признания множественности — как по типу, так и по географической локализации — коренных источников россыпей. С другой стороны, такое положение вещей приводит к различной стоимости алмазного сырья на отдельных россыпях и, более того, ее изменениям на участках перемыва и взаимного обогащения соседних россыпей. Некоторые изменения практически во всех морфологических и спектроскопических характеристиках отмечаются для алмазов россыпи Гусиный ручей в отличие от алмазов россыпи Эбелях («Нижний» участок), которую, частично, эти алмазы обогащают.

Наиболее заметный дисбаланс в соотношениях алмазов россыпи Гусиный ручей и участка «Нижний»

россыпи Эбелях по габитусу и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова (табл. 1) — значительное повышение содержания в популяции алмазов Гусиног ручья кристаллов V и VII разновидностей. Увеличение содержания таких алмазов в россыпи Эбелях вниз по течению после впадения в реку продуктивных левых притоков (ручьи Гусиный, руч. 53, Ыраас-Юрях, Холомолоох) отмечено в работе [Граханов и др., 2007]. Увеличение процентного содержания алмазов V и VII разновидностей, очевидно, происходит за счет уменьшения доли кристаллов I разновидности — доли других незначительны по суммарному содержанию. Однако следует отметить, что наибольшее сокращение приходится на долю кривогранных додекаэдров, процентные содержания плоскогранно-кривогранных форм среди исследованных выборок алмазов россыпей Гусиный ручей и Эбелях практически сопоставимы (табл. 1).

Формы роста и растворения на поверхности кристаллов алмаза россыпи Гусиный ручей в целом выражены слабее, чем у кристаллов россыпи Эбелях (табл. 2). Некоторые позиции, на первый взгляд выбивающиеся из этой закономерности, на деле лишь подтверждают ее. Так, дисковидная скульптура, наличествующая у алмазов россыпи Гусиный ручей и не проявленная у кристаллов россыпи Эбелях, образуется как реликт первичных, недорастворенных поверхностей граней, либо унаследованная неровность на их месте в том случае, когда процесс растворения все еще недостаточен, чтобы ее сгладить. Ячеистый рельеф, вдвое чаще встречаемый у кристаллов россыпи Гусиный ручей, аналогичным образом является продуктом слабого, начальной степени, растворения неровных, построенных вершинками октаэдров поверхностей {100} преимущественно у кристаллов кубического облика.

Также следует отметить, что в сравнении с кристаллами россыпи Эбелях процессы пластической деформации у кристаллов россыпи Гусиный ручей развиты интенсивнее, но проявляется это не в увеличении доли с пластической деформацией (их доли сопоставимы), а в увеличении числа признаков таких процессов на кристаллах, подверженных пластической деформации — у многих кристаллов развиты сразу несколько ее проявлений (табл. 2).

Как уже отмечалось, в россыпи ручей Гусиный по сравнению с россыпью Эбелях происходит увеличение количества алмазов VII разновидности (яснозернистые поликристаллические агрегаты). Однако, процентное содержание монокристаллов в россыпи Гусиный ручей не ниже, а выше, чем для кристаллов россыпи Эбелях (табл. 3). Причина состоит в заметном уменьшении долей шпинелевых двойников и сростков.

Содержания не подверженных механическому износу исследованных кристаллов для двух россыпей близки (табл. 4), кроме того, максимальное количество изношенных кристаллов приходится на вторую его степень. Однако этот максимум для вы-

борки россыпи Гусиный ручей более резко выражен, в то время как падение долей в сторону максимальных степеней износа напротив, более плавное. Таким образом, можно констатировать в среднем несколько более высокую изношенность алмазов россыпи Гусиный ручей по сравнению с алмазами россыпи Эбелях. Содержания кристаллов с выраженной леденцовой скульптурой сопоставимы (табл. 4).

Расхождения в долях кристаллов рассматриваемых россыпей по окраске вполне ожидаемы. Высокое содержание в россыпи Гусиный ручей алмазов V и VII разновидностей обуславливает большую, в сравнении с россыпью Эбелях, долю кристаллов серых, в т.ч. серо-желтых окрасок — суммарно 50,2 против 17%. Главным, с точки зрения средней стоимости алмазного сырья, следствием этого является более низкая доля бесцветных алмазов в россыпи Гусиный ручей по сравнению с россыпью Эбелях, (участок «Нижний») — 5,9 и 12,6% соответственно. Кристаллов коричневых тонов (с учетом серо-коричневых) среди алмазов россыпи Гусиный ручей также меньше (12,6 против 22,6% соответственно). Это еще раз подтверждает, что для алмаза оптические свойства значительно чувствительнее морфологических к процессам пластических нарушений кристаллической структуры, которые проявлены для алмазов россыпи Эбелях сильнее.

Аналогичным образом, доля V и VII разновидностей в числе алмазов в россыпи Гусиный ручей предопределяет и большее распространение примесей графита — его включения присутствуют в 76,7% кристаллов (суммарно графит и графит/сульфид). Для сравнения аналогичное значение для россыпи Эбелях (по данным [Граханов и др., 2007]) составляет 58%. Также следует отметить необычно высокую встречаемость оливина и широкое развитие ожелезнения по трещинам (табл. 6).

Характер визуальной люминесценции схож для обеих выборок кристаллов (табл. 7). Единственное различие — еще более частая встречаемость для кристаллов россыпи Гусиный ручей типоморфного для алмазов Анабара признака — люминесценции при возбуждении УФ излучением на длине волны 254 нм (11,3% кристаллов).

По данным ИК-спектроскопии, разброс имеющихся значений величины A (также, как и B1) весьма велик, что вполне обычно для выборок алмазов Анабара (табл. 8). Можно отметить, что полученная медиана содержания центров A (635,3 ppm) несколько сдвинута в сторону высоких значений; содержания A центров выше 600 ppm имеют 13 кристаллов из 24 проанализированных. Это, в свете предложенного в работе [Вяткин и др., 2022] разделения алмазов по группам, коррелирует с высокой долей V и VII разновидностей и распространенностью включений графита среди алмазов россыпи Гусиный ручей. Содержание дефектов B2 (плейтелетс) высокое: максимальный показатель поглощения $21,76 \text{ см}^{-1}$, медиана $7,44 \text{ см}^{-1}$. Характеристический пик дефекта

В2 сдвинут в длинноволновую область — среднее значение $1370,68 \text{ см}^{-1}$. Медиана по показателю поглощения характеристического пика СН центра (3106 см^{-1}) составляет $0,93 \text{ см}^{-1}$.

С точки зрения ЭПР спектроскопии, характерные ассоциации парамагнитных центров в изучаемых выборках весьма схожи (табл. 9). Отличительным признаком алмазов россыпи Гусиный ручей является крайне малое присутствие кристаллов с доминирующим парамагнитным центром P1 (одиночные изоморфные замещения углерода на азот) и возможным присутствием центра ОК1 (азот — кислородный структурный центр). Уменьшение числа кристаллов с ассоциациями парамагнитных дефектов P1 — ОК1 и P1 — P2 (треугольник из атомов азота и вакансия) компенсируется более частой встречаемостью алмазов с устойчивой ассоциацией центров P2 — P1 — W21 (последний представляет из себя цепочку из трех атомов азота).

Количество ИК-спектроскопических анализов недостаточно для построения информативного распределения по центрам А (два соседствующих атома азота на позициях углерода), применяемого для разделения по предположительным первоисточникам по методике, описанной в работах [Вяткин и др., 2022, 2023]. Тем не менее, комплексы признаков выделенных в этих работах групп алмазов прослеживаются по полученным для алмазов россыпи Гусиный ручей данным. Согласно им, алмазы группы «В», отличающиеся частой встречаемостью кристаллов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова, характеризуются еще и широким распространением кристаллов с включениями графита, связанных с этим серых тонов в окраске, с повышенным износом, с отсутствием пластических деформаций и наличием парамагнитных центров ассоциации P2-P1-W21 с доминирующим центром P2. В целом выявленное увеличение в россыпи ручей Гусиный (по сравнению с россыпью Эбелях) долей кристаллов V и VII разновидностей отвечает увеличению указанных признаков.

Суммарная доля групп «А» и «Б», соответственно, уменьшена; однако, аналогичным образом, комплексы присущих им признаков позволяют заключить, что это уменьшение происходит в основном за счет группы «Б», предположительно связываемой с первоисточником кимберлитового типа. В пользу такого вывода говорит резкое уменьшение распространенности алмазов с присущим группе «Б» комплексом признаков, таких, как наибольшая доля бесцветных кристаллов с широким распространением плоскогранно-кривогранных форм, шпинелевых двойников, преобладанием додекаэдровидов уральского типа над ламинарными, слабой степенью износа и наиболее высоким из трех групп содержанием высококачественных алмазов. Напротив, доля алмазов группы «А», ассоциируемая с источником лампроитового типа, не демонстрирует сокращения по сравнению с содержанием аналогичных кристал-

лов в россыпи Эбелях. Для алмазов этой группы, согласно [Вяткин и др., 2022, 2023], характерно преобладание ламинарных додекаэдровидов над додекаэдроидными уральского типа, широкое распространение пластических деформаций, коричневых окрасок, люминесценции при возбуждении УФ излучением с длиной волны 254 нм, распространенность парамагнитных центров N2 и W7. Таким образом, согласно принципу разделения, предложенному в работах [Вяткин и др., 2022, 2023], в алмазах россыпи Гусиный ручей по сравнению с алмазами россыпи Эбелях (участок «Нижний») доля кристаллов группы «В» неизвестного типа первоисточника увеличена, причем в основном за счет сокращения доли алмазов группы «Б» источника кимберлитового типа.

Выводы. В целом для популяции алмазов россыпи Гусиный ручей характерны высокое (суммарно — 41%) содержание кристаллов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова, при относительном сокращении (до менее 45%) доли кривогранных додекаэдровидов. Уменьшение доли додекаэдровидов, как морфологических форм сильного растворения, коррелирует со снижением распространенности большей части скульптур и штриховок на поверхности кристаллов. Содержание монокристаллов алмаза не снижено по сравнению с выборкой алмазов участка «Нижний» россыпи Эбелях — увеличение долей кристаллов V и VII разновидностей в россыпи Гусиный ручей компенсируется снижением содержания шпинелевых двойников и сростков. Механический износ в среднем повышен. Одним из типоморфных признаков популяции алмазов россыпи Гусиный ручей можно назвать увеличенное содержание алмазов с присутствием серых тонов различной интенсивности в окраске (до половины кристаллов), а также с включениями графита. Доля бесцветных кристаллов составляет лишь 5,9%. Также весьма характерна частая (11,3% кристаллов) встречаемость люминесценции при возбуждении УФ излучением на длине волны 254 нм. Следует также отметить весьма низкую распространенность в россыпи алмазов с доминирующим парамагнитным центром P1 и связанных с ним ассоциаций (P1+ОК1, P1+P2), что нехарактерно для алмазов Анабара.

Доля алмазов, обладающих таким комплексом признаков, частично поступает на участок «Нижний» россыпи Эбелях. Однако можно отметить, что такое природное обогащение увеличивает алмазность этого участка, но не повышает среднее качество и стоимость алмазного сырья.

Финансирование. Работа выполнена по государственной теме «Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения (№ госрегистрации 121061600049-4)».

Благодарности. Коллектив авторов благодарит АК ПАО «АЛРОСА» за предоставленную возможность исследований и публикации данного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. Вып. I. С. 19–36.
- Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 335–353.
- Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1038–1050.
- Вяткин С.В., Гаранин В.К., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д. Распределение алмазов по содержанию А-центров как критерий полигенности месторождения // Новые данные о минералах. 2023. Т. 57, № 3. С. 74–80.
- Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам // Вестн. Моск. ун-та. 2022. Сер. 4. Геология. № 4. С. 84–92.
- Горина И.Ф. О возможном нахождении алмазодносных кимберлитовых трубок в районе Анабарского залива (Море Лаптевых) // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1971. С. 134–136.
- Граханов С.А. К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2000. № 5. С. 212–215.
- Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1191–1201.
- Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Гео, 2007. 457 с.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.
- Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1955. 512 с.
- Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.
- Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В., Бершов Л.В. ЭПР-классификация природных алмазов // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 660–663.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 221 с.
- Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. и др. Локальные вариации изотопов углерода и содержания азота в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН. 2011. Т. 440(1). С. 116–119.
- Dischler B. Handbook of spectral lines in diamond. Berlin: Springer Verlag, 2013. 467 p.
- Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. Berlin: Springer, 2001. 519 p.
- Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., et al. Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform // Lithos. 2016. 265. P. 125–137.

Статья поступила в редакцию 27.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 553.983

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-140-151

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КИНЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА ОДНОЙ СКВАЖИНЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Григорий Геннадьевич Савостин^{1✉}, Мария Леонидовна Махнутина²,
Мария Олеговна Костышина³, Юлия Александровна Коточкова⁴,
Татьяна Витальевна Григоренко⁵, Дарья Андреевна Грязнова⁶,
Ольга Андреевна Емельяненко⁷, Антон Георгиевич Калмыков⁸,
Георгий Александрович Калмыков⁹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.savostin@oilmsu.ru[✉],
<https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.mahnutina@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-3546-1512>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kostyshina99@mail.ru,
<https://orcid.org/0009-0004-3185-4145>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yu.kotchkova@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; grigorenko.tanya@gmail.com,
<https://orcid.org/0009-0005-7598-3245>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d.ivanova@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁷ ООО «БГТ», Москва, Россия; olga.emelianenko@bgtrus.ru, <https://orcid.org/0009-0008-0417-3597>

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В работе приведены результаты кинетического анализа образцов органического вещества баженовской свиты, отобранных из кернового материала одной скважины, находящейся в начале главной зоны нефтеобразования (стадия катагенеза МК₁). Показано, что кинетические характеристики керогена, такие как энергия активации деструкции, частотный фактор, температуры начала и окончания генерации, внутри разреза могут существенно различаться. Диапазон вариации пластовых температур, необходимых для трансформации 50% органического вещества в исследованных образцах, составляет до 27 °С. Полученная разница в моделировании при использовании различающихся кинетических спектров показывает, что представлять весь разрез баженовской свиты как единую однородную по характеристикам органического вещества толщу некорректно и существенно повлияет на точность получаемых бассейновых моделей.

Ключевые слова: кероген, кинетические исследования, пиролиз, баженовская свита, преобразование органического вещества, моделирование генерации углеводородов, Западная Сибирь

Для цитирования: Савостин Г.Г., Махнутина М.Л., Костышина М.О., Коточкова Ю.А., Григоренко Т.В., Грязнова Д.А., Емельяненко О.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Изменчивость кинетических характеристик органического вещества баженовской свиты на примере исследования кернового материала одной скважины в центральной части Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 140–151.

VARIABILITY OF THE KINETIC CHARACTERISTICS OF ORGANIC MATTER OF THE BAZHENOV FORMATION ON THE EXAMPLE OF CORE MATERIAL FROM ONE WELL IN THE CENTRAL PART OF WESTERN SIBERIA

Grigorii G. Savostin^{1✉}, Mariya L. Makhnutina², Mariya O. Kostyshina³, Yuliya A. Kotchkova⁴, Tatyana V. Grigorenko⁵, Darya A. Griaznova⁶, Olga A. Emelyanenko⁷, Anton G. Kalmykov⁸, Georgy A. Kalmykov⁹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.savostin@oilmsu.ru[✉], <https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.mahnutina@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3546-1512>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kostyshina99@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0004-3185-4145>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yu.kotchkova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5004-4832>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; grigorenko.tanya@gmail.com, <https://orcid.org/0009-0005-7598-3245>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d.ivanova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁷ LLC «BGT», Moscow, Russia; olga.emelianenko@bgtrus.ru, <https://orcid.org/0009-0008-0417-3597>

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. The paper presents the results of organic matter (OM) kinetic analysis of 41 the Bazhenov Formation rock samples from one well. The kerogen maturity of all the samples is low (early oil window). According to the results the kinetic characteristics of kerogen, such as activation energy of bonds destruction, frequency factor, generation beginning and end temperature, might vary significantly within one section. The range of temperature variation required to transform 50% of OM in the investigated samples is up to 27 °C. The difference in modeling with different kinetic spectra shows that representing the entire section of the Bazhenov Formation as a single homogeneous rock with same OM is incorrect and will significantly affect the accuracy of the resulting basin models.

Keywords: kerogen, kinetics investigations, pyrolysis, Bazhenov formation, organic matter transformation, hydrocarbons generation modeling, Western Siberia

For citation: Savostin G.G., Makhnutina M.L., Kostyshina M.O., Kotochkova Yu.A., Grigorenko T.V., Griaznova D.A., Emelyanenko O.A., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A. Variability of the kinetic characteristics of organic matter of the Bazhenov Formation on the example of core material from one well in the central part of Western Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 140–151. (In Russ.).

Введение. Изучение органического вещества нефтегазоматеринских толщ является важным аспектом направления геологии, посвященного горючим ископаемым. Понимание процессов накопления керогена и его преобразования помогает повысить эффективность поиска новых месторождений и увеличить точность подсчета запасов и ресурсов как на новых, так и на находящихся в разработке территориях. Под керогеном чаще всего понимают твердое органическое вещество (ОВ), нерастворимое в органических растворителях [Конторович и др., 2018]. Для изучения процессов его преобразования выделяют три группы методов: пиролиз в закрытых, полузакрытых и открытых системах [Burnham, 2017]. В рамках последнего метода разработана методология получения кинетического спектра деструкции керогена [Галушкин, 2007]. Кинетический спектр в данном контексте представляет собой распределение лабильной массы керогена по энергиям активации при определенном частотном факторе, полученном из уравнения Аррениуса. Таким образом, это набор кинетических характеристик керогена, который позволяет моделировать преобразование ОВ в ходе геологической термальной истории в специализированных программах по бассейновому моделированию [Peters, et al., 2018]. Бассейновое моделирование — один из наиболее распространенных методов ГРП, позволяющих проводить качественный прогноз зон накопления УВ и количественную оценку ресурсов [Галушкин, 2007; Морозов и др., 2016]. Достоверность прогнозов фазового состава и количества аккумулированных УВ во многом зависит от кинетики деструкции ОВ. Зачастую при бассейновом моделировании для всей нефтегазоматеринской толщи (НГМТ) используется единый кинетический спектр [Дешин, Бурштейн, 2018; Санникова и др., 2019]. Но более детальные геохимические исследования при бассейновом моделировании показывают, что кинетические спектры для одной НГМТ могут отличаться как по площади, так и по разрезу [Санникова, 2017]. И даже наличие

кинетического спектра, восстановленного по одному из образцов изучаемой площади, не гарантирует лучшей сходимости модели с фактическими результатами [Санникова и др., 2019].

Данное исследование посвящено изучению ОВ баженовской свиты (БС), которая является главной нефтегазоматеринской толщей на территории Западной Сибири. Изучению кинетических характеристик ОВ БС посвящен целый ряд работ [Волков и др., 2017; Кашапов и др., 2019, 2020, 2022; Санникова и др., 2019; Leushina, et al., 2021 и др.]. В этих работах достаточно подробно описывалось изменение кинетических характеристик керогена БС в зависимости от степени его катагентической зрелости, влияние кинетических спектров на результаты бассейнового моделирования, а также предлагались новые подходы по математической обработке пиролитических данных. Однако большая часть подобных исследований посвящена изменчивости характеристик керогена по территории. В то же время в работах, посвященных изучению мацерального состава БС, было показано, что состав ОВ может изменяться не только по латерали, но также имеет определенные вариации вдоль самого разреза [Топчий и др., 2019; Пронина и Вайтехович, 2021; Марунова и др., 2023 и др.]. При этом на форму кинетического спектра может влиять как тип керогена, так и разное соотношение отдельных мацералов [Pepper and Corvi, 1995; Sundararaman, et al., 1992].

Целью данной работы является изучение кинетических характеристик ОВ по разрезу БС на примере одной скважины, находящейся в начале главной зоны нефтеобразования (начало МК₁). Информация об изменении характеристик ОВ БС вдоль разреза и механизме его преобразования в зависимости от пластовой температуры покажет, правомерно ли использовать единый кинетический спектр для всего разреза, даст набор данных для проведения бассейнового моделирования с более высокой точностью и позволит рассмотреть подходы для корректного расчленения разреза и прогноза процессов генерации нефти и газа.

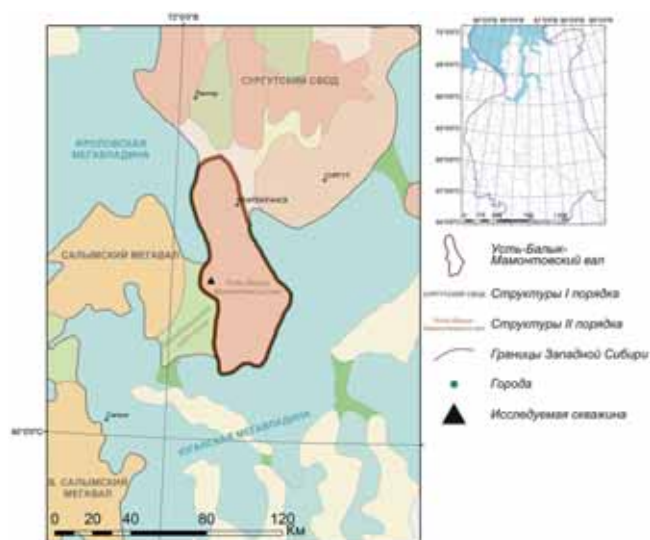


Рис. 1. Расположение участка на тектонической карте осадочного чехла Западной Сибири по [Атлас ..., 2004] с дополнениями

Объект исследования. Исследуемая скважина расположена в центральной части Западной Сибири и в тектоническом отношении приурочена к южному продолжению Сургутского свода — структуре II порядка Усть-Балык-Мамонтовскому валу (рис. 1) [Атлас ..., 2004].

Общая толщина отбора кернового материала составила 30,08 м. Сама БС охарактеризована керном не полностью — отсутствуют нижняя часть баженовских отложений. По всему разрезу отобран 41 образец с целью охарактеризовать различные органосодержащие интервалы, выделяющиеся по пиролитическим и литологическим характеристикам.

Методика. Сорок один образец истирали до состояния пудры, после чего методом горячей экстракции хлороформом в аппарате Сокслета из него удалили все биутумоиды [ASTM D5369-93(2008)e1]. На экстрагированных образцах выполнен пиролиз методом Rock-Eval [Espitalie and Bordenave, 1993] на пиролизаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies, USA).

На всей коллекции образцов выполнены кинетические исследования на пиролизаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies, USA). Каждый образец подвергался программированному пиролизу при пяти скоростях нагрева: 3, 5, 10, 30 и 50 °C/мин в диапазоне 300–650 °C [Burnham, 2017]. Полученные пиролитические кривые обрабатывались в программе KINETICS2015 (GeoIsoChem Corporation, USA) с использованием дискретного метода анализа. В результате получены данные о распределении лабильной массы керогена по энергиям активации (E_a) при расчетном предэкспоненциальном множителе (A) из уравнения Аррениуса:

$$k = A \cdot e^{-\frac{E_a}{RT}},$$

где k — скорость химической реакции (c^{-1}), E_a — энергия активации (кал/моль), R — универсальная

газовая постоянная ($1,987 \text{ кал} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{моль}^{-1}$), A — предэкспоненциальный множитель (c^{-1}), а T — температура (К).

Для оценки преобразования керогена с полученными кинетическими характеристиками в процессе генерации в ПО TemisFlow™ для каждого образца смоделирована трансформация ОВ в условиях природных скоростей прогрева, составляющих 2 °C/млн лет, что соответствует нагреву от 10 (температура в основании баженовской толщи после ее накопления) до 300 °C (температура начала подстадии апокатагенеза [Фролов, 1992]) за 145 млн лет (от начала раннемелового периода до современного времени). Также была построена 1D модель скважины, представляющая сочетание структурно-литологической модели с ее изменениями в ходе геологического развития и геотермической модели. Структурной основой служат стратиграфические отбивки по скважине. Литологическая модель создана на основании стандартной библиотеки литотипов в программном обеспечении TemisFlow™, в соответствии с данными по скважине. «Кинематическая» модель определяет геометрические изменения разреза и учитывает изменения палеобатиметрии (в соответствии с литологическим составом пород и литературными данными по палеогеографии), уплотнение пород при погружении (принцип бэкстриппинга, реализованный в ПО) и наличие перерывов осадконакопления и эрозий (оценивались по наличию несогласий на керне и по литературным данным).

Для того, чтобы искусственно смоделировать повышенную катагенетическую преобразованность разреза скважины, были созданы дополнительные сценарии моделирования, где к настоящему времени тепловой поток в основании осадочного чехла повышался до 66–70 мВ/км².

Результаты и обсуждение. По результатам литологического описания установлено, что в разрезе БС присутствуют 3 пачки (3–5) в соответствии с работами И.В. Панченко [Панченко и др., 2013; 2016], Г.А. Калмыкова [2016], Н.С. Балускиной [2011] и других исследователей, а также верхняя переходная зона от баженовской к сортымской свите (рис. 2).

Начинается разрез с III пачки, сложенной кероген-глинисто-кремниевыми разностями с прослоями и линзами радиоляритов. Радиоляритовые прослои, как правило, неравномерно карбонатизированы и на некоторых участках перекристаллизованы до халцедонитов (рис. 3). Прослеживаются также костеносные горизонты, содержащие обилие ихтиодетрита, онихитов, фрагментов и цельных скелетов радиолярий, а также биокласты двустворчатых моллюсков.

III пачка согласно перекрывается отложениями IV пачки, представленными глинисто-кремниевыми разностями с многочисленными раковинами двустворок. Остатки двустворок формируют прослои толщиной 0,5–2 см, раковины как правило цельные (рис. 3).

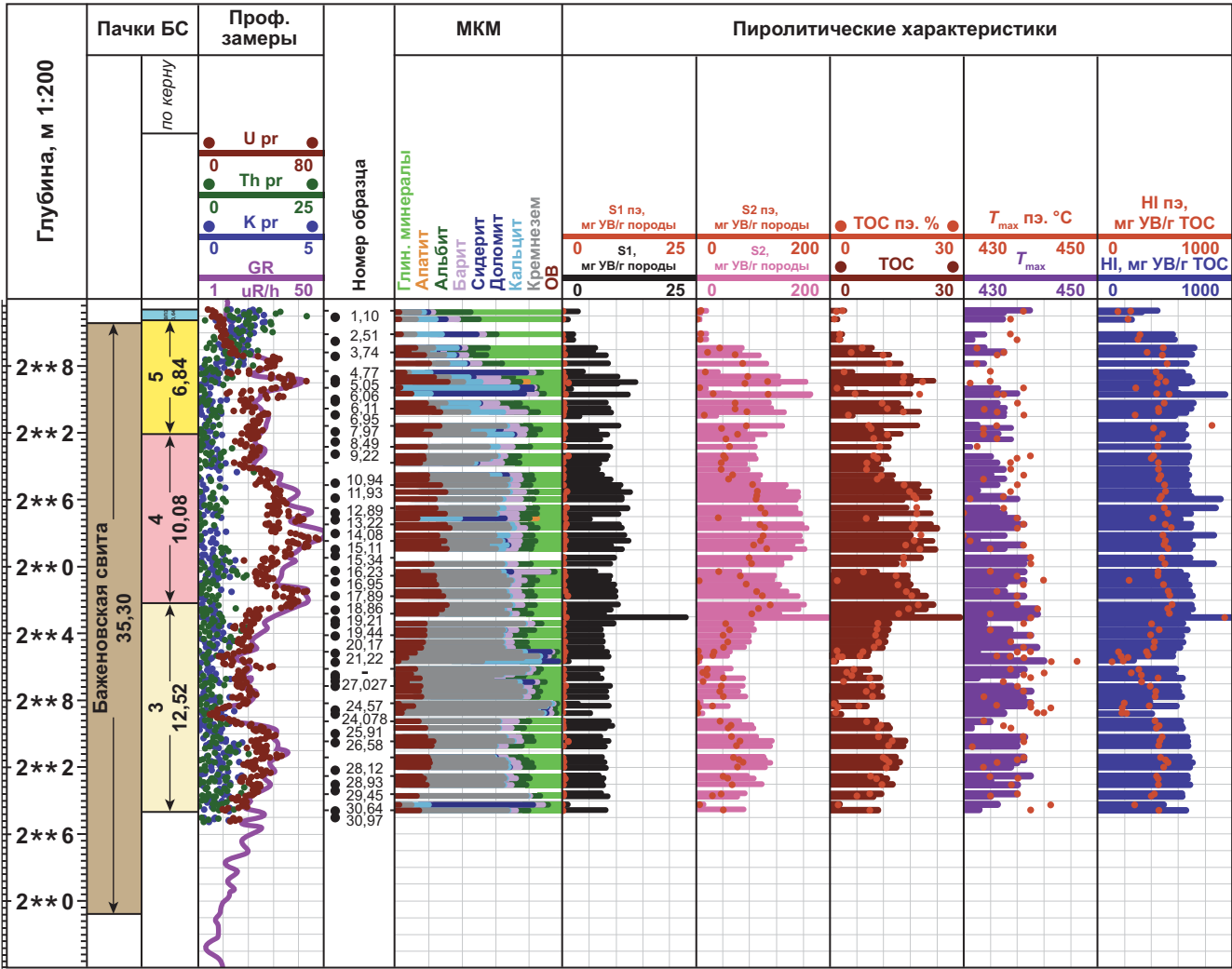


Рис. 2. Геолого-геохимический планшет с выбранными образцами для проведения кинетических исследований

Выше залегают породы V пачки — керогеново-кремнисто-глинистые разности с многочисленными карбонатными конкрециями и прослоями (рис. 3). По разрезу отмечается также карбонатизация, частично связанная с содержанием карбонатных скелетов кокколитофорид и кальцисфер в матриксе породы.

Выше разрез сложен кремнисто-глинистыми разностями с пониженными значениями ТОС относительно подстилающих пачек (1–2% против 11% в среднем по данным пиролиза) (рис. 3).

Отдельно отмечается изменение содержания бария вдоль изучаемого разреза. Наиболее низкие количества характерны для III пачки (около 2400 ppm), около границы с IV они начинают расти, среднее количество Ва в IV пачке составляет 3730 ppm. В V пачке содержание Ва варьирует от 740 до 7530 ppm, при этом максимальные количества зафиксированы для образцов со вторичной карбонатизацией. Главными минералами-концентрами данного элемента являются баритокальцит ($\text{Ba-Ca}(\text{CO}_3)_2$) и виттерит (BaCO_3), в меньшей степени встречаются барит (BaSO_4) и алюмосиликат бария, предположительно, относящиеся к цеолиту — гар-

мотому ($\text{Ba}_2(\text{Si}_{12}\text{Al}_4)\text{O}_{32} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$). Подобная минералогия может возникать за счет вторичных преобразований и растворения барита при повышении восстановительных условий [Юдович и Кёртис, 1988]. Вторая возможная причина образований карбонатов и цеолитов бария — это гидротермальные процессы [Gottardi and Galli, 1985; Tang, et al., 1998; Bish and Ming, 2001; Liu, et al., 2007]. Важно отметить, что гидротермальные процессы, которые могли определять вторичные преобразования барита, могут также влиять в том числе и на ОБ, содержащееся в породах, приводя к его частичному преобразованию и изменению структуры.

Таким образом, изучаемый разрез имеет близкое к описанным ранее разрезам БС строение [Панченко и др., 2013; 2016]. В то же время было установлено, что для него характерны вариации остатков ОБ: наличие двустворок, кокколитофорид, ихтиодетрита, онихитов, фрагментов и цельных скелетов радиолярий. При этом в нем также фиксируется минералогические изменения, образовавшиеся за счет вторичных процессов, что также могло повлиять на изменение ОБ.

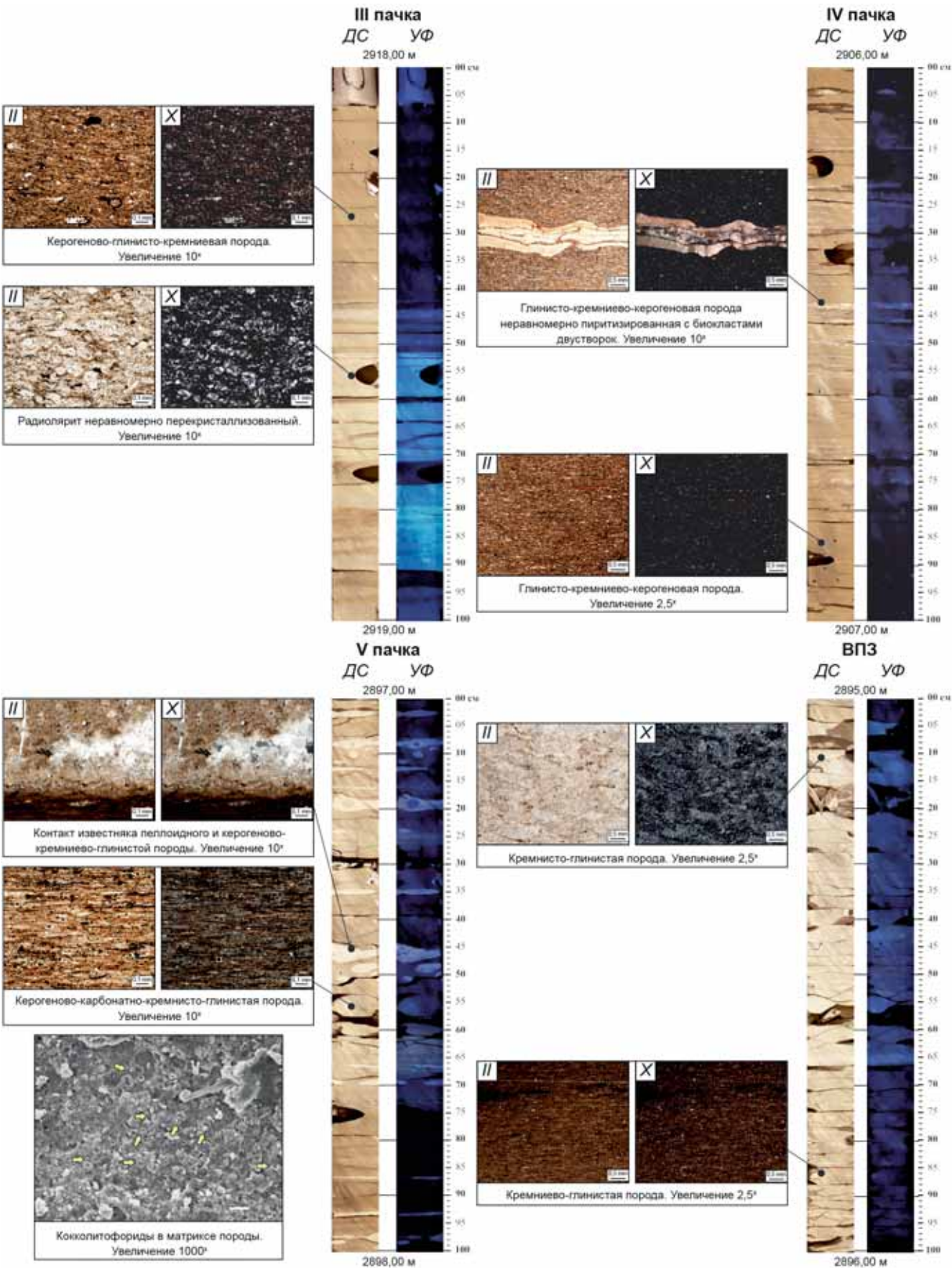


Рис. 3. Строение разреза исследуемой скважины с фотографиями керна и шлифов. ДС — дневной свет, УФ — ультрафиолетовый свет, ВПЗ — верхняя переходная зона от баженовской свиты к сортымской. Фотографии шлифов: // — параллельные николи, X — скрещенные николи; белый прямоугольник при увеличении 2,5х–0,5 мм, при увеличении 10х–0,1 мм. Фотография под растровым электронным микроскопом, желтые стрелки — кокколитофориды

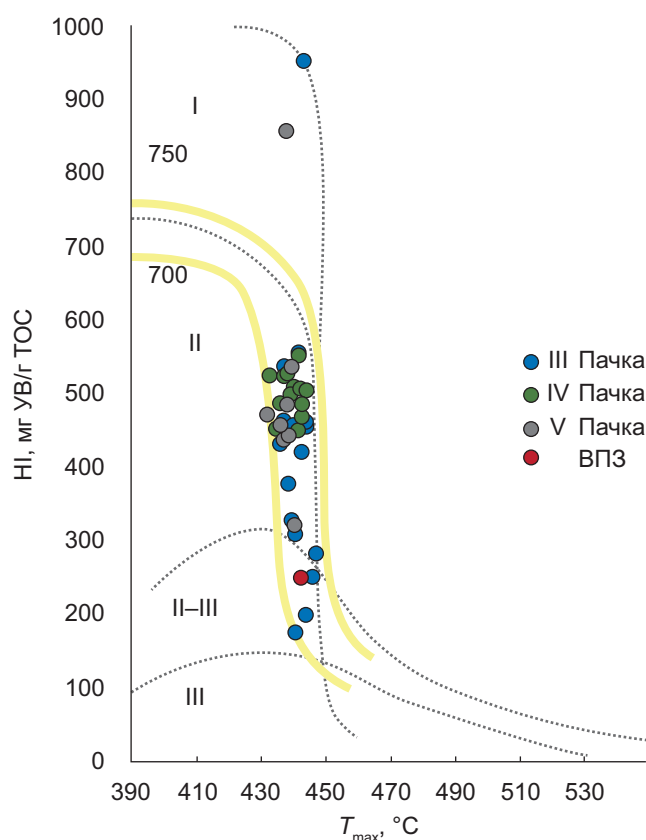


Рис. 4. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена ([Козлова и др., 2015] с изменениями) со значениями пиролизических исследований после экстракции

Пиролитические характеристики ОВ исследуемых образцов после экстракции представлены в табл. 1. Тридцать изучаемых образцов характеризуются водородным индексом от 420 до 556 мг УВ/г ТОС, а параметр $T_{\max}$ — от 429 до 440 °С, при средних величинах 485 мг УВ/г ТОС и 436 °С соответственно (рис. 4). При этом генерационный потенциал керогена (S2) в них варьирует от 14,2 до 110,8 мг УВ/г породы, а ТОС — от 3,2 до 20,2 мас.%, при средних значениях 62,3 мг УВ/г породы и 13,6 мас.% (рис. 5). Образцы, для которых был зафиксирован более высокий HI в 950 и 856 мг УВ/г ТОС, согласно литологическому описанию, содержат твердый битум. Более низкие пиролитические параметры характерны для образца из ВПЗ, одиночного образца из V пачки и отдельных образцов из III пачки, которые были отобраны из различных костеносных прослоев.

Согласно углепетрографическим исследованиям ОВ в образцах, попавших в главную группу по пиролитическим параметрам, представлено смесью битуминита и фрагментов онихит в разных пропорциях. Среди других мацералов также зафиксированы единичные фрагменты альгинита и различные биокласты, что согласуется с литологическим описанием изучаемых пород.

Большая часть изучаемых образцов имеет схожие пиролитические параметры. Некоторые вариации значений будут объясняться разным соотношением отдельных мацералов, в первую очередь битуминита

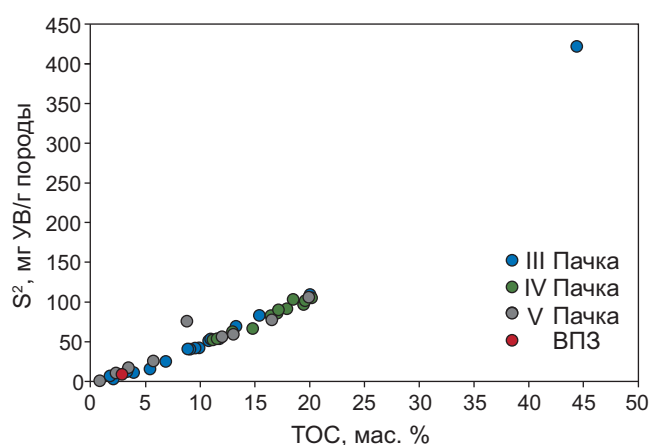


Рис. 5. Отношение параметров S2-ТОС в исследуемых образцах. Цветом показаны пачки, из которых был произведен отбор образцов

и фрагментов онихит. При этом варьирует и параметр Тmax, что может свидетельствовать о различной преобразованности данных образцов. Наличие твердого битума приводит к повышению НI, а образцы, отобранные из разных костеносных горизонтов, показывают более низкие пиролитические параметры. Таким образом, наблюдается вариация параметров по разрезу и внутри отдельных пачек.

Кинетические характеристики исследуемых образцов также показывают широкий диапазон вариаций. Так, предэкспоненциальный множитель (A), полученный для ОБ III пачки, варьирует от $7,75 \times 10^{12}$ до $3,49 \times 10^{14} \text{ с}^{-1}$, а средняя энергия активации (E_a) — от 51 до 56 ккал/моль. Предэкспоненциальный множитель, полученный для ОБ IV пачки, варьирует от 5×10^{12} до $2,98 \times 10^{14} \text{ с}^{-1}$, а средняя E_a — от 53 до 56 ккал/моль. Для ОБ V пачки вариации A составили $2,68 \times 10^{13}$ – $2,34 \times 10^{15} \text{ с}^{-1}$, а E_a — от 52 до 58 ккал/моль. Кинетический спектр образца из ВПЗ характеризуется $A = 1,73 \times 10^{13} \text{ с}^{-1}$ и $E_a = 52$ ккал/моль. Большая часть полученных спектров имеет ярко выраженную асимметричную форму с отсутствием низкоэнергетических связей. Выделяется образец твердого битума под номером 19,44, где 84% связей приходится на единую энергию активации (рис. 6). При этом наибольшие значения средней E_a и A получены для образца 5,05, который содержит наибольшее количество карбонатов в своем составе, значения составили 58 ккал/моль и $2,34 \times 10^{15} \text{ с}^{-1}$ соответственно.

Для оценки влияния пластовой температуры на преобразование ОВ образцы с полученными кинетическими спектрами были заложены в 1D модель в условиях природных скоростей нагрева ($2^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$). Наиболее активное преобразование ОВ в большей части образцов происходит в температурном диапазоне от 135 до 150°C . В единичных образцах отмечается как более низкотемпературная, так и более высокотемпературная генерация УВ. Полученные типичные группы кинетических схем представлены в табл. 2. Некоторые из полученных кинетических

Таблица 1

Пиролитические параметры исследуемых образцов

Номер образца	Расположение	S2, мг УВ/г породы	ТОС, мас. %	$T_{\max}$, °C	НІ, мг УВ/г ТОС
1,1	ВПЗ	6,7	2,7	439	249
2,51	V пачка	7,0	2,2	437	320
3,74	V пачка	57,9	11,9	435	485
4,77	V пачка	14,2	3,2	434	439
5,05	V пачка	77,9	16,6	429	470
6,06	V пачка	25,4	5,7	435	444
6,11	V пачка	108,0	20,1	436	537
6,95	V пачка	59,1	12,9	433	457
7,97	V пачка	75,3	8,8	435	856
8,49	IV пачка	62,8	12,9	433	486
9,22	IV пачка	50,5	11,2	432	452
10,94	IV пачка	54,2	11,6	439	469
11,93	IV пачка	91,6	17,9	437	511
12,89	IV пачка	97,5	19,5	436	500
13,22	IV пачка	103,1	19,6	430	525
14,00	IV пачка	102,4	18,5	438	552
15,11	IV пачка	86,3	17,0	439	506
15,34	IV пачка	105,9	20,2	434	524
16,23	IV пачка	83,3	16,5	440	505
16,95	IV пачка	66,8	14,8	438	450
17,89	IV пачка	90,8	17,2	435	528
18,68	III пачка	110,8	19,9	438	556
19,21	III пачка	83,2	15,5	434	537
20,17	III пачка	49,7	10,7	434	464
19,44	III пачка	421,7	44,4	440	950
21,22	III пачка	42,	10,0	439	421
21,73	III пачка	25,6	6,8	435	377
21,077	III пачка	3,6	2,0	437	176
22,055	III пачка	16,87	5,4	437	309
22,075	III пачка	9,7	3,9	442	251
23,07	III пачка	41,3	9,1	440	455
23,027	III пачка	10,4	3,2	436	329
24,57	III пачка	41,5	9,6	433	432
24,078	III пачка	1,8	0,9	440	199
25,91	III пачка	51,5	11,3	436	457
26,58	III пачка	52,8	10,9	439	485
28,12	III пачка	69,4	13,2	435	525
28,93	III пачка	40,7	9,2	434	443
29,45	III пачка	53,8	11,7	437	458
30,64	III пачка	5,1	1,8	443	282
30,97	III пачка	41,2	8,9	440	461

схем были объединены на основе сходства распределения энергий активации (одинаковые энергии активации, при которых реализуется максимальная доля исходного генерационного потенциала $\max E_a$, близкие формы спектров), частотных факторов, кривых трансформации ОВ и расходования НІ с ростом температуры (рис. 7). В различных образцах БС исследуемой скважины общий диапазон вариации температур, необходимых для преобразования ОВ до равной степени трансформации в интервале наиболее интенсивной генерации (TR от 10 до 90%), лежит в диапазоне значений 24–29 °C (рис. 8).

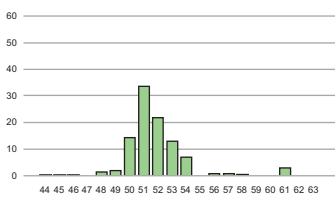
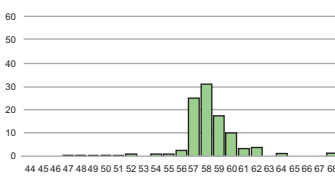
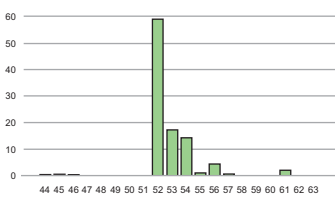
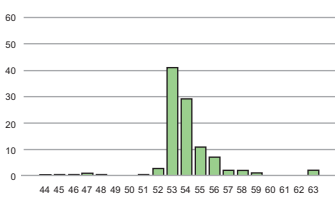
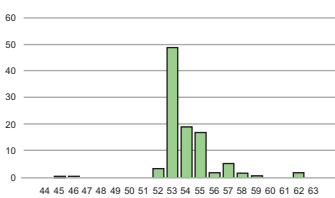
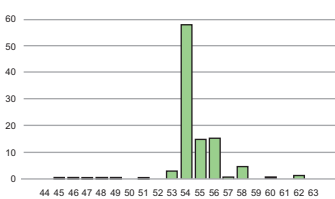
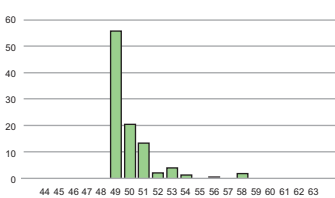
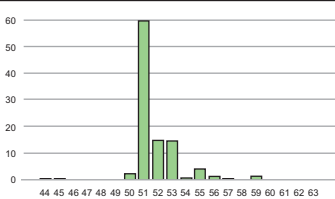
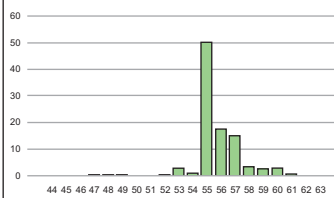
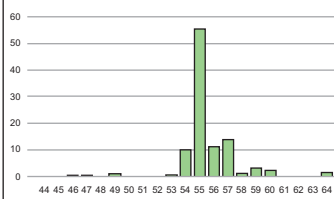
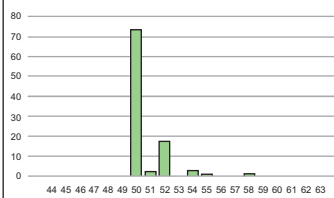
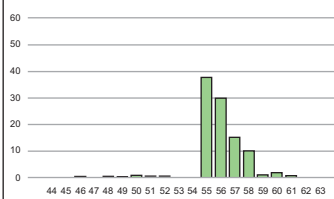
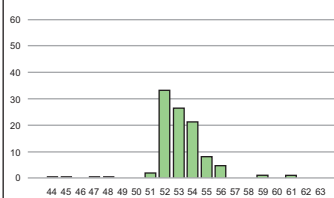
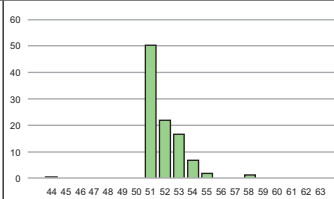
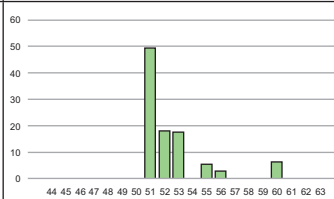
По результатам 1D моделирования в реально существующих термодинамических условиях, откалиброванных по фактическим замерам пластовых температур и давлений в скважине, а также по пересчитанному показателю отражения витринита вдоль всего разреза скважины, катагенетическая преобразованность баженовских отложения соответствует отражательной способности витринита $R_o = 0,64\%$, что по шкале Н.Б. Вассоевича соответствует градации МК₁. При этом ОВ на текущий момент преобразовались не более чем на 4–6%. Однако на территории Западно-Сибирского бассейна многими исследователями достоверно установлены зоны, где баженовские отложения преобразованы до стадий катагенеза МК₃ и выше [Фомин, 2011; Калмыков и др., 2019]. Поэтому для оценки процесса преобразования ОВ с различными кинетическими характеристиками были просчитаны 1D модели с большей степенью прогрева осадочного чехла.

В этой серии сценариев было сделано допущение, что к современному моменту отражательная способность витринита в кровле баженовских отложений составляет $R_o = 1\%$, что соответствует середине градации катагенеза МК₃. Такая степень преобразованности достигается путем повышения теплового потока в основании осадочного чехла от момента накопления баженовских отложений до современности (от 145 до 0 млн лет) до значения 66,6 мВт/м². Результаты моделирования показывают, что степень преобразования баженовского ОВ к середине градации катагенеза МК₃ варьирует от 15,4 до 84,1%. 5 из 15 моделируемых типов преобразуются менее чем на 50%, для преобразования половины исходного органического вещества в них тепловой поток должен достигать 70–74 мВт/м².

При отсутствии измерения кинетических характеристик на незрелых образцах исследуемых НГМТ для бассейнового моделирования используются библиотечные кинетические спектры пород-аналогов, исходя из схожести типа керогена и/или обстановок осадконакопления. В сравнении с библиотечными кинетическими спектрами Menil-2002 ТП(В), модифицированный IFP [Behar, et al., 1997] и ТП(В) [Perrier and Corvi, 1995], часто используемые для моделирования преобразования ОВ БС [Дешин, Бурштейн, 2018; Санникова и др., 2019], полученные кинетические спектры отличаются пониженной

Таблица 2

Характеристика выделенных по кинетическим характеристикам типов ОБ

№	Образец	Кинетическая схема	Частотный фактор A (c^{-1})	$max E_a$ ккал/моль	TR (%) при $R_0 = 1\%$
1	1,1		1,73E+13	51	72,6
2	5,05		2,34E+15	58	15,4
3	6,95		3,83E+13	52	68,5
4	7,97		9,02E+13	53	52,9
5	8,49		7,71E+13	53	52,3
6	9,22		1,54E+14	54	43,8
7	11,93		5,01E+12	49	87,1
8	13,22		1,81E+13	51	78,0
№	Образец	Кинетическая схема	Частотный фактор A (c^{-1})	$max E_a$ ккал/моль	TR (%) при $R_0 = 1\%$
9	15,34		2,98E+14	55	28,1
10	17,89		2,72E+14	55	32,1
11	20,17		7,75E+12	50	84,1
12	21,73		3,49E+14	55	24,8
13	22,075		4,28E+13	52	56,4
14	23,027		1,82E+13	51	72,6
15	24,57		1,54E+13	51	65,7

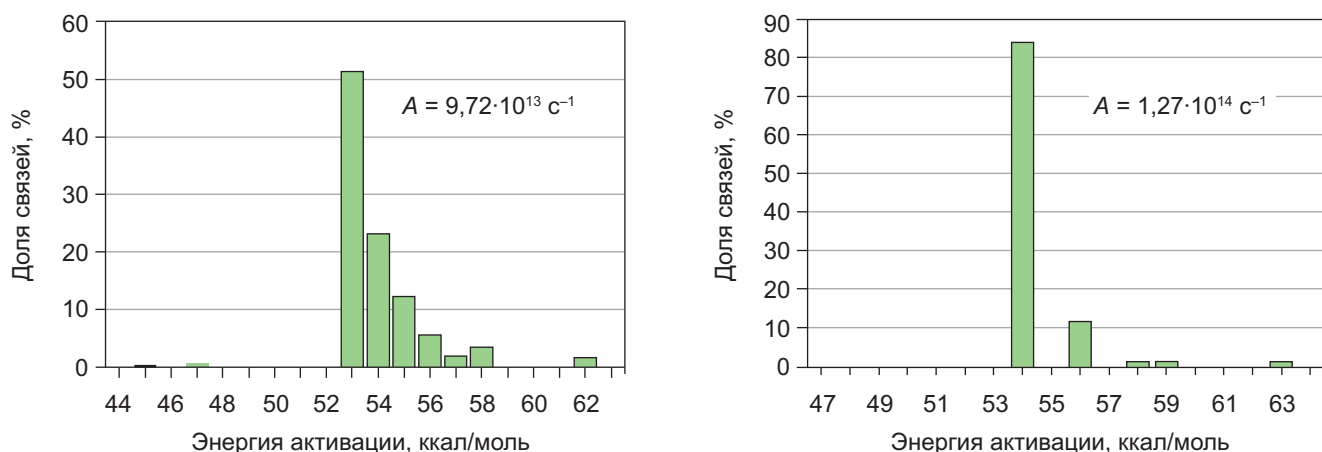


Рис. 6. Примеры полученных кинетических спектров для образца 3,74 (слева) и 19,44 (справа)

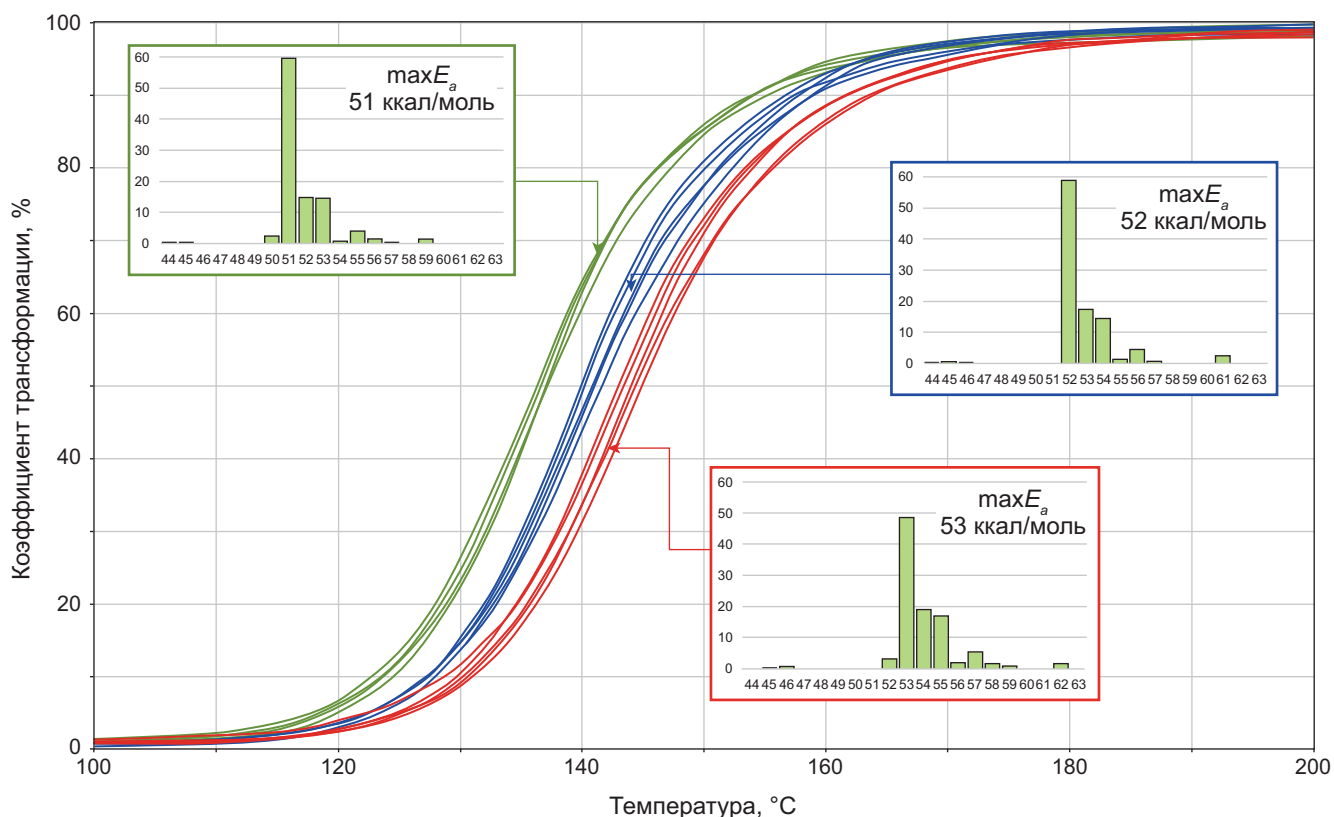


Рис. 7. Примеры объединения образцов в группы

долей низкотемпературных реакций и более узким температурным диапазоном трансформации ОВ. Вероятно, это связано с частичным преобразованием ОВ исследуемого разреза. В пользу этого также свидетельствует то, что средний НИ для выбранных образцов составляет 460 мг УВ/г ТОС, а $T_{\max}$ равен 436°C. Таким образом, частичное преобразование привело к уменьшению низкоэнергетических связей, что привело к видимой асимметрии кинетических спектров.

Результаты исследований кинетических характеристик 29 образцов НГМТ из различных нефтегазоносных бассейнов и стратиграфических интервалов, содержащих кероген преимущественно II типа, показали, что температурный интервал достижения

трансформации половины исходного ОВ ($TR = 50\%$) составляет порядка 30°C [Peters, et al., 2006]. Проведенное моделирование баженовских отложений показывает, что аналогичный интервал вариации температур может наблюдаться даже в разрезе одной скважины, указывая на сильное влияние кинетических характеристик трансформации ОВ на протекание процессов генерации. Так, к середине градации катагенеза МК₃ четверть из всех исследованных образцов не расходует половины исходного генерационного потенциала, в то время как ряд образцов вырабатывает свой генерационный потенциал на >80–85%. Для разных образцов также отличается и водородный индекс, что в сочетании с различной кинетикой преобразования может приводить к су-

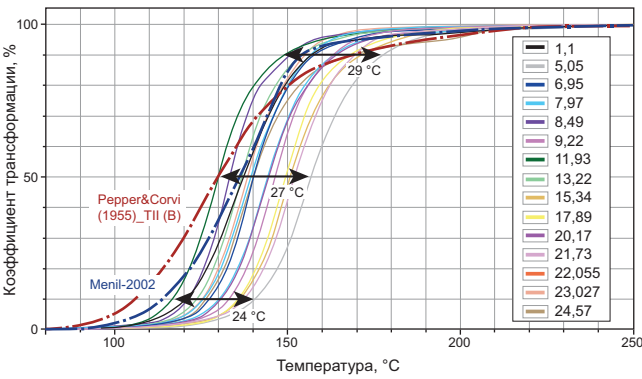


Рис. 8. Изменение TR с ростом температуры

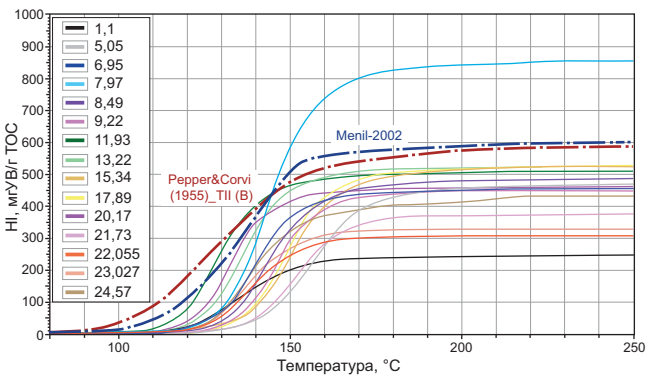


Рис. 9. Расхождение HI с ростом температуры

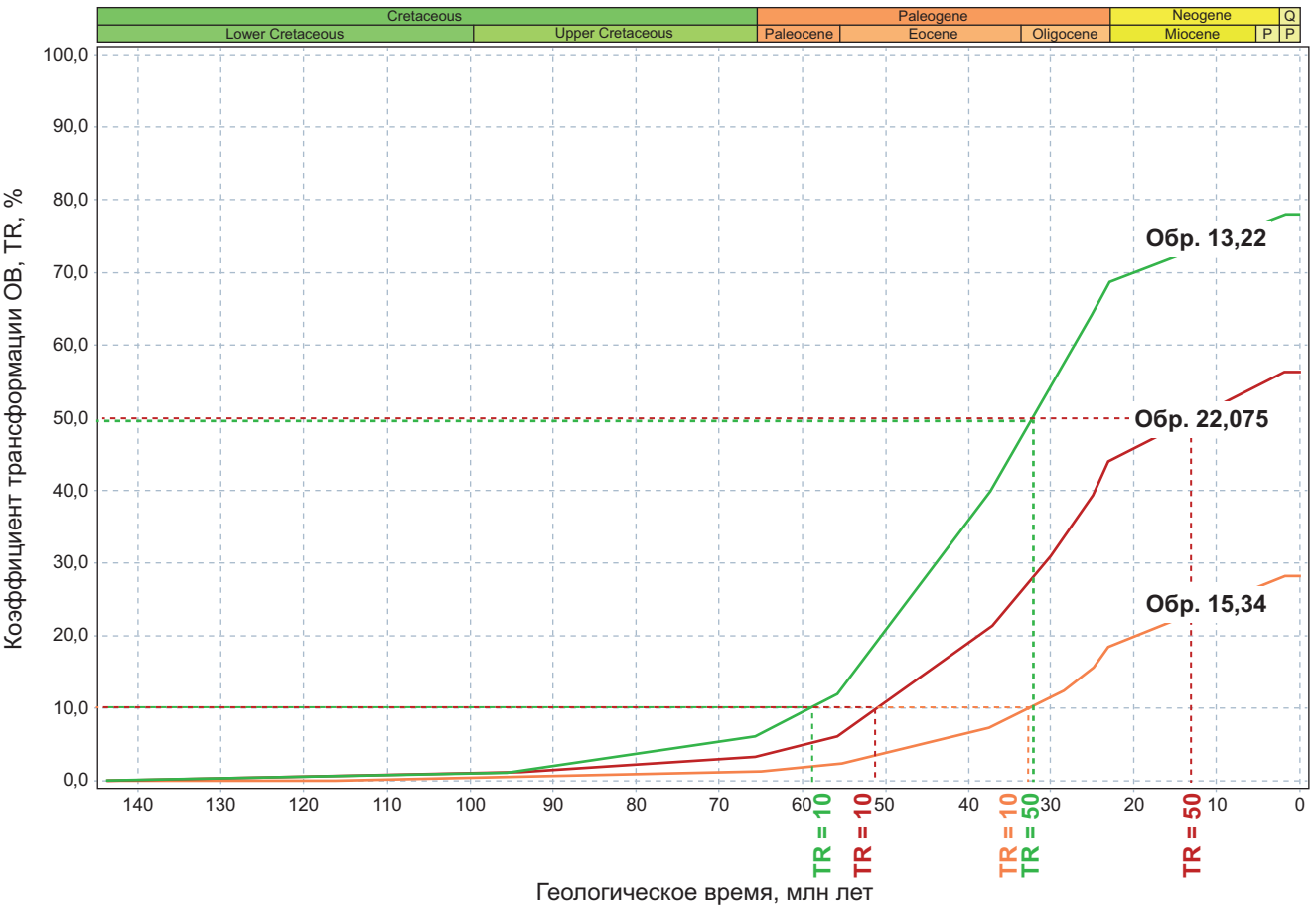


Рис. 10. Примеры графиков погружения для образцов с различными кинетическими характеристиками

щественной разнице в количественной оценке масс образовавшихся УВ на различных этапах трансформации (рис. 9). Кроме того, на графиках погружения видно, что активная трансформация для образцов с различными кинетическими характеристиками начинается в различное время (рис. 10). Этот факт крайне важно учитывать при дальнейшей оценке возможности формирования залежей, была ли сформирована ловушка к моменту начала эмиграции УВ. А также при оценке их дальнейшей сохранности, так как наличие структурных перестроек после начала активной генерации и эмиграции может привести к расформированию образовавшихся скоплений и потере части образованных УВ.

Исходя из того, что большая часть ОВ в исследуемых образцах представлена смесью фрагментов онихитов и битуминита в разных пропорциях, это может влиять на полученные спектры. Однако наличие иных мацералов также приводит к изменению формы спектра и вариаций энергий активаций, что наблюдается для образцов, содержащих твердый битум, или тех, где ОВ отбиралось из костеносных горизонтов. Также, по всей видимости, иной минеральный состав пород оказывает влияние на результаты кинетических исследований. Так, в образцах V пачки для карбонатсодержащих образцов наблюдаются более низкие содержания ОВ и более высокие энергии активации.

Заключение. Вскрытый разрез баженовской свиты сложен керогеново-глинисто-кремневыми разностями. В нижней части отмечаются прослои радиоляритов карбонатизированных, в средней части наиболее повышенное содержание ОВ (ТОС до 20%) с многочисленными прослоями двустворчатых моллюсков. Выше отмечаются керогеново-карбонатно-кремнево-глинистые породы с остатками кокколитофорид и многочисленными карбонатными конкрециями. Перекрывается свита глинистыми и кремнисто-глинистыми отложениями верхней переходной зоны. Вдоль всего разреза варьирует содержание ОВ и отдельных мацералов, что наблюдается по результатам литологических, углепетрографических и пиролитических исследований.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что кинетические характеристики ОВ изучаемого разреза БС в исследуемой скважине неодинаковы. В первую очередь на это, по всей видимости, влияет разное соотношение главных мацералов — битуминита и фрагментов онихит. При этом наличие другого ОВ (альгинита, ихтиодетрита, твердого битума и остатков радиолярий) также приводит к вариациям кинетических параметров. Одна из проблем видится в том, что ОВ по своей природе преобразуется неравномерно и с разной скоростью. Так, альгинит и битуминит будут преобразовываться раньше фрагментов онихит [Марунова и др., 2023]. При этом используемый дискретный метод хоть и является наиболее распространенным в кинетическом анализе, дает усредненный результат и не позволит разделить в смеси ОВ, характеризующееся

разными кинетическими параметрами [Burnham, 2017; Sundararaman, et al., 1992].

Полученная разница в моделировании при использовании различающихся кинетических спектров показывает, что попытка представить весь разрез БС как единую однородную породу с большой долей вероятности приведет к погрешностям. Наиболее активное преобразование ОВ в большей части образцов происходит в температурном диапазоне от 135 до 150 °С, при этом наименьшие температуры, необходимые для преобразования, составляют около 120 °С. Отчасти это связано с частичной преобразованностью ОВ, однако, достаточно высокие значения водородного индекса, свидетельствуют о том, что большая часть генерационной способности керогена еще не была реализована.

Подробные литологические, пиролитические и углепетрографические исследования могут способствовать уменьшению необходимой выборки для кинетических исследований ОВ БВУФ. Понимание кинетики преобразования разных мацералов является важной целью будущих работ, так как они смогут сильно способствовать уточнению новых и уже существующих бассейновых моделей.

Финансирование. Литологические исследования выполнены в рамках проекта «Оценка ресурсов трудноизвлекаемых углеводородов и разработка инновационных методов их освоения» АААА-А16-116033010113-2. Изучение органического вещества выполнено при поддержке Российского научного фонда, проект № 24-13-00197.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Под ред. Э.А. Ахпатовой, В.А. Волкова, В.Н. Гончарова и др. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

Балушкина Н.С. Литофизическая типизация и нефтеносность пород баженовского горизонта в зоне сочленения Сургутского и Красноленинского сводов: Автореф. дисс. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2011. 27 с.

Волков В.А., Сидоров А.А., Алейникова Е.А. О кинетических характеристиках органического вещества баженовской свиты // Недропользование XXI век. 2017. № 5. С. 30–38.

Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 457 с.

Дешин А.А., Буриштейн Л.М. Оценка масштабов генерации углеводородов в средне-верхнеюрских отложениях севера Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13, № 3. С. 1–17.

Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности: Дисс. ... канд. геол.-минер. н. М.: МГУ, 2016. 391 с.

Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите

и особенности их распространения // Георесурсы, 2019. Т. 21, № 2. С. 159–171.

Кашапов Р.С., Гончаров И.В., Обласов Н.В. и др. Новый подход к кинетическим исследованиям органического вещества баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2020. № 3. С. 51–59.

Кашапов Р.С., Гончаров И.В., Обласов Н.В. и др. Кинетические исследования органического вещества баженовской свиты // Успехи органической геохимии. 2022. С. 105–107.

Кашапов Р.С., Обласов Н.В., Гончаров И.В. и др. Определение кинетических параметров пиролитической деструкции органического вещества нефтегазоматеринских пород // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14, № 1. С. 1–20.

Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.

Конторович А.Э., Пономарева Е.В., Буриштейн Л.В. и др. Распределение органического вещества в породах баженовского горизонта (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 3. С. 357–371.

Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Эволюция биокластов при катагенезе в породах баже-

новского горизонта на территории фроловской нефтегазоносной области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. Т. 1, № 5. С. 87–95.

Морозов Н.В., Беленькая И.Ю., Жуков В.В. 3D моделирование углеводородных систем баженовской свиты: детализация прогноза физико-химических свойств углеводородов // Геология и геолого-разведочные работы. Вып. 01. 2016. С. 38–45.

Панченко И.В., Вишневская В.С., Калмыков Г.А. и др. Новые данные по биостратиграфии абалакской и баженовской свит Широкого Приобья, полученные на основе комплексного изучения макро- и микрофаунистических остатков // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское Собрание. 2013. С. 162–165.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.

Пронина Н.В., Вайтхович А.П. Прямые признаки нефтеобразования в породах баженовской свиты // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 152–157.

Санникова И.А., Большакова М.А., Ступакова А.В. и др. Моделирование масштабов генерации углеводородных флюидов доманиковой нефтематеринской толщи Тимано-Печорского бассейна с использованием различных кинетических спектров деструкции органического вещества // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 65–79.

Санникова И.А., Ступакова А.В., Большакова М.А. и др. Региональное моделирование углеводородных систем баженовской свиты в Западно-Сибирском бассейне // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 203–212.

Топчий М.С., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Распределение органического вещества в породах баженовской высокоуглеродистой формации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 46–56.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 331 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

ASTM D5369-93(2008)e1. Standard Practice for Extraction of Solid Waste Samples for Chemical Analysis Using Soxhlet Extraction. West Conshohocken, Pennsylvania: ASTM International. 2016. 7 p.

Behar F., Vandenbroucke M., Tang Y., et al. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation // Organic geochemistry. 1997. Vol. 26. № 5–6. P. 321–339.

Bish D.L., Ming D.W. (ed). Natural zeolites: occurrence, properties, applications // De Gruyter. 2001. Vol. 45. 668 p.

Burnham A.K. Global Chemical Kinetics of Fossil Fuels. Springer International Publishing. 2017. 315 p.

Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Applied Petroleum Geochemistry. P: Technip ed., 1993. P. 237–361.

Gottardi G., Galli E. General information on zeolites // Natural Zeolites. Springer International Publishing, 1985. P. 1–34.

Leushina E., Mikhaylova P., Kozlova E., et al. The effect of organic matter maturity on kinetics and product distribution during kerogen thermal decomposition: the Bazhenov Formation case study // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2021. Vol. 204. № 108751. P. 1–11.

Liu J.J., Liu Z.J., Yan Y., et al. Research on the organic geochemistry and biomarkers of the large-scale barium metallogenic belt in the southern Qinling Mountains, China // J. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 27. P. 39–48.

Pepper A.S., Corvi P.J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen // Marine and petroleum geology. 1995. Vol. 12. № 3. P. 291–319.

Peters K.E., Burnham A.K., Walters C.C., et al. Guidelines for kinetic input to petroleum system models from open-system pyrolysis // Marine and Petroleum Geology. 2018. Vol. 92. P. 979–986.

Peters K.E., Walters C.C., Mankiewicz P.J. Evaluation of kinetic uncertainty in numerical models of petroleum generation // AAPG bulletin. 2006. Vol. 90. № 3. P. 387–403.

Sundararaman P., Merz P.H., Mann R.G. Determination of kerogen activation energy distribution // Energy & fuels. 1992. Vol. 6. № 6. P. 793–803.

Tang J.X., Lin W.D., Gao D.R., et al. The genesis of the Miaozhi witherite–barytocalcite–barytodelomite deposit in WanYuan city, Sichuan Province // Mineral Deposits. 1998. Vol. 17. P. 264–276.

Статья поступила в редакцию 28.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 556.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-152-162

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ФОРМИРОВАНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ И РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В МАСШТАБЕ МАЛОГО РЕЧНОГО БАСЕЙНА

Сергей Олегович Гриневский¹✉, Александра Евгеньевна Преображенская²,
Василий Витальевич Халеский³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sogrinev@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; shur-gmur22@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vasya250300@gmail.com

Аннотация. В статье на основе геогидрологического моделирования формирования инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод проведен анализ их современных и прогнозных климатических изменений на примере бассейна р. Ваймуга Архангельской области. Получено, что ландшафтные различия климатической изменчивости инфильтрационного питания существенны даже на площади малых речных бассейнов, а масштабы и направленность его прогнозного изменения на основе глобальных климатических моделей значительно различаются. При этом прогнозные изменения климата практически не оказывают влияния на формирование баланса эксплуатации подземных вод, однако проявляются в степени ее воздействия на речной сток.

Ключевые слова: изменение климата, ресурсы подземных вод, инфильтрационное питание, моделирование

Для цитирования: Гриневский С.О., Преображенская А.Е., Халеский В.В. Модельный анализ влияния изменения климата на формирование инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод в масштабе малого речного бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 152–162.

MODEL ANALYSIS OF THE CLIMATE CHANGE IMPACT ON THE GROUNDWATER RECHARGE AND RESOURCES ON THE SCALE OF A SMALL RIVER BASIN

Sergey O. Grinevskiy¹✉, Aleksandra E. Preobrazhenskaya², Vasiliy V. Khaleskiy³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sogrinev@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; shur-gmur22@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vasya250300@gmail.com

Abstract. In the article, based on geohydrological modeling of the groundwater recharge and resources, an analysis of their current and predicted climate changes was carried out using the example of the Vaimuga river basin, Arkhangelsk region. It was found, that landscape differences in climatic variability of groundwater recharge are significant even over the area of small river basins, and the scale and direction of its predicted changes based on global climate models differ significantly. At the same time, predicted climate changes do not have a significant impact on the groundwater exploitation, but are manifested in the degree of its impact on river flow.

Keywords: climate change, groundwater recharge, groundwater resources, modelling

For citation: Grinevskiy S.O., Preobrazhenskaya A.E., Khaleskiy V.V. Model analysis of the climate change impact on the groundwater recharge and resources on the scale of a small river basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 152–162. (In Russ.).

Введение. Изучение влияния наблюдаемых и прогнозных климатических изменений на процессы формирования ресурсов подземных и поверхностных вод является актуальным научным направлением, широко представленным во многих российских и зарубежных публикациях, обзор которых приведен в [Фролова и др., 2022; Kuang et al., 2024]. Согласно региональным обобщениям для территории России, наблюдаемый в современный период рост температур и осадков для большинства регионов проявляется в преимущественном уве-

личении годового и минимального речного стока при тенденции к деградации пика половодья. Такие климатические трансформации речного стока во многом обусловлены соответствующими изменениями его подземной составляющей. Исследования процессов формирования инфильтрационного питания (ИП) подземных вод под влиянием наблюдаемых климатических изменений на региональном уровне показали, что, несмотря на рост температур воздуха в современный период, на большей части территории Европейской части России среднесезонное

ИП увеличилось. При этом наиболее значимый рост ИП (до 50–60 мм/год) происходит на севере региона — в зоне избыточного увлажнения, где его увеличение обусловлено, главным образом, зимним впитыванием влаги в периоды оттепелей [Grinevskiy et al., 2021].

Климатические изменения ИП напрямую определяют условия восполнения ресурсов подземных вод в зоне интенсивного водообмена и наиболее ярко должны проявляться в масштабе малых речных бассейнов с благоприятными условиями питания и хорошей дренированностью гидрогеологического разреза. В таких условиях процессы формирования ИП и ресурсов подземных вод наиболее чувствительны к современным изменениям климата и его различным прогнозным сценариям. Это обусловило выбор объекта исследований — территорию бассейна р. Ваймуга Архангельской области, на примере которого методами геогеологического моделирования проведен анализ современных и прогнозных климатических изменений ИП и ресурсов подземных вод.

Характеристика объекта исследований.

Бассейн р. Ваймуга расположен в 80 км к югу от г. Архангельска. Объектом исследований являются верховья бассейна площадью 1260 км² — это слабо урбанизированная территория с практически неизменными природными ландшафтами и ненарушенными условиями формирования подземного и речного стока (рис. 1).

В региональном плане эта территория относится к краевой области питания Северо-Двинского артезианского бассейна. Гидрогеологический разрез представлен высокопроницаемыми сильнозакарстованными известняками и доломитами средне-верхнекаменноугольного возраста мощностью, в среднем, 40–50 м, которые на большей части рассматриваемого бассейна р. Ваймуга залегают практически с поверхности или перекрыты маломощным покровом четвертичных отложений ледникового, аллювиального и болотного генезиса. Карбонатные водоносные отложения подстилаются относительно слабопроницаемым комплексом нижнекаменноугольных терригенных пород [Filimonova, et al., 2015].

Речная сеть представлена р. Ваймугой и ее притоками, формирование стока которых полностью происходит в границах рассматриваемой территории (рис. 1). Реки относятся к разряду малых, с узкими долинами и невыработанным профилем, на многих участках врезанным непосредственно в коренные породы.

Условия залегания, высокая проницаемость пород и интенсивно развитый поверхностный карст обуславливают весьма благоприятные условия инфильтрационного питания карбонатного водоносного комплекса, в котором формируются крупнодебитные локальные потоки подземных вод, направленные от местных водоразделов к речным долинам. Сильная закарстованность карбонатных отложений и ограниченное развитие аллювия определяют тес-

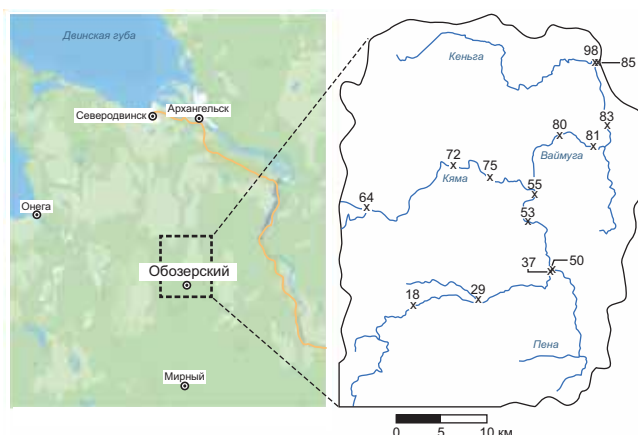


Рис. 1. Территория исследований — верховья бассейна р. Ваймуга с расположением опорных гидрометрических створов

ную гидравлическую связь подземных и речных вод и их активное взаимодействие, выражающееся в разнообразных формах — рассредоточенной и очаговой субаквальной и родниковой разгрузке, а также рассредоточенного (линейного) и концентрированного (через карстовые поноры) руслового поглощения [Гринеvский, Штенгелов, 1988].

На данной территории в начале 1980-х годов проведена разведка и оценка запасов Пермилковского месторождения подземных вод для водоснабжения г. Архангельска в количестве 261 тыс. м³/сут (по категориям А+В), однако месторождение до сих пор не эксплуатируется. В балансовом отношении запасы этого месторождения приречного типа [Боревский и др., 1989] полностью обеспечены естественными ресурсами средне-верхнекаменноугольного водоносного комплекса, формирующимися в верховьях бассейна р. Ваймуга, а также привлечением речных вод. По результатам прогнозных расчетов, проведенных на этапе оценки запасов месторождения, эксплуатация месторождения вызовет значительное сокращение речного стока р. Ваймуга, вплоть до его полного перехвата в меженный период на отдельных участках [Гринеvский 1991; 2012].

Таким образом, в рассматриваемом бассейне верховьев р. Ваймуга формирование подземного и речного стока в их тесном взаимодействии напрямую связано с процессами инфильтрационного питания подземных вод, которые определяются ландшафтно-климатическими факторами. Основной целью исследований являются оценка и анализ влияния наблюдаемых и прогнозных климатических изменений на формирование ИП и ресурсов подземных вод, в том числе и при их проектной эксплуатации.

Методика проведения исследований. Исследования климатических изменений ИП и ресурсов подземных вод проведены на основе геогеологического моделирования, которое объединяет модели формирования ИП при разных климатических условиях и модель подземного и речного стока в границах бассейна, построенную по материалам

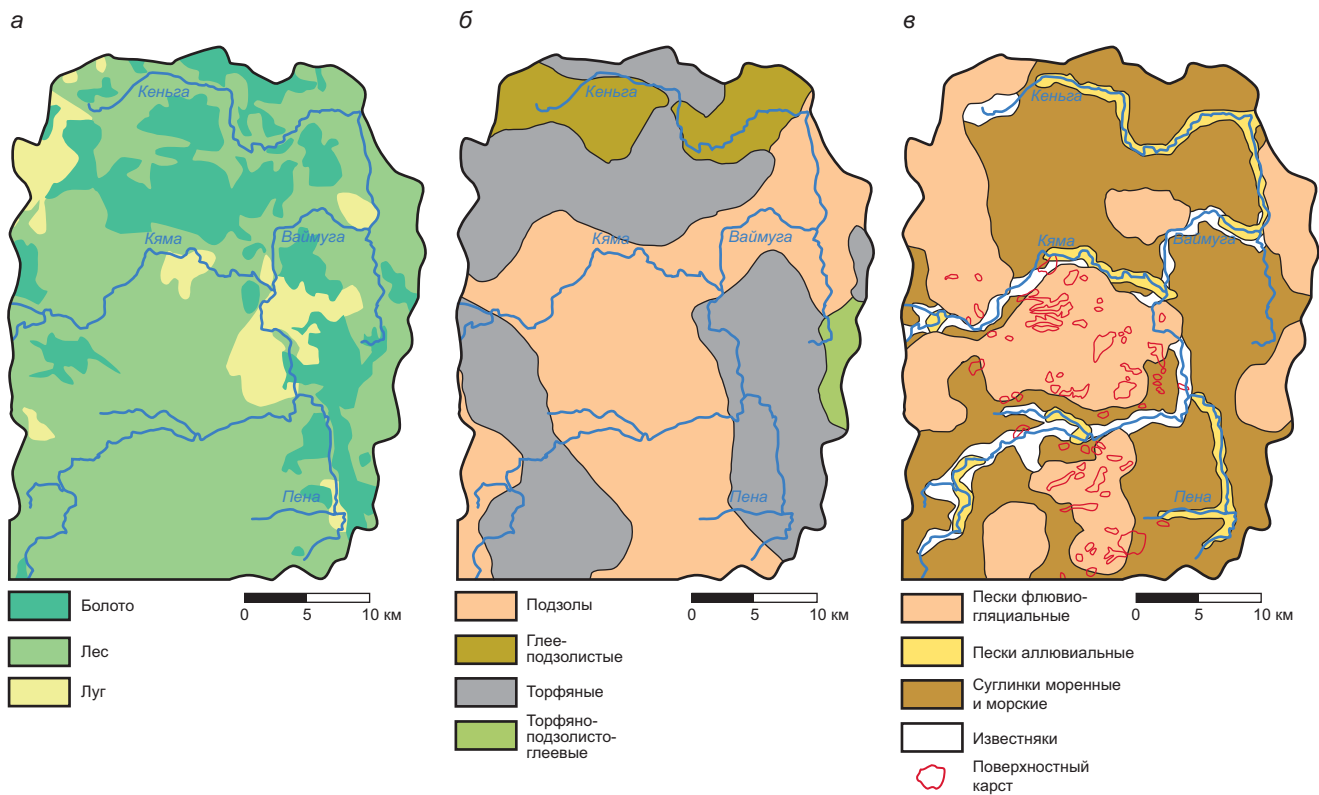


Рис. 2. Схемы районирования территории по характеру растительности (а), типу почвы (б) и породам зоны аэрации (в)

разведочных работ при оценке запасов Пермилковского месторождения.

Для построения модели ИП проведено районирование территории по основным факторам, определяющим различия природных условий его формирования — характеру растительного и почвенного покрова и составу пород зоны аэрации (рис. 2). Далее для каждого типа условий, отличающегося определенным сочетанием выделенных факторов, проведено моделирование ИП.

Модель формирования ИП состоит из 2-х блоков. В первом блоке, на основе программы SurfBal, разработанной на кафедре гидрогеологии МГУ, моделируются процессы трансформации осадков

на поверхности земли, включая их перехват растительностью и испарение с нее, образование поверхностного стока и впитывания влаги в почву с учетом накопления и таяния снега, а также промерзания-оттаивания почвы [Гриневский, Поздняков, 2010; Pozdniakov et. al., 2015]. Полученные в результате моделирования суточные величины впитывания влаги и потенциальной эвапотранспирации, характеризующей теплоэнергетический потенциал поверхности, определяют условие на верхней границе второго модельного блока, в котором моделируется одномерный нестационарный влагоперенос в зоне аэрации с учетом испарения и отбора влаги корнями растений на основе программы HYDRUS-1D [Šimůnek, et al., 2009]. При этом расчетные значения потока влаги на нижней границе модели влагопереноса, которой является уровень грунтовых вод, характеризуют инфильтрационное питание.

Моделирование современных условий формирования ИП проводится на основе многолетних суточных рядов метеорологических характеристик (осадки, температура и влажность воздуха, средняя скорость ветра) по метеостанции Онега за период 1965–2019 гг. Данная станция расположена на одной широте с объектом исследования и характеризуется наиболее полным набором необходимых для моделирования метеорологических данных. Их анализ показывает статистически значимые тренды увеличения температуры воздуха и уменьшения средней скорости ветра, начиная с конца 1980-х годов (рис. 3), при менее выраженных трендах увеличения осадков и изменения влажности. Такие же

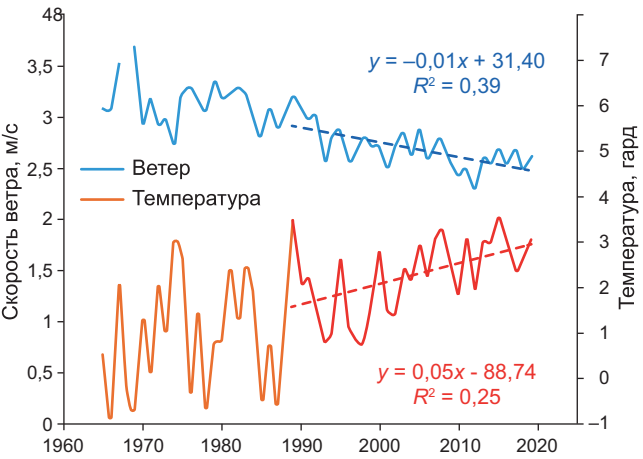


Рис. 3. Среднегодовые значения температуры воздуха и скорости ветра за 1965–2019 гг. с линейными трендами в период 1989–2019 гг. на примере метеостанции Онега

Таблица 1

Изменения среднемноголетних значений метеорологических характеристик за период 1989–2019 гг. по сравнению с 1965–1988 гг. по метеостанциям Архангельск, Онега и Няндомы

Метеостанция	Изменения среднемноголетних значений за 1989–2019 гг.			
	осадки, мм/год	температура воздуха, °С	влажность воздуха, %	скорость ветра, м/с
Архангельск	83	1.36	1.0	–0.8
Онега	44	1.40	0.2	–0.7
Няндомы	67	1.32	0.3	–0.5

тенденции прослеживаются и по другим ближайшим метеостанциям (табл. 1). Таким образом, для оценки влияния современных климатических изменений ИП отдельно рассматриваются 2 периода — относительно стабильный ретроспективный (1965–1988) и современный климатически нестационарный (1989–2019).

В качестве прогнозных моделируются два типа климатических сценариев: краткосрочный (на середину XXI века) построен из предпосылки сохранения наблюдаемых с 1980-х годов статистически значимых многолетних трендов изменения среднемесячных метеорологических характеристик; долгосрочный (на конец XXI века) основан на глобальных моделях общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) 5-й фазы международного проекта сравнения объединенных моделей (CMIP5).

Для моделирования ИП использованы гидрофизические параметры почвы и пород зоны аэрации, полученные по результатам лабораторных определений на образцах, отобранных в шурфах в ходе экспедиционных работ 2021 г., и дополненные характеристиками соответствующих типов почв из базы данных БД Soil Почвенного института им. В.В. Докучаева. Параметры расчетных модулей снегонакопления и промерзания почвы калибровались на основе сопоставления расчетной внутригодовой динамики высоты снежного покрова и глубины промерзания с фактическими данными.

По результатам моделирования для каждого выделенного типа ландшафта на основе суточных величин рассчитывается среднемноголетний водный баланс на поверхности земли и в зоне аэрации, а также величины ИП за периоды ретроспективного относительно стабильного (1965–1988), современного меняющегося (1989–2018) и прогнозного климата. Рассчитанные таким образом среднемноголетние величины ИП распространяются на всю площадь соответствующего типа ландшафта, представляются в виде картограмм, характеризующих его ландшафтную неоднородность в границах бассейна за разные климатические периоды, и определяют условие на верхней границе геогидрологической модели рассматриваемой территории. При этом в рамках настоящего исследования принято, что ландшафты

территории под влиянием прогнозных климатических изменений не меняются.

Геогидрологическая модель бассейна р. Ваймуга разработана в программном комплексе PMWin 8 с расчетным модулем ModFlow 2000 [Harbaugh, et al., 2000] на основе архивных материалов разведки Пермилковского месторождения подземных вод (1980–1985). Ее принципиальное отличие в рамках настоящих исследований заключается в полномасштабном моделировании процессов формирования подземного и речного стока на основе сопряжения геофильтрационной модели и ландшафтно-гидрогеологических моделей условий формирования водного баланса и ИП. Модель построена в границах водосборной площади бассейна, которая рассматривается как непроницаемая. Модельный гидрогеологический разрез включает четвертичные (1-й слой) и карбонатные каменноугольные отложения, представленные тремя модельными слоями, отражающими их различную трещиноватость и закарстованность [Гриневский, Короткова, 1997]. Нижняя граница рассматриваемого разреза проведена по кровле нижнекаменноугольных терригенных слабопроницаемых отложений. Речная сеть бассейна реализована границами 3-го рода с условием гидрогеодинамически зависимого гидрологического режима водотоков [Гриневский, 2012] на основе использования пакета STR, позволяющего моделировать реакцию речного стока на изменение подземного питания.

На основе геогидрологической модели и различных карт среднемноголетнего ИП, отражающих ретроспективные, современные и прогнозные климатические условия, проведено моделирование формирования ресурсов подземных вод в ненарушенных условиях и при проектной эксплуатации подземных вод.

Результаты исследований и их обсуждение.

Анализ влияния современных климатических изменений. На первом этапе по результатам моделирования ИП рассчитывались его среднемноголетние значения за период 1965–1988 гг., отвечающие ретроспективным относительно стабильным климатическим условиям, по которым осуществлялась калибровка расчетных моделей. В процессе калибровки для отдельных ландшафтов корректировались параметры поверхностного стокообразования на основе сопоставления суммарного расчетного расхода инфильтрационного питания на площади частных водосборных бассейнов территории и среднемноголетних меженных расходов рек, рассчитанных по фактическим данным периода разведки Пермилковского месторождения (80-е годы). По результатам калибровки суммарный среднемноголетний расход инфильтрационного питания на площади бассейна 4,75 м³/с соответствует суммарному среднемеженному расходу на замыкающих створах рек Ваймуга (№ 85) и Кеньга (№ 98) (рис. 1). При этом отмечается различие суммарного питания на площади отдельных частных

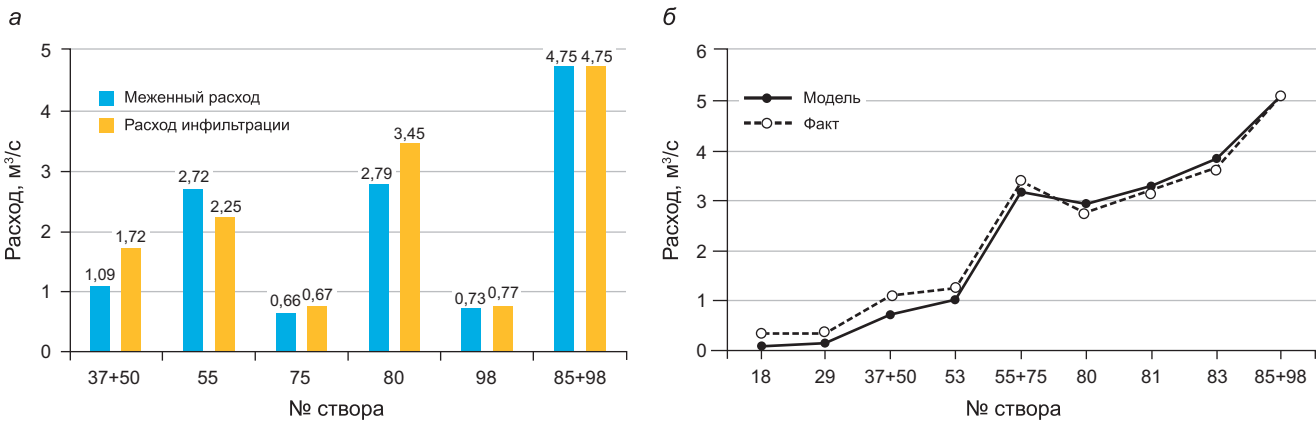


Рис. 4. Сопоставление для ретроспективного климатического периода (1965–1988): а — среднемесячного расхода рек и суммарного расчетного расхода инфильтрации на площади частных водосборных бассейнов; б — модельного и фактического расхода реки Ваймуга

водосборов и меженного расхода реки (рис. 4, а), что для данного бассейна вполне закономерно, поскольку в условиях интенсивной закарстованности пород происходит перераспределение подземного стока между отдельными водосборными площадями.

Также по результатам моделирования ретроспективного климатического периода была дополнительно откалибрована геогидрологическая модель рассматриваемого бассейна и проведена корректировка площадного распределения проводимости карбонатных отложений на основе сопоставления модельных и фактических величин разгрузки подземных вод и меженных расходов рек (рис. 4, б).

Результаты моделирования ИП для различных сочетаний ландшафтных условий, выделенных согласно проведенному районированию территории (рис. 2), показали существенное различие среднесноголетних величин ИП, которые варьируют от 50 до 300 мм/год, составляя 8–49% от нормы осадков. Минимальные значения характерны для лугового ландшафта с глее-подзолистыми и торфяно-глее-подзолистыми почвами и суглинистым составом пород зоны аэрации, максимальные — для территории, где зона аэрации представлена известняками, а также на локальных участках карстовых форм рельефа. В последнем случае при моделировании было принято, что в карстовых понижениях поверхностный сток отсутствует, и все осадки за вычетом суммарной эвапотранспирации формируют ИП.

Генерализация пространственной неоднородности среднесноголетнего ИП проведена на основе выделения зон с дискретностью 20–50 мм/год (рис. 5), характеризующихся средневзвешенными по площади величинами среднесноголетней инфильтрации:

$$W_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^N W_i f_i}{\sum_{i=1}^N f_i}, \tag{1}$$

где N — количество районов площадью f_i с величинами ИП данного диапазона W_i .

Среднее значение среднесноголетнего ИП на рассматриваемой территории, отвечающее ретроспективным климатическим условиям 1965–1988 гг., составляет 119 мм/год и формирует ресурсы подземных вод в количестве 410,7 тыс. м³/сут.

Далее, аналогичным образом, используя расчетные среднесноголетние величины ИП за период 1989–2019 гг., была построена карта питания, отвечающая современным климатическим условиям, согласно которой на рассматриваемой территории произошло относительно равномерное незначительное увеличение ИП. В среднем на площади бассейна р. Ваймуга среднесноголетнее ИП в современный период увеличилось до 129 мм/год — на 10 мм/год по сравнению с ретроспективным периодом, что составляет 23% от роста осадков (табл. 1). Это вызвало соответствующее увеличение ресурсов подземных вод, формирующихся на данной территории, до 445,6 тыс. м³/сут. Детальный анализ результатов

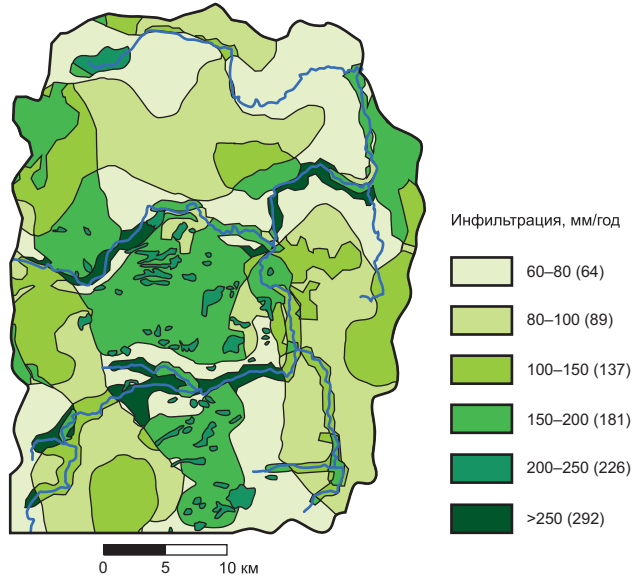


Рис. 5. Карта среднесноголетнего инфильтрационного питания подземных вод бассейна р. Ваймуга на ретроспективный климатический период 1965–1988 гг.

Таблица 2

Среднегодовы́е значения климатических характеристик и инфильтрационного питания, а также их изменения в современный (1989–2019) и прогнозный (2020–2051) периоды

Характеристика	Периоды				
	1965–1988	1989–2019	Изменение	2020–2050	Изменение
Осадки, мм/год	587	631	+44	682	+51
Температура, град	0,95	2,27	+1,32	3,00	+0,74
Скорость ветра, м/с	3,20	2,69	–0,51	2,47	–0,22
Коэффициент увлажнения	1,25	1,31	+0,06	1,38	+0,07
Инфильтрация, мм/год	119	129	+10	168	+39
Коэффициент инфильтрации, %	20,3	20,4	+0,01	24,6	+4,2

моделирования водного баланса показал, что такое увеличение ИП и ресурсов подземных вод, несмотря на существенный рост температуры воздуха (рис. 3, табл. 1), объясняется увеличением коэффициента увлажнения (отношения нормы осадков к потенциальной эвапотранспирации): с 1,25 в ретроспективный период, до 1,31 — в современный. Это, в свою очередь, связано с тем, что наблюдаемый рост температуры воздуха происходит на фоне снижения скорости ветра (рис. 3, табл. 1) и не приводит к существенному росту испарительных и транспирационных процессов, что отмечалось и по результатам региональных исследований [Grinevskiy et al, 2021].

Влияние прогнозных климатических изменений. Краткосрочный климатический прогноз построен из предпосылки сохранения до середины XXI века наблюдаемых за период 1989–2019 гг. статистически значимых трендов изменения метеорологических характеристик. В этом случае исходные ряды суточных метеоданных 1989–2019 гг. экстраполированы до 2050 г. с сохранением линейных трендов на среднемесечном уровне. Полученные таким образом прогнозные изменения среднегодовы́х климатических характеристик в сопоставлении с современными и ретроспективными периодами приведены в табл. 2. Результаты моделирования формирования ИП на основе прогнозных рядов метеоданных показывают, что при таком климатическом сценарии происходит дальнейший рост коэффициента увлажнения территории до 1,38 и, как следствие — среднегодовы́х ИП, в среднем для территории до 168 мм/год и ресурсов подземных вод — до 581,5 тыс. м³/сут. При этом, согласно рассмотренному климатическому сценарию, увеличение среднегодовы́х ИП, а также коэффициента инфильтрации (доли ИП от осадков) в прогнозный период 2020–2050 гг. больше, чем в современный 1989–2019 гг. Это связано с более интенсивным ростом коэффициента увлажнения за счет большего увеличения среднегодовы́х осадков по сравнению

Таблица 3

Сопоставление прогнозных среднегодовы́х климатических характеристик и их изменений (Δ) на конец XXI века по 19 моделям семейства CMIP5 по сравнению с современными (BASE_1989–2019 гг.)

Модель климата	Температура T, °C		Осадки, O, мм/год		Потенциальная эвапотранспирация ET ₀ , мм/год		Коэффициент увлажнения K	
	T	ΔT	O	ΔO	ET ₀	ΔET ₀	K	K/K _{base}
BASE_1989–2019	2,33	0	631	0	381	0	1,66	1,000
ACCESS1-3	7,67	5,34	788	157	480	99	1,64	0,991
BCC-CSM1-1	7,66	5,33	752	121	461	80	1,63	0,985
CanESM2	9,41	7,08	760	129	484	103	1,57	0,948
CMCC-CM	9,56	7,23	895	264	442	61	2,02	1,223
CNRM-CM5	7,62	5,29	693	62	461	80	1,50	0,908
CSIRO-MK36	7,66	5,33	800	169	444	63	1,80	1,088
EC-EARTH	7,24	4,91	726	95	463	82	1,57	0,947
GFDL-CM3	10,35	8,02	908	277	544	163	1,67	1,008
GISS-E2-R-CC	7,45	5,12	782	151	443	62	1,77	1,066
HadGEM2-ES	9,35	7,02	699	68	497	116	1,41	0,849
INMCM4	6,76	4,43	742	111	437	56	1,70	1,025
IPSL-CM5A-MR	9,47	7,14	851	220	497	116	1,71	1,034
MIROC5	9,46	7,13	684	53	512	131	1,34	0,807
MIROC-ESM	11,12	8,79	824	193	537	156	1,53	0,927
MPI-ESM-MR	6,76	4,43	734	103	412	31	1,78	1,076
MRI-CGCM3	7,73	5,40	876	245	431	50	2,03	1,227
NCAR-CCSM4	7,47	5,14	739	108	458	77	1,61	0,974
NCAR-CESM1-CAM5	7,78	5,45	710	79	492	111	1,44	0,871
NorESM1-M	7,68	5,35	680	49	488	107	1,39	0,841

нию с ростом температуры воздуха в прогнозный период (табл. 2). При этом прогнозные увеличение среднегодовы́х ИП на 39 мм/год составляет уже 76% от роста осадков (на 51 мм/год), что существенно больше, чем в современный период, и связано с опережающим увеличением осадков по сравнению с суммарной эвапотранспирацией.

Долгосрочные климатические сценарии на конец XXI века основаны на 19-ти МОЦАО ансамбля CMIP5 при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP8.5 [Semenov, Stratonovitch, 2015]. Адаптация глобальных МОЦАО для рассматриваемой территории проведена на основе стохастического генератора метеоядов суточного разрешения LARSWG 6.0 [Semenov, Stratonovitch, 2010], который формирует прогнозные временные ряды осадков, минимальной, максимальной температуры воздуха и солнечной радиации, статистически подобные фактическим данным на конкретной метеостанции. Далее, используя базу данных МОЦАО, в расчетные ряды вносятся прогнозные изменения, которые ожидаются в XXI веке согласно разным моделям из семейства CMIP5.

Таблица 4

Сопоставление прогнозных изменений
среднегогодового ИП и естественных ресурсов
подземных вод на конец XXI века по трем климатическим
моделям по сравнению с современными условиями

Модель климата	Инфильтрационное питание W, мм/год			Естественные ресурсы, тыс. м ³ /сут	
	W	ΔW		ЕР	$\Delta ЕР$
		среднее	диапазон		
современная BASE_1989–2019	129	0	0	445,6	0
«сухая» MIROC5	103	–26	(–1)–(–132)	354,0	–91,6
«влажная» MRI-CGCM3	269	140	1–243	928,7	483,1
«средняя» BCC-CSM1-1	157	28	(–68)–101	540,6	95,0

Используя такой подход и фактические метеоданные по станции Онега за 1989–2019 гг., получены прогнозные метеорологические ряды на конец XXI века согласно 19-ти различным климатическим моделям. Их анализ показывает, что по всем моделям прогнозируется рост среднегогодовой температуры и количества осадков, однако их относительные изменения существенно различаются — увеличение температуры ΔT варьирует от 4,4 °C до 8,8 °C, осадков ΔO — от 49 мм/год до 277 мм/год (табл. 3). Такие «разнонаправленные» с точки зрения процессов формирования водного баланса климатические сценарии приводят к различным относительным изменениям коэффициента увлажнения по сравнению с современными условиями. Как следует из рис. 6, прогнозные модели разделились на 2 практически равные группы, согласно которым ожидается либо уменьшение коэффициента увлажнения, либо его увеличение.

Для дальнейших исследований были выбраны 3 «контрастных» прогнозных сценария, согласно которым в конце XXI века возможны максимальное уменьшение коэффициента увлажнения («сухая»), его максимальное увеличение («влажная») и среднее изменение («средняя») (табл. 3, рис. 6). По результатам моделирования формирования ИП на основе этих климатических сценариев проведено сопоставление прогнозных и современных среднегогодовых значений ИП на различных ландшафтах территории бассейна (табл. 4).

Согласно «сухой» климатической модели (рис. 7, а) ожидается уменьшение среднегогодовой инфильтрации в среднем на 26 мм/год, при этом ландшафтные различия сокращения питания варьируют от 1 мм/год до 132 мм/год.

Наиболее «влажный» климатический сценарий (рис. 7, б) приводит к существенному увеличению среднегогодовой инфильтрации в среднем на 140 мм/год, что составляет 57% от прогнозируемого согласно данной модели роста осадков. Ландшафтные различия изменения питания варьируют от 1

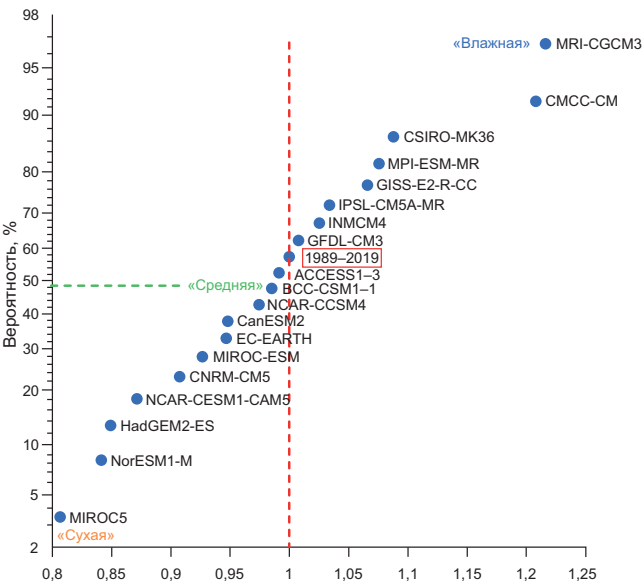


Рис. 6. Вероятностная кривая относительного изменения коэффициента увлажнения по 19-ти климатическим моделям по сравнению с современными условиями

до 243 мм/год, при этом максимальные значения, составляющие практически 100% от роста осадков, соответствуют участкам открытого поверхностного карста.

Согласно «среднему» климатическому сценарию направленность прогнозных изменений среднегогодовой инфильтрации еще более неоднозначна: на одних ландшафтах ожидается ее уменьшение, а на других — увеличение (рис. 7, в). При этом, несмотря на некоторое уменьшение коэффициента увлажнения в этой модели, в среднем на площади бассейна прогнозируется увеличение среднегогодовой инфильтрации на 28 мм/год, что составляет 23% от роста осадков.

Высокие ландшафтные различия прогнозных изменений среднегогодового ИП (табл. 4, рис. 7) обусловлены нелинейностью климатических преобразований составляющих водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации. При этом прослеживается определяющая роль растительного покрова. Максимальное сокращение инфильтрационного питания в «сухом» климатическом сценарии характерно для открытых луговых ландшафтов, а минимальное — для закрытых лесных. «Влажный» сценарий показывает обратную закономерность: максимальный рост среднегогодовой инфильтрации наблюдается на лесном, а минимальный — на луговом ландшафте. Эти тенденции четко проявляются и при «среднем» климатическом сценарии, согласно которому сокращение ИП прослеживается преимущественно на луговых ландшафтах, а ее увеличение — на лесных (табл. 5). Таким образом, водный баланс ландшафтов по-разному реагирует на климатические изменения: открытые луговые ландшафты наиболее чувствительны к прогнозируемому росту температуры и испаряемости, а на закрытых лесных в большей степени проявляется увеличение

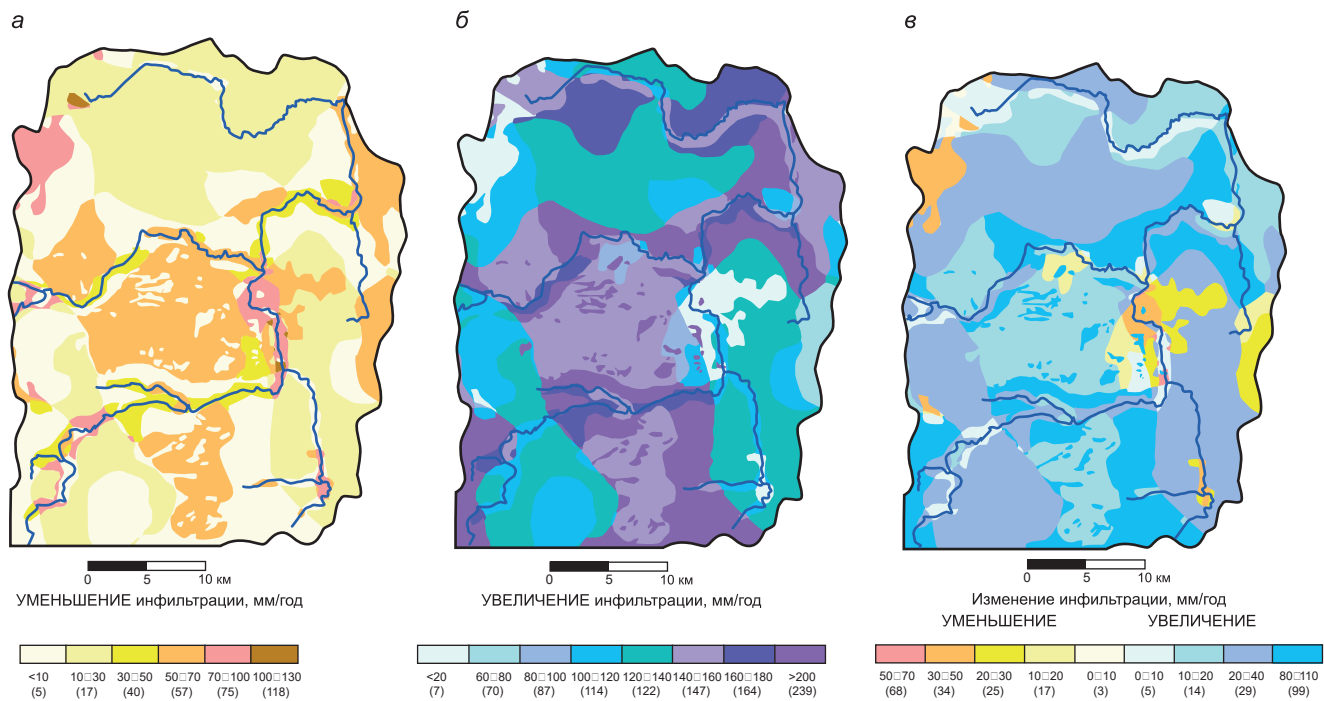


Рис. 7. Карты изменения среднегогодовой инфильтрации в бассейне р. Ваймуга на конец XXI века согласно прогнозным климатическим сценариям: а — «сухой» модели MIROC5; б — «влажной» модели MRI-CGCM3; в — «средней» модели BCC-CSM1-1. В скобках приведены средневзвешенные по площади зоны значения

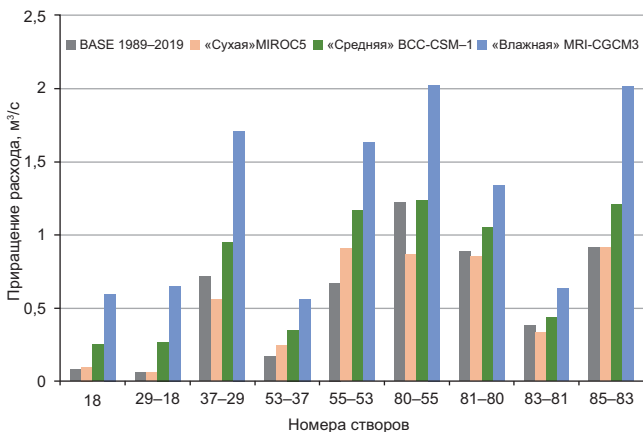


Рис. 8. Распределение подземного стока по частным водосборам бассейна р. Ваймуга в современных условиях и при различных моделях изменения климата

осадков. Этим объясняется, что для рассматриваемого бассейна р. Ваймуга, характеризующегося высокой лесистостью (92%), «средний» климатический сценарий, несмотря на незначительное уменьшение коэффициента увлажнения (табл. 4), приводит к увеличению средней инфильтрации.

Участки открытого поверхностного карста оказываются вообще «нечувствительными» к климатическим изменениям согласно «сухой» модели, однако являются локальными участками существенного увеличения ИП в других сценариях (табл. 5).

Различную ландшафтную «чувствительность» ИП к прогнозным климатическим изменениям подтверждают результаты моделирования формирования подземного стока на геогидрологической модели бассейна р. Ваймуга при среднегодовом

Таблица 5

Климатические изменения среднегогодового ИП подземных вод на различных ландшафтах территории при различных прогнозных сценариях

Модель климата	Изменение инфильтрации ΔW , мм/год			
	лес	луг	поверхностный карст	среднее
«сухая» MIROC5	–24	–63	–1	–26
«влажная» MRI-CGCM3	153	38	213	140
«средняя» BCC-CSM1-1	36	–23	88	28

ИП согласно 3-м климатическим сценариям. Как следует из рис. 8, разные сценарии прогнозного климата вызывают несколько различное перераспределение подземного стока между отдельными участками бассейна. При этом суммарные естественные ресурсы подземных вод, формирующиеся в границах бассейна р. Ваймуга сокращаются на 20% в «сухом» климатическом сценарии и увеличиваются на 21% в «среднем» и более чем в 2 раза — во «влажном» сценариях (табл. 4).

Анализ проектной эксплуатации подземных вод при различных сценариях прогнозных климатических изменений. На завершающем этапе исследований был проведен анализ работы проектного водозабора в размере утвержденных запасов Пермиковского месторождения в количестве 261 тыс. м³/сут. Прогнозное моделирование водоотбора на двух участках в долине р. Ваймуга проведено при различных климатических условиях формирования

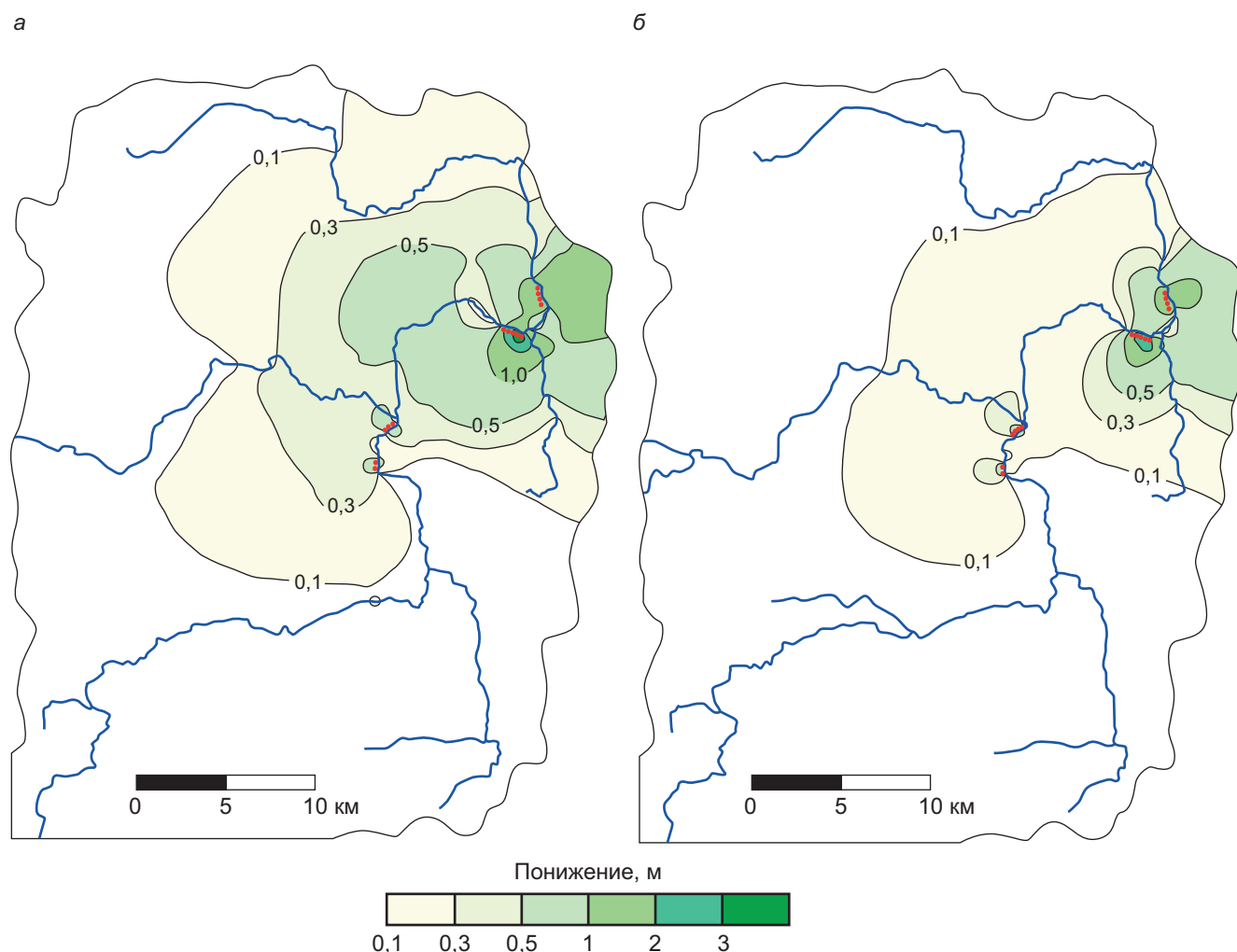


Рис. 9. Изолинии понижения уровня подземных вод при работе проектного водозабора при «сухом» (а) и «влажном» (б) климатических сценариях

ресурсов подземных вод — современных и при двух наиболее экстремальных вариантах прогнозных сценариев на конец XXI века — «сухом» и «влажном».

Результаты моделирования показали, что, несмотря на существенное отличие прогнозных климатических условий от современных, они не приводят к существенному изменению условий формирования эксплуатационных запасов месторождения. Среднегодовое стационарное водозабора обеспечивается естественными ресурсами (55–59%) и привлечением (фильтрацией) из р. Ваймуга (45–41%) — лишь незначительно меняется их долевое соотношение. Такая стабильность балансовой структуры водозабора определяется гидрогеодинамическими процессами фильтрации из реки, которые при достаточности стока не зависят от климатических условий. В этом случае уменьшение ИП и естественных ресурсов в «сухом» климатическом сценарии вызывают расширение гидрогеодинамической зоны влияния проектного водозабора, при которой инверсия (перехват) «необходимого» количества ресурсов происходит с большей площади бассейна (рис. 9).

Гораздо более существенно прогнозные изменения климатических условий влияют на степень воздействия водозабора на речной сток. Абсолютная величина сокращения речного стока остается постоянной и равной дебиту эксплуатации, однако относительная величина уменьшения стока по сравнению с естественными условиями существенно различается (рис. 10). При наиболее засушливом климатическом сценарии степень нарушения расхода реки на верхнем водозаборном участке возрастает до 100% (рис. 10, б), что означает полный локальный перехват стока и является критическим. Однако, «влажный» сценарий показывает более чем двукратное уменьшение ущерба стоку по сравнению с современными климатическими условиями, что связано с увеличением естественного межennaleго расхода реки (рис. 10, а).

Выводы и заключение. Таким образом, по результатам проведенных исследований влияния современных и прогнозных климатических изменений на условия формирования ИП и ресурсов подземных вод на примере бассейна р. Ваймуга можно сделать следующие основные выводы.

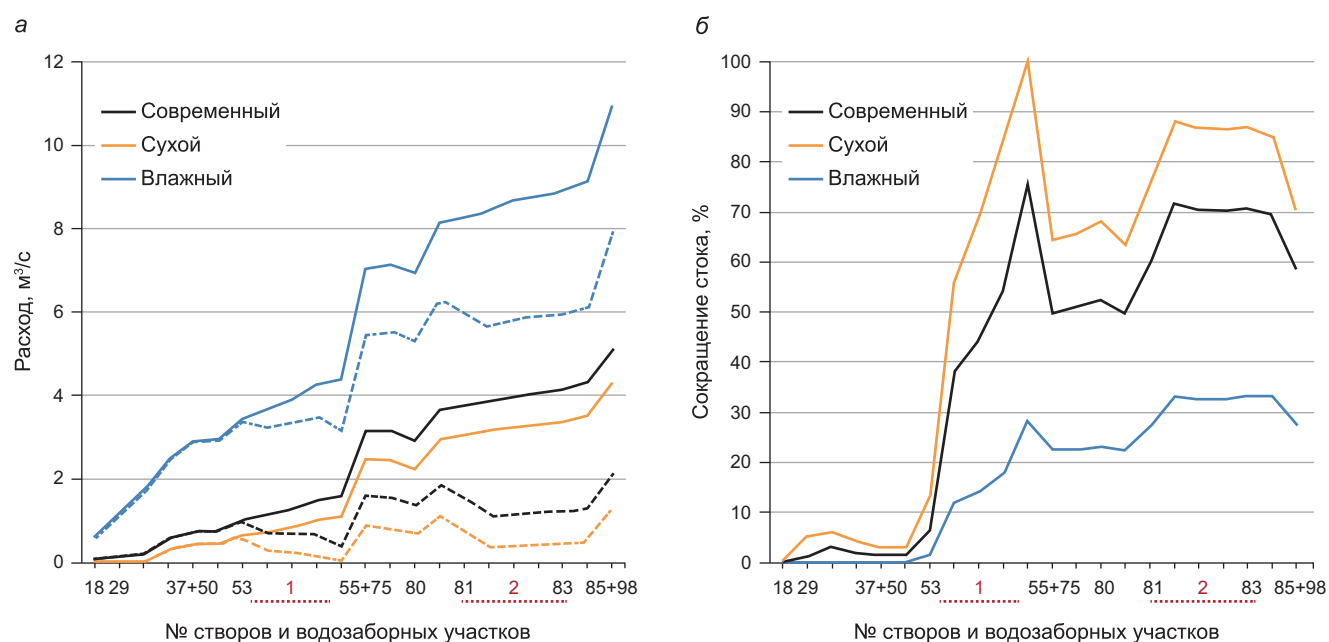


Рис. 10. Графики при современном и прогнозных климатических условиях: а — расхода р. Ваймуга в естественных условиях и при проектном водоотборе (пунктир); б — относительного сокращения стока р. Ваймуга при работе проектного водозабора

Наблюдаемый с конца 1980-х годов рост температуры и осадков проявился в увеличении общего коэффициента увлажнения, среднемноголетнего ИП и ресурсов подземных вод на рассматриваемой территории, которые будут и дальше возрастать при сохранении таких климатических тенденций до середины XXI века.

Ландшафтные различия климатической изменчивости ИП весьма существенны и проявляются даже на площади малых речных бассейнов с относительно однотипными условиями, что обусловлено нелинейностью климатической перестройки воднобалансовых процессов на поверхности земли и в зоне аэрации.

Направленность и масштабы влияния современных и прогнозных изменений климата на ИП и ресурсы подземных вод зависят, главным образом, от соотношения роста осадков и температуры воздуха, которые, в свою очередь, определяют тенденции изменения коэффициента увлажнения территории.

Долгосрочные климатические прогнозы на основе глобальных МОЦАО показывают большую вариативность возможных изменений метеорологических характеристик, и как следствие — прямо противоположные тенденции изменения коэффициента увлажнения, среднемноголетнего ИП и ресурсов подземных вод. Такая неопределенность современных глобальных климатических моделей затрудняет их использование для решения научно-прикладных задач на объектном уровне.

Проведенные исследования показали, что в условиях гумидного климата даже весьма контрастные и экстремальные сценарии его прогнозного изменения, не вызывают существенной перестройки балансовой структуры запасов приречных месторождений подземных вод и проявляются, главным образом, в незначительном перераспределении соотношения естественных и привлекаемых из реки ресурсов. С учетом предшествующих исследований [Гриневский и др., 2019] можно заключить, что формирование запасов подземных вод таких месторождений практически не подвержено климатическим изменениям. Однако, весьма существенно прогнозные климатические сценарии проявляются в масштабах воздействия эксплуатации подземных вод на речной сток, и в наиболее неблагоприятных «засушливых» прогнозах сокращение меженного стока реки на водозаборных участках может быть критическим.

Дальнейшие исследования в направлении анализа влияния глобальных климатических изменений на условия формирования ИП и ресурсов подземных вод должны быть направлены на совершенствование методов построения прогнозных моделей изменения климата в том числе и с учетом возможных преобразований природных ландшафтов.

Финансирование. Настоящая работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 21-47-00008 (экспедиционные работы и разработка моделей) и № 24-17-00102 (прогнозное моделирование).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боревский Б.В., Дробноход Н.И., Язвин Л.С. Оценка запасов подземных вод. Киев: Вища школа, 1989. 407 с.

Гринеvский С.О. Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод. М.: Инфра-М, 2012. 152 с.

Гринеvский С.О. Формирование эксплуатационных запасов водозабора подземных вод в долине малой реки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 3. С. 87–92.

Гринеvский С.О., Короткова И.Ю. Обоснование допустимых понижений при оценке эксплуатационных запасов подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 71–74.

Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.

Гринеvский С.О., Спорышев В.С., Самарцев В.Н. Модельный анализ влияния климатических изменений на балансовую структуру эксплуатационных запасов приречного месторождения подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 45–54.

Гринеvский С.О., Штенгелов Р.С. О прогнозировании влияния водозаборов подземных вод на сток малых рек // Водные ресурсы. 1988. № 4. С. 24–32.

Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б. и др. Сток рек России при происходящих и прогнозируемых изменениях климата: обзор публикаций. 1. Оценка изменений водного режима рек России по данным наблюдений // Водные ресурсы. 2022. Т. 49, № 3. С. 251–269.

Grinevskiy S.O., Pozdniakov S.P., Dedulina E.A. Regional-Scale Model Analysis of Climate Changes Impact on the Water Budget of the Critical Zone and Groundwater Recharge

in the European Part of Russia // Water. 2021. 13, 428. <https://doi.org/10.3390/w13040428>

Filimonova E., Baldenkov M. A combined-water-system approach for tackling water scarcity: application to the Permilovo groundwater basin, Russia // Hydrogeology Journal. 2015. Vol. 24, № 2. P. 489–502.

Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C., McDonald M.G. MODFLOW-2000. The U.S. Geological Survey modular ground-water model. User guide to modularization concepts and the groundwater flow process // U. S. Geological Survey. 2000. Open-file report 00–92.

Kuang X., Liu J., Scanlon B.R., et al. The changing nature of groundwater in the global water cycle // Science. 2024. 383, 962. <https://doi.org/10.1126/science.adf0630>

Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Y., Grinevskiy S.O. Estimation of groundwater recharge by flow in vadose zone simulation at the watershed with different landscapes and soil profiles // Engineering geology and Hydrogeology // Bulgarian academy of Sciences. 2015. № 29. P. 47–58.

Semenov M.A., Stratonovitch P. Adapting wheat ideotypes for climate change: accounting for uncertainties in CMIP5 climate projections // Climate Research, 2015. Vol. 65. P. 123–139.

Semenov M.A., Stratonovitch P. The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change // Climate Research, 2010. Vol. 41. P. 1–14.

Šimůnek J., Šejna M., Saito H., et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 4.08 // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside, 2009. 296 p.

Статья поступила в редакцию 22.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 553.983

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-163-172

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРОВОДОРОДА В КАРБОНАТНОМ КОЛЛЕКТОРЕ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАНУЛЬ, ЮГО-ЗАПАД ИРАНА

Хамидреза Голизаде^{1✉}, Елизавета Андреевна Краснова²,
Анна Вадимовна Корзун³, Ахмадреса Раббани⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

H.r.Gholizade@gmail.com[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8223-4454>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; e.krasnova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6699-0770>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; A.Korzun@mail.ru

⁴ Технический Университет имени Амиркабира, Тегеран, Иран; Rabbani@aut.ac.ir, <https://orcid.org/0000-0002-5447-3909>

Аннотация. Термохимическое восстановление сульфатов (ТСР) является одним из механизмов происхождения сероводорода в коллекторе. В последние годы были разработаны новые подходы к гидрогеохимическому моделированию процесса ТСР в углеводородных резервуарах. Эти модели были разработаны для понимания основных гидрогеохимических механизмов образования сероводорода и его контролирующих факторов. В настоящей работе на примере месторождения Шануль на юго-западе Ирана было проведено моделирование процесса ТСР в пермских — нижнетриасовых отложениях. В данном исследовании была использована одномерная диффузионная модель массопереноса (Phreeqc), основанная на равновесных реакциях взаимодействия газ-вода-порода и кинетических реакциях восстановления сульфатов и метаногенеза. Результаты моделирования показали, что на скорость протекания ТСР и объем H₂S влияют в большей степени три фактора: минеральный состав вмещающей породы-коллектора, перепад давления резервуара и pH пластовой воды. Главную роль в интенсивности образования сероводорода в пласте играет минеральный состав. Присутствие железосодержащих минералов может резко снизить уровень сероводорода. Результаты моделирования показывают, что присутствие 5% железосодержащих минералов полностью удаляет из системы сероводород за 20 лет. Более того, было отмечено, что изменение пластового давления при добыче или закачки воды также значительно влияет на содержание сероводорода в пласте. Падение давления до пятидесяти процентов (с 600 до 300 атм.) от начального пластового давления увеличивает содержание H₂S более чем в десять раз (с 4×10^{-4} до 4×10^{-3} моль/кг (H₂O)). Кроме того, было показано, что изменение pH водного раствора существенно изменяет скорость ТСР. Скорость образования сероводорода увеличивается в более кислой среде. По результатам моделирования снижение pH воды на 20% (с 6,5 до 5,7) приведет к увеличению концентрации H₂S с 8×10^{-4} до 16×10^{-4} моль/кг (H₂O).

Ключевые слова: газоконденсатное месторождение, сероводород, термохимическая сульфат-редукция, гидрогеохимическое моделирование, Шануль, юго-запад Ирана, Phreeqc

Для цитирования: Голизаде Х., Краснова Е.А., Корзун А.В., Раббани Х. Гидрогеохимическое моделирование образования сероводорода в карбонатном коллекторе на примере месторождения Шануль, юго-запад Ирана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 163–172.

HYDROGEOCHEMICAL MODELING OF HYDROGEN SULFIDE FORMATION IN A CARBONATE RESERVOIR: A CASE STUDY OF THE SHANUL FIELD, SOUTHWEST IRAN

Hamidreza Gholizadeh^{1✉}, Elizaveta A. Krasnova², Anna V. Korzun³,
Ahmadreza Rabbani⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; H.r.Gholizade@gmail.com[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8223-4454>

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; E.krasnova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6699-0770>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; A.Korzun@mail.ru

⁴ Amirkabir University of Technology, Faculty of Petroleum Engineering, Tehran, Iran; Rabbani@aut.ac.ir, <https://orcid.org/0000-0002-5447-3909>

Abstract. Thermochemical sulfate reduction (TSR) is one of the mechanisms responsible for the generation of hydrogen sulfide in a reservoir. Recently, novel hydrogeochemical modeling approaches are developed to unravel TSR in hydrocarbon reservoirs. These modeling were developed in order to comprehend the basic hydrogeochem-

ical mechanisms for H_2S production and its controlling factors. In this paper, the modeling of the TSR process in Permian-Lower Triassic deposits was carried out using the example of the Shanul gas field in southwestern Iran. The one-dimensional diffusive mass transport model used in this study (Phreeqc) is based on equilibrium reactions for gas–water–rock interactions and kinetic reactions for sulfate reduction and methanogenesis. The simulation results show that the intensity of the TSR reaction and the volume of driven H_2S are influenced to a large extent by three factors: the mineral composition of the host reservoir rock, the pressure drop of the reservoir, and the pH of the formation water. The results highlight that, the mineral composition of the host rocks alters the intensity of TSR process. The presence of iron containing minerals may significantly inhibit the H_2S production. Modeling results show that the presence of 5% iron-containing minerals could completely remove hydrogen sulfide from the system within 20 years. Moreover, it has been observed that the change in reservoir pressure after production or injection also significantly affects the content of hydrogen sulfide in the reservoir. A pressure drop up to fifty percent (from 600 to 300 atm) of the initial reservoir pressure increases the H_2S content by more than ten times (from 4×10^{-4} to 4×10^{-3} mol/kg (H_2O)). In addition, it has been shown that changing the pH of an aqueous solution significantly changes the rate of TSR reaction. According to the simulation results a 20% decrease in water pH (From 6.5 to 5.7) will lead to an increase in H_2S concentration from 8×10^{-4} to 16×10^{-4} mol/kg (H_2O).

Keywords: gas condensate field, hydrogen sulfide, thermochemical sulfate reduction, hydrogeochemical modelling, Shanul, south-west Iran, Phreeqc

For citation: Gholizadeh H., Krasnova E.A., Korzun A.V., Rabbani A. Hydrogeochemical Modeling of Hydrogen Sulfide Formation in a Carbonate Reservoir: A Case Study of the Shanul Field, Southwest Iran. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 163–172. (In Russ.).

Введение. Сероводород (H_2S) является нежелательным компонентом природного газа, который может отрицательно влиять на его свойства и привести к коррозии технологического оборудования. Согласно [Orr, 1990; Machel, 2001], основными механизмами формирования сероводорода в резервуаре определены: 1) деятельность сульфатредуцирующие бактерии (БСР), 2) процесс термохимической сульфат-редукции (ТСР), и 3) термическое разложение органических веществ [Анисимов, 1978; Амурский и др., 1984; Machel, 2001]. Среди указанных механизмов в основном ТСР приводит к высокой концентрации сероводорода, где процесс закисления происходит в результате реакции углеводородных компонентов с сульфатсодержащими минералами в пласте при температуре выше $110^\circ C$ [Orr, 1990; Worden, Smalley, 1997; Дахнова, 1999; Machel, 2001]. Органические компоненты, полученные из нефти или газа (к примеру, водные n-алканы), действуют как доноры электронов для ТСР и реагируют с буферными кислотами, окислительно-восстановительными минералами и ионами сульфата в поровых пространствах, где после восстановления сульфата переходят в сероводород [Bildstein, et al., 2001; Fu, et al., 2016; Basafa, Hawboldt, 2018].

Газоконденсатные месторождения на юго-западе Ирана являются примерами месторождений с сернистыми углеводородами, где сероводород образуется за счет ТСР [Bordenave, 2008; Голизаде, 2022].

Концентрации сероводорода, наблюдаемые в изучаемых месторождениях, колебались от 5 до 40 ppm с 2011 до 2017 г., что считается сравнительно низким значением для сероводорода, генерированного в ходе ТСР, однако показатели резко возросли в последние годы до 1000 ppm [Kalantariasl, et al., 2022]. В этой статье основное внимание уделяется газовому месторождению Шануль, которое в начале плана разработки было классифицировано как мало-сернистое месторождение, но за счет неожиданного

роста содержания сероводорода возникли критические проблемы в секторе переработки и транспортировки. Чтобы минимизировать эффект привноса H_2S необходимо выявить и оценить ответственные за его увеличение факторы, как геологические, так и технические. Согласно [Machel, 2001, Ellis, et al., 2006, Amrani, et al., 2008], интенсивность термохимической реакции сульфат-редукции контролируется следующими физическими факторами: pH воды, пластовая температура, пластовое давление, соленость пластовой воды и минеральный состав пород-коллекторов.

Учитывая незначительные изменения пластовой температуры при эксплуатации месторождения, для оценки влияния физических факторов авторы попытались смоделировать изменения концентрации сероводорода при изменении pH воды, давления и изменение содержания железосодержащих минералов в породах-коллекторах. Моделирование основано на использовании метода реактивного переноса в одномерном потоке (1D) и уравнения непрерывности. Скорость реакции каждой реактивной частицы используется для оценки влияния факторов, контролирующих концентрацию H_2S и степень протекания процесса ТСР. Чтобы приблизить полученные результаты моделирования к фактическим условиям и повышения их точности в качестве исходных данных использовались результаты водно-химического и рентгеноструктурного анализа пород, полученные из одной скважины месторождения Шануль.

Геологическое положение объекта. В пределах бассейна Загрос (рис. 1) прибрежного Фарса на юго-западе Ирана расположены основные гигантские месторождения нефти и газа, на долю которых приходится до 90% от общих запасов углеводородов страны. Месторождение Шануль обеспечивает основной объем добычи газа наряду с месторождением Южный Парс и другими.

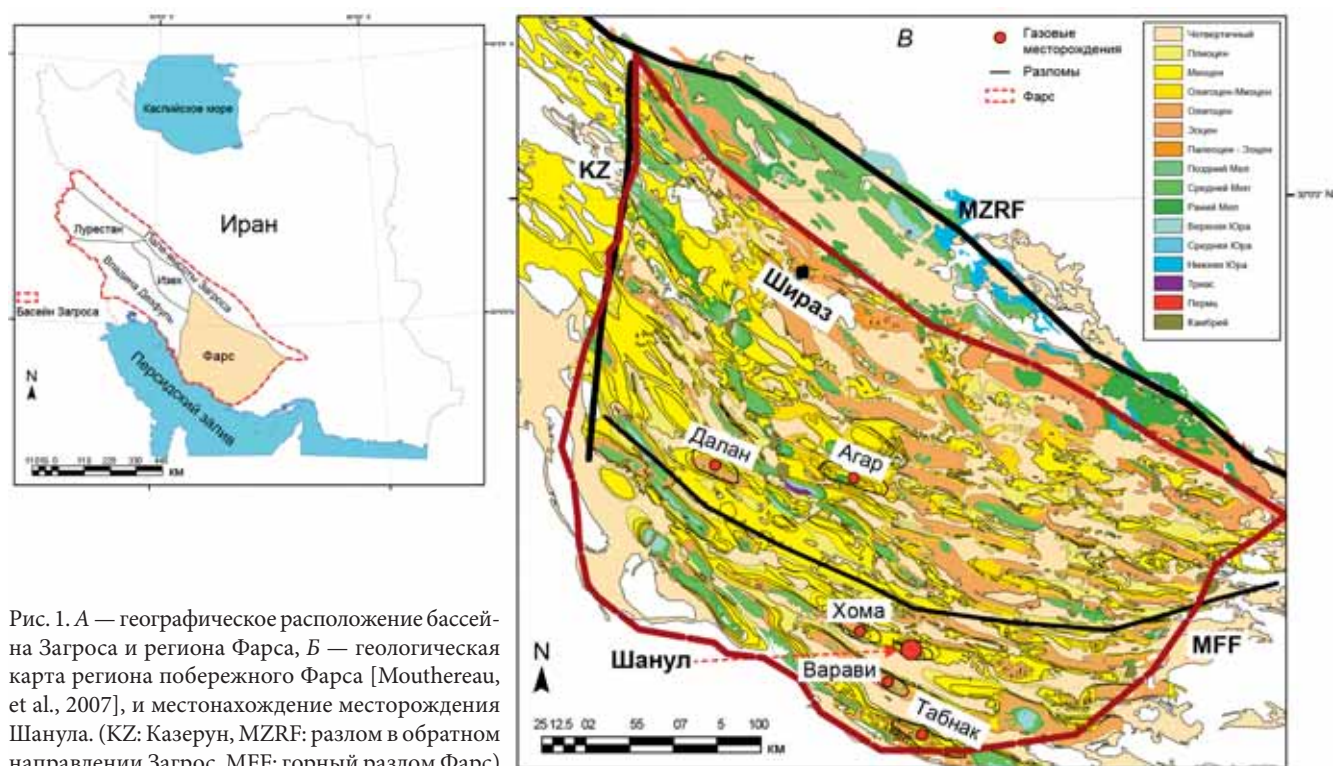


Рис. 1. А — географическое расположение бассейна Загроса и региона Фарса, Б — геологическая карта региона побережного Фарса [Mouthereau, et al., 2007], и местонахождение месторождения Шанула. (KZ: Казерун, MZRF: разлом в обратном направлении Загрос, MFF: горный разлом Фарс)

Этот регион отличается сложным геологическим строением и наличием мощных толщ осадочных горных пород от докембрия до современного возраста. Основная газовая залежь связана с пермскими — нижнетриасовыми отложениями свит Канган и Далан (рис. 2), залегающими здесь на глубине 3295–3595 м, которые представлены преимущественно оолитовыми, глинистыми известняками и доломитами [Konert, et al., 2001]. Подобные карбонатные толщ представлены в Хуфф в Саудовской Аравии, мощность которых увеличивается по мере продвижения от Аравийского полуострова к горному хребту Загрос [Kashfi, 2001].

Основной нефтематеринской породой палеозойской системы в бассейне Загроса в Иране является свита Сарчахан, относящаяся к силурийскому периоду [Saber, Rabbani, 2015; Bordenave, 2008]. Результаты реконструкций истории залегания показали, что свита Сарчахан вошла в зону «нефтяного окна» в среднее юрское время, а генерация газообразных углеводородов началась еще в середине мела [Ashrafi, et al., 2020]. В работе [Bordenave, 2008] было сделано предположение, что образование крупных газовых залежей в пермских и нижнетриасовых отложениях центральной части Персидского залива и Фарса, скорее всего, связано с латеральной миграцией углеводородов, источником которых являлись материнские породы силурийских отложений свиты Сарчахан.

Свита Далан, расположенная с несогласием на Фараганской свите подразделяется на три яруса: Нижний и Верхний Далан, представленные карбонатными отложениями и пачку Нар, богатую ангидритами. Состоящая из ангидритовых слоев,

пачка Нар разделяет даланскую свиту на нижнюю и верхнюю часть. В целом эти слои интерпретируются как отложения в полузамкнутых гипер-соленых впадинах в период относительного падения уровня моря [Rafiee, et al., 2015]. Верхний Далан сложен доломитами и известняками с маломощными прослоями ангидрита (до 11 м). Другой основной пласт-коллектор, названный в иранской номенклатуре — Канган, согласно залегает на позднепермских пластах верхней части Далана. Составной частью этой свиты являются известняки и доломиты, ангидритовые доломиты, доломиты и известняки (снизу вверх: K5-K1). Канганская свита завершается формацией Даштак (сланец в основании), являющейся эффективной покрывкой, в основном сложенной эвапоритовыми и доломитовыми породами [Motiei, 1995].

В рамках данной работы были изучены образцы доломитовых и известняковых пород свит Далана и Кангана. Кроме того, были проанализированы богатые ангидритом образцы пачки Нар, которые могут выступать донором сероводородного газа на месторождении Шануль, и образцы сланцев Кангана, богатые ионами железа в качестве основного поглотителя H_2S .

Материалы и процесс моделирования. Интенсивность термохимической реакции восстановления сульфата контролируется несколькими физическими факторами, такими как pH, пластовая температура, пластовое давление, солёность пластовой воды и минеральный состав пород коллектора [Machel, 2001; Ellis, et al., 2006; Amrani, et al., 2008]. До настоящего времени, реализовано несколько программ исключительно для моделирования химических реакций в пористой среде [Coombe, et al., 2004; Haghshenas,

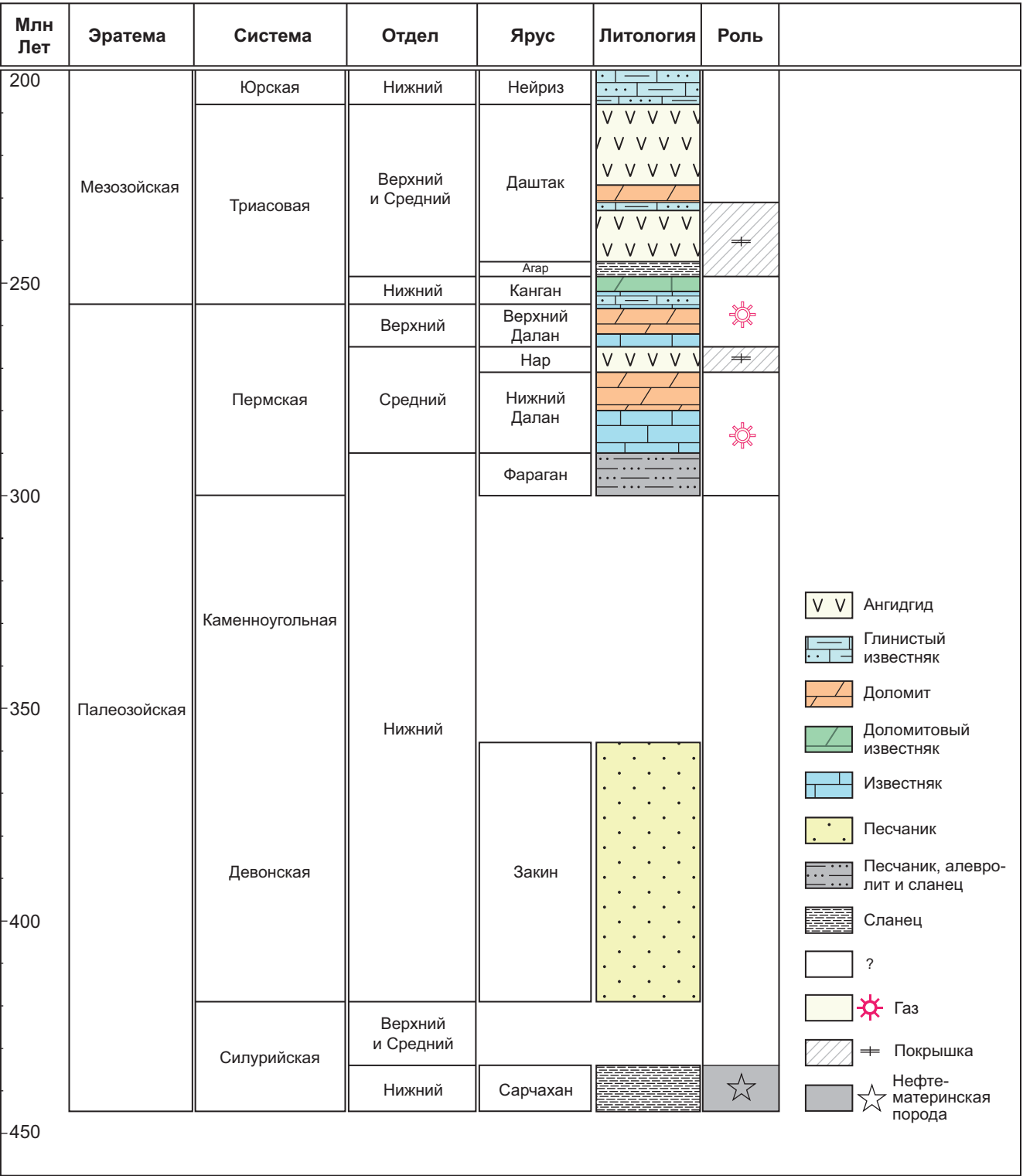


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка региона побережного Фарса с указанием зоны газонакопления [Bordenave, 2008]

et al., 2012; Cheng, et al., 2016], однако не все из них способны точно моделировать процесс закисления коллектора из-за отсутствия обширной базы данных химических реакций. Геохимическое моделирование сложных реакций привлекает огромное внимание в последние годы [Dang, et al., 2013; Sharma, Mohanty, 2018; Sprocati, et al., 2019]. В данной работе использовалась PHREEQC3 с целью рассчитать и смоделировать влияние некоторых из вышеуказанных

факторов на изменение содержания H_2S в пласте. Для выполнения работы был использован метод реактивного переноса в одномерном потоке (1D) на основе уравнения непрерывности и скорости реакции каждой реактивной частицы для оценки факторов, контролирующих концентрацию H_2S и степень протекания процесса TCP [Appelo, Postma, 2005]. Цель работы заключается в определении степени влияния железосодержащих минералов, перепадов давления

Покрывающая порода (Ангидрит)		$\text{CaSO}_4 \rightarrow \text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$
Карбонатный коллектор	Газовая часть	$\text{CaSO}_4 \rightarrow \text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$ $\text{H}_2\text{S}(\text{aq}) \rightarrow \text{H}_2\text{S}(\text{g})$ $\text{SO}_4^{2-}(\text{aq}) + 5\text{H}_2(\text{aq}) \rightarrow \text{H}_2\text{S}(\text{aq}) + 4\text{H}_2\text{O}$ $\text{CH}_4(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2(\text{aq}) + 8\text{H}^+$ $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ $\text{Fe}^{2+} + 2\text{HS}^- \rightarrow \text{FeS}_2 + 2\text{H}^+$
	Водная часть	$\text{CH}_4(\text{g}) \rightarrow \text{CH}_4(\text{aq})$ $\text{CaSO}_4 \rightarrow \text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+}$

Рис. 3. Процесс термохимической сульфат-редукции [Fu, et al., 2016; Hemme, Van Berk, 2018]

в пласте и рН воды на концентрацию сероводорода на примере месторождения Шануля на юго-западе Ирана, где в последние годы наблюдается постоянный рост концентрации H_2S .

Вода в процессе TCP. Свободная вода и водные пленки в поровых средах являются растворителями для химических веществ и обеспечивают водную матрицу для всех химических реакций, в том числе для TCP. Поэтому объем доступной воды может оказывать сильное влияние на скорость процесса закисления резервуара [Zhu, et al., 2007; Fu, et al., 2016]. Помимо важной роли воды в протекании реакции восстановления сульфатов, она так же может быть продуктом реакции TCP [Worden, et al., 1996; Machel, 2001]. Таким образом, вода является одной из предпосылок для непрерывной и долгосрочной реакции TCP, поскольку все химические реакции протекают между водными компонентами, а химический состав воды определяет процентное содержание серы в сероводороде после растворения ангидрита и пропорции растворения в поровой воде при определенных температурах и давлениях [Fu, et al., 2016]. Изменения концентрации $\text{SO}_4^{2-}(\text{aq})$, n -алкана $_{(\text{aq})}$, $\text{Ca}^{2+}(\text{aq})$, $\text{Mg}^{2+}(\text{aq})$ и промежуточных соединений серы (аллотропы серы) показывают с какой скоростью сероводород образуется в пласте [Peters, et al., 2013]. Таким образом, в данной модели рассматривается образование или потребление воды с учетом всех потенциальных реакций, основанных на термодинамике химического равновесия.

Состав газа в модели. Процесс термохимического восстановления сульфатов может протекать с разными углеводородными компонентами и с разными кинетическими скоростями. В данном исследовании метан был выбран в качестве основного углеводорода-донора электронов, так как его содержание преобладает на изучаемом месторождении (до 95% от всей газовой смеси). Рассматривается миграция метана (CH_4) в толще, сложенной в основном минералами кальцита и ангидрита. Предполагается, что метан постоянно поступает в пласт, где происходит его диффузионный перенос в пласте и абиогенная

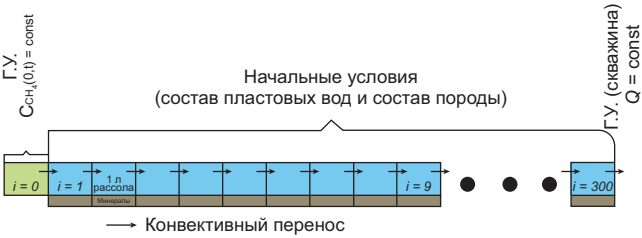


Рис. 4. Схематическое представление модели миграции к скважине

реакция между сульфатом (SO_4^{2-}) и метаном (сульфат-редукция) с одновременным осаждением и растворением минералов породы пласта.

Параметры моделирования. Кинетически контролируемое восстановление сульфатов водным раствором метана запускает дальнейшие гидрогеохимические реакции (рис. 3) для установления термодинамически определенного состояния химического равновесия [Helgeson, et al., 1993; Seewald, 2003].

Модель рассматривает одномерную миграцию в однородном пласте в радиальных координатах с учетом конвективного массопереноса. На правой границе модели задано условие постоянного расхода (скважина), на левой границе модели условие постоянной концентрации метана и остальных компонентов гидрогеохимической системы. В качестве начального условия рассматривается состав пластовых вод и минеральный состав пород пласта. Входные данные представляют собой результаты анализа химического состава воды и рентгеновской дифракции горных пород (XRD), полученных из одной скважины месторождения Шануля. На рис. 4 показана схематизация модели миграции флюида в пласте в сторону добывающей скважины. Модель состоит из 300 ячеек в форме полого цилиндра, которые воспроизводят расстояние от газоводного контакта до забоя скважины в 300 м. Объем каждой ячейки 1 м^3 , радиус ячейки уменьшается от скважины к противоположной части модели, чтобы оптимизировать выбор пространственной сетки и добиться точных коэффициентов диффузии за минимально возможное время обработки [Standen, Petersen, 2018].

Температура во всех ячейках соответствует средней температуре пласта 100°C . Для расчета внешнего и внутреннего радиусов ячеек, а также временного шага использовалось раскрытие трещины $0,00005 \text{ м}$ и расход в трещину $6,01 \times 10^{-2} \text{ м}^3/\text{сут}$. Проводимость трещины с такими параметрами равна $0,03 \text{ м}^2/\text{сут}$. Общая проводимость пласта $0,5 \text{ м}^2/\text{сут}$, общий расход воды из скважины $1 \text{ м}^3/\text{сут}$; диффузия в слабопроницаемые блоки и в трещину не учитывалась.

В качестве пластового рассола использовался состав воды, полученной из скважины изучаемого месторождения, пересчитанный к килограмму растворителя (воды) и приведенный к электронею-

Таблица 1

Состав пластовых вод и составы использованные для граничных и начальных условий задачи

Элемент	Химический состав воды, моль/кг _{H₂O}	Начальные условия, моль/кг _{H₂O}	Граничное условие, моль/кг _{H₂O}
B	$2,72 \cdot 10^{-2}$	$2,72 \cdot 10^{-2}$	$2,72 \cdot 10^{-2}$
Br	$1,97 \cdot 10^{-2}$	$1,97 \cdot 10^{-2}$	$1,97 \cdot 10^{-2}$
C ⁺⁴	$2,00 \cdot 10^{-3}$	$2,14 \cdot 10^{-3}$	$2,14 \cdot 10^{-3}$
Ca	$4,61 \cdot 10^{-1}$	$4,61 \cdot 10^{-1}$	$4,61 \cdot 10^{-1}$
Cl	5,34	5,34	5,34
K	$1,68 \cdot 10^{-1}$	$1,68 \cdot 10^{-1}$	$1,68 \cdot 10^{-1}$
Mg	$1,55 \cdot 10^{-1}$	$1,55 \cdot 10^{-1}$	$1,55 \cdot 10^{-1}$
Na	3,94	3,94	3,94
S ⁺⁶	$4,68 \cdot 10^{-3}$	$3,99 \cdot 10^{-3}$	$3,99 \cdot 10^{-3}$
Sr	$1,33 \cdot 10^{-2}$	$1,33 \cdot 10^{-2}$	$1,33 \cdot 10^{-2}$
CH ₄	0	0	$2,3 \cdot 10^{-1}$
H ₂ S	0	0	0

тральности корректировкой концентрации иона хлора (табл. 1).

Для использования данного состава в качестве начальных и граничных условий миграционной задачи проведена проверка его равновесия с порообразующими минералами. В условиях высокой минерализации для расчета активностей компонентов используется модель Питцера [Appelo, Postma, 2005]. Равновесные фазы, уравнения действующих масс и константы равновесия, использованные в модели, приведены в табл. 2.

В данной работе учитывается усредненный минеральный состав пород изучаемого месторождения, полученный по результатам XRD. В табл. 3 приведены минералогические составы, используемые для определения вмещающих пород изучаемых коллекторов.

Для упрощения процедуры моделирования в предлагаемом подходе реактивного переноса были приняты следующие допущения, которые могут не отражать фактическое содержание сероводорода в газе, однако помогают выявить ключевые факторы, определяющие скорость реакции ТСП:

- вода несжимаема,
- вязкость воды не меняется,
- капиллярное давление равно нулю,
- пористая среда однородна [Fu, et al., 2016].

Диффузия метана и скорость реакции. Эффективный коэффициент диффузии в пористой среде (D_{eff}) может быть описан следующей моделью [Grathwohl, 1998]:

$$D_{eff} = D_{aq} \times n_m,$$

(1)

где D_{aq} — коэффициент диффузии вещества в воде, а m — показатель степени, который зависит от пористости структуры породы. В данной работе будет использоваться рекомендованное значение $m = 2,2$.

Таблица 2

Равновесные фазы, массовые реакции и константы равновесия (log K, при 25°C и 1 бар)

Равновесные фазы	Реакция	log K
Ангидрит	$\text{CaSO}_4 + \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-4,362
Сидерит	$\text{FeCO}_3 = \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3$	-10,89
Пирит	$\text{FeS}_2 + 2\text{H}^+ + 2\text{e}^- = \text{Fe}^{2+} + 2\text{HS}^-$	-18,47
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^-$	-17,08
Кальцит	$\text{CaCO}_3 = \text{CO}_3^{2-} + \text{Ca}^{2+}$	-8,406
CH ₄ (г)	$\text{CH}_4 = \text{CH}_4$	-2,85
H ₂ S (г)	$\text{H}_2\text{S} = \text{H}^+ + \text{HS}^+$	-7,97
Сера	$\text{S} + 2\text{H}^+ + 2\text{e}^- = \text{H}_2\text{S}$	4,88

Примечания. Данные взяты из Pitzer.dat, за исключением CH₄ (г) и H₂S (г), которые взяты из Ilnl.dat [Parkhurst, Appelo, 2013].

Таблица 3

Минералогический состав изученных пород

Минералы	Кальцит	Доломит	Ангидрит	Пирит
Известняк	85	15	–	–
Известь	60	–	40	–
Железосодержащие минералы	80	10	5	5
Ангидрит	–	20	80	–

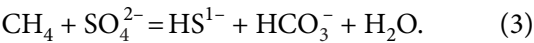
У разных веществ разные коэффициенты диффузии в воде и строгое решение требует это учитывать, но решение задачи многокомпонентной диффузии требует заметно больше компьютерного времени. Так как основным подвижным компонентом в принятой системе является метан, то для первого приближения использовался коэффициент диффузии метана в хлоридно-натриевом рассоле для пластовых условий. В работе использовались пластовые условия и химический состав для одной скважины в районе исследования, а именно температура 97°C и давление 224 атм. Согласно [Chen, et al., 2018] коэффициент диффузии метана при высоких давлениях может быть определен по следующей зависимости:

$$\ln(D_{aq} \times 10^5) = A/T + B,$$

(2)

где A и B — эмпирические коэффициенты, а T — температура, К, D_{aq} в данном случае определяется в см²с⁻¹. Для хлоридно-натриевого рассола авторы определили A и B как 670 и 5,98 соответственно. При температуре 97°C (370,15 К) коэффициент диффузии метана в воде равен $4,34 \cdot 10^{-9}$ м²с⁻¹. Тогда, согласно выражению (1), эффективный коэффициент диффузии метана в пористой среде пласта равен $5,9610^{-12}$.

В присутствии CH₄ и SO₄²⁻ задана необратимая кинетическая реакция сульфат-редукции:



Данная окислительно-восстановительная реакция может протекать как с помощью бактерий, так

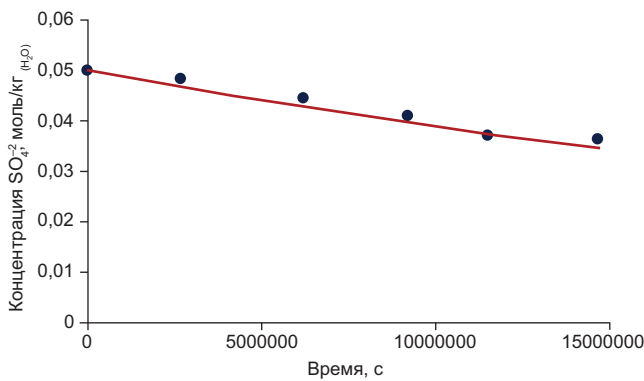


Рис. 5. Зависимость концентраций продуктов и реагентов реакции сульфат-редукции метана от времени для температуры 80 °С для определения константы скорости реакции сульфат-редукции метаном. Точки — данные лабораторного эксперимента [Adams, et al., 2013], линия — расчетная кривая с подобранной константой

и без, в зависимости от возможности функционирования сульфатредуцирующих бактерий в пластовых условиях. Если реакция abiogenic, то ее скорость значительно снижается.

Скорость данной реакции рассчитывалась как скорость реакции 1-го порядка:

$$R_{SF} = C_{SO_4} \cdot k_{SF} \tag{4}$$

где R_{SF} — это скорость реакции, мольс⁻¹л⁻¹, C_{SO_4} — моляльность сульфат-иона, k_{SF} — константа скорости реакции, равная 4 с⁻¹. Данный параметр может быть определен в лаборатории, но лабораторно определенный параметр неизбежно будет отличаться от пластового.

Начальный параметр был определен по результатам работы [Adams, et al., 2013]. В данной работе измерена зависимость концентраций продуктов и реагентов реакции сульфат-редукции метаном от времени для температуры 80 °С. Используя данную зависимость можно подобрать k_{SF} , подгоняя интегрированную форму уравнения (4) к реальным данным (рис. 5).

В качестве начального параметра определена константа скорости реакции (3) первого порядка $2,50 \times 10^{-8}$ с⁻¹. С одной стороны, при пластовой температуре, которая больше лабораторной, скорость реакции может увеличиться, с другой стороны, при переходе к абиотическому характеру реакции, который вполне возможен около температуры 100 °С скорость реакции должна заметно упасть. При первичных расчетах оказалось, что концентрация сероводорода H₂S достигает высоких значений очень быстро и для дальнейших расчетов было принято решение использовать константу на порядок меньше ($2,50 \cdot 10^{-9}$ с⁻¹).

Результаты и обсуждение. При моделировании рассматривались 3 сценария (табл. 4). В первом сценарии не учитывается перепад давления от пласта к скважине и в составе пород отсутствует источник восстановленного сидерита железа (FeCO₃). Второй

Таблица 4

Сценарии моделирования

Сценарий	Минеральный состав пород	Давление, атмосферное
1	Кальцит, Ангидрит	600
2	Кальцит, Ангидрит	600–300
3	Кальцит, Ангидрит, Сидерит	600–300

сценарий предполагает учет перепада давления при переходе от пласта к скважине. Третий сценарий вместе с учетом перепада давления из пласта к скважине предполагает наличие в породе сидерита.

Данные условия учитывались для определения интенсивности ТСР относительно падения пластового давления в процессе добычи и присутствия железа в минеральном составе породы.

Для второго и третьего сценариев рассматривался перепад давления от 600 до 300 атм. Так как перепад давления экстремально высокий и при более-менее реальных значениях параметров пласта и расхода невозможен, соответственно рассчитать реалистичную логарифмическую кривую перепада тоже невозможно. Поэтому перепад напора задавался линейным изменением от 1 ячейки (пластовое давление) до 300 ячейки (давление в скважине). Давление P_i в каждой ячейке i рассчитывается как

$$P_i = 300 + (i - 1)/(N - 1) \cdot (600 - 300),$$

где N — общее количество ячеек. Расчетное время составляет 19,6 лет, что является средним временем добычи газа под естественным давлением.

Рис. 6, а иллюстрирует динамику образования H₂S в течение 19,6 лет разработки месторождения. Предполагается, что с момента начала разработки месторождения концентрация сероводорода будет возрастать, а затем из-за снижения скорости растворения ангидрита и доступных сульфат-ионов процесс ТСР замедляется и скорость образования сероводорода падает. Уменьшение концентрации сульфат-иона происходит в результате образования карбонатной пленки на краю ангидрита, блокирующей его связь с водой [Worden, Smalley, 1997].

На рис. 6, б показан расчет добычи сероводорода через 19,6 лет после начала добычи, когда происходит падение давления до 50% от начального пластового давления из-за интенсивной добычи. Видно, что уровень образующегося сероводорода увеличится примерно в 10 раз по сравнению с первым сценарием. Это может быть связано с выделением растворенного сероводорода из пластовой воды в добываемый газ.

В последнем сценарии рассчитывалось влияние сидерита как донора ионов Fe_(III). На рис. 6, в показано, что в присутствии сидерита уровень H₂S в скважине приближается к нулю, так как ионы сульфата преобразуются либо в пирит, либо в накопление элементарной твердой серы вокруг ствола скважины.

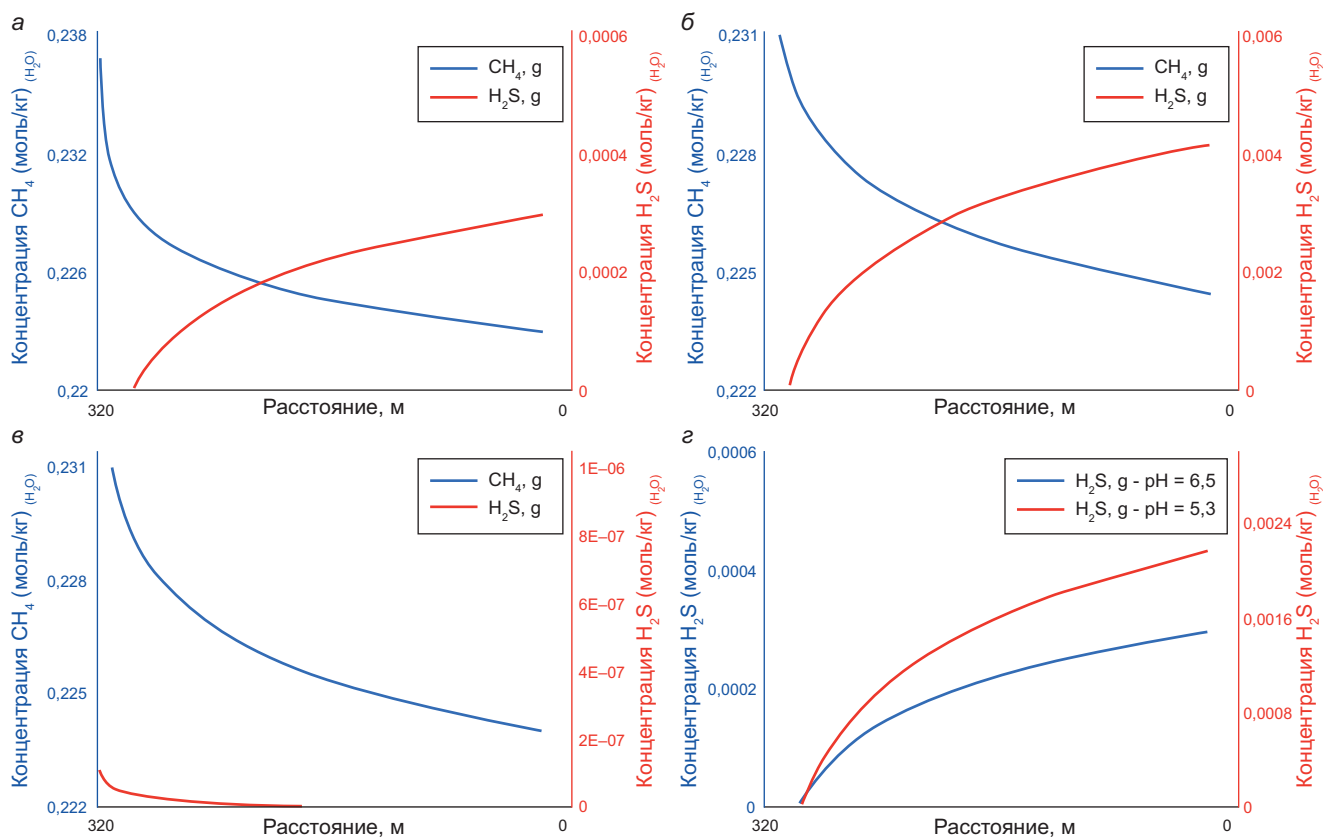


Рис. 6. а — схематическое представление модели миграции H_2S и CH_4 к забою скважины после 19,6 лет модельного времени в сценарии 1; б — сценарии 2 при перепаде давления сильного сидеритового эффекта нет; в — сценария 3 с перепадом давления и эффектом сидерита; з — эффект изменение pH на концентрации сероводорода в скважине

В дополнение к вышеупомянутым критериям также было смоделировано влияние pH на поведение компонентов. Предыдущие исследования по термохимическому восстановлению сульфатов показали зависимость скорости закисания пласта от pH воды пласта [Zhang, et al., 2008; Tan, et al., 2021]. Рис. 6, з демонстрирует, что pH обратно пропорционально объему генерируемого сероводорода. По результатам моделирования, изменение pH горизонта с ~5 до 6,5 может привести к сокращению концентрации H_2S почти к половине от общего объема. Это связано с тем, что концентрация йона бисульфата (HSO_4^-), как основного окислителя процесса ТСР, при более высоком уровне pH в воде уменьшается, в результате чего энергия активации реакции сульфат-редукции увеличивается и замедляется скорость образования H_2S [He, et al., 2014].

Заключение. В данной работе для моделирования геохимических реакций в процессе термохимической сульфат-редукции на примере месторождения Шануль (юго-запад Ирана) использовалась одномерная диффузионная модель массопереноса ПО Phreeqc. Рассматривалась 3 сценария влияния на скорость протекания ТСР: с учетом железосодержащих минералов, пластового давления и pH воды. Для оценки влияния указанных факторов применялась относительная концентрация образующегося сероводорода после каждого сценария.

Результаты моделирования показали, что наиболее важную роль в образовании сероводорода играет минеральный состав коллектора. Интенсивность образования сероводорода на этом месторождении в значительной степени контролируется долей минералов железистого карбоната в свитах Далана и Кангана. В дополнение к минеральному составу было оценено влияние перепада пластового давления, где в присутствии железосодержащего минерала не изменяется содержание сероводорода, а в отсутствие железосодержащих минералов — может увеличиться в 10 раз. Однако, следует отметить, что в модели учитывалось снижение пластового давления до 50% от начального, что представляется маловероятным на ранних стадиях разработки месторождения.

Дополнительно был проведен расчет для оценки потенциального влияния изменения pH на скорость образования сероводорода. Было замечено, что увеличение pH может снизить скорость реакции восстановления сульфата и, соответственно, уменьшить объем образующегося сероводорода. Теоретически увеличение pH на 20% может снизить содержание сероводорода до 50%.

На основе анализа геологических данных изучаемого региона и полученных результатов моделирования наиболее благоприятным сценарием для контроля образования сероводорода может являться использование железных буровых трубопроводов или поддержание стабильного пластового давления

во время добычи, а также использование буферов для контроля щелочности пласта.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность редакторам и рецензентам журнала

и глубоко признательны за ценные замечания к ее содержанию. Авторы также благодарны Е.В. Кортуну за помощь и консультации в рамках построения гидрогеохимических моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амурский Г.И., Кулибакина И.Б., Соловьев Н.Н. Вертикальная зональность в образовании и аккумуляции сероводорода // Геология нефти и газа. 1984. Т. 1. С. 47–51.
- Анисимов Л.А. Условия абиогенного восстановления сульфатов в нефтегазоносных бассейнах // Геохимия. 1978. Т. 11. С. 1692–1702.
- Голизаде Х. Происхождение и механизм появления сероводорода на примере одного газового месторождения палео-высоты Прибрежного Фарса, Иран // Вестник евразийской науки. 2022. Т. 14(2). С. 9–16.
- Дахнова М.В. Геохимия серы в связи с проблемой нефтегазоносности. М.: Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), 1999.
- Adams M.M., Hoarfrost A.L., Bose A., et al. Anaerobic oxidation of short-chain alkanes in hydrothermal sediments: potential influences on sulfur cycling and microbial diversity // Frontiers in microbiology. 2013. Vol. 4(14).
- Amrani A., Zhang T., Ma Q., et al. The role of labile sulfur compounds in thermochemical sulfate reduction // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72. P. 2960–2972.
- Appelo C.A., Postma D. Geochemistry, Groundwater and Pollution. 2005. Second Edition. Taylor & Francis. s.l.: 6000 Broken Sound Parkway, NW, (Suite 300), Boca Raton, FL 33487, USA.
- Ashrafi T., Saberi M.H., ZareNezhad B. 1D and 2D basin modeling, in evaluating the hydrocarbon generation-migration-accumulation potential, at coastal Fars Area, Southern Iran // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2020. Vol. 195(107594).
- Basafa M., Hawboldt K. Reservoir souring: sulfur chemistry in offshore oil and gas reservoir fluids // Journal of Petroleum Exploration and Production Technology. 2018.
- Bildstein O., Worden R.H., Brosse E. Assessment of anhydrite dissolution as the rate limiting step during thermochemical sulfate reduction // Chemical Geology. 2001. Vol. 176. P. 173–189.
- Bordenave M.L. The origin of the Permo-Triassic gas accumulations in the Iranian Zagros foldbelt and contiguous offshore area: a review of the Palaeozoic petroleum system // Journal of Petroleum Geology. 2008. Vol. 31. P. 3–42.
- Chen Y.A., Chu C.K., Chen Y.P., et al. Measurements of diffusion coefficient of methane in water/brine under high pressure // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. 2018. Vol. 29(5). P. 577–587.
- Cheng Y., Hubbard C.G., Li L., et al. Reactive Transport Model of Sulfur Cycling as Impacted by Perchlorate and Nitrate Treatments // Environ. Sci. Technol. 2016. Vol. 50. P. 7010–7018.
- Coombe D., Hubert C., Voordou G. Mechanistic Modeling of H₂S Souring Treatments by Application of Nitrate or Nitrite. Canadian International Petroleum Conference, June 2004. Issue PETSOC-2004-292.
- Dang C.T., Nghiem L.X., Chen Z., Nguyen Q.P. Modeling Low Salinity Waterflooding: Ion Exchange, Geochemistry and Wettability Alteration // SPE Annual Technical Conference and Exhibition. 2013. Issue SPE-166447-MS.
- Ellis G.S., Zhang T., Ma Q., Tang Y. Empirical and theoretical evidence for the role of MgSO₄ contact ion-pairs in thermochemical sulfate reduction // AGU Fall Meeting Abstracts. 2006. Vol. V11C-0596.
- Fu Y., Van Berk W., Martin Schulz H. Hydrogen sulfide formation, fate, and behavior in anhydrite-sealed carbonate gas reservoirs: A three-dimensional reactive mass transport modeling approach // AAPG Bulletin. 2016. Vol. 100(5). P. 843–865.
- Grathwohl P. Diffusion in Natural Porous Media Contaminant Transport, Sorption/Desorption and Dissolution Kinetics. s.l. N.Y.: Springer New York, 1998.
- Haghshenas M., Sepehrnoori K., Bryant S.L., Farhadnia M.A. Modeling and Simulation of Nitrate Injection for Reservoir Souring Remediation // SPE Journals. 2012. Vol. 17(3). P. 817–827.
- He K., Zhang S., Mi J., Hu G. The speciation of aqueous sulfate and its implication on the initiation mechanisms of TSR at different temperatures // Applied Geochemistry. 2014. Vol. 43. P. 121–131.
- Helgeson H.C., Knox A.M., Owens C.E., Shock E.L. Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages: Are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. Vol. 57. P. 3295–3339.
- Hemme C., Van Berk W. Hydrogeochemical Modeling to Identify Potential Risks of Underground Hydrogen Storage in Depleted Gas Fields // Applied science. 2018. Vol. 8(2282).
- Kalantariasl A., Karimian Torghabeh A., Saboori R., et al. An integrated geological, engineering and geochemical approach for screening of H₂S increasing mechanism in Shanul gas field coastal Fars Province, Zagros Basin, Iran // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2022. Vol. 102(3–4).
- Kashfi M.S. Greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study // Oil and Gas Journal. 2001. Vol. 98(45). P. 36–44.
- Konert G., Afifi M.A., Alhajri S.A., Droste H.J. Paleozoic Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Arabian Plate // GeoArabia. 2001. Vol. 6(3). P. 407–442.
- Machel H. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings — Old and new insights // Sedimentary Geology. 2001. Vol. 140. P. 143–175.
- Motiei H. Petroleum geology of Zagros // Geological Survey of Iran. 1995. Vol. 589. (In Farsi)
- Mouthereau F., Tensi J., Bellahsen N., et al. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: the Zagros Folded Belt (Fars, Iran) // Tectonics. 2007b. Vol. TC5006. 28 p.
- Orr W.L. Rate and mechanism of non-microbial sulfate reduction: Thermochemical sulfate reduction // Lecture notes of GRI workshop. 1990. P. 5.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J. Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3 — A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 2013.
- Peters K.E., Hantschel T., Kauerauf A.I., et al. Recent advances in petroleum system modeling of geochemical pro-

cesses: TSR, SARA, and biodegradation. AAPG Search and Discovery article. 2013.

Rafiee P., Baghbani D., Aghanabati A., Arian M. Microbiostratigraphy and Lithostratigraphy of the Upper Permian Dalan Formation in Kuh-E-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran) // International Journal of Geography and Geology. 2015. Vol. 4(4). P. 68–77.

Saberi M.H., Rabbani A.R. Origin of natural gases in the Permo-Triassic reservoirs of the Coastal Fars and Iranian sector of the Persian Gulf // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2015. Vol. 26. P. 558–569.

Seewald J.S. Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins // Nature. 2003. Vol. 426. P. 327–333.

Sharma H., Mohanty K.K. An experimental and modeling study to investigate brine-rock interactions during low salinity water flooding in carbonates // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2018. Vol. 165. P. 1021–1039.

Sprocati R., Masi M., Muniruzzaman M., Rolle M. Modeling electrokinetic transport and biogeochemical reactions in porous media: A multidimensional Nernst–Planck–Poisson approach with PHREEQC coupling // Advances in Water Resources. 2019. Vol. 127. P. 134–147.

Standen van P.J., Petersen J. First order exchange and spherical diffusion models of heap leaching in PhreeqC // The Journal of the Southern African institute of mining and metallurgy. 2018. Vol. 118(7). P. 681–694.

Tan S., Sekine Y., Shibuya T., et al. The role of hydrothermal sulfate reduction in the sulfur cycles within Europa: Laboratory experiments on sulfate reduction at 100 MPa // Icarus. 2021. Vol. 357.

Worden R.H., Smalley P.C. The thermal impact of sulfate reduction in the Khuff Formation // Geofluids. 1997. P. 423–426.

Worden R.H., Smalley P.C., Oxtoby N.H. The effects of thermochemical sulfate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate gas reservoirs // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60(20). P. 3925–3931.

Zhang T., Amrani A., Ellis G.S., et al. Experimental investigation on thermochemical sulfate reduction by H₂S initiation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72(14). P. 3518–3530.

Zhu G.Y., Zhang S.C., Liang Y.B. The controlling factors and distribution prediction of H₂S formation in marine carbonate gas reservoir, China // Chinese Science Bulletin. 2007. Vol. 52. P. 150–163.

Статья поступила в редакцию 16.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.42

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-173-178

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ФТОРА В МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ ЕССЕНТУКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

Алла Витальевна Савенко¹✉, Виталий Савельевич Савенко²,
Алексей Анатольевич Маслов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alla_savenko@rambler.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vityal_savenko@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; maa20070@yandex.ru

Аннотация. Определено содержание фтора в водах четырех водоносных горизонтов Ессентукского месторождения минеральных вод: дат-зеландского, сеноман-маастрихтского, апт-нижнеальбского и титон-валанжинского. Показана возможность регулирования содержания фтора в добываемой минеральной воде путем изменения интенсивности эксплуатации скважин.

Ключевые слова: минеральные углекислые воды, регион Кавказские Минеральные Воды, Ессентуки, химический состав, фтор

Для цитирования: Савенко А.В., Савенко В.С., Маслов А.А. Изменчивость концентрации фтора в минеральных водах Ессентукского месторождения и ее связь с гидрогеологическими условиями // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 173–178.

VARIABILITY OF FLUORINE CONCENTRATION IN THE ESSENTUKI MINERAL WATER FIELD AND ITS RELATIONSHIP WITH HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS

Alla V. Savenko¹✉, Vitaly S. Savenko², Aleksey A. Maslov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alla_savenko@rambler.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vityal_savenko@rambler.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; maa20070@yandex.ru

Abstract. The fluorine content in the waters of four aquifers of the Essentuki mineral water field (Danish-Zelandian, Cenomanian-Maastrichtian, Aptian-Lower Albian, and Tithonian-Valanginian) was determined. The possibility of regulating the fluorine content in extracted mineral water by changing the intensity of well operation was shown.

Keywords: CO₂-rich mineral water, Caucasian Mineral Waters region, Essentuki, chemical composition, fluorine

For citation: Savenko A.V., Savenko V.S., Maslov A.A. Variability of fluorine concentration in the Essentuki mineral water field and its relationship with hydrogeological conditions. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 173–178. (In Russ.).

Введение. Фтор является физиологически активным элементом, оказывающим негативное влияние на здоровье человека как при низких, так и при высоких концентрациях в потребляемой воде, с которой поступает основное количество этого элемента. Поэтому концентрация фтора служит важной характеристикой вод питьевого назначения, в том числе минеральных (столовых и лечебных), в которых содержание фтора может сильно различаться не только для разных месторождений, но и для одного и того же источника в зависимости от интенсивности и продолжительности эксплуатации [Крайнов, Рыженко, 2003].

В минеральных водах Ессентукского месторождения, скважинная добыча которых началась в 1912–1914 гг., в течение последних 20 лет проводились несистематические измерения concentra-

ции фтора с частотой 1–2 раза в год, что ограничивает возможность достоверного определения временных флуктуаций их качества по данному компоненту. При этом сведения о диапазонах содержания фтора в бутилированной воде марок «Ессентуки-17» ($2,3 \pm 0,1$ мг/л), «Ессентуки-4» ($2,3 \pm 0,1$ мг/л) и «Ессентуки-2» ($2,0 \pm 0,1$ мг/л) [Евлипошева, Ноянова, 2013] свидетельствуют о превышении верхней границы санитарно-гигиенического оптимума, равной 1,5 мг F/л [Сан-ПиН..., 2002]. Цель настоящей работы состояла в определении концентрации фтора в водах разных водоносных горизонтов Ессентукского месторождения, а также оценке влияния на содержание фтора снижения дебита скважин, рекомендованного в случае необходимости восстановления качества минеральных вод.

Материалы и методы исследований. Характеристика объектов исследований. Ессентукское месторождение минеральных подземных вод площадью около 200 км² находится в центральной части курортного региона Кавказские Минеральные Воды в переходной зоне от северных склонов Большого Кавказа к Минераловодской равнине. В настоящее время добыча минеральных вод осуществляется в интервале глубин от 37 до 1470 м из четырех водоносных горизонтов с неоднородным литологическим составом вмещающих пород (табл. 1).

Таблица 1

Водоносные горизонты Ессентукского месторождения минеральных вод и их литологический состав [Fillimonova, et al., 2020; Байдарико и др., 2021]

Водоносный горизонт	Вмещающие породы
Палеогеновый дат-зеландский P ₁ d-sl	Мергели, песчаники, известняки
Верхнемеловой сеноман-маастрихтский K ₂ s-m	Известняки, мергели
Нижнемеловой апт-нижеальбский K ₁ a-al ₁	Терригенные песчано-глинистые отложения
Верхнеюрский-нижнемеловой титон-валан-жинский J ₃ tt-K ₁ v	Загипсованные глины, гранитная дресва, известняки, доломитизированные известняки

Для вод Ессентукского месторождения характерно наличие латеральной и вертикальной гидрохимической зональности, которая связана с разной удаленностью от областей инфильтрационного питания и увеличением глубин залегания водоносных горизонтов в северо-восточном направлении [Лаврушин, 2012; Лаврушин и др., 2020; Барановская и др., 2022]. При этом, как было установлено Е.Г. Потаповым с соавторами [2013], движущиеся с севера хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые минерализованные воды ессентукского типа за время циркуляции в пределах месторождения не претерпевают существенных изменений соотношения главных ионов, смешиваясь в различных пропорциях с пресными подземными водами южных областей питания и образуя в том числе воды наиболее востребованных марок «Ессентуки-17» и «Ессентуки-4».

Методы исследований. Исследование распределения фтора в минеральных водах Ессентукского месторождения состояло из двух этапов, направленных на изучение пространственной изменчивости его содержания, а также временных флуктуаций для отдельной скважины. Для решения первой задачи в сентябре 2020 г. были отобраны пробы воды из 20 действующих водозаборных скважин. Реализация второй задачи осуществлялась путем отбора проб воды через день с середины июня по начало октября того же года из скважины 24-бис-1, для которой в течение этого периода проводилось тестирование рекомендованного коллективом гидрогеологов

[Байдарико и др., 2021] оптимального режима эксплуатации.

Температуру и величину рН скважинных вод определяли в местах отбора проб для химических анализов до их контакта с атмосферой. Отфильтрованные через мембранный фильтр с диаметром пор 0,45 мкм пробы воды хранили в герметично закрытых полипропиленовых пробирках объемом 50 мл.

В лабораторных условиях сначала определяли основной солевой состав минеральных вод: содержание главных катионов, хлоридов и сульфатов методом капиллярного электрофореза [Комарова, Каменцев, 2006] и щелочность $Alk \approx HCO_3^-$ объемным ацидиметрическим методом. Погрешность анализов, представляющая собой отношение разности эквивалентных концентраций главных анионов и катионов к их общему содержанию, не превышала 3,5%. Затем измеряли концентрацию фтора с помощью электрохимической цепи из фторидного ионоселективного электрода «Элит-221» и хлорсеребряного электрода сравнения в присутствии ацетатного солевого буфера [Савенко, 1986] двумя взаимодополняющими друг друга способами. Для опробования разных водозаборных скважин использовали метод добавок, для временного ряда — прямую потенциометрию с приготовлением калибровочных растворов с концентрацией фтора 0,2–2,0 мг/л и солевым фоном, соответствующим среднему составу вод скважины 24-бис-1. Погрешность определений была равной $\pm 3\%$.

Результаты исследований и их обсуждение.

В табл. 2 приведены результаты определений содержания фтора и макрокомпонентов в минеральных водах Ессентукского месторождения, а также их температуры и величины рН в сентябре 2020 г. Ионный состав и температурные условия во время отбора проб попадают в диапазон осредненных за многолетний период (2003–2017 и 2019–2020 гг.) значений [Filimonova, et al., 2020; Барановская и др., 2022; Baranovskaya, et al., 2023], что свидетельствует о репрезентативности исходного материала, использованного для измерений концентрации фтора.

Для всего массива данных по химическому составу и температуре исследованных минеральных вод Ессентукского месторождения были рассчитаны коэффициенты корреляции (табл. 3), которые показали наличие двух групп проб со значимыми положительными связями:

$$\begin{aligned} &Na^+ - Cl^- - HCO_3^- - M \ (r \geq 0,97) \\ &\text{и } SO_4^{2-} - K^+ - Mg^{2+} \ (r \geq 0,81), \end{aligned}$$

которые, по-видимому, отражают существование двух — главного и второстепенного — источников солевого состава ессентукских минеральных вод. При этом значимые корреляции между концентрацией фтора и другими исследованными параметрами отсутствуют.

Как следует из табл. 2, наилучшие показатели по содержанию фтора (0,6–1,6 мг/л) имеют воды дат-зеландского водоносного горизонта, которые

Таблица 2

Содержание фтора и компонентов основного солевого состава в минеральных водах Ессентукского месторождения, отобранных 7–9 сентября 2020 г. из действующих водозаборных скважин, и их текущие температура и величина рН

Номер скважины	Водоносный горизонт	Глубина, м	T, °C	pH	Минерализация М, г/л	Концентрации в растворе, мг/л							
						F	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca
57-РЭ-бис	Дат-зеландский	92	16,3	6,64	7,44	0,55	1235	5,7	3989	2139	3,3	54,2	16,2
24-бис-1		96	18,0	6,76	9,14	0,88	1783	69,9	4404	2825	2,0	28,0	26,6
41-бис		115	16,2	6,70	8,28	1,24	1580	4,6	4185	2433	6,9	54,1	16,4
34-бис		125	16,1	6,46	8,25	1,21	1676	2,2	3965	2532	10,6	48,9	17,9
17-бис		125	15,6	6,60	12,30	0,79	2712	7,0	5850	3637	3,1	74,0	13,4
418-бис		157	16,2	6,50	7,96	1,42	1539	2,2	3861	2473	11,0	55,1	21,3
56		191	16,1	6,40	8,21	1,44	1782	3,7	3898	2438	10,1	58,4	22,5
33-бис		212	17,2	6,36	8,00	1,60	1654	4,2	3849	2411	10,7	57,8	14,0
39-бис		266	16,9	6,65	8,62	1,12	1768	1,4	4209	2572	5,4	44,2	20,8
36-бис		301	16,1	6,65	11,95	1,27	2439	4,2	5832	3560	13,0	80,8	21,1
Среднее		–	16,5	6,57	9,02	1,15	1817	10,5	4404	2702	7,6	55,5	19,0
70	Сеноман-маастрихтский	212	19,7	8,47	0,61	1,61	12,8	45,7	378	162	1,2	1,6	7,8
1-Э		435	23,7	6,78	2,41	1,24	355	23,2	1293	696	7,1	16,8	14,7
2-Э		462	20,6	7,18	2,06	1,10	180	21,4	1257	575	6,1	12,3	13,3
46		686	35,6	6,69	9,33	2,19	1682	1,7	4715	2833	14,1	55,3	24,8
49-Э		865	30,2	6,64	7,94	3,22	1488	2,1	3977	2424	10,1	25,0	16,5
71		999	40,5	6,84	9,14	3,74	1926	0,9	4337	2822	8,3	30,2	17,0
Среднее		–	28,4	7,10	5,25	2,18	941	15,8	2660	1585	7,8	23,6	15,7
9	Апт-нижнеальбский	600	21,9	7,87	0,57	0,64	30,1	155	217	119	1,6	6,5	37,0
55		1222	36,4	8,61	0,66	0,56	36,5	127	299	189	2,2	1,2	8,8
Среднее		–	29,2	8,24	0,61	0,60	33,3	141	258	154	1,9	3,8	22,9
75-бис	Титон-валанжинский	974	20,2	6,34	3,11	0,09	560	788	805	675	38,3	185	58,1
1-КМВ-бис		1468	34,3	7,20	3,74	0,17	821	904	869	857	63,6	205	25,2
Среднее		–	27,3	6,77	3,43	0,13	691	846	837	766	51,0	195	41,7

Таблица 3

Корреляционные связи параметров химического состава и температуры минеральных вод Ессентукского месторождения, отобранных 7–9 сентября 2020 г. из действующих водозаборных скважин

Компонент	T	pH	M	Cl	F	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca
T	1										
pH	0,41	1									
M	–0,31	–0,76	1								
Cl	–0,31	–0,74	0,99	1							
F	0,39	–0,19	0,34	0,32	1						
SO ₄	0,25	0,08	–0,37	–0,33	–0,50	1					
HCO ₃	–0,33	–0,73	0,99	0,97	0,39	–0,49	1				
Na	–0,30	–0,74	1,00	0,99	0,38	–0,42	0,99	1			
K	0,25	–0,21	–0,06	–0,03	–0,26	0,88	–0,19	–0,12	1		
Mg	–0,04	–0,43	0,19	0,22	–0,37	0,81	0,06	0,12	0,91	1	
Ca	–0,06	–0,23	–0,11	–0,10	–0,36	0,64	–0,20	–0,15	0,47	0,57	1

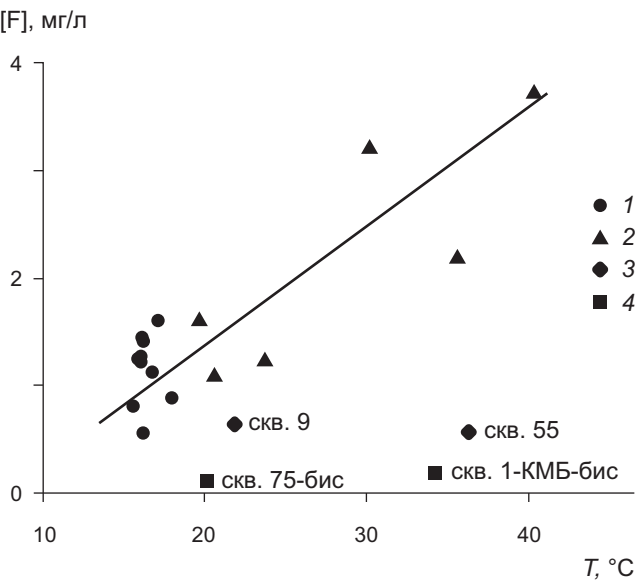


Рис. 1. Зависимость концентрации фтора в минеральных водах Ессентукского месторождения от их температуры. Водоносные горизонты: 1 — дат-зеландский, 2 — сеноман-маастрихтский, 3 — апт-нижнеальбский, 4 — титон-валанжинский

практически полностью соответствуют санитарно-гигиеническому оптимуму, составляющему 0,7–1,5 мг F/л [СанПиН..., 2002]. В сеноман-маастрихтском водоносном горизонте в область санитарно-гигиенического оптимума попадают только воды, отобранные из скважин с глубиной ≤462 м (1,1–1,6 мг/л), тогда как на глубинах 686–999 м концентрация фтора находится в диапазоне 2,2–3,7 мг/л, заметно превышая верхнюю границу оптимума для питьевой воды. Интересно, что для данного водоносного горизонта наблюдается не только связь концентрации фтора с глубиной отбора проб, но и ее положительная корреляция с температурой (рис. 1). Для других водоносных горизонтов связь концентрации фтора с температурой не прослеживается, поскольку воды дат-зеландского горизонта характеризуются практически одинаковыми значениями этого параметра, а воды апт-нижнеальбского

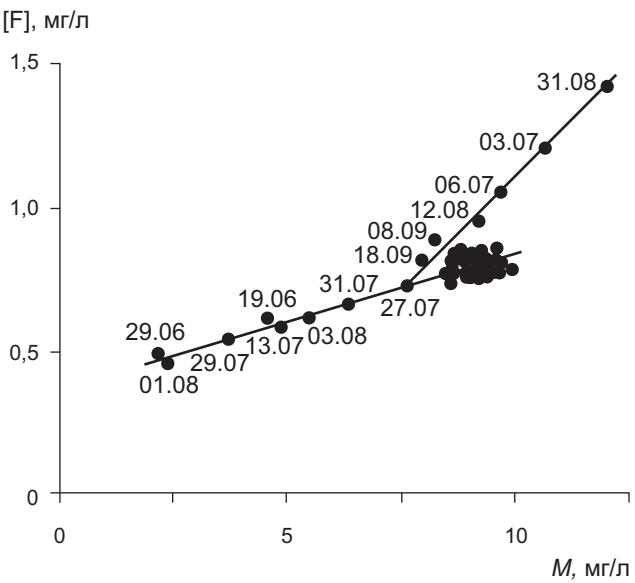


Рис. 2. Зависимость концентрации фтора в минеральных водах из скважины 24-бис-1 от минерализации. В подписях к точкам указаны даты флуктуаций химического состава вод

и титон-валанжинского горизонтов представлены двумя пробами для каждого.

Одна из задач настоящей работы заключалась в выяснении зависимости концентрации фтора от интенсивности эксплуатации скважин. Ранее было установлено, что водоотбор в объеме 12 м³/сут из скважины 24-бис-1 привел к изменению химического состава воды и его несоответствию изначальному типу «Ессентуки-17», тогда как снижение дебита до 6 м³/сут позволило восстановить прежние кондиции добываемой воды [Байдарики и др., 2021].

Проводившийся в течение 3,5 месяцев мониторинг химического состава воды из скважины 24-бис-1 показал (табл. 4), что при непрерывном отборе в объеме 6 м³/сут содержание фтора стабилизировалось и находится на уровне 0,80 ± 0,03 мг/л, соответствуя санитарно-гигиеническому оптимуму для вод

Таблица 4

Динамика содержания фтора и компонентов основного солевого состава в минеральных водах из скважины 24-бис-1 при установлении оптимального режима ее эксплуатации с непрерывным водоотбором в объеме 6 м³/сут

Дата отбора	Минерализация М, г/л	Концентрации в растворе, мг/л								Дата отбора	Минерализация М, г/л	Концентрации в растворе, мг/л							
		F	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca			F	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca
16.06.2020	8,62	0,81	1440	53,0	4484	2587	2,5	26,7	31,1	24.06.2020	9,06	0,76	1683	53,1	4532	2731	3,1	27,8	25,1
17.06.2020	9,36	0,82	1923	70,4	4514	2789	2,6	27,9	29,1	25.06.2020	8,92	0,76	1677	58,0	4490	2637	2,9	26,1	25,4
18.06.2020	4,57	0,62	912	32,7	2233	1366	1,4	12,2	14,9	26.06.2020	8,58	0,75	1453	56,4	4416	2601	2,9	25,1	23,6
19.06.2020*	4,59	0,61	822	41,0	2300	1402	1,4	12,6	15,8	27.06.2020	8,52	0,78	1544	78,8	4276	2568	2,9	24,2	23,7
20.06.2020	8,95	0,76	1537	41,5	4606	2713	3,0	27,0	26,8	28.06.2020	9,06	0,76	1719	58,7	4490	2741	3,1	26,6	25,7
21.06.2020	8,68	0,78	1441	51,0	4538	2599	2,9	25,9	25,4	29.06.2020*	2,21	0,49	407	27,1	1068	688	0,8	5,9	17,2
22.06.2020	8,50	0,77	1471	59,5	4435	2481	2,6	24,0	23,1	30.06.2020	8,60	0,75	1497	70,5	4337	2600	2,4	27,9	61,8
23.06.2020	8,93	0,76	1657	51,4	4545	2616	2,9	25,4	29,2	01.07.2020	8,63	0,78	1672	82,7	4252	2535	2,5	26,3	59,1

Дата отбора	Минерализация М, г/л	Концентрации в растворе, мг/л								Дата отбора	Минерализация М, г/л	Концентрации в растворе, мг/л							
		F	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca			F	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Mg	Ca
02.07.2020	8,93	0,77	1641	55,4	4526	2621	2,4	26,8	59,5	22.08.2020	9,26	0,82	1696	61,9	4557	2859	2,8	28,7	57,9
03.07.2020*	10,68	1,21	2280	66,8	4837	3443	3,9	30,8	16,5	23.08.2020	9,07	0,82	1662	61,9	4484	2783	2,7	27,6	53,3
04.07.2020	9,00	0,79	1675	58,6	4532	2649	2,6	26,5	60,5	24.08.2020	8,98	0,82	1699	69,1	4477	2653	2,7	26,0	50,9
05.07.2020	9,03	0,81	1658	58,5	4545	2677	2,5	26,5	63,4	25.08.2020	9,27	0,83	1795	72,0	4429	2882	2,8	29,9	59,5
06.07.2020*	9,71	1,06	1892	53,7	4728	2985	3,6	26,2	18,1	26.08.2020	9,64	0,80	1876	56,1	4630	2990	3,0	30,3	56,3
07.07.2020	9,51	0,78	1877	48,7	4667	2821	3,2	28,7	65,7	27.08.2020	9,46	0,82	1867	55,5	4606	2843	2,7	28,0	54,7
08.07.2020	8,94	0,81	1755	71,4	4465	2561	2,7	24,0	62,0	28.08.2020	9,79	0,81	1916	55,3	4648	3077	3,1	30,4	58,8
09.07.2020	9,07	0,82	1705	69,1	4459	2743	3,1	26,8	60,1	29.08.2020	9,26	0,82	1745	61,7	4484	2878	2,8	27,9	56,1
10.07.2020	8,99	0,82	1689	68,1	4453	2688	3,1	25,7	59,8	30.08.2020	8,98	0,82	1728	65,2	4484	2623	2,6	24,4	49,4
11.07.2020	8,63	0,73	1714	49,3	4215	2596	2,9	26,8	29,9	31.08.2020*	12,06	1,42	2578	68,9	5777	3585	4,0	38,5	12,4
12.07.2020	9,13	0,82	1726	67,0	4477	2767	3,2	29,6	58,1	01.09.2020	9,93	0,79	2061	49,5	4789	2943	3,2	28,0	57,3
13.07.2020*	4,87	0,59	938	37,4	2349	1514	1,6	15,0	13,9	02.09.2020	8,73	0,83	1669	96,2	4258	2617	2,9	26,4	60,1
14.07.2020	9,37	0,82	1868	58,0	4575	2775	3,1	29,7	57,3	03.09.2020	9,50	0,80	1909	61,4	4612	2827	3,1	27,9	62,7
16.07.2020	9,43	0,83	1893	58,0	4557	2829	3,2	29,8	57,4	04.09.2020	8,90	0,86	1812	82,9	4258	2707	2,9	23,7	13,5
17.07.2020	9,24	0,83	1830	58,8	4569	2696	3,0	28,8	57,4	05.09.2020	9,38	0,84	1985	62,7	4453	2835	3,1	23,6	13,7
19.07.2020	9,39	0,81	1866	56,1	4654	2725	3,0	29,3	56,5	06.09.2020	8,69	0,85	1757	94,4	4160	2643	2,9	21,7	13,9
20.07.2020	8,82	0,84	1648	76,4	4374	2641	3,0	27,2	54,6	07.09.2020	8,75	0,83	1652	75,0	4307	2676	2,9	23,0	15,2
21.07.2020	9,21	0,75	1771	57,3	4490	2844	3,2	29,3	19,3	08.09.2020*	8,26	0,89	1527	104,7	4044	2544	2,7	20,7	12,2
22.07.2020	8,97	0,84	1776	71,5	4392	2689	3,0	27,2	15,3	09.09.2020	9,59	0,86	1963	64,6	4465	3052	3,4	28,7	15,6
23.07.2020	9,33	0,80	1798	44,5	4728	2713	3,0	26,1	14,9	10.09.2020	8,96	0,84	1734	66,4	4362	2764	3,0	22,2	13,

питьевого назначения (0,7–1,5 мг F/л [СанПиН..., 2002]). Однако случавшиеся в ходе мониторинга нарушения заданного постоянного режима дебита приводили к флуктуациям химического состава вод, направленным либо в сторону их распреснения, либо осолонения, и закономерным изменениям концентрации фтора (рис. 2).

Заключение. В минеральных водах Ессентукского месторождения содержание фтора существенно различается для разных водоносных горизонтов. Санитарно-гигиеническому оптимуму (0,7–1,5 мг/л) соответствуют только воды дат-зеландского и верхней части (≤ 462 м) сеноман-маастрихтского водоносных горизонтов (0,6–1,6 и 1,1–1,6 мг/л), тогда как воды нижней части сеноман-маастрихтского водоносно-

го горизонта имеют более высокие (2,2–3,7 мг/л), а воды апт-нижнеальбского и титон-валанжинского водоносных горизонтов — более низкие ($\sim 0,6$ и $0,1\text{--}0,2$ мг/л) концентрации фтора.

Содержание фтора в добываемой минеральной воде можно регулировать путем изменения интенсивности эксплуатации скважин. В частности, эксплуатация скважины 24-бис-1 при постоянном дебите $6\text{ м}^3/\text{сут}$ позволяет добиться стабильной концентрации фтора на уровне $0,80 \pm 0,03$ мг/л при соответствии основного солевого состава характеристикам марки «Ессентуки-17».

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00088, <https://rscf.ru/project/24-17-00088/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байдарико Е.А., Поздняков С.П., Сартыков А.С. и др. Результаты работ по переоценке запасов Ессентукского месторождения // Геология и недропользование. 2021. № 4. С. 130–151.

Барановская Е.И., Харитонов Н.А., Филимонова Е.А. и др. Новые данные о химическом и изотопном (Н, О, С, S, N) составе минеральных вод Ессентукского месторождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 120–136.

Евлипошева Е.В., Ноянова Е.В. Ионный состав бутилированных минеральных вод Кавказского региона: экологический мониторинг // Вода: химия и экология. 2013. № 11. С. 93–97.

Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Веда, 2006. 212 с.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н. Влияние эксплуатации месторождений подземных вод на изменение в них концентрации фтора // Водные ресурсы. 2003. Т. 30, № 5. С. 531–540.

Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Труды Геологического института. Вып. 599. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.

Лаврушин В.Ю., Лисенков А.Б., Айдаркожина А.С. Генезис Ессентукского месторождения углекислых вод (Северный Кавказ) // Геохимия. 2020. Т. 65, № 1. С. 77–91.

Потапов Е.Г., Данилов С.Р., Гаджиханова С.У. Результаты экспериментальных исследований процессов формирования минеральных вод Ессентукского месторождения // Разведка и охрана недр. 2013. № 2. С. 41–45.

Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 77 с.

СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Минздрав РФ, 2002.

Baranovskaya E.I., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., et al. Chemical and isotopic features of a high $p\text{CO}_2$ natural mineral water from Essentuki field (Caucasian Mineral Water region, Russia) // Water. 2023. Vol. 15, No. 5. P. 901.

Filimonova E., Lavrushin V., Kharitonova N., et al. Hydrogeology and hydrogeochemistry of mineral sparkling groundwater within Essentuki area (Caucasian mineral water region) // Environ. Earth Sci. 2020. Vol. 79. P. 15.

Статья поступила в редакцию 01.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 556.332.46: 550.8.014

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-179-184

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ КОНСТАНТЫ СКОРОСТИ РЕАКЦИИ РАСТВОРЕНИЯ ГИПСА В ВОДЕ

Алексей Львович Лебедев¹✉, Ирина Викторовна Авилина²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aleb.104a@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avili7@yandex.ru

Аннотация. В результате анализа данных литературных источников определены средние значения константы скорости реакции растворения гипса в воде ($k_{\text{ср}} = 1,48 \times 10^{-5}$ ммоль/(см²с), 25 °С) и энергии активации ($E_{\text{ср}} = 39$ кДж/моль), характерные для условий кинетического и диффузионно-кинетического контроля. Рассчитанная температурная зависимость подчиняется уравнению Аррениуса в диапазоне 0–40 °С ($\lg k_{\text{ср}} = 1,95 - 2021/T$, К). Повышение температуры раствора ($T > 40$ °С) вызывает диффузионное торможение гетерогенных химических реакций растворения гипса. Предположено, при $T \approx 40-42$ °С граница между макрокинетическими областями процесса растворения гипса в воде соответствует зоне температурного перехода между равновесным состоянием гипса и ангидрита ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$; $P = 0,1$ МПа). Предложено подобный переход в растворах электролитов также определять с учетом диффузионного сопротивления скорости химических взаимодействий на реакционной поверхности гипса при повышении температуры раствора.

Ключевые слова: гипс, растворение, константа скорости реакции, уравнение Аррениуса

Для цитирования: Лебедев А.Л., Авилина И.В. Температурная зависимость константы скорости реакции растворения гипса в воде // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 179–184.

TEMPERATURE DEPENDENCE OF THE RATE CONSTANT OF THE REACTION OF GYPSUM DISSOLUTION IN WATER

Alexey L. Lebedev¹✉, Irina V. Avilina²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aleb.104a@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avili7@yandex.ru

Abstract. As a result of the analysis of data from literary sources, the average values of the reaction rate constant for the dissolution of gypsum in water ($k_{\text{av}} = 1,48 \times 10^{-5}$ mmol/(cm²s), 25 °C) and activation energy ($E_{\text{av}} = 39$ kJ/mol), characteristic of kinetic and diffusion-kinetic control conditions, were determined. The calculated temperature dependence obeys the Arrhenius equation in the range 0–40 °C ($\lg k_{\text{av}} = 1,95 - 2021/T$, K). An increase in solution temperature ($T > 40$ °C) causes diffusion inhibition of heterogeneous chemical reactions of gypsum dissolution. It is assumed that at $T \approx 40-42$ °C the boundary between the macrokinetic regions of the process of dissolution of gypsum in water corresponds to the zone of temperature transition between the equilibrium state of gypsum and anhydrite ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$; $P = 0,1$ MPa). It is proposed that a similar transition in electrolyte solutions should also be determined taking into account the diffusion resistance of the rate of chemical interactions on the reaction surface of gypsum with increasing solution temperature.

Keywords: gypsum, dissolution, rate constant of the reaction, Arrhenius equation

For citation: Lebedev A.L., Avilina I.V. Temperature dependence of the rate constant of the reaction of gypsum dissolution in water. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 179–184. (In Russ.)

Введение. Кинетическое уравнение представляет собой дифференциальное уравнение, описывающее зависимость скорости реакции от концентраций, влияющих на нее веществ, которое включает коэффициент пропорциональности, называемый константой скорости реакции (k) [Мэйтис, 1984]. Общая скорость процесса растворения гипса в воде, контролируемая гетерогенными химическими реакциями на его поверхности (R_s) представляется, как правило, в виде:

$$S' R_s / V = dC/dt = k' S' (C_m - C)^r / V = k S' (1 - C/C_m)^r / V, \quad (1)$$

где $k = k' C_m^r$; C_m , C — концентрация ионов Ca^{2+} соответственно равновесия и на момент времени t ; V — объем раствора; S' — площадь удельной поверхности ($S' \approx 10S$, S — видимая или геометрическая площадь поверхности [Лебедев, 2015]); r — формальный порядок реакции. В некоторых работах концентрации заменялись активностями, а ионы Ca^{2+} ионами SO_4^{2-} . Температурная зависимость величины k определялась уравнением Аррениуса ($\lg k = \lg A - B/T$; $B = E/(2,303R)$; E — кажущаяся энергия активации (далее энергия активации); R — газовая постоянная; T , К — абсолютная температура; A — эмпирический коэффициент).

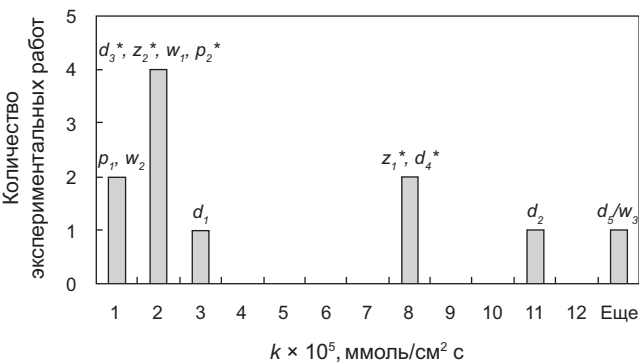


Рис. 1. Распределение значений величины k (20–25 °C). Обозначения в табл. 1

Большая часть исследований проведена при 20–25 °C и $P=0,1$ МПа. Значения величин k и r в этих условиях составляют диапазон 10^{-6} – 10^{-4} ммоль/(см² с) и 1–4,5, соответственно. При диапазоне температур (ΔT) от 0 до 85 °C $E=15,1$ –46 кДж/моль. С учетом подобного разброса значений E , k и r отсутствует возможность достоверной схематизации величины R_s в моделях массообмена загипсованных пород и строительных материалов с водными растворами (т. е. при решении задач, связанных с вопросами экологии, строительства инженерных сооружений, химической промышленности и т. д.). Данная работа представляет попытку интерпретации литературных данных экспериментальных исследований, с целью усреднения и нормализации параметров (E , k , r) относительно факторов, влияющих на эти величины.

В рассматриваемых работах параметры процесса растворения гипса в воде (≈ 1 –2 г/л) выражены в весовой, моляльной или молярной единицах концентрации. Предполагалось, что при подобном количестве растворенного вещества можно пренебречь изменением плотности растворов в расчетах концентрационных форм.

Материалы и методы исследований. В рассмотренных работах использовались установки с динамическим, статическим и комбинированным режимами работы. Природный и искусственный гипс растворялся в воде в виде вращающегося диска (d), плоской поверхности на дне ячейки (p), стенок канала, отдельных кристаллов в потоке (w) и суспензии (z) (табл. 1, рис. 1). По результатам этих работ определяли среднее значение величины k (k_{cp}) и r (см. ниже).

При анализе границ макрокинетических областей, протекания реакции растворения гипса использовались, прежде всего, оценки авторов проведенных исследований. Так, обоснование границ кинетической, переходной и диффузионной областей представлено в работе [Каршин, Григорян, 1970], кинетической — в исследовании [Лебедев, 2015]. В остальных работах кинетическая область предполагалась на основе зависимости вида $k(n)$, где n — число оборотов мешалки или диска. Ослабление связи между скоростью растворения и величиной n приравнивалась к кинетическому режиму. Однако,

Таблица 1

Значения величины k и экспериментальные условия ее определения

Метод	$k \times 10^5$, ммоль/см ² с	T , °C	Источник
d_1	2,5	25	Barton, Wilde, 1971
d_2	11	20	Jeschke, et al., 2001
d_3^*	1,91	25	Wang, et al., 2015
d_4^*	7,38	25	Каршин, Григорян, 1970
d_5/w_3	32,3	25	Dewers, Raines, 2000
p_1	0,7	20–25	Colombani, 2008
p_2^*	1,45	25	Лебедев, 2015
w_1	1,05	20–25	Dutka, et al., 2020
w_2	0,57	22	Mbogoro, et al., 2011
z_1^*	7,1	25	Jin, et al., 2020
z_2^*	1,55	23	Tang, et al., 2018

Примечания. * — условия кинетического и диффузионно-кинетического режимов. Нижние индексы — соответствие литературному источнику с данной методикой. При редактировании опытных данных в работе [Лебедев, 2015] величина $k=1,37E-04$ ммоль/(см² с), ошибочно, представлена без учета значений S/V . После исправления: $k=1,37E-04 \times (9,34/87) = 1,45E-05$ ммоль/(см² с), со ссылкой на работу [Лебедев, 2015].

подобная зависимость может быть связана с «эффектом скольжения» [Франк-Каменецкий, 1987], а не переходом в кинетическую область. Учитывая, что разброс значений величины k — несколько порядков (см. выше), а значения (k), полученные в кинетической и переходной областях различаются не более, чем на ≈ 15 –30% [Каршин, Григорян, 1970; Лебедев, 2015; Tang, et al., 2018; Wang, et al., 2015], выделены две группы параметров (табл. 2): I и II. Группа I объединяет данные, полученные в кинетической и переходной областях (при высоких значениях n , E и низких — V , $E_{cp}^I=39$ кДж/моль, $\Delta T=0$ –40 °C); группа II — при диффузионном контроле скорости (низкие значения n и E , $E_{cp}^{II}=19,4$ кДж/моль, $\Delta T=35$ –85 °C).

Исключением являлись работы [James, Lupton, 1978; Wang, et al., 2015]. Предположено, что в работе [Wang, et al., 2015] кинетический или смешанный контроль скорости процесса растворения (при низкой температуре раствора) меняется на диффузионный в диапазоне высоких значений T . В этом случае величина E характеризуется более низкими значениями. Так, в диапазоне 45–85 °C E на $\sim 12\%$ ниже, чем при 25–85 °C (рис. 2). Поэтому данные, полученные [Wang, et al., 2015] при 25 °C, «отнесены» к I-й группе параметров (k , рис. 1), а при 45–85 °C — ко II-й (E , табл. 1).

Значение величины E [James, Lupton, 1978] включено в I группу (табл. 2). Предполагалось, что скорость потока вплоть до 40 см/с (в этой работе) может являться вполне достаточной для смешанного (не диффузионного) контроля скорости растворения стенок канала (диаметром 0,25 см) в гипсовом блоке, как это показано в работе [Лебедев, Лехов, 1999].

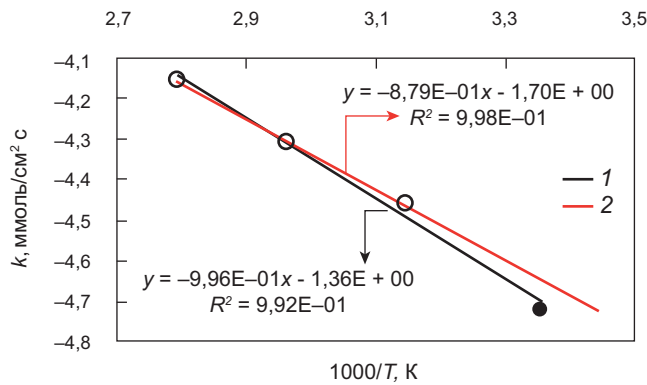


Рис. 2. Зависимость k от $1000/T$, К [Wang, et al., 2015]. 1 — $E = 19,07$ кДж/моль, 25–85 °С; 2 — $E = 16,8$ кДж/моль, 45–85 °С (закрашенный маркер в расчете не участвует). Маркеры — опытные значения

Температурная зависимость величины $k_{\text{ср}}$ для I-й группы параметров рассчитывалась по одной точке ($k_{\text{ср}}$) и угловому коэффициенту (B_1): $\lg k_{\text{ср}} = \lg A_1 - B_1/T$; $B_1 = E_{\text{ср}}/(2,303R)$, $\Delta T = 0\text{--}40$ °С. Для II-й ($\lg k = \lg A_2 - B_2/T$, $\Delta T = 45\text{--}85$ °С, рис. 2) — по данным, известным только по работе [Wang, et al., 2015].

Результаты и их обсуждение. Константа скорости реакции растворения гипса в воде. Значительный разброс значений величины k ($\Delta k = 75\text{--}80\%$), был получен в сходных экспериментальных условиях: z_1^* и z_2^* , p_2^* и d_4^* (рис. 1, табл. 1). Например, при обработке результатов опытов, с использованием метода вращающегося диска — $\Delta k \approx$ более одного порядка ($d_3^* - d_5/w_3$, рис. 1). В этих опытах использовалась полированная поликристаллическая поверхность дисков и предположение, что $S' = S = \text{const}$. Минимальные значения k получены при опробовании начальной области реакции растворения ($C \leq (0,02\text{--}0,03)C_m$, [Barton, Wilde, 1971]; $\Delta S' = 1\text{--}2\%$, [Wang, et al., 2015]), максимальные — в случае $C \leq 0,6C_m$ [Jeschke et al, 2001] и $C > 0,6C_m$ [Dewers, Raines, 2000]. По-видимому, при продолжительном протекании реакции растворения гипса на поверхности дисков формируется микрорельеф с $S' \gg S$ и таким образом (в результате расчетов) получают завышенные значения $k > 1 \times 10^{-4}$ ммоль/(см²с) (d_2 , d_5/w_3 ; рис. 1). Поэтому, данные работ [Jeschke, et al., 2001] и [Dewers, Raines, 2000], далее, не учитывались.

По результатам большей части исследований (рис. 1) величина k характеризуется диапазоном наиболее близких значений $(0,5\text{--}2,5) \times 10^{-5}$ ммоль/(см²с), полученных в опытах с образцами, представленными единичной гранью кристалла гипса (010) [Лебедев, 2015; Colombani, 2008] или его полированной поликристаллической поверхностью [Barton, Wilde, 1971; Mbogoro, et al., 2011; Wang, et al., 2015]. В этой группе работ $S' = S$. При растворении единичной грани (010) опыты продолжались вплоть до области близкой к насыщению раствора гипсом ($C \approx (0,90\text{--}0,95)C_m$, [Лебедев, 2015; Colombani, 2008]). В случае полированной поверхности опробовалась только начальная область реакции растворения (см. выше).

Энергия активации реакции растворения гипса в воде и экспериментальные условия ее определения

Метод	ΔT , °С	n , об/мин	V , мл	E , кДж/моль	Источник
Группа I					
d_4^*	0–40	13000	–	29,7; 15,5	Каршин Григорян, 1970
p_2^*	5–25	5000–6000	80	36,1	Лебедев, 2015
p_3^*	5–25	2000–3000	80	42; 46	Лебедев, Лехов, 1989
z_3^*	10–30	300–600	250	40,2	Liu, Nancollas, 1971
z_1^*	10–25	250	500	34	Jin, et al., 2020
w_4^*	5–25	–	–	45,2	James, Lupton, 1978
Группа II					
z_4	10–40	250	300	24	Kontrec, et al., 2002
d_3	45–85	150	1000	19,1	Wang, et al., 2015
d_6	11,7–50	–	–	15,1	Davion, 1953
w_5	7–35	–	–	19,6	Каражанов, 1959

Примечания. Обозначения (в колонке метод) см. в табл. 1. Значение величины $E = 15,5$ кДж/моль [Каршин, Григорян, 1970] не учитывалось, как маловероятное при кинетическом режиме скорости растворения гипса.

По-видимому, подобные результаты объясняются минимальными значениями $\Delta S'$, как при растворении единичной грани кристаллов (010) во всей области реакции, так и для начального ее участка при использовании полированных дисков. Исключением является исследование скорости растворения суспензии гипса методом отбора проб. В результате определения размеров частиц с помощью РЭМ учитывались значения $\Delta S'$ в каждой точке при построении кинетической кривой [Tang, et al., 2018].

Таким образом, выделить какой-либо фактор, оказывающий доминирующее влияние на определение величины k не удалось. Основные неопределенности при оценке k вызваны влиянием гидродинамической обстановки и/или определением S' . Например, результаты определения k в интервале 20–25 °С практически не зависели от T . Поэтому, для расчета $k_{\text{ср}}$ была сформирована выборка с наибольшим количеством работ ($k = (0,5\text{--}2,5) \times 10^{-5}$ ммоль/(см²с), 20–25 °С, рис. 1) при минимальных стандартном отклонении ($2,58\text{E-}6$) и дисперсии ($4,66\text{E-}11$). Для этой совокупности значений, $k_{\text{ср}} = 1,39\text{E-}5$ ммоль/(см²с) при $T \approx 23,5$ °С (среднее значение). С целью оценки полученных результатов величина $k_{\text{ср}}^* = 1,95\text{E-}5$ ммоль/(см²с), рассчитана по данным исследований, проведенных только при 25 °С [Лебедев, 2015; Wang, et al., 2015; Barton, Wilde, 1971].

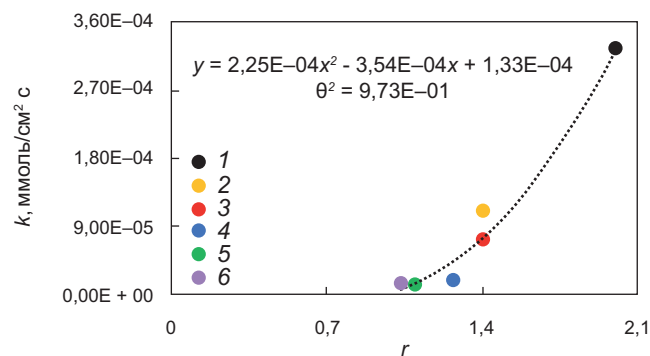


Рис. 3. Зависимость k от r (20–25 °C). 1 — [Dewers, Raines, 2000], 2 — [Jeschke, et al., 2001] (среднее значение), 3 — [Jin, et al., 2020], 4 — [Wang, et al., 2015], 5 — [Tang, et al., 2018] (среднее значение), 6 — [Лебедев, 2015] (см. ниже). В остальных работах $r = 1$ принимался *априори*

Порядок реакции. Определение величины k в результате аналитического решения уравнения 1 проводилось в предположении $r = 1$ или $r > 1$. При $r = 1$ искомая величина k рассчитывалась по угловому коэффициенту прямой линии в координатах $\ln(C_m - C) - \ln C_m - t$ методом наименьших квадратов (см. ниже). Если $r > 1$, то искомые параметры — k и r . В этом случае эти параметры взаимосвязаны и характеризуют кинетическую кривую в данных условиях. График зависимости вида $k(r)$ на рис. 3 построен по данным, полученным с использованием разнообразных методик и экспериментальных установок. Подобная зависимость может указывать на определенное влияние процессов транспорта ионов Ca^{2+} в растворе на общую скорость процесса растворения и увеличение величины S' при формировании микрорельефа поверхности гипса (в обсуждаемых работах, при $r > 1$). При минимальном подобном влиянии, т. е. при растворении гладкой поверхности в кинетическом режиме, $r \rightarrow 1$ (рис. 3).

Так, на рис. 4 представлены результаты обработки опытных данных скорости растворения гладкой поверхности гипса с учетом решения уравнения 1 в предположении $r = 1$ (кинетический режим, [Лебедев, 2015]). При $r > 1$ получены аналогичные данные — $k = 1,4526\text{E-}05$ ммоль/(см²·с) и $r = 1,03$.

Энергия активации реакции растворения гипса в воде. Температурная зависимость величин $k_{\text{ср}}$, $k_{\text{ср}}^*$ и k представлена графиками прямых линий в диапазоне $T = 0\text{--}85$ °C, пересекающихся при 30,4 °C и 40,3 °C (рис. 5).

В кинетической области общая скорость процесса растворения контролируется гетерогенными реакциями на поверхности гипса и величина R_s весьма чувствительная к изменениям температуры раствора (ΔT). Поэтому данные группы I представлены графиками двух прямых параллельных линий: (1) и (2), с наибольшим значением углового коэффициента (B_1 , $E_{\text{ср}}^1 = 39$ кДж/моль, $\Delta T = 0\text{--}40$ °C, рис. 5). Проверку зависимости 1 проводили по данным работы [Zaier, et al., 2021]. Расчетное и проверочное значения $k_{\text{ср}}$ и k при 15 °C различаются не более

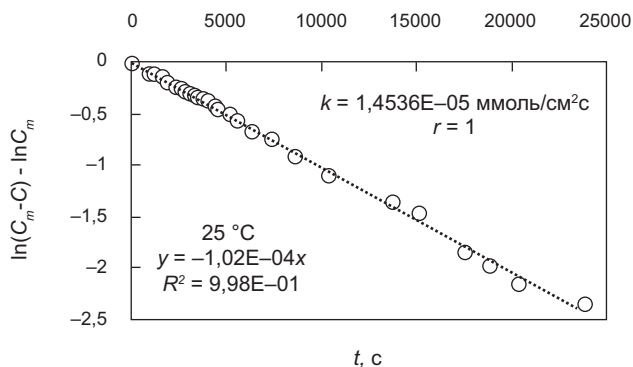


Рис. 4. Процесс растворения единичной грани кристалла гипса (010) в воде при кинетическом контроле скорости. Данные опыта ($C_m = 0,0151$ ммоль/см³, $S' = S = 9,34$ см², $V = 87$ мл, обр. 1 [Лебедев, 2015]) с увеличенным количеством точек

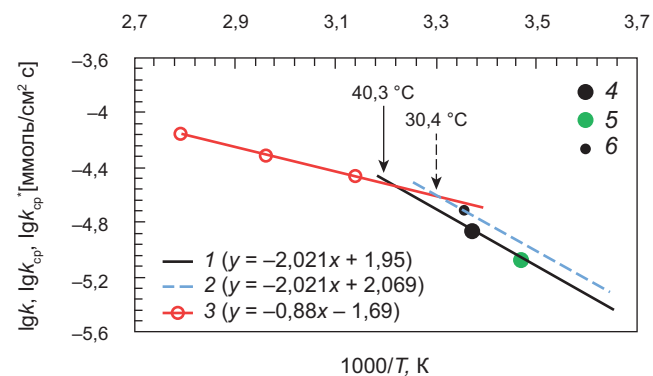


Рис. 5. Зависимости величин $\lg k_{\text{ср}}$, $\lg k_{\text{ср}}^*$ и $\lg k$ от $1000/T$, К, полученные по данным настоящих исследований (0 °C $\leq T \leq 40$ °C), с учетом $E_{\text{ср}}^1$: 1 — ($\lg k_{\text{ср}} = -1,95 - 2021/T$, К); 2 — ($\lg k_{\text{ср}}^* = 2,069 - 2021/T$, К); 3 — опытные значения работы [Wang, et al., 2015] ($\lg k = -1,69 - 880/T$, К; 45 °C $\leq T \leq 85$ °C); 4 — $k_{\text{ср}}$ ($1,39\text{E-}5$ ммоль/(см²·с); $23,5$ °C). 5 — k ($8,4\text{E-}6$ ммоль/(см²·с), среднее значение, 15 °C [Zaier, et al., 2021]). 6 — $k_{\text{ср}}^*$ ($1,95\text{E-}5$ ммоль/(см²·с); 25 °C). При 40 °C $\leq T \leq 45$ °C — аппроксимация данных

чем на ~3%. Подобная сходимость этих параметров указывает на обоснованность усреднения данных для определения температурной зависимости (1) с учетом $k_{\text{ср}}$ и $E_{\text{ср}}^1$ (рис. 5).

В диффузионной области, скорость процессов транспорта в меньшей степени зависит от T . Эти условия выполняются при невысоких скоростях перемешивания раствора ($n \leq 250$ об./мин; группа II; табл. 2). Поэтому график прямой (3), представляющий данные работы [Wang, et al., 2015] характеризуется низким значением углового коэффициента (B_2 , $E = 16,8$ кДж/моль; $\Delta T = 45\text{--}85$ °C, рис. 5).

Точка пересечения графиков зависимостей 1 и 3 при 40,3 °C — граница между областью с диффузионным контролем скорости растворения гипса (3; $T > 40,3$ °C) и — кинетическим и/или диффузионно-кинетическим (1; $T < 40,3$ °C). Возможное смещение этой границы до 30,4 °C (на ~25%, рис. 5) — результат влияния выбора данных литературных источников (расчет $k_{\text{ср}}^*$ см. выше).

Таким образом, в моделях массообмена за- гипсованных пород и строительных материалов с водными растворами в условиях зоны гипергенеза

($\Delta T \approx 0-30^\circ\text{C}$; $P = 0,1$ МПа) скорость гетерогенных химических реакций растворения на поверхности гипса целесообразно характеризовать величинами $E_{\text{ср}}^1 = 39$ кДж/моль и $\lg k_{\text{ср}} = 1,95 - 2021/T$, К.

Заключение. В системе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}^{\text{s}} - \text{CaSO}_4^{\text{s}} - \text{H}_2\text{O}$ процесс дегидратации гипса в ангидрит протекает при $\Delta T = 30-60^\circ\text{C}$ и $P = 0,1$ МПа [Voigt, Freyer, 2023], с двумя центрами подобного температурного перехода (далее переход $\text{Г} \longleftrightarrow \text{А}$): 42°C и 58°C [Van Driessche, et al., 2017]. Эти значения определялись по экспериментальным данным растворимости и расчетам на основе принципов равновесной термодинамики. По результатам большей части исследований гипс — стабильная фаза в дистиллированной воде при $T \leq 42^\circ\text{C}$ (ангидрит — метастабилен), а если $T \geq 42^\circ\text{C}$ — стабилен ангидрит. В растворах электролитов переход $\text{Г} \longleftrightarrow \text{А}$ при 42°C пока предположительно [Voigt, Freyer, 2023].

Построение зависимостей 1, 2 на рис. 5 существенным образом зависит от выбора данных литературных источников. При подобном выборе и усреднении величины k , точки пересечения этих графиков с зависимостью 3 образуют широкий диапазон значений $\Delta T \approx 25\%$ (рис. 5). Поэтому можно предположить, что при повышении температуры раствора и в области значений $T \approx 42^\circ\text{C}$, одновременно с переходом $\text{Г} \longleftrightarrow \text{А}$, происходит диффузионное торможение гетерогенных химических реакций растворения на поверхности гипса.

Таким образом, получен еще один аргумент в пользу перехода $\text{Г} \longleftrightarrow \text{А}$ при 42°C , а температурная

зависимость величины $k_{\text{ср}}$ позволяет рассчитывать поведение природных и искусственных материалов, содержащих гипс при их взаимодействии с водой. Величина ΔT — известный фактор, «регулирующий» влияние диффузионного сопротивления на скорость растворения твердых тел в водных растворах [Франк-Каменецкий, 1987]. Поэтому, вполне разумно предположить, что переход $\text{Г} \longleftrightarrow \text{А}$, например, в растворах электролитов, также, определяется точкой пересечения подобных графиков. Эти графики: температурная зависимость величины k , которую необходимо получить при растворении гипса в растворе с определенным компонентным составом при $\Delta T \approx 45-100^\circ\text{C}$ и, уже построенная — 1 на рис. 5 ($\Delta T = 0-40^\circ\text{C}$).

Выводы. 1. По данным литературных источников установлены средние значения параметров кинетики растворения гипса в воде (уравнение 1) в диапазоне $0-40^\circ\text{C}$: $r = 1$; $\lg k_{\text{ср}} = 1,95 - 2021/T$, К; $E_{\text{ср}}^1 = 39$ кДж/моль. При 25°C $k_{\text{ср}} = 1,48 \times 10^{-5}$ ммоль/(см² с).

2. Предположено, что на границе между стабильными состояниями гипса и ангидрита в воде при $\approx 42^\circ\text{C}$, повышение температуры раствора вызывает диффузионное торможение гетерогенных химических реакций растворения гипса.

3. Определение температурного перехода между стабильными состояниями гипса и ангидрита в растворах электролитов целесообразно проводить с учетом параметров температурных зависимостей, константы скорости растворения гипса в диапазоне $\Delta T \approx 45-100^\circ\text{C}$, и — в чистой воде $\Delta T \approx 0-40^\circ\text{C}$ (1, рис. 5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Каражанов Н.А. Кинетика растворения сульфатов кальция // Тр. ВНИИГ. 1959. № 36. С. 177–188.

Каришин В.П., Григорян В.А. Кинетика растворения гипса в воде // Журн. физ. химии. 1970. Т. 44, № 5. С. 1356.

Лебедев А.Л. Кинетика растворения гипса в воде // Геохимия. 2015. № 9. С. 828–841.

Лебедев А.Л., Лехов А.В. Процесс массоотдачи за-гипсованных трещиноватых пород в подземных водах // Водные ресурсы. 1999. Т. 26, № 3. С. 312–321.

Лебедев А.Л., Лехов А.В. Кинетика растворения природного гипса в воде при $5-25^\circ\text{C}$ // Геохимия. 1989. № 6. С. 865–874.

Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1987. 502 с.

Barton A.F., Wilde N.N. Dissolution rates of polycrystalline samples of gypsum and orthorhombic forms of calcium sulphate by a rotating disc method // Trans. Faraday. Soc. 1971. Vol. 67. P. 3590–3597.

Colombani J. Measurement of the pure dissolution rate constant of a mineral in water // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. Vol. 72. P. 5634–5640.

Davion M. Etude sur la vitesse de dissolution des sels cristallins // Ann. de Chim. De Phys. 1953. Vol. 12(8). P. 259–295.

Dewers T., Raines M. Reply to comment on: mixed transport/reaction control of gypsum dissolution kinetics // Chem. Geol. 2000. Vol. 168. P. 275–278.

Dutka F., Starchenko V., Osselin F., et al. Time-dependent shapes of a dissolving mineral grain: Comparisons of simu-

lations with microfluidic experiments // Chemical Geology. 2020. Vol. 540. P. 119459. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119459>.

James A.N., Lupton A.R. Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulic structures // Geotechnique. 1978. Vol. 28(3). P. 249–272.

Jeschke A.A., Vosbeck K., Dreybrodt W. Surface controlled dissolution rates of gypsum in aqueous solutions exhibit nonlinear dissolution kinetics // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65(1). P. 27–34.

Jin Q., Perry L., Bullard J. Temperature dependence of gypsum dissolution rates // Cement and Concrete Research. 2020. January. Vol. 129(6). P. 105969. <https://doi.org/10.1016/j.cemconres.2019.105969>.

Kontrec J., Kralj D., Brecevic L. Transformation of anhydrous calciumsulphate into calciumsulphate dihydrate in aqueous solutions // J. Crystal. Growth. 2002. Vol. 240. P. 203–211.

Liu S.-T., Nancollas G.H. The kinetics of dissolution of calcium sulfate dehydrate // J. Inorg. Nucl. Chem. 1971. Vol. 33(8). P. 2311–2316.

Mbogoro M.M., Snowden M.E., Edwards M.A. Intrinsic kinetics of gypsum and calcium sulfate anhydrite dissolution: surface selective studies under hydrodynamic control and the effect of additives // J. Phys. Chem. 2011. Vol. 115. P. 10147–10154.

Tang J., Bullard J.W., Perry L.N., et al. An empirical rate law for gypsum powder dissolution // Chemical Geology. 2018. Vol. 498. P. 96–105.

Van Driessche A.E.S., Stawski T.M., Benning L.G., Kellermeier M. Calcium sulfate precipitation throughout its phase diagram. In *New perspectives on mineral nucleation and growth: from solution precursors to solid materials* / Eds.: A.E.S. Van Driessche, M. Kellermeier, L.G. Benning, D. Gebauer. Springer International Publishing, 2017. Switzerland, 227–256.

Voigt W., Freyer D. Solubility of anhydrite and gypsum at temperatures below 100°C and the gypsum-anhydrite transition temperature in aqueous solutions: a re-assessment // *Front. Nucl. Eng.* 2023. 2: 1208582. doi: 10.3389/fnuen.2023.1208582.

Wang Z., Zhou J., Wu H., et al. Dissolution kinetics of calcium sulfate dehydrate // *Ciesc Journal*. 2015. Vol. 66(3). P. 1001–1006.

Zaier I., Billiotte J., Charmoille A., et al. The dissolution kinetics of natural gypsum: a case study of Eocene facies in the north-eastern suburbs of Paris // *Environmental Earth Sciences*. 2021. Vol. 80(8). <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09275-x>

Статья поступила в редакцию 18.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

УДК 550.837.211

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-185-196

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДОВ, ОСНОВАННЫХ НА ЛОКАЛЬНО-РЕГИОНАЛЬНОМ РАЗЛОЖЕНИИ ТЕНЗОРА ИМПЕДАНСА

Максим Алексеевич Суконкин^{1✉}, Павел Юрьевич Пушкарёв²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; msukonkin@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
pavel_pushkarev@list.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2894-2609>

Аннотация. Составлена характерная упрощенная геоэлектрическая модель земной коры, содержащая трехмерную проводящую осадочную впадину в высокоомном фундаменте. Рассмотрены два варианта модели: с однородной верхней частью разреза и с множеством локальных приповерхностных неоднородностей. С помощью трехмерного моделирования рассчитаны синтетические данные магнитотеллурического зондирования (МТЗ) по системе профилей. В данных для второго варианта модели наблюдается широко распространенный эффект приповерхностных искажений, приводящий к смещению амплитудных кривых МТЗ по уровню, но не затрагивающий фазовые кривые. Нами применены методы разделения локальных и региональных эффектов в данных МТЗ, основанные на соответствующем разложении тензора импеданса. Показано, что в условиях применимости этого разложения методы Бара и фазового тензора позволяют уверенно определить главные направления (азимуты), связанные с региональными структурами (с осадочной впадиной) и не искаженные локальными эффектами (приповерхностных неоднородностей). Демонстрируется эффективность применения карт главных направлений, полярных диаграмм фазы компоненты тензора импеданса и компонент фазового тензора, а также эллипсов фазового тензора для характеристики региональных геоэлектрических структур.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, локально-региональное разложение, метод Бара, фазовый тензор, полярные диаграммы

Для цитирования: Суконкин М.А., Пушкарёв П.Ю. Использование синтетических магнитотеллурических данных для оценки эффективности методов, основанных на локально-региональном разложении тензора импеданса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 185–196.

USING SYNTHETIC MAGNETOTELLURIC DATA TO EVALUATE THE EFFICIENCY OF METHODS BASED ON LOCAL-REGIONAL DECOMPOSITION OF THE IMPEDANCE TENSOR

Maksim A. Sukonkin^{1✉}, Pavel Yu. Pushkarev²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; msukonkin@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; pavel_pushkarev@list.ru

Abstract. A characteristic simplified resistivity model of the earth's crust has been compiled, containing a three-dimensional conductive sedimentary depression in a resistive basement. Two variants of the model are considered: with a uniform near-surface part and with multiple local near-surface inhomogeneities. Using three-dimensional modeling, synthetic magnetotelluric sounding (MTS) data were calculated using a system of profiles. In the data for the second variant of the model, a widespread effect of near-surface distortions is observed, leading to a static shift in the amplitude MTS curves, but not affecting the phase curves. We applied methods for separating local and regional effects in MT data, based on the corresponding decomposition of the impedance tensor. It is shown that, under the conditions of the applicability of this decomposition, the Bahr's and phase tensor methods make it possible to confidently determine the principal directions (azimuths) associated with regional structures (with a sedimentary depression) and not distorted by local effects (of near-surface inhomogeneities). The effectiveness of using maps of principal directions, polar diagrams of the phase of impedance tensor component and of the phase tensor components, as well as phase tensor ellipses for characterizing regional resistivity structures is demonstrated.

Keywords: magnetotelluric sounding, local-regional decomposition, Bahr's method, phase tensor, polar diagrams

For citation: Sukonkin M.A., Pushkarev P.Yu. Using synthetic magnetotelluric data to evaluate the efficiency of methods based on local-regional decomposition of the impedance tensor. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 185–196. (In Russ.).

Введение. Геофизический метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли, называемого магнитотеллурическим (МТ) полем. Его высокочастотная составляющая, из-за сильного затухания, несет информацию только о верхних слоях разреза, а низкочастотная составляющая проникает глубже и несет информацию о глубинных слоях. Таким образом, используя различные частоты, мы можем осуществлять зондирование и оценивать зависимость удельного электрического сопротивления (УЭС) от глубины. Ситуация усложняется при наличии в верхней части разреза локальных приповерхностных неоднородностей (ППН), что довольно часто встречается на практике. Влияние ППН в электрической составляющей МТ поля проявляется во всем диапазоне частот, искажая информацию о глубинных структурах.

Данные МТЗ включают несколько частотно-зависимых комплекснозначных характеристик, основной из которых является тензор импеданса $[Z]$ (тензор второго ранга), связывающий горизонтальное электрическое поле $\vec{E}_\tau$ и горизонтальное магнитное поле $\vec{H}_\tau$ в соответствии с формулой [Бердичевский, Дмитриев, 2009]

$$\vec{E}_\tau = [Z]\vec{H}_\tau.$$

В декартовой системе координат, где ось x смотрит на север, y — на восток, z — вниз, покомпонентная запись этого уравнения выглядит следующим образом:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y,$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

Компоненты Z_{xx} и Z_{yy} принято называть дополнительными, в горизонтально-слоистой среде они равны нулю. Компоненты Z_{xy} и Z_{yx} называют основными, их модули могут быть пересчитаны в кажущиеся сопротивления по формулам:

$$\rho_{xy} = \frac{|Z_{xy}|^2}{\omega\mu_0}, \quad \rho_{yx} = \frac{|Z_{yx}|^2}{\omega\mu_0},$$

где ω — круговая частота колебаний поля, μ_0 — магнитная проницаемость вакуума. Частотные зависимости модулей компонент $[Z]$ и кажущихся сопротивлений называют амплитудными кривыми МТЗ, а частотные зависимости фаз компонент $[Z]$ — фазовыми кривыми.

Существует целый ряд методов, которые позволяют подавлять влияние локальных ППН, и которые можно разделить на две основные группы. К первой группе можно отнести методы нормализации амплитудных кривых МТЗ, т.е. их смещения по уровню [Бердичевский и др., 1986]. Кривые могут приводиться: к усредненному уровню соседних кривых МТЗ; к уровню кривых других методов электромагнитного зондирования, не использующих элек-

трическое поле; к уровню, определяемому исходя из априорной информации и т.д. Эти методы хорошо зарекомендовали себя при нормализации кривых кажущегося сопротивления, но их использование с дополнительными компонентами $[Z]$ требует отдельных исследований.

Вторая группа методов основана на разложении (или декомпозиции) тензора $[Z]$ на две составляющие, связанные с изучаемыми региональными структурами и с локальными ППН, которые рассматриваются как шум. Эти методы позволяют извлечь из-под шума информацию о глубинных структурах. Подробнее речь о них пойдет в данной статье.

Для объективной оценки возможностей этих методов мы будем использовать синтетические МТ данные, рассчитанные для двух трехмерных геоэлектрических моделей [Суконкин и Пушкарев, 2023], отличающихся приповерхностным слоем, который в первой модели является однородным, а во второй — наполнен локальными ППН.

Помимо тензора импеданса $[Z]$, к которому подобные методы широко применяются, можно рассмотреть и выделение региональных структур в теллурическом тензоре $[T]$, что будет представлено нами в отдельной статье. Матрицу Визе-Паркинсона $[W]$ и магнитный тензор $[M]$ мы рассматривать не будем, поскольку они строятся по магнитному полю, которое с понижением частоты освобождается от влияния ППН [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Для дальнейшего изложения будет полезно напомнить, как структура тензора $[Z]$ упрощается в 1D и 2D средах.

В 1D (горизонтально-слоистой) среде тензор импеданса принимает вид:

$$[Z^{1D}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z^N \\ -Z^N & 0 \end{bmatrix},$$

где Z^N — импеданс нормального слоистого разреза. Практически считать среду одномерной можно при малых значениях параметра неоднородности [Бердичевский, Дмитриев, 2009]:

$$N = \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}}.$$

В 2D среде, в случае, когда y — ось однородности среды, тензор импеданса выглядит следующим образом:

$$[Z^{2D}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z^\perp \\ -Z^\parallel & 0 \end{bmatrix},$$

где $Z^\perp$ — поперечный импеданс, связанный с токами, текущими вкост структур (Н-поляризация поля или ТМ-мода), а $Z^\parallel$ — продольный импеданс, связанный с токами, текущими вдоль структур (Е-поляризация поля или ТЕ-мода). Практически

считать среднюю двухмерную можно при малых значениях параметра асимметрии Свифта:

$$skew_s = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|.$$

В общем случае 2D структуры имеют произвольный по отношению к координатным осям азимут простирания. Для дальнейшего решения обратной 2D задачи его необходимо определить. Это можно сделать с помощью метода определения главных направлений и главных значений тензора импеданса Эггера [Eggers, 1982], либо других аналогичных методов [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. При этом мы не можем различить направления вдоль и вкрест структур, это может быть сделано на основе априорной информации. Подчеркнем, что метод Эггера и его аналоги неустойчивы к искажающему влиянию ППН.

Методы декомпозиции тензора импеданса.

Разделение тензора импеданса на множители, связанные с региональной и локальной составляющими, было предложено в работе [Zhang, et al., 1987]. Если $[Z^S]$, $\overline{E}_\tau^S$, $\overline{H}_\tau^S$ — тензор импеданса и горизонтальные компоненты поля, отвечающие суперпозиции региональных и локальных структур, $[Z^R]$, $\overline{E}_\tau^R$, $\overline{H}_\tau^R$ — их региональные составляющие, а $[e]$ и $[h]$ — матрицы локальных электрических и магнитных искажений [Бердичевский, Дмитриев, 2009], то:

$$\overline{E}_\tau^S = [e] \overline{E}_\tau^R = [e] [Z^R] \overline{H}_\tau^R = [e] [Z^R] [h]^{-1} \overline{H}_\tau^S = [Z^S] \overline{H}_\tau^S,$$

где

$$[Z^S] = [e] [Z^R] [h]^{-1}.$$

Задача состоит в том, чтобы выделить региональную составляющую $[Z^R]$.

Если предположить, что локальные ППН сосредоточены в тонком слое и частота настолько мала, что электрические искажения имеют гальванический характер, не затрагивая фазы, а магнитными искажениями можно пренебречь, то последняя формула упрощается:

$$[Z^S] = [e] [Z^R],$$

где матрица $[e]$ является вещественно-значной и не зависит от частоты. В качестве критерия применимости модели, в которой справедливо это разложение, а региональная среда является двухмерной (или осесимметричной), в работе [Bahr, 1988] была предложена близость к нулю параметра, который позже был назван параметром асимметрии Бара:

$$skew_B = \frac{\sqrt{|\operatorname{Im}(Z_{xy}Z_{yy}^* + Z_{xx}Z_{yx}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|},$$

где звездочка означает комплексно-сопряженную величину.

В той же работе [Bahr, 1988] был предложен метод, известный сейчас как метод Бара. В нем оцени-

вается азимут простирания региональных структур (с точностью до 90°):

$$\alpha_R = \frac{1}{2} \arctg \frac{\operatorname{Im}(Z_{yx}Z_{xx}^* + Z_{xy}Z_{yy}^*)}{\operatorname{Im}(Z_{xx}Z_{yy}^* + Z_{xy}Z_{yx}^*)}.$$

Далее мы можем поворотом системы координат перейти к направлениям α_R и $\alpha_R + 90^\circ$ и получить отвечающие им импедансы Z_1 и Z_2 . В региональной 2D среде один из них будет продольным, а второй — поперечным по отношению к структурам. В осесимметричной среде один будет отвечать азимутальному, другой — радиальному направлению. Подчеркнем, что амплитуды $|Z_1|$ и $|Z_2|$ будут по-прежнему подвержены статическим смещениям.

В случае, если фазы импедансов $\arg(Z_1)$ и $\arg(Z_2)$ близки (например, региональный разрез горизонтально-однороден), метод Бара работает неустойчиво. Поэтому в дополнение к условию малости $skew_B$ был предложен дополнительный критерий применимости метода Бара — параметр Δ , определяемый по разности фаз [Бердичевский, Дмитриев, 2009]:

$$\Delta = |\arg(Z_1) - \arg(Z_2)|.$$

Другой метод декомпозиции, основанный на тех же допущениях, предложен в работе [Groom, Bailey, 1989]. Матрица $[e]$ в нем представлена как произведение масштабного коэффициента и трех матриц, отвечающих за искажения $[Z]$, аналогичные эффектам поворота, сдвига и анизотропии:

$$[e] = g [T] [S] [A].$$

Простирание региональных структур и другие параметры оцениваются в методе Грума-Бэйли методом наименьших квадратов. Позднее была реализована многочастотная и многоточечная схема его применения [McNeice, Jones, 2001], повысившая стабильность результатов.

Существуют и другие методы разложения $[Z]$, например, предполагающие двухмерный характер ППН или учитывающие магнитные искажения [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Метод фазового тензора. Этот метод был предложен в работе [Caldwell, et al., 2004]. Его отличием и сильной стороной является отсутствие требования к двухмерности регионального разреза.

Запишем полученную выше формулу $[Z^S] = [e] \times [Z^R]$ отдельно для вещественных и мнимых частей:

$$[\operatorname{Re} Z^S] = [e] [\operatorname{Re} Z^R], \quad [\operatorname{Im} Z^S] = [e] [\operatorname{Im} Z^R].$$

Далее введем вещественнозначный фазовый тензор:

$$\begin{aligned} [\Phi] &= [\operatorname{Im} Z^S] [\operatorname{Re} Z^S]^{-1} = [e] [\operatorname{Im} Z^R] [e] [\operatorname{Re} Z^R]^{-1} = \\ &= [\operatorname{Im} Z^R] [\operatorname{Re} Z^R]^{-1} = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix}. \end{aligned}$$

Как видно, он связан только с региональным импедансом, и не подвержен влиянию ППН.

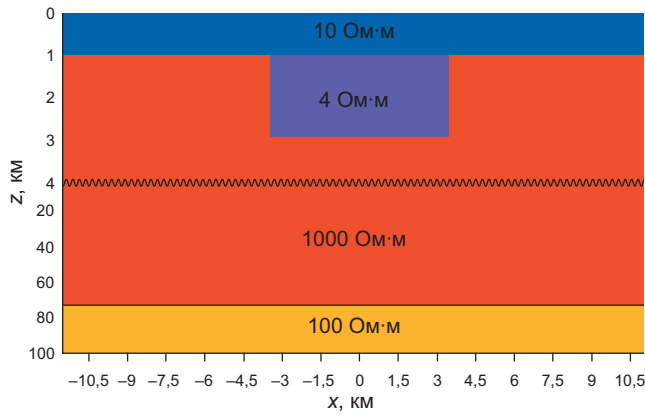


Рис. 1. Разрез геоэлектрической модели вдоль центрального меридионального профиля

В одномерной среде фазовый тензор приобретает вид:

$$[\Phi^{1D}] = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \operatorname{tg} \arg Z^N & 0 \\ 0 & \operatorname{tg} \arg Z^N \end{bmatrix}.$$

В двухмерной среде, если y — ось однородности среды:

$$[\Phi^{2D}] = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \operatorname{tg} \arg Z^{\parallel} & 0 \\ 0 & \operatorname{tg} \arg Z^{\perp} \end{bmatrix}.$$

По фазовому тензору можно определить азимут простирания региональных двухмерных структур α (с точностью до 90°) [Бердичевский, Дмитриев, 2009]:

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} = \\ &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}(Z_{yx}Z_{xx}^* + Z_{xy}Z_{yy}^*)}{\operatorname{Im}(Z_{xx}Z_{yy}^* + Z_{xy}Z_{yx}^*)}. \end{aligned}$$

То есть в случае, когда региональный разрез является двухмерным, метод фазового тензора дает тот же результат, что и метод Бара.

Также в методе фазового тензора вводится инвариантный параметр β , который характеризует региональную асимметрию среды:

$$\beta = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}}.$$

Параметр β является аналогом $skew_B$, его величина тем больше, чем сильнее региональные трехмерные эффекты. С его помощью можно определить главные направления фазового тензора:

$$\alpha_1 = \alpha - \beta, \alpha_2 = \alpha_1 + 90^\circ.$$

Подчеркнем, что в трехмерных средах $\beta \neq 0$ и азимутальные углы α_1 и α_2 будут отличаться от азимутального угла α , определяемого методом Бара.

Геоэлектрические модели. Рассмотрим применение представленной выше теории на синтетиче-

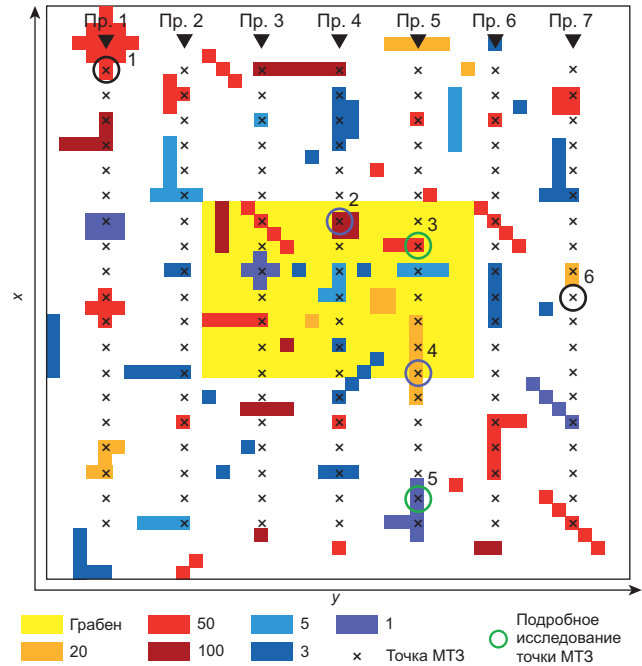


Рис. 2. Карта верхнего слоя, содержащего ППН (размер $22,5 \times 22,5$ км). Фоновое УЭС $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, УЭС ППН меняются от 1 до $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (см. условные обозначения). Желтый прямоугольник — положение глубинного грабена. Крестики — точки МТЗ. Кружками обведены точки, данные которых представлены на рисунках: зелеными — кривые на рис. 3, черными — азимуты и параметры асимметрии на рис. 7 и 8, фиолетовыми — диаграммы и эллипсы на рис. 9–12

ских данных, рассчитанных для двух моделей, совпадающих в своей глубинной части и отличающихся приповерхностным слоем. Эти модели представлены в работе [Суконкин и Пушкарев, 2023], здесь мы для ясности изложения также их кратко опишем.

Глубинная часть геоэлектрических моделей включает фоновый слоистый разрез и трехмерную неоднородность (рис. 1). Фоновый разрез состоит из трех слоев, имитирующих проводящий осадочный чехол, высокоомную литосферу и проводящую мантию. Глубинная неоднородность представляет собой проводящую вставку, имитирующую грабен под осадочным чехлом. Приповерхностный слой в первой модели является однородным, а во второй — содержит в себе множество трехмерных ППН.

Модель представлена на сетке, размер которой по осям x, y, z составил $59 \times 59 \times 42$ ячеек. По горизонтали размер ячеек меняется от $0,5$ км в центральной части до 64 км у боковых границ области моделирования. Размеры ячеек по вертикали увеличиваются от 10 м у поверхности до 50 км в глубинной части. Фоновый разрез состоит из трех слоев: осадочного — до глубины 1 км с УЭС $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; литосферы — до 73 км с УЭС $1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; верхней мантии с УЭС $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В верхней части второго слоя расположен грабен, размеры которого по осям x и y составляют 7 км (14 ячеек) $\times$ $10,5$ км (21 ячейка), а мощность равна 2 км (рис. 1; 2).

В первой модели верхний слой мощностью 25 м (верхние две ячейки) однороден и имеет УЭС

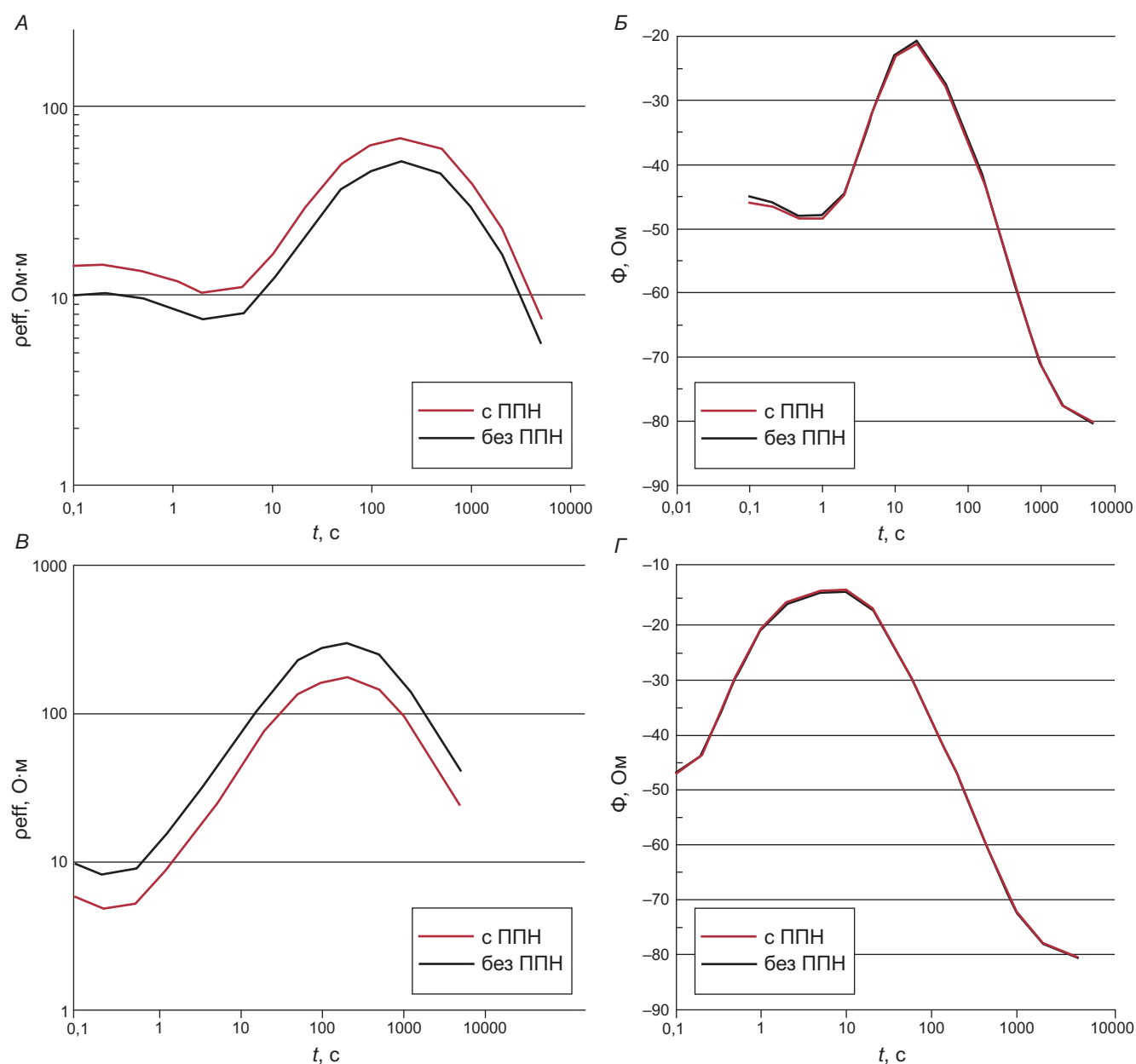


Рис. 3. Кривые эффективного кажущегося сопротивления (А, В) и фазы эффективного импеданса (Б, Г). Вверху (А, Б) — точка 3 над высокоомной ППН (1 Ом·м), внизу (В, Г) — точка 5 над проводящей ППН (50 Ом·м)

10 Ом·м. Во второй модели он содержит множество мелких ППН с УЭС от 1 до 100 Ом·м, сосредоточенных на планшете размером 22,5 × 22,5 км или 45 × 45 ячеек (рис. 2).

Расчеты компонент поля для двух поляризаций проводились с помощью программы 3D моделирования MT3DFwd [Mackie, et al., 1993], основанной на методе конечных разностей. Для пересчета поля в компоненты МТ матриц и их анализа нами в системе MATLAB была разработана программа MTDA (Magnetotelluric data analysis). Данные МТЗ были получены в диапазоне периодов от 0,1 до 5000 с в точках семи субмеридиональных профилей (шаг по профилю 1 км, расстояние между профилями 3 км).

Анализ данных. На рис. 3 представлены кривые эффективного кажущегося сопротивления и фазы эффективного импеданса в точках МТЗ в точках 3

и 5, отмеченных на карте на рис. 2. Под влиянием ППН происходит статический сдвиг кривых кажущегося сопротивления, а фазовые кривые остаются неизменными. На рис. 3, А, Б изображены кривые МТЗ над высокоомной ППН (точка 3), здесь кривая кажущегося сопротивления смещается вверх (по сравнению с результатами для модели с однородным верхним слоем). На рис. 3, В, Г показаны кривые над проводящей ППН (точка 5), в этом случае, соответственно, кривая кажущегося сопротивления смещается вниз. Если точка наблюдения располагается рядом с ППН, искажающий эффект проявляется слабее и полностью затухает при удалении от ППН.

При анализе данных МТЗ по профилю обычно используются частотные разрезы или псевдоразрезы кажущегося сопротивления, на них влияние ППН проявляется в виде столбообразных структур. При

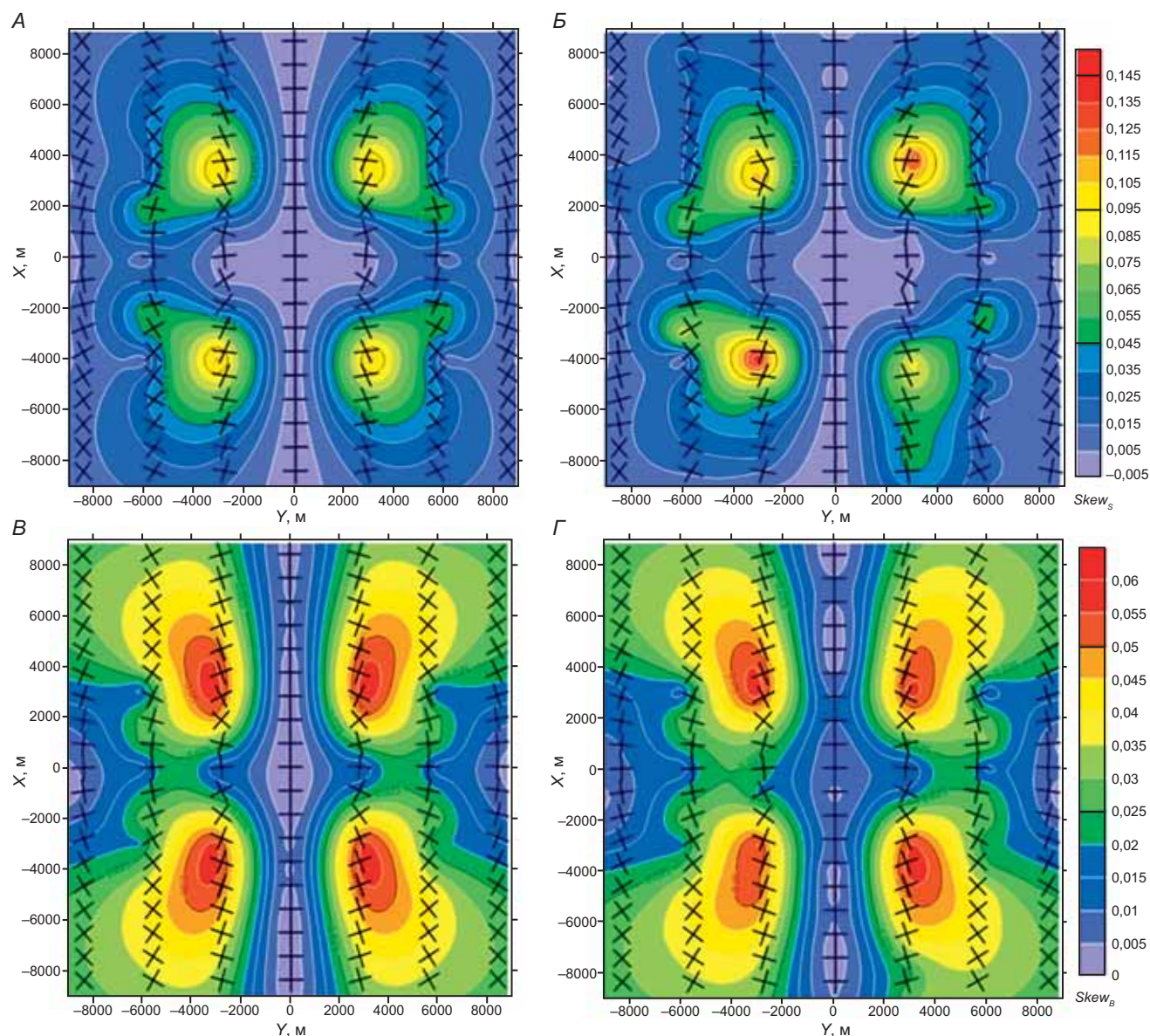


Рис. 4. Карты главных направлений (показаны крестиками), определенных методами Эггера (А и Б) и Бара (В и Г) на фоне значений параметров асимметрии (показаны цветом) Свифта $skew_S$ (А и Б) и Бара $skew_B$ (В и Г). Слева (А и В) — результаты для модели без ППН, справа (Б и Г) — для модели с ППН. Период 10 с

анализе данных по площади строятся карты кажущегося сопротивления на выбранных периодах, при наличии ППН на них возникают локальные аномалии, наследуемые на всех периодах. В статье [Суконкин и Пушкарев, 2023] эти эффекты продемонстрированы на данных для рассматриваемых моделей.

Похожим образом влияние ППН проявляется и в теллурическом тензоре, в частности, создавая частотно-независимые аномалии на картах значений нормы этого тензора [Суконкин и Пушкарев, 2023]. В то же время, в картах значений норм матрицы Визе-Паркинсона и горизонтального магнитного тензора на больших периодах влияние ППН отсутствует, поскольку магнитное поле на этих периодах освобождается от их влияния.

Определение главных направлений. Главные направления тензора $[Z]$ определяют азимуты вдоль и вкост простираения структур, что имеет важное

значение при 2D интерпретации. В осесимметричных средах главные направления отвечают радиальному и азимутальному направлениям. Как уже отмечалось, для определения главных направлений может применяться метод Эггера [Eggers, 1982], который, однако, неустойчив к влиянию ППН. Основным достоинством методов локально-региональной декомпозиции $[Z]$ является их способность определять главные направления, связанные именно с региональными (глубинными) структурами.

На рис. 4 крестиками показаны главные направления, определенные методами Эггера (вверху) и Бара (внизу) на периоде 10 с. Слева приведены результаты для модели с однородным верхним слоем, а справа — с ППН. В качестве фона на рис. 4 показаны значения параметров асимметрии Свифта $skew_S$ (вверху) и Бара $skew_B$ (внизу). Видно, что добавление в модель ППН влияет на главные направ-

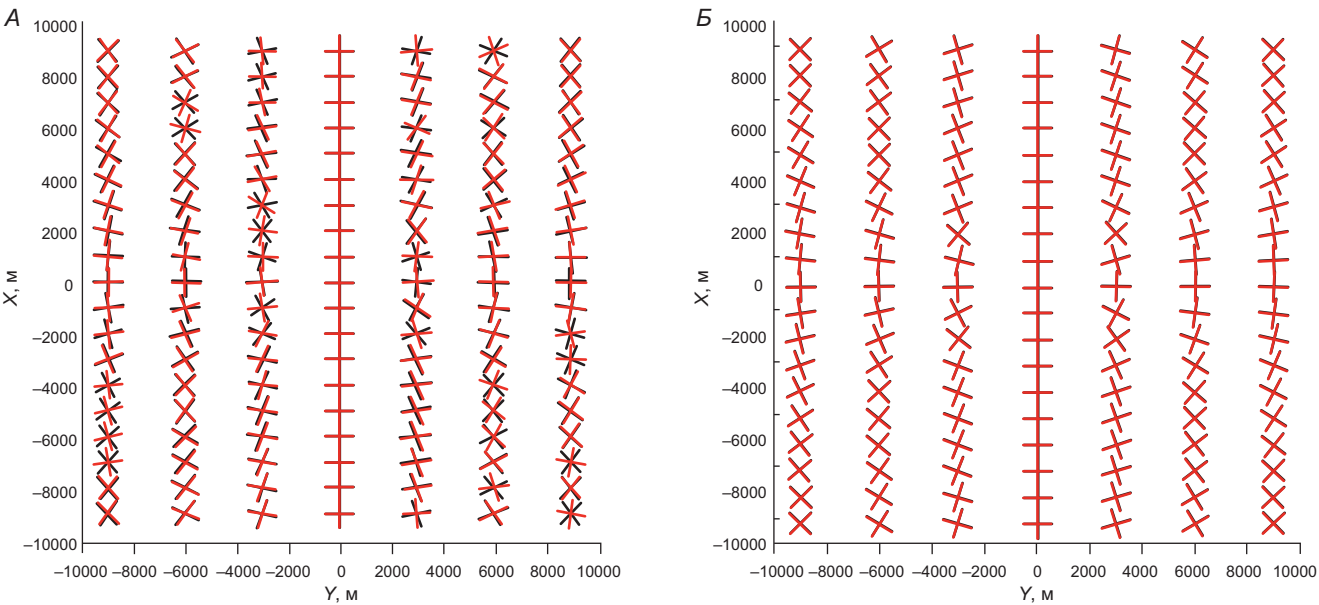


Рис. 5. Главные направления тензора импеданса, определенные методами Эггерса (А) и Бара (Б), карты на периоде 10 с. Черные крестики — для модели без ППН, красные — с ППН

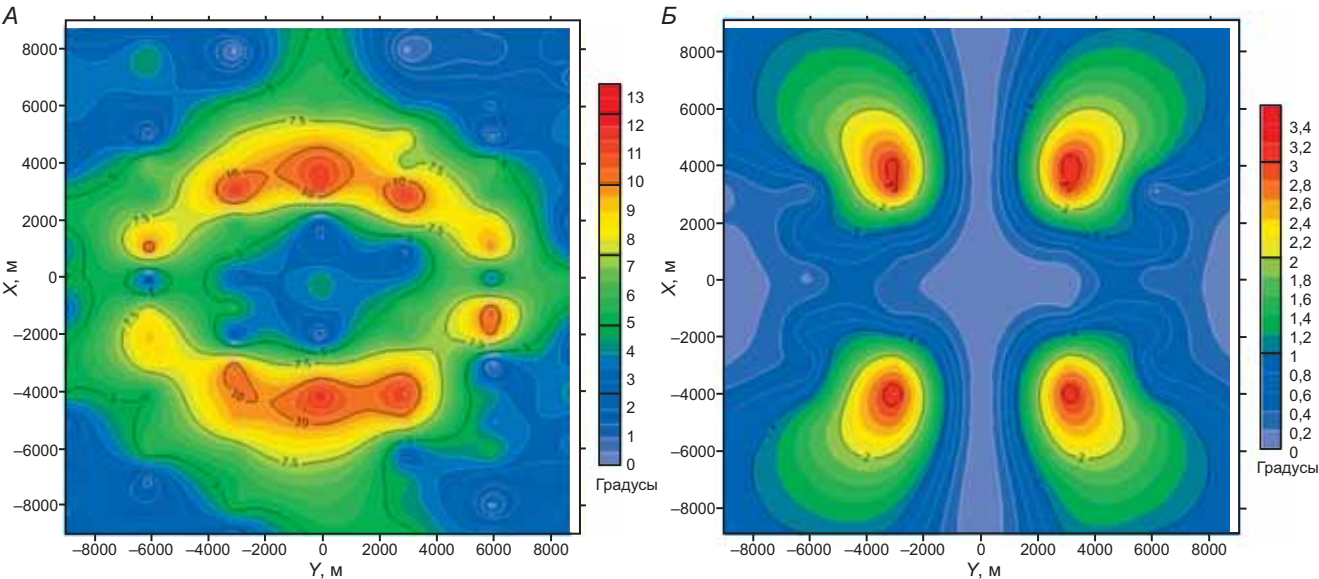


Рис. 6. Карты параметров Δ (А) и β (Б) для периода 10 с

ления по Эггерсу и значения $skew_S$, в то время как главные направления по Бару и значения $skew_B$ при этом почти не меняются.

Для наглядности на рис. 5 еще раз показаны главные направления, определенные этими двумя методами, и наложенные друг на друга для двух вариантов модели (с однородным и неоднородным верхним слоем). Направления по Эггерсу во многих точках существенно изменились при появлении ППН, а метод Бара демонстрирует устойчивость к их влиянию.

Как видно из рис. 4, значения параметра асимметрии Бара $skew_B$ повсеместно малы, что свидетельствует о применимости локально-региональной декомпозиции. Однако, как было отмечено выше, метод Бара будет работать устойчиво лишь при су-

щественном значении параметра Δ , который равен разности фаз импедансов, отвечающих главным региональным направлениям. Карта абсолютных значений Δ для периода 10 с приведена на рис. 6, А. Видно, что они превышают $2\text{--}3^\circ$ (т.е. характерную погрешность наблюдений) вблизи границ грабена и малы в центре модели и на удаленных от грабена углах планшета. Однако, как мы видели на рис. 4 и 5, и здесь для двух наборов данных (полученных при отсутствии и наличии ППН) результаты получились устойчиво.

На рис. 6, Б продемонстрирована карта параметра асимметрии β для периода 10 с. Его распределение напоминает параметр $skew_B$, максимальные значения достигаются у углов грабена и составляют около 3° .

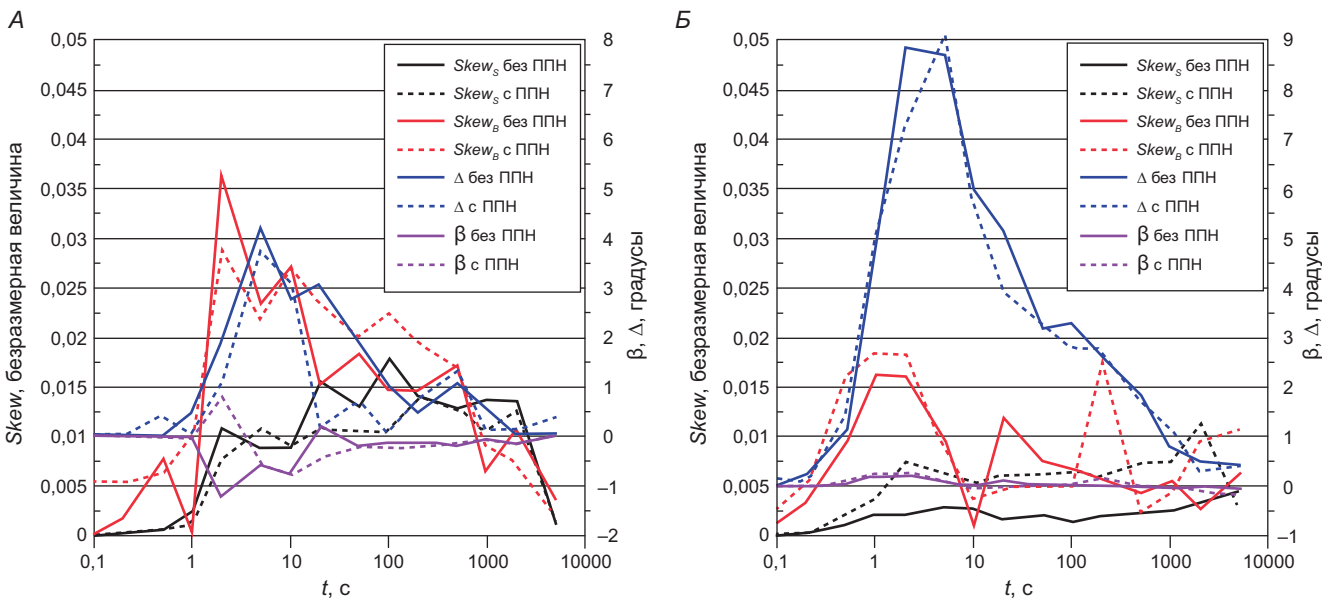


Рис. 7. Параметры асимметрии $skew_s$ и $skew_B$, а также параметры Δ и β в зависимости от периода: А — в точке 1; Б — в точке 6 (см. рис. 2)

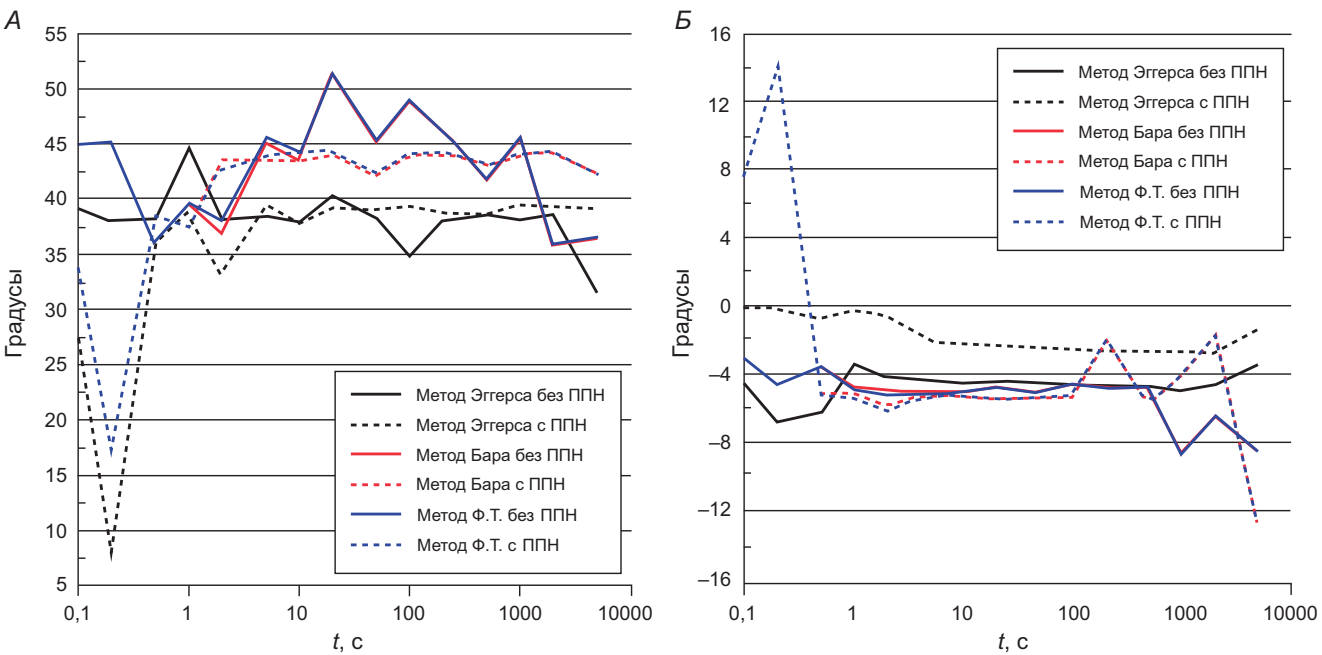


Рис. 8. Главные направления, определенные методами Эггерса, Бара и фазового тензора: А — в точке 1, Б — в точке 6 (см. рис. 2)

Рассмотрим зависимости параметров $skew_s$, $skew_B$, Δ и β от периода (рис. 7). Графики построены для двух точек МТЗ (1 и 6), положение которых показано на рис. 2. Точка 1 располагается в области с низким значением разности фаз Δ , максимальное значение которой достигает лишь 4° на периоде около 5 с. В точке 6 этот параметр больше, достигает 9° в промежутке периодов 1–10 с. Параметр β в точке 1 достигает максимального значения в 1° в том же промежутке периодов. Стоит отметить, что для обеих точек этот параметр определяется устойчиво вне зависимости от влияния ППН. Значения параметров $skew_s$ и $skew_B$ небольшие в обоих случаях, максимальные значения составляют 0,017 и 0,035 соответственно. В точке 6 наблюдается

значительное расхождение параметра асимметрии Свифта для разных моделей, значения этого параметра завышаются при попадании на высокоомную неоднородность. Параметр асимметрии Бара для двух вариантов модели отличается несущественно. Главные направления (азимутальные углы), определенные методами Эггерса, Бара и фазового тензора, в зависимости от периода приведены на рис. 8. На удалении от грабена (точка 1) главное направление составляет порядка 45° , т.е. близко к азимутальному. Вблизи грабена, напротив, оно близко к 0° (а ортогональное — к 90°), что отвечает ориентации границ грабена. Значения, полученные методами Бара и фазового тензора, близки друг к другу и почти не зависят от наличия ППН. Метод

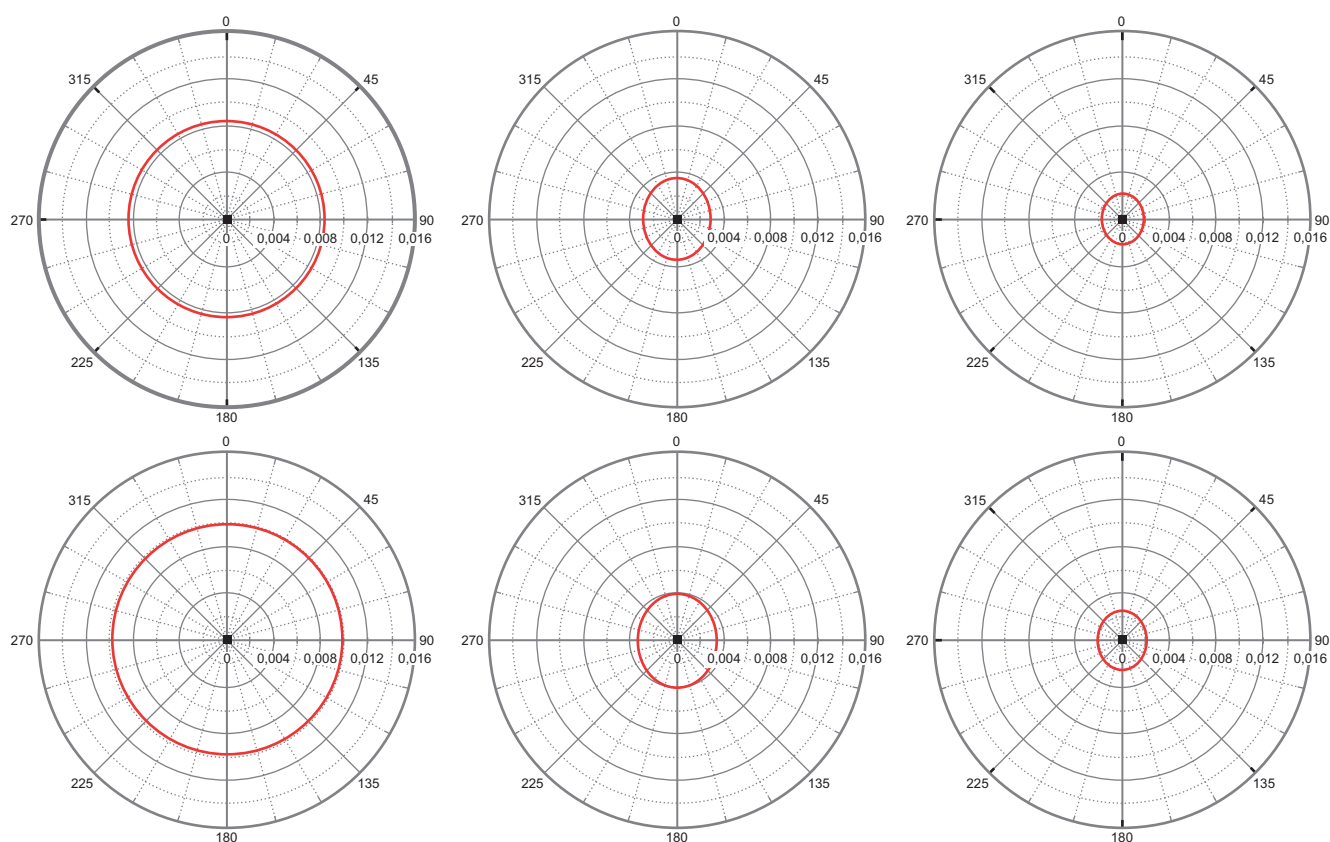


Рис. 9. Полярные диаграммы модулей компонент тензора импеданса в точке 2 на периодах 1, 10 и 100 с (слева направо) для двух моделей, сверху — без ППН, снизу — с ППН. Красный цвет — компонента $|Z_{xy}|$, черный — $|Z_{xx}|$

Эггера неустойчив к влиянию ППН, что отчетливо видно на правом рис. 8, Б по расхождению результатов для моделей с однородным верхним слоем и с ППН. Отметим, что до периода 1 с азимут определяется неустойчиво, это связано с тем, что на таких малых периодах модель проявляется как одномерная. Аналогичная закономерность видна и на больших периодах.

Полярные диаграммы и эллипсы. Одним из удобных способов получения информации о размерности среды и простирации структур является построение полярных диаграмм различных компонент МТ-данных [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. На рис. 9 представлены диаграммы модулей главной и дополнительной компонент тензора импеданса для обеих моделей (с однородным и с неоднородным верхним слоем) в точке 2 на центральном профиле (см. рис. 2). На периоде 1 с диаграмма главной компоненты $|Z_{xy}|$ представляет собой окружность, а диаграмма дополнительной компоненты $|Z_{xx}|$ сжимается в точку, что характерно для одномерной среды. На более длинных периодах диаграммы принимают вид, характерный для 2D сред, основная компонента вытягивается в овал, а дополнительная компонента трансформируется в правильный четырехлистник (правда, в выбранном на рис. 9 масштабе он почти не виден). Поскольку рассматриваемая точка МТЗ (№ 2) в модели с ППН попадает на ППН с повышенным УЭС, диаграммы для этого варианта модели

отличаются увеличенными размерами, изменений формы в данном случае не отмечается.

Амплитудные полярные диаграммы в точке МТЗ № 4 (у угла грабена, см. рис. 2), расположенной в области повышенных значений $skew_B$, ведут себя иначе (рис. 10). Точка располагается у угла грабена и попадает на вытянутую меридионально ППН. На периоде 1 с полярные диаграммы для варианта модели с ППН характерны для двухмерной среды и отражают влияние этой ППН. На больших периодах добавляется влияние грабена и наблюдается суперпозиция приповерхностного и глубинного эффектов.

Таким образом, на диаграммах модулей компонент тензора импеданса ППН сказываются существенно и могут менять как их размер, так и форму.

Фазы компонент тензора импеданса не подвержены влиянию ППН, поэтому полярные диаграммы фазы основной компоненты $\arg(Z_{xy})$ для вариантов модели с однородным и неоднородным верхним слоем практически совпадают. На рис. 11 приведены диаграммы $\arg(Z_{xy})$ сразу для двух рассматриваемых точек МТЗ, 2 и 4. На коротких и длинных периодах диаграммы свидетельствуют об одномерном характере среды, а на промежуточном периоде (10 с) вытягиваются под влиянием грабена. В точке над центром грабена диаграмма вытягивается вдоль его границы, а у угла поворачивается. Таким образом, полярные диаграммы фаз огибают главную структуру, показывая контур ее границы.

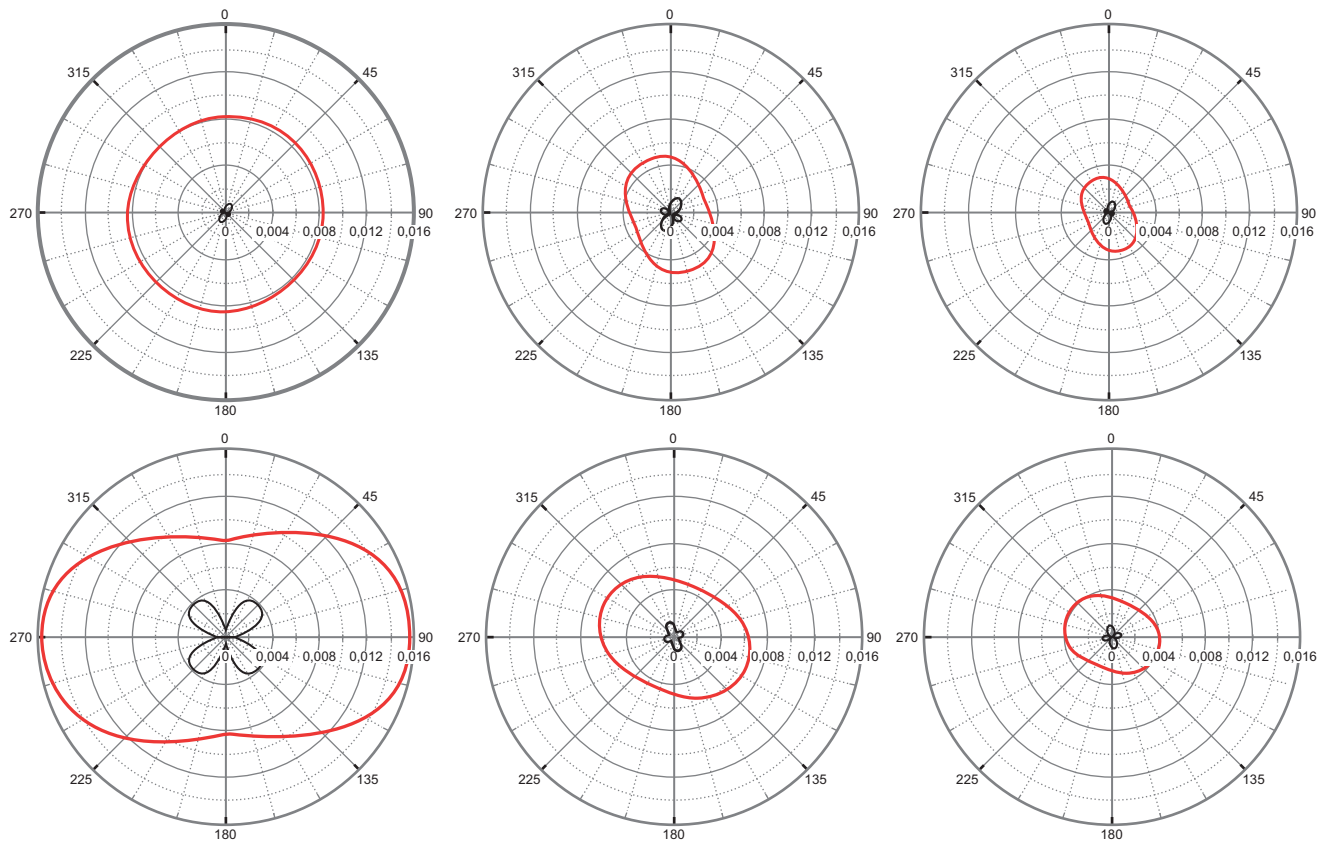


Рис. 10. Полярные диаграммы модулей компонент тензора импеданса в точке 4 на периодах 1, 10 и 100 с (слева направо) для двух моделей, сверху — без ППН, снизу — с ППН. Красный цвет — компонента $|Z_{xy}|$, черный — $|Z_{xx}|$

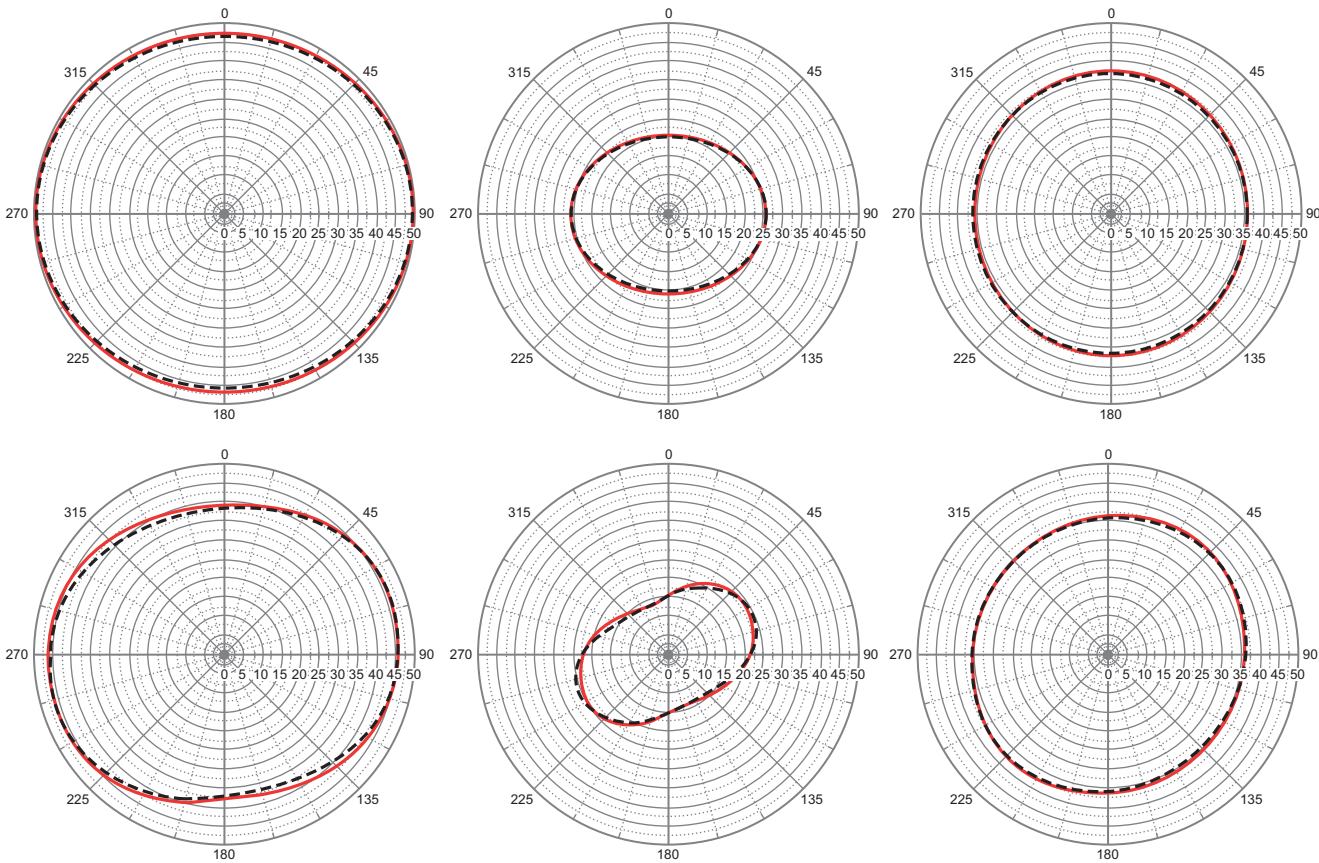


Рис. 11. Полярные диаграммы фазы основной компоненты тензора импеданса $\arg(Z_{xy})$ на периодах 1, 10 и 100 с (слева направо) в точке 2 (сверху) и 4 (снизу), черный пунктир — модель без ППН, красный цвет — с ППН

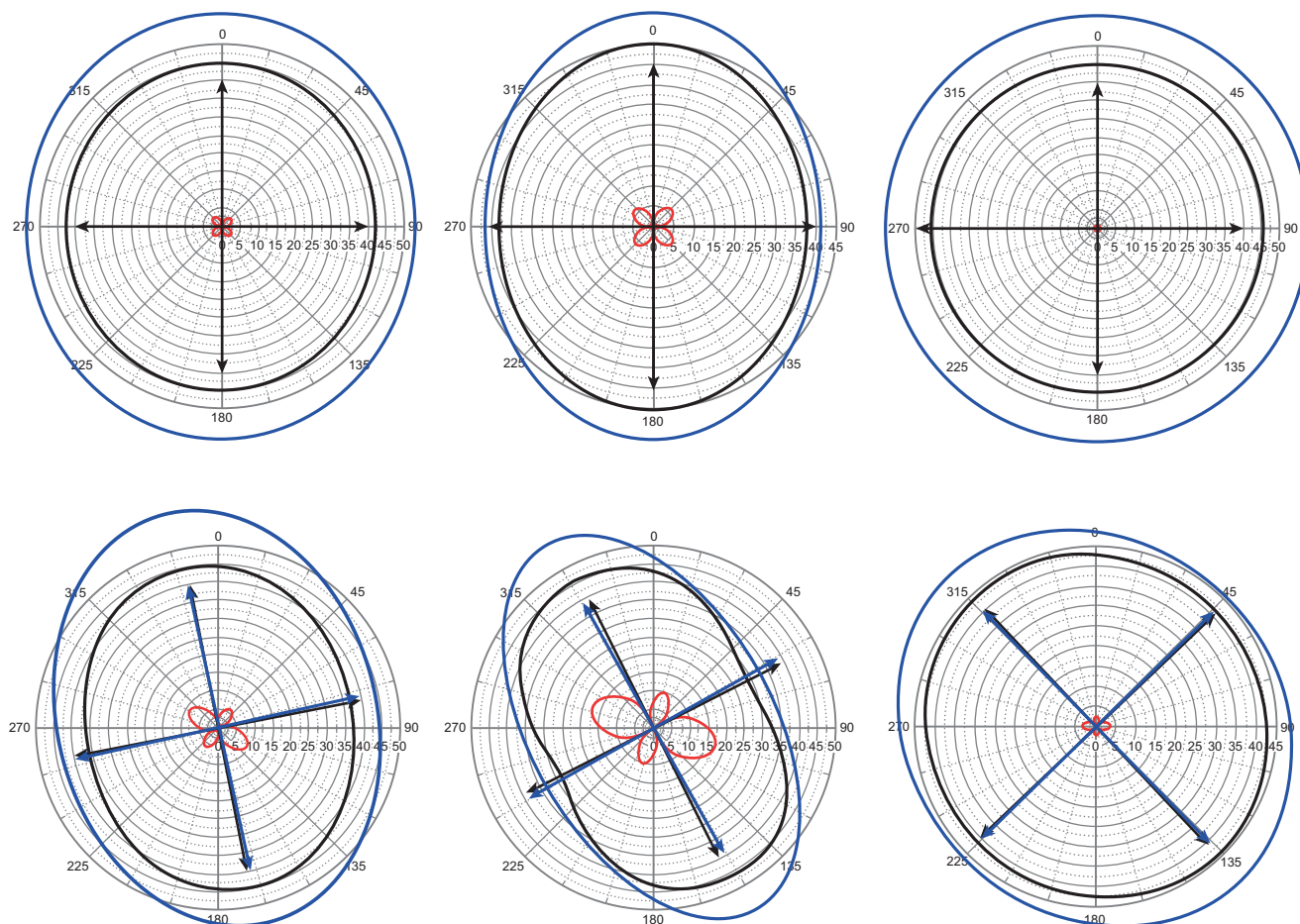


Рис. 12. Полярные диаграммы фазового тензора на периодах 1, 10 и 100 с (слева направо) в точке 2 (сверху) и 4 (снизу). Черный цвет — основная компонента, красный — дополнительная. Здесь же синим цветом показаны эллипсы фазового тензора. Черные стрелки — главные направления по методу Бара, синие — главные направления по методу фазового тензора (с учетом поправки за асимметрию среды)

Наконец, на рис. 12 для тех же двух точек МТЗ (№ 2 и 4) приведены графические изображения фазового тензора. Здесь показаны полярные диаграммы основной и дополнительной компонент F_{xx} и F_{xy} , а также эллипсы фазового тензора. Полярные диаграммы получались стандартным образом, так же, как и рассмотренные выше импедансные диаграммы, т. е. поворотом системы координат на 360° с шагом 1° . Эллипсы строились с учетом главных направлений и главных значений фазового тензора [Caldwell, et al., 2004; Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Также на рис. 12 показаны главные направления, определенные методом Бара (азимутальные углы α_R и $\alpha_R + 90^\circ$) и методом фазового тензора (азимутальные углы α_1 и $\alpha_1 + 90^\circ$). Поскольку они отличаются на угол β (характеризующий трехмерные эффекты), который в нашем случае во всех точках МТЗ не превышает $2-3^\circ$, главные направления, определенные этими двумя методами, практически совпадают.

Как и в случае импедансных фазовых диаграмм, наиболее ярко неоднородность среды проявляется в фазовом тензоре на средних периодах (10 с). В точке МТЗ № 2 (у центра северной границы грабена) диаграммы и эллипс показывают меридиональное и широтное главные направления, а в точке МТЗ

№ 4 (у угла грабена) эти направления поворачиваются. Таким образом, фазовые диаграммы импеданса и графические представления фазового тензора несут одну и ту же информацию. Отметим, что главные направления по Бару отвечают большой и малой осям диаграммы основной компоненты фазового тензора и минимумам его дополнительной компоненты. А главные направления по фазовому тензору, по определению, отвечают большой и малой осям эллипса.

Заключение. Мы рассмотрели две геоэлектрические модели с одинаковой глубинной структурой, но отличающиеся отсутствием и наличием приповерхностного неоднородного слоя. Влияние ППН на кривые МТЗ проявляется в статическом смещении кривых кажущегося сопротивления, при этом оно не затрагивает фазовые кривые. На частотных разрезах кажущегося сопротивления ППН приводят к появлению вертикальных «столбов».

Используя один из классических методов определения главных направлений тензора импеданса — метод Этгерса, мы увидели, что при появлении ППН получаемые оценки этих направлений существенно искажаются.

Наши синтетические данные хорошо удовлетворяют модели локально-регионального разложения

тензора импеданса, что подтверждается малыми значениями используемых в методах Бара и фазового тензора параметров $skew_B$ и β .

Основная информация, которую извлекают методы локально-региональной декомпозиции из искаженных влиянием ППН данных, это главные направления (азимутальные углы), связанные с региональными структурами. В двухмерной среде они совпадают с направлениями вдоль и вкрест структур, а в осесимметричной, к которой близка наша модель, с радиальным и азимутальным направлениями.

Методы декомпозиции, как и следовало ожидать, дали одни и те же результаты для двух вариантов модели: с однородным и с неоднородным верхним слоем. При этом методы Бара и фазового тензора дали очень близкие друг к другу результаты (главные направления) на средних периодах (на которых наиболее существенны значения параметра Δ , т. е. заметно сказывается горизонтальная неоднородность среды).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Дмитриев В.И. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований. I. Влияние приповерхностной проводимости // Физика Земли. 1986. № 12. С. 24–38.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.

Суконкин М.А., Пушкарев П.Ю. Анализ синтетических магнитотеллурических данных, рассчитанных для геоэлектрической модели с приповерхностными неоднородностями // Геофизика. 2023. № 6. С. 66–70.

Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion // J. Geoph. 1988. Vol. 62. P. 119–127.

Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor // Geophysical Journal International. 2004. Vol. 158, No. 2. P. 457–469.

Более полную информацию о размерности среды и простирации структур дают полярные диаграммы. Диаграммы модулей компонент тензора импеданса в общем случае подвержены влиянию ППН, которые могут искажать как амплитуду, так и форму диаграмм. Стандартные полярные диаграммы фазы основной компоненты тензора импеданса, а также полярные диаграммы и эллипсы фазового тензора не подвержены влиянию ППН, они показывают направления, связанные с региональными структурами, и характеризуют степень и характер горизонтальной неоднородности среды.

Полученные результаты демонстрируют достаточно высокую эффективность методов, основанных на декомпозиции тензора импеданса. Эти методы могут быть полезны при анализе наблюдаемых МТ данных, позволяя рационально выбрать ансамбль данных для дальнейшего решения обратной задачи.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00147).

Eggers D.E. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor // Geophysics. 1982. Vol. 47, No. 8. P. 1204–1214.

Groom R.W., Bailey R.C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion // J. Geoph. Res. 1989. Vol. 94, No. B2. P. 1913–1925.

Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations — theory and comparison to integral equation solutions // Geophysics. 1993. Vol. 58, No. 2. P. 215–226.

McNeice G.W., Jones A.G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data // Geophysics. 2001. Vol. 66, No. 1. P. 158–173.

Zhang P., Roberts R.G., Pedersen L.B. Magnetotelluric strike rules // Geophysics. 1987. Vol. 52, No. 3. P. 267–278.

Статья поступила в редакцию 12.07.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025

**УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 4. ГЕОЛОГИЯ»
в 2024 г.**

	№	С.
Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татаринцов В.Ю. Структура фундамента при- лаптевоморской части Евразийского бассейна по геолого-геофизическим данным	4	102
Барaboшкин Е.Ю. Новые находки стратиграфически важных аммонитов из сеномана Юго-Западного Кры- ма	3	28
Барaboшкин Е.Ю. О малоизвестном аммоните <i>Ammonites cabardinense</i> Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 из верхнемеловых отложений Кавказа	5	34
Барaboшкин Е.Ю. Первая находка аммонита в верхнем сеномане (верхний мел) Крыма	2	17
Барaboшкин Е.Ю., Фокин П.А. Уникальная находка аммонита <i>Kamerunoceras</i> (Acanthoceratidae, Ammonoidea) в туроне (верхний мел) Юго-Западного Крыма	1	20
Барановская Е.И., Харитоновна Н.А., Челноков Г.А., Ермаков А.В. Изотопно-гидрогеохимическая характе- ристика термоминеральных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна	5	142
Беляев М.О., Коротаев М.В. Кинематическая реконструкция формирования структур складчато-надвига- вого пояса Субандино (Боливия)	5	39
Богатырева И.Я., Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С., Хотылев О.В., Фомина М.М., Тюрина Н.А., Яблонов- ский Б.И., Калмыков Г.А. Структурно-фациальная типизация разрезов баженновской высокоуглеродистой формации Западно-Сибирского бассейна	1	66
Большакова М.А., Кувинов И.В., Макарова Е.Ю., Зотова П.Г., Бычков А.Ю., Пронина Н.В., Козлова Е.В., На- титник И.М., Мальцев В.В., Савельева Е.В., Скорев В.Б. Экспериментальное моделирование генерации нефти породами, обогащенными органическим веществом континентального происхождения	5	91
Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н. Термодинамические модели переотложения вещества свинцово-цинковых рудных жил на карбонатном барьере при повторной активизации гидротермальных процессов	5	116
Брушков А.В., Васина А.И., Кияшко Н.В., Мельников М.И., Осокин А.А., Черняк Ю.В., Фалалеева А.А. Гло- бальное потепление и состояние вечной мерзлоты в России	6	4
Бурмистров А.А., Самсонов А.А., Тельнов А.Е. Эколого-экономические аспекты разработки природных и связанных с ними техногенных рудных месторождений на примере джидинского вольфрам-молиб- денового комбината, Республика Бурятия	2	54
Васильева К.Ю., Рогов М.А., Панченко И.В., Захаров В.А., Еришова В.Б., Гатовский Ю.А., Мокрушина Е.В. Первые находки глендонитов в верхнеюрско-нижнемеловой баженновской свите (Западная Сибирь, Фроловская мегавапдина) и их палеогеографическое значение	6	42
Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В. Характер распределения возрастов докембрийских обломочных цирконов в разрезе Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральяского краевого прогиба по данным U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования — показатель единого источника сноса	6	82
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д. Морфология, окраска и спектроскопические характеристики алмазов россыпи Гусиный ручей (Анабар, Якутия)	6	132
Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические и палеобатиметрические реконструкции условий формирования мезо- кайнозойских отложений Чукотского моря	6	51
Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Астроклиматические реперы стратиграфической корреляции для неоген-четвертичных отложений	6	61
Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В., Меренкова С.И., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для четвертичного времени	3	33
Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В., Меренкова С.И., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для плиоцен-чет- вертичных разрезов Евразии	4	116

	№	С.
Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонов Н.А. Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона	4	25
Гоипов А.Б., Ахмадов Ш.И., Тевелев А.В., Мусахонов З.М., Мирсаяпов Р.И. Применение инновационных методик спектрального и структурного дешифрирования для решения геологических задач и поиска месторождений (на примере Ауминзатау-Бельтауского рудного района Республики Узбекистан)	5	104
Голизаде Х., Краснова Е.А., Корзун А.В., Раббани Х. Гидрогеохимическое моделирование образования сероводорода в карбонатном коллекторе на примере месторождения Шануль, юго-запад Ирана	6	163
Гриневский С.О., Преображенская А.Е., Халеский В.В. Модельный анализ влияния изменения климата на формирование инфильтрационного питания и ресурсов подземных вод в масштабе малого речного бассейна.	6	152
Гусаревич П.Е., Томасенко С.В., Хамидулин Р.А. Влияние технологических жидкостей на продуктивность яранских отложений (D3jar) Лыжско-Кыртаельского вала.	5	157
Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Филатова О.Р. Геохимическая и санитарно-химическая характеристика вод родников Богородского и Лосино-Петровского городских округов Московской области	1	95
Дергачев А.Л., Шемякина Е.М. Запасы критического минерального сырья и дополнительные потребности в нем в эпоху энергетического перехода	2	3
Дроздова О.Ю., Алёшина А.Р., Макарова М.А., Демин В.В., Лапицкий С.А. Динамика трансформации коллоидов железа в болотных водах под влиянием биоты и инсоляции	2	96
Дроздова О.Ю., Карпунин М.М., Лапицкий С.А. Формы нахождения кадмия в речных водах при различных его содержаниях (результаты модельного эксперимента)	4	125
Еремин М.Д., Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В. Петролого-термомеханическое моделирование северного сегмента камчатской зоны субдукции: термальная структура, дегидратация и магматизм.	5	130
Еремин Н.Н., Ситар К.А., Барановская Е.И., Орлова Л.Н., Коротаев А.В., Фесюн А.Г., Авдалян М.Р., Глухова С.А., Георгиевский Б.В., Гришин И.Ю. Геологические предпосылки энергетических природных ресурсов Африки	6	100
Захаров В.С., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Новейшие структуры Восточного Таймыра и их связь с гравитационными аномалиями и сейсмичностью	3	13
Захаров В.С., Демина Л.И., Промышлова М.Ю. Геодинамическая природа метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные	5	23
Зыков Д.С., Полещук А.В., Агибалов А.О., Колодяжный С.Ю., Мануилова Е.А. Форма соляных поднятий как индикатор взаимодействия геодинамических систем	1	13
Игнатов П.А., Еременко Р.У., Акинфиев Н.Н., Толстов А.В., Овчинников И.М., Илларионов П.Н., Старостин В.И. Нарушение корреляционных связей Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Zn, V и Sc в осадочных породах ордовика, вмещающих кимберлиты Майского месторождения алмазов Якутии.	6	114
Карасева О.Н., Лакиштанов Л.З., Ханин Д.А., Проскурякова А.С., Ханина Е.В. Кинетика растворения талька в присутствии органических комплексообразователей	3	59
Каюкова Е.П., Жданов С.В., Филимонова Е.А. Особенности химического состава подземных вод Ижорского месторождения (Ленинградская область)	4	61
Копаевич Л.Ф., Бордунов С.И., Яковичина Е.В., Габдуллин Р.Р., Латыпова М.Р. Туронский и коньякский ярусы на территории Восточного Перитетиса — биостратиграфия и палеогеография.	6	72
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Никишин А.М. Трехмерная модель тепловой истории Южно-Чукотского бассейна.	5	51
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Алёшина К.Ф. Трехмерное моделирование осадконакопления клиноформных комплексов Северо-Чукотского бассейна	6	92
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Фокин П.А., Тверитинова Т.Ю., Чижова Е.Р., Кизяков А.И., Лыгина Е.А. Геомеханическое моделирование трещиноватости разреза горы Сувлу-Кая, Юго-Западный Крым	2	23
Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С., Богатырева И.Я., Калмыков Г.А. Условия формирования волжских радиоларитовых отложений в Баженовском эпиконтинентальном морском бассейне	5	83
Кошурников А.В., Алексеев Д.А., Пушкарев П.Ю., Гунар А.Ю., Балихин Е.И. Теоретический анализ применения шумоподобных сигналов в морской импульсной электроразведке	2	108

	№	С.
Крупина Н.И., Присяжная А.А. Монографические палеонтологические коллекции — важнейший источник информации в палеонтологических исследованиях	1	47
Кулешова М.Л., Шимко Т.Г., Данченко Н.Н., Дроздова О.Ю. Оценка эффективности применения пероксида кальция для очистки фильтрационных вод полигонов ТКО	2	129
Куликов В.А., Варенцов И.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Лозовский И.Н., Родина Т.А., Слинчук Г.Е., Яковлев А.Г. Результаты глубинных магнитотеллурических исследований по профилю Пушкинские Горы — Андреаполь	2	136
Лебедев А.Л., Авилина И.В. Температурная зависимость константы скорости реакции растворения гипса в воде	6	179
Левитан М.А. Первые результаты сравнительного анализа химического состава плейстоценовых отложений Индийского и Атлантического океанов	3	54
Лехов А.В. Определение проводимости верхней зоны выветривания горизонтально-слоистого массива скальных пород	1	105
Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Осадчий В.О., Микляева Е.П. Этапы палеопротерозойского химического перемагничивания Кивакского расслоенного интрузива и его геодинамическая позиция в период распада докембрийских суперконтинентов	6	21
Лубнина Н.В., Захаров В.С. Докембрийский мегаконтинент НЕНА: устойчивая конфигурация или фанерозойское перемагничивание?	6	12
Луканов Д.Д., Расторгуев И.А., Юрьев С.В. Оценка геофильтрационных параметров на основе одновременной калибровки серии профильных моделей	2	101
Лыков Н.А., Закирьянов И.Г., Дронов А.В., Ростовцева Ю.В. Строение нижнеордовикских строматолитовых биогермов в опорном разрезе р. Мойеро (Тунгусская Синеклиза, Восточная Сибирь)	2	45
Лысенко В.И., Полудеткина Е.Н., Садыков С.А., Басырова С.И. Новые данные исследования холодных сипов и пляжных бактериальных построек в бухте Ласпи (южный берег Крыма)	2	65
Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Афонин И.В., Медведков А.А., Рабцевич Е.С., Габдуллин Р.Р., Пугач В.В. Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа	1	25
Мирахмедов Т.Д., Абдуллаева М.А., Самарцев В.Н. Прогноз загрязнения подземных вод методом численного моделирования (на примере Кибрайского участка Чирчикского месторождения)	4	45
Миринец А.К., Рыбалко А.Е., Алёшин М.И., Субетто Д.А. Строение четвертичного покрова Петрозаводской губы Онежского озера по данным сейсмоакустики	1	123
Мотенко Р.Г., Давлетова Р.Р., Гречищева Э.С., Алексеев А.Г. Экспериментальная оценка влияния заторфованности на фазовый состав воды в мерзлых грунтах различного гранулометрического состава	1	116
Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фоулджер Дж.Р., Посаментьер Х.У. Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования	5	3
Овсянников Г.Н., Спиридонов Э.М., Филимонов С.В. Плагииоклаз интрузивных пород островодужного первомайско-аюдагского комплекса Горного Крыма — от плагииолерцолитов до плагиигранитов	2	85
Подобряжных А.Д., Еремина Т.А., Марченко Е.И., Еремин Н.Н. Кристаллохимические индикаторы выделения оксоцентрированных полиэдров в минералах двухвалентного свинца	1	3
Пушаровский Д.Ю. Новые высокобарические полиморфные модификации магнетита, ильменита, оливина, пироксенов и полевых шпатов	3	3
Пшеченкова Е.П., Самсонов А.А., Бурмистров А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Старостин В.И. Использование данных дистанционного зондирования Земли для анализа экологической нагрузки техногенных объектов Михайловского горно-обогатительного комбината	6	120
Редькин А.С., Корзун А.В., Шарунов Н.В. Использование результатов трассерных исследований для адаптации гидродинамических моделей нефтяных месторождений	4	35
Русакова М.-А., Дроздова О.Ю., Ланицкий С.А. Изменение свойств гуминовых кислот под высокотемпературным воздействием	5	175
Савенко А.В., Савенко В.С., Маслов А.А. Изменчивость концентрации фтора в минеральных водах Ессентукского месторождения и ее связь с гидрогеологическими условиями.	6	173

	№	С.
Савостин Г.Г., Махнутина М.Л., Костышина М.О., Коточкова Ю.А., Григоренко Т.В., Грязнова Д.А., Емельяненко О.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Изменчивость кинетических характеристик органического вещества баженской свиты на примере исследования кернового материала одной скважины в центральной части Западной Сибири	6	140
Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В., Кулешова М.Л., Шимко Т.Г. Особенности адсорбции ртути (II) на песчано-гелевом материале	5	124
Собисевич А.Л., Стеблов Г.М., Агibalов А.О., Сенцов А.А., Балашов Г.Р., Зайцев В.А., Зыков Д.С., Макеев В.М., Маякин А.Т., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Полещук А.В., Рузайкин А.И., Холодков К.И. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа и сейсмичности острова Сахалин	6	32
Сорокоумова Я.В., Расторгуев А.В., Курбонов М.Д. Оценка продольной дисперсивности при калибровке моделей тепломассопереноса в грунтовых водах на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината	4	52
Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Вариационные алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах с горизонтальным градиентом скорости	1	130
Суконкин М.А., Пушкарев П.Ю. Использование синтетических магнитотеллурических данных для оценки эффективности методов, основанных на локально-региональном разложении тензора импеданса.	6	185
Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация позднеплиоцен-четвертичной истории осадконакопления и диагенеза в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна на основе методов математической статистики	4	87
Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические и палеогеографические реконструкции условий седиментации в Фушунском бассейне методами математической статистики	1	55
Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В. Особенности строения Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований	2	32
Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А., Дёмина Н.В., Коротаева Н.Н. Вендский магматизм Уфалейского блока (Центрально-Уральская мегазона Среднего Урала)	4	11
Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А., Николаева С.К. Ресурсный потенциал эколого-геологических систем массивов намывных грунтов	5	164
Трофимов В.Т., Королев В.А. К разработке номологических основ экологической геологии	4	3
Трофимов В.Т., Королев В.А., Харькина М.А. Экологические функции как фундаментальные интегральные характеристики особенностей абиотических сред экосистем — литосферы, педосферы, атмосферы и гидросферы	2	119
Харитоновна Н.А., Соколовская М.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А., Карабцов А.А., Чернощев Л.Н., Брагин И.В. Микроэлементы в термальных водах северного Тянь-Шаня: распределение и механизмы накопления	4	70
Харькина М.А., Андреева Т.В. Особенности эколого-геологических систем массивов меловых грунтов центральных районов Русской плиты	3	65
Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Калмыков Г.А. Обстановки осадконакопления апт-альбских отложений Северного Каспия	1	83
Шишина П.Н., Большакова М.А., Соболева Е.В. Геолого-геохимическая история формирования состава нефти залежи покурской свиты Русского месторождения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна .	2	75
Юрина А.Л. Первые девонские леса на Земле: появление, состав растений, типы лесных экосистем и их распространение	1	38
Яковичин С.Ю., Бордунов С.И., Гусев А.В., Яковичина Е.В., Машкина Ю.А. Обстановки осадконакопления и коллекторские свойства фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа	5	73
Яковичин С.Ю., Бордунов С.И., Косоруков В.Л., Яковичина Е.В. Условия седиментации и экранирующие свойства глинистых отложений нижнего мела Северо-Западного Кавказа	3	42
Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Коротаев М.В., Копаевич Л.Ф., Одинова А.А., Митрофанова Н.О., Краснова Е.А. Палеообстановки и биостратиграфия маастрихта разреза реки Дарья (Северный Кавказ) ...	5	58

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 25.01.2025. Формат 60 × 90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 25,0. Уч.-изд. л. 16,2. Тираж экз.

Изд. № 12625. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)
Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)

