Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 **ГЕОЛОГИЯ** **№ 2 • 2023 • МАРТ–АПРЕЛЬ**

Издательство Московского университета *Выходит один раз в два месяца*

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Short reviews

Посвящается 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова

УДК 523.43-1/-8
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-3-13

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В РАЙОНАХ CYDONIA И ACIDALIA НА МАРСЕ

Цзюнь Чу[1], Михаил Арсеньевич Иванов[2], Анатолий Михайлович Никишин[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladimirchujun@yandex.ru
[2] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; mikhail_ivanov@brown.edu
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

Аннотация. Малые конусообразные структуры широко распространены на северных равнинах Марса. Они обычно интерпретируются как грязевые вулканы из-за их близкого морфологического сходства с грязевыми вулканами Земли (например, в Азербайджане и около Азовского моря). Если такая интерпретация верна, то малые конусы могут служить свидетельством существования обширного подповерхностного грязевого источника, который, в свою очередь, мог быть образован донными отложениями крупного водного резервуара (океана), существовавшего на северных равнинах Марса в прошлые эпохи геологической истории этой планеты. По сравнению с грязевыми вулканами Земли, морфология малых конусов на Марсе меняется в более широком диапазоне, что может быть связано с большим разнообразием механизмов формирования марсианских холмов. В данном исследовании мы изучали морфологию малых холмов в областях Cydonia и восточная Acidalia, которые расположены вблизи дихотомической границы в пределах северных равнин Марса и установили, что существуют 5 типов холмов, морфология которых, вероятно, характеризует особенности водо-грязевого резервуара.

Ключевые слова: грязевые вулканы; генетические типы; холмы; моренное отложение; Формация Vastitas Borealis

Для цитирования: *Чу Ц., Иванов М.А., Никишин А.М.* Генетические типы грязевого вулканизма в районах Cydonia и Acidalia на Марсе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 3–14.

GENETIC TYPES OF MUD VOLCANISM IN THE CYDONIA AND ACIDALIA REGIONS OF MARS

Chu Jun[1], Mikhail A. Ivanov[2], Anatoly M. Nikishin[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vladimirchujun@yandex.ru
[2] Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia; mikhail_ivanov@brown.edu
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

Abstract. Small cone/mound-shaped structures are widespread on the northern plains of Mars. They are usually interpreted as mud volcanoes because of their close morphological resemblance to mud volcanoes on Earth (for example, in Azerbaijan and near the Sea of Azov). If this interpretation is correct, the small cones/mounds could be evidence of the existence of an extensive subsurface mud source, which, in turn, could be formed by the bottom sediments of a large water reservoir (ocean) that existed on the northern plains of Mars in the past eras of this planet's geological history. Compared to mud volcanoes on Earth, the morphology of small cones/mounds on Mars varies over a wider range and, which may be due to a greater variety of mechanisms of formation of Martian cones/mounds. In this study, we studied the morphology of small hills in the Cydonia and eastern Acidalia regions, which are located near the dichotomous boundary within the northern plains of Mars and found that there are 5 types of cones/mounds, whose morphology probably characterizes the water-mud reservoir features.

Keywords: mud volcanoes; genetic types; cones/mounds; moraine deposition; Vastitas Borealis Formation

For citation: Chu J., Ivanov M.A., Nikishin A.M. Genetic types of mud volcanism in the Cydonia and Acidalia regions of Mars. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 3–14. (In Russ.)

Введение. Формация Vastitas Borealis, покрывающая основную часть поверхности северных равнин Марса, может представлять собой донные отложения древнего марсианского океана [Parker et al., 1989, 1993, Clifford and Parker, 2001; Head et al., 1998; Kreslavsky and Head, 2002; Carr and Head, 2003]. Эта гипотеза подкрепляется рядом морфологических признаков, таких как наличие обширных областей развития гигантских полигонов [Lucchitta, 1981; McGill and Hills, 1992; Hiesinger and Head, 2000; Ivanov et al., 2020], скопления ударных кратеров с необычной морфологией выбросов (лепешковидные выбросы [Barlow et al., 2000; Tanaka et al., 2005; Ivanov et al., 2014]), широкое распространение малых конусов [Davis and Tanaka, 1995; Tanaka, 1997, 2005; Tanaka et al., 2000, 2003, 2008]. Кроме того, узкий интервал изменения высотного положения внешней границы формации Vastitas Borealis, так называемый контакт

Deuteronilus, так же серьезно подкрепляет гипотезу существования крупного водного резервуара на северных равнинах Марса [Head et al., 1999; Carr and Head, 2003; Perron et al., 2007; Ivanov et al., 2017; Citron et al., 2018].

Малые конусы — одни из наиболее распространенных образований на поверхности северных равнин. Первоначально эти конусы интерпретировались как результат обычного, «горячего», вулканизма [Frey et al., 1979; Frey and Jarosewich, 1982; Bridges et al., 2003]. Однако по мере появления изображений более высокого разрешения, новых данных о спектральных характеристиках поверхности и высокоточных топографических данных, малые конусы стали интерпретировать как постройки «холодного», грязевого вулканизма, подобные тем, что распространены на Земле, например, в Азербайджане или около Азовского моря [Farrand et al., 2005; Kite et al., 2007; Rodriguez et al., 2007; Skinner and Tanaka, 2007; Allen et al., 2009; Oehler and Allen., 2009; Skinner and Mazzini., 2009; McGowan, 2009; McGowan and McGill, 2010; Okubo et al., 2016].

На северных равнинах Марса конусы наиболее распространены на равнинах Cydonia, Acidalia, где они были разделены на северную и южную группы [Frey and Jarosewich, 1982; Farrand et al., 2005; Oehler et al., 2010] и Utopia, где конусы иногда образуют извилистые цепочки, характерные для паппилярной местности (Thumbprint terrain, [Lockwood et al., 1992; Ivanov, et al., 2014]). Во всех этих регионах морфология и особенности пространственного распределения конусов изменяются, что, возможно, отражает разные условия их формирования [Farrand et al., 2005]. В предыдущих исследованиях, однако, конусы описывались как единая популяция грязевых вулканов, связанная с вероятным присутствием северного океана, а морфологическим вариациям уделялось недостаточное внимание. С нашей точки зрения такие вариации могут характеризовать генетические типы конусов и, следовательно, условия их образования. В настоящей работе мы рассматриваем области Cydonia и восточная Acidalia с целью выделения специфических морфологических типов конусов.

Данные и методы. Фотогеологический анализ основан на изображениях, полученных камерами CTX (Context Camera, разрешение 6 м/пикс) и HiRISE (High Resolution Image Science Experiment, разрешение 0.25–0.32 м/пикс). Кроме того, использовались данные спектрометров THEMIS (Thermal Emission Imaging System, дневные и ночные), позволяющие анализировать вариации тепловой инерции грунта (пространственное разрешение 100 м/пикс).

Изображения с высоким разрешением позволяют выделить однородные морфологические комплексы, детально изучить их морфологию и определить возрастные взаимоотношения между ними.

Геологический контекст. Область исследования расположена к северу от равнины Chryse между 32–48°с. ш. и 20° з. д. –4° в. д. (рис. 1) и включает восточную часть равнины Acidalia (центр примерно на 44°с. ш., 21° з. д.) и часть области Cydonia Mensae (центр примерно на 34°с. ш., 9° з. д.). Общая геология этого района исследовалась в работах [Witbeck and Underwood, 1984; Scott and Tanaka, 1986; Tanaka et al., 2005; McGill, 2005].

Область исследования в основном расположена вблизи дихотомической границы в западной части провинции Arabia Terra, где высота местности понижается примерно от –3,8 км (Arabia Terra) до –4,8 км (Acidalia Planitia). Acidalia Planitia занимает большую часть области исследования и расположена на ее западе и северо-западе. На снимках CTX это район выглядит как морфологически монотонная равнина с умеренным альбедо. За исключением нескольких невысоких выступов длиной в десятки метров, поверхность равнины очень ровная. Альбедо отдельных участков визуально более высокое и из-за этого поверхность равнины имеет выраженный пятнистый вид. Такие пятна наиболее заметны в юго-западном углу исследуемой области. На равнине Acidalia широко проявлены полигональные троги (в северо-западной части изучаемой территории) и небольшие холмы, которые подробно обсуждаются в этой статье. Полигональные троги имеют в длину до нескольких десятков километров и демонстрируют U-образный поперечный профиль, который в некоторых случаях может быть V-образным или коробчатым. Глубина трогов небольшая и составляет первые десятки метров. Иногда троги образуют круговые формы, маркируя валы погребенных ударных кратеров [McGill, 1989]. Равнинная местность с полигональными трогами и холмами отмечена как внутреннее подразделение северной равнины (ABvi, [Tanaka et al., 2005]), или как подразделение однородного равнинного материала (AHph, [McGill, 2005]).

Район Cydonia Mensae занимает переходную зону между равниной Acidalia Planitia и материком Arabia Terra и характеризуется множеством плосковершинных холмов (столовых гор), которые могут представлять собой останцы материковой местности. Размеры холмов меняются от сотен метров до нескольких километров, а высота редко превышает 200 м [McGill, 2005]. Между холмами расположена равнинная местность, на которой, в отличие от равнины Acidalia Planitia, редко видны трещины/троги. Район Cydonia Mensae был закартирован либо как краевое подразделение северных равнин (ABvm, [Tanaka et al., 2005]), либо как подразделение пятнистых равнин (AHpsp, [McGill, 2005]).

По всей исследуемой территории разбросаны ударные кратеры разного диаметра. Самый крупный из них — ударный кратер Bamberg (диаметр 51 км), который находится на границе Arabia terra Cydonia Mesae. У ударных кратеров в области изучения преобладают лопастевидные и лепешковидные выбросы, свидетельствующие о значительном содержании льда-воды в породах мишени.

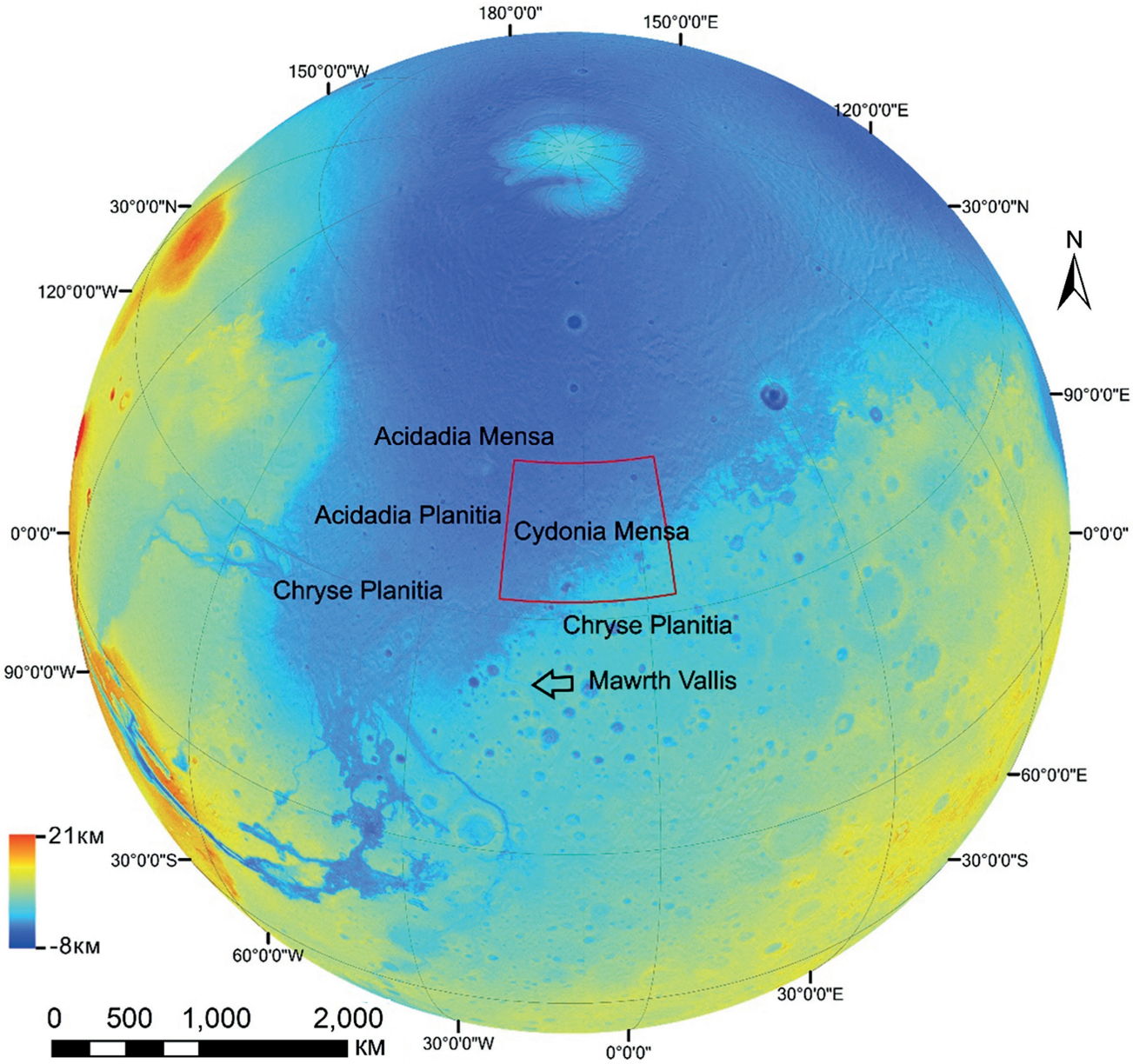


Рис. 1. Исследуемый район, показан красным контуром. Проекция ортогональная с центром (40° с.ш. и 10° в.д.) (топографическая карта Mars Orbital Laser Altimeter наложена на мозаику дневных изображений спектрометра THEMIS)

Возраст поверхности материка Arabia Terra считается ноахийским (более 4 млрд лет), а возраст поверхности Acidalia Planitia был оценен по частотно-размерному распределению ударных кратеров величиной 3,58 млрд лет (Гесперийский, [Ivanov et al., 2020]). Возраст поверхности в Cydonia Mensae представляет собой возраст последнего эрозионного эпизода и оценивается как амазонийский.

Морфологическая классификация холмов в области исследования. По морфологическим особенностям и соотношениям холмов между собой и с окружающей местностью нами было выделено пять их морфологических типов.

Тип 1 (рис. 2). Куполовидные холмы. Образования этого типа расположены в северо-западной части исследуемого района на удалении от границы северных равнин с материковой местностью. На карте, составленной [McGill, 2005], эта местность классифицируется как подразделения гомогенного материала равнин (Homogeneous AHph), которое характеризуется как почти гладкие однородные равнины с умеренным альбедо и очень слабыми яркими полосами в некоторых местах. Поверхность равнин рассечена многочисленными полигональными трогами. На изображениях камеры CTX холмы в этой области имеют высокое альбедо в видимом диапазоне, что контрастирует с равнинным материалом, имеющим низкое альбедо. Эти холмы в основном встречаются как одиночные структуры, хотя в некоторых случаях они образуют группы из

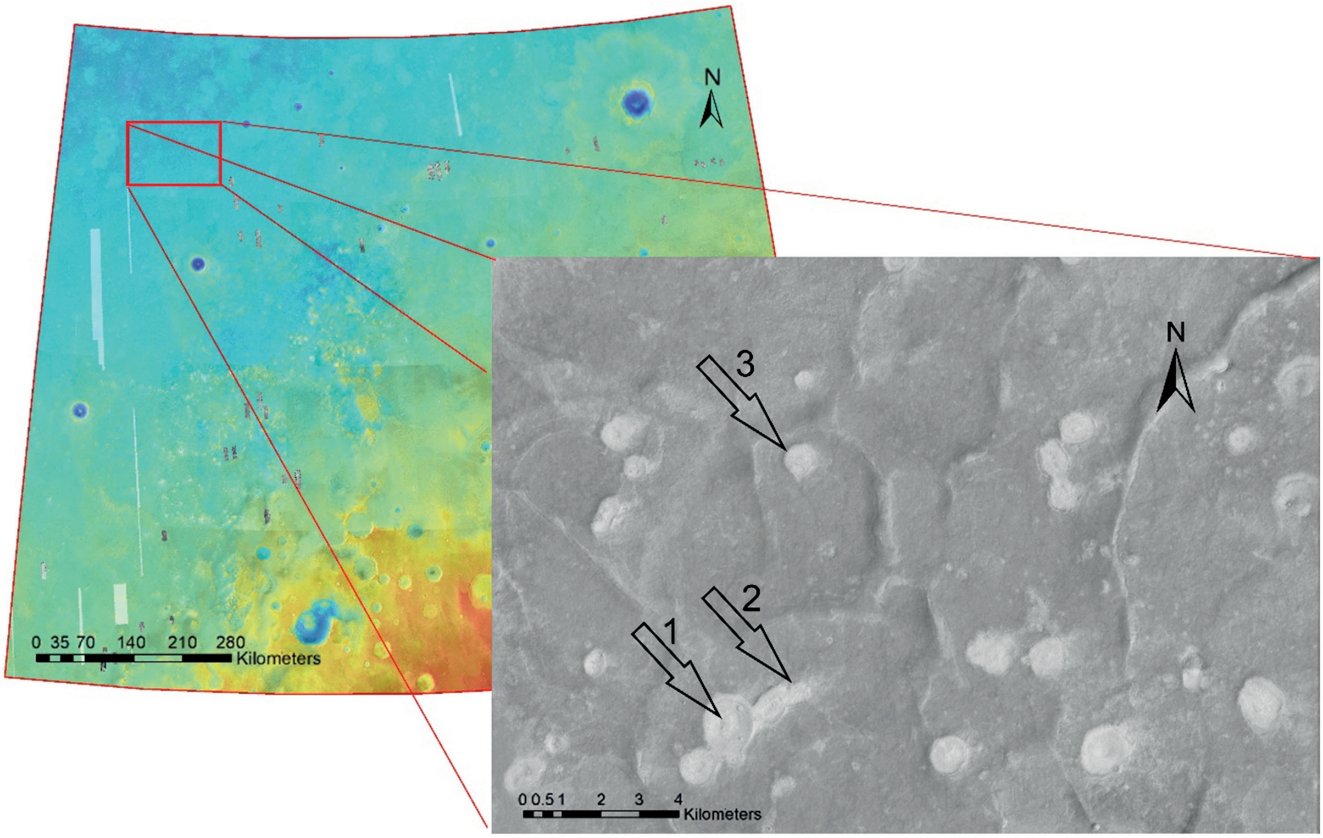


Рис. 2. Изображение холма первого типа. Стрелка 1 указывает на кальдерородобную депрессию на вершине конуса, стрелка 2 указывает на возможный поток от холма. Стрелка 3 указывает ров вокруг холма. Центр изображения на 46,32°с.ш. 16,67° в.д. Изображение камеры CTX

двух или трех холмов. Эти структуры встречаются в области развития гигантских полигональный торгов и располагаются внутри целиковых блоков, вне трогов. Высота холмов невелика и составляет 35–65 м по данным альтиметра MOLA [Farrand et al., 2005], а по топографическим данным, полученным по стереопарам изображений HiRISE, высота некоторых холмов может достигать 180 м [Oehler et al., 2010]. Мы закартировали 4009 холмов в этом регионе, и измерили их диаметр, который варьируется от 120 до 4224 м; средняя плотность холмов составляет 36/1000 км^2. В вершинной части холмов часто видна кальдерообразная топографическая депрессия (**рис. 2**). Подножие холмов обычно окружено рвом. В редких случаях вблизи подножия холмов видны образования, напоминающие очень тонкие потоки (рис. 2).

Тип 2 (рис. 3). Цепочки холмов. Эти образования в основном встречаются в северо-восточной части района исследований. Здесь плотность холмов намного выше, чем в области, где находятся холмы первого типа. Равнины, на которых расположены цепочки холмов, находятся в периферических частях формации Vestitas Borealis вблизи ее границы, где развита папиллярная местность [Ivanov et al., 2017]. Холмы, собранные в цепочки, также демонстрируют более высокое альбедо на дневной съемке и низкое на ночной съемке THEMIS. Это указывает на низкую тепловую инерцию материала холмов и, следовательно, на его тонкозернистый характер. Главной отличительной особенностью холмов второго типа является то, что они формируют узкие извилистые гряды, которые образуют папиллярный узор, повторяющий извивы близлежащей границы формации Vastitas Borealis [Ivanov et al., 2017]. По своей морфологии, холмы в этой области можно разделить на две группы, куполовидные (тип 2а) и блиновидные (тип 2б) [e.g. Di Pietro et al., 2021]. Куполовидные холмы имеют большее сходство с холмами типа первого по их большей выразительности в рельефе, их диаметры варьируются от 120 до 600 м. Куполовидные холмы более редкие и встречаются только на периферии выбросов ударного кратера Yakima и безымянного кратера к востоку от него. Блиновидные холмы встречаются в исследуемом районе гораздо чаще, они сливаются и образуют гряды папиллярной местности. Только у некоторых блиновидных холмов можно измерить их размер; их диаметр составляет около 500 м. В вершинной части холмов обеих морфологических групп имеются кальдерообразные депрессии. Длина гряд папиллярной местности, образованных слиянием оснований холмов изменяется от 240 м до 16,5 км. Надежные измерения высоты холмов отсутствуют.

Тип 3 (рис. 4). Поликальдерные холмы. Характерной особенностью таких холмов является

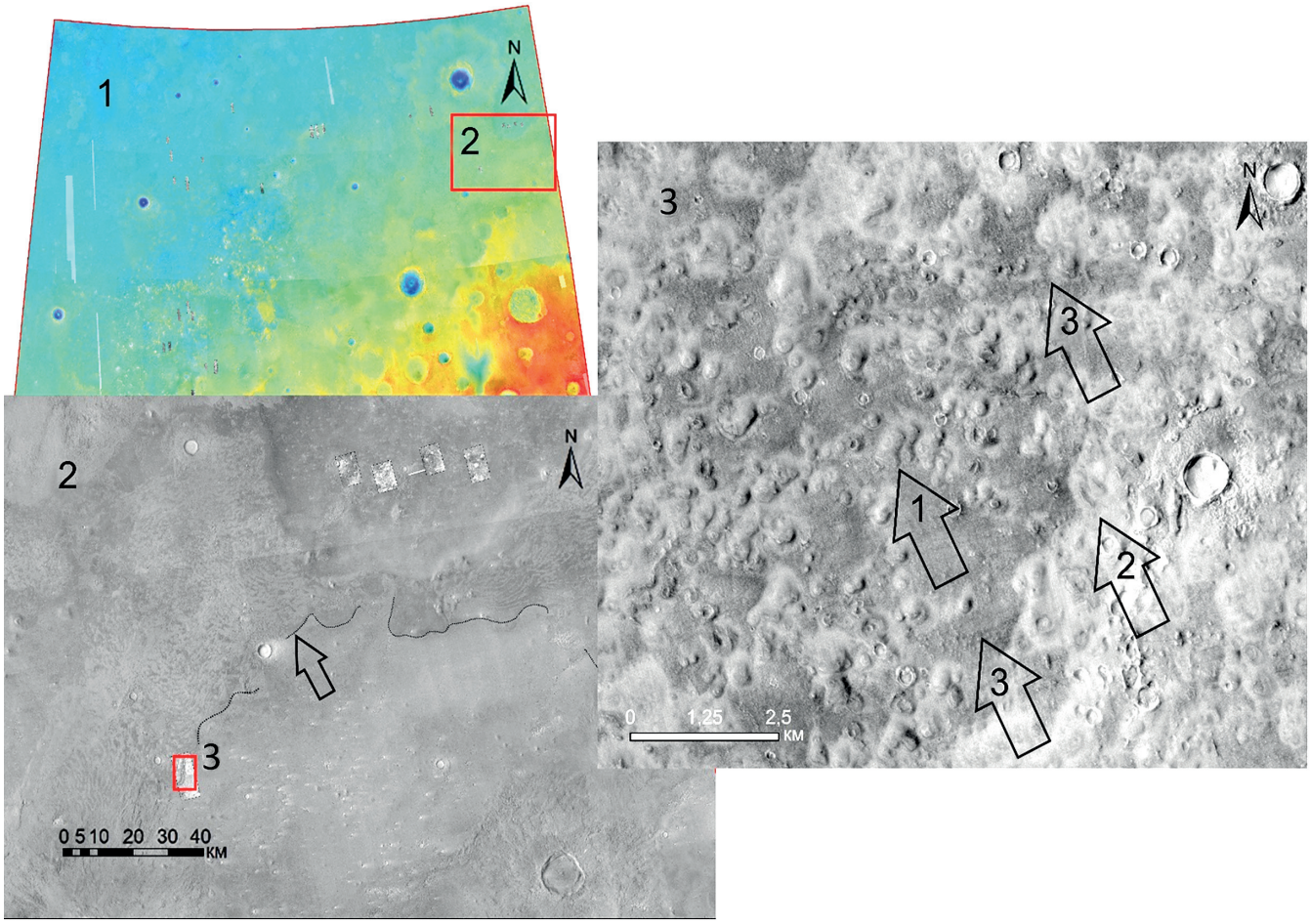


Рис. 3. Изображение конусов второго типа. На изображении 2 показан район концентрации конусов второго типа, черная стрелка указывает границу лопасти, на которой развиты конусы второго типа. Центр изображения на 43,78° с.ш. 3,03° в.д. (Изображение камеры CTX). На изображении 3 стрелка с номером 1 указывает на куполовидные холмы, стрелка с номером 2 указывает на блиновидные холмы. Стрелка с номером 3 указывает на местность между холмами. Центр изображения на 43,85°с.ш. 0,71°в.д. (Изображение камеры CTX)

сложное строение вершинной части, где часто присутствуют ямки небольшого диаметра и комплекс более крупных кальдеровидных структур. Ров, окружающий холмы, как правило, отсутствует. В некоторых случаях холмы образуют кластеры или линейные группы, состоящие из нескольких структур [McGowan, 2009]. Важной особенностью этих холмов является большое значение отношения диаметра кальдеры к диаметру основания; среднее значение этого отношения составляет 0,51 [McGowan, 2009]. Холмы этого типа встречаются в единственном месте области исследования, где развита так называемая крапчатая местность в пределах подразделения AHpsp [McGill, 2005]. Эта местность характеризуется скоплением малых (до 3 км в поперечнике) бугров с высоким альбедо.

Тип 4 (рис. 5). Холмы, собранные в кластеры. Холмы этого типа, подобно холмам третьего типа, также имеют большое отношение диаметра кальдеры к диаметру основания, но отличаются от холмов третьего типа тем, что они являются конусовидными, сливаются друг с другом в общие кластеры поперечником до 1,5 км. Холмы этого типа встречаются очень редко и сосредоточены вокруг одной из столовых гор в пределах подразделения Ada (отложения пролювиальных конусов [McGill, 2005]).

Тип 5 (рис. 6). Южные цепочки холмов. Холмы этого типа в основном встречаются в юго-западной части района исследований. В отличие от других районов, холмы имеют кальдеровидные депрессии разного диаметра и встречаются в длинных и коротких цепочках. Даже если цепочка состоит из двух холмов, они соединяются между собой низкой перемычкой. Длина цепочек изменяется от 300 м (два-три холма) до 13 км (цепочки из десятков холмов). Цепочки холмов, как правило, ориентированы ортогонально к простиранию внешней границы формации Vastitas Borealis (рис. 6, (5)). Важной особенностью этих холмов является то, что большинство из них не представляют собой структуры, меняющие яркость на дневных и ночных изображениях спектрометра THEMIS. Это говорит о том, что эти холмы, в отличие от других, сложены из материалов, имеющих сходный гранулометрический состав с окружающими равнинами. В этом отношении холмы данного типа имеют большее сходство с образованиями

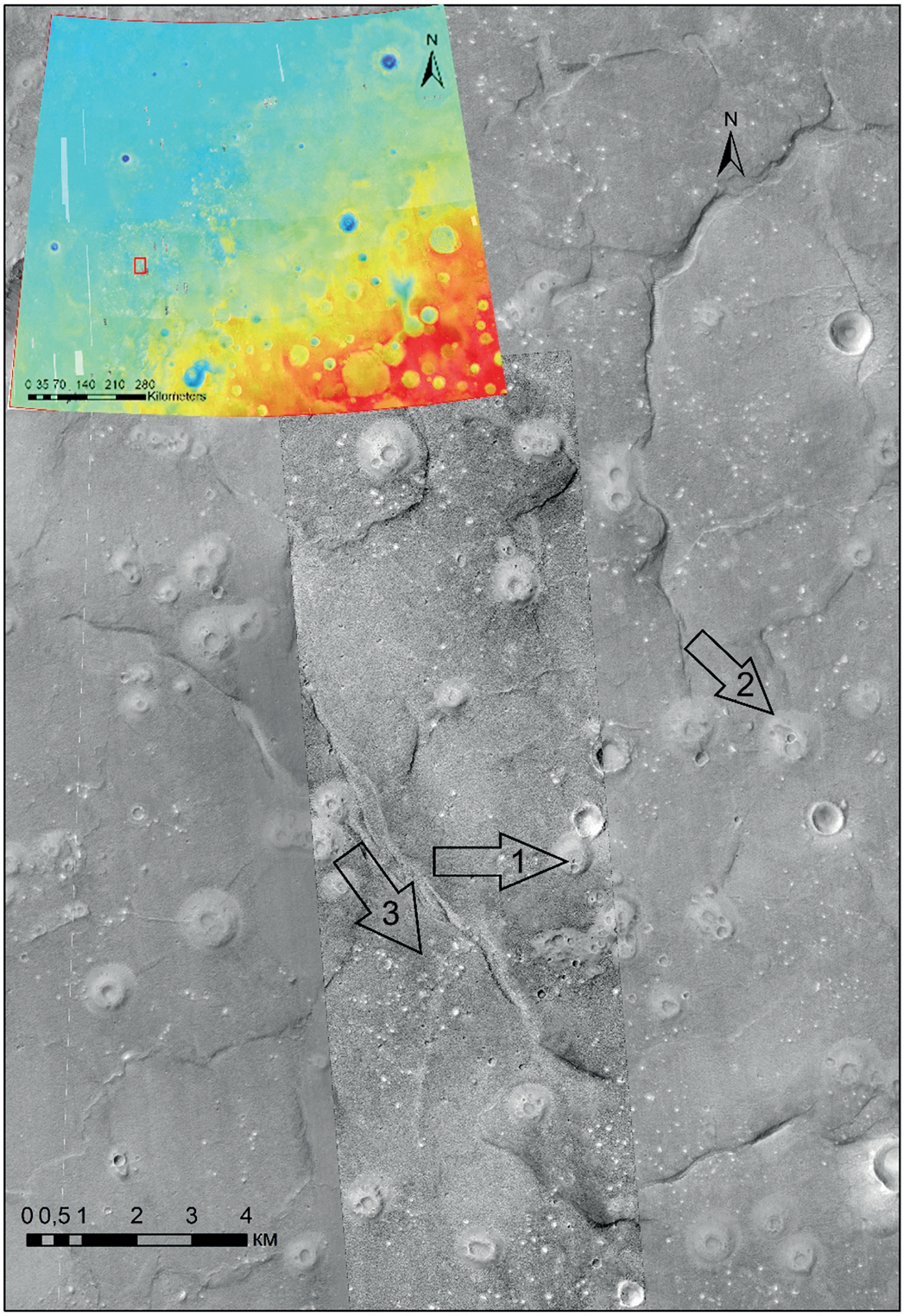


Рис. 4. Изображение холмов третьего типа. Стрелка 1 указывает на маленькие ямки вершине конуса. Стрелка 2 указывает на типичный конус с кальдерообразными депрессиями на вершине. Стрелка 3 указывает на бугры материала с высоким альбедо. Центр находится на 37,88° с.ш. 13,86° з.д. (Изображение камеры HiRISE ESP_042450_2180 наложено на изображение камеры CTX)

папиллярной местности, развитой на днище бассейна Isidis и вдоль южной окраины бассейна Утопия [Lockwood et al., 1992; Ivanov et al., 2014].

Обсуждение. Различная морфология холмов указывает, вероятно, на разные способы их формирования. В качестве механизмов формирования холмов предлагались криогенные, например, пинго [de Pablo and Komatsu, 2009], магматические, обычные малые вулканы [Plescia, 1980; Frey and Jarosewich, 1982; Bridges et al., 2003; Heisinger et al., 2009]. Эти гипотезы, однако, имеют слабые стороны, плохо совместимые с морфологией, теплофизическими

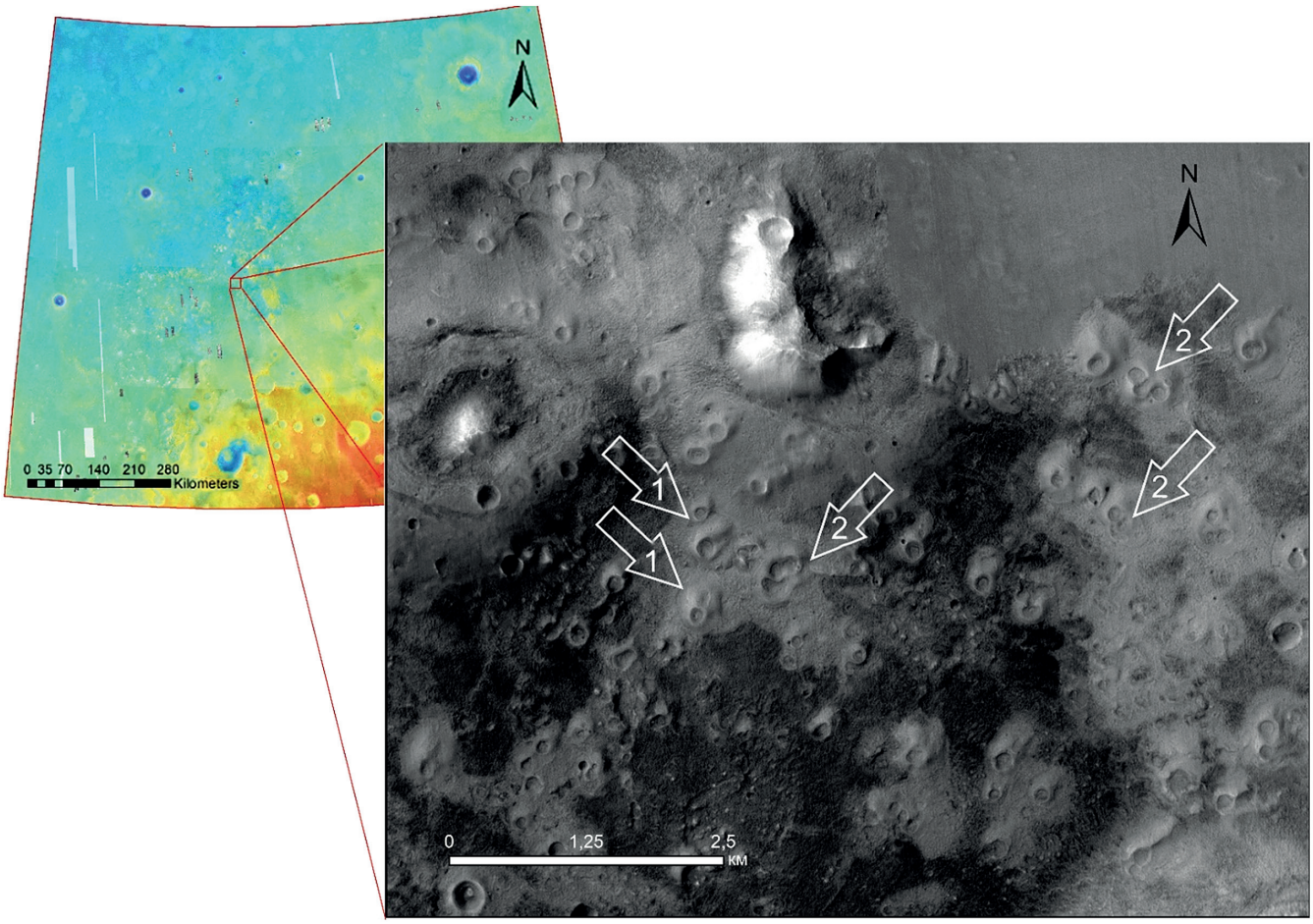


Рис. 5. Изображение холмов четвертого типа Холмы сливаются в кластеры. Стрелка с номером 1 указывает на холмы с разными размерами в одном кластере. Стрелка с номером 2 указывают на холмы с деформированными кальдерами. Центр изображения находится на 39,37°с.ш. 10,98°з.д. (Изображении камеры CTX)

характеристиками и пространственными ассоциациями холмов. Например, явное удаление скоплений холмов от известных или предполагаемых вулканических регионов делает маловероятной магматическую гипотезу формирования холмов.

В настоящее время общепринятой моделью формирования холмов является грязевой вулканизм [Farrand et al., 2005; Oehler et al., 2010; Ivanov et al., 2014, 2020; Di Pietro et al., 2021].

Тем не менее, разные морфологические характеристики холмов могут указывать на вариации общего механизма, зависящие от конкретных условий грязевулканической деятельности, характеристик источника материала и последующей модификации холмов.

1) Генетические типы холмов

1.1. **Холмы первого типа** наиболее распространены и интерпретируются большинством исследователей [Farrand et al., 2005; McGowan, 2009; Oehler and Allen, 2010; Salvatore and Christense 2014; Ivanov et al., 2020] как грязевые вулканы. Они развиты на полигональных равнинах, происхождение которых некоторые авторы [Pechmann, 1980; Hiesinger and Head, 2000] связывают с вздыманием местности после снятия ледовой нагрузки. Четкие пространственные и временные соотношения между холмами и полигональными трогами отсутствуют, например, холмы могут находиться внутри полигонов или трогов, обрамляющих полигоны, и быть моложе и древнее трогов. Такие соотношения дают основания считать, что образование холмов не связано с образованием трогов или трещин.

Пространственное распределение холмов говорит о том, что источники их вещества были широко распространены под поверхностью равнин, где следовательно должен был находиться обширный резервуар тонкозернистого и, вероятно, водонасыщенного материала. Извержение этого материала на поверхность было связано с образованием локальных областей повышенного давления, которые могли возникать как за счет быстрого и неравномерного накопления материала формации Vastitas Borealis [Oehler et al., 2010], так и с неравномерным промерзанием водного резервуара после отложения материала формации Vastitas Borealis [Ivanov et al., 2014, 2017]. Относительно равномерное пространственное распределение холмов показывает, что их источники были изолированы друг от друга.

1.2. **Холмы второго типа** часто собраны в цепочки, образующие узор папиллярной местности.

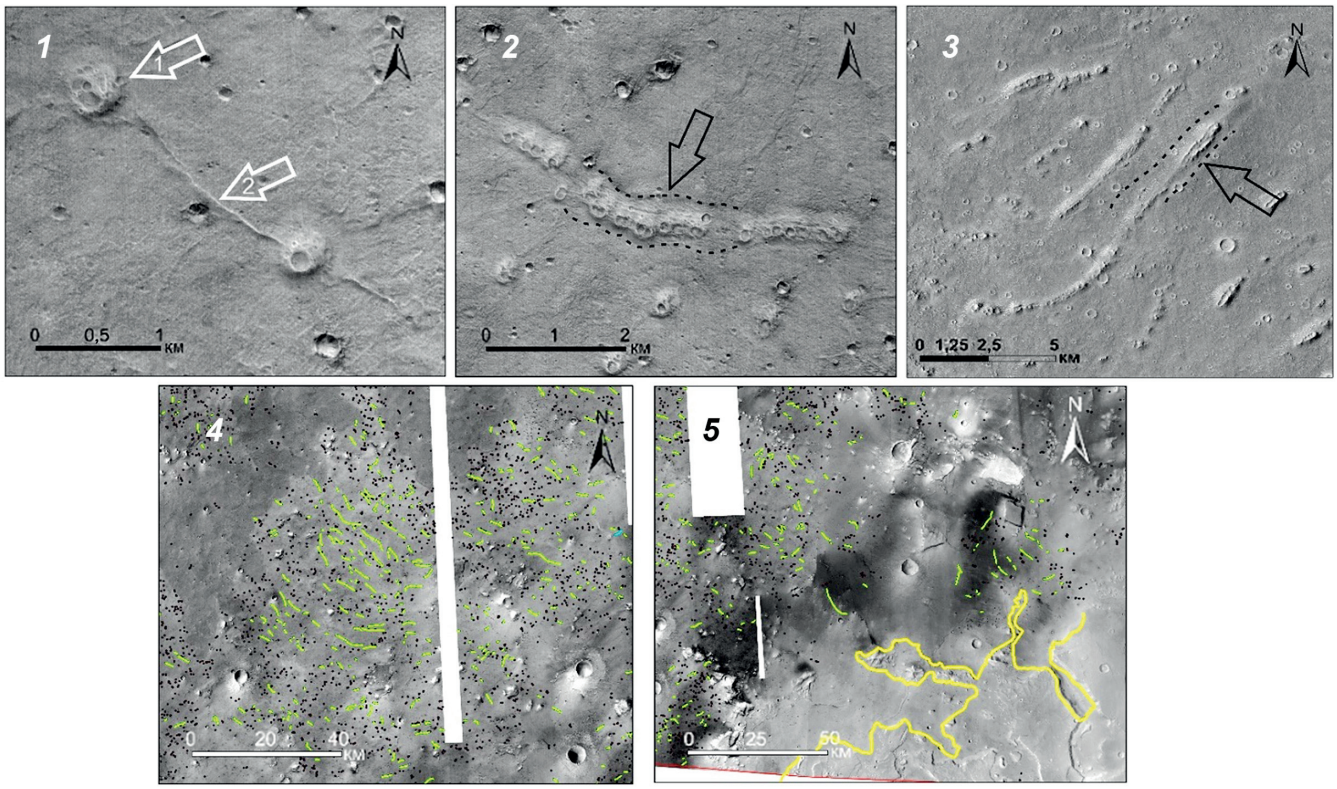


Рис. 6. Изображения холмов пятого типа. (1) одиночные холмы (стрелка 1), имеют кальдеровидные депрессии разного диаметра и неровную поверхность. Стрелка 2 указывает на гряду, соединяющую одиночные холмы. Центр изображения на 32,96°с.ш. 18,57°з.д. (2) холмы в цепочке. Стрелка показывает границу депрессии около цепочки, центр изображения на 33,02°с.ш. 18,48°з.д. (3) Папиллярная местность на днище бассейна Isidis, центр находится на 7.5° с.ш., 88° в.д., стрелка показывает границу депрессии около цепочки. (4) Ориентация цепочек холмов (зеленые линии), центр изображения 33,21°с.ш. 18,13°з.д. (5) Граница формации Vastitas Borealis, показанная желтой линией. Центр изображения находится на 33,31°с.ш. 15,33° з.д. (Во всех случаях изображения камеры CTX)

Куполовидная разновидность холмов второго типа встречается локально в виде кластеров и имеет вершинную депрессию. Хотя часто эти холмы сливаются друг с другом, видно, что они представляют собой индивидуальные структуры, напоминающие холмы первого генетического типа. Вероятно, куполовидные холмы второго типа также представляют собой грязевые вулканы. Холмы блиновидной разновидности в основной своей массе образуют гряды папиллярной местности, расположенные на краевых лопастях формации Vastitas Borealis, которые интерпретируются как останцы донных отложений, выдавленные из-под ледникового покрова [Ivanov et al., 2017]. На ночных изображениях спектрометра THEMIS эти лопасти яркие, что свидетельствует о преобладании грубообломочной фракции в материале лопастей. Блиновидные холмы выглядят как темные пятна и их цепочки на ночных изображениях спектрометра THEMIS и, следовательно, их материал имеет тонкозернистый гранулометрический состав, отличный от материала лопастей. Однако, четкая приуроченность биновидных холмов к краевой фации формации Vastitas Borealis, выстраивание их в дугообразные гряды папиллярной местности плохо согласуется с гипотезой их происхождения как грязевых вулканов.

Мы интерпретируем блиновидные холмы второго генетического типа как моренные отложения, образованные при перераспределение ледниками накопленного песчано-пылевого материала, который может частично представлять вещество грязевых вулканов первого типа и куполовидных холмов второго генетического типа.

1.3. **Холмы третьего типа** по сравнения с предыдущими двумя типами имеют более конусовидную форму, более высокое отношение диаметра вершинной депрессии к диаметру основания и дополнительные ямки в вершинной части [Farrand et al., 2005; McGowan, 2009]. Такие особенности холмов дают основание считать их проявлениями эксплозивного грязевого вулканизма [Ivanov et al., 2020], связанного с повышенным содержанием летучих компонентов (вероятно, CO_2) в источнике [McGowan, 2009] (рис. 7), что способствует диспергированию извергающегося материала и формированию более крутосклонных построек, форма которых переходит от куполовидных к конусовидным. Кроме того, для вулканических построек, сформированных за счет эксплозивных извержений, характерно более высокое отношение диаметра кальдеры к диаметру основания. Маленькие ямки в вершинной части холмов также могут

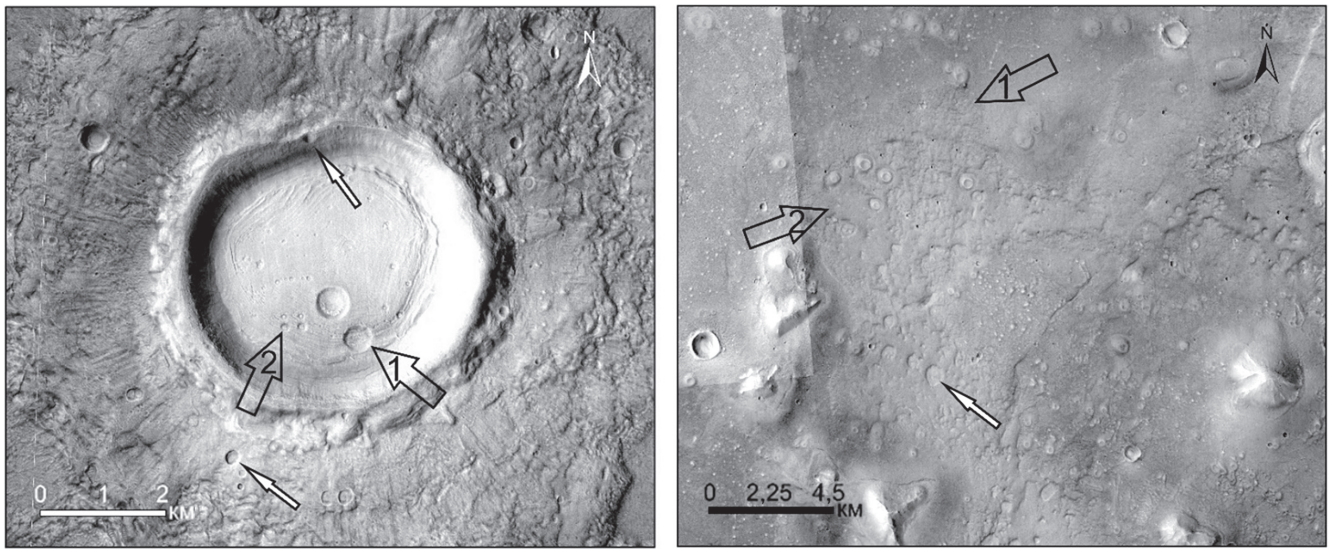


Рис. 7. Признаки высокого содержания летучих веществ в материале подразделения AHpsp. Левый рисунок: ударный кратер. На его ровном днище, стрелка 1 показывает концентрические слои светлого и темного материала, образованные при заполнении кратера материалом, стекающим по внутренним склонам. Стрелка 2 указывает на депрессии, образованные, возможно, при таянии или сублимации льдов. Белые стрелки указывают на такие же депрессии на валу и выбросах кратера. Центр изображения на 38,8° с.ш. 13,9° з.д. Правый рисунок: поток с изъеденной поверхностью (стрелки 1 и 2). Белая стрелка указывает на провалы, вероятно, связанные с таянием/сублимацией льдов. Центр изображения на 38,3° с.ш. 15,0° з.д. В обоих случаях изображения камеры CTX

быть связаны с вентиляцией летучих компонентов из источника.

1.4. **Холмы четвертого типа** тоже имеют конусообразную форму и крупную вершинную депрессию, но, в отличие от холмов третьего типа, сливаются друг с другом и образуют кластер, что свидетельствует о формировании холмов этого типа из единого источника.

1.5. **Холмы пятого типа** образуют гряды, представляют собой морфологические аналоги папиллярной местности в бассейнах Isidis и Utopia (рис. 6). Особенностью этих холмов, однако, является наличие вершинной депрессии у многих холмов. Дугообразные гряды, в которые собраны холмы, и их приуроченность к краевой фации формации Vastitas Borealis свидетельствуют против их формирования за счет грязевого вулканизма и в большей степени указывают на моренное формирование холмов и их гряд. Если такая интерпретация верна, то вершинная депрессия может представлять собой провал, образованный из-за таяния (сублимации) ледяного ядра холма. Следовательно, в этом случае ледник перемещал значительное количество силикатного материала, служившего как тепловая защита ледяной компоненты.

Выводы. В результате изучения малых холмов в районе Acidalia и Cydonia на Марсе нами было выделено пять морфологических групп холмов. Эти холмы имеют разное происхождение и связаны с грязевым вулканизмом (холмы типов 1, 2а, 3 и 4) и с ледниковыми явлениями (холмы типов 2б и 5). Холмы типов 1 и 2а, вероятно, образуются при спокойных (эффузивных) грязевых извержениях, а форма холмов типов 3 и 4 свидетельствует об извержениях эксплозивного характера, обусловленного более высоким содержанием газообразных летучих (CO_2) в источнике.

Холмы типов 2б и 5, вероятнее всего, представляют собой моренные комплексы, образованные при росте и отступлении ледников. Различие между этими типами холмов связано с количеством и размерной фракцией силикатного материала, переносимого ледниками. В первом случае (тип 2б) количество такого материала было небольшим и он в подавляющем большинстве был представлен тонкозернистым материалом песчано-пылевой фракции. Во втором случае (тип 5) количество силикатной компоненты было более существенным, что позволяло на какое-то время сохранить ледяное ядро моренных холмов.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке China Scholarship Council.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Allen C.C., Oehler D.Z., Baker D.M., Mud volcanoes — A new class of sites for geological and astrobiological exploration of Mars // Lunar Planet. Sci. XXXX. 2009. Abstract 1749.

Barlow N.G., Boyce J.M., Costard F.M. et al. Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 26733–26738.

Bridges J.C., Seabrook A.M. Rothery D.A. et al. Selection of the landing site in Isidis Planitia of Mars probe Beagle 2 // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, 5001. doi: 10.1029/2001JE001820

Carr M.H., Head J.W. Oceans on Mars: an assessment of the observational evidence and possible fate // J. Geophys. Res. Planets. 2003. Vol. 108.

Citron R., Manga M., Hemingway D. Timing of oceans on Mars from shoreline deformation // Nature. 2018. Vol. 555. P. 643–646. URL: https://doi.org/10.1038/nature26144.

Clifford S.M., Parker T.J. The evolution of the martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains // Icarus. 2001. Vol. 154. P. 40–79.

Davis P.A., Tanaka K.L. Curvilinear ridges in Isidis Planitia, Mars — The result of mud volcanism? // Lunar Planet. Sci. 1995. Vol. XXIV. P. 321–322.

de Pablo M., Komatsu G. Possible pingo fields in the Utopia basin, Mars: Geological and climatical implication // Icarus. 2009. Vol. 199. P. 49–74. doi: 10.1016/j.icarus.2008.09.007.

Di Pietro I. et al. Evidence of mud volcanism due to the rapid compaction of Martian tsunami deposits in southeastern Acidalia Planitia, Mars // Icarus. 2021. Vol. 354. URL: https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114096

Farrand, W.H., Gaddis, L.R., Keszthlyi, L., Pitted cones and domes on Mars: Observations in Acidalia Planitia and Cydonia Mensae using MOC, THEMIS, and TES data // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. doi:10.1029/2004JE002297

Frey H.M., Lowry B.L., Chase S.A. Pseudocraters on Mars // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 8075–8086.

Frey H.M., Jarosewich M. Subkilometer Martian volcanoes: Properties and possible terrestrial analogs // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 9867–9879.

Head III J.W., Kreslavsky M., Hiesinger H. et al. Oceans in the past history of Mars: Tests for their presence using Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data // Geophys. Res. Lett. 1998. Vol. 25. P. 4401–4404.

Head J.W., Hiesinger H., Ivanov M.A. et al. Possible ancient oceans on Mars: Evidence from Mars orbiter laser altimeter data // Science. 1999. Vol. 286. P. 2134–2137.

Hiesinger H., Head III J.W. Characteristics and origin of polygonal terrain in southern Utopia Planitia, Mars: Results from Mars Orbiter Laser Altimeter and Mars Orbiter Camera data // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 11999–12022.

Hiesinger H., Rohkamp D., Sturm S. et al. Geology, ages, morphology, and morphometry of thumbprint terrain in Isidis Planitia, Mars // Lunar and Planetary Science Conference. 2009. Vol. 40. P. 1953.

Kreslavsky M.A., Head J.W. Fate of outflow channel effluents in the northern lowlands of Mars: The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water // J. Geophys. Res. Planets. 2002. Vol. 107.

Ivanov M.A., Hiesinger H., Erkeling G. et al. Mud volcanism and morphology of impact craters in Utopia Planitia on Mars: Evidence for the ancient ocean // Icarus. 2014. Vol. 228. P. 121–140.

Ivanov M.A., Erkeling G., Hiesinger H. et al. Topography of the Deuteronilus contact on Mars: Evidence for an ancient water/mud ocean and long-wavelength topographic readjustments // Planetary and Space Science. 2017. P. 1–22.

Ivanov M.A. Hiesinger H. The Acidalia Mensa region on Mars: A key element to test the Mars ocean hypothesis // Icarus. 2020. Vol. 349.

Kite E.S., Hovius N., Hillier J.K., Besserer J. Candidate mud volcanoes in the Northern Plains of Mars // American Geophysical Union. Fall Meeting. 2007 (abstract #V13B-1346).

Lockwood J.F., Kargel J.S., Strom R.B. Thumbprint terrain on the Northern Plains: a glacial hypothesis // Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference. 1992. Vol. 23. P. 795.

Lucchitta B.K. Mars and Earth: comparison of cold-climate features // Icarus 1981. Vol. 45. P. 264–303.

McGill G.E. Buried topography of Utopia, Mars: Persistence of a giant impact depression // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, N B3, P. 2753–2759.

McGill G.E., Hills L.S. Origin of Giant Martian polygons // J. Geophys. Res. Planets. 1992. Vol. 97. P. 2633–2647.

McGill G.E. Geologic Map of Cydonia Mensae-Southern Acidalia Planitia, Mars: Quadrangles MTM 40007, 40012, 40017, 45007, 45012, and 45017. 2005. USGS

McGowan E. Spatial distribution of putative water related features in southern Acidalia/Cydonia Mensae, Mars // Icarus. 2009. Vol. 202. P. 78–89.

McGowan E.M., McGill G.E. The Utopia/Isidis overlap; Possible conduit for mud volcanism // Lunar Planet. Sci. 2010. Vol. 41. Abstract 1070.

Oehler D.Z., Allen C.C. Mud volcanoes in the martian lowlands: Potential windows to fluid-rich samples from depth // Lunar Planet. Sci. Vol. XXXX. 2009. Abstract 1034.

Oehler D.Z., Allen C.C. Evidence for pervasive mud volcanism in Acidalia Planitia, Mars // Icarus. 2010. Vol. 208. P. 636–657.

Okubo C.H. Morphologic evidence of subsurface sediment mobilization and mud volcanism in Candor and Coprates Chasmata, Valles Marineris, Mars // Icarus. 2016. Vol. 269. P. 23–37.

Parker T.J., Saunders R.S., Schneeberger D.M. Transitional morphology in West Deuteronilus Mensae, Mars: Implications for modification of the lowland upland boundary // Icarus. 1989. Vol. 82. P. 111–145.

Parker T.J., Gorsline D.S., Saunders R.S. et al. Coastal geomorphology of the martian northern plains // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 11061–11078.

Perron J.T., Mitrovica J.X., Manga M. et al. Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines // Nature. 2007. Vol. 447. P. 840–843.

Pechmann J.C. The origin of polygonal troughs on the northern plains of Mars // Icarus. 1980. Vol. 42. P. 185–210.

Plescia J.B. Cinder cones of Isidis and Elysium. Rep. // Planet. Geol. Geophys. 1980. Program1, 263–265.

Rodríguez J.A.P., Tanaka K.L., Kargel J.S. et al. Formation and disruption of aquifers in southwestern Chryse Planitia, Mars // Icarus. 2007. Vol. 191 (2). P. 545–567.

Salvatore M.R., Christense P.R. On the origin of the Vastitas Borealis Formation in Chryse and Acidalia Planitae, Mars // J. Geophys. Res.: Planets. 2014. P. 2437–2456.

Scott D.H., Tanaka K.L. Geologic map of the western equatorial region of Mars // U.S. Geol. Surv. Geol. Invest. Ser., Map I-1802A. 1986.

Skinner Jr.J.A., Mazzini A. Martian mud volcanism: Terrestrial analogs and implications for formational scenarios // Marine Petrol. 2009. Geol. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.02.006.

Skinner Jr.J.A., Tanaka K.L. Evidence for and implications of sedimentary diapirism and mud volcanism in the southern Utopia highland–lowland boundary plain, Mars // Icarus. 2007. Vol. 186 (1). P. 41–59.

Tanaka K.L., Banerdt W.B. The interior lowland plains unit of Mars: Evidence for a possible mud ocean and induced tectonic deformation // Lunar Planet. Sci. 2000. Vol. XXXI. Abstract 2041.

Tanaka K.L., Joyal T., Wenker A. The Isidis Plains Unit, Mars: Possible catastrophic origin, tectonic tilting, and sediment loading // Lunar Planet. Sci. 2000. Vol. XXXI. Abstract 2023.

Tanaka K.L Sedimentary history and mass flow structures of Chryse and Acidalia Planitiae, Mars // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 4131–4150.

Tanaka K.L., Skinner Jr.J.A., Hare T.M. et al. Resurfacing history of the Northern Plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (E4). GDS 24-1-GDS 24-32. doi: 10.1029/2002JE001908.

Tanaka K.L. Geology and insolation-driven climatic history of Amazonian north polar materials on Mars // Nature. 2005. Vol. 437. P. 991–994.

Tanaka K.L., Skinner J.A., Hare T.M. Geologic map of the Northern Plains of Mars // US Geological Survey Sci. Inv, Map. 2005. P. 2888.

Tanaka K.L., Rodríguez J.A.P., Skinner Jr.J.A et al. North polar region of Mars: Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification // Icarus. 2008. Vol. 196 (2). P. 318–358.

Witbeck N.E., Underwood J.R.Jr. Geologic map of the Mare Acidalium quadrangle, Mars (revised): U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series I–1614, scale 1:5,000,000. 1984.

Статья поступила в редакцию 16.02.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 551.248+550.34.09+550.343.4
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-14-25

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ В ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОЛОЦЕНА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Антон Владимирович Полещук[1], Дмитрий Сергеевич Зыков[2], Сергей Юрьевич Колодяжный[3], Алексей Олегович Агибалов[4], Алексей Андреевич Сенцов[5]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-7276–6107
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия; zykov58@yandex.ru
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия; kolod63@mail.ru
[4] Институт физики Земли им. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0001-6742-3524
[5] Институт физики Земли им. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0002-6182-114X

Аннотация. На юго-восточной окраине Балтийского щита в районе Петрозаводской депрессии выявлены дислокации рыхлых песчаных (предположительно — голоценовых) отложений. Дизъюнктивные нарушения имеют сбросовую кинематику. Приведено описание характерных закономерностей пространственной ориентировки, совпадающей с ориентировкой субширотных палеопротерозойских разломов, долиной р. Шуи и озовых гряд. Рассмотрены возможные гипотезы и предложена модель их формирования. Выявленная согласованность ориентировки изученных дислокаций с древними нарушениями свидетельствует о тектонической природе и долгоживущем характере процессов, происходящих в пределах юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа; Балтийский щит; Фенноскандия; неотектоника; подвижность фундамента; деформационные структуры; дислокации

Для цитирования: *Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Агибалов А.О., Сенцов А.А.* К проблеме происхождения дислокаций в песчаных отложениях голоцена Онежской структуры Балтийского щита // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 14–25.

ON THE PROBLEM OF THE ORIGIN OF DISLOCATIONS IN THE HOLOCENE SAND DEPOSITS OF THE ONEGA STRUCTURE OF THE BALTIC SHIELD

Anton V. Poleshchuk[1], Dmitriy S. Zykov[2], Sergey Y. Kolodyazhny[3], Alexey O. Agibalov[4], Alexey A. Sentsov[5]

[1] Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; anton302@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-7276-6107
[2] Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; zykov58@yandex.ru
[3] Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; kolod63@mail.ru
[4] Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0001-6742-3524
[5] Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0002-6182-114X

Abstract. Associations of dislocations of sand deposits (probably — Holocene) have been identified on the southeastern margin of the Baltic Shield in the Petrozavodsk depression. Brittle disjunctives have a normal faults kinematics. The description of the identified dislocations and the patterns of spatial orientation characteristic of them, coinciding with the orientation of the Paleoproterozoic faults, the Shuya River valley and the eskers, are given. Possible hypotheses are considered and a model of their formation is proposed. The revealed consistency of the orientation of the studied dislocations with ancient disturbances indicates the tectonic nature and inherited nature of the processes occurring within the southeastern margin of the Baltic Shield of the East European Platform (EEP).

Keywords: East European platform; Baltic Shield; Fennoscandia; neotectonics; basement mobility; deformation structures; dislocations

For citation: Poleshchuk A.V., Zykov D.S., Kolodyazhny S.Y., Agibalov A.O., Sentsov A.A. On the problem of the origin of dislocations in the holocene sand deposits of the Onega structure of the Baltic shield. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 14–25. (In Russ.).

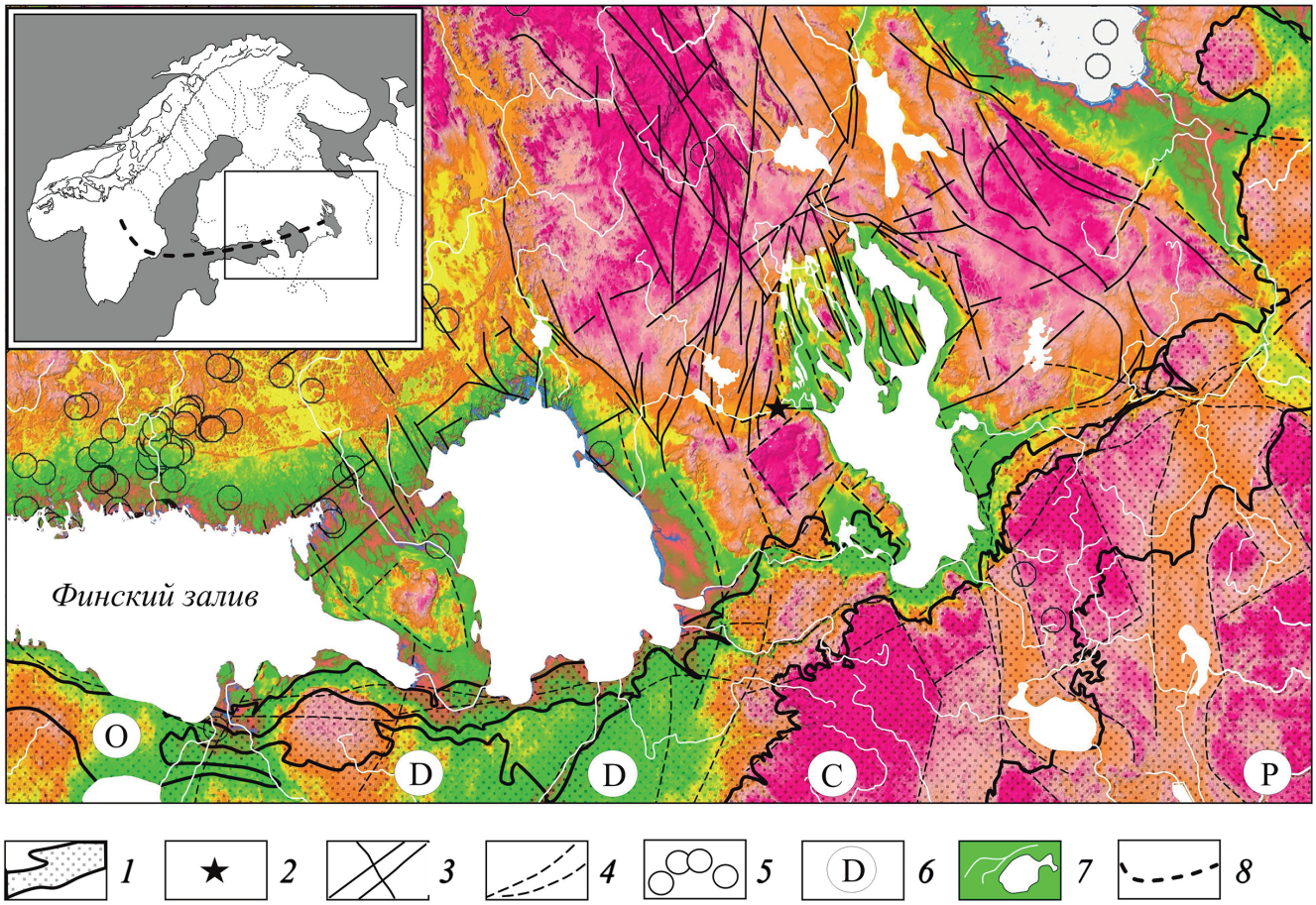


Рис. 1. Рельеф юго-восточной окраины Балтийского щита: *1* — область развития фанерозойского чехла, *2* — положение района исследований, *3* — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые, по [Государственная..., 2000]; *4* — линеаменты юго-восточной окраины Балтийского щита, с изменениями, по [Колодяжный, 2020]; *5* — эпицентры землетрясений; *6* — комплексы стратиграфических подразделений (буквы в кружках) фанерозойского чехла; *7* — реки и озера; *8* — положение большой радиальной флексуры (на врезке) по [Полканов, 1956]

Введение. Окраинные зоны выступов древнего фундамента платформ представляются наиболее значимыми для изучения неотектонических движений, поскольку чехольные комплексы, обрамляющие эти выступы, являются чуткими индикаторами подвижек фундамента.

Одна из наиболее протяженных зон дислокаций — Балтийско-Мезенская зона (БМЗ), располагается на юго-восточной окраине Балтийского щита ВЕП (рис. 1). БМЗ объединяет как выявленные различными методами разрывные дислокации кристаллического фундамента, так и сопряженные дислокации чехольных комплексов. Часть разрывов согласуется с общим северо-восточным простиранием БМЗ, часть — является оперяющими. В разное время в пределах юго-восточной окраины Балтийского щита выделялись Большая флексура [Полканов, 1956], зона разломов Полканова [Доливо-Добровольский, 1983] и Ладожско-Мезенская [Ядута, 2000] зона. А.А. Полканов прослеживал положение Большой флексуры от тектонических депрессий Далекарлии (Швеция) до Ладожской и Онежской структур по развитию иотнийских (вепсийских и нижнерифейских) вулканогенно-осадочных образований и проявлениям магматизма. В более поздних работах [Колодяжный и др., 2020] осевая часть БМЗ дислокаций прослеживается южнее Ладожской и Онежской структур, и далее в северо-восточном направлении вдоль долины р. Сухона до района р. Сев. Двина.

Разрывные нарушения, осложняющие рыхлые четвертичные отложения, обычно рассматриваются в качестве новейших. Происхождение подобных разрывов обычно связывается либо с экзогенными факторами, например, с воздействием ледника [Левков, 1980; Gruzska, Van Loon, 2011], либо — с тектоническими [Колодяжный и др., 2020; Крапивнер, 1992], в том числе сейсмогенными [Николаева, 2021; Шварев, 2019]. При этом нарушения, пространственная ориентировка которых и признаки многократной активизации сохраняются на протяжении длительной геологической истории, принято рассматривать в качестве долгоживущих унаследованных [Шатский, 1955].

Одним из главных критериев отличия унаследованных тектонических разрывов от дизъюнктивных нарушений иной природы является их закономерная ориентировка, образующая выраженные скопления

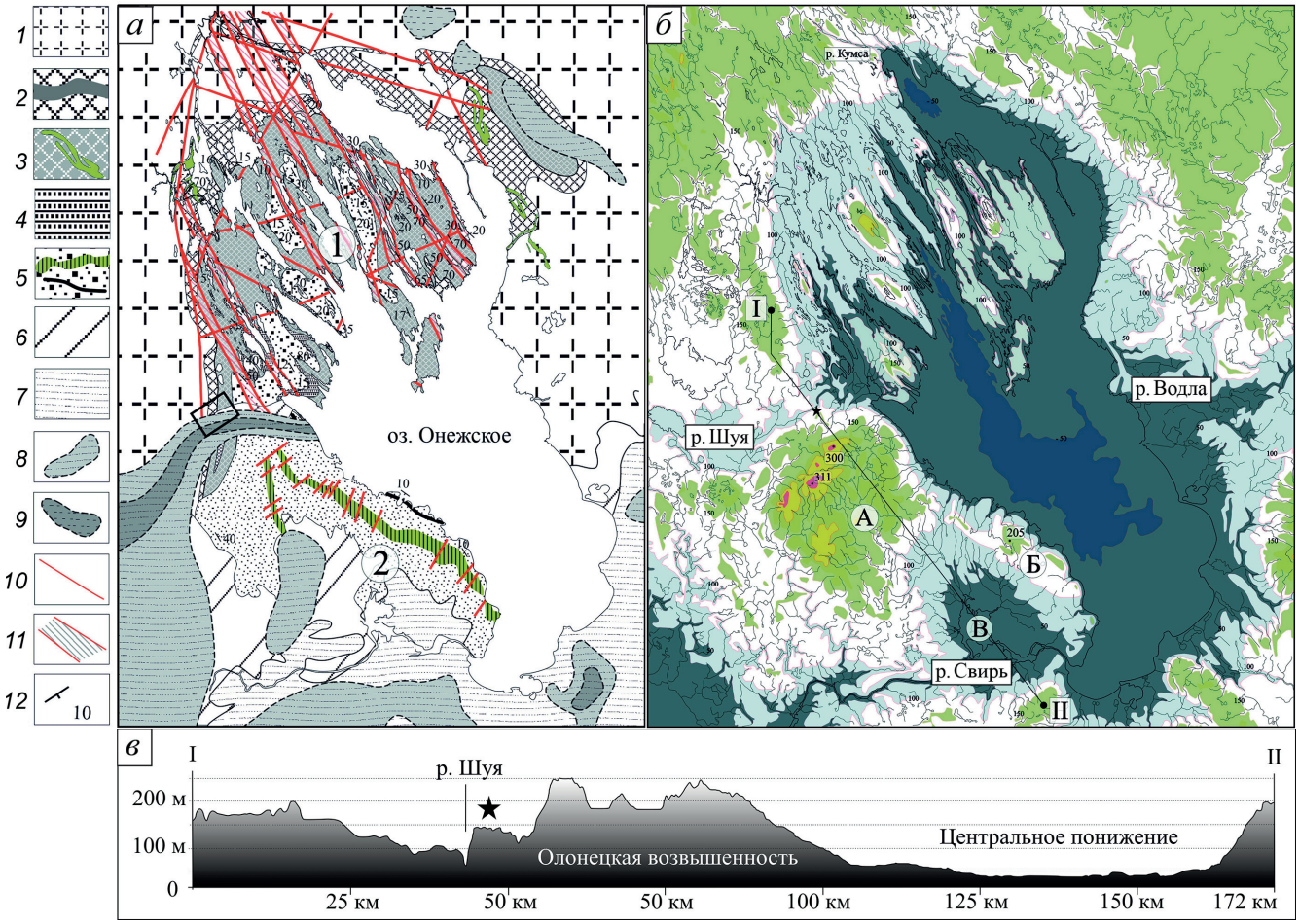


Рис. 2. Схемы геологического строения, рельефа и гипсометрический профиль в районе Онежской структуры. Цифры в кружках (*а*): Северо-Онежская мульда (*1*) и Южно-Онежская мульда (*2*); *1* — гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты палеопротерозоя; *2–5* — палеопротерозой: *2* — ятулийский надгоризонт, сегозерский и онежский горизонты с силлами габбро-долеритов; *3–4* — людиковийский надгоризонт: *3* — заонежский горизонт, *4* — суйсарский горизонт; *5* — калевийский и вепсийский надгоризонты; *6* — рифей-вендские нерасчлененные комплексы; *7* — фанерозойские чехольные комплексы; *8–9* — Петрозаводская депрессия, четвертичные образования мощностью: *8* — 50–100 м, *9* — >100 м; *10–11* — разрывные нарушения и зоны складчато-разрывных дислокаций: *10* — межблоковые разломы; *11* — зоны складчато-разрывных дислокаций по данным [Кондаков и др., 1986]; *12* — элементы залегания по данным [Сыстра, 1991; Экман, 1971].

Схема распределения уровней рельефа и основных водотоков Онежской структуры (*б*): А — Олонецкая возвышенность, Б — Шокшинская гряда, В — Центральное понижение. Цветом выделены одинаковые гипсометрические уровни.

Гипсометрический профиль по линии I–II (*в*). Прямоугольником (рис. 2, *а*) и звездочкой (рис. 2, *б*, *в*) показан район работ

(системы) согласующиеся с ориентировкой крупных региональных тектонических структур. Выявление таких унаследованных дислокаций — важный ключ к пониманию истории развития и механизмов объемных деформаций, затрагивающих как фундамент, так и чехол древних платформ.

Район исследований и геологическое строение. В пределах юго-восточной окраины Балтийского щита ВЕП (рис. 1) располагается палеопротерозойская Онежская структура (рис. 2), состоящая из двух меньших по размеру синклинальных структур — Северо-Онежской и Южно-Онежской.

Северо-Онежская мульда (рис. 2, *а*) имеет площадь около 17 000 км^2 и выполнена главным образом терригенными и терригенно-карбонатными толщами ятулийского, людиковийского и калевийского надгоризонтов палеопротерозоя, перемежающимися с силлами и лавами основного состава мощностью не менее 2 км [Онежская..., 2011]. Древние толщи перекрыты маломощным покровом четвертичных отложений. Структура характеризуется чередованием узких гребневидных антиклиналей и широких корытообразных синклиналей, вытянутых в северо-западном направлении, и осложняется зонами складчато-разрывных дислокаций северо-западного и северо-восточного простирания.

Геологическое строение определяет характерную морфоструктуру Северо-Онежской мульды — узкие протяженные депрессии, подчеркнутые озерами, реками и заливами Онежского озера (рис. 2, *б*), развиваются по осложненным продольными разломами палеопротерозойским антиклиналям, а возвышенности (гряды и сельги) отвечают палеопротерозойским синклиналям.

В строении Южно-Онежской мульды, имеющей площадь около 9 000 км^2, принимают участие песча-

ники и кварцито-песчаники вепсийского надгоризонта палеопротерозоя мощностью не менее 2 км (рис. 2, *а*). Эти толщи сформированы в мелководных бассейновых обстановках и расслоены Ропрученским силлом основного состава [Онежская..., 2011]. На северо-западе структура замыкается, а на юго-востоке полого погружается, скрываясь под отложениями платформенного чехла ВЕП в р-не р. Свирь. Палеопротерозойские отложения на крыльях полого падают (5–15°, до 40°) к центральной части мульды, где залегание становится близким к горизонтальному. На отдельных участках синформная структура осложняется крутопадающими зонами рассланцевания и приразломными дислокациями. Мульда рассечена многочисленными сбросами преобладающего северо-восточного (рис. 2, *а*) простирания, подчеркивающимися спрямленными участками речных долин. Амплитуды смещений по этим разрывам составляют от первых десятков до первых сотен метров, а свежесть сколов на вертикальных уступах, отсутствие следов ледниковой экзарации, аномально высокое залегание озерных осадков, а также — находки сейсмодислокаций указывают на голоценовый возраст тектонических подвижек.

В морфоструктуре Южно-Онежской мульды (рис. 2, *б*) выделяются три крупные орографических единицы: Олонецкая возвышенность (рис. 2, *б*, *в*), которая очерчивается с севера долиной р. Шуи; вытянутая в северо-западном направлении Шокшинская гряда (рис. 2, *б*); а также Центральное понижение с бассейном р. Свирь (рис. 2, *б*, *в*). Эти крупные орографические единицы подчеркиваются распределением участков аномальных падений рек [Экман, 1972] и характером гидросети — центробежным и центростремительным его рисунком для участков Олонецкой возвышенности и Центрального понижения, и субпараллельным — для Шокшинской гряды. Такое поведение рек свидетельствует об унаследованных дифференцированных движениях блоков палеопротерозойского фундамента, продолжающихся на новейшем этапе, учитывая приуроченность современных речных долин к погребенным доледниковым палеодолинам [Экман, 1972].

Отметим, что северо-восточная ориентировка некоторых крупных возвышенностей Южно-Онежской мульды является отчетливо выраженной на значительном протяжении, а иногда прослеживается и за ее пределы. Например, северное ограничение Олонецкой возвышенности, которое приблизительно соответствует центриклинальному замыканию Южно-Онежской мульды южнее долины р. Шуи, образует линеамент, который уверенно прослеживается далее вдоль южной оконечности Заонежского полуострова Северо-Онежской мульды (рис. 1, рис. 2, *а*, *б*).

В пограничной области между Северо-Онежской и Южно-Онежской мульдами севернее долины р. Шуи (рис. 2, *а*, рис. 3) палеопротерозойские толщи смяты в складки [Сыстра, 1991], морфология которых также прослеживается на геофизических профилях [Глубинное..., 2010]. Осевые плоскости этих складок и осложняющие их разрывы имеют северо-западное простирание (рис. 2, *а*, рис. 3). Южнее складчатая структура осложнена разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания. С зонами разрывов связаны гидротермальные изменения, которые протекали на заключительных этапах палеопротерозоя [Михайлов и др., 2014].

К этой пограничной области приурочена субширотная Петрозаводская неотектоническая депрессия (рис. 2, *а*), обрамляющая с северо-запада Южно-Онежскую мульду и подчеркивающаяся повышенными значениями изолиний мощностей четвертичных отложений [Государственная..., 2000; Экман, 1972]. Она выполнена четвертичными отложениями общей мощностью более 150 м [Экман, 1972]. Преобладают континентальные фации, для верхнеплейстоценовых слоев характерны морские фации. Анализ многослойных рыхлых осадков повышенной мощности, выполняющих Петрозаводскую депрессию, показывает, что для нее характерен особый режим новейших движений — тенденция к опусканию [Экман, 1972]. В северной части депрессии прослеживается долина р. Шуя, вытянутая в северо-восточном направлении.

Современные реконструкции этапов развития Онежского озера [Субетто и др., 2019] показывают, что область Петрозаводской депрессии и долина р. Шуя в районе исследований полностью освободилась от ледникового покрова 14 тыс. лет назад, и здесь существовал залив Онежского ледникового озера, достигавшего максимальной трансгрессии 13,3 тыс. лет назад, испытавший несколько стадий регрессий 13,2, 12,4 и 12,3 тыс. лет назад. [Субетто и др., 2019].

Свидетелями этих процессов являются озовые гряды и эрозионные уступы, развитые в бортах долины р. Шуя. Необходимо подчеркнуть, что ориентировка озов и долины реки согласована, и на значительном протяжении они пространственно совмещены. По существующим представлениям [Государственная..., 2000], озовые гряды в районе исследований относятся к верхнечетвертичным флювигляциальным отложениям осташковского горизонта валдайского надгоризонта (рис. 4, *б*). Известно также, что озовые гряды сопряжены с тектоническими разломами [Левков, 1980; Лукашов, Ильин, 1974].

Материал и методы исследования. В ходе полевых наблюдений в южном борту долины р. Шуя нами детально изучен разрез рыхлых отложений, вскрытых карьером в районе дер. Половина (Прионежский район республики Карелия). В расчистке зафиксированы 22 разрывных нарушения сбросовой кинематики, элементы залегания которых приведены в таблице. Для реконструкции положения главных нормальных осей напряжений эти замеры

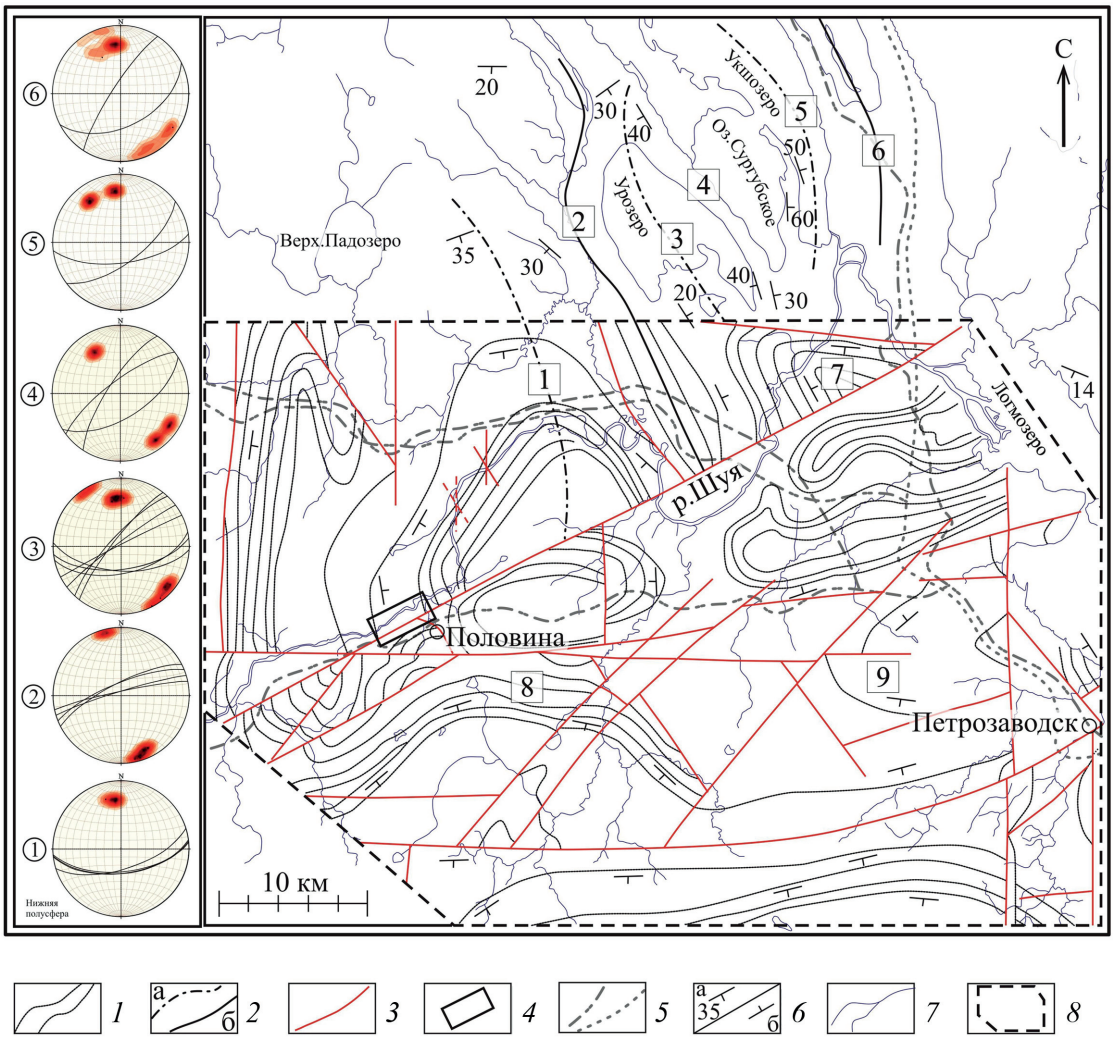
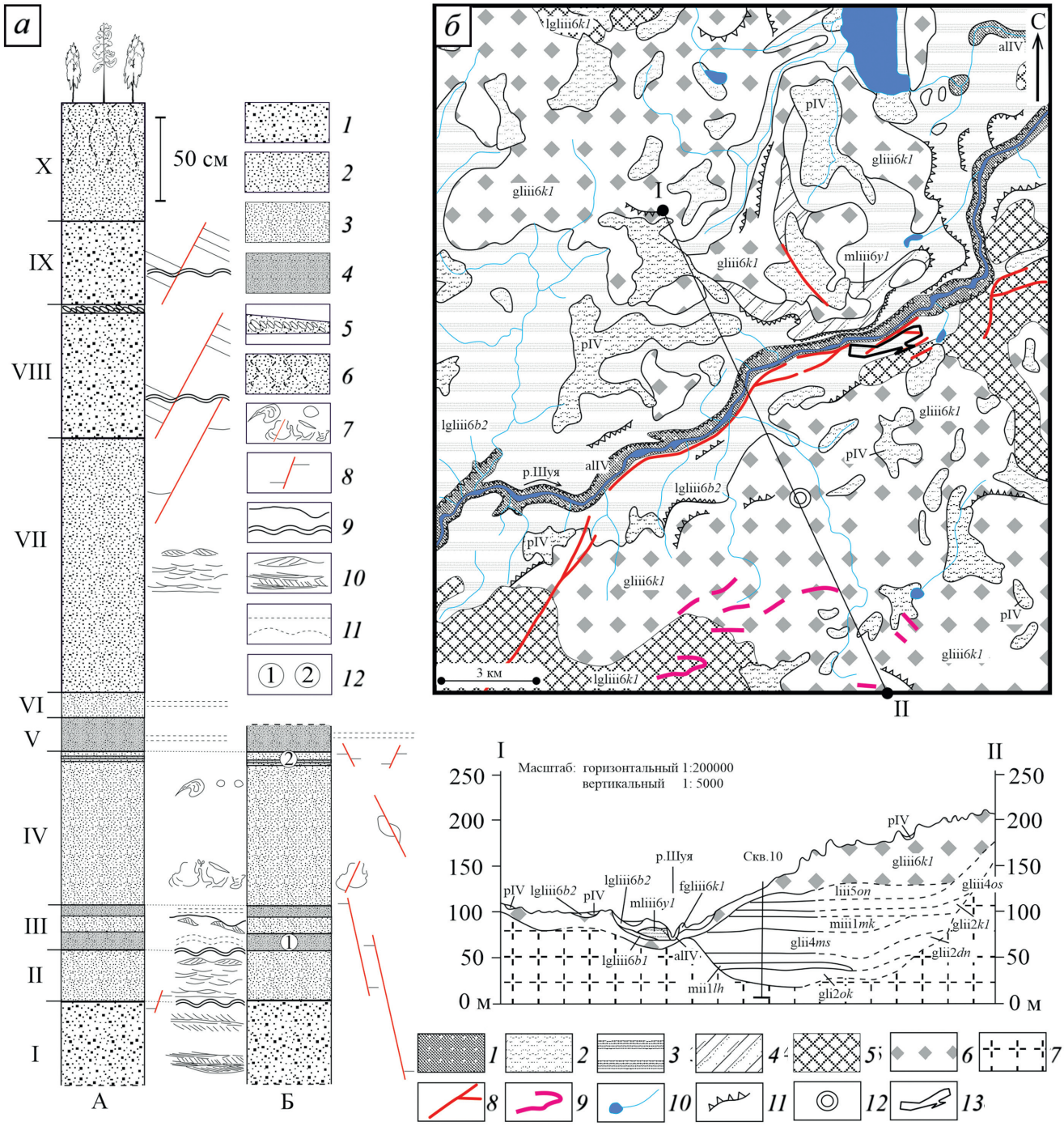


Рис. 3. Схема ориентировки основных тектонических элементов окрестностей района исследований (составлена по данным: [Михайлов и др., 2014; Сыстра, 1991; Экман, 1971] с дополнениями. Цифры в квадратах — структуры: Синклинали (Виданская (1), Урозерская (3), Укшезерская (5) и Нижнешуйская (7)); антиклинали (Чалнинская (2), Сургубская (4), Кончезерская (6), Вилгинская (8) и Сулажгорская (9)). *1* — линии простирания геологических структур; *2* — оси складок: а — синклиналей; б — антиклиналей; *3* — разрывные нарушения, по [Михайлов и др., 2014]; *4* — район работ; *5* — дороги; *6* — элементы залегания: а — установленные; б — предполагаемые; *7* — реки; *8* — положение врезки с геологическим строением, по [Михайлов и др., 2014]. На врезке показаны диаграммы групп замеров из таблицы, построенные в программе Stereonet

обработаны методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого, реализуемого в программе STRESSgeol [Ребецкий и др., 2017]. Ее использование позволяет в автоматизированным режиме выделить однородные выборки таким образом, чтобы на совокупности элементов одной выборки достигалась максимальная диссипация упругой энергии, а количество выборок было минимальным. Для визуализации положения областей сжатия и растяжения, главных нормальных осей напряжений применялись также программы Р. Алльмендингера Stereonet и FaultKin [Allmendinger et al., 2012].

Фактический материал. Вскрытые карьером рыхлые, предположительно, голоценовые песчаные толщи, развитые в поле верхнечетвертичных озерно-ледниковых отложений времени второго балтийского доледникового озера, имеют мощность >10 м (рис. 4, 5). В южной части карьера непосредственно под почвенным слоем обнажается толща разнозернистых песков с прослоями алевролитов и

Рис. 4. Схема строения и выявленная стратиграфическая последовательность четвертичных отложений в песчаном карьере в южном борту р. Шуя. *а* — колонки, отражающие последовательность слоев в борту (А) и в области расчистки (Б) в центральной части карьера (рис. 5, *в*). Римскими цифрами обозначены выделенные слои, арабскими цифрами в кружках — маркирующие прослои в пределах расчистки (пояснения в тексте): *1* — сероцветные грубозернистые плохосортированные пески с гравийными и галечными включениями; *2* — сероцветные грубозернистые и среднезернистые плохосортированные пески с косой слоистостью; *3* — желтовато-серые мелко-среднезернистые хорошо сортированные пески с прослоями алевролитов; *4* — темно-серые алевролиты; *5* — прослои грубозернистого гравийно-галечного материала; *6* — корневая система и почвенный слой; *7* — желтовато-серые амебообразные обособления (нодули) хорошо сортированного песчаного материала в сероцветных средне-мелкозернистых песках; *8* — положение в разрезе выявленных разрывных нарушений и их амплитуда; *9* — положение размывов; *10* — выявленные



осадочные текстуры (линзовидная и косая слоистость, нодульные образования); *11* — неотчетливая горизонтальная и волнистая слоистость; *12* — маркирующие прослои

б — схема распространения четвертичных отложений в районе исследований по данным [Экман, 1971]: *1–2* — современные отложения: *1* — аллювиальные (alIV); *2* — органогенные (pIV); *3–4* — слои бассейна Балтийского моря: *3* — озерно-ледниковые отложения времени второго балтийского доледникового озера (lgliii6b2); *4* — морские отложения трансгрессии иольдия I (miii6y1); *5–6* — нижнекарельские слои: *5* — озерно-ледниковые отложения (lgliii6k1); *6* — ледниковые отложения первого карельского надвига (gliii6k1); *7* — фундамент; *8* — озовые гряды (fgliii6k1); *9* — конечные морены; *10* — реки и озера; *11* — уступы; *12* — скважина № 10; *13* — контуры песчаного карьера.

Буквенные обозначения (только на разрезе): lgliii6b1 — озерные отложения первого Балтийского ледникового озера: верхнечетвертичные отложения, валдайский надгоризонт, осташковский горизонт, карельский ледниковый подгоризонт, слои Балтийского ледникового моря; fgliii6k1 — флювигляциальные отложения: нижнекарельские слои; liii5on — озерные отложения: онегоозерский межледниковый подгоризонт; gliii4os — озерно-ледниковые отложения: осташковский максимальный ледниковый подгоризонт; gliii2kl — ледниковые отложения: калининский ледниковый горизонт; miii1mk — морские отложения: микулинский межледниковый горизонт; glii4ms — ледниковые отложения: среднечетвертичные отложения, среднерусский надгоризонт, московский ледниковый горизонт; glii2dn — ледниковые отложения: днепровский ледниковый горизонт; mii1lh — морские отложения: лихвинский межледниковый горизонт; gli2ок — ледниковые отложения: нижнечетвертичные отложения, окский горизонт

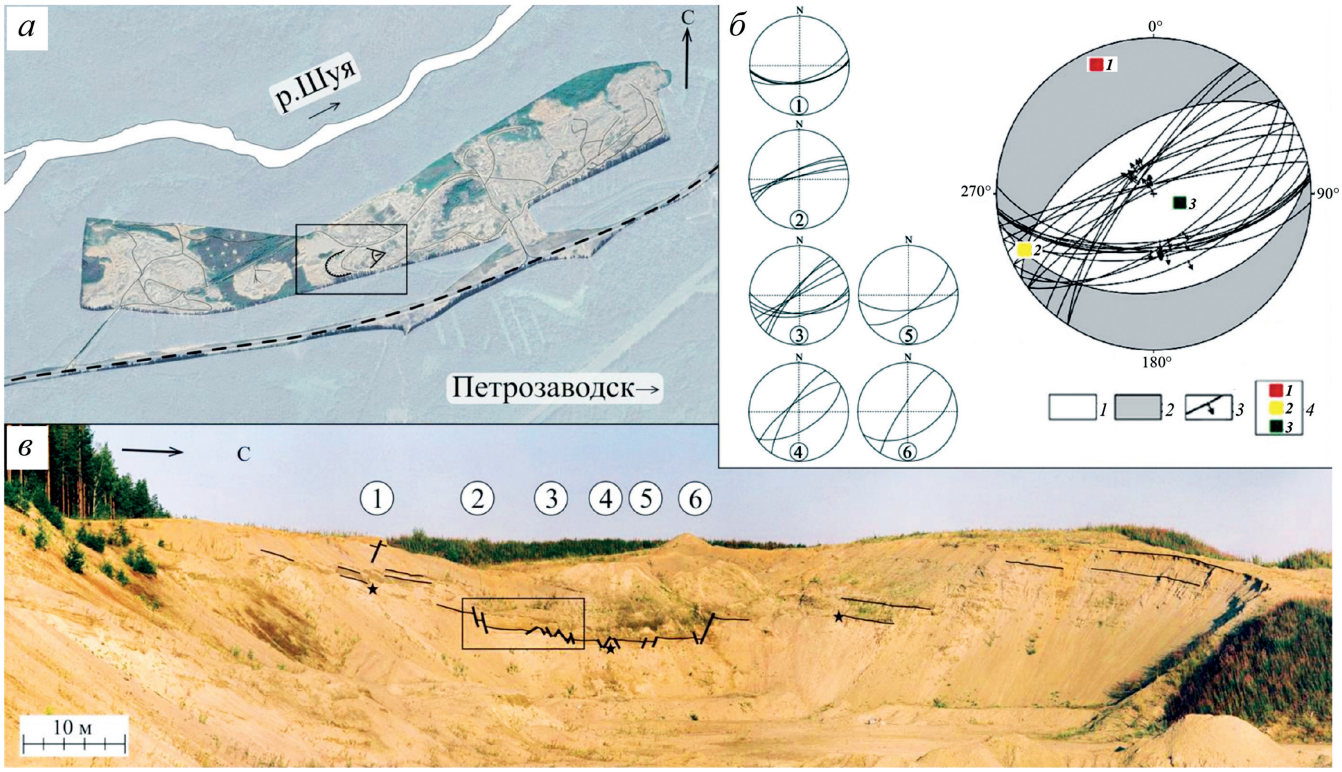


Рис. 5. Общий вид на карьер в плане (а) и разрезе (в) в южном борту р. Шуя и результаты обработки элементов залегания разрывных нарушений (б).

а — пунктиром показана автотрасса; прямоугольником — район исследований, дугой — изученная стенка карьера и точка экспозиции панорамы на рис. в.

б — реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по замерам элементов залегания разрывных нарушений сбросовой кинематики в песчаных отложениях, вскрытых в карьере: *1* — области сжатия, *2* — области растяжения; *3* — поверхности сместителей сбросов и направления смещения; *4* — положения главных нормальных осей напряжений: 1 — растяжения, 2 — промежуточной, 3 — сжатия. Диаграммы построены в программах Stereonet и FaultKin [Allmendinger et al., 2012].

в — панорама изученной фронтальной стенки карьера, вскрывшего разрез песчаных отложений. Звездочкой показана кровля слоя I грубозернистых песков с косой слоистостью. Цифры в кружках — группы замеров на рис. Б. Колонка отложений под почвенным слоем (рис. 4, а, А) располагается в области первой группы замеров; область расчистки показана прямоугольником. Черными пологими линиями подчеркнута слоистость, а круто падающими выделены изученные разрывы

гравийно-галечных горизонтов/линз общей мощностью более 7 м (рис. 4). Для этих отложений (рис. 5, *в*) отчетливо прослеживается слоистость, имеющая падение по азимуту 320–330°, угол падения 15–20°. На разных уровнях разреза (рис. 4, в, слои I, VII-IX) проявлены разрывные нарушения сбросовой кинематики с амплитудами смещения до 0,5 м (таблица, группа 1). В основании расчистки располагаются крупнозернистые пески слоя I мощностью >2 м, с косой слоистостью, падающей в северных румбах, в сторону современного положения долины р. Шуя. Кровля этих песков является хорошим реперным уровнем для реконструкции общего облика вскрытой структуры (рис. 5).

Например, если проследить в разрезе изменение гипсометрического уровня этого репера (рис. 5, *в*), то можно заключить, что в центральной части структуры он находится на 3 м ниже, чем на смежных склонах. Также обращает на себя внимание несовпадение положения этого репера в южном и северном склонах карьера с учетом общего падения слоистости. Иными словами, если принять за основу нормальное падение слоистости в южном склоне, то положение репера в северном склоне должно быть на несколько метров ниже, чем наблюдается.

В 6 м к северо-востоку от установленной вертикальной последовательности слоев (рис. 5, *А*) заложена детальная расчистка, отражающая структурные особенности развитых здесь дислокаций (рис. 6). Общая длина расчистки достигает 10 м, высота 2,5 м. В ее пределах обнажаются рыхлые отложения слоев № I-V (рис. 4, *а*, колонка А). Они нарушены деформационными процессами, развивавшимися условно в два этапа — начального, или пластичного, проявившегося до уплотнения осадка, представленного амебообразными песчаными нодульными обособлениями (слой № IV) и последующего этапа формирования хрупких разрывов, осложняющих как отдельные прослои, так и всю их последовательность.

В юго-западной части расчистки развита система 2 однонаправленных крутопадающих сбросов (рис. 6, кв. Б-В-3-4) суммарной амплитудой 1,5 м и падением к северо-востоку (таблица, группа 2).

Элементы залегания разрывных нарушений сбросовой кинематики в рыхлых песчаных отложениях в районе дер. Половина

№	Азимут падения	Угол падения	№ группы и стереограммы
1	173°	60°	1
2	175°	62°	
3	174°	60°	
4	163°	65°	
5	338°	75°	2
6	343°	85°	
7	333°	75°	
8	348°	85°	
9	183°	60°	3
10	168°	57°	
11	308°	80°	
12	313°	77°	
13	323°	85°	
14	173°	62°	
15	333°	88°	
16	323°	75°	4
17	148°	60°	
18	303°	75°	
19	173°	65°	5
20	143°	65°	
21	303°	80°	6
22	153°	50°	

Расстояние между сбросами — 1,5 м. Поверхности разрывов спрямленные, местами извилистые. Для «северного» сброса характерны ступенчатые изгибы. Разрыв разветвляется, образуя структуры линзовидной морфологии наподобие дуплекса растяжения (рис. 6, кв. Б-4). Вдоль поверхности разрывных нарушений развит крупнозернистый полимиктовый песчаный материал с окатанными гравийными зернами, заимствованный из слоя I.

В пространстве между двумя крупными сбросами устанавливается три уровня разрывных нарушений: 1) нижние — установлены в пределах пачки I и представлены малоамплитудными сбросами с падением к юго-западу (кв. А-4); 2) средние — в пределах слоя II образуют небольшие грабенообразные структуры, ограниченные серией малоамплитудных (первые сантиметры) крутопадающих однонаправленных сбросов (кв. Б-3-4); 3) верхние — в пределах слоя IV представлены серией сбросов, образующих веерообразную структуру (кв. А-3-4).

Обращаясь к описанию центральной части расчистки, сначала обратим внимание на изменение мощности выделенных слоев, а затем — на секущие их разрывные нарушения. В центральной части расчистки (рис. 6, кв. А-В-5-19) выделены два маркирующих горизонта алевролитов (рис. 6, цифры в кружках 1, 2). Для них характерны области нормального (кв. 4-13 и кв. 17-19) и сближенного (кв. 14-17) взаиморасположения. В первом случае оба маркера на равном расстоянии друг от друга

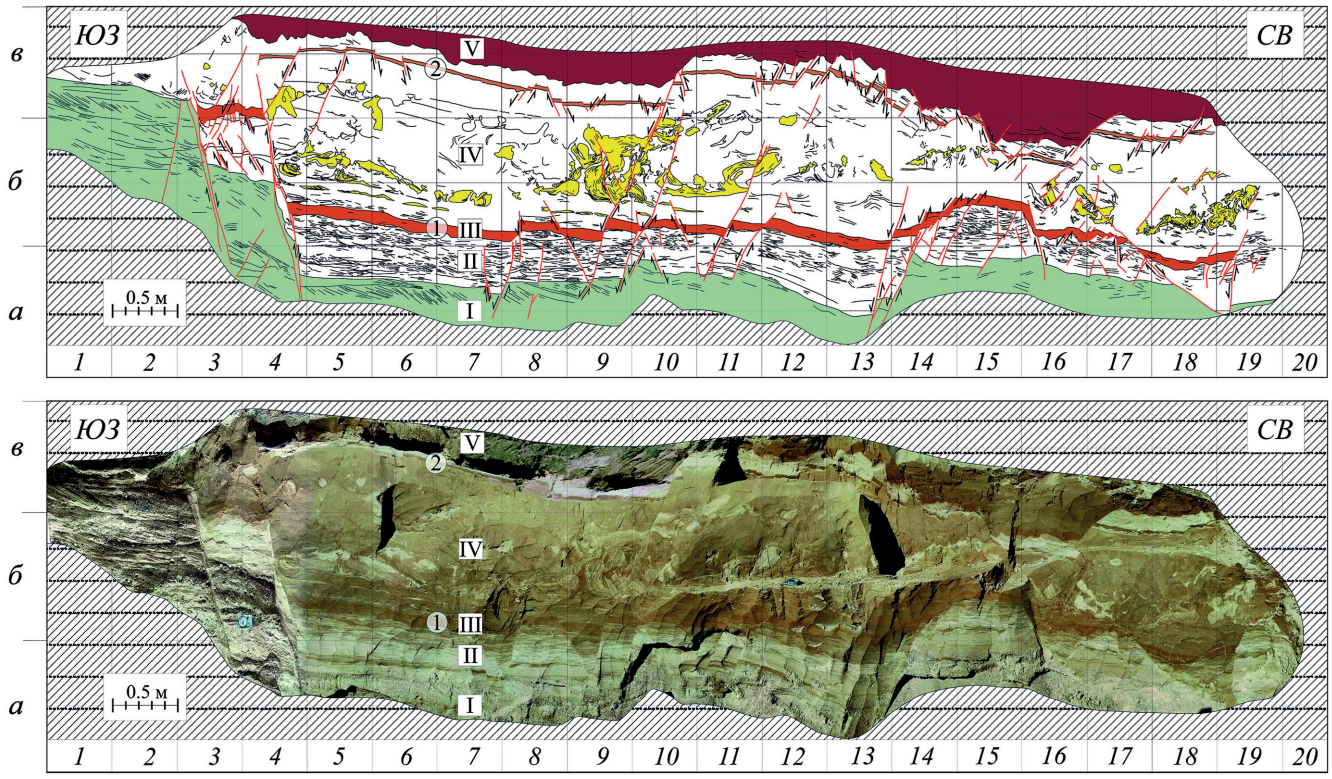


Рис. 6. Детальная расчистка, отражающая особенности дислокаций осадочных толщ в карьере около дер. Половина. Вверху — схема дешифрирования, внизу — панорама расчистки. Римскими цифрами обозначены слои, соответствующие слоям в колонке (рис. 4, а); арабские цифры в кружках — первый и второй маркирующий слой

прослеживаются на 4,5 м (кв. 4-13), ограничивая слой IV с выдержанной мощностью 1,4 м. Далее расположения этих слоев меняется, они сближаются на расстояние около 0,5 м (кв. 14-17), а затем вновь расходятся, и мощность слоя IV возвращается к нормальным значениям (кв. 17-19). Важно отметить, что изменение мощности не сопровождается соответствующим изменением вещественного состава, происходит на коротком интервале разреза, а область редуцированной мощности (кв. 14-17) насыщена разрывами. Рассмотрим эту область подробнее. Положение маркера 1 очерчивает горстообразное поднятие (кв. 14-17), ограниченное с северо-востока сбросом (кв. А-Б-16), а с юго-запада — веером однонаправленных сбросов (кв. А-Б-13-15). Этот веер представлен частыми и малоамплитудными разрывами с суммарным смещением до 0,4 м. Поднятие и ограничивающие его сбросы уверенно фиксируются в нижележащих слоях, при этом в верхнюю часть обнажения прослеживается лишь один сброс (кв. Б-17-18). Положение маркирующего горизонта 2 на этом участке вырисовывает практически зеркальную картину — асимметричное грабенообразное понижение (кв. Б-15-17), ограниченное с юго-востока серией частых малоамплитудных сбросов, а с северо-востока (кв. Б-16-17) — единичным сбросом с амплитудой до 0,5 м.

При прослеживании разрывных нарушений в разрезе расчистки (кв. 4-16) выявлены следующие закономерности. В ее южной части (кв. В-4-6) развита серия малоамплитудных разнонаправленных сбросов с падением к юго-западу и северо-востоку, которые выделяются по смещению маркирующего слоя 2 и затрагивают только верхнюю часть расчистки, не прослеживаясь выше и ниже по разрезу. В центральной части (кв. А-В-8-11) развиты малоамплитудные разрывы сбросовой и взбросовой кинематики (табл., группа 3), затрагивающие оба маркирующих горизонта. Единым сместителем для этих маркеров является сброс в кв. А-В-9-10, прочие затухают в слое IV. Крупные сбросы, пересекающие всю расчистку (кв. 3-4, 9-10, 15-16), вероятно, являются наиболее поздними (рис. 6, *в*, диаграмма 3).

В центральной части карьера в наиболее погруженной области (рис. 5, *в*) грабенообразной структуры развиты сбросы (таблица, группа 4, рис. 5, *в*, звездочка) суммарной амплитудой до 1 м, смещающие кровлю слоя I. Эта область наименее доступна для детального изучения вследствие регулярного оползания верхних водонасыщенных слоев центральной части склона. Далее к северу наблюдается противоположное плечо грабенообразной структуры. Гипсометрический уровень кровли слоя I повышается двумя ступенями сбросов с суммарной амплитудой до 1 м (табл., группа 5, рис. 5, б, в, диаграмма 5). Затем, через небольшое понижение, следует крупный сброс с падением к центру структуры и амплитудой около 2 м (таблица, группа 6), он очерчивает противоположный борт грабена. Зафиксированные инструментально превышения бортов относительно наиболее погруженной части структуры составляют в левом плече грабена 4,5 м, а в правом — около 3 м.

Обработка замеров описанных выше разрывных нарушений сбросовой кинематики в программе STRESSgeol показала, что они являются элементами одной однородной выборки и полностью удовлетворяют критериям метода катакластического анализа [Ребецкий и др., 2017]. Для этих разрывов рассчитаны необходимые условия формирования — в обстановке растяжения, ось которого погружается по азимуту 337° под углом 9° (рис. 5, *Б*).

Таким образом, наблюдения за изменением положения кровли слоя I, смещенного серией крутопадающих хрупких разрывов сбросовой кинематики, позволяет интерпретировать выявленную структуру как грабен, основание которого имеет наклон, согласующийся с общим падением слоистости осадочных толщ. Участки разреза с ненарушенной или слабонарушенной стратификацией чередуются с участками, интенсивно затронутыми дислокациями. Простирание ограничивающих и осложняющих эту структуру сбросов согласуется с северо-восточным простиранием расположенной севернее долины р. Шуя на этом участке (рис. 3–5, диаграммы).

Обсуждение. Формирование облика современного рельефа юго-восточной окраины Балтийского щита традиционно объясняется сочетанием экзогенных и эндогенных факторов. Снятие ледовой нагрузки, сопровождавшееся сейсмическими событиями, инициировало дифференцированное поднятие периферийной области щита и формирование сложного облика Южно-Онежской морфоструктуры: Олонецкой возвышенности, приподнятой в своей северо-западной части, центрального понижения и Шокшинской гряды, а также разрывов, секущих кристаллические и чехольные комплексы.

Для объяснения происхождения выявленных дислокаций целесообразно рассмотреть три гипотезы: 1) тектоническую, 2) техногенную, 3) гляциальную.

1. Согласно тектонической гипотезе, выявленные дислокации связаны с проявлением тектонического фактора, который также оказывал влияние и на условия образования осадочной толщи, например, на изменение мощности и особенностей внутреннего строения отдельных слоев. Так, формирование нодульных обособлений слоя IV может быть инициировано сейсмическим процессом и развиваться вследствие гравитационной неустойчивости [Neuwerth et al., 2006] и перераспределения материала. Изменение взаимного расположения маркирующих горизонтов 1 и 2 (рис. 6, кв. 13-17) определяется изменением мощности разделяющего их слоя IV. Принято считать, что подобные изменения происходит либо в процессе осадконакопления, например, при выклинивании слоя в области конседиментационного поднятия, либо вследствие после-

дующих постседиментационных преобразований. В рассматриваемом случае уменьшение мощности на коротком интервале не может быть обусловлено процессами осадконакопления, поскольку не сопровождается появлением линз конгломератов и грубозернистого материала, неизбежно сопровождающих локальные поднятия. Следовательно, оно произошло позднее, на постседиментационном этапе. Учитывая, что кроме уплотнения каких-либо серьезных диагенетических преобразований эти толщи не претерпели, авторы считают возможным рассмотреть известный тектонический механизм, связанный со сдвиговыми дислокациями.

Подобные локальные изменения мощности слоев описаны в литературе в областях проявления субгоризонтальных подвижек по разломам, которые происходят в сдвиговых зонах по механизму отрицательной "структуры цветка" [Jackson, Hudec, 2017]. В результате формируется грабенообразная структура, осложненная разрывами сбросовой кинематики, морфология которой аналогична выявленной структуре со сходными вариациями мощностей отдельных прослоев. Такая структурная аналогия показывает, что и формирование выявленного грабена могло происходить по сходному механизму в обстановке транстенсии, вдоль разрыва северо-восточного простирания (рис. 3, 7).

Установленные закономерности ориентировки новейших разрывных нарушений, согласующиеся с ориентировкой древних разрывов, вероятно, обусловлены проявлениями региональной тектоники, которые контролировали ориентировку этих крупных геологических тел и структур, а также линеаментов (участков речных долин, границ тектонических структур и т.д.) в районе исследования. Сопоставление ориентировок выявленных разрывных нарушений с ориентировкой геологических структур фундамента и линеаментов, выявленных по цифровой модели рельефа (рис. 1–3) показывает, что наиболее ярко проявлена такая согласованность с ориентировкой крупных субширотных разрывов Южно-Онежской мульды и линеаментов БМЗ. Напротив, северо-западные направления, характерные для морфоструктур Северо-Онежской мульды, не проявлены.

Спрямленный участок долины р. Шуя в области влияния разлома северо-восточного простирания (рис. 3) можно проинтерпретировать как морфоструктуру растяжения. В таком случае ось растяжения на новейшем этапе должна быть ориентирована вкрест ее простирания (по азимуту ~330°), что хорошо согласуется с результатами реконструкции положения главных нормальных осей напряжений по замерам элементов залегания сместителей сбросов (рис. 4, *б*). Также обращает на себя внимание пространственное совмещение долины р. Шуя и протяженных озовых гряд. Такая согласованность также может быть связана с проявлением тектонического фактора, что подтверждает существующие

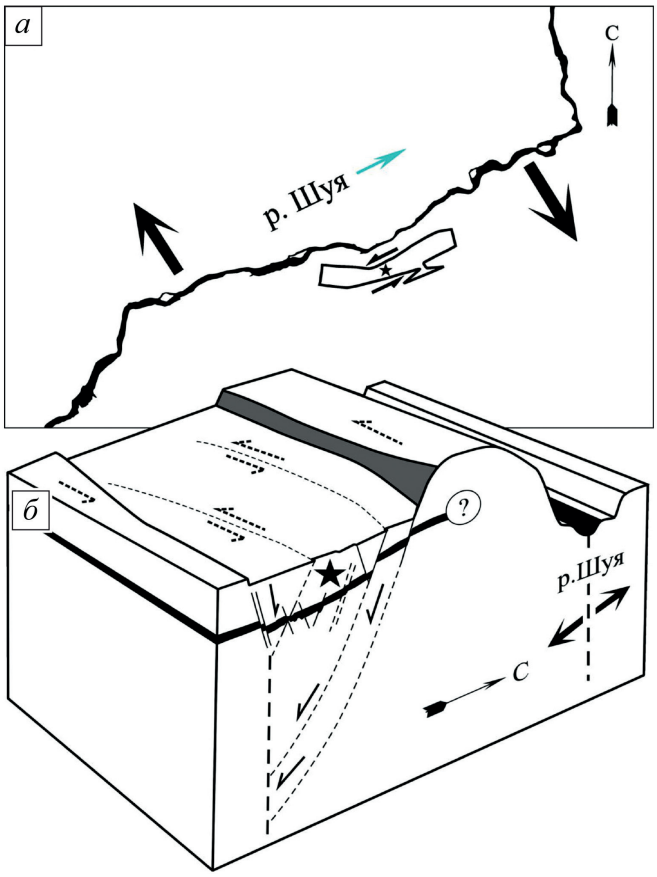


Рис. 7. Спрямленный участок р. Шуя в районе дер. Половина, интерпретируемый как предполагаемая морфоструктура растяжения: а — спрямленный участок реки, стрелками показана предполагаемая ориентировка оси растяжения; б — модель формирования грабенообразной структуры в режиме левосторонней транстенсии. Черный горизонт — кровля слоя I. Левый сдвиг предполагается исходя из общего рисунка грабена вслед за данными [Jackson, Hudec, 2017]. Звездочкой показан объект наблюдения

представления о связи формирования озов с разломами фундамента.

2. Техногенная гипотеза подразумевает, что формирование выявленных дислокаций связано с оползневыми процессами, которые инициированы вычерпыванием песка при разработке карьера. Эта гипотеза не подтверждается визуальными наблюдениями и не дает объяснения некоторым характерным особенностям выявленных нарушений: 1) согласованному простиранию разрывов и речной долины с простиранием крупных тектонических элементов; 2) наличию разрывов под ненарушенным почвенным слоем в бортовой части выработки, не затронутой техногенными воздействиями (рис. 4, а, колонка А). Неясными остаются и некоторые структурные особенности, такие как изменение мощности осадочных прослоев (слой IV) на коротком интервале разреза.

3. Гляциальная гипотеза. Гляциодислокации объединяют весь спектр разнообразных структур сжатия и растяжения, связанных с ледниковыми процессами. Наиболее близки к изученным по своей морфологии грабенообразные структуры, которые формируются вследствие заполнения пространства

над залежами мертвого льда [Левков, 1980; Gruzska, Van Loon, 2011]. Для них характерны синформные изгибы крутопадающих слоев в основании и локальные конседиментационные раздувы мощности верхних слоев, находящихся над областью таяния льда. При развитии таких структур крупные сбросы ограничивают области трапециевидной формы (в вертикальном сечении) и направлены как во внешнюю сторону, к контактам со льдом [Левков, 1980], так и падают к центру структур, локализуясь в бортовых частях синформ [Gruzska, Van Loon, 2011]. Мелкие сбросы часто развиваются в центральных частях структур и ориентированы наподобие перевернутого веера. Углы падения слоистости нижних толщ, выполняющих эти синформы, характеризуются значительными вариациями на коротких интервалах, увеличиваясь к центру структур. Перечисленные особенности строения не согласуются с нашими наблюдениями. Важно отметить, что несмотря на то, что присутствие ледника в районе исследований (озовые гряды, конечные морены и др. (рис. 4, *Б*)) не вызывает сомнений, признаков прямого воздействия ледового панциря (скибовые дислокации, термокарстовые явления [Левков, 1980]) на изученные толщи выявлено не было. Эти факты, учитывая современные реконструкции развития Онежского озера [Субетто и др., 2019], также могут свидетельствовать в пользу тектонической гипотезы формирования выявленных дислокаций.

Завершая рассмотрение гипотез, можно заключить, что ведущим в формировании выявленных дислокаций, по-видимому, являлся тектонический фактор. Закономерная ориентировка выявленных разрывных нарушений, согласующаяся с ориентировкой древних разломных зон (рис. 4, диаграммы), может быть следствием их парагенетических взаимоотношений и свидетельствовать о новейшей активизации этих зон [Левков, 1980].

Выводы. Выявленные дислокации в рыхлых четвертичных отложениях Петрозаводской депрессии образуют грабенообразную структуру в южном борту р. Шуя. Простирание разрывов закономерно согласуется с общим северо-восточным простиранием Балтийско-Мезенской зоны, а также субширотных линеаментов и разрывных нарушений Южно-Онежской мульды, озовых гряд и долины р. Шуя. Такая согласованность наиболее удачно объясняется проявлением тектонического фактора и, вероятно, заключается в реализации проявления транстенсионных сдвиговых дислокаций по механизму отрицательной «структуры цветка». Реализация этого процесса возможна вследствие деформации древнего палеопротерозойского фундамента с формированием перекошенной морфоструктуры [Экман, 1972] Южно-Онежской мульды (рис. 2, профиль) на новейшем этапе развития и воздыманием Олонецкой возвышенности (рис. 2, *б*). Сочетание северо-восточной ориентировки осевой части Петрозаводской тектонической депрессии, озовых гряд и долины р. Шуя, крупных разрывных нарушений и выявленных дислокаций позволяет подтвердить представления об унаследованном [Шатский, 1955] характере реализующихся здесь тектонических процессов.

Финансирование. Исследования проведены в рамках темы Госзадания ГИН РАН (А.В. Полещук, Д.С. Зыков и С.Ю. Колодяжный) и темы Госзадания ИФЗ РАН (А.О. Агибалов, А.А. Сенцов)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 2, вып. 4. 400 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000 000. Карта четвертичных образований. P-(35)-37 (Петрозаводск) на 2 листах. Лист 2. Схема мощностей четвертичных образований. Масштаб 1: 2500 000. М.: ВСЕГЕИ, 2000.

Доливо-Добровольский А.В. Балтийский щит. Линеаменты и кольцевые образования. в кн. Космическая информация в геологии / Гл. ред. А.В. Пейве, А.В. Сидоренко, А.Л. Яншин. М.: Наука, 1983. С. 173–179.

Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С. и др. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России // Геотектоника. 2020. № 1. С. 3–22.

Кондаков С.Н., Петров Ю.В., Булавин А.В. и др. Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1986. С. 68–75.

Крапивнер Р.Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 27–36.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.

Лукашов А.Д., Ильин В.А. Озы и тектонические нарушения. Новейшие и современные движения земной коры вост. части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974. С. 43–46.

Михайлов В.А., Лодыгин А.Н., Кушнеренко В.К. Особенности геологического строения и металлоносность Шуйско-Петрозаводской площади (Республика Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 61–69.

Николаева С.Б. Отражение палеосейсмических событий в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион) // Геоморфология. 2021. № 1. С. 86–99.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

Полканов А.А. Геология хогландий-иотния Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 6. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 122 с.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б. и др. Развитие Онежского озера в позднеледниковье по результатам ГИС-моделирования // Геоморфология. 2019. № 3. С. 83–90.

Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона / Отв. ред. М.М. Стенарь. СПб.: Наука, 1991. 175 с.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30, вып. 5. С. 5–26.

Шварев С.В. Постледниковые сейсмогенные деформации озовой гряды в северной части Карельского перешейка // Геоморфология. 2019. № 3. С. 19–35.

Экман И.М. Карта четвертичных образований СССР (первое издание). Масштаб 1 : 200000. Лист P-36-XXII / Ред. Н.И. Апухтин. М.: ВСЕГЕИ, 1971.

Экман И.М. Морфоструктуры западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита / Отв. ред. Г.С. Бискэ. Л., 1972. С. 15–24.

Ядута В.А. Неотектоника. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист P-(35)-37-Петрозаводск. Объяснительная записка / Ред. Ю.Б. Богданов, К.Э. Якобсон. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.

Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural geology algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 302 p.

Jackson M.P.A., Hudec M.R. Strike-Slip Salt-Tectonic Systems // Salt Tectonics, Publ: Cambridge University Press, 2017. P. 336–362.

Gruszka B., Van Loon A.J. Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossum) in the Enkoping esker, S. Sweden // Sedimen. Geol. 2011. Vol. 235. P. 304–313.

Neuwerth R., Suter F., Guzman C.A., Gorin G.E. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia) // Sedimentary Geology. 2006. Vol. 186, No. 1–2. P. 67–88.

Статья поступила в редакцию 29.12.2022,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 551.24
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-26-32

ХАРАКТЕР ТРЕЩИНОВАТОСТИ В МОЗЫРСКОМ СОЛЯНОМ ПОДНЯТИИ (ГОМЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Дмитрий Сергеевич Зыков[1]✉, Антон Владимирович Полещук[2], Елена Анатольевна Котова[3], Алексей Олегович Агибалов[4], Екатерина Алексеевна Мануилова[5], Алексей Александрович Хмаренко[6]

[1] ООО «Газпром геотехнологии»; Геологический институт РАН, Москва, Россия; d.zykov@gazpromgeotech.ru
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия; anton302@mail.ru
[3] ООО «Газпром геотехнологии», Москва, Россия; e.kotova@gazpromgeotech.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru
[5] Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; manuilovaekaterina139@gmail.com
[6] ОАО «Газпром трансгаз Беларусь» филиал «Молодечненское УБР», Молодечно, Республика Беларусь; a.hmarenko@btg.by

Аннотация. Закономерности внутреннего строения соляных поднятий в настоящее время исследованы недостаточно. Анализ формы полостей, полученных методом звуколокации в полостях, размытых в Мозырском куполе в Белоруссии, показывает, что их стенки в некоторых случаях имеют прямолинейную форму, а форма полости в горизонтальных сечениях выгладит как многоугольник. Опыт предыдущих исследований позволил предположить, что появление прямолинейных стенок связано не только с наличием нерастворимых прослоев, но и с препарировкой систем трещин. Взаимное расположение трещин и полостей указывает создавшее их поле напряжений. Эксперименты по растворению штуфов солей подтверждают большую роль трещин в образовании рельефа стенок из соли.

Ключевые слова: Мозырский купол; массив солей; технологические полости размыва; звуколокация; опыты по растворению соли; трещины

Для цитирования: *Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Хмаренко А.А.* Характер трещиноватости в Мозырском соляном поднятии (Гомельская область, Республика Беларусь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 26–32.

THE NATURE OF FRACTURING IN THE MOZYR SALT UPLIFT (GOMEL REGION OF BELARUS)

Dmitry S. Zykov[1]✉, Anton V. Poleshchuk[2], Elena A. Kotova[3], Alexey A. Agibalov[4], Ekaterina A. Manuilova[5], Alexey A. Khmarenko[6]

[1] LLC “Gazprom Geotechnologies”, Moscow, Russia; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; d.zykov@gazpromgeotech.ru
[2] Geological Institute RAS, Moscow, Russia; anton302@mail.ru
[3] LLC “Gazprom Geotechnologies”, Moscow, Russia; e.kotova@gazpromgeotech.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Schmidt Earth Physics Institute RAS Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru
[5] Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; manuilovaekaterina139@gmail.com
[6] OJSC “Gazprom transgaz Belarus” branch “Molodechno UBR”, Molodechno, Republic of Belarus; a.hmarenko@btg.by

Abstract. The regularities of the internal structure of salt uplifts have not been studied enough at present. Analysis of the shape of the cavities obtained by sonar in the cavities blurred in the Mozyr dome in Belarus shows that their walls in some cases have a rectilinear shape, and the shape of the cavity in horizontal sections looks like a polygon. The experience of previous studies suggests that the appearance of rectilinear walls is associated not only with the presence of insoluble interlayers, but also with the preparation of crack systems. The relative location of fractures and cavities suggests the stress field that created them. The conducted experiments on the dissolution of salt dams confirm the great role of fractures in the formation of the relief of salt walls.

Keywords: Mozyr dome; salt array; technological erosion cavities; sonar; salt dissolution experiments; cracks

For citation: Zykov D.S., Poleshchuk A.V., Kotova E.A., Agibalov A.O., Manuilova E.A., Khmarenko A.A. The nature of fracturing in the Mozyr salt uplift (Gomel region of Belarus). *Moscow University Geol. Bull.* 2023: 2; 26–32. (In Russ.)

Введение. Проявления соляного диапиризма в различных районах Земли изучены в значительной степени. В то же время в этой области остаются проблемы, освещение которых требует исследований и может быть актуально с практической точки зрения. Эти проблемы касаются закономерностей строения внутренних частей соляных поднятий, которые в настоящее время изучены значительно меньше, чем процесс течения солей и их внедрения в вышележащие слои в целом, с внешних позиций. В частности, речь идет о выявлении характера имеющейся трещиноватости в соляных куполах, понимание закономерностей которой в ряде случаев может пояснять характер отклонения формы подземных емкостей, создаваемых путем размыва солей, от проектируемой. Цель статьи — попытка сделать вклад в решение этого вопроса на примере Мозырского соляного купола, в литературе рассматриваемого как криптодиапир [Конищев, 1975, 1984]. В задачи исследования входит обоснование возможности применения результатов звуколокации, дающих представления о форме подземных емкостей, образованных технологическим размывом.

В качестве методического подхода проанализированы горизонтальные и вертикальные сечения подземных емкостей, полученные при звуколокации, выполнено их интерпретирование для поиска в соляном массиве неоднородностей, препятствующих растворению солей. Для понимания характера этих неоднородностей проанализированы результаты растворения фрагментов керна (штуфов) соли в лабораторных условиях.

Геологический очерк Мозырского предтриасового соляного криптодиапира. Объект исследования расположен в Мозырском районе Гомельской области (Белоруссия) (рис 1, *а*). Мозырский купол входит в состав протяженного субширотного Сколодинского вала, расположенного над Шестовичско-Сколодинской тектонической ступенью фундамента, находящейся в центральной части Припятского прогиба герцинского возраста [Конищев, 1975, 1984]. Для производственных целей Мозырский купол длительное время изучали с помощью бурения и геофизических методов. Результаты отражены в производственных отчетах белорусских и московских организаций (БелКГРЭ, ВНИИПромгаз и др.) и позволяют понять его общее строение. По кровле соленосных отложений, имеющих девонский возраст, купол представляет собой брахиантиклинальное поднятие с размерами 6,5×3,5 км (по изогипсе –1200 м) со сводом широтного простирания и крутым северным склоном, который осложнен взбросом амплитудой около 200 м, смещающим девонские и пермские отложения По данным геофизических исследований мощность соленосной толщи достигает более 2,5 км. Подошва ее вскрыта бурением на глубине около 4000 м. Комплекс девонских, каменноугольных, пермских и отчасти триасовых пород деформирован и редуцирован процессами соляной тектоники, однако начиная с мозырской свиты триаса перекрывающие купол мезозойско-кайнозойские породы чехла залегают практически горизонтально. Их общая мощность зависит от положения относительно купола и составляет несколько сотен метров (минимально немного менее 500 м над его центральной частью).

Соленосная толща Мозырского купола представлена каменной солью с прослоями ангидрита, соленосных глин, мергелей, доломитов и известняков. Ядро купола сложено толщей, в которой каменная соль составляет около 80–85%. Падение прослоев преимущественно крутое, достигает 60–90°, реже пологое, 10–30° к горизонту. Угол падения значительно меняется вдоль скважин, направление падения по керну не установлено. Прослои часто сильно тектонизированы — смяты в дисгармоничные складки, будинированы, трещиноваты, несут зеркала скольжения. В солях выделяются области и прослои с разными текстурными и прочностными особенностями — соли консолидированные и рыхлые, с массивной или флюидальной (т.е. тектоногенной) текстурой и т.п. В керне в консолидированных слоях часто отмечают наличие разнонаправленных систем трещин, залеченных солью или выполненных тонкими примазками нерастворимых пород — ангидритов, глин и т.п.

Состояние соленосной толщи геологи считают нерегулярным расположением фрагментов деформированных пластов нерастворимых пород, хаотически «плавающих» в разнородном соляном субстрате, несущем отчетливые следы течения, что отражено во множестве производственных отчетов. Но это не совсем справедливо. В нашей предыдущей публикации о Мозырском куполе, которая была посвящена вопросам его структуры, показано, что расположение пластов компетентных нерастворимых пород, создающих структуру купола, может быть увязано с морфоструктурой верхней погребенной его части и в самых общих чертах установлено [Зыков и др., 2022]. Также показано, что достаточно мощные прослои нерастворимых пород могут бронировать стенки подземных емкостей и определять их форму. В этой статье представлены результаты наших исследований, дополняющие предыдущие и посвященные выявлению характера трещиноватости, присутствующей в настоящее время в соляном массиве и устанавливаемой на мезоуровне, т.е. в масштабе размеров подземных емкостей, диаметр которых составляет обычно несколько десятков метров, и имеют такую же или большую высоту, достигающую 100 м и более.

Материалы и методы исследований. Использованы отчеты о результатах измерений геометрических размеров подземных емкостей, размытых в Мозырском куполе, и определению их объема. Работа выполнена сотрудниками НПО ПОИСК (г. Санкт-Петербург) в 2000-х гг. Для измерений использовали эхолокационный комплекс СКАНЕР-2000. Все виды

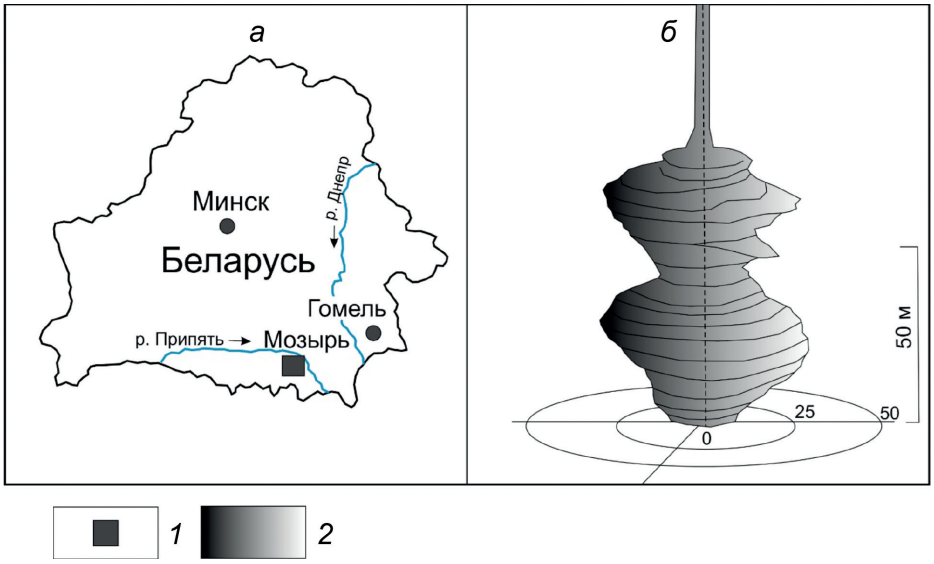


Рис. 1. Предварительная информация о Мозырском криптодиапире: *а* — местоположение района работ; *б* — типичная форма полости размыва: *1* — район работ; *2* — полость размыва в солях

полевых и камеральных работ (во время последних графически восстанавливалась форма полостей в сечениях) проводили в соответствии с методикой контроля формы подземной выработки методом звуколокации, разработанной в институте ВНИИПромгаз и рекомендованной к руководству при производстве аналогичных работ нормативными документами.

Результаты исследований и их обсуждение. В районе Мозырского купола звуколокации подвергались все размытые полости, собран богатый материал по их строению. Приведем наиболее показательные для наших целей примеры (рис. 2, *а–з*). Вертикальные разрезы технологических полостей имеют обычно осложненную веретенообразную форму (рис. 1, *б*). Горизонтальные же сечения в классических случаях имеют изометричную или эллипсовидную, слабонарушенную форму (рис. 2, *а*). Однако, как отмечено в работе [Зыков и др., 2022], на горизонтальных сечениях полостей отдельных скважин наблюдаются прямолинейные отрезки стенок, которые с горизонтальным смещением в пространстве переходят с одного уровня глубины на другой. С учетом формы вертикальных сечений полостей и данных о наличие и падении нерастворимых слоев в керне их можно интерпретировать как проявление в полости достаточно мощных прослоев несоленых пород, бронирующих стенки полости от размыва. Однако на подобных сечениях мы видим и другую особенность полостей, которая нами ранее не обсуждалась. Это проявление на части из них не одной прямолинейной стенки, а двух или нескольких, расположенных под разными, в том числе ортогональными углами (рис. 2, *б*). Такая картина заставляет считать, что прямолинейные отрезки стенок полости возникают не только за счет бронирования слоями нерастворимых пород. Опыт многолетних обследований геологических обнажений, сложенных различными породами, позволил уверенно предположить, что наблюдаемые внешние характеристики рисунка расположения стенок в плане отвечают проявлениям систем трещиноватости. Наличие ее в солях подтверждается в кернах, а в полостях, видимо, выходит на другой, более масштабный уровень.

Рассмотрим характеристики наблюдаемого явления на примере горизонтальных сечений полостей, отстоящих друг от друга по вертикали на 2 м и взятых в разных скважинах на информативных с точки зрения задач статьи интервалах. На рис 2, *а* представлено типичное сечение полости в однородных солях, обусловленное в основном технологическими процессами равномерного размыва. На рис. 2, *б*, наоборот, в ярком виде иллюстрирована сложная форма полости, в которой в стенках в сечении наблюдаются прямолинейные отрезки, свидетельствующие о существовании в массиве солей разнонаправленных преград движению растворителя. Их мы предварительно определяем как трещины или трещины и пласт нерастворимых пород. В некоторых случаях сравнение формы полостей на разных глубинных срезах позволяет установить на определенном вертикальном интервале длину трещин, степень их наклона между сечениями и отклонения в горизонтальной плоскости (искривление) по всему интервалу, где они наблюдаются.

Так, на рис. 2, *в, г, д* показаны три из ряда расположенных подряд горизонтальных сечений, охватывающих интервал 8 м. На них, кроме овального сечения центральной части технологической полости, наблюдается ее выступ в юго-западном направлении, ограниченный прямолинейными стенками, имеющими видимую горизонтальную длину до 10–15 м, согласно нашему предположению, выступ отвечает системам трещин. Одна из них имеет на верхнем по разрезу сечении юго-западное простирание, а другая — южное. На рис. 2 хорошо видно, что при переходе от сечения к сечению вниз по разрезу происходит постепенное изменение пространственного положения стенок, которые раздвигаются, увеличивая объем полости. Такое схожее простирание стенок в сближенных сечениях

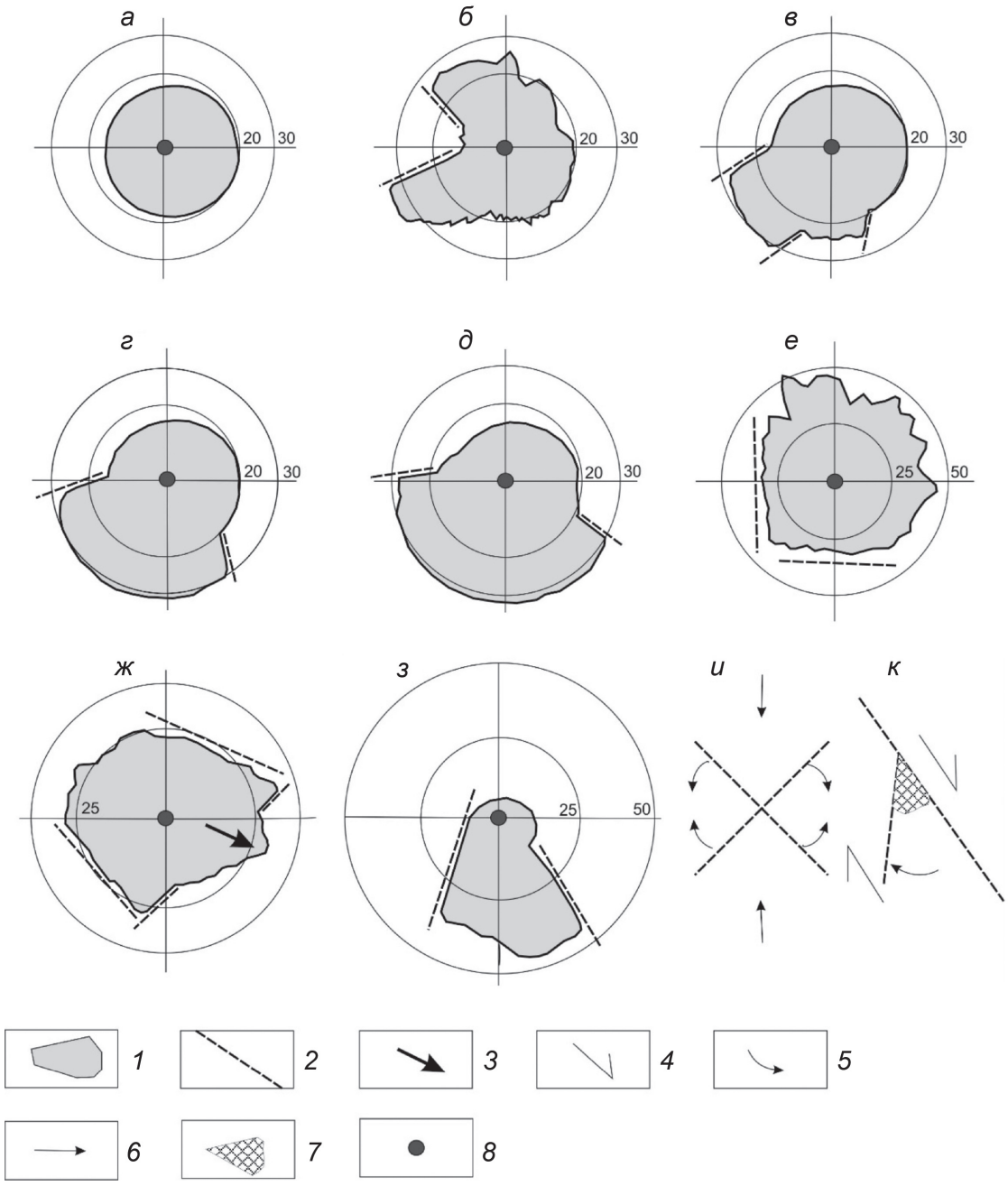


Рис. 2. Поведение трещиноватости в соляных куполах по материалам анализа горизонтальных сечений технологических полостей размыва: *а* — идеальное сечение; *б* — осложненное блоковой делимостью массива; *в, г, д* — прорыв растворителя в направлении участка соли с повышенной растворимостью и разработка камеры, ограниченной трещинами; *е* — препарировка раствором двух ортогональных трещин в размываемой полости; *ж* — зафиксированный в сечении стенки прорыв раствора из полости, ограниченной системой трещин; *з* — преимущественный размыв угловатого блока сложенного солью с повышенной размываемостью; *и* — поворот трещин при сплющивании массива; *к* — разворот трещины и появления области растяжения в сдвиговом поле деформации *1* — сечение полости размыва; *2* — трещины; *3* — прорыв раствора; *4* — сдвиг; *5* — направление поворота трещин; *6* — направление сжатия; *7* — область растяжения; *8* — сечение скважины.

и однонаправленное закономерное изменение их положения в пространстве показывает, что растворение обнажает в массиве соли единые протяженные плоскостные структуры, наклоненные или искривленные в пространстве. Одна из этих структур может быть пластом нерастворимых пород, а другая (или другие) — нет.

Подобные структуры часто наблюдаются в обнажениях пород на земной поверхности и обычно представляют собой трещины, поверхности которых наклонены или искривлены. Отметим также, что еще ниже по разрезу обе описываемые системы постепенно переходят в одну, имеющую северо-западное простирание. Мы не иллюстрируем этот переход, однако на базе собственного опыта утверждаем, что подобные явления также характерны для трещиноватости. На сечении, приведенном на рис 2, *в*, кроме двух основных прямолинейных стенок, описанных

выше, в районе бокового расширения полости прослеживается сравнительно более короткая стенка. Она параллельна стенке северо-восточного простирания, ниже по разрезу она уже не наблюдается, однако ее присутствие свидетельствует о том, что процессы размыва выявляют существование не единичных преград в массиве соли, а их систем, что тоже характерно для трещиноватости.

В качестве другого примера существования нескольких пересекающихся субвертикальных неоднородностей в солях приведем горизонтальные сечения полости, взятые через 1 м в одной из скважин. Здесь на вертикальном интервале примерно 5 м выделены срезы полости с похожим рисунком сечения в плане. На срезе, показанном на рис. 2, *е*, картина наиболее четкая и однозначная, а на остальных она несколько расплывается, но при общем сохранении формы. Здесь прямолинейностью выделяются ортогональные одна другой западная и южная стенки, которые, скорее всего, связаны с трещинами. По-видимому, при переходе с уровня на уровень по глубине они практически не смещаются по горизонтали, т. е. почти вертикальны. В то же время известно, что слоистость толщи имеет наклонный характер.

Горизонтальные сечения в технологических полостях в отдельных местах позволяют фиксировать динамику распространения растворителя в полости, а именно наблюдать «фотографию» прорыва им плоскостной преграды. Подобный процесс отражен на рис. 2, *ж*. Здесь показан срез полости. Он угловатый, можно предположить, что за счет препарирования растворителем системы трещин в массиве. На его юго-западной стенке наблюдаются два подстраивающихся по одной прямой отрезка, принадлежащих одной трещине, а между ними, в разрыв, выходит языковидный апофиз полости (ситуация прослеживается и на соседних сечениях). Эта картина отражает ситуацию, когда растворитель сначала зачистил плоскость трещины, а потом прошел сквозь нее. В некоторых случаях характер прорывов растворителя помогает получить сведения о строении и состоянии массива солей.

На горизонтальных сечениях технологических полостей довольно часто отражены боковые прорывы растворителя за пределы полостей, имеющие форму, близкую к идеальной. Подобная картина отражена на описанных нами выше сечениях полости рис. 2, *в, г, д*. Еще один подобный яркий пример можно привести в полости на рис. 2, *з*. В обоих случаях мы наблюдаем прорывы в сторону из центральной, изометричной в плане части полости, и форма прорыва ограничена прямолинейными сходящимися к полости стенками. Из такого характера прорыва можно сделать ряд заключений о строении массива солей. Можно уверенно предположить, что такой прорыв происходит при встрече растворителем более податливого для размыва объема солей. Объем этот имеет трещинные ограничения (или как минимум одно трещинное ограничение и нерастворимый пласт), и поэтому его стойкость к размыву нельзя объяснить слоистостью (т. е. разным составом в седиментации). Скорее всего, растворитель выявляет блоковое строение массива, размывая блоки, на которые массив нарезала трещиноватость. В этом случае разная прочность блоков обусловлена тектоническими причинами, а именно разной реакцией образованных трещинами блоков на приложенные к массиву тектонические напряжения. Учитывая, что соль быстро залечивается при деструкции, наличие таких ослабленных блоков (участков рыхлой соли, как часто пишут в производственных отчетах) в принципе свидетельствует о продолжающейся деформации соляного массива.

Таким образом, можно вывести некоторые закономерности строения соляного массива, которые устанавливаются при анализе поперечных сечений размытых технологических полостей (приведенных выше в виде примеров и многих других). В массивах соли существуют объемы, где соль достаточно однородна и образует изометричные формы полостей при размыве. В то же время существуют объемы, где большую роль во внутреннем строении играют пласты нерастворимых пород и трещиноватость. Они препарируются растворителем в стенках полости при ее размыве. Падение пластов солей в Мозырском куполе по данным бурения, как правило, наклонное, часто крутое. Падение выделяемых неоднородностей, которые мы считаем трещинами, в основном близко к вертикальному, реже наклонное, т. е. статистически трещины и слои в основном пересекаются. Их размеры, видимо, достигают нескольких десятков метров по вертикали и горизонтали. Крупные трещины на мезоуровне могут сечь слоистость, и их появление связано с причинами большего масштаба, чем деформации в куполе. Поэтому вполне вероятно, что мы наблюдаем платформенную трещиноватость, связанную с общепланетарными явлениями, накладывающуюся на купол при всех стадиях его роста. Трещиноватость обладает определенным пространственным постоянством, но местами, скорее всего, может подстраиваться под дислокации купола. Флуктуации простираний этой трещиноватости объяснимы как влиянием неоднородностей в строении массива соли, так и проявляющейся местами суперпозицией воздействия планетарных и локальных, связанных с собственной подвижностью купола, напряжений.

Интересную интерпретацию можно дать появлению в поле размыва секторов, ограниченных пересекающимися трещинами и имеющих угловидную форму, а также раздвиганию пересекающихся трещин с изменением угла между ними, что обсуждалось выше (см. рис. 2, *г, д, з*). В научной литературе широко известны опыты по реконструкции образования трещин при наличии одноосного напряжения сжатия. В самом общем виде при таких экспериментах штуфы пород (и солей в том числе)

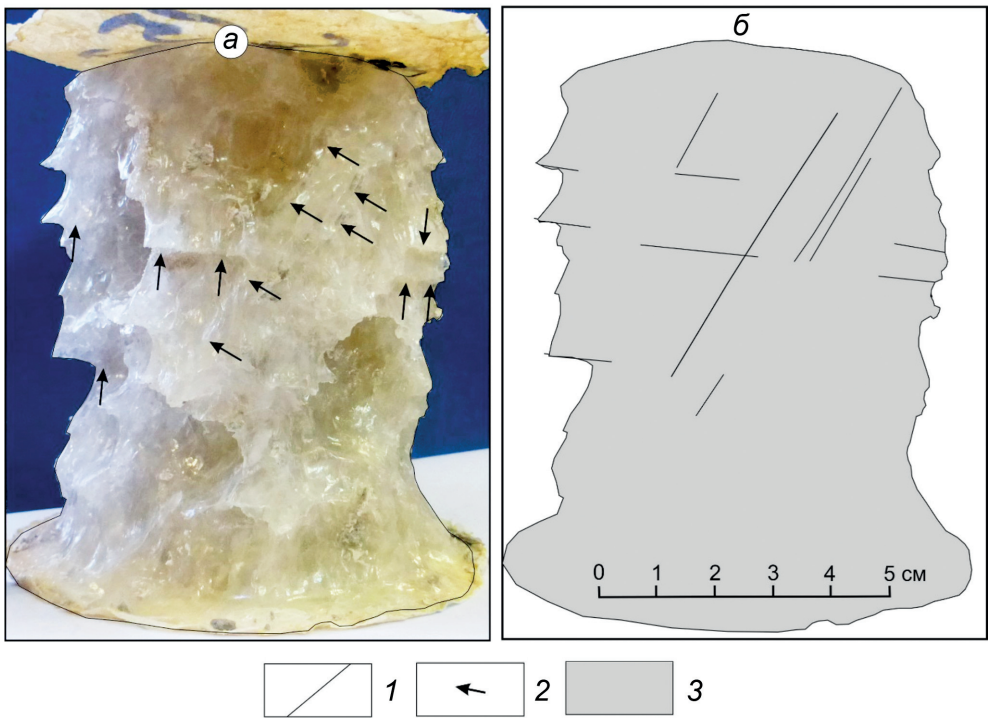


Рис. 3. Трещины в штуфе соли, подвергнутом частичному растворению: *а* — штуф соли с указанными стрелками следами трещин; *б* — трещины на схеме штуфа; *1* — соль; *2* — трещины; *3* — стрелки, указывающие местоположение залеченных трещин на поверхности соляного штуфа

подвергаются сжатию на торцах, в результате в них образуются системы пересекающихся диагональных трещин [Гзовский, 1975]. При этом за счет существования разности нагруженности торцов и боковых стенок в штуфе при помощи этих трещин образуются секторы разной степени сжатости — у торцов сильно сжатые, с боков отодвигающиеся и менее сжатые. Однако, по нашему мнению, использовать этот показатель для массивов без дополнительных обоснований проблематично, так как свободного пространства, перпендикулярного сжатию, в массиве нет. Более интересен другой показатель — раздвигание трещин с увеличением угла между ними в месте пересечения. На этом явлении базируется оригинальная методика выявления осей напряжения в массиве пород [Николаев, 1992], которая основана на том, что системы диагональных трещин раздвигаются в стороны от оси сжатия при сплющивании массива (рис. 2, *и*). Более обоснованным, с нашей точки зрения, представляется объяснение появления областей растяжения в углу между двумя пересекающимися трещинами. Это связано с существованием сдвигового поля, в котором происходит раздвигание трещин с образованием области растяжения между ними (рис. 2, *к*). Этот подход используется для геодинамических построений, в частности, для обоснования сдвигания вдоль главного Уральского разлома с образованием понижений, маркируемых системой треугольных озер, расположенных в углу между основным сместителем разлома и оперяющими разрывами [Бачманов и др., 2001].

Влияние трещин на растворение солей в лабораторных условиях. Выше описано значимое влияние преград, существующих в массиве солей, на процесс растворения. По внешнему облику они похожи на системы трещин. Однако это утверждение нуждается в обосновании. Для этого рассмотрим материалы лабораторного растворения штуфов солей (рис. 3).

Для экспериментов брали керны, сложенные чистой солью и имеющие диаметр 10 см и высоту около 15 см, которые на специальной подвеске опускали в сосуд с размерами 50×50×50 см с водой на время, уточнявшееся по ходу растворения и составлявшее от часа до нескольких часов. Отметим, что результаты растворения кернов с прослойками нерастворимых пород здесь нами не приводятся и не обсуждаются, так как это отдельная важная работа, решающая другие задачи.

При рассмотрении штуфов солей перед экспериментом и в его процессе на стенках массива соли мы наблюдали системы параллельных, повторяющихся через несколько сантиметров очень тонких прямолинейных полосок толщиной менее миллиметра. Хотя их видно с трудом, но вполне определенно. На полупрозрачной соли они выделяются молочно-белым белым цветом и не выступают над поверхностью штуфа, т.е. не обладают повышенной прочностью. Видно, что вокруг штуфа полоски представляют собой края плоских поверхностей, осложняющих соль. Их форма и периодичность повторения в пространстве позволяют считать, что это системы трещин, залеченные переотложенной солью (одна из систем может быть послойной). В штуфе, который выбран для иллюстрации, их две — одна горизонтальная, другая наклонная, падающая под углом около 60° к горизонту. Растворение штуфа показало, что эти малозаметные элементы структуры стали играть весьма значительную рельефообразующую роль, хорошо заметную на стенках штуфа (рис. 3,

а, б). Наклонная система определила появление наклонных плоскостей на стенках, а горизонтальная —появление отчетливых козырьков, причем по мере увеличения времени растворения их контрастность только нарастала. Если сравнить толщину этих неоднородностей с размерами образованных плоскостей, то они отличаются в десятки раз. Получающаяся картина интересна, так как залеченные трещины не менее прочные, чем основной массив соли. Однако их рельефообразующее влияние не вызывает сомнений. Несмотря на то, что трещины при детальном рассмотрении представляют собой в лучшем случае зазор волосяной ширины без всяких заполнений, они нередко служат мощным экраном против денудации, особенно когда образуют сгущения.

Таким образом, материалы исследования штуфов солей путем выщелачивания позволили выявить наличие в солях системы пересекающих залеченных трещин, которые, не обладая повышенной прочностью, при растворении субстрата играют значительную роль в образовании контрастного рельефов стенок полостей, бронируя их. На уровне штуфа эту роль играют отдельные трещины, и можно предположить, что на уровне рельефа стенок полостей эту же роль играют места сгущений таких трещин.

Заключение. В массивах соли существуют объемы, где значительную роль во внутреннем строении играют пласты нерастворимых пород и трещиноватость. В стенках полостей технологического размыва в солях иногда наблюдаются прямолинейные стенки, которые на горизонтальных сечениях выглядят как прямые отрезки. Их совокупное расположение в пространстве позволяет уверенно предположить, что их происхождение связано с препарированием растворителем пластов нерастворимых пород или систем трещин. На основании сравнения формы и пространственного расположения стенок на разных по глубине срезах (уровнях) можно установить характер миграции простирания трещин, их наклон и длину, которая, по нашим данным, достигает нескольких десятков метров. Судя по размерам трещин и их преимущественной субвертикальной ориентировке, вполне вероятно, что причина их появления заключается в планетарных явлениях, иногда осложненных суперпозицией с локальными напряжениями, связанными с продолжающимся развитием купола.

Появление в полостях размыва камер, ограниченных прямолинейными стенками, свидетельствует о том, что массив солей нарезан на блоки, которые обладают разной внутренней прочностью, обусловливающей сопротивляемостью к размыву, независимо от соотношения со слоистостью. Прямолинейные границы свидетельствуют об их происхождении за счет трещин или пластов нерастворимых пород. Форма боковых камер, осложняющих полости, с опорой на известные тектонофизические эксперименты, в отдельных случаях позволяет реконструировать стационарные или сдвиговые поля напряжений, существующие в соляном массиве. Эксперименты с размывом соляных кернов показывают большую роль имеющихся в соли залеченных трещин в формировании контрастного рельефа стенок штуфов, что подтверждает предположение о происхождении прямолинейных стенок в полостях размыва.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф. и др. Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А. и др. Закономерности строения Мозырского Соляного криптодиапира (Гомельская область Белоруссии) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 5. С. 28–34.

Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.

Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.

Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.

Статья поступила в редакцию 20.10.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 551.763.12
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-33-43

МОДЕЛЬ ВДВИГОВОГО ОПОЛЗНЕВОГО КЛИНА С ПОСЛЕДУЮЩИМ ГИДРАВЛИЧЕСКИМ РАЗРЫВОМ, КАК ОБЪЯСНЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОГО РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Статья 1. Описание разреза, литология, палинология

Павел Анатольевич Фокин[1]✉, Маргарита Рубеновна Латыпова[2], Андрей Георгиевич Федяевский[3], Юрий Артурович Гатовский[4], Антон Георгиевич Калмыков[5], Георгий Александрович Калмыков[6], Николай Александрович Шадчнев[7], Андрей Сергеевич Буткеев[8], Илья Борисович Соклаков[9]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokinpav@rambler.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-8258-9012
[3] Некоммерческое акционерное общество «Казахский национальный исследовательский технический университет имени К.И. Сатпаева», Алматы, Казахстан; drew-fediaevsky@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0001-8739-0416
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ustas62@bk.ru
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0002-8862-8227
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8274-3622
[7] ПАО «НОВАТЭК», Москва, Россия; nikolay.shadchnev@novatek.ru
[8] АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru
[9] АО «АРКТИКГАЗ», Новый Уренгой, Россия; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

Аннотация. Описан новый аномальный разрез баженовской свиты на территории Уренгойского месторождения в северной части Западной Сибири. В статье 1 приводятся результаты литологического описания керна, разделение основных пород на литотипы, результаты гранулометрического и палинологического анализов. На основании проведенных работ было выявлено, что сероцветные песчано-глинистые отложения и песчаные жилообразные тела имеют более молодой возраст, чем вмещающие их породы баженовской свиты, представленные черными керогеново-кремнисто-глинистыми породами. На основании палинологических исследований, а также схожести минерального и гранулометрического составов исследуемых песчаников с песчаниками ачимовской толщи было предположено, что исследуемые обломочные породы относятся к ачимовским отложениям, которые были внедрены в отложения баженовской свиты.

Ключевые слова: Западная Сибирь; аномальный разрез баженовской свиты; мезоструктуры; модель формирования; ачимовский оползневой клин

Для цитирования: *Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Гатовский Ю.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б.* Модель вдвигового оползневого клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 2. С. 33–43.

A MODEL OF A SHEAR LANDSLIDE WEDGE WITH SUBSEQUENT HYDRAULIC RUPTURE AS AN EXPLANATION FOR THE FORMATION OF AN ANOMALOUS SECTION OF THE BAZHENOV FORMATION IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA

1. Section description, lithology, palynology

Pavel A. Fokin[1]✉, Margarita R. Latypova[2], Andrey G. Fedyaevskiy[3], Yury A. Gatovsky[4], Anton G. Kalmykov[5], Georgy A. Kalmykov[6], Nikolay A. Shadchnev[7], Andrey S. Butkeev[8], Ilya B. Soklakov[9]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fokinpav@rambler.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-8258-9012

[3] Non-profit joint-stock company Kazakh National Research Technical University named after K.I. Satpayev, Almaty, Kazakhstan; drew-fediaevsky@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0001-8739-0416
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ustas62@bk.ru
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0002-8862-8227
[6] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8274-3622
[7] NOVATEK, Moscow, Russia; nikolay.shadchnev@novatek.ru
[8] OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; Andrey.Butkeev@jsc-arcticgas.ru
[9] OJSC ARCTIKGAZ, Novy Urengoy, Russia; ilya.soklakov@jsc-arcticgas.ru

Abstract. A new anomalous section of the Bazhenov formation was described in the territory of the Urengoy oil and gas condensate field in the northern part of Western Siberia. Article 1 presents the results of the lithological description of the core, the division of the main rocks into lithotypes, the results of granulometric and palynological analyzes. It was revealed that gray-colored sandy-clay deposits and sandy vein-like bodies are younger than the host rocks of the Bazhenov Formation, represented by black kerogen-siliceous-clay rocks. On the basis of palynological studies, as well as the similarity of the mineral and granulometric compositions of the studied sandstones with the sandstones of the Achimov strata, it was assumed that the studied clastic rocks belong to the Achimov deposits, which were intruded into the deposits of the Bazhenov Formation.

Keywords: Western Siberia; anomalous section of Bazhenov formation; mesostructures; formation model; Achimov landslide wedge

For citation: Fokin P.A., Latypova M.R., Fedyaevskiy A.G., GatovskyYu.A., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A., Shadchnev N.A., Butkeev A.S., Soklakov I.B. A model of a shear landslide wedge with subsequent hydraulic rupture as an explanation for the formation of an anomalous section of the Bazhenov formation in the north of Western Siberia. 1. Section description, lithology, palynology. *Moscow University Geol. Bull.*; 2; 33–43. (In Russ.)

Введение. Баженовская свита (БС) на территории Западной Сибири (ЗС), впервые выделенная Гурари в 1959 г., на сегодняшний день является уникальным объектом для исследования не только нефтематеринских отложений, но и нетрадиционных коллекторов нефти и газа. В центральных частях ЗС строение, состав и обстановки формирования отложений БС и ее возрастных аналогов — тутлеймской, мулымьинской свит и др. весьма хорошо изучены в связи с активным бурением и разработкой месторождений углеводородов в центральной части ЗС [Решение 6-го…, 2003, Хотылев и др., 2021]. Только в последнее время началось активное освоение северных территорий в районе ЗС и открытие новых, преимущественно газовых месторождений углеводородов. В связи с этим, новую актуальность приобретает исследование отложений БС на менее изученных северных территориях ЗС.

Отложения БС представлены в основном керогеново-глинисто-кремневыми породами, которые разделяются на пачки по литологическому составу пород [Панченко и др., 2016]. Однако также существуют и аномальные разрезы баженовской свиты (АРБ), которые ранее были описаны в центральной части ЗС [Нежданов, 1985]. К таким отложениям часто приурочены повышенные притоки углеводородов при разработке месторождений. Разные исследователи в своих работах описывают различные концепции происхождения АРБ на территории ЗС: влияние оползневых процессов [Микуленко, Острый 1968, Панченко и др., 2020, Гришкевич и др., 2019]; концепция о существовании палеоостровов [Зарипов, Сонич, 2001]; действие турбидитовых потоков и глубинных придонных течений [Ясович и др., 1979, Ясович 1981]; геомеханическая модель — всплывание пород БС из-за разности в плотностях между битуминозными кремнево-глинистыми породами БС и терригенными осадками вышезалегающей ачимовской толщи [Гришкевич и др., 2017]; флюидо-динамическая модель — внедрение пород в БС [Тимурзиев, 2013]; клавишное погружение тектонических блоков по конседиментационным разломам [Гутман и др., 2016]. На территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) (северная часть ЗС) два АРБ впервые были описаны специалистами из МГУ имени М.В. Ломоносова.

В статье 1 приводятся результаты литологического описания керна из нового АРБ, разделение основных пород на литотипы, результаты гранулометрического и палинологического анализов.

Материалы и методы. Исследуемая территория в пределах ЗС находится к юго-востоку от Обской губы в районе Уренгойского НГКМ (рис. 1).

В рамках настоящих работ было проведено литологическое описание кернового материала (24 м) из одной скважины, вскрывающей отложения из АРБ. На рис. 2. представлены несколько коробок с керновым материалом из отложений исследуемой скважины. На рисунке видно, что в керне типичных кремнево-глинистых отложений БС присутствуют не только тонкие песчаные жилы, но и “прослои” песчаников мощностью до 2 м. Для уточнения литологического состава исследуемых отложений было изготовлено 27 петрографических шлифов. Шлифы с покровным стеклом изготовлены на эпоксидной смоле, толщина составила 0,02 мм. Описание и фотографирование шлифов производилось под микроскопом Axio Scope 40 и стереомикроскопом SZX16, приобретенном по программе развития МГУ.

Изучение гранулометрического состава и сортировки песчаников литотипов III и IV, для установления их различий и особенностей формирования, проводилось в прозрачных шлифах, по методу Гацци–Дикинсона [Dickinson, 1970]. В каждом выбран-

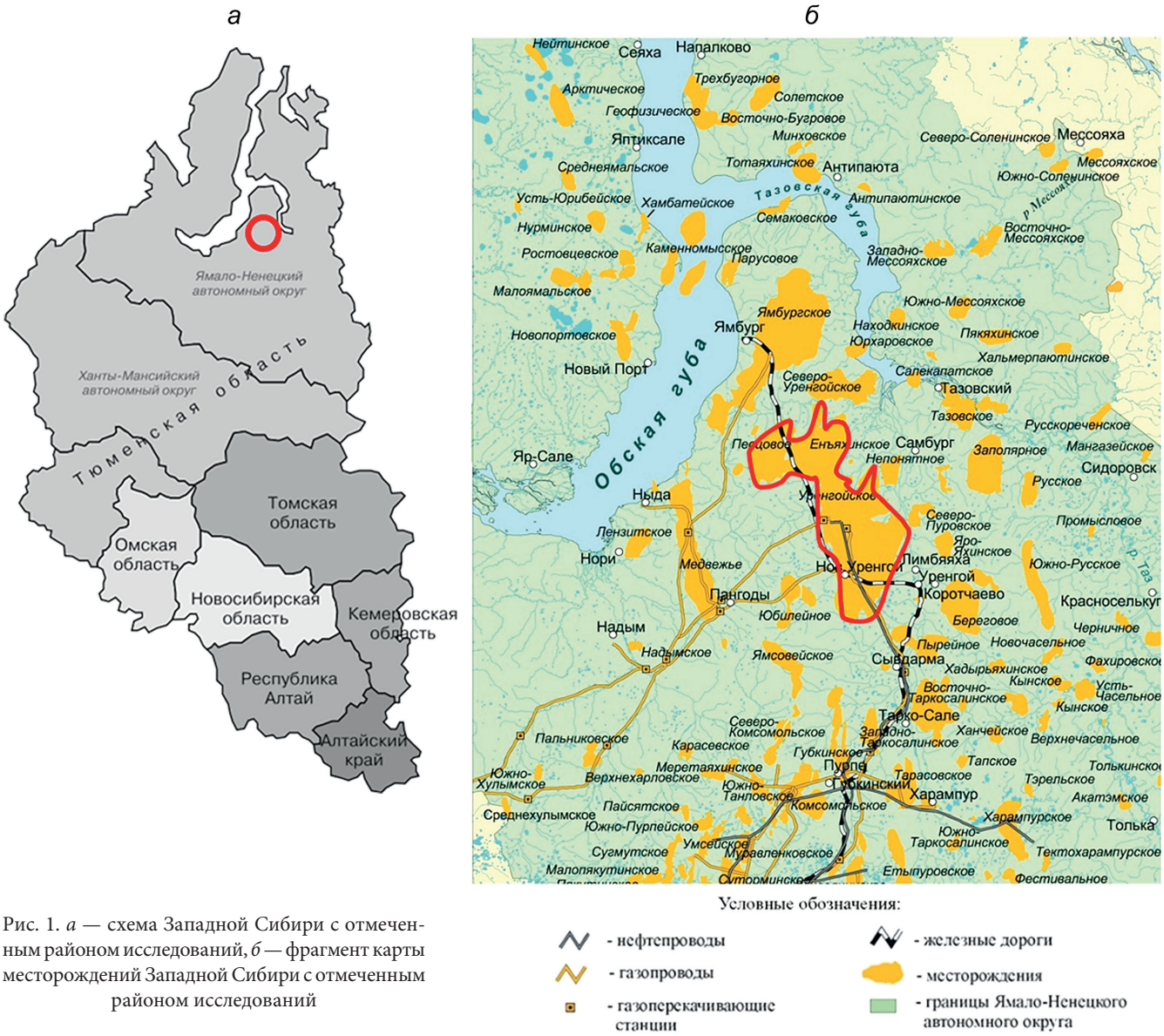


Рис. 1. *а* — схема Западной Сибири с отмеченным районом исследований, *б* — фрагмент карты месторождений Западной Сибири с отмеченным районом исследований

ном шлифе измерялись максимальные диаметры у 400 зерен , попавших в узлы сетки из параллельных линий с регулярным шагом (в зависимости от максимального размера зерен в шлифе — 0,2–0,25 мм), исключающим повторное попадание одного зерна в соседние узлы. Размер обломков выражен в единицах ф, равных отрицательному двойному логарифму максимального диаметра зерна. Графически гранулометрический состав и сортировка для обработанных образцов изображены в виде кумулятивных кривых. Численные характеристики сортировки подсчитаны по формуле Фолка–Уарда [Folk, Ward, 1957].

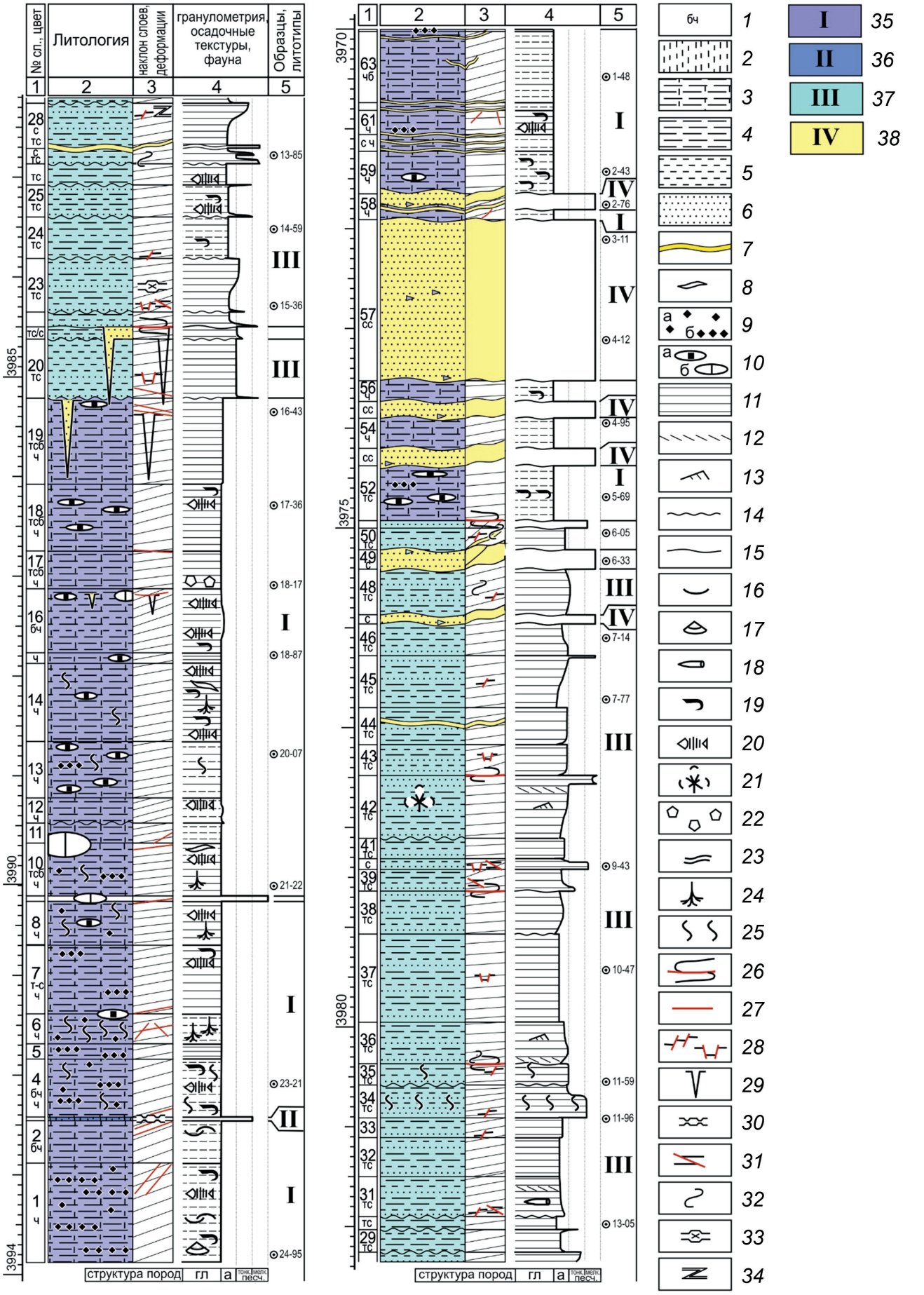
С целью установки возраста исследуемых отложений и по возможности проведения палеофациального анализа, были проведены макропалеонтологические и палинологические исследования кернового материала. Макропалеонтологические находки отобраны непосредственно из керна в процессе его литологического описания. Микропалеонтологические исследования проводились путем растворения пород и определения выделенных палеонтологических остатков. Пробоподготовка образцов керна для палинологического анализа производилась по кислотной методике с использованием соляной и плавиковой кислот для растворения минеральной части пород и азотной кислоты для окисления органического остатка. Подсчет микрофитофоссилий проводился при возможности до 200 палиноморф в микрофитопланктонной (условно автохтонной) составляющей палиноспектров и до 100 палиноморф в континентальной (аллохтонной) части. На основании полученных палеонтологических данных в исследуемых разрезах выделяется ряд палинологических биособытий, характеризующих первое или последнее появление избранных таксонов, а также фиксирующие изменения их относительных количественных характеристик. В основе палинофациальных интерпретаций лежит анализ распределения основных компонентов органомацератов — АОВ, фитокластов, палиноморф [Tyson, 1995], а также некоторые другие закономерности.

Рис. 2. Фото коробок керна из аномального разреза баженовской свиты при дневном и ультрафиолетовом свете

Результаты исследований. Исследуемые отложения АРБ, развитые на севере ЗС, значительно отличаются по литологическому составу от одновозрастных пород из центральной части ЗС. Полная литологическая колонка исследуемого кернового материала представлена на рис. 3. В целом, типичные для БС породы в этом аномальном разрезе встречаются, но они содержат больше глинистого вещества и меньше кремнезема, чем в одновозрастных породах из центральной части ЗС.

Отложения **I литотипа** на рис. 3 относятся непосредственно к породам БС и встречаются в нижней и в прикровельной частях разреза. В шлифах породы представлены кремнисто-глинистыми разностями (рис. 4). Они могут иметь тонкогоризонтальную, линзовидную и массивную текстуры. Среди основных форменных элементов в породах I литотипа изредка присутствуют скелеты радиолярий (до 1%) и неопределимые кальцисферы (0–6%). Среди обломочных зерен чаще всего встречается кварц (от 7 до 25%) и ПШ (от 2 до 10%). Среди аутигенных минералов в породах этого литотипа часто встречаются кальцит (1–2%) и пирит (15–20%).

Рис. 3. Седиментологическая колонка исследуемых отложений с отмеченными мезоструктурами и текстурными особенностями. Условные обозначения: 1 — цвет пород: бч — буровато-черный; с — серый, сс — светло-серый, тс — темно-серый, тсб — темно-серый, буроватый, ч — черный. Литология (*2–9*): *2* — радиоляриты глинистые; *3* — аргиллиты кремнистые; *4* — аргиллиты; *5* — алевролиты; *6* — песчаники; *7* — тонкие «песчаные жилы»; *8* — трещины синерезиса; *9* — микростяжения марказита: рассеянные (а) и в послойных скоплениях (*б*); *10* — конкреции: марказита (*а*) и карбонатные (*б*). Текстуры (*11–13*): *11* — параллельная слоистость; *12* — косая слойчатость; *13* — знаки ряби течений. Типы границ (*14–15*): *14* — микроразмывы; *15* — нестратиграфические границы. Палеонтологические остатки (*16–22*): *16* — двустворки; *17* — брахиоподы; *18* — белемниты; *19* — онихиты; *20* — детрит костей рыб; *21* — скопления растительного детрита; *22* — карбонатный детрит. Ихнофоссилии (*23–25*): *23* — Planolites; *24* — Chondrites; *25* — неопределимые биотурбации. Деформационные структуры (*26–34*): *26* — оползневые срывы; *27* — зеркала скольжения; *28* — микросбросы и их комбинации; *29* — нептунические дайки; *30* — будинированные слойки; *31* — микронадвиги; *32* — мелкие складки течения; *33* — ранее не описанная «бантикообразная структура» *34* — Z-образные изломы слойков. Литотипы (*35–38*): *35* — первый тип, кремнисто-глинистый; *36* — второй тип, глинисто-кремнистый; *37* — третий тип, терригенный, ритмично-слойчатый; *38* — четвертый тип, песчаниковый


№ сл., цвет
Литология
наклон слоев, деформации
гранулометрия, осадочные текстуры, фауна
Образцы, литотипы
структура пород
гл
а
точн. мелк. песч.
бч
I
II
III
IV

Гранулометрические характеристики образцов обломочных пород литотипов IV (1–4) и III (5–8)

№ п/п	Образец	Содержание фракций, %				σ_1 сортировка
		<0,05 мм	0,05–0,1 мм	0,1–0,25 мм	0,25–0,5 мм	
1	2-76	19,75	33,0	42,75	4,0	1,0225
2	4-95	23,0	34,0	41,75	1,25	1,0518
3	6-05	24,75	33,5	40,75	1,5	0,9146
4	6-33	16,25	36,75	43,5	2,5	1,0528
5	7-14	55,0	43,0	2,0	–	0,8831
6	9-43	31,25	40,0	28,75	–	1,0380
7	13-85	56,5	39,0	4,5	–	0,9141
8	15-36	30,0	25,25	44,75	–	0,8381

Породы II литотипа — глинисто-кремнистые разности, встречаются в исследуемом разрезе очень редко (рис. 3). Они отличаются от отложений, относящихся к I литотипу большим количеством кремнезема и более похожи на типичные породы БС из центральной части ЗС.

Отложения **III литотипа** (терригенные, ритмично-слойчатые) слагают в основном среднюю часть разреза (рис. 3), в шлифах они представлены преимущественно аргиллитами тонкодисперсными и мелкочешуйчатыми и алевролитами крупнозернистыми аркозовыми, с прослойками градационно-слоистых, мелко-тонко- и тонкозернистых, алевритистых песчаников. Породы этого литотипа нельзя назвать типичными отложениями БС, в них слишком большое содержание обломочной составляющей и слишком низкое содержание кремнезема и керогена.

Породы, относящиеся к **IV литотипу** распространены как в средней, так и в верхней частях разреза (рис. 3). В шлифах представлены аркозовыми песчаниками тонко-мелкозернистыми с алевритовой примесью, умеренно сортированными, неслоистыми, полимиктовыми (рис. 5). Эти песчаники состоят как правило из кварца (40–45%), ПШ (44–47%), литокластов (5–7%) метаморфических, магматических пород, слюд (6%), с поровым доломитовым цементом (10%), с пленочным хлоритовым (2–3%), с регенерационным кварцевым цементом и преобладающей цементацией вдавливанием. Присутствие отложений именно этого литотипа создает наибольшее количество вопросов к обстановкам формирования исследуемого разреза. Ведь выше по керну, аркозовые песчаники IV литотипа снова перекрываются и даже чередуются с кремнисто-глинистыми породами I литотипа (рис. 3), которые отличаются от типичных отложений БС лишь повышенными содержаниями глинистой составляющей.

Породы литотипа IV по гранулометрическому составу весьма однородны: их кумулятивные кривые на графике и располагаются очень плотно (рис. 6). Они могут быть названы как «песчаник тонко-мелкозернистый, алевритистый». Мелкопесчаная компонента составляет 40,75–43,5% породы, тонкопесчаная — 33,0–36,75%, алевритовая — 16,25–24,25%. Содержание среднепесчаных зерен (0,25–0,358 мм) не превышает 4%.

Кумулятивные кривые образцов обломочных пород литотипа III сильнее разбросаны, что свидетельствует о заметной вариации компонентов по слойкам, но все располагаются правее кривых для песчаников литотипа IV, в области более тонкозернистых пород. Гранулометрический состав пород варьирует от «песчаника мелко-тонкозернистого, алевритового» до «тонкопесчано-алевритовой породы, с примесью мелкопесчаного материала». Содержание мелкопесчаного материала меняется от первых процентов до 17,75%, тонкопесчаной составляющей — 35–55,25%, алеврита — 31,25–53,5%.

Высчитанные для образцов коэффициенты сортировки (σ_1) различаются несильно, но для образцов литотипа IV в трех случаях из четырех они немного более единицы, что соответствует приграничной зоне плохой сортировки с умеренной [McManus, 1988]. Для трех шлифов песчано-алев-

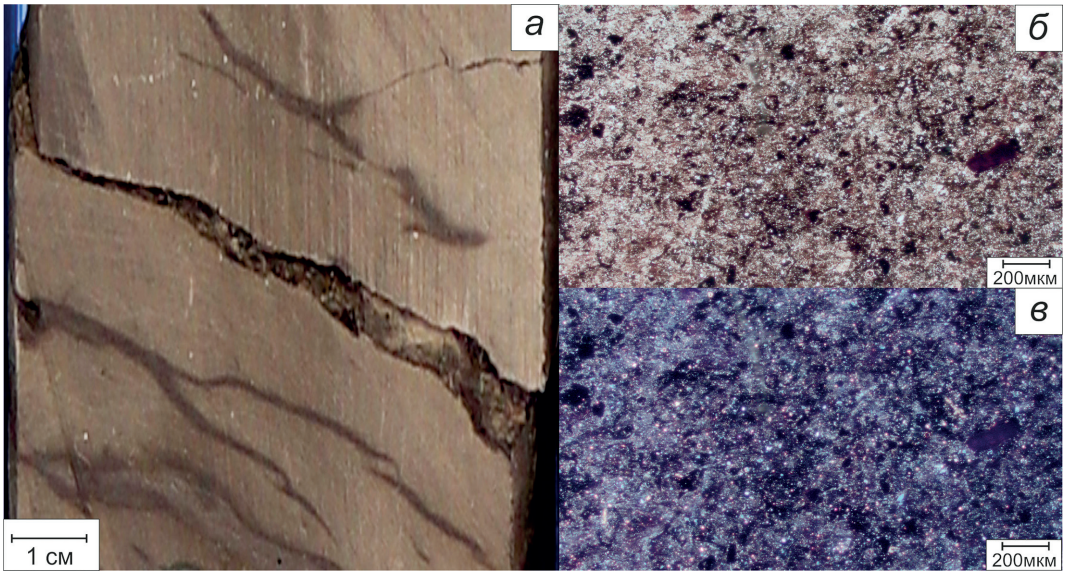


Рис. 4. Кремнисто-глинистая порода (I литотип): *а* — фотография поверхности керна, *б* — фотография породы в шлифе, *в* — фотография породы в шлифе при скрещенных николях. Размер масштабной линейки 200 мкм

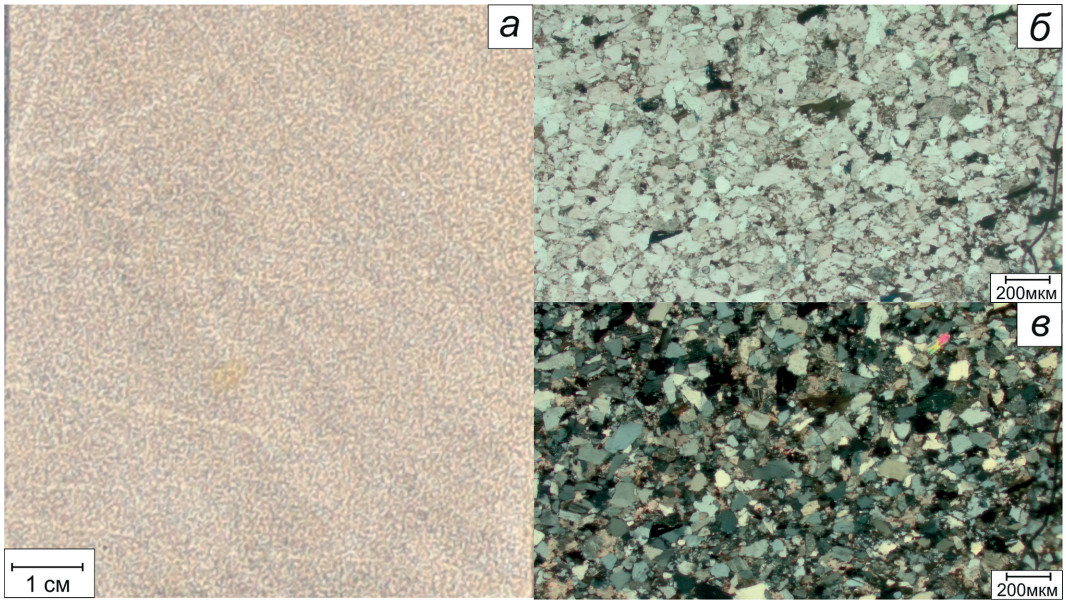


Рис. 5. Песчаник аркозовый (IVлитотип) б) фотография породы в шлифе, в) фотография породы в шлифе при скрещенных николях. Размер масштабной линейки 200 мкм

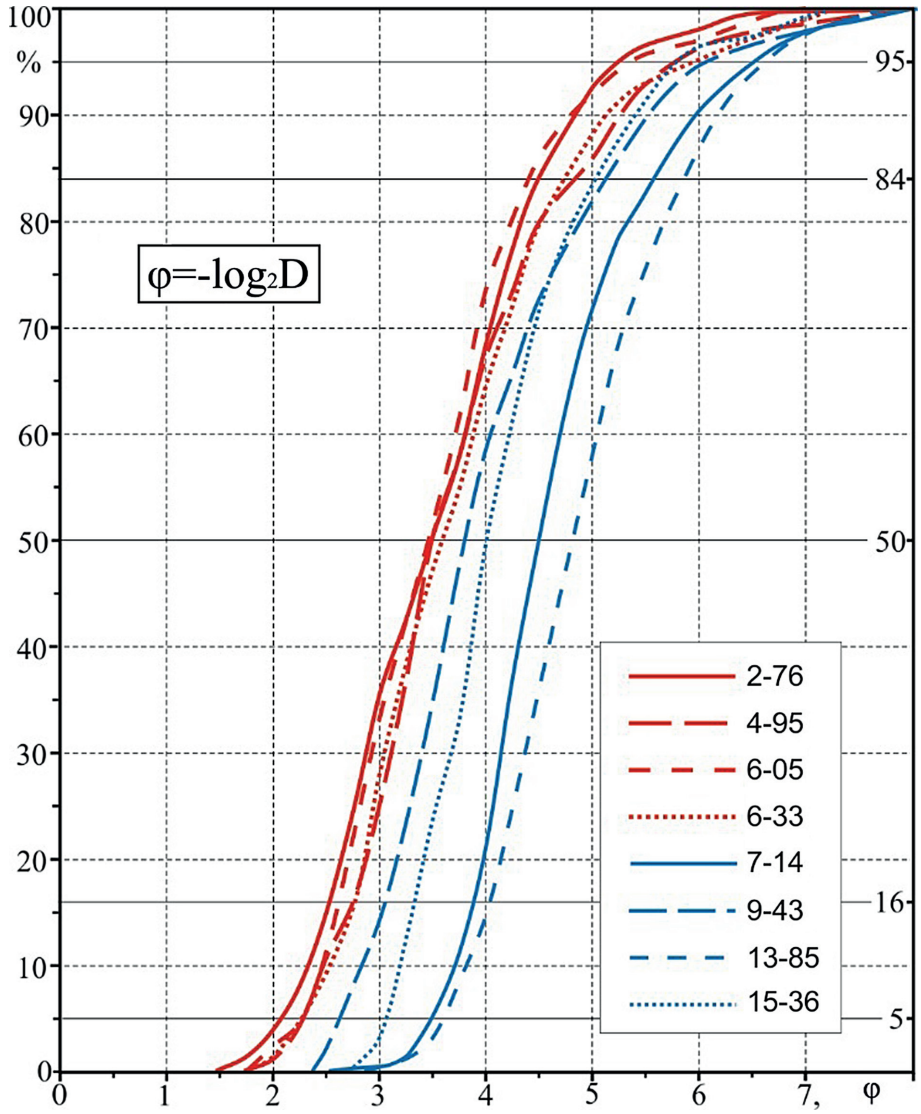


Рис. 6. Кумулятивные кривые гранулометрического состава обломочных пород АРБ. Голубым цветом показаны песчаники и алевропесчаники литотипа III, красным — песчаники литотипа IV

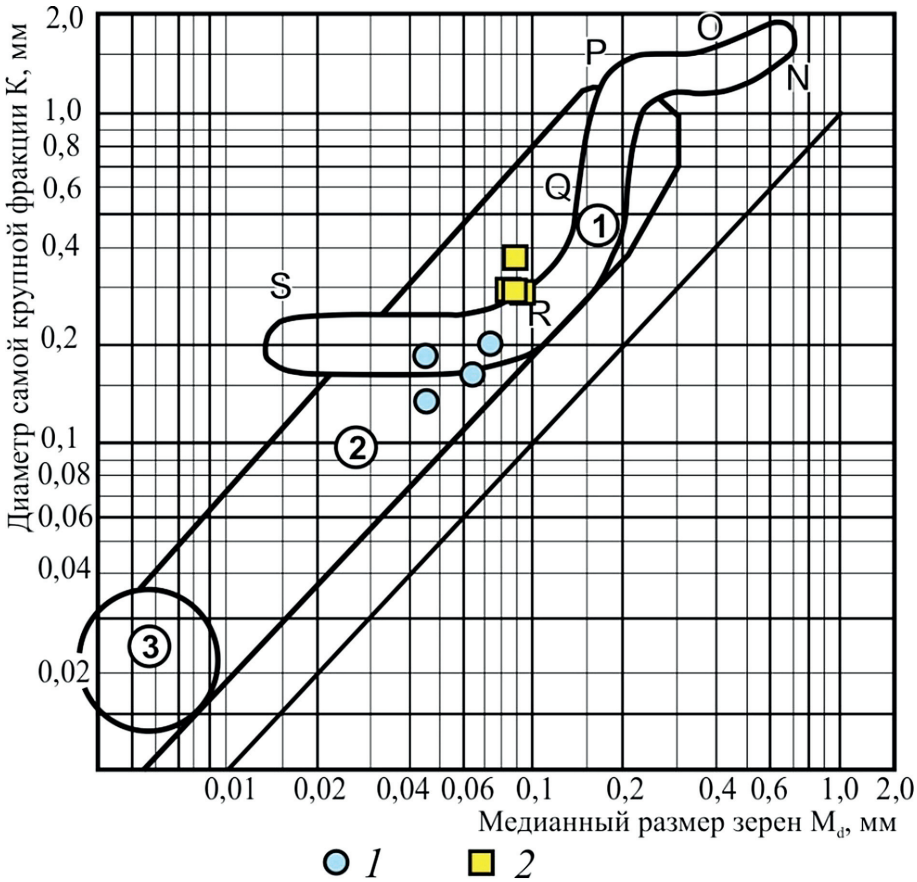


Рис. 7. Точки гранулометрических составов обломочных пород АРБ на диаграмме Пассега [по Passega, 1964, Passega, Byramgee, 1969]. Даны цифры в кружках: 1-2 — отложения: 1 — потоков, 2 — турбидитные; 3 — осадки из взвеси в спокойных водах. Интервалы между точками: N/O — осадки перекатывания; O/P — осадки перекатывания с незначительным количеством осадков взвеси; P/Q- осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания; Q/R — отложения течений со средними скоростями; R/S- однородные осадки взвеси. *1-2* — обломочные породы: *1* — песчаники и алевропесчаники литотипа III, *2* — песчаники литотипа IV

ритовых пород литотипа III σ_1 ниже единицы (сортировка умеренная) (таблица). Поскольку подсчет зерен производился в шлифах, истинная сортировка может быть лучше в обоих случаях, но все равно в породах литотипа III степень сортировки сравнительно выше, чем в отложениях IVлитотипа.

На диаграмме Пассега [Passega, 1964, Passega, Byramgee, 1969] точки гранулометрического состава пород литотипа III расположились в области, смежной для турбидитовых осадков и потоковых отложений, на отрезке RS (отложения из однородной взвеси) (рис. 7). Точки песчаников литотипа IV расположились кучно, правее и выше, т.е. в области более активных процессов осадконакопления , на границе полей отложений турбидитов и потоков средней силы (отрезок QR).

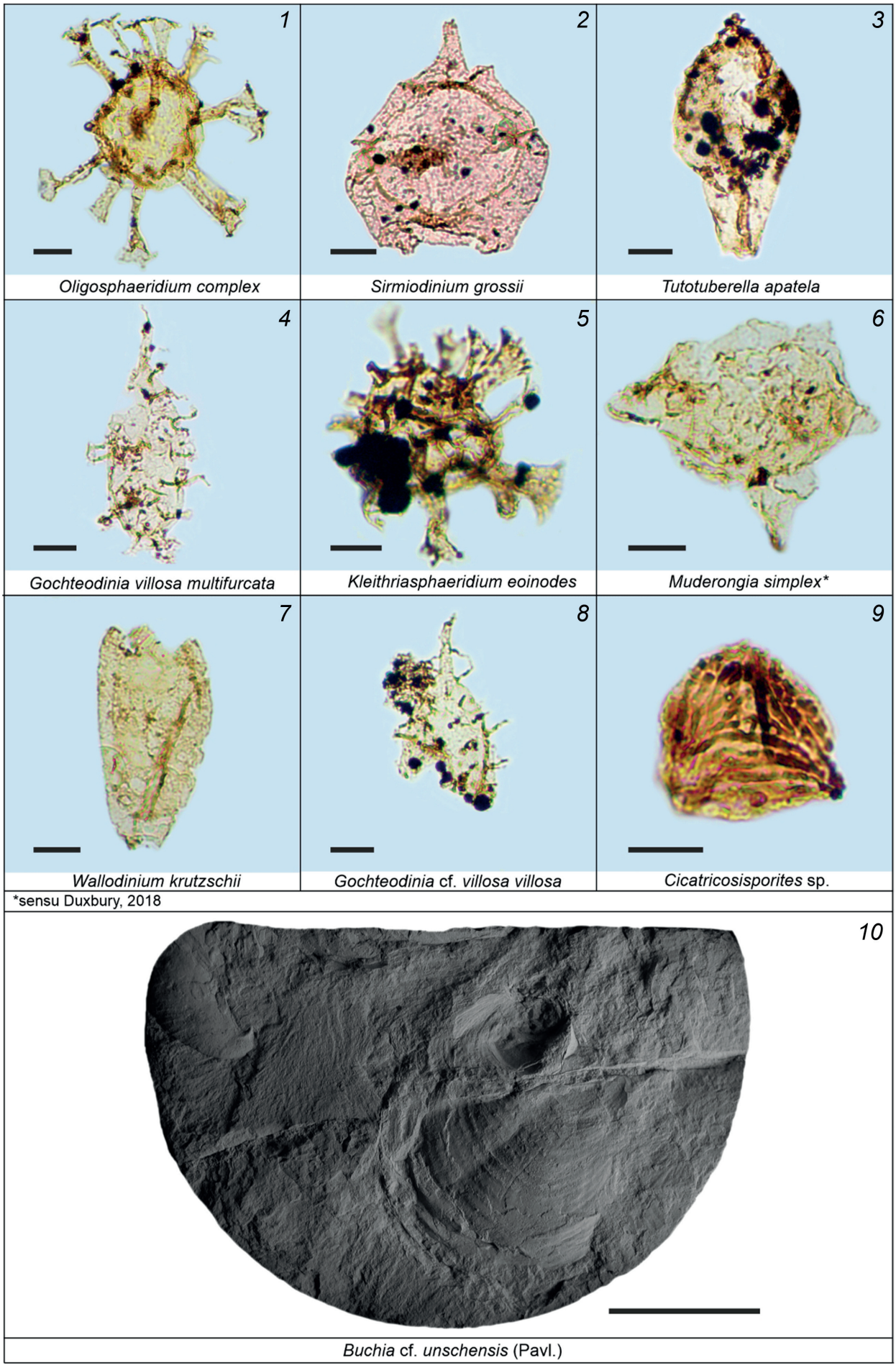
Результаты гранулометрического анализа для пород литотипа III хорошо согласуются с седиментологическими выводами: накопление осадков прирусловых валов питающих и крупных дистрибутивных каналов формируются в значительной мере из разбавленной взвеси мутьевых потоков, а вариации размерности отражают разные масштабы и другие параметры разновременных потоков.

Для песчаников литотипа IV из разных жил установлена высокая степень однородности, что может объясняться или одновременностью их образования, или из материала единого слоя. Этот материал заметно отличается более крупной размерностью и худшей сортировкой от алевропесчаников литотипа III, и он был в большом количестве (суммарная мощность «песчаных жил» превышает 3 м) перемещен к основанию подводного склона более высокоэнергетическим фактором, чем мутьевые потоки. Пониженный уровень сортировки песчаного материала и бедность первичным глинистым цементом дают основание полагать, что фактором переноса был мощный зерновой поток, а источником песка могли быть обстановки активной гидродинамики мелководных или прибрежных обстановок.

Макропалеонтология и палинология исследуемых отложений. Проведенные палинологические исследования позволили установить 2 стратиграфических уровня, отличающихся друг от друга палеонтологической характеристикой и составом органомацератов. Фотоизображения ключевых таксонов приведены на рис. 8 (1–9).

1. Нижняя часть разреза (рис. 3), которая сложена преимущественно породами I литотипа (рис. 4) соотносится с верхнеюрским (волга) — раннемеловым (нижний валанжин) интервалом. В палиноспектрах образцов доминируют празинофиты *Lancettopsis lanceolata*, *Pterospermella* spp., *Tasmanites* spp.; единично и спорадически присутствуют дино-

Рис. 8. Палиноморфы и макрофауна из исследуемого разреза; масштабная линейка для палиноморф — 10 мкм, для двустворки — 2 см; Фиг. 1, 6 — гл. 3975,67 м, фиг. 2 — гл. 3984,20 м, фиг. 3 — гл. 3991,18 м, фиг. 4, 9 — гл. 3976,24 м, фиг. 5, 7, 8 — гл. 3986,77 м, фиг. 10 — 3976,83 м


1
2
3
Oligosphaeridium complex
Sirmiodinium grossii
Tutotuberella apatela
4
5
6
Gochteodinia villosa multifurcata
Kleithriasphaeridium eoinodes
Muderongia simplex*
7
8
9
Wallodinium krutzschii
Gochteodinia cf. villosa villosa
Cicatricosisporites sp.
*sensu Duxbury, 2018
10
Buchia cf. unschensis (Pavl.)

цисты *Circulodinium* sp., *Gochteodinia* spp., *Gochteodinia villosa villosa*, *Gonyaula cysta* Group, *Hystrichodinium* spp., *Hystrichodinium pulchrum*, *Kleithria sphaeridium eoinodes* , *Oligosphaeridium* spp., *Sirmiodinium grossii*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella apatela*; споры *Leiotriletes* spp.; пыльца *Disaccites*, *Classopollis* spp., *Cycadopites* spp. Спорадичность присутствия различных таксонов диноцист не позволяет делать четких выводов о возрасте пород. Низкая степень сохранности (как следствие высокой степени деградации органического вещества (ОВ)) сильно снижает диагностический потенциал палиноморф, что приводит к широкой интерпретации стратиграфического положения исследуемых интервалов керна. Эта картина с плохой сохранностью палинологических комплексов типична для отложений БС.

В нижней части разреза в составе органомацератов доминирует аморфное органическое вещество (АОВ), в подчиненных количествах содержатся фитокласты (в основном предположительно водорослевого генезиса), в сильно подчиненных количествах присутствуют палиноморфы. Данные характеристики органомацератов соответствуют условиям дистального аноксичного шельфа/бассейна. Стратификация вод бассейна седиментации также подтверждается резким преобладанием празинофитов над диноцистами в составе морского микрофитопланктона. Исключительно по палинологическим данным максимальная степень аноксии фиксируется в подошвенной части разреза. Стоит отметить, что исследуемый разрез является неполным, подошвенная часть БС керном не представлена. С аноксичными условиями отчасти связана и высокая степень деградации ОВ и низкая степень сохранности палиноморф.

2. Больший интерес представляют породы из вышезалегающего интервала разреза, сложенного преимущественно отложениями III литотипа (рис. 3). Стратиграфическое положение этого интервала можно установить по верхней границе распространения диноцисты *Tubotuberella apatela* и нижней границе распространения *Oligosphaeridium complex*, как нижний мел, нижний валанжин. В составе палиноспектров присутствуют: диноцисты *Apteodinium* spp., *Batioladinium gochtii*, *Circulodinium* spp., *Circulodinium distinctum*, *Kallosphaeridium* sp. AE McIntyre, Brideaux 1980, *Gochteodinia villosa multifurcata*, *G. villosa villosa*, *Gonyaulacysta* Group, *Hystrichodinium* sp., *Muderongia* spp., *M. simplex*, *Oligosphaeridium* spp., *O. complex*, *Paragonyaulacysta* spp., *Sirmiodinium grossii*, *Sentusidinium* spp., *Spiniferites* ex gr. *ramosus*, *Tanyosphaeridium* spp., *T. magneticum, Tubotuberella apatela*; празинофиты *Lancettopsis lanceolata*, *Pterospermella* spp., *Tasmanites* spp.; споры *Aequitriradites* spp., *Cicatricosisporites* spp., *Couperisporites* spp., *Densoisporites velatus*, *Leiotriletes* spp. / *Cyathidites* spp., *Lycopodium sporites* spp., *Osmundacidites* spp.; пыльца *Disaccites*, *Classopollis* spp., *Cycadopites* spp.

Первое появление *Oligosphaeridium complex* в Бореальной области повсеместно фиксируется в основании валанжина или в базальной части нижнего валанжина [Davies, 1983; Haq et al., 1987; Costa, Davey, 1992; Duxbury, 2001; Weston et al., 2012; Duxbury, 2018]. Последнее появление *Tubotuberella apatela* фиксируется повсеместно в кровле нижнего валанжина или в терминальной его части [Costa, Davey, 1992; Duxbury, 2001; Duxbury, 2018].

Проведенный на основании палинологических исследований палеофациальный анализ показал, что в образце, отобранном из подошвенной части верхнего интервала разреза в составе органомацератов доминирует АОВ, в подчиненных количествах содержатся фитокласты, в основном , предположительно водорослевого генезиса , в сильно подчиненных количествах присутствуют палиноморфы. Данный тип органомацерата характеризует условия дистального аноксичного шельфа/бассейна. На это же указывает высокое соотношение празинофиты/диноцисты.

Однако выше по разрезу, в образцах, отобранных с глубин 3980,12 м и 3976,24 м, в составе органомацератов доминируют фитокласты, сильно деградированные, переходящие в АОВ, в подчиненных количествах содержатся палиноморфы. Данное распределение характеризует дистальный дизоксичный шельф или бассейн, включая турбидитовые системы с дизоксичным окислительно-восстановительным режимом.

Еще выше по разрезу, но уже на глубине 3975,67 м в составе органомацерата доминируют фитокласты, частично деградированные (средней степени), в подчиненных количествах палиноморфы и рассеянное АОВ. С учетом парагенетической последовательности обстановка осадконакопления интерпретируется как турбидитовый канал (терраса — внутренняя часть прируслового вала).

Таким образом, в целом рассматриваемый интервал в палеофациальном отношении интерпретируется как постепенный переход от дистального бассейна с аноксичным окислительно-восстановительным режимом к турбидитовой системе с окислительным редокс-режимом в раннем валанжине. Турбидитовая система также подкреплена градационными микротекстурами в шлифах из отложений III литотипа.

При описании макропалеонтологических находок из исследуемого разреза в аргиллитах III литотипа с глубины 3976,83 м была выявлена единичная двустворка *Buchia* cf. *unschensis* (Pavl.) (рис. 8). Этот вид двустворок распространен в стратиграфическом интервале зон Craspedites subditus — C. nodiger верхневолжского подъяруса — Praetollia maynci — Hectoroceras kochi рязанского яруса, что соответствует титонскому — берриасскому возрастам по общей стратиграфической шкале.

В итоге в исследуемых породах наблюдается перекрывание титон-берриасскими керогеново-

кремнисто-глинистыми породами БС ачимовских, вероятно валанжинских песчано-глинистых отложений, что является нарушением закона Стенона о порядке образования слоев [Стенон, 1957].

Подобное суждение о более молодом возрасте песчаных тел в аномальных разрезах БС ранее было высказано в работе [Панченко и др., 2020], но на примерах других отложений из центральной части ЗС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О. и др. Опыт петрофизического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири // Литосфера. 2019. Т. 19, № 2. С. 209–227. URL: https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-209-227.

Гутман И.С., Качкина Е.А., Саакян М.И. и др. Аномальные разрезы баженовской свиты и ачимовские клиноформы как результат, соответственно, разломной и пликативной тектоники // Недропользование XXI век. Науки о Земле. 2016. № 3. С. 70–81.

Зарипов О.Г., Сонич В.П. Новый тип разреза баженовской свиты и перспективы увеличения извлекаемых запасов на территории деятельности ОАО «Сургутнефтегаз» // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО — Югры: Материалы IV науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2001. С. 143–153.

Микуленко К.И., Острый Г.Б. Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 5. С. 11–18.

Нежданов А.А., Туманов Н.Н., Корнев В.А. Аномальные разрезы баженовской свиты и их сейсмогеологическая характеристика // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии (Тр. ЗапСибНИГНИ). Тюмень, 1985. С. 64–71.

Панченко И.В., Гатина Н.Н., Вишневская В.С. и др. О постседиментационной природе аномальных разрезов баженовской и георгиевской свит (Западная Сибирь) по результатам литологии, биостратиграфии и корреляции новых керновых данных // Материалы X Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии», г. Магадан, 20–25 сент. 2020. С. 201–205.

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.

Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложения Западной Сибири. Новосибирск, 2003. 148 с.

Стенон Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 158 с.

Тевелев Ал. В. Структурная геология и геологическое картирование: Курс лекций: Учебно-методическое пособие. Тверь: ГЕРС, 2012. 292 с.

Тевелев Арк. В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 254 с.

Хотылев О.В., Гатовский Ю.А., Балушкина Н.С. и др. Модели седиментации баженовской высокоуглеродистой формации в зоне развития тутлеимской и баженовской свит // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 120–131. URL: https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.11.

Ясович Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья // Геолого-геохимические условия формирования зон нефте- и газонакопления в мезозойских отложениях Западной Сибири. Тюмень, 1979. С. 132–135.

Ясович Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья // Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 166. Тюмень, 1981. С. 51–60.

Costa L.I., Davey R.J. Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System // Powell A.J. A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman & Hall, 1992. P. 99–131.

Davies E.H. The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, arctic Canada // Geological Survey of Canada. Bulletin. 1983. № 359. P. 1–59.

*Dickinson W.*R. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose // J. Sediment. Petrology. 1970. Vol. 40. P. 695–707.

Duxbury S. Berriasian to lower Hauterivian palynostratigraphy, U.K. onshore and Outer Moray Firth // Micropaleontology. 2018. Vol. 64, № 3. P. 171–252.

Duxbury S. Palynological zonation scheme for the Lower Cretaceous // United Kingdom Sector, Central North Sea. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., Stuttgart. 2001. Vol. 219. P. 95–137. DOI: 10.1127/njgpa/219/2001/95.

Folk R.L., Ward W. Brazos River bar: a study in significance of grain size parameters // J. Sediment. Petrology. 1957. No. 27. P. 3–26.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. Issue 4793. P. 1156–1167.

McManus J. Grain size determination and interpretation // Tucker M. (ed.) Techniques in Sedimentology. Blackwell Science Publications, 1988. 394 p.

Passega R. Grain size representation by CM pattern as a geological tool // J. Sedimentary Petrology. 1964.Vol. 34, № 4. P. 830–847.

Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. Vol. 13. P. 233–252.

Ramsay, J.G., Huber, M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain Analysis. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press, 1983. 700 p.

Tyson R.V. Sedimentary Organic Matter. Chapman & Hall, 1995. 543 p.

Weston J.F., MacRae R.A., Ascoli P. et al. A revised biostratigraphic and well-log sequence-stratigraphic framework for the Scotian Margin, offshore eastern Canada // Can. J. Earth Sci. 2012. Vol. 49. P. 1417–1462. https://doi.org/10.1139/e2012-070.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК [551.583:551.35](262.5.04)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-44-59

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЕ В ГОЛОЦЕНЕ

Софья Ивановна Меренкова[1]✉, Людмила Васильевна Малахова[2], Владимир Евгеньевич Иванов[3], Татьяна Владимировна Малахова[4], Николай Иванович Бобко[5], Сергей Викторович Капранов[6]

[1] Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-3204-4393
[2] ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия; malakh2003@list.ru, https://orcid.org/0000-0001-8810-7264
[3] ООО Севастопольский институт геодинамики и инженерно-технических изысканий, Севастополь, Россия; vladiwolf@gmail.com
[4] ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия; t.malakhova@imbr-ras.ru, https://orcid.org/0000-0002-9653-7341
[5] ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия; ni.bobko@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0002-3825-7325
[6] ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия; sergey.v.kapranov@yandex.ru,https://orcid.org/0000-0001-5614-065X

Аннотация. Получены данные по содержанию петрогенных и рассеянных (включая редкоземельные) элементов в голоценовых отложениях Севастопольской бухты дотехногенного этапа ее развития. Выявлены аномалии обогащения Ag, Au, Hg, Pb и повышенные в отдельных слоях содержания Cu, Zn, Cd, Sn, Sb. Данные особенности по-видимому обусловлены сульфидной минерализацией в области денудации, а также возникновением специфических геохимических барьеров (гидродинамического) в периоды смены палеогеографических обстановок. Значения отношений элементов, чувствительных к смене типа выветривания, позволили установить черты климата в области денудации. Так, во время накопления толщи лагунно-лиманных отложений, происходило относительное потепление и гумидизация, при этом пограничные отложения толщи фиксируют более сухие и холодные условия в самом начале и завершении ее формирования. Следующий этап начинается с потепления (отсутствие проб в нижней и средней части не позволяет проследить далее преобладающие обстановки), но затем, в джеметинское время, отмечается похолодание и аридизация. Пики относительного повышения солености согласуются с несколькими предполагаемыми периодами аридизации. Эти построения вписываются в общую региональную картину изменения климата юго-западного Крыма и Черноморского региона в интервале 9,5–3,0 тыс. лет назад.

***Ключевые слова*:** голоцен; петрогенные и рассеянные элементы; реконструкция палеоклимата; Севастопольская бухта

***Для цитирования*:** *Меренкова С.И., Малахова Л.В., Иванов В.Е., Малахова Т.В., Бобко Н.И., Капранов С.В.* Геохимические особенности осадконакопления в Севастопольской бухте в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2023. № 2. С. 44–59.

RECONSTRUCTION OF PALEOCLIMATIC FACETS OF SEDIMENTATION IN SEVASTOPOL BAY BASED ON GEOCHEMICAL DATA

Sofia I. Merenkova[1]✉, Ludmila V. Malakhova[2], Vladimir E. Ivanov[3], Tatiana V. Malakhova[4], Nikolay I. Bobko[5], Sergey V. Kapranov[6]

[1] Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru
[2] Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; malakh2003@list.ru
[3] Ltd Sevastopol Institute of Geodynamics and Engineering-Technical Researches, Sevastopol, Russia; vladiwolf@gmail.com
[4] Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; t.malakhova@imbr-ras.ru
[5] Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; ni.bobko@yandex.ru
[6] Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; sergey.v.kapranov@yandex.ru

Abstract. Data on the abundance of petrogenic and trace elements (including rare earth elements) in the Quaternary deposits of Sevastopol Bay at the pre-technogenic stage of its development were obtained. Anomalies in the enrichment with Ag, Au, Hg, Pb and elevated levels of Cu, Zn, Cd, Sn, Sb in some layers were discovered. These features are apparently due to sulfide mineralization in the denudation area and the emergence of specific geochemical barriers (hydrodynamic and, possibly, saline ones) in the periods of changes in the paleogeographic environment.

The ratios of the contents of elements sensitive to the change in the weathering type made it possible to establish the climate characteristics in the source area. During the accumulation of the liman deposits, relative warming and humidization took place, with the boundary strata of this period evidencing drier and colder conditions at the very beginning and completion of the deposit formation. The marine stage begins with warming (the lack of samples in the lower and middle parts does not allow us to trace further the prevailing conditions), but cooling and aridization are observed later on. These constructions fit into the general regional picture of climate change in the southwestern Crimea in the interval of 9.5–3.0 thousand years ago.

***Keywords*:** holocene; petrogenic and trace elements; paleoclimate reconstruction; Sevastopol Bay

***For citation*:** Merenkova S.I., Malakhova L.V., Ivanov V.E., Malakhova T.V., Bobko N.I., Kapranov S.V. Reconstruction of paleoclimatic facets of sedimentation in Sevastopol Bay based on geochemical data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 44–59. (In Russ.).

Введение. Систематические исследования голоценовой истории Черноморского региона позволили получить информацию об изменениях уровня Черного моря [Свиточ, 2008; Балабанов, 2009; Nevessky, 1970; Pirazzoli, 1991; Balabanov, 2007; Fouache et al., 2012], его солености, влияния этапов соединения и водообмена с Мраморным морем, связанными с этими событиями перестройками фаунистических сообществ [Манушкина и др., 2006; Ковалева и др., 2017; Ivanova et al., 2007, 2012], связи палеоокеанологических и климатических событий [Болиховская и др., 2016; Martin et al., 2007; Martin, Yanko-Hombach, 2011]. Выполнены климатические реконструкции по данным палинологических исследований [Bottema et al., 1995; Wick et al., 2003; Connor and Kvavadze, 2008; Litt et al., 2009; Shumilovskikh et al., 2012; Bolikhovskaya et al., 2018; Marret et al., 2019], в том числе — для Гераклейского полуострова [Cordova, Lehman, 2005].

История формирования Севастопольской бухты напрямую связана с развитием Черноморского бассейна, его трансгрессивных/регрессивных этапов, а также региональными и глобальными климатическими изменениями. Это делает осадочные породы бухты ценным источником информации о прошлой динамике окружающей среды и климата в регионе. Изучение геохимических особенностей отложений Севастопольской бухты позволяет взглянуть на климатическую историю региона через влияние на седиментогенез. Помимо непосредственно представления о химическом составе отложений, содержании и особенностях распределения элементов, результаты исследований могут дать информацию о палеогеографических изменениях, происходивших в голоцене на данной территории и определить их место в региональных климатических событиях. В 2013 г. появилась возможность получить данные о химическом составе донных осадков в колонке общей мощностью 29 м (от поверхности дна до скального основания), полученных в ходе геологических изысканий в центральной части бухты.

Характеристика района исследования. Южная береговая линия Севастопольской бухты соответствует северной границе Гераклейского полуострова. Бухта широтного простирания врезана в сарматские известняки на глубину до 40 м, имеет длину 7 км, ее ширина меняется от 1300 м на западе до 700–800 м на востоке и представляет собой затопленную морем нижнюю часть древней долины р. Черная. В формировании основных черт рельефа большую роль сыграли дизъюнктивные дислокации. Низовья р. Черной заложены по разлому северо-западного направления, а очертания Севастопольской бухты определены грабеном с признаками правосторонних сдвиговых деформаций [Мысливец и др., 2013].

Вследствие малых вертикальных градиентов солености Севастопольская бухта является слабостратифицированной. Соленость в поверхностном слое составляет 17–18‰ (в придонном слое на 0,45‰ выше) [Акватория…, 1999; Иванов и др., 2006]. При этом происходит опреснение поверхностных вод бухты стоком р. Черная. С речным стоком поступает значительное количество аллохтонных органических и минеральных веществ, в том числе биогенных элементов и загрязняющих веществ [Овсяный и др., 2001]. Несмотря на влияние речного стока на термохалинную структуру, основным фактором, формирующим циркуляцию вод бухты, является ветер, вследствие воздействия которого изменение пространственного распределения температуры и солености наступает в течение нескольких часов [Иванов и др., 2003; Михайлова, Шапиро, 2005]. Под влиянием преобладающих над акваторией бухты восточных ветров формируется поверхностное дрейфовое течение, направленное вдоль бухты с востока на запад. Также между входными молами обнаружены течения, направленные в бухту и обратно, которые могут эродировать дно, углубляя его [Немировский, Еремин, 2003].

Несмотря на довольно частые штормовые ветры, максимальные высоты волн в Севастопольской бухте не превышают 2,0 м [Алексеев и др., 2012] — это наиболее интенсивное волнение при западном ветре вследствие разгона в северо-западной части Черного моря (волны проникают в акваторию бухты между заградительными молами). При южном ветре сказывается экранирующее действие Гераклейского п-ова, поэтому высоты волн на входе в бухту составляют 1 м, при северном же ветре они достигают 2 м, но в обоих случаях на большей части акватории преобладают высоты волн 0,1–1 м. При восточном ветре разгон волн происходит только в пределах Севастопольской бухты, поэтому высоты волн в основной части ее акватории составляют 0,5–0,7 м [Алексеев и др., 2012]. Необходимо также отметить, что штилевое состояние поверхности бухты прак-

тически отсутствует из-за интенсивного движения судов — «корабельные волны» могут образовываться ежедневно, высота их достигает 0,5–0,7 м.

Суточная продукция углерода в Севастопольской бухте достигает 1,0–2,0 г сухого вещества/м^3, а биомасса зоопланктона часто превышает его среднюю биомассу в открытых районах Черного моря в 5–10 раз (в поверхностном слое Черного моря содержится в среднем 3–4 мг/дм^3 сухого ОВ) [Сорокин, 1982]. Этому способствует поступление биогенных элементов из речных и различного рода сточных вод. В зонах экстремального загрязнения морской среды неочищенными сточными водами уровень загрязнения донных отложений органическим веществом антропогенного генезиса резко повышается — его содержание достигает около 6%, что сопоставимо с содержанием органического углерода в техногенных илах Севастопольской бухты, а также отмечается существенное изменение гранулометрического состава донных отложений в зоне воздействия сточных вод: характерно увеличение мелкодисперсной части (алеврито-пеллитовой) в литоральной зоне шельфа [Орехова, Овсяный, 2020].

На большей части площади бухты поверхностный слой донных осадков представлен антропогенно измененными илами. Для изучения современных отложений верхних слоев толщи осадков Севастопольской бухты применены радиотрассерные методики датировки с использованием техногенных радионуклидов, поступивших в экосистему Севастопольской бухты вследствие ядерных инцидентов, рассчитаны скорость седиментации взвешенного вещества и скорость современного осадконакопления, составляющая в разных районах бухты от 2,4 до 9,3 мм/год [Егоров и др., 2018].

Материалы и методы. Материалы получены в результате бурения в 2013 г. с понтона в акватории Севастопольской бухты. Скважина (№ 6) пробурена на расстоянии 240 м от причала, в точке с координатами 44°37’17,68» с.ш., 33°33’10,13» в.д. и глубиной от поверхности воды 17 м (рис. 1). В данном исследовании использовались только отложения дотехногенного этапа (исключены 1 м техногенно-морских осадков и 2 м морских илов их подстилающих), начиная с 3 м от поверхности дна (15 образцов) (рис. 1). Пробы были отобраны из средней (внутренней) части керна для исключения возможности техногенного загрязнения. Для исследований выбраны образцы ненарушенной структуры, ориентировочным размером 5×5 см. Определение концентраций элементов проводили на базе НОЦКП «Спектрометрия и Хроматография» ФИЦ ИнБЮМ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре PlasmaQuant MS Elite (AnalytikJena AG, Германия), Hg — атомно-абсорбционным методом «холодного пара» на анализаторе ртути «Юлия-2» (Россия). Были определены: петрогенные (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe) и рассеянные (F, Be, S, B, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), включая РЗЭ (Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

Содержание элементов F и S определяли полуколичественно (без градуировочных кривых) на основании полученных сигналов, соответствующих массам этих изотопов, и специальных аппроксимирующих формул для данного прибора, включающих в себя сигналы элементов-аналитов. При таком виде анализа погрешность обычно составляет не более 50% [Chenetal., 2008; Krzciuk, 2016].

При анализе методом ИСП-МС образцы проб сушили при 105 °С, растирали в фарфоровой ступке и просеивали через сито с размером ячеи 0,1 мм. Навеску пробы массой 0,1 г заливали 4 мл 67%-ной азотной кислоты (осч, *Ленреактив*, Санкт-Петербург), дополнительно очищенной изопиестической дистилляцией в аппарате для очистки кислот DST-1000 (*Savillex*, США), и нагревали в автоклаве при 120 °С в течение 1,5 ч. Азотнокислый экстракт разбавляли деионизированной водой таким образом, чтобы конечный коэффициент разбавления в аналитической пробе составлял 1000 мл·г$^{-1}$сух. в.

Литолого-стратиграфическая характеристика. В соответствии с описанием В.Е. Иванова [2014], отложения, вскрытые скважиной № 6 представлены (снизу-вверх):

1. Аллювиальные отложения (по-видимому, верхнеплейстоценовые). Гравийно-галечные грунты (коэффициент окатанности 2–3), переслаивающиеся с дресвяно-щебенистыми суглинками. Максимальная мощность на разведанную глубину превышает 20 м, дочетвертичные отложения вскрыты не были.

2. Толща лагунно-лиманных образований. Заторфованные илы с остатками древесины. Мощность достигает 7,1 м.

3. Светло-серые терригенные илы с морской фауной двустворчатых моллюсков (*Mytilus* и др.). Соответствуют дотехногенному, природному этапу развития Севастопольской бухты (как и вышеописанные отложения). Максимальная мощность — около 16 м. Исследователями [Бондарев и др., 2015] не было обнаружено в центральной части бухты литологических признаков воздействия фанагорийской регрессиии нимфейской трансгрессии — илы литологически однородны.

4. Толща техногенно-морских морских осадков. Черные и темно-серые илы с резким запахом сероводорода. Как правило, имеют текучую и текучепластичную консистенцию. Данные отложения — ввиду высокого влияния на их формирования антропогенного фактора — в нашем исследовании не изучались.

Границы между толщами четко проявлены и свидетельствуют о достаточно быстром и резком характере изменения литофаций.

Обоснование стратиграфического расчленения разреза на основании малакофаунистического анализа было выполнено И.П. Бондаревым [2015]

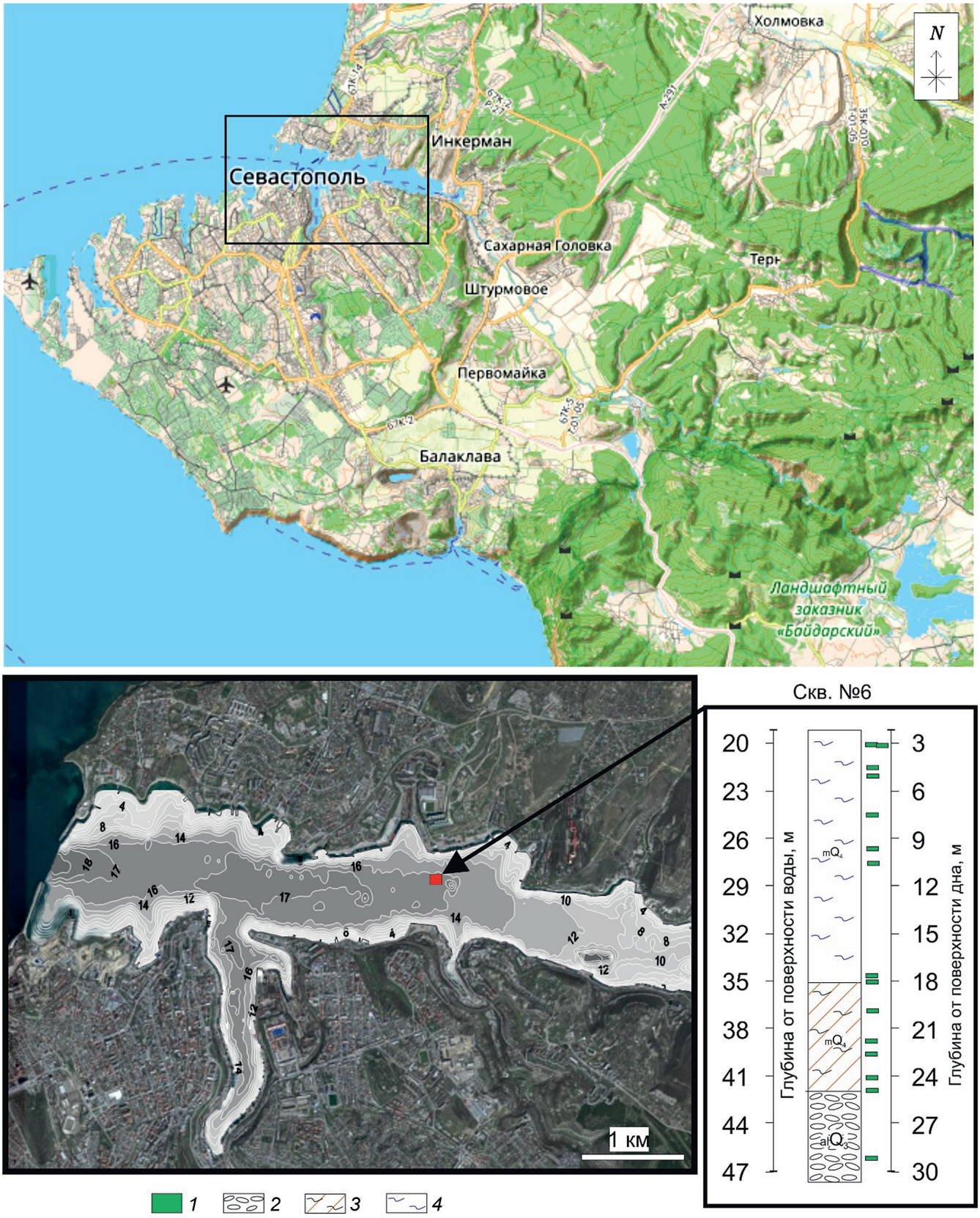


Рис. 1. Местоположение и характеристика разреза. Расположение участка буровых работ на схеме с указанием батиметрии и колонка вскрытых скважиной четвертичных отложений дотехногенного этапа. 1 — участки отбора проб в колонке, 2 — дресвяно-щебневые и гравийно-галечные отложения с супесчаным заполнителем ($_{al}Q_3$), 3 — илы темно-серые, обогащенные органическими остатками, с фауной морских моллюсков, 4 — илы светло-серые с фауной морских моллюсков.

и базируется на комплексах моллюсков согласно схеме, предложенной Л.А. и Е.Н. Невесскими [1960]. В связи с особенностями малакофаунистического комплекса (состав и состояние раковин моллюсков в совокупности с характерным обогащением органикой), И.П. Бондарев и соавторы [2015] относят базальные морские слои к каламитскому (Q_4kl) этапу формирования бассейна. Вышележащие же морские илы с морской фауной двустворчатых моллюсков, по мнению исследователей, накапливались в джеметинский этап развития бассейна и перекрываются только современными илами.

При этом в толще лагунно-лиманных образований, обогащенных органическими остатками, был найден фрагмент древесины (35,2–35,5 м от поверхности моря, горизонт 18,2–18,5 м от поверхности дна). Установленный в Лаборатории географии и эволюции почв Института географии (ИГАН) РАН радиоуглеродный возраст фрагмента составил 8540±120 лет [Малахова и др., 2014]. Калиброванный возраст (пересчитан в программе OxCal, использована IntCal20) составляет 7314 кал. л. до н.э. В связи с такими противоречиями, неоднозначное возрастное расчленение разреза будет подробнее обсуждаться далее.

Результаты исследований и их обсуждение. ***Геохимическая характеристика.*** Полученные количественные данные по содержанию элементов (таблица) рассматривались как по отдельности, в качестве индикаторов (Cu, Zn, Al/K, Al/Na, ΣРЗЭ$_{Ce}$/ΣРЗЭ$_{Y}$ — преобладание аридного/гумидного выветривания, температурных изменений на водосборной суше, Sr/Ca — изменение солености), так и в совокупности (рис. 2, 3). Составлена матрица корреляции.

Генетические связи между элементами. В первую очередь, следует отметить, что породы содержат большое количество Ca — от 5,9% до 20,2% (кларковые содержания для глин и глинистых сланцев составляют 2,2%, для карбонатных пород — 27,4% [Григорьев, 2009]). Форма нахождения не определялась, но можно предположить, что в морских слоях (где и достигается максимальное содержание до 20%) большая часть представлена макроскопически плохо различимыми обломками раковинного детрита. Тем не менее, в результате расчетов коэффициентов корреляции, достоверная зависимость содержания Ca устанавливается только со Sr (коэффициент корреляции 0,9), причем для стронция ситуация аналогичная — Sr, по-видимому, нацело входит в карбонатную фазу, что является характерным и ожидаемым для данного элемента поведением. Таким образом, можно утверждать, что карбонат оказывает только «разбавляющее» действие и не влияет на содержание других элементов.

Далее на основании коэффициентов корреляции (≥0,8) были выделены следующие группы (без РЗЭ).

1 группа: Si, Al, K, Na, Fe, Mg, P, Be, F, S, B, V, Cr, Ni, Ga, Ge, As, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

Al коррелирует с: Mg, K, Fe, Be, B, V, Ga, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

K: Na, Al, Si, Fe, Mg, P, Be, F, B, V, Cr, Ni, Ga, Ge, As, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

Si: F, Na, Mg, S, B, K, Rb, Te.

Примечательно, что S коррелирует только с Si и F, в меньшей степени (0,7) с B и K.

В данной группе объединились элементы, взаимосвязанные за счет нахождения в силикатной фазе (глинистые минералы, КПШ и т.д.).

Основные массы Fe связаны, в данном случае, по-видимому, с глинистым материалом. Th также как правило тяготеет к тонкой глинистой части, Cs характерен для каолинита и смешанослойных минералов, Rb изоморфно замещает калий в калишпатах и слюдах (причем КПШ беднее Rb, чем слюды), для Ga характерна тесная геохимическая связь с Al (что ведет к его концентрации в каолините), F также может входить в глинистую фазу (монтмориллонит и гидрослюды) [Юдович, Кетрис, 2011]. As эффективно поглощается гидроксидами Fe и также находится в составе терригенного материала. Cr связан с глинистыми и железистыми минералами, а также КПШ.

2 группа: Mn, Ba, Ti, Zr, Co, Nb, Pd, Hf, (Ag).

Ti коррелирует с: Mn, Zr, Pd, Ba, Hf.

Ba: Ti, Zr, Nb, Pd, Hf, в меньшей степени (0,7) — Mn, Co.

Zr: Ti, Co, Nb, Pd, Ba, Hf.

Ag слабо (0,6) коррелирует только с Ti и Hf.

В этой группе представлены элементы, также связанные с обломочным материалом, но другого минерального состава и размерности: титан- и цирконий содержащие минералы тяжелые и тяготеют к источнику сноса. Ti и Zr –кластофильные элементы, в морской седиментации Ti выступает как инертный элемент-индикатор обломочного материала — либо терригенного, либо вулканогенного [Юдович и др., 2018]. Hf входит в цирконы благодаря изоморфному замещению Zr. В одном из исследований терригенных пород кайнозоя Белоруссии и Прибалтики было отмечено, что «в глубоководных зонах палеогенового моря титан образует прочные связи с Mn, что практически не наблюдается в прибрежных зонах», а также связь содержаний Ti с количеством ильменита (что логично) и содержанием Zr [Аношко, Лукашев, 1984]. В случае осадков Севастопольской бухты, мы тоже наблюдаем корреляцию Mn не с Fe, а именно с Ti, при этом, напротив, в мелководной фации. Однако, это не отменяет того, что возможной причиной связи является ильменит или титаномагнетит, содержащие примеси Mn.

3 группа: Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, Sb, Hg.

В данной группе ряды корреляции аналогичны, все элементы взаимосвязаны. Вариации их содержаний будут более подробно рассмотрены ниже.

Также между собой коррелируют Se, W, Re. Au коррелирует только с Pt. Корреляционных связей не было выявлено для Mo — его распределение

Химический состав осадков Севастопольской бухты (г/т)

Глубина отбора от поверхности дна, м	Be	B	F	Na	Mg	Al	Si	P	S
3,0	1,09	33,68	53,35	4810,90	5420,09	19604,46	2956,46	353,66	8315,74
3,1	1,12	34,54	76,68	5221,52	5857,82	24068,56	3148,21	357,68	13856,34
4,5	1,06	34,72	79,10	4957,75	5699,73	21023,98	3077,47	335,33	14185,07
5,0	0,50	16,64	39,18	2301,22	2796,30	15806,84	1520,66	174,02	7983,95
7,5	0,94	32,07	79,55	4557,61	5123,96	17782,84	2755,86	369,19	16230,79
9,5	0,50	16,84	46,31	2426,85	2931,39	9738,18	1571,65	314,21	7970,81
10,5	0,48	17,56	55,79	2128,82	3082,84	11523,79	1439,67	194,28	7785,37
17,5	0,23	6,74	29,09	556,16	1870,12	12447,13	1178,87	77,64	5099,17
18,1	0,29	8,69	44,75	946,97	1786,19	6948,03	1671,45	140,87	8007,22
19,8	0,55	11,32	30,87	951,21	2654,84	16650,79	1192,63	205,25	6342,42
21,7	0,56	10,71	35,37	882,08	2783,88	11650,97	1060,51	163,93	5981,85
22,5	0,65	13,28	36,58	1127,80	3307,25	14539,30	1099,46	230,90	6075,29
24,2	0,71	23,82	32,05	1921,86	3817,92	14941,18	1166,02	234,00	6347,50
25,0	0,76	25,83	42,37	4396,61	4194,46	15032,49	1067,99	262,81	7139,84
29,1	0,67	13,77	32,25	1150,43	3290,71	12859,88	1029,54	238,99	5534,70
	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
3,0	6444,27	97125,68	0,48	100,83	47,24	41,03	199,50	28020,22	9,17
3,1	6857,14	100459,11	0,52	91,88	52,44	41,07	198,23	30488,98	9,37
4,5	6742,80	106136,18	0,51	93,83	46,42	38,24	186,86	28715,70	8,50
5,0	3220,44	58805,56	0,24	46,09	21,03	17,90	93,78	14145,92	3,93
7,5	6111,83	93195,61	0,47	82,65	40,14	33,52	173,00	24359,52	7,73
9,5	3487,62	61410,46	0,25	49,09	20,53	23,94	98,37	13438,31	3,69
10,5	3230,89	65758,42	0,25	52,24	19,40	17,82	102,60	13102,87	3,64
17,5	1186,55	202247,64	0,14	50,45	13,09	9,78	174,48	7785,46	3,74
18,1	1763,67	68229,81	0,16	40,10	11,16	9,68	107,86	8247,51	2,50
19,8	2624,32	112963,76	0,28	133,50	30,84	23,13	278,92	15401,47	6,73
21,7	2360,02	145856,15	0,28	142,83	31,48	23,45	194,52	14438,99	6,05
22,5	3305,46	121461,70	0,33	157,86	34,88	28,48	192,35	16507,53	6,71
24,2	3845,06	133555,06	0,35	142,21	40,33	30,11	209,37	18397,11	8,57
25,0	4772,02	112458,41	0,34	96,92	40,62	35,15	181,12	21954,63	6,85
29,1	3317,22	124773,92	0,34	162,86	38,18	29,90	265,29	17951,79	8,61
	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb
3,0	31,53	23,47	60,01	7,23	5,03	9,58	<0,01	143,27	54,08
3,1	31,70	23,23	55,53	8,02	2,65	11,80	0,87	64,77	57,36
4,5	30,08	19,61	47,46	7,13	2,44	11,84	1,18	60,39	52,94
5,0	15,69	8,40	21,87	4,25	1,16	6,36	0,39	21,41	23,86
7,5	25,93	15,98	46,40	6,23	1,93	9,47	1,51	33,64	48,70
9,5	14,16	8,23	21,09	3,41	1,03	4,44	19,73	36,48	23,64
10,5	17,45	7,48	28,69	3,61	1,01	3,26	2,51	20,35	24,89
17,5	13,49	7,01	10,97	3,04	0,79	4,40	0,54	8,02	7,13
18,1	17,05	4,80	10,56	2,28	0,68	3,88	0,42	9,37	12,64
19,8	20,67	9,12	21,24	4,96	1,20	3,73	0,63	4,67	22,08
21,7	18,75	8,60	16,70	4,30	1,24	5,58	0,42	6,42	20,30
22,5	25,21	10,20	25,97	5,10	1,32	3,10	0,98	6,98	27,49
24,2	27,92	12,62	30,75	5,33	1,45	6,58	1,54	18,57	32,93
25,0	29,17	66,79	118,88	5,20	1,75	11,74	0,52	23,62	39,38
29,1	26,63	10,19	24,92	4,78	1,40	4,15	0,58	1,08	28,06

Глубина отбора от поверхности дна, м	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Pd	Ag	Cd	Sn
3,0	115,74	0,67	6,11	0,19	0,28	0,47	4,21	0,12	0,03
3,1	123,41	0,75	4,60	0,19	0,32	0,44	1,24	0,25	0,03
4,5	119,06	0,74	4,98	0,18	0,28	0,49	1,69	0,06	0,04
5,0	68,29	0,33	2,66	0,08	0,12	0,23	0,32	0,67	0,00
7,5	117,84	0,57	5,46	0,15	0,31	0,36	1,49	0,17	0,06
9,5	84,88	0,32	2,17	0,09	0,46	0,23	0,89	0,07	0,01
10,5	120,64	0,38	2,99	0,09	0,35	0,27	1,40	0,31	0,01
17,5	197,92	0,40	1,70	0,06	0,16	0,30	8,42	0,53	0,01
18,1	95,41	0,23	1,63	0,06	0,29	0,24	0,57	0,11	0,00
19,8	126,77	0,64	4,71	0,13	0,13	0,37	15,05	0,19	0,03
21,7	188,68	0,72	5,21	0,10	0,20	0,47	2,06	0,07	0,02
22,5	152,67	0,75	6,59	0,18	0,28	0,45	15,24	0,31	0,04
24,2	144,16	0,71	8,28	0,28	0,59	0,47	21,53	0,19	0,02
25,0	138,84	0,67	5,64	0,20	0,73	0,39	5,75	1,43	0,10
29,1	154,63	0,75	6,35	0,19	0,11	0,46	67,96	0,19	0,02
	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
3,0	0,02	0,09	2,93	77,14	9,45	19,90	2,86	11,12	2,49
3,1	0,01	0,07	3,29	76,98	10,36	20,95	3,10	10,95	2,81
4,5	0,01	0,06	2,99	74,09	9,86	20,10	2,94	10,40	2,55
5,0	0,01	0,02	1,43	33,70	4,60	9,77	1,39	5,08	1,29
7,5	0,01	0,05	2,62	66,46	8,50	17,87	2,55	9,24	2,11
9,5	0,03	0,03	1,34	36,46	4,51	9,06	1,37	4,96	1,23
10,5	0,01	0,03	1,45	36,13	4,75	9,07	1,35	5,01	1,18
17,5	0,02	0,03	0,55	43,79	6,10	10,36	1,61	5,70	1,24
18,1	0,01	0,02	0,77	44,13	3,33	6,88	0,98	3,51	0,78
19,8	0,02	0,03	1,41	81,82	10,64	22,08	3,09	10,99	2,40
21,7	0,02	0,03	1,60	85,92	12,03	24,10	3,48	11,55	2,60
22,5	0,02	0,03	1,65	101,27	12,12	23,81	3,37	11,56	2,65
24,2	0,02	0,04	1,87	123,06	10,92	21,87	3,19	10,77	2,39
25,0	0,13	0,04	2,13	90,69	8,62	17,40	2,50	9,08	2,04
29,1	0,02	0,04	1,70	103,56	12,87	25,80	3,64	12,27	2,79
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
3,0	0,58	2,52	0,04	1,94	0,29	0,80	0,11	0,59	0,09
3,1	0,58	2,58	0,04	2,07	0,32	0,79	0,11	0,61	0,08
4,5	0,55	2,32	0,04	1,87	0,30	0,75	0,11	0,64	0,09
5,0	0,27	1,15	0,02	0,86	0,14	0,36	0,05	0,31	0,04
7,5	0,53	2,36	0,05	1,61	0,29	0,69	0,10	0,50	0,09
9,5	0,25	1,16	0,02	0,81	0,13	0,38	0,05	0,29	0,04
10,5	0,26	1,13	0,02	0,90	0,14	0,39	0,05	0,29	0,05
17,5	0,26	1,22	0,02	0,93	0,15	0,40	0,06	0,34	0,05
18,1	0,17	0,66	0,01	0,66	0,10	0,24	0,04	0,23	0,03
19,8	0,47	2,14	0,03	1,62	0,25	0,72	0,09	0,54	0,07
21,7	0,52	2,28	0,03	1,67	0,27	0,80	0,10	0,60	0,08
22,5	0,52	2,46	0,04	1,72	0,29	0,78	0,10	0,61	0,08
24,2	0,50	2,31	0,04	1,67	0,28	0,71	0,09	0,58	0,08
25,0	0,47	2,00	0,03	1,56	0,27	0,72	0,09	0,55	0,08
29,1	0,58	2,53	0,04	1,94	0,33	0,86	0,11	0,61	0,09

Глубина отбора от поверхности дна, м	Hf	W	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Th	U
3,0	0,13	0,13	0,06	0,07	0,49	0,18	15,60	5,75	0,68
3,1	0,09	0,13	0,01	0,08	0,29	0,19	16,71	6,23	0,72
4,5	0,13	0,08	0,01	0,04	0,14	0,18	13,86	5,61	0,65
5,0	0,06	0,06	<0,01	0,03	0,13	0,09	6,38	2,77	0,42
7,5	0,15	0,13	<0,01	0,02	0,82	0,17	12,08	5,21	0,69
9,5	0,06	3,11	0,01	0,04	0,30	0,09	5,87	2,51	0,35
10,5	0,06	0,22	<0,01	0,03	0,17	0,09	4,93	2,73	0,42
17,5	0,05	0,08	0,01	0,03	0,03	0,06	3,33	1,97	0,38
18,1	0,03	0,07	7,51	0,15	0,09	0,05	3,21	1,69	0,36
19,8	0,15	0,06	0,33	0,02	0,08	0,12	7,03	3,67	0,46
21,7	0,15	0,06	0,01	0,01	0,07	0,12	6,79	3,95	0,50
22,5	0,19	0,07	<0,01	0,01	0,06	0,13	7,17	4,17	0,39
24,2	0,30	0,06	0,01	0,02	0,05	0,15	7,81	4,09	0,90
25,0	0,18	0,05	0,05	0,01	3,84	0,19	130,73	3,69	0,68
29,1	0,21	0,06	0,03	0,01	0,32	0,14	8,49	4,51	0,51

зачастую сильно осложняется его высокой органофильностью [Юдович, Кетрис, 1994].

Геохимия отдельных элементов. По причине достаточно высокой карбонатности, за основу при определении обогащения/обеднения элементами взяты кларковые содержания элементов в кокколитовых илах Черного моря [Батурин, 2017].

Распределение элементов по колонке, сгруппированных, как показано выше, по генетическому признаку, и нормализованных по кларкам кокколитового ила, приведено на рис. 2. Наиболее высокие содержания элементов 1 и 2 групп по разрезу закономерно обусловлены увеличением доли глинистой, либо обломочной части, минимум достигается в наиболее богатом карбонатом слое.

Внимание привлекает обогащение элементами 3 группы в нижней части колонки (25 м) на границе континентальных и лагунных отложений, а также в верхней части на отметках 7,5 м и 3,0–3,1 м. Содержание Hg превышает кларковое на указанных уровнях в 64, 13,7, 4,8–8,2 раз соответственно. Первое предположение — миграция техногенного загрязнения. Но аномалия, вполне вероятно, имеет естественное происхождение.

Так, Hg и Pb коррелируют с коэффициентом 0,9, что наталкивает на предположение о связи с сульфидной минерализацией источника сноса. Золото-серебряная (в изучаемых осадках бухты содержание Ag превышено в некоторых пробах в 65–300 раз, Au до 20 раз) и сульфидная минерализация описана в породах Гераклейского полуострова [Шнюков и др., 2008]. Минерал галенит (PbS) распространен в составе полиметаллических проявлений Гераклейского плато, где наиболее широко представлен в Фиолентском проявлении, известен в коренных рудопроявлениях ртути в Горном и Предгорном Крыму, где образует редкую вкрапленность мелких зерен и ассоциирует с киноварью, сфалеритом, халькопиритом и другими минералами, как обломочный минерал отмечен многими авторами в аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях рек Горного и Предгорного Крыма [Тищенко, 2015]. Сфалерит (ZnS) известен в ртутных рудопроявлениях Горного Крыма — с галенитом и халькопиритом, в осадочных породах как терригенный акцессорный минерал отмечен в верхнеюрских и современных аллювиально-делювиальных отложениях [Тищенко, 2015]. Поэтому можно предположить, что повышенные концентрации Pb, Zn, Hg являются следствием интенсификации процессов денудации на водосборе, содержащем продукты разрушения гидротермально измененных магматических пород.

Обогащению слоя, находящегося вблизи контакта аллювиальных отложений и толщи лагунно-лиманных образований, по-видимому, способствовало возникновение геохимических барьеров — гидродинамического и, возможно, солевого [Емельянов, 1998] из-за смены палеогеографических обстановок формирования.

Помимо этого, Севастопольская бухта находится в зоне разлома, а для Hg характерно повышенное содержание и миграция по таким нарушениям, поэтому активизация тектонических движений также могла привести к обогащению осадков ртутью. В пользу этого также свидетельствует приуроченность максимальных содержаний к зоне резкой смены литофаций.

$C_{орг}$ Содержание органического углерода изменяется от 0,03 (аллювиальные отложения) до 4,99% в заторфованных илах (рис. 2). При этом в соседней скважине (№5) в лагунно-лиманной толще содержание достигает 8,78%. Достоверных связей между концентрацией элементов и $C_{орг}$ выявлено не было.

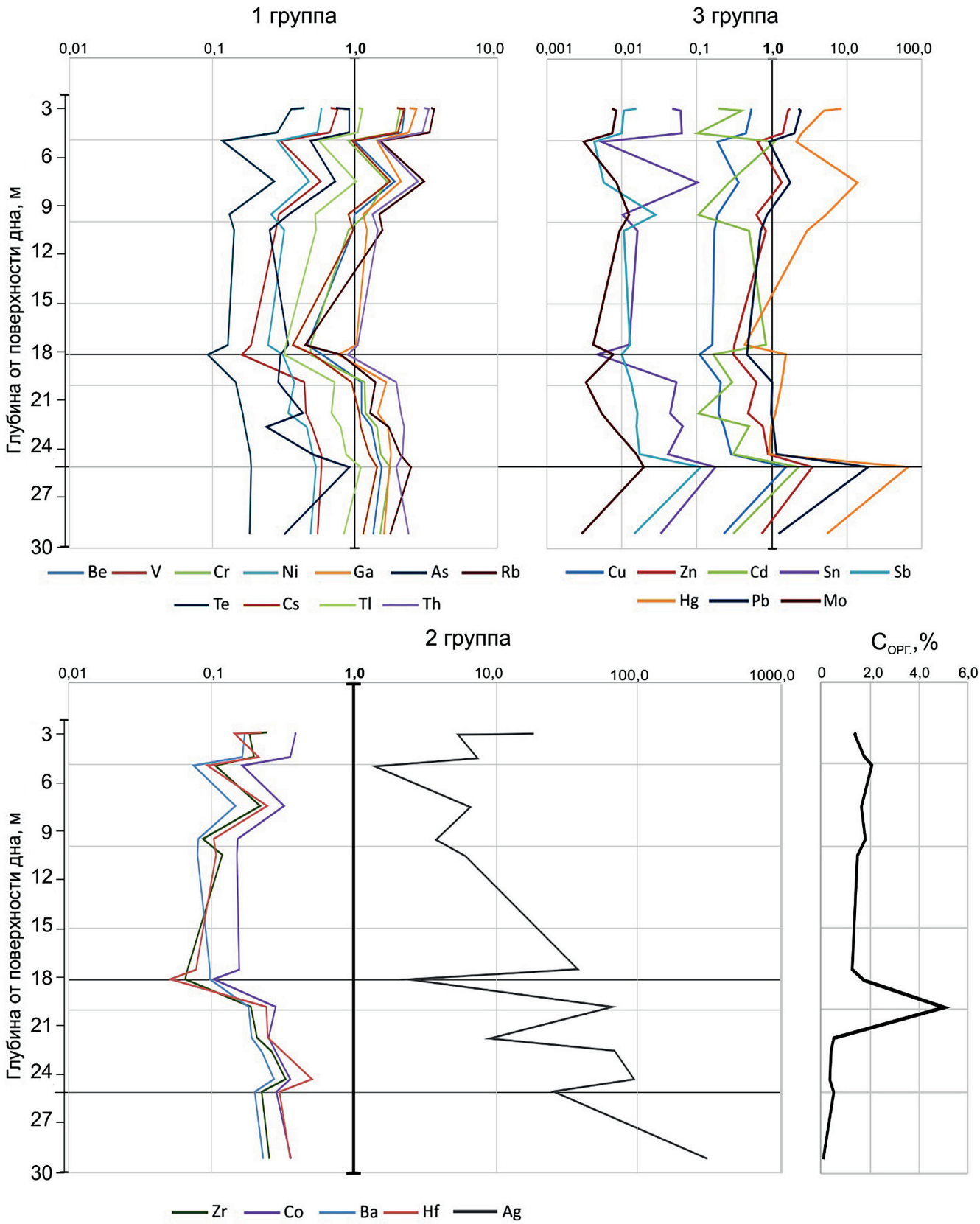


Рис. 2. Содержания некоторых элементов, нормированные на условный стандарт (кокколитовый черноморский ил [Батурин, 2017]).

Распределение РЗЭ. На рис. 3 представлены кривые ненормализованных содержаний РЗЭ. Наибольшие содержания (кроме Sc) характерны для образца из аллювиальных отложений. Далее (по снижению содержания) следуют образцы из лагунно-лиманных образований и морских терригенных илов в интервале 3–7,5 м. Четко обособлены с наименьшими значениями морские илы в интервале 9,5–18,1 м.

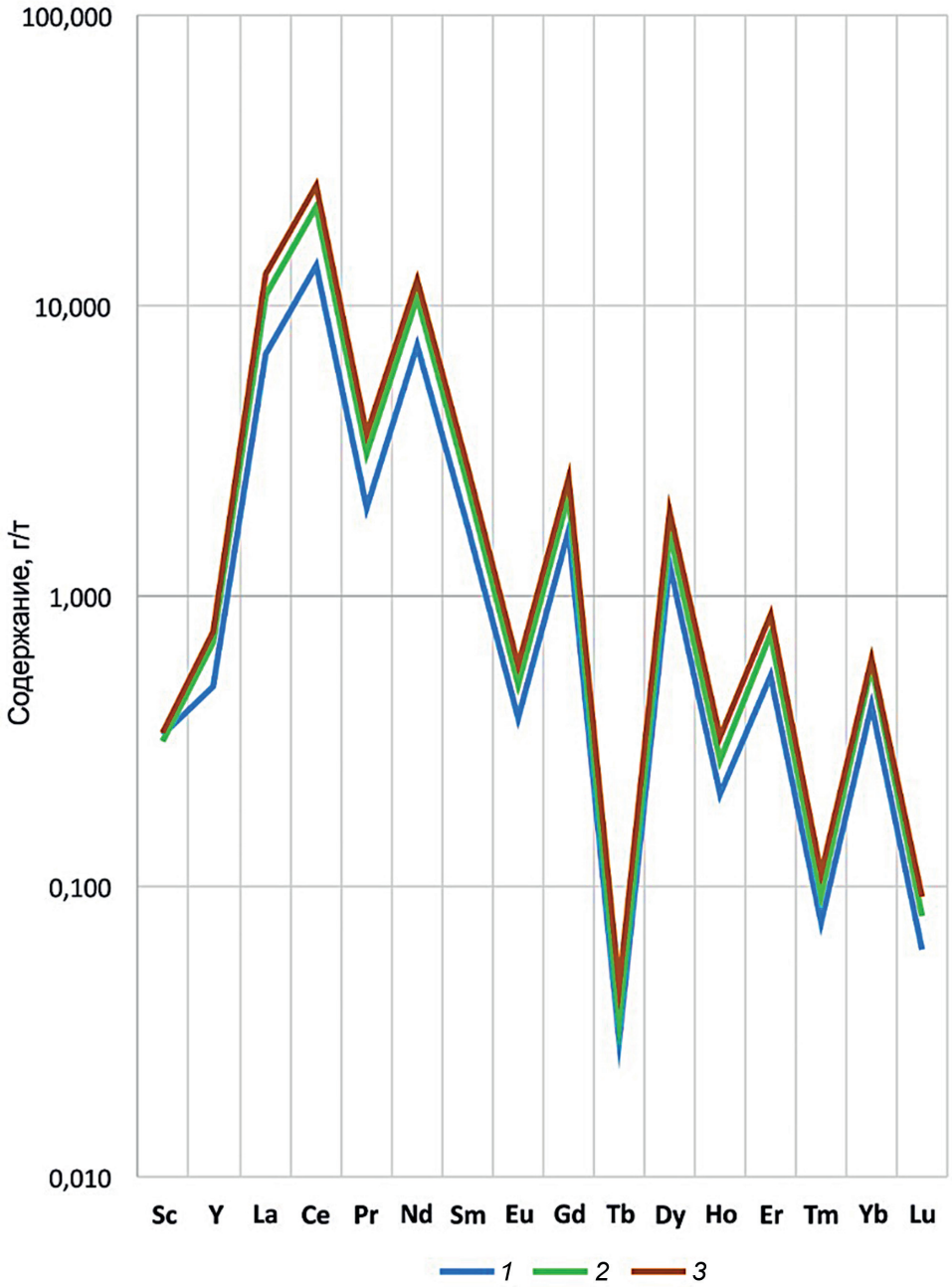


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма РЗЭ (значения не нормированы). Приведены средние значения по литофациям: 1 — морские илы, 2 — лагунно-лиманные образования, 3 — аллювиальные отложения.

Обогащение пород теми или иными элементами тесно связано с климатическими особенностями на палеоводосборах и гидрохимическими особенностями бассейна.

Климат. При преобладании химического выветривания возрастает вымывание щелочей (Na^+, K^+) и Ca^{+2}, концентрация Al и Si в продуктах выветривания и наоборот — в среде, в которой преобладает физическое выветривание, химическое изменение полевых шпатов с образованием глинистых минералов незначительно [Nesbitt, Young, 1982]. На рис. 4 представлено изменение по разрезу величины отношений Al/Na и Al/K. Рост величин свидетельствует об относительном потеплении и гумидизации, падение — о снижении температур и аридизации (преобладание химического или физического выветривания в области денудации соответственно). Еще одним индикатором, обусловленным тем же механизмом, является отношение легких и тяжелых РЗЭ:

$$\Sigma РЗЭ_{Ce}/\Sigma РЗЭ_{Y} = (La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu)/(Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu)$$

Коэффициент отражает интенсивность процессов выветривания на суше: при гумидном литогенезе более интенсивно разрушаются полевые шпаты, акцессорные минералы, содержащие цериевые земли, что приводит к увеличению отношения [Балошов, 1976; Шатров, Войцеховский, 2009]. Легкие РЗЭ, как более сильные щелочи, быстрее гидролизуются и накапливаются в корах выветривания, а амфотерные тяжелые преимущественно выносятся. Это отношение в корах выветривания интерпретируют следующим образом: менее 2,5 — аридный; 2,5–4,0 — семигумидный/семиаридный; более 4 — гумидный. Для осадков Севастопольской бухты отношение

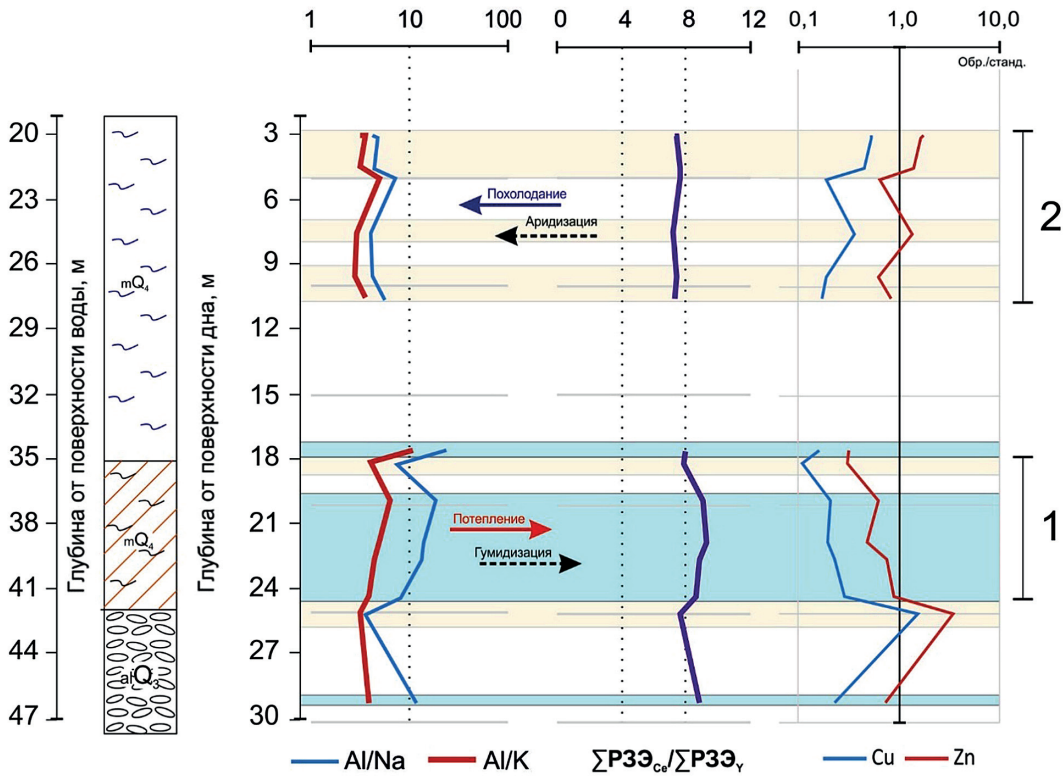


Рис. 4. Интервалы относительного изменения температуры поверхности и количества осадков в пределах водосбора Севастопольской бухты по геохимическим данным.

изменяется от 7,2 до 9,3. Количественные критерии разграничения климата в данном случае кажутся несколько завышенными относительно реальной картины — вероятно, осложнено влиянием содержания в источнике сноса (больше легких РЗЭ). Так, отмечается общее увеличение отношения легкие/тяжелые РЗЭ от более основных составов к более кислым [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], в связи с чем данное отношение часто используют для определения состава материнских пород областей сноса (например, при изучении песчаников). Но относительное колебание величины вполне позволяет проследить изменения палеоклиматических условиях, т.к. маловероятно изменение питающей провинции за такой короткий промежуток времени.

Cu и Zn довольно подвижны в пресноводных гумидных ландшафтах, имея тенденцию к концентрации в аридных бассейнах с повышенной минерализацией вод: мобилизация Zn в гумидной зоне (например, в горах), и накопление его в конечных водоемах стока, расположенных в аридной зоне [Юдович, Кетрис, 2011]. Наиболее высокие содержания этих элементов характерны для предполагаемых периодов аридизации/похолодания (рис. 4). Преобладание физического выветривания могло стать причиной снижения количества глинистого материала в совокупности с усилением разрушения и сноса более крупного материала богатых данными элементами пород, что частично обсуждалось выше.

Данные построения необходимо соотнести с общей картиной региональных климатических изменений. На основании анализа пыльцы и почвенных профилей Гераклейского полуострова и долины р. Черной исследователи [Cordova, Lehman, 2005] реконструировали историю изменения климата и ландшафтов в юго-западном Крыму в течение голоцена (рис. 5, A-B). Сокращение количества древесной пыльцы и распространение *Artemisia* и *Knautia* в сочетании с развитием черноземных почв указывают на преобладание степных условий между 11 и 7,5 тыс. лет назад. Увеличение количества древесной пыльцы, в которой преобладают субсредиземноморские и средиземноморские таксоны, и развитие коричневых (известковых) почв указывает на более высокие температуры и влажность (но с характерной летней засухой) между 7,5 и 5 тыс. лет назад. Увеличение содержания древесной пыльцы и развитие лугово-коричневых почв свидетельствует о гумидизации между 5,4 и 4,6 тыс. лет назад. Последующее снижение количества древесной пыльцы и развитие кальциевых горизонтов в коричных почвах указывают на то, что сухая фаза имела место в интервале 4,2–3,5 тыс. лет назад.

В связи с двояким возрастным делением, на рис. 5 представлено два варианта предполагаемого положения выделенных в колонке интервалов в общей картине климатических изменений Гераклейского полуострова. Если сопоставить датированные уровни и предположительные возрастные границы, проведенные в данной колонке голоценовых отложений Севастопольской бухты, с кривыми изменения температуры и влажности по [Cordova, Lehman, 2005], то в обоих случаях интервалы относительного изменения температуры/влажности

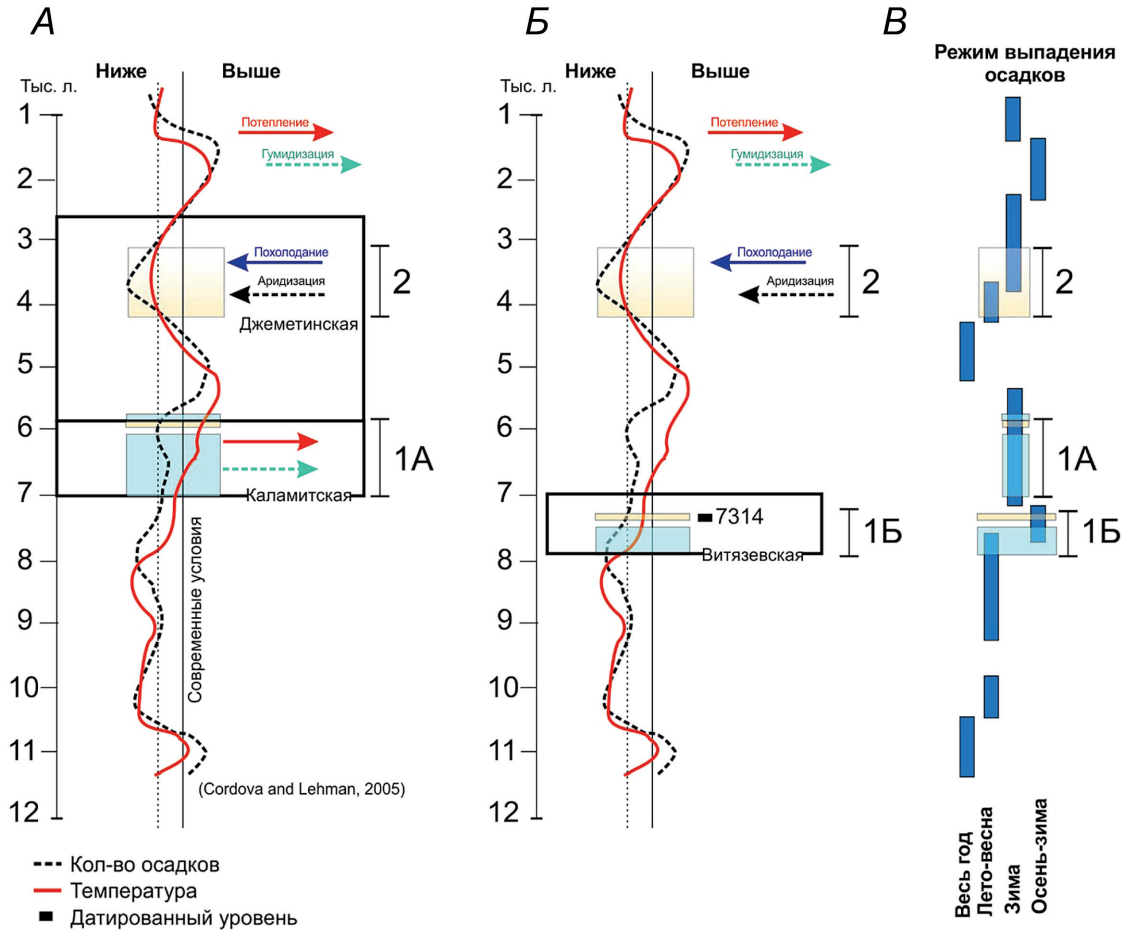


Рис. 5. Сводные кривые изменения среднегодовых температур воздуха и количества осадков на основании анализа пыльцы и почвенных профилей Гераклейского полуострова и долины р. Черной (по [Cordova, Lehman, 2005]). *А* — положение выделенных по геохимическим данным интервалов (см. рис. 4) в соответствии с возрастным делением И.П. Бондарева [2015], *Б* — в соответствии с данными радиоуглеродного датирования, *В* — положение обоих вариантов в картине изменения режима осадков.

климата по пыльцевым и геохимическим данным не противоречат друг другу, но есть спорные моменты. Так, в предполагаемых границах интервала 1Б датированный уровень (7314) на общей кривой тяжело интерпретировать как обстановку аридизации или похолодания. Можно предположить, что картину серьезно осложняют такие факторы, как схожее по интенсивности влияние на чувствительные к типу выветривания элементы, изменения количества осадков и температуры, колебания режима выпадения осадков.

И.П. Бондарев с соавторами [2015] указывают на находки в составе отложений изучаемой колонки, относимых ими к джеметинским, *O. edulis* — достаточно холодолюбивого кельтского вида [Невесская, 1965], что исследователи связывают с похолоданием в джеметинское время (среднегодовые температуры были на 1–2 °С ниже современных).

Ранее в результате геоморфологического анализа батиметрического материала и непрерывного сейсмопрофилирования Севастопольской бухты, исследователями [Мысливец и др., 2011, 2013, 2015] было выдвинуто следующее предположение: «В ходе послеледниковой трансгрессии на месте Севастопольской бухты, возможно, некоторое время существовал лиман, отгороженный пересыпью на входе в бухту. Берег тогда располагался на современных глубинах около 16 м *[от поверхности дна]*… В Днепро-Бугском лимане на этих же глубинах 11–16 м находится кровля бугазско-витязевских отложений». Пересыпь, о которой идет речь, была обнаружена непосредственно западнее входных молов. Также утверждается, что после замедления трансгрессии, начавшейся в ходе послеледникового подъема уровня 7–8 тыс. лет назад, началась интенсивная абразия берегов, а затопление низовьев р. Черной, устьев ее притоков и образованию современного контура берега произошло около 6 тыс. л. назад [Мысливец и др., 2011].

Таким образом, не вызывает сомнений, что обнаруженный по геохимическим данным интервал похолодания и аридизации ([2] на рис. 4,5) относится к джеметинской стадии. Вопрос же с интервалом [1] остается дискуссионным.

Картина климатических изменений на территории Гераклейского полуострова в голоцене согласуется с построениями для других областей Черноморского региона. При исследовании изменений морской и наземной палеосреды в голоцене на северо-восточном шельфе Черного моря, обнаружены фазы потепления начиная с 6 кал. тыс. л. до н. э. (с самыми теплыми условиями от 3 до 2,5 кал. тыс. л.

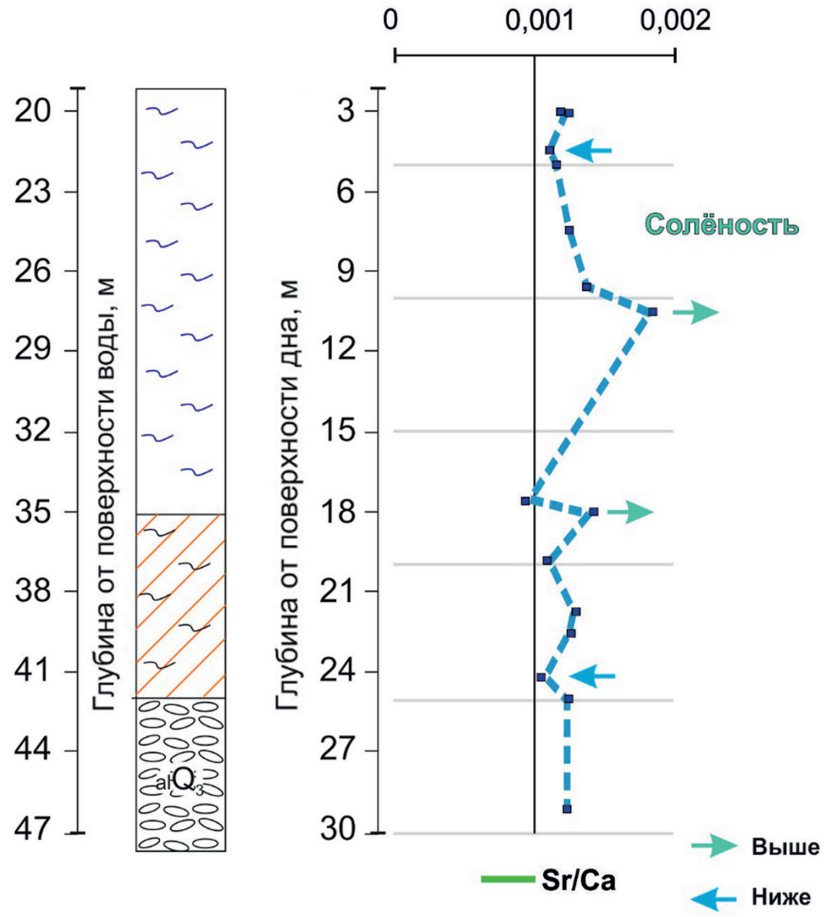


Рис. 6. Предполагаемое относительное изменение солености по геохимическим данным

до н. э.) и между ~7,9 и ~6,1 кал. тыс. л. до н. э. (установлено преобладание теплолюбивого лиственного леса на суше, что указывает на общую тенденцию к потеплению и влажные условия) [Marret et al., 2019].

Наиболее теплые и засушливые условия на Таманском полуострове в голоцене [Bolikhovskaya et al., 2018] были характерны для фаз преобладания степей, которые датированы интервалами ~4,66–4,4, 3,78–3,43, 2,91–2,28, 1,54–1,23 и 0,90–0,83/0,73 кал. тыс. л.н. Наиболее влажные интервалы за исследуемый период датируются ~5,16–4,90, 4,40–3,78, 2,28–1,54 кал. тыс. л.н. Они отличались преобладанием широколиственных (преимущественно буково-дубово-грабовых) лесов. Эти гумидные интервалы, по мнению исследователей [Bolikhovskaya et al., 2018], соответствуют максимумам каламитской, джеметинской и нимфейской трансгрессий Черного моря.

В отложениях южной части Черного моря (42°13.53´N, 36°29.55´E) [Shumilovskikh et al., 2012], для раннего голоцена (~11,7–8,5 кал. тыс. л.н.) основными таксонами древесной пыльцы являются *Quercus robur* и *Pinus diploxylon*, представляющие лиственные дубы и сосны. В осадках чаще (относительно более древних) появляется пыльца эвксинских и средиземноморских таксонов, а также споры мхов и папоротников, что свидетельствует о потеплении/повышении влажности регионального климата. В отложениях среднего голоцена (~8,5–5 кал. тыс. л.н.) этой колонки отмечается высокое содержание древесной пыльцы и быстрое распространение лиственных лесов умеренного пояса (в северной Анатолии), что характеризуют этот интервал как наиболее влажный и теплый период за последние 18 тыс. лет. Реконструкции на основе палинологических данных для Грузии [Connor, Kvavadze, 2008] также показывают «климатический оптимум» условий около 7–4 тыс. лет назад.

Соленость. Исходя из вышеописанных геохимических особенностей отложений, единственным относительно надежным индикатором изменения солености будет отношение Sr/Ca. Экспериментально установлено, что происходит изоморфное вхождение стронция в карбонат кальция, контролируемое исходным отношением Sr/Ca в растворе (но не для арагонита) [Бонч-Осмоловская, 1964]. По мере сгущения морской воды в аридных фациях, отношение Sr/Ca в рассоле растет, поскольку стронций несколько дискриминируется выпадающими твердыми фазами карбонатов, а карбонаты, осаждающиеся из вод повышенной солености, обогащаются стронцием [Юдович, Кетрис, 2011]. На кривой Sr/Ca для отложений Севастопольской бухты (рис. 6) можно выделить несколько пиков относительного повышения и снижения солености, которые также согласуются с предполагаемыми периодами аридизации.

Заключение. На основании геохимического опробования четвертичных осадков Севастопольской бухты дотехногенного этапа были установлены следующие особенности.

1. Аномальное обогащение осадков Ag (1,4–295,5 раз), Au (1,6–21,7 раз), Hg (до 64 раз), Pb (до 19 раз) относительно как кокколитового черноморского ила (кларки 0,23, 0,007, 0,06, 7,0 г/т соответственно [Батурин, 2017]), так и кларка для глин и глинистых сланцев (0,15, 0,005, 0,07, 14,0 г/т соответственно [Григорьев, 2009].

2. Повышенные содержания в отдельных пробах Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, Sb, Hg, Ag, Au, по-видимому, обусловлены сульфидной минерализацией в области денудации, а также возникновением специфических геохимических барьеров (гидродинамического) в периоды смены палеогеографических обстановок.

3. Значения отношений элементов, чувствительных к смене типа выветривания, позволяют установить черты климата в области денудации. Так, во время накопления толщи лагунно-лиманных отложений (заторфованные илы с остатками древесины), происходило относительное потепление и гумидизация, при этом пограничные слои толщи (переход к подстилающим и перекрывающим отложениям) фиксируют более сухие и холодные условия в самом начале и завершении ее формирования. Этап накопления терригенных морских илов начинается с потепления, но далее отмечается похолодание и аридизация (по-видимому, в джеметинский этап). Пики относительного повышения солености согласуются с несколькими выше установленными периодами аридизации. В результате сопоставления с подробной палинологической летописью, можно предположить, что бóльшее влияние на чувствительные к типу выветривания элементы оказывает именно изменение количества осадков.

Благодарности. Авторы глубоко признательны А.Г. Матулю за консультацию, конструктивную критику и замечания.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН «Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем» (№ 121031500515-8) и «Исследование механизмов управления продукционными процессами в биотехнологических комплексах с целью разработки научных основ получения биологически активных веществ и технических продуктов морского генезиса» (№ 121030300149-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акватория и берега Севастополя: экосистемные процессы и услуги обществу / Ред. Е.В. Павлова, Н.В. Шадрин. Севастополь: Аквавита, 1999. 289 с.

Алексеев Д.В., Фомин В.В., Иванча Е.В. и др. Математическое моделирование ветрового волнения в Севастопольской бухте // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 1. С. 75–84.

Аношко Я.И., Лукашев В.К. Геохимия титана в гипергенных условиях (на примере кайнозоя Белоруссии и Прибалтики) // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семинара. Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. С. 35–37.

Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток: Дальнаука, 2009. 352 с.

Батурин Г.Н. Геохимия микроэлементов в углеродистых осадках современных морей и океанов // Геохимия. 2017. № 5. С. 402–412.

Болиховская Н.С., Кайтамба М.Д., Поротов А.В. и др. Изменения растительности и климата района черноморской дельты Кубани (Таманский п-ов) в последние 7.4 тысяч лет и их корреляция с климатообусловленными колебаниями уровня Черного моря // в сборнике Материалы IV Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика современных экосистем в голоцене» / Отв. ред. С.Н. Удальцов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016. С. 45–47.

Бондарев И.П., Ломакин И.Э., Иванов В.Е. Особенности формирования и развития Севастопольской бухты // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 4. С. 19–31.

Бонч-Осмоловская К.С. Зависимость содержания стронция в карбонатах кальция от условий образования твердой фазы // Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. Вып. 2. 1964. С. 157–178.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009.

Егоров В.Н., Гулин С.Б., Малахова Л.В. и др. Биогеохимические характеристики седиментационного самоочищения севастопольской бухты от радионуклидов, ртути и хлорорганических загрязнителей // Морской биологический журнал. 2018. Т. 3, № 2. С. 40–52.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Атлант. отд. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 410 с.

Иванов В.А., Михайлова Э.Н., Репетин Л.Н. и др. Модель Севастопольской бухты. Воспроизведение вертикальной структуры полей температуры и солености в 1997–1999 гг. // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 4. С. 15–35.

Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н. и др. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. 90 с.

Иванов В.Е. Особенности осадконакопления в устьях рек юго-западного Крыма в позднем плейстоцене и голоцене // Геология полезных ископаемых Мирового океана. 2014. № 1(35). С. 94–107.

Ковалева Г.В., Дюжова К.В., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из средне- и позднеголоценовых отложений Азовского моря как индикаторы колебаний уровня водоема // Наука Юга России. 2017. Т. 13, № 4. С. 83–92.

Малахова Т.В., Малахова Л.В., Иванов В.Е. и др. Метан в осадочной толще севастопольской бухты (Черное море). Тез. и программа докл. Всерос. науч.-практ. конф. «Метан в морских экосистемах»: посвящ. 25-летию обна-

ружения струйных метановых газовыделений в Черном море (Севастополь, 13–15 окт. 2014 г.). Севастополь, 2014. С. 86–89.

Манушкина А.В., Иванова Е.В., Тесакова Е.М. Остракоды и экостратиграфия голоценовых отложений кавказского шельфа Черного моря // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: ПИН РАН, 2006. С. 11–26.

Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование циркуляции и пространственной структуры термогалинных полей в Севастопольской бухте с учетом реальных внешних данных (зима 1997г.) // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 2. С. 60–76.

Мысливец В.И., Коротаев В.Н., Зверев А.С. и др. К геоморфологии дна Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 25. 2011. Т. 1. С. 104–110.

Мысливец В.И., Лысенко В.И., Поротов А.В. и др. К новейшей истории Севастопольской бухты // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 455–456.

Мысливец В.И., Поротов А.В., Лысенко В.И. Послеледниковая трансгрессия Черного моря и речные долины // Геология морей и океанов: Мат-лы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (Москва, 16–20 ноября 2015 г.). Т. 5. Геофизика и геоморфология дна морей и океанов. М.: ГЕОС, 2015. С. 207–211.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря. Их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 391 с.

Невесский Е.Н., Невесская Л.А. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна на последних этапах его истории // Докл. АН СССР. 1960. 136 (5). С. 1193–1196.

Немировский М.С., Еремин И.Ю. Динамика вод рейда Севастополя // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. Вып. 9. С. 59–66.

Овсяный Е.И., Романов А.С., Миньковская Р.Я. и др. Основные источники загрязнения морской среды Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. МГИ НАН Украины. 2001. Вып. 2. С. 138–152.

Орехова Н.А., Овсяный Е.И. Антропогенная модификация донных отложений прибрежно-шельфовой зоны г. Севастополя в районе разгрузки сточных вод // Моря России: исследования береговой и шельфовой зон: тезисы докладов всероссийской научной конференции (XXVIII береговая конференция), Севастополь, 21–25 сентября 2020 года. Севастополь: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН», 2020. С. 448.

Свиточ А.А. Хвалынская трансгрессия Каспия и новоэвксинский водоем Черного моря // Водные ресурсы. 2008. Т. 35, № 2. С. 175–180.

Сорокин Ю. И. Черное море. М.: Наука, 1982. 216 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция / Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тищенко А.И. Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, 2015. 304 с.

Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутний В.А., Шнюкова Е.Е. Золото-серебряная и сульфидная минерализация в породах Гераклейского плато (Крым) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 2. С. 68–86.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.

Balabanov I.P. Holocene sea-level changes of the Black Sea // The Black Sea Flood Question / Eds. V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin et al. Dordrecht: Springer. 2007. P. 711–730.

Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K. et al. Detailed reconstructions of Holocene climate and environmental changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quaternary International. 2018. Vol. 465. P. 22–36.

Bottema S., Woldring H., Aytuğ B. Late Quaternary vegetation of Northern Turkey // Palaeohistoria. 1995. Vol. 35, N 36. P. 13–72.

Chen H., Dabek-Zlotorzynska E., Rasmussen P.E. et al. Evaluation of semiquantitative analysis mode in ICP-MS // Talanta. 2008. Vol. 74. P. 1547–1555.

Connor S.E., Kvavadze E.V. Modelling late Quaternary changes in plant distribution, vegetation and climate using pollen data from Georgia, Caucasus // J. Biogeography. 2008. Vol. 36. P. 529–545.

Cordova C.E., Lehman P.H. Holocene environmental change in southwestern Crimea (Ukraine) in pollen and soil records // The Holocene. 2005.Vol. 15, N 2. P. 263–277.

Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H. et al. The Late Holocene evolution of the Black Sea — a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. 2012. Vol. 266. P. 162–174.

Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Chepalyga A.L. et al. Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 246, N 2–4. P. 228–259.

Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Karpuk M.S. et al. Paleoenvironmental changes on the northeastern and southwestern Black Sea shelves during the Holocene // Quaternary International. 2012. Vol. 261. P. 91–104.

Krzciuk K. Intelligent analysis of samples by semiquantitative inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) technique: a review // Critical Reviews in Analytical Chemistry. 2016. Vol. 46. P. 284–290.

Litt T., Krastel S., Sturm M. et al. 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. P. 1555–1567.

Marret F., Bradley L.R., Tarasov P.E. et al. The Holocene history of the NE Black Sea and surrounding areas: An integrated record of marine and terrestrial palaeoenvironmental change // The Holocene. 2019. Vol. 29, N 4. P. 648–661.

Martin R.E., Leorri E., McLaughlin P.P. Holocene sea level and climate change in the Black Sea: Multiple marine incursions related to freshwater discharge events // Quaternary International. 2007. Vol. 167–168. P. 61–72.

Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the

Balabanov sea-level curve // Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis. 2011. P. 51–58.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Pirazzoli P. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier Oceanography Series, 1991. 58 p.

Shumilovskikh L.S., Tarasov P., Arz H.W. et al. Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea region since 18kyr BP derived from the marine core 22-GC3 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 337–338. P. 177–193.

Wick L., Lemcke G., Sturm M. Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey // The Holocene 13. 2003. P. 665–675.

Статья поступила в редакцию 27.01.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК: 552.311:553 (575.1)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-60-65

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬМАКЫР АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Феруза Бахтиёровна Каримова[1], Денис Икрамович Джуманиязов[2], Александр Вениаминович Тевелев[3]

[1] Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз (ИГиГ), Ташкент, Республика Узбекистан; karimova.ingeo@mail.ru
[2] Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз (ИГиГ), Ташкент, Республика Узбекистан; denisbey@list.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

Аннотация: В статье приводятся минералого-геохимические особенности типов и сортов руд медно-порфирового месторождения Кальмакыр. Показаны результаты химических и масс-спектрометрических анализов отобранных проб. При описании аншлифов установлены рудные минералы и их структурно-текстурные особенности. Выявлена полиформационность и потенциальная рудоносность пород глубоких горизонтов месторождения Кальмакыр. Определено, что смена медного оруденения с глубиной на медно-молибденовое обусловлена сменой диоритов монцонитоидами. Золотые и серебряные руды представляются наложенными, молодыми и связанными с дайками основного и кислого состава.

Ключевые слова: рудное поле; медно-молибденовое месторождение; метасоматиты; благородные; редкие металлы; минералого-геохимические особенности; золото; серебро; медь; молибден

Для цитирования: *Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Тевелев А.В.* Потенциальная рудоносность пород месторождения Кальмакыр Алмалыкского района (Срединный Тянь-Шань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 60–.

POTENTIAL ORE POSSIBILITY OF ROCKS OF THE DEPOSIT KALMAKYR OF ALMALYK DISTRICT (MIDDLE TIEN-SHAN)

Feruza B. Karimova[1], Denis I. Jumaniyazov[2], Alexander V. Tevelev[3]

[1] Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullaev. State Committee of the Republic of Uzbekistan for Geology and Mineral resource, Tachkent, Uzbekistan; karimova.ingeo@mail.ru
[2] Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullaev. State Committee of the Republic of Uzbekistan for Geology and Mineral resource, Tachkent, Uzbekistan; denisbey@list.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; "Geopoisk" Ltd., Chelyabinsk, Russian Federation; atevelev@yandex.ru

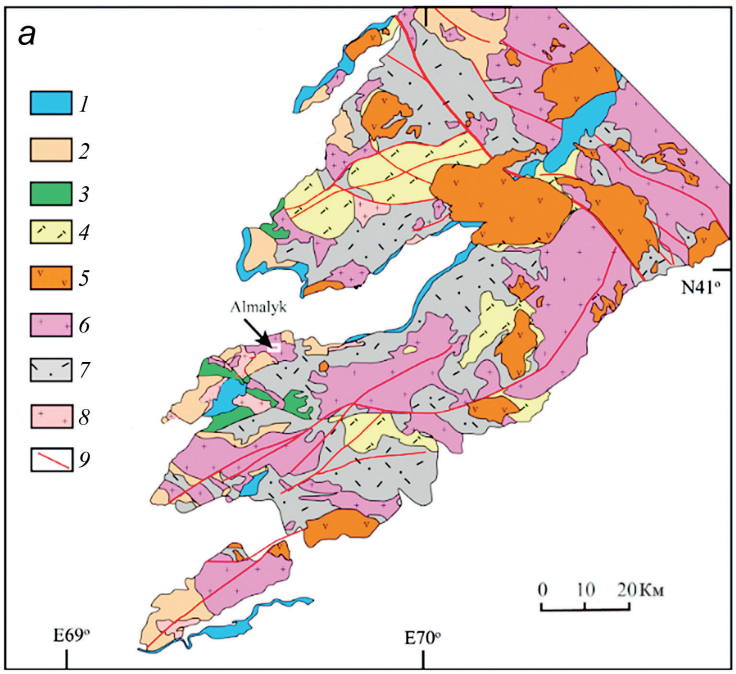
Abstract: The article presents the mineralogical and geochemical features of the types and grades of ores of the porphyry copper deposit Kalmakyr. The chemical, mass spectrometric results of analyzes of selected samples are given. When describing polished sections, ore minerals and their structural and textural features were established. The polyformation and potential ore content of the rocks of the deep horizons of the Kalmakyr deposit was revealed. It has been determined that the change of copper mineralization with depth to copper-molybdenum is due to the change of diorite by monzonitoids. Gold and silver ores appear to be superimposed, young, and associated with basic-felsic dykes.

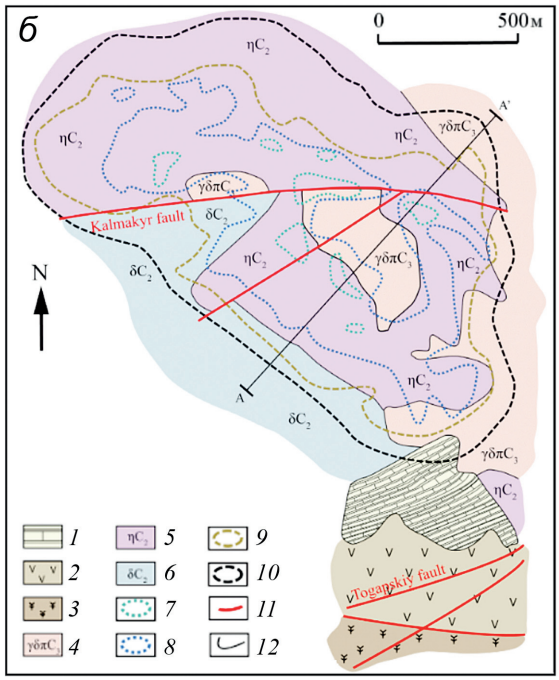
Keywords: ore field; copper-molybdenum deposit; metasomatites; noble; rare metals; mineralogical and geochemical features; gold; silver; copper; molybdenum

For citation: *Karimova F.B., Jumaniyazov D.I., Tevelev A.V.* Potential ore possibility of rocks of the deposit Kalmakyr of Almalyk district (Middle Tien-Shan). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 60–. (In Russ.).

Введение. Узбекистан считается одной из самых богатых стран по запасам меди, ее запасы сконцентрированы в медно-порфировых комплексных месторождениях Алмалыкского горнорудного района. Самое крупное их них — месторождение "Кальмакыр". Основную промышленную ценность руд месторождения Кальмакыр составляют медь, молибден, благородные металлы, а также сера, селен, теллур, рений. Медно-порфировое месторождение Кальмакыр находится в весьма благоприятных географо-экономических условиях, оно расположено в 3 км восточнее г. Алмалыка на территории Пскентского района Ташкентской области, в междуречье нижнего течения саев Алмалык и Накпай.

Постановка задачи. Рудное поле месторождения Кальмакыр сложено осадочными, плутоническими и вулканическими породами различного состава и возраста. В его строении участвуют кварцевые порфиры, эродированные остатки карбонатной толщи доломитов и известняков, прорванные и частично ассимилированные сиенитодиоритами,





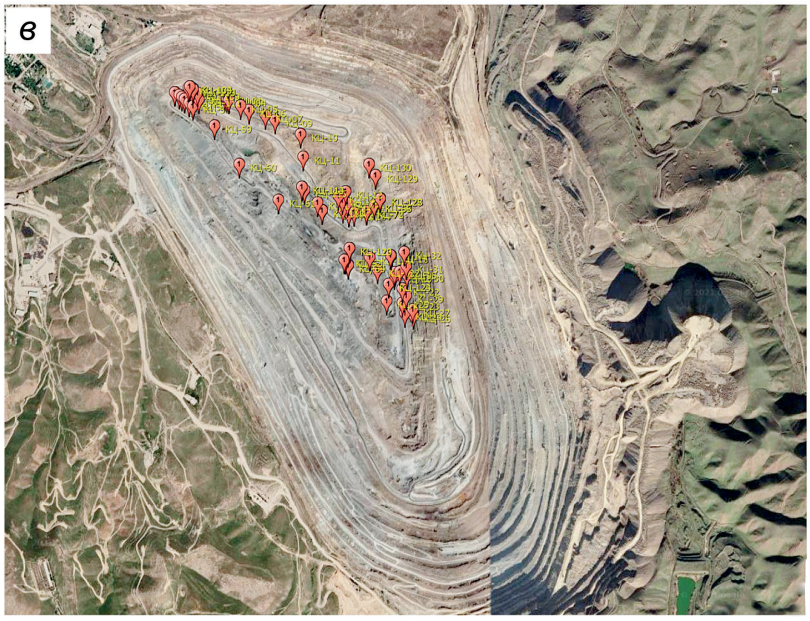


Рис. 1. *а* — схематическая геологическая карта месторождений Алмалык (с изменениями из [Dolgopolova et al., 2016]: *1* — мезозойско-кайнозойские отложения, *2* — верхнедевонские — нижнекаменноугольные карбонаты, *3* — турбидиты нижнего силура, *4* — пермские кислые вулканиты, *5* — пермские интрузивы, *6* — каменноугольные интрузивы, *7* — каменноугольные островодужные вулканиты, *8* — девонские интрузивы, *9* — разрывные нарушения; *б* — упрощенная геологическая карта месторождения Кальмакыр (с изменениями из [Golovanov et al., 2015 и Zhao et al., 2017]): *1* — среднедевонские породы, *2* — позднедевонские андезиты и дациты, *3* — позднедевонские кварцевые порфиры, *4* — позднекаменноугольные гранодиорит-порфиры, *5* — среднекаменноугольные монцониты, *6* — среднекаменноугольные диориты, *7* — руда с высоким содержанием (>0,8% Cu), *8* — руда со средним содержанием (0,3–0,7% Cu), *9* — руда с низким содержанием (0,1–0,3% Cu), *10* — минерализованная порода (<0,1% Cu), *11* — разрывные нарушения, *12* — геологическая граница; *в* — линии разрезов с точками отбора каменного материала на месторождении Кальмакыр

а позднее и порфировыми интрузивами, контролирующими медно-молибденовое оруденение. Зоны их максимальной трещиноватости являются наиболее оруденелыми и подвержены метасоматическим преобразованиям [Ахунджанов и др., 2022, Каримова, Джуманиязов, 2022].

Мегаучасток месторождения Алмалык — Кальмакыр подразделяется на несколько участков. Малый Кальмакыр, расположенный в тектоническом клине между Карабулакским и Кальмакырским разломами, находится в северо-западной части Кальмакыра; к юго-востоку от него, отделенный поверхностью Кальмакырского разлома — участок Большой Кальмакыр; к юго-востоку от Большого Кальмакыра — участок Акчеку; к юго-востоку от участка Акчеку находится участок Джаныбек. В последние годы в северо-восточной части Кальмакыра выделен также 5-й участок — Накпайсайский (рис. 1).

Основополагающими особенностями формирования супергиганта Большой Кальмакыр являются длительность и многостадийность [Ахунджанов и др., 2022]. Новые представления привели к расширению иерархии возрастных подразделений в истории образования месторождений. Помимо этапов и стадий минералообразования, многими исследователями выделяются рудоносные эпохи, соответствующие более длительным периодам предыстории — собственно формирование, преобразование и сохранение месторождений [Ахунджанов и др., 2021, 2022; Далимов, 2011; Каримова, 2020].

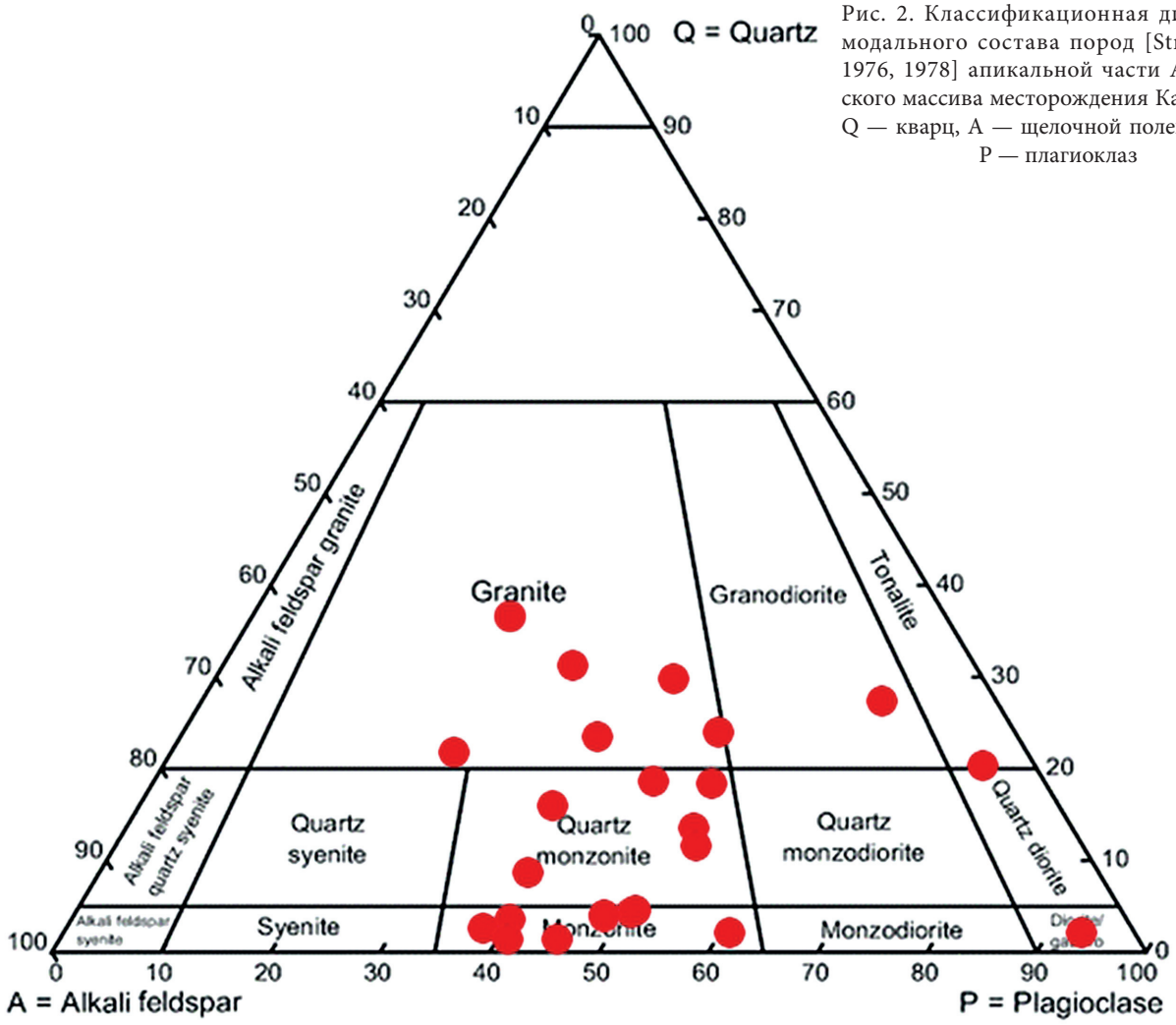


Рис. 2. Классификационная диаграмма модального состава пород [Streckeisen, 1976, 1978] апикальной части Алмалыкского массива месторождения Кальмакыр. Q — кварц, A — щелочной полевой шпат, P — плагиоклаз

Основная задача настоящей работы — выяснение характера и закономерностей оруденения нижнего горизонта месторождения Кальмакыр.

Материалы и методы исследований. Для изучения распределения петрогенных, рудообразующих, малых и редких элементов в породах нижнего горизонта месторождения Кальмакыр отобраны более 90 образцов и проведены химические, силикатные, масс-спектрометрические анализы на приборе ICP-MS-7500 Series Flilent Technologies (Япония).

Результаты исследований и их обсуждение. Обработка собранных материалов несколькими методами анализов показывает, что содержание золота и серебра на месторождении Кальмакыр значительно выше, чем на месторождении Ёшлик (Дальнее) [Каримова и др., 2022]. Содержание золота и серебра в интрузивных породах Кальмакыра также значимо.

Медно-молибденовое месторождение Кальмакыр Алмалыкского горнорудного района является уникальным среди подобных месторождений в мире по своим масштабам. Практически во всех горных породах месторождения очень высоко содержание следующих элементов: Cu, Se, Mo, Ag, Te, Re, Pt, Au, Bi. Содержание благородных металлов в породах достигает промышленных значений. Платина имеет условное значение, так как получены неточные данные анализа, без указания конкретного содержания в породе (со знаком <). Содержание серебра в некоторых образцах достигает до 33–42 г/т, в одном из образцов (КЦ-104) — 83 г/т, а содержание золота в породах — 1–5,7 г/т (в образце КЦ-03 — 11,76 г/т).

Общее содержание редкоземельных элементов во всех образцах также достигает промышленных значений. Их сумма в исследованных породах колеблется от 11 до 176 г/т, а в нескольких образцах (КЦ-17, КЦ-102 и КЦ-03) даже 272, 408 и 643 г/т. По распределению РЗЭ породы характеризуются значительным обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых при отсутствии выраженных европиевых аномалий.

Изученные нами породы в большинстве своем относятся к субщелочному ряду повышенной калиевой щелочности с резким преобладанием в составе полевых шпатов ортоклазового минала. Коэффициент железистости характеризует степень дифференциации магмы при формировании горных пород (в образцах колеблется в широком диапазоне: 5,3–40). Коэффициент магнезиальности (0,01–0,4) в определенном смысле обратен коэффициенту фракционирования.

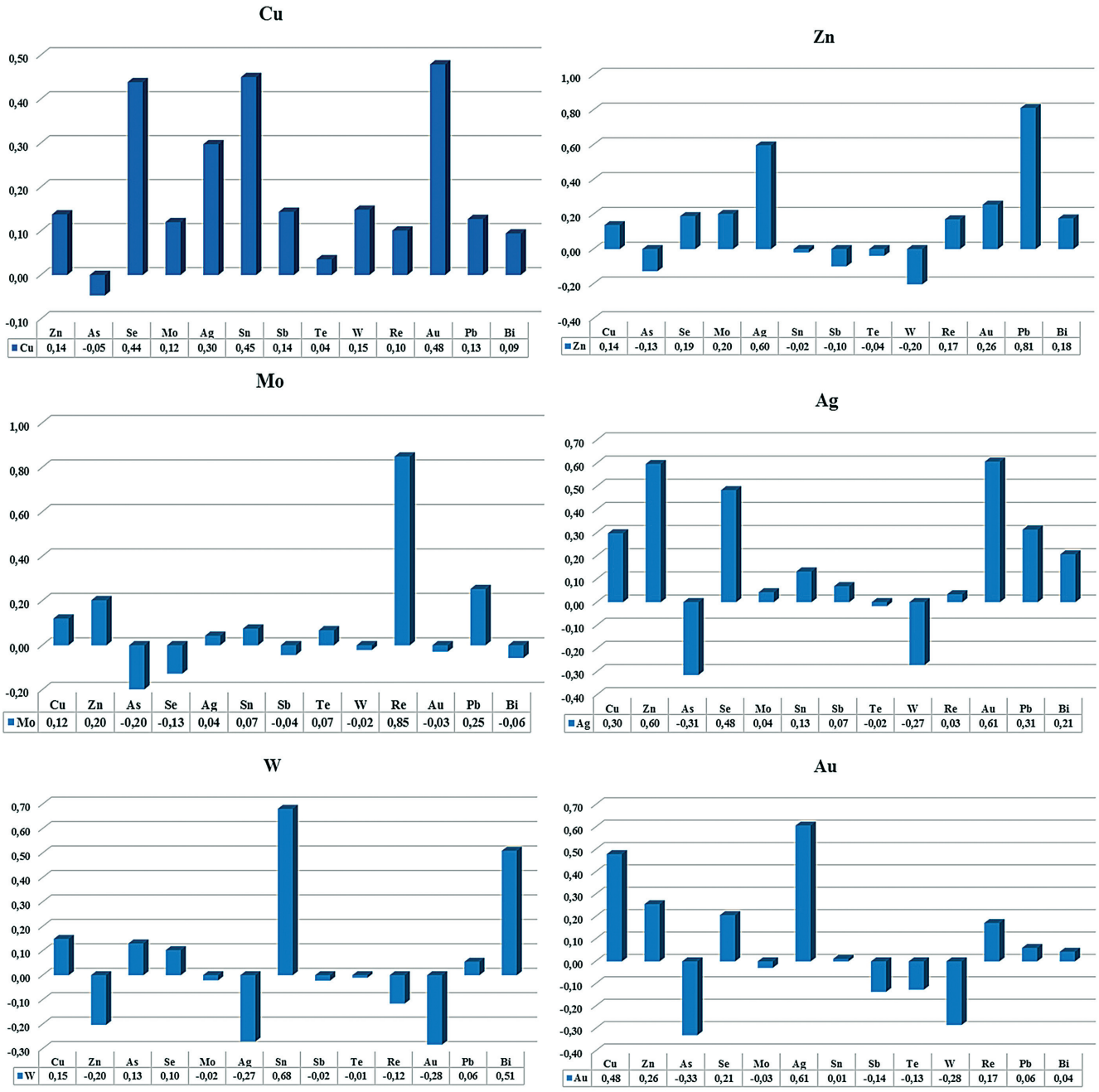


Рис. 3. Гистограмма корреляции нескольких элементов с минеральными элементами

Рудовмещающие породы месторождения Кальмакыр с начальных этапов его исследования определены как сиенодиориты, которые, согласно принятой классификации и номенклатуре, представляются монцонитоидами и являются самыми распространенными породами, занимающими около 60% площади Алмалыкского массива. С юга они ограничены Каратагатинским разломом. Среди монцонитоидов выделены две группы: сиенодиориты и монцониты (количество образцов в группах соответственно 8 и 10). Состав этих групп пород (в %): пироксен — 6,8; 7,1; роговая обманка — 4,0; 6,3; биотит — 5,8; 9,6; плагиоклаз — 48,3; 35,5; калинатриевый полевой шпат — 29,4; 34,6; кварц — 2,0; 3,1; магнетит — 2,6; 2,6; акцессорные (апатит, циркон, сфен и др.) — 1,1; 1,2. Кроме этих типов пород установлены диориты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты и др. На классификационной диаграмме AQP породы Алмалыкского интрузива размещаются в основном в поле монцонитов и кварцевых монцонитов (рис. 2).

Имея в виду парные корреляционные зависимости, для отдельных элементов определена предполагаемая концентрация: по меди — золото, олово и селен (0,4–0,5 г/т), серебро (0,3 г/т); по цинку — свинец (0,8 г/т), серебро (0,6 г/т); по молибдену — рений (0,9 г/т); по серебру — золото, цинк и селен (0,5–0,6 г/т), медь и свинец (0,3 г/т); по вольфраму — олово (0,7 г/т) и висмут (0,5 г/т); по золоту — серебро (0,6 г/т) и медь (0,5 г/т) (рис. 3).

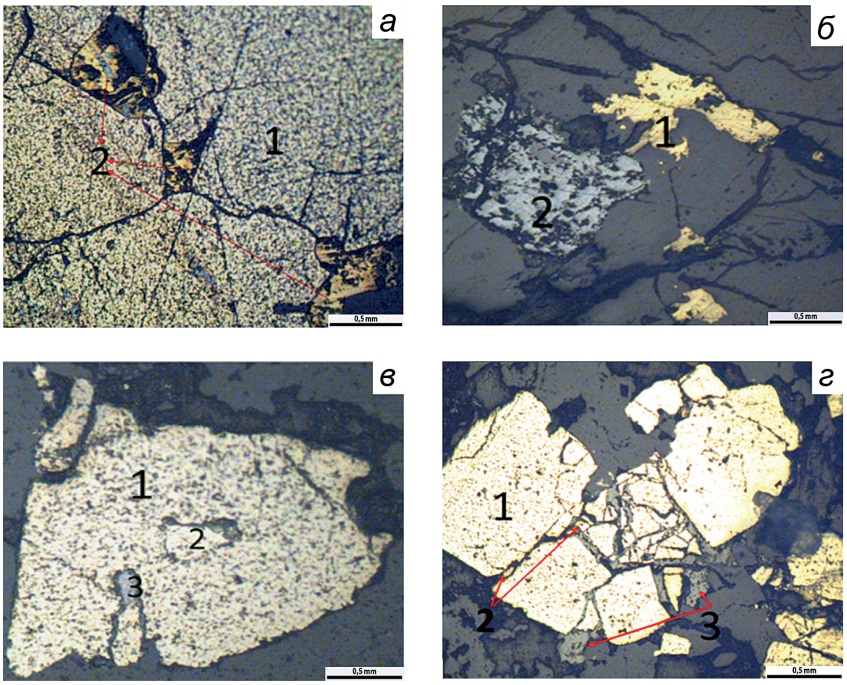


Рис. 4. Фото полированных шлифов месторождения Кальмакыр: *а* — пирит (1), халькопирит (2); б — халькопирит (1), сфалерит (2); *в* — пирит (1), арсенопирит (2), сфалерит (3); *г* — пирит (1), халькопирит (2), сфалерит (3)

Под микроскопом в образцах определены рудные минералы: пирит, арсенопирит, халькопирит и сфалерит (рис. 4, *а-г*). Форма пирита кубическая, пентагондодекаэдрическая, призматическая и неправильная (рис. 4, *а*). Цвет в отраженном свете желтовато-белый. Размер от 0,06 мм до 0,5 мм. Кристаллы халькопирита встречаются в различных формах в верхней части зерен пирита и в трещинах. Формы призматическая, овальная, игольчатая, прожилковая и неправильная (рис. 4, *а*). В отраженном свете светло-желтый. Размер от 0,0054 мм до 0,15 мм. Форма сфалерита призматическая и неправильная (рис. 4, *в*). Сфалерит встречается в трещинах кристаллов пирита. Форма сфалерита таблитчатая, призматическая, прожилковая и неправильная (рис. 4, *в*, *г*). В отраженном свете светло серый цвет. Размер от 0,01 мм до 0,07 мм.

По характеру метасоматических процессов на месторождении Кальмакыр наиболее развиты продукты кислотного выщелачивания, представленные главным образом пропилитами, кварц-полевошпатовыми метасоматитами, березитами (рис. 5), соответственно, сопровождающими основные типы руд — цветных (Cu, Pb, Zn), редких (W, Mo), благородных (Au, Ag, Pt) и других металлов.

Монцодиориты интенсивно метасоматически изменены. В них выражены биотитизация, хлоритизация, калишпатизация, серицитизация, альбитизация, пелитизация и реже эпидотизация (рис. 5, *а*), однако в монцодиоритах сохранились реликты первичной структуры исходных пород. Вторичный биотит занимает около 15% от всей породы, он представлен чешуйчатыми и листоватыми кристаллами, плеохрорирует от светло-бурого до темно-бурого. Порода обогащена рудными минералами (около 15% объема) в виде вкрапленников изометричного габитуса, рассечена прожилками кварца. Важно отметить, что в породе в количестве не менее 5% присутствует мелкая вкрапленность акцессорного апатита, который возможно и содержит редкоземельные элементы. На рис. 5, *б* в центральной части видны листочки бурого вторичного биотита, левее от него наблюдаются мелкие кристаллы эпидота с высоким рельефом. Вмещающие полевые шпаты соссюритизированы, в нижней части фото шлифа — призматический актинолит, а также округлые и удлиненные зернышки апатита с высоким рельефом.

Выводы. Согласно определениям на масс-спектрометре нижние оруденелые уровни месторождения Кальмакыр, вне зависимости от типа пород

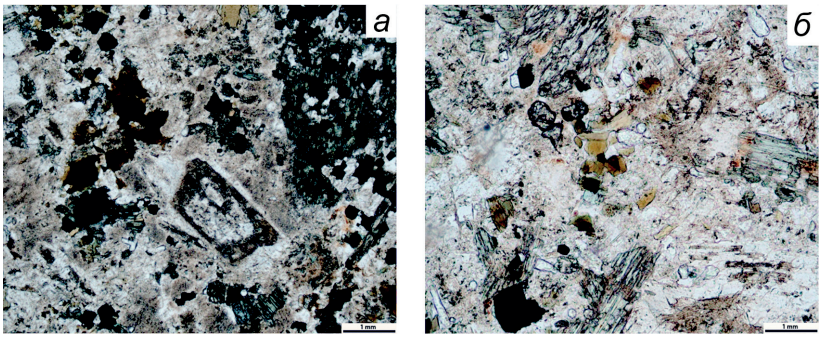


Рис. 5. Фото прозрачных шлифов монцодиорита. Без анализатора

обогащены K, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Re, Yb, Au, Ag, As, Sb, Se, Te, Pt, Tl, Hf, Cr и B. В связи с вышеизложенным мы предполагаем потенциальную металлогеническую специализацию Кальмакыра на оруденение, аналогичное Большому Алмалыку [Ахунджанов и др., 2021; 2022]. Кроме того, в породах Кальмакыра содержание золота и серебра имеет промышленное значение, что также служит восполнению минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан.

Выявлена полиформационность и потенциальная рудоносность глубоких горизонтов месторождения Кальмакыр. Определено, что смена медного оруденения с глубиной на медно-молибденовое обусловлена сменой вмещающих диоритов монцонитоидами. Руды золота и серебра представляются наложенными, молодыми и связанными с дайками основного и кислого состава [Каримова, Джуманиязов, 2022].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносность глубоких горизонтов месторождения Кальмакыр (Алмалыкский район, Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2022. № 3. С. 33–46.

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносные монцонитоиды медно-молибденового месторождения Ёшлик (Дальнее) Алмалыкского района (Республика Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. 2021. № 3. С. 43–49.

Далимов Т.Н. Межрегиональная корреляция и основные проблемы палеозойского магматизма Западного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 1. С. 3–17.

Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алмалык-Ангренского района. Ташкент: Lesson Press, 2020. 113 с.

Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Полиформационность медно-порфировых месторождений Алмалыка // Материалы международной научно-практической конференции «Интеграция науки, образования и производства — залог прогресса и процветания», Навои. 2022. С. 129–132.

Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Ёшлик (Алмалык-Ангренский горнорудный район, Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 95–98.

Golovanov I.M., Seltmann R., Kremenetsky A.A. The Porphyry Cu-Au/Mo Deposits of Central Euroasia: 2. The Almalyk (Kalmakyr-Dalnee) and Saukbulak Cu-Au Porphyra Systems. Uzbekistan // Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective. SA: PGC Publishing. Adelaide. 2005. Vol. 2. P. 513–523.

Dolgopolova A., Seltmann R., Konopelko D. et al. Geodynamic evolution of the western Tien-Shan. Uzbekistan: Insight from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Research. 2016. Vol. 47. P. 76–109.

Streckeisen A. IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. Classification and melilite rocks. Recommendations and suggestions // Neues Jahrbuch for Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen. 1978. Vol. 143. P. 1–14.

Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // Earth / Sci. Rev. Intern. Mag. for Geo-Sci. Amsterdam. 1976. Vol. 12. P. 1–33.

Zhao X.B., Xue C.J., Chi G.X. et al. Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu-Au deposit Almalyk district Uzbekistan: Implications for mineralization processes // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 86. P. 807–824.

Статья поступила в редакцию 12.02.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 551.312.48
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-66-78

ФЛЮИДОРАЗГРУЗКА КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ СУБАКВАЛЬНОГО ОПОЛЗНЯ «КРАСНОЯРСКИЙ», ОЗЕРО БАЙКАЛ

Артур Алиевич Кудаев[1]✉, Григорий Георгиевич Ахманов[2], Олег Михайлович Хлыстов[3], Олеся Николаевна Видищева[4], Марина Андреевна Соловьева[5], Дмитрий Вячеславович Корост[6]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике, Москва, Россия; a.a.kudaev@gmail.com
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике, Москва, Россия; akhmanov@geol.msu.ru
[3] Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия; oleg@lin.irk.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике, геохимик, Москва, Россия; vid6877@yandex.ru
[5] ООО «Деко-Геофизика»; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; marina-sol@yandex.ru
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике, Москва, Россия; dkorost@mail.ru

Аннотация. В статье представлены результаты исследований оползня Красноярский, расположенного в авандельте р. Селенга на дне оз. Байкал. К изучению оползня был применен мультидисциплинарный подход, включающий в себя сейсмоакустические, литологические, газогеохимические и физико-механические исследования. Полученный материал исследований оползня Красноярский и окружающих объект грунтов позволил выдвинуть гипотезу формирования оползня, согласно которой, роль ключевого фактора активизации гравитационного процесса, на ряду с сейсмичностью, играла высокая газонасыщенность донных отложений. Предложенный подход к изучению озерных и морских отложений может быть применен как при оценке их устойчивости, так и при поисках зон флюидоразгрузки на дне акваторий, связанных с месторождениями углеводородов в осадочной толще или, в частности, при картировании зон деградации реликтовой многолетней мерзлоты, под которой нередко могут формироваться скопления газов.

Ключевые слова: субаквальный оползень; гравитационные процессы; метан донных отложений; газонасыщенные грунты; озеро Байкал

Для цитирования: *Кудаев А.А., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Видищева О.Н., Соловьева М.А., Корост Д.В.* Флюидоразгрузка как фактор формирования субаквального оползня «Красноярский», озеро Байкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 66–78.

FOCUSED FLUID DISCHARGE AS SUBAQUEOUS LANDSLIDING FACTOR, AN EXAMPLE OF KRASNOYARSKIY LANDSLIDE, THE LAKE BAIKAL

Artur A. Kudaev.[1]✉, Grigorii G. Akhmanov[2], Oleg M. Khlystov[3], Oles'ya N. Vidischeva[4], Marina A. Solovyeva[5], Dmitry V. Korost[6]

[1] Lomonosov Moscow State University; UNESCO-MSU Training and Research Center for Marine Geology and Geophysics, Moscow, Russia; a.a.kudaev@gmail.com
[2] Lomonosov Moscow State University; UNESCO-MSU Training and Research Center for Marine Geology and Geophysics, Moscow, Russia; akhmanov@geol.msu.ru
[3] Limnological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Science, Irkutsk, Russia; oleg@lin.irk.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vid6877@yandex.ru
[5] LLC «Deco-Geophysics», Moscow, Russia; marina-sol@yandex.ru
[6] Lomonosov Moscow State University; UNESCO-MSU Training and Research Center for Marine Geology and Geophysics, Moscow, Russia; dkorost@mail.ru

Abstract. There are represented results of Krasnoyarskiy subaqueous landslide researches in this paper. Landslide is located at subaqueous part of delta of the Selenga river. A multidisciplinary approach was applied to the study of the landslide, including seismo-acoustic, lithological, gas-geochemical and geotechnical studies. Obtained data from landslide and surrounding soils allowed to put forward a hypothesis, whereby a key factor to landslide origin was been high gas saturation of the soils and reason of landslide was an earthquake. The proposed approach to the studying of bottom soils in lakes and seas can be applied both in assessing their stability and in searching for focus fluid discharging zones at the bottom in areas associated with hydrocarbon deposits in the sedimentary section. Also, approach can be applied in mapping of permafrost melting in Arctic region offshore, where gases are often accumulating below it.

Keywords: subaqueous landslide; gravitational processes; methane of bottom deposits; gassy soils; the Lake Baikal

For citation: Kudaev A.A., Akhmanov G.G., Khlystov O.M., Vidischeva O.N., Solovyeva M.A., Korost D.V. Focused fluid discharge as subaqueous landsliding factor, an example of Krasnoyarskiy landslide, the Lake Baikal. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 66–78. (In Russ.).

Введение. Субаквальные гравитационные процессы характеризуются относительно бóльшим масштабом по сравнению с континентальными, что немаловажно учитывать при изысканиях на акваториях. Кроме того, донные отложения акваторий, на которых проводятся геологоразведочные работы, часто характеризуются наличием в них углеводородных газов (например, метана). Таким образом, учет влияния газонасыщенности осадков на их устойчивость необходим при изучении физико-механических свойств донных грунтов.

Анализ литературных данных показал, что с середины XX в., когда началось интенсивное освоение шельфа, стала очевидна актуальность проблемы влияния газовой составляющей донных отложений на их устойчивость. Например, в 1970-х годах по результатам исследований морфологии дельты р. Миссисипи были обнаружены оползневые цирки различных формы и размера, образованные на склонах дна с крутизной от 0,14 до 0,22 градусов при глубине от 9 до 15 м [Prior, Coleman, 1978]. В работе [Whelan et al., 1976] установлено, что к важнейшим факторам формирования гравитационных процессов при таком уклоне склона относятся слабая консолидированность осадков, связанная с высокой скоростью седиментации, наличие газа в осадках, как в растворенном виде, так и в свободной пузырьковой фазе. Кроме того, в работе [McIver, 1982] предложена модель образования субаквальных гравитационных процессов, в которой ключевую роль играет диссоциация газовых гидратов. Позднее, в работах [Kaminski et al., 2020; Wheeler, 1986, 1988; Zhang et al., 2021] была доказана зависимость между количеством и фазовым состоянием газа в грунте и его напряженным состоянием. Так, по мере увеличения количества пузырьков газа в пустотном пространстве грунта снижается угол внутреннего трения (ϕ).

Яркий пример, иллюстрирующий тесную взаимосвязь устойчивости склоновых отложений и близко расположенного скопления углеводородных газов — гигантский подводный оползень Сторегга [Bugge et al., 1988], развитый на континентальной окраине Норвегии.

Изучение влияния повышенной концентрации газов в грунтах на устойчивость склоновых отложений и признаков, которые могут указывать на это влияние, имеет важное практическое значение, которое можно сформулировать в следующих положениях:

– разработка методических подходов к инженерно-геологическим изысканиям на акваториях, для которых характерно развитие зон фокусированной флюидоразгрузки;

– поиск зон фокусированной флюидоразгрузки, связанных с миграцией углеводородов из залежей, сформированных в осадочном разрезе;

– оконтуривание областей деградации реликтовой многолетней мерзлоты, которая нередко может служить флюидоупором для скоплений углеводородных газов.

Байкал — самый глубоководный и наиболее древний пресноводный водоем планеты, по всем характеристикам сопоставимый с морями, и это единственное озеро, в осадках которого были обнаружены скопления природных газовых гидратов. Для донных отложений Байкала характерно относительно высокое (10 мл/л) содержание растворенного метана преимущественно биогенного происхождения [Granin et al., 2010], а также многочисленные зоны фокусированной флюидоразгрузки [Cuylaerts et al., 2012; Khlystov et al., 2013]. Скопления газовых гидратов обнаружены в Южной и Центральной котловинах озера, как в придонных участках (сипы, грязевые вулканы, гидратные холмы [Хлыстов и др., 2011]), так и на глубине до 161 м ниже дна [Khlystov et al., 2013]. Верхняя граница стабильности газовых гидратов определяется глубиной воды в 350–400 м (в зависимости от температуры придонных вод, наличия аномального теплового потока) [Дучков, 2003] и подтверждена неоднократными наблюдениями, когда при подъеме трубки, содержащей осадки с газовыми гидратами, содержимое трубки начинало резко испускать пузыри в водную толщу, что фиксировалось на эхолоте или, как это было продемонстрировано в работах коллектива Class@Baikal на данных подводной видеосъемки [Ахманов и др., 2018]. Нижняя граница зоны стабильности газогидратов совпадает с сейсмической границей BSR (Bottom Simulating Reflector) и достигает глубины более 450 м ниже дна [Гольмшток и др., 1997]. Разномасштабные подводные оползни расположены в зоне стабильности газовых гидратов. Исследование взаимосвязи газонасыщения донных отложений и оползневых процессов на озере Байкал является актуальным как для Байкала, так и для аналогичных морских придонных систем.

Цель работы — установление взаимосвязи между просачиванием углеводородных газов из гидратоносного сипа и повышенной газонасыщенностью донных отложений с гравитационными процессами на подводном склоне оз. Байкал.

Общая характеристика района исследований. Дельта и авандельта р. Селенга разделяет южную и среднюю котловины озера Байкал и формируют самостоятельный осадочный комплекс площадью около 5000 км^2 [Кузьмин, 2000; Сороковикова и др., 2009]. Район исследований приурочен к авандельте

р. Селенга. Рельеф авандельты здесь пологий, углы наклона достигают 5 градусов. Строение поверхности дна авандельты осложнено гребнями и разделяющими их каналами, которые развиты у бровки авандельты и ниже по склону. Наиболее интенсивно и глубоко рельеф южного борта котловины озера нарушен в районе Посольской банки, где глубина врезания каньонов достигает 150–250 м, а длина вниз по склону местами достигает более 10 км. Главная особенность внешней части фронта авандельты Селенги в южной котловине — широко распространенные концентрические образования, достигающие в диаметре 8–9 км. Структуры имеют субвертикальные стены с максимальной высотой около 150–170 м. Основания структур имеют неровную поверхность с перепадом рельефа до 30–50 м [Хлыстов и др., 2016; Kononov et al., 2019]. Северная часть авандельты, в пределах Средней котловины озера, характеризуется более сложным рельефом. В районе Кукуйской гривы развиты крупные разновозрастные оползневые блоки [Сороковикова и др., 2009].

Подводный оползень Красноярский расположен на бровке авандельты р. Селенга в южной котловине озера Байкал. Объект был обнаружен в ходе анализа данных съемки многолучевым эхолотом, которые получены в рамках международного российско-бельгийского проекта, организованного Лимнологическим институтом Сибирского отделения Российской академии наук (ЛИН СО РАН, Россия) и Renard Centre of Marine Geology (RCMG, Бельгия) в 2009 г. Ранее, в 2007 г., в ходе геофизической экспедиции на научно-исследовательском судне «Г.Ю. Верещагин» были получены сонограммы западного склона авандельты р. Селенги в южной котловине оз. Байкал. На одном из изображений гидролокации бокового обзора (ГБО) напротив мыса Красный Яр были обнаружены три участка с аномально высоким сигналом обратного рассеяния, которые существенно не выделялись в рельефе [Granin et al., 2010]. В период с 2012 по 2015 г. геологическое опробование осадков в пределах аномалий позволило установить присутствие приповерхностных газовых гидратов [Хабуев и др., 2016]. Близкое расположение гидратоносных структур и оползневого тела на дне озера Байкал вызвало предположение о возможном влиянии активности флюидоразгрузки сипа на устойчивость склоновых отложений, наряду с высокой сейсмичностью региона.

В Байкальской рифтовой зоне в прошлом и сейчас фиксируются сотни разномасштабных землетрясений, некоторые из которых имели магнитуду M=7,7 (I0=10–11 баллов) [Уломов, 1995; www.seis-bykl.ru]. Кроме того, в распределении мест разгрузки углеводородных флюидов в осадочном чехле озера Байкал значимую роль играет активная неотектоника [Видищева и др., 2021].

В период с 2015 по 2019 г., в рамках экспедиций Class@Baikal [class-baikal.ru], организованных геологическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва) совместно с ЛИН СО РАН (Иркутск), в пределах распространения оползня Красноярский и сипа Красный Яр на НИС «Г.Ю. Верещагин» были выполнены геофизические и геологические исследования, результаты которых представлены в данной работе.

Материалы и методы исследований. Для поиска подходов к изучению оползня Красноярский и гидратоносного сипа Красный Яр была применена комплексная методика исследований, которая включает в себя следующие методы.

Геофизические методы. Основой для представления о строении оползня и прилегающих поверхностей дна служили данные съемки многолучевым эхолотом SEABEAM 1050 (частота сигнала 50 кГц; сектор обзора 120 градусов; 108 лучей), предоставленные ЛИН СО РАН и RCMG (программа РАН 17.8 (2009) и Проект FWO Flanders (1.5.198.09)).

Для детализации строения разреза авандельты был применен метод сейсмоакустического профилирования. Сейсмоакустическая съемка осуществлялась по методике непрерывного сейсмического профилирования, при скорости хода судна около 3,5 узлов. Источник сейсмических колебаний — многоэлектродный электроискровой (спаркер). Центральная частота возбуждаемого сигнала — 400 Гц, энергия источника — 1000 Дж. Регистрация велась одноканальной косой длиной 20 м из 40 пьезо-приемников. Метод позволил установить строение разреза авандельты до глубин около 300 м с вертикальным разрешением 2 м.

Геологические методы. Для уточнения состава и строения осадков применялся метод донного гравитационного пробоотбора. Для пробоотбора использовались 3- и 5,5-метровые трубки. Всего на полигоне оползня Красноярский и одноименного сипа было выполнено 90 станций донного пробоотбора с суммарным выходом керна 220 м. На борту было выполнено первичное описание кернов и их фотодокументация. Литологический состав осадков, вскрытых в пределах полигона, был охарактеризован исходя из набортного описания керна и результатов изучения методом лазерной дифрактометрии для установления гранулометрического состава и методом рентгенофазового анализа для установления минерального состава.

Инженерно-геологические методы. В ходе набортного описания кернов грунтов замеряли физико-механические характеристики грунтов микрокрыльчаткой и карманным пенетрометром. Для грунтов, отобранных станциями TTR-BL17-255G, TTR-BL17-261G, TTR-BL17-264G TTR-BL19-441G, TTR-BL19-442G, TTR-BL19-443G, изучены физико-механические свойства в лабораториях МГУ имени М.В. Ломоносова и ИГЭ РАН имени Е.М. Сергеева [Кудаев и др., 2022]. Расчеты устойчивости склона выполнялись в ПО «Geo5». За основу конфигурации оползня взяты данные батиметрии и сейсмопрофилирования, на основании которых

Таблица 1

Физические и физико-механические свойства грунтов района развития субаквального оползня Красноярский

Номер станции	Наименование грунта	Гранулометрический состав								Влажность образца, %	Плотность грунта, г/см^3	Пластичность			Показатель текучести	Прочностные свойства (одноосный сдвиг)	
		Содержание частиц различного размера, в мм, %														С, кПа	φ, град.
		1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	<0,005	<0,002			WL	WP	IP			
TTR-BL17-261G	Глина текучая	0,7	1,9	0,9	5,2	4,8	29,9	6,4	50,2	64,6	1,66	56,2	31,4	24,8	1,34	8	1
TTR-BL19-441G			0,8	0,3	6,2	6,3	19,8	12,4	54,2	67,4	1,53	52,8	31,6	21,2	1,69	34	5
TTR-BL19-442G		0,4	2,1	0,7	8,4	8,7	22,4	14,8	42,5	77,2	1,64	61,3	34,5	26,8	1,59	28	7
TTR-BL19-443G		0,3	0,7	0,8	8,5	8,6	19,9	13,3	47,9	80,6	1,51	61,2	35,2	26,0	1,75	21	10

построены расчетные модели оползня. Далее были выбраны лабораторные значения физико-механических характеристик грунтов, и выполнен расчет устойчивости склона в разных сечениях (табл. 2), пересекающих полигон.

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ батиметрических данных показал, что в пределах полигона углы наклона дна варьируют от 1–2 до 15 градусов, в рельефе дна отчетливо выделяются плосконаклоненные участки дна, эрозионные врезы, крутые стенки оползневого амфитеатра. Сам оползень Красноярский идентифицируется в рельефе дна по:

– затронутой оползанием поверхности дна, которая имеет в плане трапецевидную форму с основанием, обращенным вверх по склону (рис. 1). На поверхности оползня скольжения прослеживаются эрозионно-денудационные элементы рельефа, присущие склону авандельты на изобатах 280–600 м, такие, как эрозионные каналы и хребты разделяющие эти каналы. Каналы направлены параллельно наклону поверхности дна и маркируют участки придонного транзита осадочного вещества, поставляемого рекой Селенга. Длина границ оползневого тела около 12 км, площадь 9,5 км^2. Перепад глубин от стенки отрыва до области разгрузки 350 м. Объем

Таблица 2

Оценка устойчивости полигона оползня Красноярский

Станция, №	Положение в пределах полигона (относительно оползня)	Структурная прочность $\sigma_{стр}$, кПа	Бытовое давление $P_г$, кПа	Деформации нагрузки в точке	Коэффициент запаса устойчивости (расчет по методу Шахунянца)
TTR-BL17-261G	Уступ возле передовой части оползня	16,27	54,6	Да	0,61
TTR-BL19-441G	Тело оползня	74,15	54,4	Нет	1,40
TTR-BL19-442G	Не затронутый оползанием склон	63,24	54,8	Нет	1,62
TTR-BL19-443G	Подножие оползня	50,01	54,6	Да	1,80

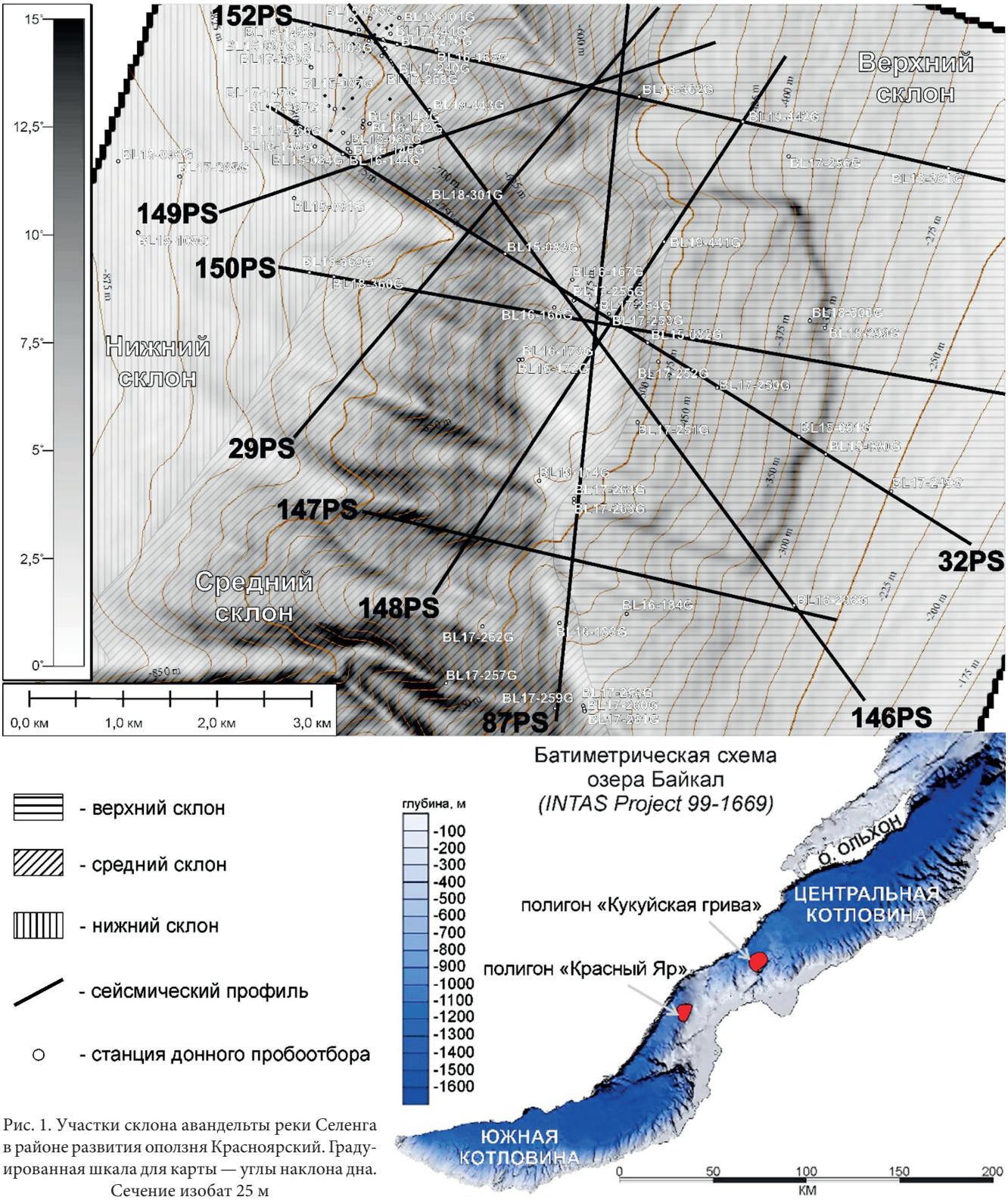


Рис. 1. Участки склона авандельты реки Селенга в районе развития оползня Красноярский. Градуированная шкала для карты — углы наклона дна. Сечение изобат 25 м

оползневого тела по данным батиметрии и сейсмопрофилированию составляет около 0,28 км^3;

– стенкам отрыва, ограничивающих тело оползня от склона авандельты реки Селенга. Для оползня характерна головная стенка отрыва извилистой формы, ориентированная поперек склона, характеризующаяся углами наклона от 8 до 15 градусов, шириной от 80 до 150 м. Высота стенки отрыва достигает 20 м. Протяженность 4200 м, перепад глубины от северной оконечности вершины стенки до южной вершины стенки составляет 70 м (глубина воды 330 м метров на юге, 400 м на севере). Боковая стенка отрыва, фиксируемая по северной стороне оползневого тела, ориентирована параллельно падению склона. Боковая стенка характеризуется углами наклона от 5 до 10 градусов, шириной от 50 до 120 м. Высота стенки достигает 15 м. Протяженность 1850 м, перепад глубин с востока на запад для вершины стенки

составляет 150 м (глубины воды от 400 до 550 м). В нижней части стенка отрыва оползня совпадает с боковой поверхностью одного из эрозионных каналов. Южная боковая стенка отрыва отсутствует, роль границы оползневого тела с южной стороны играет хребет, разделяющий эрозионные каналы склона;

– уступу, обращенному против склона авандельты, который расположен у подножия тела оползня. Уступ имеет наклон от 0 до 5 градусов, ориентированный на восток–северо-восток с азимутом от 45 до 90 градусов. Протяженность уступа составляет 1700 м, высота до 20 м, перепад глубин с юго-востока на северо-запад составляет 75 м (отметки глубин воды 525 м на юго-востоке, 600 м на северо-западе). С северо-западной оконечности поверхность уступа сливается со стенкой одного из эрозионных каналов.

Область разгрузки оползня выработана по одному из эрозионных каналов, характерных для склона авандельты. Канал выражен в рельефе крутыми стенками бортов на глубинах воды от 625 до 825 м. Ширина канала варьирует от 500 м в верхней части и устье, до 250 м в наиболее крутой, центральной части. Наклон стенок до 10 градусов.

На сейсмических разрезах выделены пять сейсмокомплексов (СК). Сверху вниз:

СК-2а — характеризуется параллельной слоистостью, имеющей волнообразную форму, частичную потерю корреляции между осями синфазности. Как правило, сейсмокомплекс характеризует отложения, слагающие аккумулятивные тела, мощность которых достигает 100 м (рис. 2, *б*);

СК-2б — характеризуется параллельно-слоистой, горизонтальной волновой картиной, выдержанными осями синфазности повышенными амплитудами сейсмического отражения. Характерна для крупных осадочных тел у подножия оползня, мощность которых 100–200 м и более (рис. 2, *а, в*);

СК-1а — характеризуется параллельной, хорошо выдержанной волновой картиной. Оси синфазности прослеживаются по всему участку склона, имеют наклон, совпадающий с уклоном дна. Мощность параллельно-слоистого сейсмического комплекса СК-1а достигает 200–250 метров (рис. 2, *а, в*);

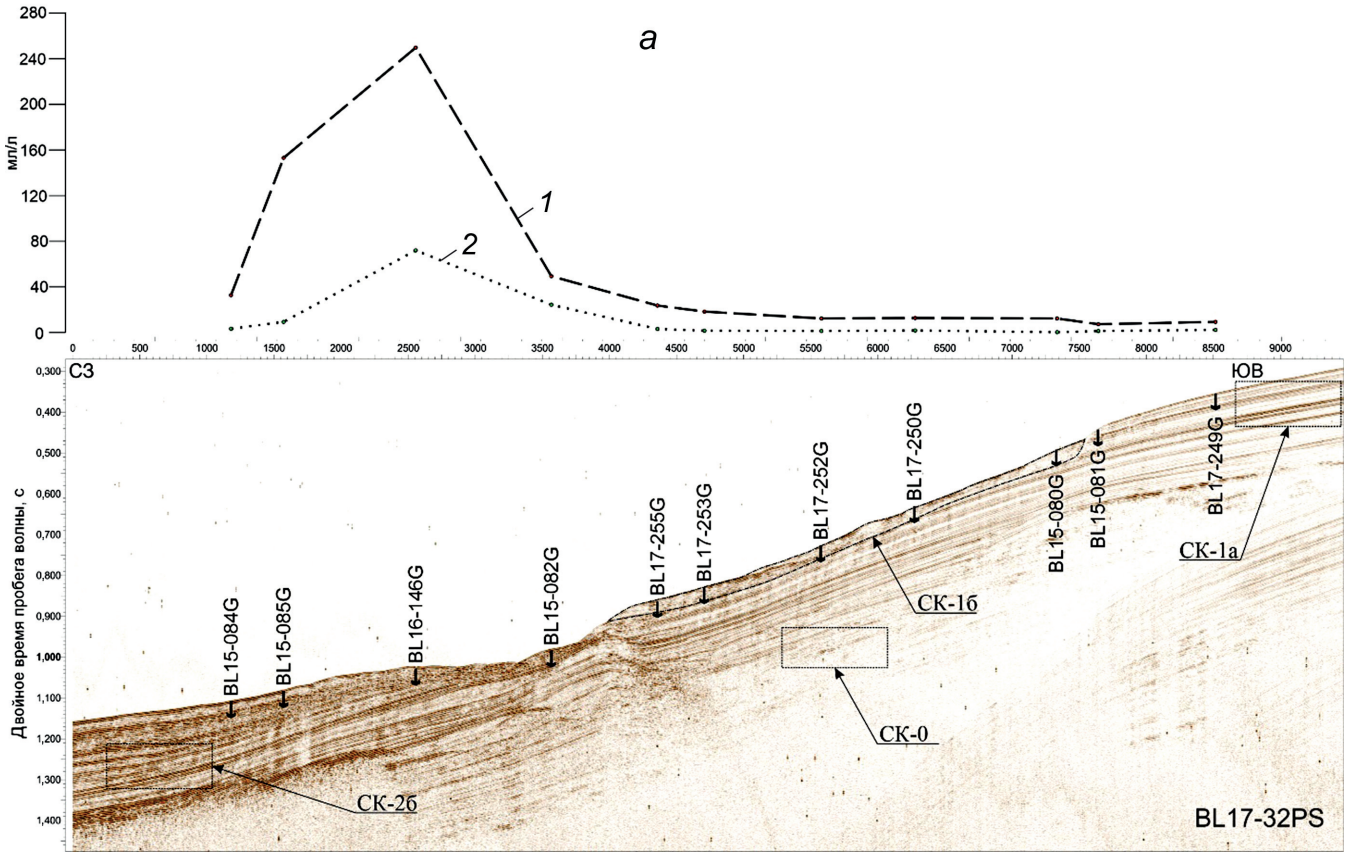
СК-1б — характеризуется хаотичесной волновой картиной, невыдержанными, рябыми осями синфазности, неравномерным распределением повышенной и пониженной амплитуды, по расположению в плане совпадающий с контурами оползня, выраженными в рельефе дна. Нижняя граница СК-1б с угловым несогласием залегает на СК-1а. Мощность СК-1б 25–30 метров (рис. 2, *а, в*);

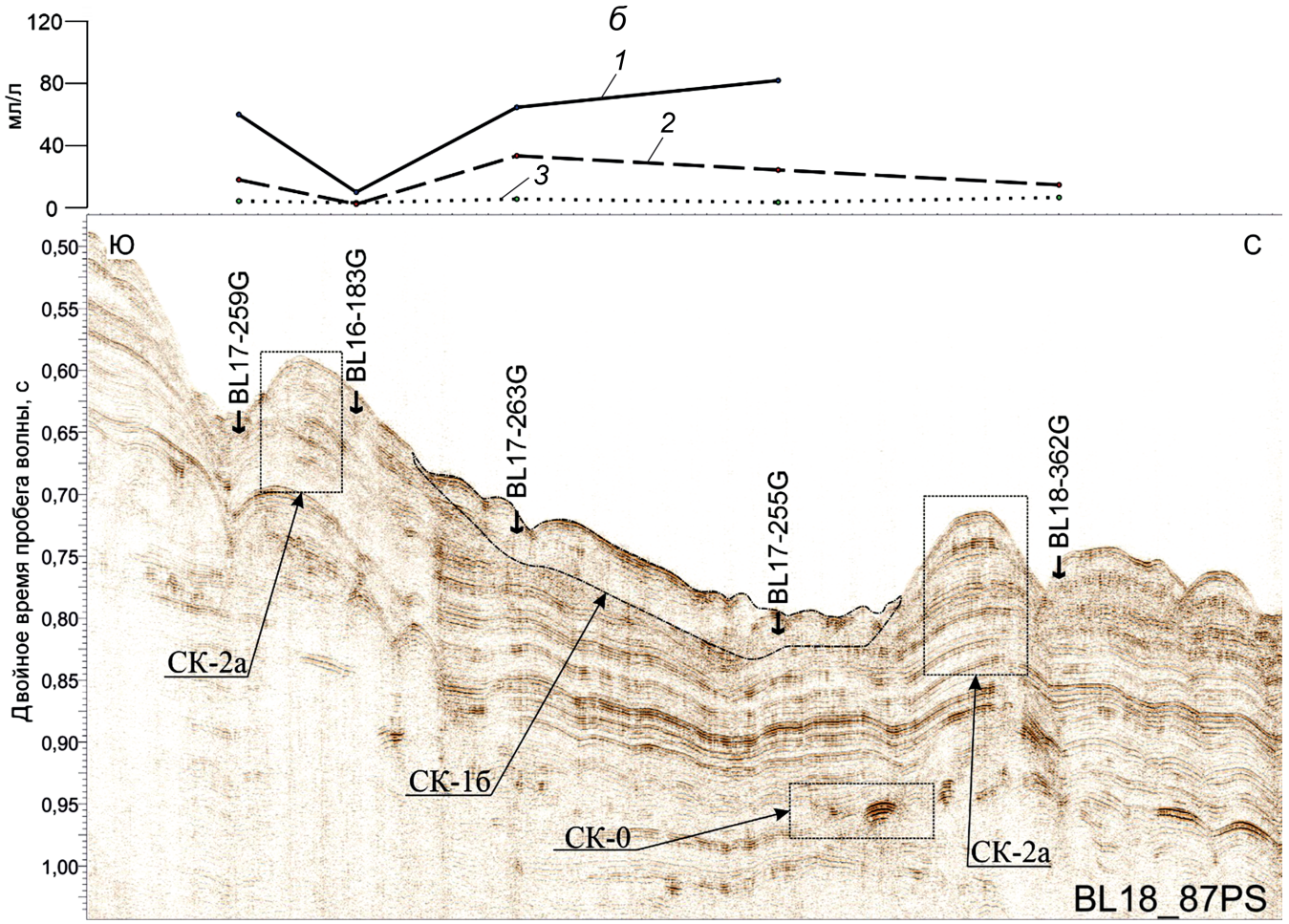
СК-0 — характеризуется моноклинальной слоистостью, имеющей угол падения 1–2 градуса, относительно слабыми амплитудами сигнала, частичной потерей корреляции между осями синфазности (рис. 2, *а, б*). Для СК-0 характерны аномалии отраженных волн акустического сигнала типа «яркое пятно». Аномалии прослеживаются под областью распространения СК-1б на глубинах 200–300 м.

Разрез приповерхностных осадков представлен в верхней части глинисто-диатомовым и диатомово-глинистым илом мощностью от 13 до 243 см. Размерность частиц этого слоя преимущественно пелитовая с примесью алеврита. Минеральный состав представлен гидрослюдой (67–74%), хлоритом (9–13%), каолинитом (10–11%), смектитом (4–7%), смешанослойными глинистыми минералами (2–3%). Вскрытая мощность плейстоценовых алевритистых глин достигает более 3 м. Состав минералов пелитовой фракции представлен: гидрослюдой (27–48%), смешанослойными глинистыми минералами (15–20%), хлоритом (12–21%), смектитом (13–15%), каолинитом (10–19%).

В кернах станций в теле оползня TTR-BL15-081G, TTR-BL15-082G, TTR-BL15-091G, TTR-BL15-098G, TTR-BL15-104G, TTR-BL16-166G, TTR-BL16-167G, TTR-BL16-171G, TTR-BL16-176G, TTR-BL16-180G, TTR-BL17-252G, TTR-BL17-253G, TTR-BL17-255G, TTR-BL17-256G, TTR-BL17-258G, TTR-BL17-259G, TTR-BL17-263G, TTR-BL17-265G отмечены текстуры, нарушенные оползанием. Текстуры маркируются по более светлым оттенкам серого цвета волнистых, иногда напоминающих опрокинутые складки прослоев. В станциях TTR-BL15-091G, -098G, TTR-BL16-147G, -178G, TTR-BL17-249G, -251G, -265G, -269G выявлены тонкие прослои мелкозернистых песков. В станциях TTR-BL15-082G, TTR-BL15-087G, TTR-BL15-095G, TTR-BL17-257G отсутствует голоценовый глинисто-диатомовый ил в верхней части разреза. В некоторых станциях разрез представлен третьим элементом — глинисто-алевритовым илом, залегающим под алевритистыми плейстоценовыми глинами (станции TTR-BL17-250G, TTR-BL17-257G, TTR-BL17-262G).

Газогеохимическими исследованиями полигона оползня Красноярский изучены растворенные в поровых водах углеводородные газы, как для тела оползня и его периферии, так и для участков дна, на которых развит сип Красный Яр. Исследовано 68 станций с интервалом отбора проб в 30 см. Суммарное число изученных проб — 634 образца, для которых исследована концентрация растворенного в поровых водах метана и его гомологов методом газовой хроматографии. Область донных отложений, расположенная выше оползня, характеризуется содержанием метана, растворенным в поровых водах и в свободном состоянии, с концентрацией до глубины 300 см ниже дна, не превышающей 31 мл/л осадка. В станциях, вскрывающих осадки склона вокруг оползня и его стенки отрыва, концентрация метана достигают 70 мл/л. В зоне оползневого тела концентрация метана выше, чем в ненарушенном склоне, и достигает 88 мл/л. Отмечена тенденция к увеличению концентрации газа в северном направлении (вдоль боковой стенки отрыва) и в направлении к сипу Красный Яр. В целом для склона ниже оползня характерно резкое увеличение концентрации метана в осадке с глубины 300 см. Концентрация метана в


а
мл/л
1
2
СЗ
ЮВ
Двойное время пробега волны, с
BL15-084G
BL15-085G
BL16-146G
BL15-082G
BL17-255G
BL17-253G
BL17-252G
BL17-250G
BL15-080G
BL15-081G
BL17-249G
СК-1а
СК-1б
СК-0
СК-2б
BL17-32PS


б
мл/л
1
2
3
Ю
С
Двойное время пробега волны, с
BL17-259G
BL16-183G
BL17-263G
BL17-255G
BL18-362G
СК-2а
СК-1б
СК-0
СК-2а
BL18_87PS

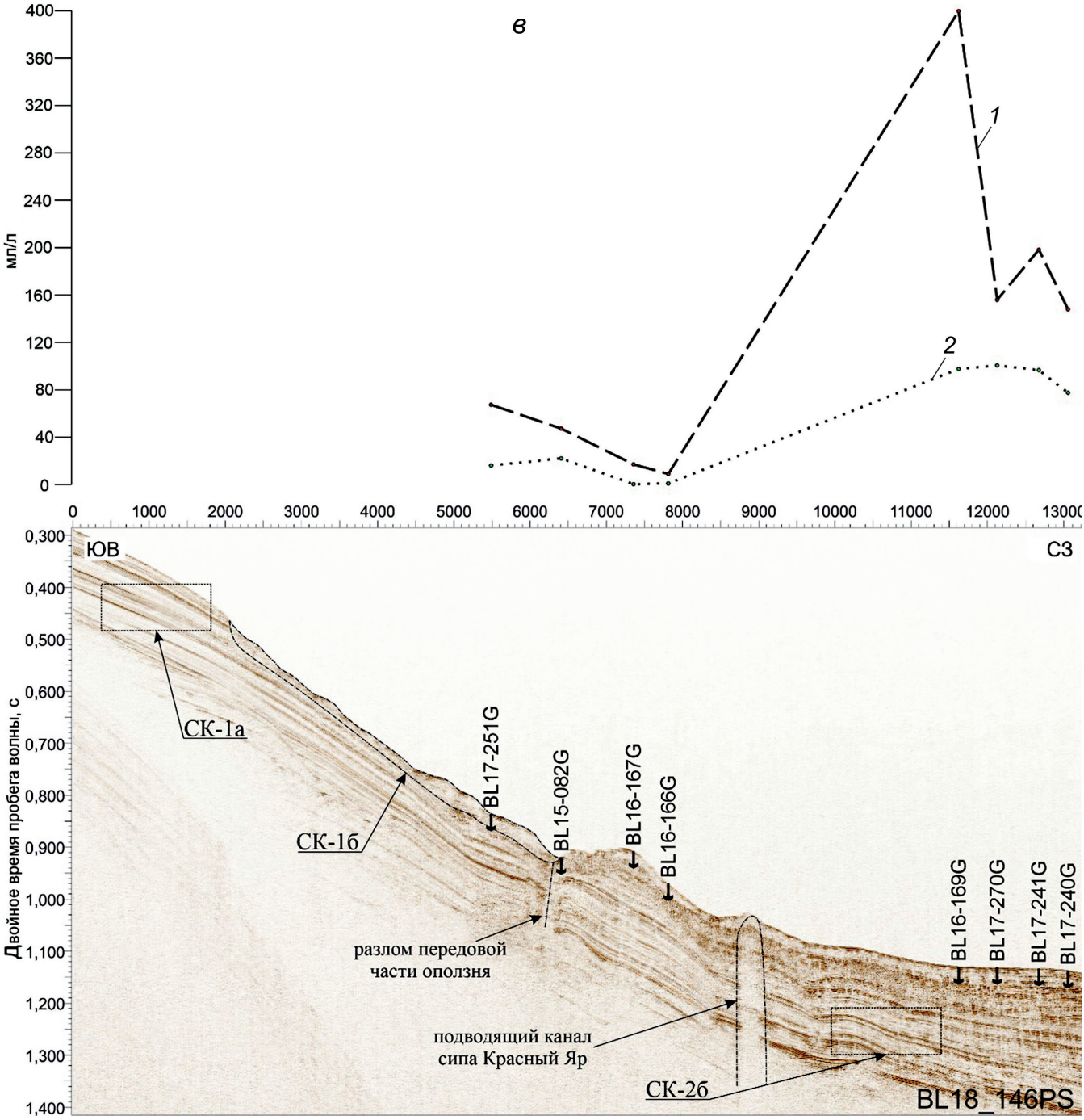


Рис. 2. Сейсмоакустические профили через тело оползня, с указанными станциями донного пробоотбора. На графике сверху указаны концентрации растворенного метана в осадках. Прямоугольниками выделены типичные для сейсмокомплексов участки профиля. Положение профилей на рис. 1. Пояснения в тексте

зоне сипа весьма высокая и достигает 370 мл/л. В некоторых станциях, расположенных в пределах сипа Красный Яр, вскрыты разрезы осадков, содержащие интервалы с газовыми гидратами [Хабуев и др., 2016]. Газовых гидратов в теле оползня и вокруг него не обнаружено.

В табл. 2 представлены результаты анализа устойчивости грунтов (структурная прочность, бытовое давление, деформации нагрузки в точке, коэффициент запаса устойчивости) в пределах развития оползневого тела (станция TTR-BL19-441G, профиль BL17-32PS), ненарушенного оползанием аккумулятивного склона (станция TTR-BL19-442G, профиль BL18-146PS), уступа, расположенного у передовой части оползня (станция TTR-BL19-261G, профиль BL18-87PS) и области конечного стока осадочного материала, в районе распространения сипа Красный Яр (станция TTR-BL19-443G).

Сопротивления сдвигу, значения которых получены при полевых измерениях на склоне авандельты и у ее подножия микрокрыльчаткой и пенетрометром, равны 32–43 кПа и 15–40 кПа соответственно. Для других частей полигона средние значения со-

противления сдвигу варьируют в пределах 5–20 кПа и 2–12 кПа.

Обсуждение. Изучаемый полигон условно можно разделить на три участка (рис. 1), отличающихся друг от друга по уклонам поверхности дна, наличию осложняющих структур и характеру накопления осадочного материала.

К первому, верхнему, склоновому участку (верх склона) относится участок дна, который характеризуется ровным пологим рельефом, с углами наклона 2–3 градуса. Участок расположен между изобатами 175–500 м. В этой части склона начинают свое развитие эрозионные врезы, начиная с изобаты 350 м на севере и 250 м на юге полигона. В настоящее время на данном участке склона происходит гемипелагическое осадконакопление, что подтверждается вскрытыми разрезами станций донного пробоотбора, в которых практически отсутствуют грубозернистые примеси и есть верхний голоценовый слой диатомового ила. Разрез осадков представлен в верхней части диатомовыми илами мощностью 100–150 см, в нижней части глинами вскрытой мощностью от 160 до более чем 300 см. На разрезах сейсмоакустического профилирования это сейсмокомплекс СК-1а. В пределах этого же участка склона находится исследуемый оползень, который на сейсмических записях характеризуется как СК-1б. Судя по геофизическим данным, нижняя часть оползневого тела маркируется по угловому несогласию между СК-1б и СК-1а на глубинах 30 м. В основании сейсмического разреза СК-0 под областью распространения СК-1б на глубинах 200–300 м от дна присутствуют аномалии отраженных волн акустического сигнала типа «яркое пятно», которые указывают на наличие свободного газа в разрезе осадков под оползнем.

Второй условный участок склона (середина склона), расположен ниже оползневого тела на изобатах глубин в 500–750 м. Его характерная особенность заключается в расчлененности рельефа дна, обусловленной чередованием эрозионных каналов и разделяющих их хребтов. Наклон некоторых склонов хребтов достигает 15 градусов. Так, на ст. TTR-BL17-257G с этого участка дна вскрыт разрез более древний, чем окружающие отложения, отличающийся уплотненностью от окружающих отложений, которые вскрыты на склоне авандельты и у ее подножия. В частности, для осадков, вскрытых здесь, характерны сопротивления сдвигу, значения которого получено при полевых измерениях микрокрыльчаткой и пенетрометром, они составляют 32–43 кПа и 15–40 кПа соответственно. Для осадков, вскрытых в других частях полигона средние значения сопротивления сдвигу, измеренные соответствующими методами, варьируют в пределах 5–20 и 2–12 кПа соответственно. Все это говорит об отсутствии современного осадконакопления и вскрытии более плотных и древних осадочных толщ в пределах эрозионных врезов, что указывает на транзит вышележащих по склону оползневых масс и размыв собственных рыхлых отложений. На сейсмических разрезах волновая картина осадочной толщи средней части склона характеризуется параллельной линзовидной слоистостью. Вблизи врезов в рельефе дна оси синфазности выклиниваются к поверхности (СК-2а, рис. 2, *б*). Вниз по склону, у оснований врезов сформированы аккумулятивные тела, характеризующиеся параллельно-слоистой, горизонтальной волновой картиной (СК-2б, рис. 2, *а-в*). Мощность таких тел достигает 90–100 м и уменьшается вверх по склону.

Третий условный участок склона (Низ склона) относится к наиболее глубоководной части полигона с характерным пологим наклоном поверхности дна (0–1 градуса), где происходит как гемипелагическое накопление, так и накопление сносимых с вышележащих склонов отложений: от отдельных линз и прослоев алевритов и песков до оползневых блоков и мутьевых потоков, что подтверждается разрезами станций TTR-BL15-091G, TTR-BL15-098G, TTR-BL16-147G. На сейсмических профилях в строении осадочной толщи принимает участие описанный ранее СК-2б, однако на профилях, пересекающих сип Красный Яр, четко идентифицируются подводящие каналы, характеризующиеся акустически прозрачной волновой картиной. Сейсмокомплекс СК-2б в верхней части разреза частично перекрывает подводящий канал сипа, что указывает на существование фокусированной зоны флюидоразгрузки до формирования отложений, характеризующихся волновой картиной СК-2б, сформированных вследствие активизации оползневого процесса. (рис. 2, *в*).

Граница между верхом и серединой склона проведена по выраженному в рельефе уступу (рис. 1), область распространения которого на сейсмических профилях совпадает с зоной потери корреляции между осями синфазности, их смещением относительно субвертикальной поверхности, и, в некоторых случаях, хаотической волновой картиной, интерпретируемой нами как разлом (рис. 2, *в*).

Анализ разрезов, слагающих оползневое тело, показал, что в станциях TTR-BL15-082G, TTR-BL15-095G, TTR-BL17-257G отсутствует голоценовый глинисто-диатомовый ил в верхней части разреза, что, вероятно, указывает на участки современного оползания склона. Поскольку для оз. Байкал установлено, что нижняя граница диатомовых илов в современных отложениях маркируется возрастной границей плейстоцен-голоценового времени [Colman et al., 1996; Khlystov et al., 2013]. В соответствии с тем, что распространение диатомовых илов в пределах оползня неравномерное, можно сделать два предположения: во-первых, в настоящее время в придонной части оползня происходит мелкомасштабное оползание или, по крайней мере, транзит осадочного материала; во-вторых, возраст наиболее древнего гравитационного процесса, развитого в пределах оползня Красноярский, можно датировать исходя из того, что наиболее мощный прослой диа-

томовых илов залегает в подошве на плейстоценовых глинах.

Максимальная мощность диатомовых илов, вскрытая в пределах тела оползня Красноярский, составляет 180 см (вскрыта ст. TTR-BL17-253G). Согласно работе [Colman et al., 1996], скорость осадконакопления современных отложений в районе полигона Красный Яр составляет в среднем 15 см/1000 лет. Учитывая скорость гемипелагического осадконакопления в этом районе, мы предполагаем, что возраст гравитационного процесса составляет не менее 10000–12000 лет.

Для представления о миграции углеводородных газов в донных отложениях оз. Байкал важная особенность строения осадков полигона Красный Яр заключается в наличии субвертикальных текстур в осадках, которые представляют собой, предположительно, зону развития аутигенной минерализации, связанной с фокусированной разгрузкой углеводородов. Каналы первого типа распространены вблизи и непосредственно в очагах современной разгрузки метана, каналы второго типа встречаются на периферии таких зон [Кудаев и др., 2017]. Концепция миграции поровых вод из придонной части озера в осадок более подробно рассмотрена в исследовании [Aloisi et al., 2019; Pogodaeva et al., 2020]. Согласно этим исследованиям для зон фокусированной флюидоразгрузки, в частности для сипа Красный Яр, характерна миграция флюидов вверх по осадочному разрезу из трех потенциальных источников:

1) с глубоких горизонтов осадочного разреза мигрируют флюиды, для этих зон характерен повышенный теплопоток;

2) с глубины положения сейсмической границы BSR — 175–225 м ниже дна для района развития сипа Красный Яр — поступают газы от диссоциирующих газовых гидратов;

3) с глубины до 1,5 м происходит придонная фильтрация поровых вод из осадков.

В пределах развития сипа Красный Яр и вышележащего по склону Красноярского оползня в осадках отмечены типичные субвертикальные каналы, которые могут быть связаны с локальной разгрузкой газов [Кудаев и др., 2017; Pogodaeva et al., 2020]. Важно отметить, что такие каналы встречаются, как в теле оползня, так и вне его на большей площади. В теле оползня они могли сформироваться и в ходе мелкомасштабных оползаний (которые зафиксированы методом донного пробоотбора), но и при этом эти каналы сформированы вследствие флюидоразгрузки (или, по крайней мере, повышенным содержанием газа в осадках). Такие текстуры свидетельствуют о современной миграции флюидов в пределах развития зоны флюидоразгрузки и подчиненной ей области, где развито оползание склоновых отложений. Современная миграция флюидов вверх по склону допускает предположение о возможности такой миграции в прошлом, до формирования оползневого процесса на склоне авандельты. Положение оползня именно выше по склону над сипом Красный Яр, а не в любом другом месте бровки авандельты, позволяет отнести газонасыщенность отложений здесь в прошлом к фактору формирования оползня.

Для установления источников углеводородных газов в сипе Красный Яр и в нарушенном склоне оползня, рассмотрим состав и распределение углеводородных газов в пределах изучаемого полигона. Так, анализ результатов газогеохимической съемки показал, что, в целом, для нижнего склона оползня характерно резкое увеличение концентрации метана в осадке с глубины 300 см (рис. 2, *а*), что, учитывая возможность придонной циркуляции флюидов на глубине до 150 см [Pogodaeva et al., 2020], свидетельствует о восходящем потоке УВ-газа из более глубоких источников.

Концентрация метана в зоне сипа весьма высокая и достигает 370 мл/л (рис. 2, *в*). В некоторых станциях вскрыты разрезы осадков, содержащие интервалы с газовыми гидратами [Хабуев и др., 2016]. Рост концентрации метана с глубиной характерен для областей дна с активным подтоком глубинного газа [Видищева и др., 2021].

В разрезе станций, вскрывающих осадки транзитной зоны и стенки отрыва оползня, концентрация метана не превышает 70 мл/л, что связано с эрозией отложений и, вероятно, с относительно более активной гидродинамикой придонных вод.

Для оценки устойчивости грунтов в разрезе был проведен аналитический подсчет структурной прочности по 4 точкам. Сравнение структурной прочности с давлением вышележащих осадков [Кучуков, Казеев, 2020; Постоев, 2013] показало, что устойчивость грунтов на глубине 2 м от уровня дна в пределах полигона неоднородна (табл. 2).

Учитывая, что поверхность скольжения оползня расположена на глубине около 30 м от дна (на основании интерпретации данных сейсмоакустического профилирования), где бытовое давление в разы превышает измеренные показатели, следует допустить, что оползневые деформации могут быть образованы практически в любом месте участка Верхнего склона.

Итак, на основании установленных признаков разгрузки газообразных флюидов и анализа аналогичных примеров из других акваторий мы можем предположить две модели формирования оползня Красноярский, в которых основным триггерным механизмом, наряду с сейсмичностью, мог являться газовый флюид и газонасыщение осадков:

1) в сформированном эрозионном склоне происходит подпитка осадков газом как из сипа, так и из глубинного источника. Концентрация растворенного и свободного газа в осадке достигает критической, происходит потеря устойчивости склоновых отложений вблизи эрозионного канала и всей площади оползня, что приводит к развитию предпосылок формирования оползневого тела, вследствие, крупного сейсмического события — землетрясения.

2) равномерно распределенные на глубине 30 м от дна (вдоль поверхности скольжения оползня) скопления газовых гидратов вследствие снижения уровня озера постепенно оказываются в термобарических условиях, не соответствующих сохранности гидратов. Начиная с верхнего участка склона газовые гидраты постепенно диссоциируют на газ и воду, которые попадают в осадки, что снижает устойчивость грунтового массива и приводит к оползанию склона, вследствие, крупного сейсмического события — землетрясения.

Для обоснования первой модели формирования оползня в связи с повышенной газонасыщенностью грунтов мы предполагаем, что возможным путем миграции газа, как с глубинных горизонтов осадочного разреза, так и из диссоциирующих гидратов на нижней границе их стабильности в разрезе осадочной толщи Байкала, мог служить участок осадочной толщи, характеризующийся акустически прозрачным сигналом на профиле, который совпадает с положением нарушения сплошности осей синфазности. Этот участок можно интерпретировать как подводящий разлом (рис. 2, *в*). Наличие «яркого пятна» — свободного газа под оползнем, газонасыщение осадков метаном в нижней части склона, натурные и расчетные данные по устойчивости грунтов данного района показали предоползневое состояние в настоящее время, что может служить доказательством данной модели.

Для обоснования второй модели формирования оползня в связи с повышенной газонасыщенностью грунтов из-за разложения гидратов мы опираемся на модель, предложенную в работе [McIver, 1982], неоднократно подтвержденную примерами оползней Сторегга [Bugge et al., 1988; Micallef et al., 2009; Mienert et al., 2005], оползня на шельфе Мавритании [Li et al., 2016] и др. Кроме того, согласно исследованиям разрезов осадков в районе авандельты р. Селенга [Хлыстов и др., 2008, 2016; Urabe et al., 2004], снижение уровня оз. Байкал на 38–42 м происходило в течение 38000–16000 лет назад, что, по грубой оценке, совпадает с возрастом формирования оползня Красноярский — более 10000–12000 лет, определенным на основании данных о вскрытых разрезах осадков, содержащих диатомово-глинистые илы предположительно голоценового возраста. Мы допускаем, что не вскрытый разрез диатомовых илов в нижней части тела оползня мог быть несколько более мощным, чем максимально задокументированный при пробоотборе, что позволяет предположить о более раннем формировании оползня, в том числе около 16000 лет назад. Однако, в районе оползня на сейсмических профилях не выделяется современная нижняя граница стабильности газовых гидратов (BSR), вероятные скопления газовых гидратов в нижней части оползня были в зоне их стабильности в период понижения уровня и не могли оказать влияние на формирование канала транзита и, тем самым, вызвать сход оползня. Стенка отрыва изученного оползня, как лишь небольшая часть самого оползневого тела, только отчасти совпадает с верхней границей стабильности газовых гидратов и их разрушение там так же было бы не достаточным для формирования такого крупного оползневого тела. Кроме того, в современных условиях вблизи оползня на глубинах от 600 до 360 м от поверхности озера газовые гидраты в осадках авандельты не обнаружены. Таким образом, второй сценарий является маловероятным, исходя из имеющихся данных.

Выводы. Вышеупомянутые особенности Красноярского оползня и характер газонасыщенности осадков в пределах изучаемого полигона позволяют обозначить предпосылки, определяющие развитие гравитационного процесса непосредственно вблизи источника распространения углеводородных газов. В частности, в пределах развития оползня зафиксированы некоторые признаки активной флюидоразгрузки:

1) сип Красный Яр, расположенный у подножия оползня, для которого подтверждена гидратоносность;

2) аномалии типа яркое пятно, зафиксированные под стенкой отрыва оползня на сейсмических разрезах;

3) неравномерное распределение концентрации растворенных углеводородных газов в грунтах, выраженное в уменьшении значений снизу вверх по оползневому склону;

4) текстуры дегазации в осадках тела оползня.

На основании представленных данных сформулирована гипотеза образования Красноярского оползня, согласно которой ключевым фактором активизации гравитационного процесса служил подток углеводородных газов из осадочной толщи оз. Байкал, а причиной — землетрясение. Вывод о влиянии газов в осадках на возникновение оползня сделан на основе сходства окружающих оползень отложений и локализации оползня вблизи зоны фокусированной флюидоразгрузки.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность коллективу проекта Class@Baikal, за возможность собрать необходимые данные для исследований, проекту ЛИН СО РАН (№ 0279-2021-0006), в сотрудничестве с которым были осуществлены экспедиции на озеро Байкал, а также экипажу НИС «Г.Ю. Верещагин».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Соловьева М.А. и др. Открытие новой гидратоносной структуры на дне оз. Байкал // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 111–116.

Видищева О.Н., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А. и др. Особенности разгрузки углеводородных газов вдоль разлома Гидратный (озеро Байкал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 3. С. 3–16.

Видищева О.Н., Кислицына Е.В., Ахманов Г.Г. и др. Грязевые вулканы, сипы и газовые гидраты озера Байкал: геохимическая характеристика углеводородных газов // Тр. VI Междунар. науч.-практ. конф. «Морские исследования и образование (MARESEDU-2017)». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2017. С. 211–215.

Гольмшток А.Я., Дучков А.Д., Хатчинсон Д.Р. и др. Оценки теплового потока на озере Байкал по сейсмическим данным о нижней границе слоя газовых гидратов // Геология и геофизика. 1997. № 10. С. 1677–1691.

Дучков А.Д. Газогидраты метана в осадках озера Байкал // Российский химический журнал. 2003. Т. 47, № 3. С. 91–100.

Кудаев А.А., Корост Д.В., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М. Аутигенная минерализация в зонах фокусированной разгрузки углеводородов озера Байкал // Комплексные исследования Мирового океана: Мат-лы II Всеросс. научн. конф. молодых ученых, Москва, 2017, 10–14 апреля 2017 г. [Электрон. ресурс]. М.: ИО РАН, 2017А. С. 478–479.

Кудаев А.А., Карпенко Ф.С., Корост Д.В. и др. Оценка влияния газонасыщенности поровых вод на физические свойства связных дисперсных (глинистых) грунтов методом смешивания с цеолитами // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2022. № 5. С. 73–86.

Кузьмин М.И., Кузьмин М.И. Байкальский буровой проект: краткая история, основные результаты // Смирновский сборник. 2000. С. 96–118.

Кучуков М.М., Казеев А.И. Геологические факторы при формировании и развитии оползневых смещений на участке мостового перехода через р. Сура // Сергеевские чтения: Геоэкологические аспекты реализации национального проекта «Экология». Диалог поколений. 2020. С. 232–238.

Уломов В.И. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии / Отв. ред. В.И. Уломов. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. 303 с. и Т. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 490 с.

Постоев Г.П. Предельное состояние и деформации грунтов в массиве (оползни, карстовые провалы, осадки грунтовых оснований). СПб.: Нестор-История, 2013.

Соловьева М.А., Старовойтов А.В., Ахманов Г.Г. История оползневой деструкции склона Кукуйской гривы (оз. Байкал) по данным сейсмоакустических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 5. С. 47–59.

Сороковикова Л.М., Поповская Г.И., Томберг И.В. Башенхаева Н.В. Пространственно-временная изменчивость содержания биогенных и органических веществ и фитопланктона в воде р. Селенги и протоках ее дельты // Водные ресурсы. 2009. № 4. С. 465–474.

Хабуев А.В., Ченский Д.А., Соловьева М.А. и др. Оценка ресурсов газовых гидратов геофизическими методами в зоне подводной разгрузки газа на сипе «Красный Яр» озера Байкал // Науки о Земле и недропользование. 2016. № 1 (54). С. 67–74.

Хлыстов О.М., Ханаев И.В., Грачев М.А. Свидетельства низкого стояния уровня озера Байкал во время последнего оледенения // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 2. С. 254–257.

Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В. Газогидратные скопления в донных осадках озера Байкал // Науки о Земле и недропользование. 2011. Т. 39, № 2. 247–252.

Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В. и др. Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской гривы озера Байкал // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2229–2239.

Aloisi G., Pogodaeva T.V., Poort J. et al. Biogeochemical processes at the Krasniy Yar seepage area (Lake Baikal) and a comparison with oceanic seeps // Geo-Marine Lett. 2019. Vol. 39, No. 1. P. 59–75.

Bezrukova Y.V., Bogdanov Y.A., Williams D.F. et al. A dramatic change of the ecological-system of lake Baikal in holocene // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1991. Vol. 321, No. 5. P. 1032–1037.

Bugge T., Belderson R.H., Kenyon N.H. The storegga slide // Philosoph. Transactions of the Royal Soc. of London. Ser. A, Mathematical and Physical Sciences. 1988. Vol. 325, No. 1586. P. 357–388.

Colman S.M. Jones G.A., Rubin M. et al. AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: Challanges of dating sediments from a large, oligotrophic lake // Quaternary Sci. Rev. 1996. Vol. 15, No. 7. P. 669–684.

Cuylaerts M, Naudts L., Casier R. et al. Distribution and morphology of mud volcanoes and other fluid flow-related lake-bed structures in Lake Baikal, Russia // Geo-Marine Letters. 2012. Vol. 32, No. 5–6. P. 383–394.

Granin N.G., Makarov M.M., Kucher K.M., Gnatovsky R.Y. Gas seeps in Lake Baikal — detection, distribution, and implications for water column mixing // Geo-Marine Letters. 2010. Vol. 30, No. 3–4. P. 399–409.

Kaminski P., Urlaub M., Grabe J., Berndt C. Geomechanical behaviour of gassy soils and implications for submarine slope stability: a literature analysis // Geological Soc. London, Special Publications. 2020. Vol. 500. No. 1. P. 277–288.

Khlystov O., De Batist M., Shoji H. et al. Gas hydrate of Lake Baikal: Discovery and varieties // J. Asian Earth Sci. 2013. Vol. 62. P. 162–166.

Kononov E.E., Khlystov O.M., Kazakov A.V. et al. The lake floor morphology of the Southern Baikal rift basin as a result of Holocene and Late Pleistocene seismogenic and gravitational processes // Quaternary International. 2019. Vol. 524. P. 115–121.

Li A., Davies R.J., Yang J. Gas trapped below hydrate as a primer for submarine slope failures // Marine Geology. 2016. Vol. 380. P. 264–271.

McIver R.D. Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport // AAPG bull. 1982. Vol. 66, No. 6. P. 789–792.

Micallef A., Masson D.G., Berndt C., Stow D.A. Development and mass movement processes of the north-eastern Storegga Slide // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28, No. 5–6. P. 433–448.

Mienert J., Guidard S., Bünz S., Vanneste M., Berndt C. Ocean bottom seismometer investigations in the Ormen Lange area offshore mid-Norway provide evidence for shallow gas layers in subsurface sediments // Ormen Lange an Integrated Study for Safe Field Development in the Storegga Submarine Area. Elsevier, 2005. P. 287–297.

Pogodaeva T.V., Poort J., Aloisi G. et al. Fluid migrations at the Krasny Yar methane seep of Lake Baikal according to geochemical data // J. Great Lakes Res. 2020. Vol. 46, No. 1. P. 123–131.

Prior D.B., Coleman J.M. Disintegrating retrogressive landslides on very-low-angle subaqueous slopes, Mississippi delta // Marine Georesources & Geotechnology. 1978. Vol. 3, No. 1. P. 37–60.

Urabe A., Tateishi M., Inouchi Y. et al. Lake-level changes during the past 100,000 years at Lake Baikal, southern Siberia // Quaternary Res. 2004. Vol. 62, No. 2. P. 214–222.

Wheeler S.J. The stress-strain behaviour of soils containing gas bubbles. University of Oxford, 1986.

Wheeler S.J. The undrained shear strength of soils containing large gas bubbles // Géotechnique. 1988. Vol. 38, No. 3. P. 399–413.

Wheeler S.J. A conceptual model for soils containing large gas bubbles // Geotechnique. 1988. Vol. 38, No. 3. P. 389–397.

Whelan T., Coleman J.M., Roberts H.H., Suhayda J.N. The occurrence of methane in recent deltaic sediments and its effect on soil stability // Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur. 1976. Vol. 13, No. 1. p. 55–64.

Zhang M., Niu M., Shen S. et al. Review of natural gas hydrate dissociation effects on seabed stability // Natural Hazards. 2021. Vol. 107, No. 2. P. 1035–1045.

http://class-baikal.ru (официальный сайт проекта Class@Baikal).

http://lin.irk.ru/multibeam/ru/results (Bathymetry data of LIN SB RAS and RCMG after RAS 17.8 Program (2009) and FWO Flanders (1.5.198.09) Project. 2009).

http://www.seis-bykl.ru/index.php (сейсмичность на Байкале)

Статья поступила в редакцию 15.05.2022,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 550.849
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-79-92

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ СТЕПЕНИ ПРЕОБРАЗОВАННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕМ-ЕГОВСКОЙ ВЕРШИНЫ (КРАСНОЛЕНИНСКИЙ СВОД, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Маргарита Рубеновна Латыпова[1]✉, Всеволод Юрьевич Прокофьев[2], Наталья Сергеевна Балушкина[3], Юлия Александровна Коточкова[4], Валерия Вадимовна Чуркина[5], Дарья Андреевна Иванова[6], Мария Леонидовна Махнутина[7], Антон Георгиевич Калмыков[8], Георгий Александрович Калмыков[9]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0001-8258-9012
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; vpr@igem.ru, https://orcid.org/0000-0001-7134-2655
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nataliabalushkina@mail.ru, https://orcid.org/0000-0001-5900-204
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-5004-4832
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lera.keily@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-7466-1598
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d.ivanova@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0002-1225-4919
[7] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.mahnutina@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0003-3546-1512
[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. Изучены флюидные включения в кристаллах кварца из карбонатных пород абалакской свиты 5 скважин Ем-Еговской вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь). Обнаружены двухфазовые флюидные включения (ФВ) с водно-солевыми растворами, включения, содержащие органическую жидкость, и однофазовые газовые флюидные включения. Для флюидных включений с несколькими фазами получены значения температуры гомогенизации. Для однофазовых включений выявлена температура появления второй фазы. Установлено, что в одной скважине присутствуют два вида первичных включений, с нефтью и с водно-солевым раствором. Температуры гомогенизации первичного флюидного включения, содержащего водно-солевой раствор, составляет 267 °С, гомогенизация содержащего нефть включения превышает 300 °С. В первично-вторичных включениях температура гомогенизации достигала 136 °С. Исследования состава включений методом инфракрасной спектрометрии показали, что в однофазовых включениях газ представлен метаном. В первично-вторичных включениях состав может различаться, при этом в газовой фазе преобладающими компонентами могут являться углеводороды с двумя или более атомами углерода. Исследования органического вещества из перекрывающих абалакскую свиту отложений тутлеймской нефтегазоматеринской свиты показали, что стадия катагенетической преобразованности керогена в изучаемых скважинах изменяется. Установлено, что в скважинах, в которых органическое вещество наиболее преобразовано, температура гомогенизации флюидных включений превышает 130 °С. Таким образом, доказано, что на территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода имела место проработка юрских отложений тепловыми потоками, создаваемыми высокотемпературными флюидами. Термальной проработке подвергались не только породы абалакской свиты, но и органическое вещество из тутлеймской свиты, в результате чего увеличивалась его зрелость и стимулировалась генерация углеводородных соединений. Полученные результаты позволили объяснить различия в катагенетической преобразованности органического вещества тутлеймской свиты на данной территории. Определение молекулярного состава включений позволит более точно восстановить условия протекания гидротермальных процессов. Изучение флюидных включений может дать возможность разработать новые критерии поиска месторождений нефти и газа.

***Ключевые слова*:** флюидные включения; температура гомогенизации; абалакская свита; тутлеймская свита; гидротермальные процессы; термическая преобразованность органического вещества; юрская высокоуглеродистая формация; Западная Сибирь; Красноленинский свод

***Для цитирования*:** *Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Чуркина В.В., Иванова Д.А., Махнутина М.Л., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А.* Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы степени преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 79–92.

FLUID INCLUSIONS GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AS INDICATORS OF THE ORGANIC MATTER TRANSFORMATION DEGREE IN JURASSIC SEDIMENTS OF THE EM-EGA CREST (KRASNOLENINSKY ARCH, WESTERN SIBERIA)

Margarita R. Latypova[1], Vsevolod Yu. Prokofiev[2], Natalia S. Balushkina[3], Julia A. Kotochkova[4], Valeria V. Churkina[5], Daria A. Ivanova[6], Maria L. Makhnutina[7], Anton G. Kalmykov[8], Georgy A. Kalmykov[9]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0001-8258-9012
[2] Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences), Moscow, Russia; vpr@igem.ru, https://orcid.org/0000-0001-7134-2655
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nataliabalushkina@mail.ru, https://orcid.org/0000-0001-5900-204
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kotjulik@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-5004-4832
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lera.keily@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-7466-1598
[6] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d.ivanova@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0002-1225-4919
[7] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.mahnutina@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0003-3546-1512
[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. Fluid inclusions in quartz crystals from the Abalak formation carbonate rocks of 5 wells on the Em-Egovskaya summit of the Krasnoleninsky arch (Western Siberia) were investigated. Two-phase fluid inclusions with water-salt solutions, inclusions containing organic liquid, and single-phase gas fluid inclusions were found. For fluid inclusions with two-phases, the values of the homogenization temperature were obtained. For single-phase inclusions, the temperature of the second phase forming was revealed. It was established that two types of primary inclusions are present in one well, with oil and with water-salt solution. The homogenization temperature of the primary fluid inclusion containing a water-salt solution is 267 °C, the homogenization of the oil-containing inclusion exceeds 300 °C. In primary-secondary inclusions, the homogenization temperature reached 136 °C. Studies of the composition of inclusions by infrared spectrometry have shown that in single-phase inclusions, the gas is represented by methane. In primary-secondary inclusions, the composition may vary, while in the gas phase, the predominant components may be hydrocarbons with two or more carbon atoms. Studies of organic matter from the deposits of the Tutleim source-rock formation overlying the Abalak formation have shown that the stage of catagenetic transformation of kerogen in the studied wells changes. It was found that in wells in which organic matter is most transformed, the homogenization temperature of fluid inclusions exceeds 130 °C. Thus, it is proved that on the territory of the Em-Egovskaya summit of the Krasnoleninsky arch, Jurassic deposits were effected by heat flows created by high-temperature fluids. Not only rocks of the Abalak formation were exposed by thermal processes, but also organic matter from the Tutleim formation was changed, as a result its maturity increased and the generation of hydrocarbon compounds was stimulated. The results obtained explain the difference in the catagenetic transformation of the organic matter of the Tutleim formation in this area. The study of the molecular composition of inclusions will allow us to more accurately reconstruct the conditions of hydrothermal processes. The study of fluid inclusions makes it possible to develop new criteria for the search for oil and gas deposits.

***Keywords*:** Fluid inclusions; homogenization temperature; Abalak formation; Tutleim formation; hydrothermal processes; thermal transformation of organic matter; Jurassic high-carbon formation; Western Siberia; Krasnoleninsky arch

***For citation*:** Latypova M.R., Prokofiev V.Yu., Balushkina N.S., Kotochkova Ju.A., Churkina V.V., Ivanova D.A., Mahnutina M.L., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A Fluid inclusions geochemical characteristics as indicators of the organic matter transformation degree in Jurassic sediments of the Em-Ega crest (Krasnoleninsky arch, Western Siberia). *Moscow University Geol. Bull.* 2023: 2; 79–92. (In Russ.).

Введение. В современной нефтегазовой геологии одно из актуальных направлений исследования — изучение вторичных процессов, протекающих в нефтегазоматеринских отложениях, и их влияния на преобразование органического вещества (ОВ). Одной из основных нефтегазоматеринских толщ является баженовская высокоуглеродистая формация (БВУФ), распространенная на территории Западной Сибири [Балушкина и др., 2015]. Классическая теория регионального катагенетического преобразования в осадочных толщах подразумевает изменение отложений под воздействием давления и температуры вследствие погружения их на большую глубину при участии поровых растворов [Страхов, 1960]. На основании этой теории нефтегазоматеринские породы на большей глубине при одних и тех же условиях должны содержать в себе более преобразованное ОВ. Однако в некоторых случаях, в относительно неглубоко погруженных толщах, степень катагенетической преобразованности ОВ выше, чем в более погруженных частях бассейна [Калмыков и др., 2019]. Эти катагенетические аномалии, можно объяснить воздействием на осадочный разрез высокотемпературных флюидов — низкотем-

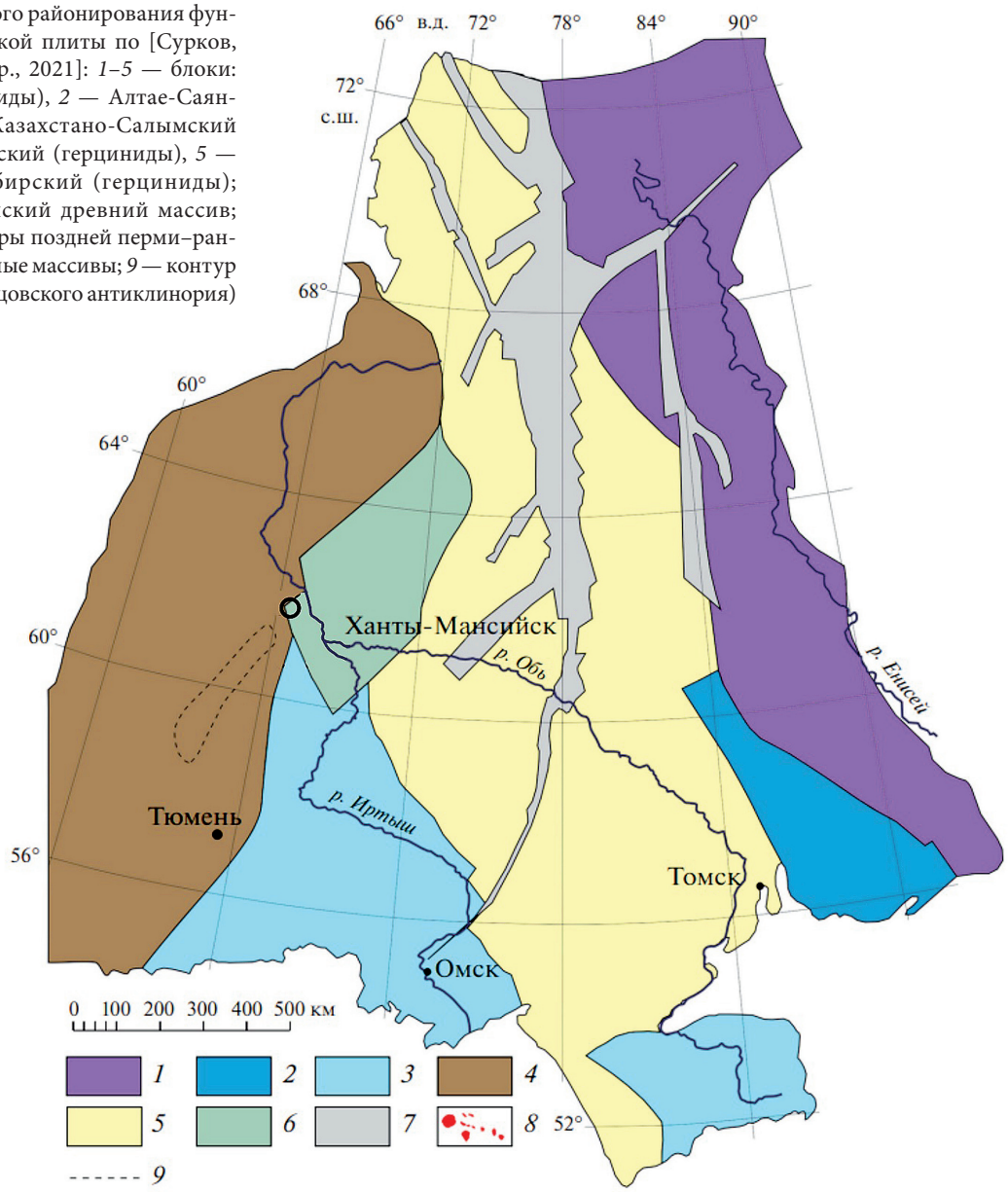


Рис. 1. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты по [Сурков, Жеро, 1981; Хотылев и др., 2021]: *1–5* — блоки: *1* — Енисейский (байкалиды), *2* — Алтае-Саянский (салаириды), *3* — Казахстано-Салымский (каледониды), *4* — Уральский (герциниды), *5* — Центрально-Западносибирский (герциниды); *6* — Уват-Хантыманскийский древний массив; *7* — рифтогенные структуры поздней перми–раннего траса; *8* — гранитоидные массивы; *9* — контур Шаимского (Шаимо-Кузнецовского антиклинория)

пературных гидротермальных растворов [Ферсман, 1922]. При активном влиянии последних происходит «локальная» проработка осадочных толщ с преобразованием ОВ, которое, в свою очередь, генерирует углеводородные соединения.

Кроме преобразования ОВ, в результате локального воздействия на породы может формироваться жильный кальцит в карбонатных пластах, которые иногда присутствуют в подошве БВУФ. Различные следы вторичных преобразований, такие как образование вторичной пористости, альбитизация плагиоклазов, карбонатизация, окремнение, вторичное окварцевание и выщелачивание радиоляритов ранее были описаны в отложениях БВУФ [Немова и др., 2010]. Такие преобразования могут приводить к образованию вторичных коллекторов в нефтематеринских породах [Калмыков и др., 2019; Карпов и др., 2019]. Таким образом, роль локального катагенеза при изучении отложений БВУФ Западной Сибири очень значима и влияет не только на преобразование ОВ, но и на фильтрационно-емкостные свойства нетрадиционных коллекторов.

Ранее следы вторичных гидротермальных процессов были описаны в юрских породах Западной Сибири [Карпова и др., 2021; Латыпова и др., 2019]. В результате низкотемпературной гидротермальной проработки часто образуется вторичная минерализация, а в новообразованных кристаллах кварца, кальцита и доломита иногда сохраняются флюидные включения (ФВ) водно-углеводородного гидротермального флюида [Реддер, 1987]. Температура гомогенизации двухфазовых водно-солевых ФВ — достаточно надежный геотермометр, который позволяет выявлять температуру их разделения на фазы в пласте [Burruss, 1987]. Если подобное двухфазовое ФВ было захвачено при росте кристалла (первичное), то температура его гомогенизации показывает минимальную температуру его образования. В то же время минимальная температура не характеризует фактическую температуру прогрева пород.

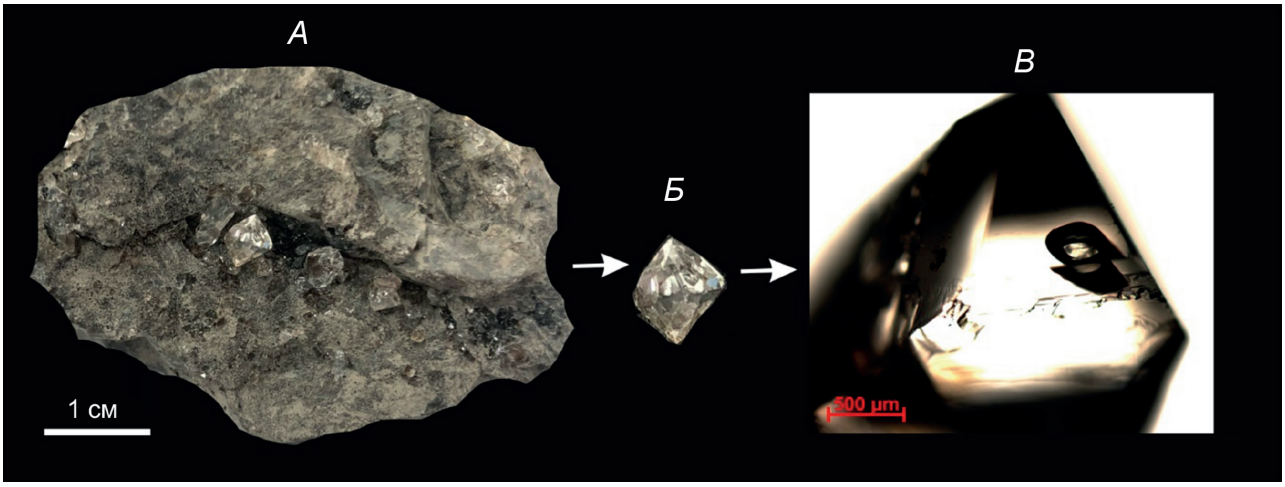


Рис. 2. Фотография образца карбонатной породы, содержащего кристалл кварца (*А*), фотография выделенного кристалла кварца (*Б*), *В* — фотография под микроскопом ФВ внутри кристалла кварца

Для более полного восстановления параметров протекания гидротермальных процессов необходимо установить молекулярный и изотопный состав ФВ. Одним из методов определения состав является ИК-спектрометрия, позволяющая идентифицировать соединения, не разрушая ФВ. Состав включений может указывать на источник нефти или определять дальность миграции УВС [Li et al., 2001; Li, Chen, 2008; Guilhaumou et al., 1989]. Стоит отметить, что определять характеристики образования ФВ можно также экспериментальными методами. Эксперименты по выращиванию кристаллов кварца с ФВ в присутствии нефти, как источника флюида, показало, что при повышенной температуре 260–300 °С в составе включений захватывается больше легких соединений, а также появляется метан, который может образовываться в результате вторичного крекинга нефти [Балицкий и др., 2007, 2011]. Таким образом, получается, что состав позволяет косвенно предполагать в том числе и о температурах формирования ФВ.

На территории Ем-Еговской вершины (Западная Сибирь, Красноленинский свод) в кристаллах кварца, выросшего внутри жил в карбонатных породах абалакской свиты (J_2k — J_3v^1) были обнаружены ФВ. Целью работы являлось определение геохимических характеристик ФВ для восстановления условий протекания гидротермальных процессов в верхнеюрских отложениях и оценки их влияния на степень преобразования ОВ нефтегазоматеринских пород БВУФ.

Материалы и методы исследований. Изучаемая территория находится в пределах Уват-Ханты-Мансийского древнего массива Западно-Сибирской плиты (рис. 1). В рамках работы исследовано 95 м керна из абалакской и тутлеймской свит из 5 скважин (A-E) с территории Ем-Еговской вершины Красноленинского свода.

Петрографические описания проводились по тонким (20 мкм) шлифам, изготовленным по методике Недоливко и Ежовой [Недоливко и др., 2012].

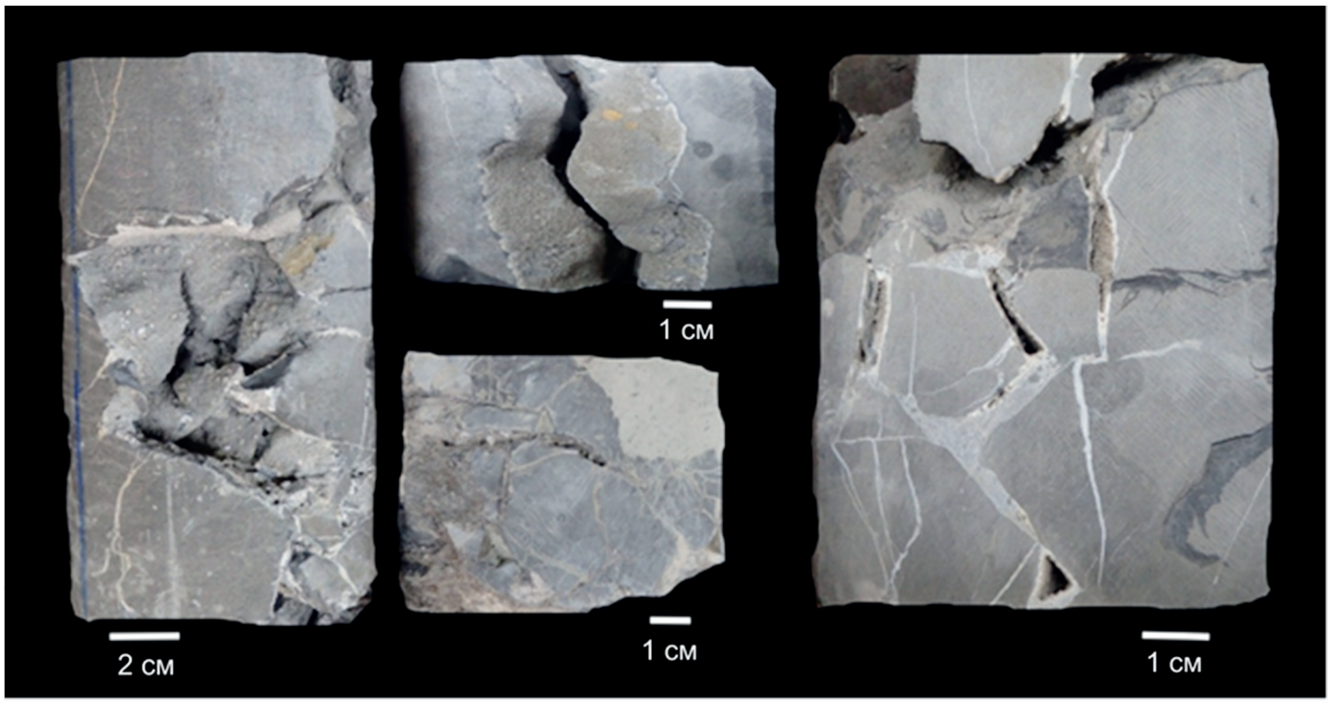
Фотографии петрографических шлифов были сделаны с использованием микроскопа Olympus BX53P, приобретенного по программе развития МГУ.

Подготовка кристаллов кварца для определения наличия в них ФВ осуществлялась путем растворения трещиноватых карбонатных пород (рис. 2, *А*) в HCl до появления нерастворимого осадка. Затем осадок высушивали и отбирали кристаллы кварца (рис 2, *Б*). На следующем этапе кристаллы размером >1 мм подвергали осмотру под бинокуляром для выявления наличия в них ФВ (рис. 2, *В*). Всего для исследования ФВ было отобрано 7 образцов (по одному образцу из скважин A, B и D и по 2 образца из скважин C и E). В отобранных кристаллах кварца всего исследовано 58 ФВ.

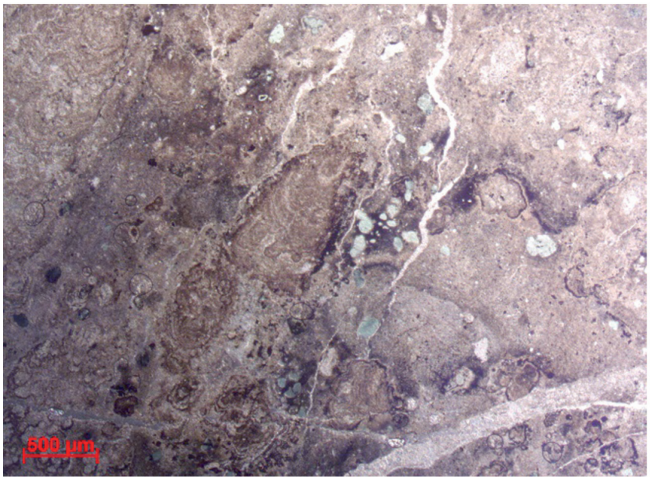
Исследование ФВ в кристаллах кварца из карбонатных пород абалакской свиты выполнено в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Великобритания), микроскопа Olympus BX51, видеокамеры и управляющего компьютера. Применение оптического микроскопа Olympus BX51 позволило обнаружить и исследовать ФВ размером 8–15 мкм. Измерительный комплекс дает возможность в режиме реального времени измерять температуру фазовых переходов во включениях в интервале от –196 до 600 °С, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать цифровые микрофотографии. Стоит отметить, что в случае перехода жидкой фазы в газообразную включения ФВ могут разрушаться,

Рис. 3. Фотографии карбонатных фрагментов керна абалакской свиты с кавернами и трещинами, частично заполненными кальцитом и кварцем (*А*). Фотографии шлифов микробиальных карбонатов абалакской свиты при увеличении 2,5x при параллельных (*Б*) и скрещенных (*В*) николях; фотографии шлифов из вторичных карбонатов абалакской свиты при увеличении 2,5x при параллельных (*Г*) и скрещенных (*Д*) николях

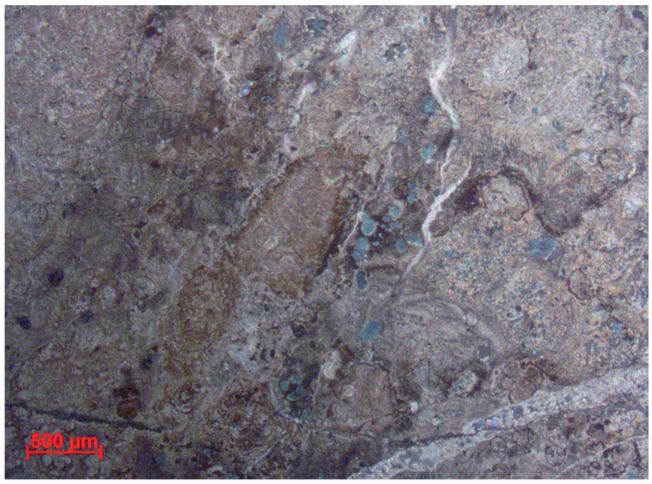
А



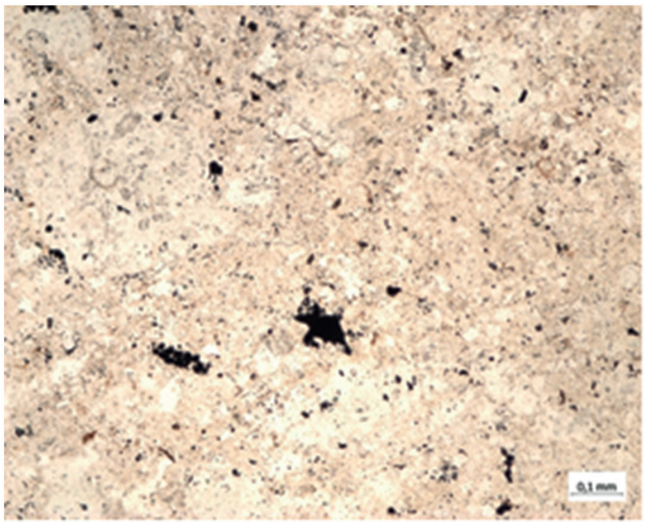
Б



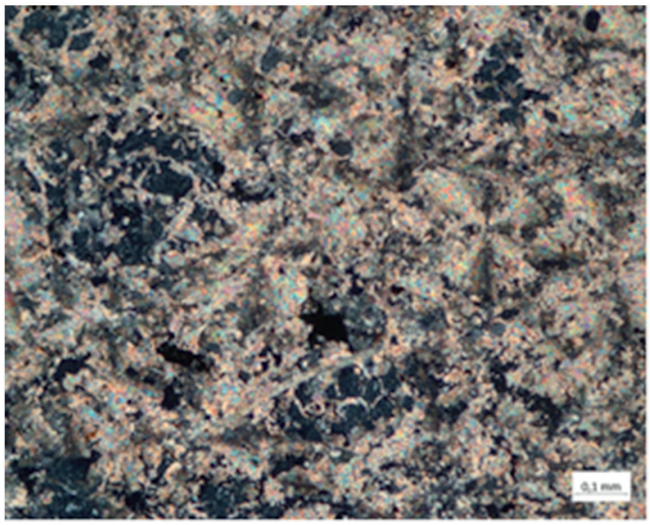
В



Г



Д



в результате чего установить температуру полного фазового перехода не представляется возможным. Концентрацию солей растворов ФВ рассчитывали по температуре растворения кристалла льда с использованием данных для системы $NaCl–H_2O$. Солевой состав растворов определяли по значениям температуры эвтектики [Борисенко, 1977]. Концентрацию солей и плотности водного флюида оценивали с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989]. Для ФВ, содержащих органические жидкости, определяли температуру гомогенизации в газовую фазу. Оценены плотность и давление метана. Для включений, содержащих органические соединения с длиной цепи от двух атомов углерода и более снимали ИК-спектр в диапазоне от 4000 до 2050 $см^{-1}$ на ИК-микроскопе LIMOS II с матричным детектором 32 × 32 пикселя (в ИГЕМ РАН).

Для определения степени преобразованности ОВ из нижней части тутлеймской свиты были проведены пиролитические исследования 31 образца из 5 скважин. Перед проведением исследований из образцов были удалены остаточные углеводородные соединения, влияющие на результаты пиролиза. Для этого была выполнена горячая экстракция в аппарате Сокслета. Экстракция заканчивалась при достижении концентрации битумоидов в аппарате Сокслета менее 0,000625%. Пиролитические исследования на образцах до и после экстракции по методике Rock-Eval [Espitalie, 1993; Behar et al., 2001] производили на приборе HAWK Wildcat Technologies.

Результаты исследований и их обсуждение. По результатам литологического описания керна выявлено, что верхняя часть разреза, представляющая нижнюю часть тутлеймской свиты, сложена как правило, керогеново-кремнево-глинистыми и керогеново-глинисто-кремневыми породами. В основной глинисто-кремневой массе коричневато-серого и темно-серого цвета часто присутствуют обломочные зерна кварца алевритовой размерности и органическое вещество, неравномерно распространенное в породе, стянутое в линзы и тонкие пленки шириной 0,01–0,025 мм.

Отложения абалакской свиты, которые находятся в нижней части исследуемого разреза, сложены глинистым, глауконито-глинистыми, редко алевролито-глинистыми разностями с многочисленными прослоями карбонатных пород, пересеченными сетью разнонаправленных трещин (рис. 3, *А*). Эти карбонатные породы представляют собой прослои, мощностью до 2 м. Прослои, как правило, неравномерно деформированы многочисленными трещинами, а вмещающие трещины породы растворялись с образованием каверн. На стенках трещин и каверн кристаллизовались кальцит, доломит и кварц, образуя жилы. Размеры кристаллов кварца варьируют от 0,2 до 5 мм. Литологическое описание петрографических шлифов показало, что исследуемые трещиноватые и кавернозные карбонатные породы абалакской свиты преимущественно представлены микробиальными карбонатами с многочисленными строматолитовыми текстурами, зернами глауконита и вторичными, вероятно диагенетическими, трещинами, заполненными кальцитом и доломитом (рис. 3, *Б, В*).

В редких образцах строматолитовые текстуры отсутствуют. При этом выявлены многочисленные кристаллические и сфероагрегатные структуры. Исходную природу этих вторичных известняков установить затруднительно из-за отсутствия в них первичных текстур (рис. 3, *Г, Д*). Вероятно, их образование просиходило в результате вторичной перекристаллизации первичного микрита, либо при изменениях в диагенезе [Фролов, 1993].

На основании литологического описания кернового материала и петрографических шлифов были построены литологические колонки исследуемых интервалов для 5 скважин (рис. 4). На рисунке указано положение карбонатных пород абалакской свиты, в которых были обраружены жилы, заполненные кристаллами кварца с ФВ. В скважинах A и B трещины с кристаллами кварца находятся внутри вторичных карбонатов, в скважинах C и D — внутри микробиальных карбонатов, а в случае скважины E они находятся внутри глинистой и глинисто-кремневой породы на границе абалакской и тутлеймской свит.

Исследования водных вытяжек жильного кварца Приполярного Урала показали, что образование горного хрусталя с ФВ протекает при температурах 90–350 °C и давлении 100–350 атмосфер [Кораго и др., 1988]. Растворы, принимавшие участие в минералообразовании, богаты ионами хлора, натрия, калия, кальция, а процесс минералообразования имеет пульсирующий характер и сопровождался тектоническими подвижками. По данным А.В. Козлова (1998), в процессе минералообразования и после него принимали участие газы корового и мантийного происхождения.

ФВ в образцах абалакской свиты относятся к первичным (П), образовавшимся в процессе роста кристаллов, и первично-вторичным (П-В), образующимся при последующей перекристаллизации кристаллов кварца. П-В ФВ могут образовываться в несколько этапов, в результате чего значения температуры гомогенизации фаз не будут характеризовать температуру первичного процесса. Все ФВ расположены вдоль залеченных трещин в объеме кристаллов. Первичная природа ФВ определена по их равномерному распределению в объеме минерала-хозяина [Реддер, 1987].

Все ФВ под микроскопом можно разделить на 3 типа. К первому относятся двухфазовые газово-жидкие ФВ, в которых газовая фаза представлена углеводородами, занимающими менее 10% объема вакуоли, и а жидкая — водным раствором минеральных солей (рис. 5). Тип 2 также представлен двухфазовыми ФВ, но жидкая фаза состоит из органических соединений. Газовая фаза в большинстве

Рис. 4. Литологические колонки для исследуемых скважин (A–E): породы: *1* — песчаники; *2* — алевро-глинистые; *3* — глинистые; *4* — кремнисто-глинистые; *5* — глинисто-кремневые; *6* — глинисто-кремнево-карбонатные; *7* — глинисто-карбонатно-кремневые; *8* — алевролито-кремнево-глинистые; *9* — глауконитово-глинистые; *10* — глинисто-глауконитовые; *11* — глауконитово-карбонатно-глинистые; *12* — радиолярит; *13* — брекчированная карбонатная; *14* — известняк; *15* — бактериально-водорослевые карбонатные постройки; *16* — единичные микробиальные карбонаты, стянутые в диагенетические конкреции; *17* — стяжения пирита; *18* — глауконит; *19* — отложения абалакской свиты; *20* — отложения тутлеймской свиты; *21* — образцы, отобранные на исследование флюидных включений; *22* — образцы, отобранные на пиролитические исследования ОВ

случаев занимает 70–80 об.% (рис. 6). Также встречено ФВ 2 типа, в котором окрашенная жидкость вероятнее всего представлена нефтью (рис. 7). 3 тип ФВ содержат только газовую фазу, состоящую из углеводородных соединений (рис. 8).

Определение температуры гомогенизации позволяет установить, при каких условиях происходит захват флюида в кристаллах. Важно отметить, что наиболее достоверными геотермометрами являются двухфазовые водно-солевые ФВ (1 П). Это связано с тем, что они образуются при росте, а не перекристаллизации кристаллов, а температура фазовых переходов определяется с большей точностью. Группа таких ФВ установлена только в образцах из скважины C. Температура гомогенизации включений составляет 267 °C, концентрация солей равна 2,0 масс.%-экв. NaCl, а плотность флюида — 0,78 г/см^3 (таблица). Температура эвтектики раствора (–27 °C) свидетельствует о том, что в водном растворе соль преимущественно представлена хлоридом натрия.

Помимо скважины C ФВ 1 типа присутствуют только в скважине E. Однаок они относятся к первично-вторичных ФВ (1 П-В). Температура гомогенизации этих включений составила 115–136 °C, а температура эвтектики варьировала от –27 до –34 °C, что также свидетельствует о преобладании среди растворенных солей NaCl (таблица).

Первичные ФВ 2 типа (2 П), обнаружены в скважинах B, C и D. Температура их гомогенизации в газообразную фазу варьирует в диапазоне от +56

Результаты определения характеристик ФВ в кристаллах кварца в жилах карбонатных пород абалакской свиты

Скважина	Номер образца	Тип включений	$T_{гом}$, °C	$T_{эвт}$, °C	$T_{пл.льда,}$ °C	$C_{солей}$, масс. % /экв, NaCl	d, г/см^3
A	Б6	2 П-В	77 Г	–**	–	–	–
B	Б3	2 П	63 Г	–	–	–	–
		2 П	64 Г	–	–	–	–
C	Б1	1 П	267	–27	–1,2	2,0	0,78
		2 П	68 Г	–	–	–	–
		2 П	71 Г	–	–	–	–
C	Б5	2 П	100 Г	–	–	–	–
D	Б2	2 П	56 Г	–	–	–	–
E	Б4	1 П-В	115	–29	–3,9	6,2	0,99
		3 П-В	–87 Г*	–	–	–	0,14
	Б7	1 П-В	136	–27	–1,4	2,3	0,95
		1 П-В	132	–34	–2,0	3,3	0,96
		3П-В	–71,7 Г*	–	–	–	0,09

Примечание: П — первичные включения, П-В — первично-вторичные включения. 1 — двухфазовые газово-жидкие водно-солевые ФВ, 2 — ФВ, содержащие органическую жидкость, 3 — однофазовые газовые ФВ; Г — гомогенизация в газ, без индекса (Г) — в жидкость, Г* — температура появления двух фаз в однофазовых, изначально гомогенных ФВ.

до +100 °C (табл. 1). Жидкость в этих включениях не замерзает при охлаждении до –150 °C.

Однофазовые первично-вторичные ФВ из скважины E (3 П-В) при комнатной температуре изначально гомогенны. При охлаждении некоторые ФВ становились двухфазовыми, температура появления второй фазы составляет –71–87 °C (в таблице приведены значения в колонке *Тгом* в ячейках с указанием Г*).

Кроме измерения температуры гомогенизации (для 1 и 2 типов включений) и температуры появления второй фазы (для 3 типа включений) проведены ИК-спектроскопические исследования флюидов из включений 2-го и 3-го типов. Было установлено, что углеводородные соединения в скважинах различаются по составу. При этом точно установить состав жидких углеводородов в двухфазовых включениях не удалось. ИК-спектры соединений из ФВ скважины E и одного из скважины C показали, что преобладающим газообразным соединением является метан (рис. 9). Это хорошо согласуется с определенной температурой образования жидкой фазы, составившей –87––71,7 °C. Близкую температуру кипения имеет метан (–82,7 °C). В скважине B в газовой фазе преобладают более длинноцепочечные соединений, предположительно, пропан. В остальных скважинах согласно данным ИК-спектрометрии присутствуют непредельные алканы, преимущественно алкены. Стоит отметить, что определение состава смеси соединений по данным ИК-спектрометрии сопряжено с наложением пиков соединений, поэтому необходимы дополнительные анализы, такие как разрушение кристаллов кварца под вакуумом с последующим хроматографическим анализом углеводородных соединений. Тем не менее, наличие непредельных соединений может свидетельствовать о более сложных процессах образования углеводородных соединений. Также отмечается, что в ФВ, имеющих наибольшую температуру гомогенизации, преобладающим газом является метан.

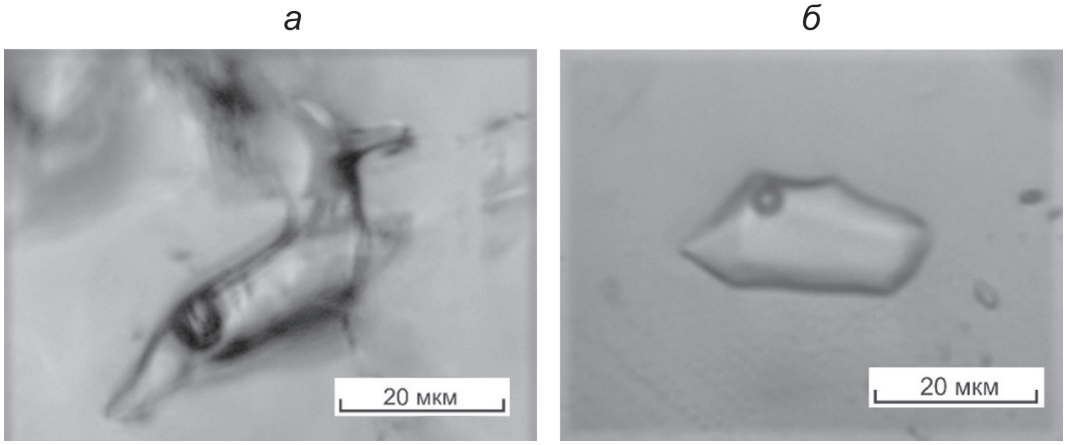


Рис. 5. Первично-вторичные водно-солевые флюидные включения в кристалле кварца (тип 1) (*а* — из образца Б4; *б* — из образца Б7, см. таблицу). Масштаб 20 мкм

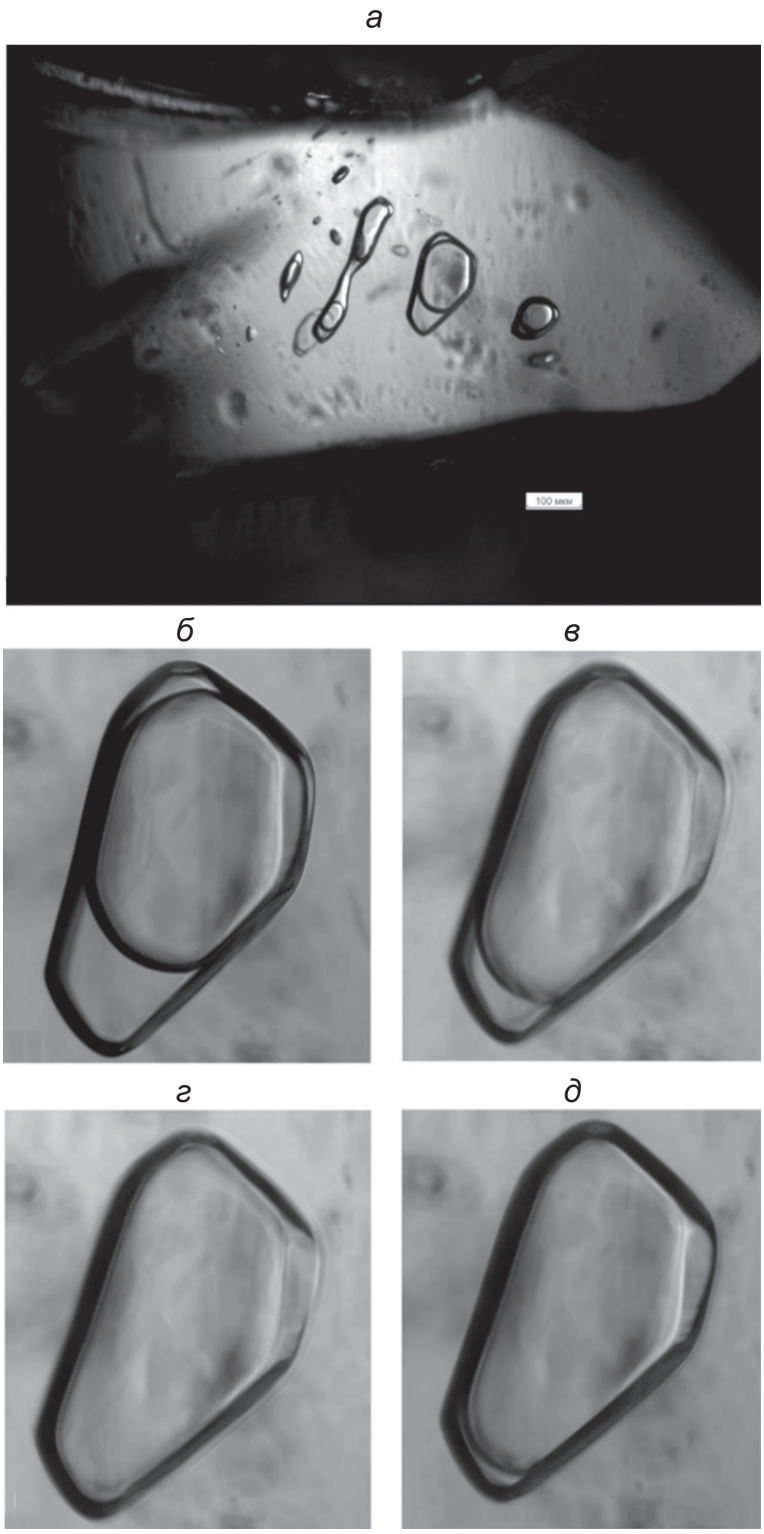


Рис. 6. Первичные газовые ФВ с органической жидкостью в кристалле кварца (тип 2) из образца Б1 (*а* — общий вид, *б–д* — микротермометрические исследования: *б* — при +25 °С, *в* — при +63 °С, *г* — при +73 °С, *д* — при +83 °С). Масштаб 100 мкм

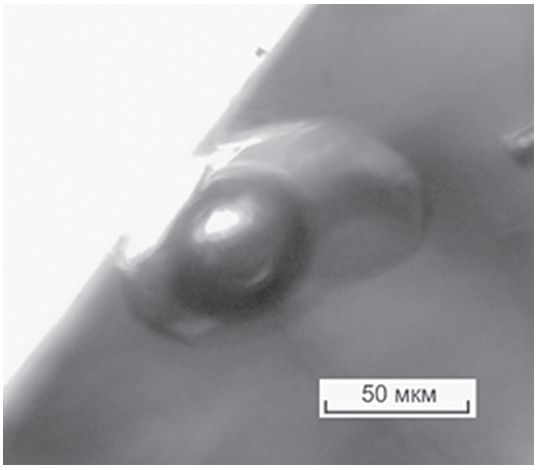


Рис. 7. Первичное ФВ с нефтью в кристалле кварца из образца Б5. Масштаб 50 мкм

Фактически, полученные результаты определения геохимических характеристик ФВ показывают, что температура формирования жил с кристаллами кварца могла различаться. В таком случае прогреваться могли не только сами породы абалакской свиты, но и вышележащие отложения тутлеймской свиты, относящейся к БВУФ. Для проверки данного предположения были выполнены исследования ОВ из пород нижней части тутлеймской свиты (рис. 4) методом пиролиза. Пиролитические исследования выполнялись после горячей экстракции, чтобы исключить влияние углеводородных соединений на получаемые результаты и установить степень преобразованности ОВ. Полученные результаты показали, что значения водородного индекса (HI) в исследованных образцах изменяются в широких пределах 70–370 мг УВ/г ТОС, а температура максимального выхода углеводородов (T_{max}) лежит в интервале от 436 до 448 °С (рис. 10). Результаты свидетельствуют, что кероген относится ко II (морскому) типу. Эти результаты ранее были подтверждены углепетраграфическими исследованиями [Марунова и др., 2021]. ОВ из исследуемых проб существенно преобразовано, достигло середины нефтяного окна или приближается к его концу в зависимости от скважины. При этом полученные результаты свидетельствуют, что ОВ преобразовано в разной степени: в скважинах E и C его зрелость выше (HI < 150 мг УВ/г ТОС), чем в скважинах A, B и D (HI = 180–370 мг УВ/г ТОС). Согласно существующей классификации, стадия катагенеза варьирует от МК2 (скважина D) до МК4 (скважина E) [Jarvie et al., 2001].

Для оценки степени преобразованности ОВ и возможности сопоставлять результаты между собой и с геохимическими характеристиками ФВ были расчитаны средние значения HI для ОВ их нижней части тутлеймской свиты в каждой скважине, после чего был определен индекс трансформации ОВ (transformation ratio — TR). Этот параметр рассчитывался по формуле:

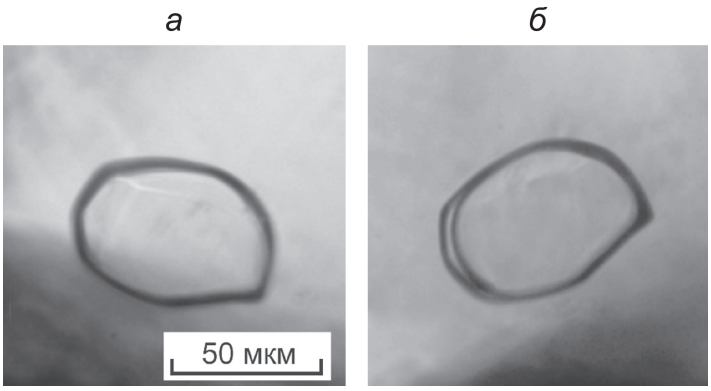


Рис. 8. Первичное газовое ФВ в кристалле кварца из образца Б-4 (3-й тип) (*а* — при +25 °С, *б* — при –113°С). Масштаб 50 мкм

$$TR = (HI_0 — HI_{сред.\ после\ экстр.})/HI_0) \times 100\%,$$

где HI_0 — исходное значение водородного индекса до начала генерации углеводородных соединений, равное 715 мг УВ/г ТОС согласно проведенным ранее исследованиям [Калмыков и др., 2017], а HI — значение параметра после экстракции.

Рассчитанные значения индекса преобразованности показали, что в скважинах A и D близкая степень преобразованности, равная 58–62%. Скважина B несколько более преобразована, значение TR составляет 72%. В скважинах C и E значение равно 82 и 85% соответственно.

Полученные результаты разной степени преобразованности ОВ в породах нижней части тутлеймской свиты хорошо коррелируют с различиями в геохимических характеристиках ФВ из кристаллов кварца в жилах карбонатных пород абалакской свиты. Так, только в скважинах с высокой степенью преобразованности (скважины C и E) были обнаружены двухфазовые водно-солевые ФВ. Эти включения относятся к 1-му типу, судя по плотности флюида и концентрации солей, содержат в себе NaCl и не отличаются разнообразием состава. Температура гомогенизации для этих ФВ наиболее точно отражает температуру прогрева толщи гидротермальным флюидным потоком [Burruss, 1987]. Максимальная температура гомогенизации для первичного ФВ 1-го типа была зафиксирована в скважине C и составляет 267 °С. При этом в данной скважине также есть включение, содержащие окрашенную органическую жидкость, предположительно, нефть, а температура гомогенезации данного включения превышает 300 °С (точное значение определить не удалось из-за разрушения включения в результате флюидодинамического разрыва при исследовании). Процессы, при которых происходит повышение температуры

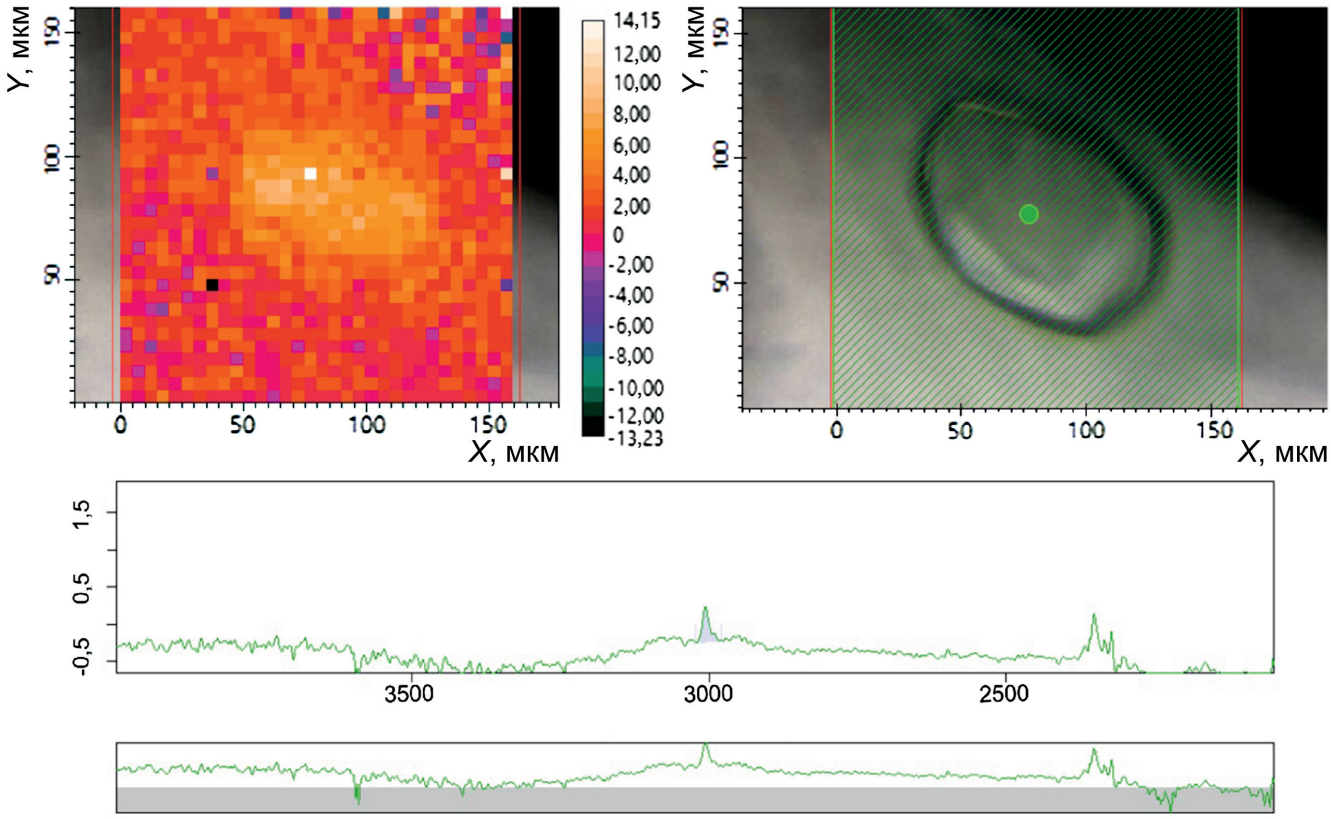


Рис. 9. Результаты ИК-микроскопических исследований газовых ФВ в кристалле кварце из образца Б4

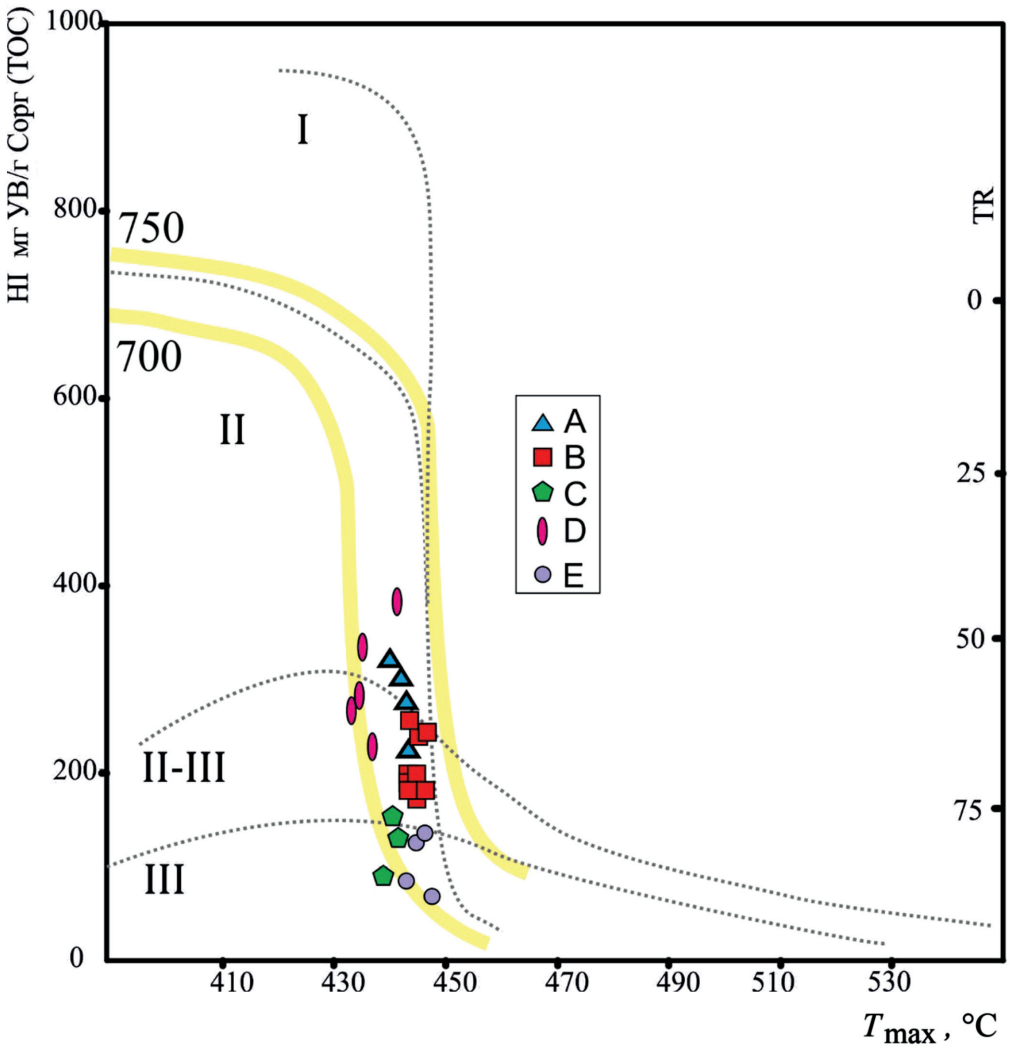


Рис. 10. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена для исследуемых образцов после горячей экстракции: I–III — тип керогена, желтые линии — изменения параметров T_{max} и HI в процессе катагенетическго преобразования керогена пород БВУФ по материалам [Козлова, 2015]

(200–300 °C), типичны для гидротермальных процессов [Прокофьев, 1998]. Таким образом, можно предполагать, что в скважинах C и E при образовании кристаллов кварца в жилах карбонатных пород температура достигала высоких значений. Прогрев был достаточно интенсивным, в результате чего прогревалась нижняя часть отложений тутлеймской свиты, что выразилось в более высокой преобразованности ОВ.

Стоит также отметить, что только в скважине E присутствуют ФВ 3-го типа, содержащие метан. Поскольку метан является простейшим по составу предельным углеводородом, можно предполагать, что повышенные температуры, воздействовавшие на органическое вещество нижележащих юрских отложений, приводили более полному протеканию процесса преобразования ОВ. Фактически, можно говорить о том, что геохимические характеристик ФВ в скважинах C и E показали наличие гидротермальных процессов, протекавших при повышенных температурах, тогда как в скважинах A, B и D температуры были более низкими, а процесс образования кристаллов кварца с ФВ — многостадийным.

Полученные результаты позволили объяснить изменение стадии катагенетической преобразованности ОВ в породах тутлеймской свиты на территории Ем-Еговской вершины. Было установлено, что все исследуемые скважины приурочены к структурному поднятию (рис. 11, *А*). Именно в районе этого поднятия на территории получены значения более высокой степени катагенетической преобразованности ОВ относительно более погруженных территорий (рис. 11, *Б*). Можно предполагать, что близость фундамента и наличие разломов могли обеспечивать прогрев зоны поднятия за счет тепловых потоков, в том числе связанных с гидротермальными процессами. При этом в локальном участке температура гидротермальной проработки была выше, что обеспечило локальный повышенный катагенез в зоне расположения скважин C и E, подтвержденный пиролитическими исследованиями пород тутлеймской свиты еще в двух скважинах данной зоны, в которых керн из абалакской свиты отобран не был. Поскольку аналогичные зоны повышенной преобразованности встречаются как на территории Ем-Еговской вершины, так и на других территориях, можно говорить, что гидротермальные процессы являются причиной дополнительного прогрева пород, а изучение ФВ может способствовать определению условий их протекания и разработке поисковых кри-

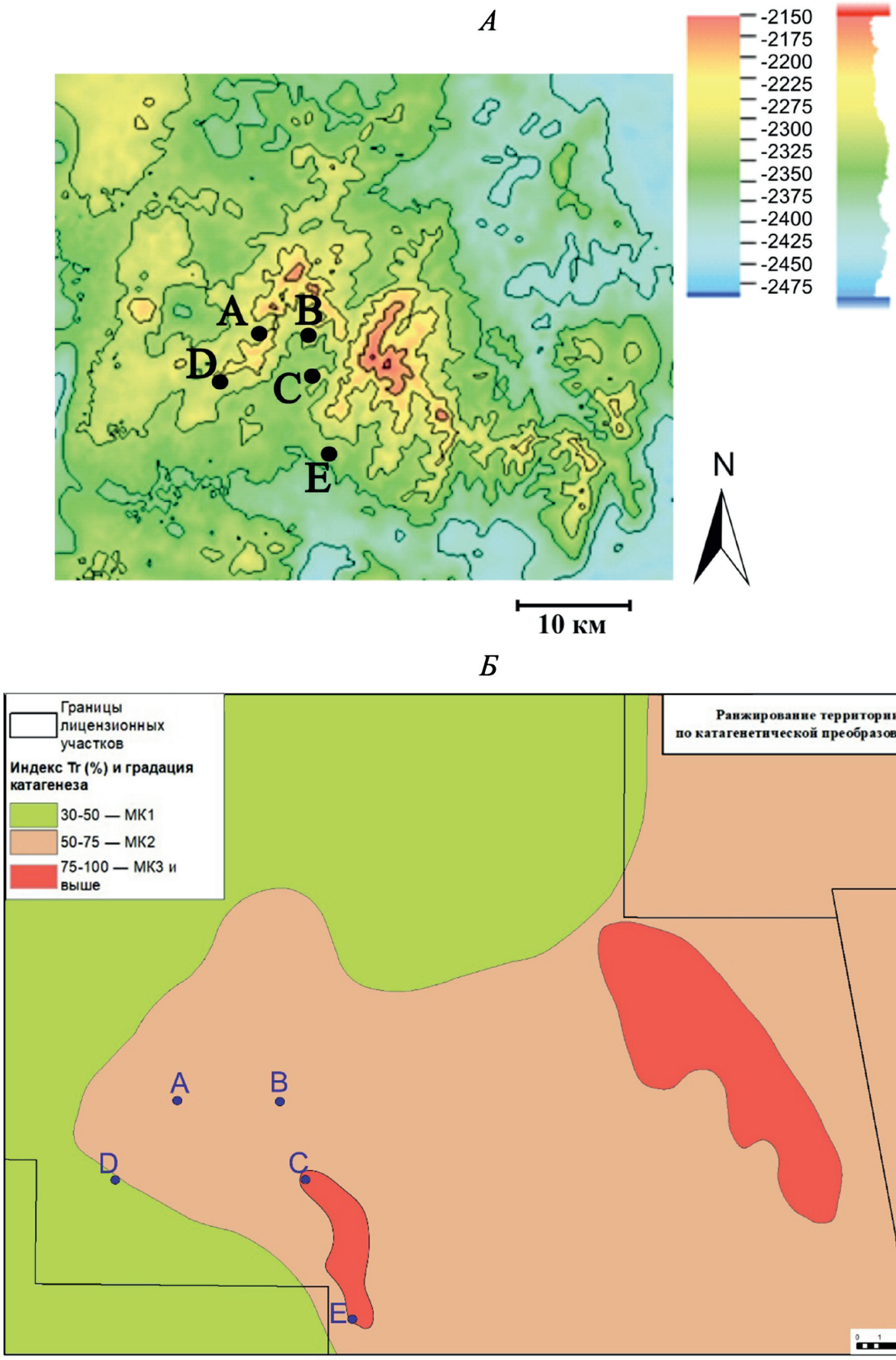


Рис. 11. Структурный план по кровле тутлеймской свиты с расположением исследуемых скважин (*А*) и схема катагенетической преобразованности ОВ на исследуемой территории по материалам авторов статьи (*Б*)

териев месторождений нефти и газа, образующихся в результате более интенсивной генерации углеводородных соединений в нефтегазоматеринских толщах.

Заключение. В результате проведенных работ в трещиноватых и кавернозных карбонатных породах абалакской свиты Ем-Еговской вершины обнаружены кристаллы кварца с ФВ трех типов: 1) двухфазные газово-жидкие водно-солевые ФВ; 2) ФВ, содержащие органическую жидкость; 3) однофазные газовые ФВ. Гомогенизация первичных двухфазовых водно-солевых ФВ позволила впервые установить минимальную температуру прогрева (267 °С) отложений на Ем-Еговской вершине при образовании кристаллов кварца в результате гидротермальных процессов. При этом можно предполагать, что реальная температура прогрева превышала 300 °С. На основании температуры эвтектики раствора (–27° С) установлено, что в гидротермальных растворах среди минеральных солей преобладает хлорид натрия.

По результатам пиролитических исследований определено, что ОВ из исследуемых отложений относится ко II типу. При этом катагенетическая преобразованность керогена варьирует от стадии середины нефтяного окна (МК2) до стадии конца нефтяного окна (МК4). Также установлено, что повышенный катагенез на исследуемой территории приурочен к зоне локального структурного поднятия.

Полученные данные подтверждают ранее высказанные предположения о влиянии гидротермальных процессов, проходящих в абалакской свите, на температурное преобразование ОВ из отложений тутлеймской свиты. Это также подтверждается полученной ранее зависимостью между соотношением стабильных изотопов кислорода в жильном кальците из карбонатных пород абалакской свиты со степенью преобразованности ОВ из отложений тутлеймской свиты [Латыпова и др., 2022]. Таким образом, полученная зависимость между TR и температурой гомогенизации, и составом флюидных включений в кристаллах кварца указывает на то, что проработка высокотемпературным флюидом, которая фиксируется в карбонатных породах абалакской свиты, часто затрагивает и вышезалегающие нефтегазоматеринские отложения тутлеймской свиты. Эти тренды между геотермометрами из отложений разных свит свидетельствуют о том, что положительные катагенетические аномалии, которые фиксируются по данным пиролиза в отложениях БВУФ, вероятно, отражают зоны вторичной проработки осадочного комплекса высокотемпературными флюидами.

Для того чтобы определить более точно температурные характеристики гидротермального флюида, установить его состав и природу, необходимо в дальнейшем отобрать флюиды из включений, определить молекулярный состав углеводородных соединений методами хроматографического анализа, установить минерализацию и состав солей в водных растворах и измерить изотопный состав водно-солевых растворов и органических соединений. Кроме того, детальное исследование микроэлементного и редкоземельного состава кварца, содержащего ФВ, вероятно, поможет установить природу проходивших высокотемпературных процессов. Полученную информацию о составе, температуре и природе гидротермальных процессов в отложениях баженовско-абалакского комплекса, можно использовать для восстановления процессов преобразования ОВ и построения карт катагенетических аномалий Западной Сибири, разработки критериев поиска зон повышенной генерации углеводородных соединений.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова АААА-А16-116033010113-2 «Оценка ресурсов трудноизвлекаемых углеводородов и разработка инновационных методов их освоения».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балицкий В.С., Пиронон Ж., Пентелей С.В. и др. Фазовые состояния водно-углеводородных флюидов при повышенных и высоких температурах и давлениях (по экспериментальным данным) // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 224–227.

Балицкий В.С., Прокофьев В.Ю., Балицкая Л.В. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия минералообразующих гидротермальных растворов и нефти и их совместной миграции // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 227–240.

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Шарданова Т.А. Структура пустотного пространства нефтенасыщенных пород баженовской и абалакской свит в центральной части Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 69–77.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Калмыков Г.А. и др. Генерационный потенциал керогена баженовской свиты и возможность его реализации // Георесурсы. 2017. Спецвып. Ч. 2. С. 165–172. DOI: http://doi.org/10.18599/grs.19.17.

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. № 2. С. 159–171.

Карпов Ю.А., Балушкина Н.С., Ступакова А.В. и др. Критерии распространения нефтепродуктивных пород баженовской высокоуглеродистой формации с развитой системой поровой емкости в керогене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 58–71.

Карпова Е.В., Хотылев А.О., Мануилова Е.А. и др. Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 142–151. DOI: 10.18599/grs.2021.2.14.

Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров орга-

нического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.

Кораго А.А., Козлов А.В. Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра, 1988. 159 с.

Латыпова М.Р., Краснова Е.А., Калмыков А.Г. и др. Определение типа вторичных преобразований по изотопным характеристикам карбонатных пород абалакского комплекса // Сб. XXII симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова: Тез. докл. М., 2019. С. 288–294.

Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С. и др. Выявление низкотемпературных гидротермальных процессов в баженовско-абалакском комплексе по группе геохимических индикаторов прогрева // Сб. XXV НПК «Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири». Ханты-Мансийск, 2022. С. 180–187.

Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Стадии преобразованности органического вещества пород тутлеймской свиты в зависимости от его мацерального состава // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 86–97.

Недоливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов. Томск: Изд-во политех. ун-та, 2012. 172 с.

Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С., Покровский Б.Г. Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетутлеймской подсвиты на западе широтного приобья // Геология нефти и газа. 2010. № 6. С. 22–28.

Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 1998. № 6. С. 514–528.

Прокофьев В.Ю., Пэк А.А. Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 3–24.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2 г. М.: Мир, 1987.

Решение 6-го Межвед. стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004. 148 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Ферсман А.Е. Геохимия России. Вып. 1. М.: Науч. химико-техн. изд-во, 1922. 227 с.

Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.

Хотылев А.О., Майоров А.А., Худолей А.К. и др. Гранитоидные массивы Красноленинского свода в Западной Сибири: состав, строение, возраст и условия формирования // Геотектоника. 2021. № 2. С. 70–93. DOI: 10.31857/S0016853X21020053.

Behar F., Beaumont V., Penteado De B. Rock-Eval 6 technology: Performances and developments // Oil and Gas Sci. and Technology. Rev. IFP. 2001. Vol. 56, N 2. P. 111–134.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.

Burruss R.C. Diagenetic palaeotemperatures from aqueous fluid inclusions: re-equilibration of inclusions in carbonate cements by burial heating // Mineral. Mag. 1987. T. 51, N 362. P. 477–481.

Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Applied Petroleum Geochemistry. P.: Technip ed., 1993. P. 237–361.

Jarvie D.M., Claxton B.L., Henk F., Breyer J.T. Oil and shale gas from the Barnett Shale, Fort Worth basin, Texas. AAPG National Convention, June 3–6, 2001, Denver, CO // AAPG Bull. 2001. Vol. 85, N 13 (Supplement). P. A100.

Li C., Chen H. Discussion on the GOI thereshold for hydrocarbon migration and accumulation // Proceedings of the XIII Intern. Conference on Thermobarogeochemistry and the IV APIFIS Symposium. 2008. Vol. 1. P. 61–63.

Li R., Du X., Chi Y. Analysis of organic inclusions using fluorescence microscopy and Micro-FT. IR Techniques // Chinese jo. Geochemistry. 2001. Vol. 20, N 1. P. 88–96.

Статья поступила в редакцию 27.01.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 553.982.2
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-93-98

ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТА ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ ВОДОЙ В КОЛЛЕКТОРАХ С ПРЕДЕЛЬНО НИЗКОЙ НАЧАЛЬНОЙ НАСЫЩЕННОСТЬЮ

Сергей Сергеевич Кузовлев[1], Алина Григорьевна Кротова[2], Ксения Александровна Моторова[3]

[1] ООО «Проектирование и анализ разработки нефтяных и газовых месторождений» (ООО «РАНГ-проект»), Тюмень, Россия; s.kuzovlev@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krotovaag@my.msu.ru, https://istina.msu.ru/profile/AKrotova/
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; motorova.ks@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/MotorovaKA/

Аннотация. В статье приводится методика подхода по обоснованию коэффициентов остаточной нефтенасыщенности и вытеснения нефти водой (далее Кон и Квыт). Рекомендована к использованию функциональная зависимость, не вошедшая в руководящий документ «Правила подготовки технических проектов разработки месторождений углеводородного сырья».

***Ключевые слова*:** коэффициент остаточной нефтенасыщенности; коэффициент вытеснения; вид функциональной зависимости; область рабочих значений для корректного решения уравнения; контроль результатов

Для цитирования: *Кузовлев С.С., Кротова А.Г., Моторова К.А.* Оценка коэффициента вытеснения нефти водой в коллекторах с предельно низкой начальной насыщенностью // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 93–98.

ESTIMATION OF THE OIL DISPLACEMENT COEFFICIENT BY WATER IN RESERVOIRS WITH EXTREMELY LOW INITIAL SATURATION

Sergey S. Kuzovlev[1], Alina G. Krotova[2], Kseniya A. Motorova[3]

[1] "Designing and analysis of oil and gas fields development" LTD, Tumen, Russia; s.kuzovlev@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; krotovaag@my.msu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia; motorova.ks@yandex.ru

Abstract. The article presents the methodology of the approach to substantiate the coefficients of residual oil saturation and displacement of oil by water (hereinafter Kro and Kdis). A functional dependency that is not included in the GD "Rules for the preparation of technical projects for the development of hydrocarbon deposits" is recommended for use.

***Keywords*:** the coefficient of residual oil saturation; the displacement coefficient; the type of functional dependence; the range of operating values for the correct solution of the equation; control of the results

***For citation*:** Kuzovlev S.S., Krotova A.G., Motorova K.A. Estimation of the oil displacement coefficient by water in reservoirs with extremely low initial saturation. *Moscow Univercity Geol. Bull.* 2023; 2; 93–98. (In Rus.).

Введение. Промышленная эксплуатация месторождений углеводородного сырья разрешается в соответствии с Законом Российской Федерации от 21 февраля 1992 г. № 2395-I «О недрах», нормативными правовыми актами и руководящими документами. Действующим регламентом являются «Правила подготовки технических проектов разработки месторождений углеводородного сырья» (Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, приказ от 20 сентября 2019 г. № 639).

Согласно «Правилам подготовки технических проектов…» обосновываются коэффициенты вытеснения для пластов. Строятся основные графики зависимостей п. 6.7.3:

1) остаточной нефтенасыщенности от начальной нефтенасыщенности;

2) коэффициента вытеснения от проницаемости;

3) коэффициента вытеснения от начальной нефтенасыщенности;

4) коэффициента вытеснения от остаточной нефтенасыщенности.

Коэффициент остаточной нефтенасыщенности — это значение нефтенасыщенности, ниже которого нефть становится неподвижной.

Коэффициент вытеснения — это подвижная нефть. Характеризует полноту вытеснения нефти из пустотного пространства пород и определяется

соотношением объема вытесненной из порового пространства нефти к ее начальному объему.

Уравнения рекомендуемых связей (пункты а, б, в, г) подбираются из условия максимального коэффициента корреляции R. Руководящим документом (РД) не предусмотрены виды графиков связей этих параметров и определение рабочих областей полученных графиков.

Предельная величина коэффициента корреляции определяется «Порядком определения показателей проницаемости и эффективной нефтенасыщенной толщины пласта по залежи углеводородного сырья» (Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, приказ от 15 мая 2014 г. № 218): при R<0,6 определение значений по уравнению не производится.

Отметим, что при работе в программе «Excel» на уравнениях стандартных графиков отображается коэффициент детерминации (R^2) — это квадрат коэффициента корреляции. Поэтому коэффициент детерминации может быть гораздо ниже предельного значения. Например, при R^2=0,4, коэффициент корреляции будет >0,6. Иными словами, связь имеется и можно произвести определение значений Кон и Квыт по уравнению, но понимаем, что индивидуальная изменчивость (дисперсия) предсказана только по 40% исходных данных.

В поисках налучшего коэффициента корреляции R многие исследователи используют функции отличные от линейной — логарифмические, экспоненциальные и др. Однако манипулирование математическими функциями без определения пределов области корректного решения уравнений ведет к неверно обоснованным Кон и Квыт. Это связано с обратной зависимостью параметров: Квыт = = 1 – (Кон/Кнн).

Основная цель — продемонстрировать подход по выбору функциональных зависимостей параметров и определения коэффициента остаточной нефтенасыщенности, принимаемого для проектирования нефтяного месторождения.

Материалы и методы исследования. Поставленные задачи решались методами математической статистики при обработке данных результатов специальных лабораторных исследований керна на определение коэффициента вытеснения нефти водой.

Объектом исследования является пласт $АС_9$ характеризующийся предельно низкой начальной нефтенасыщенностью — 0,48.

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ данных начнем с области принятия решений о наличии корреляционных связей, установленных РД (рис. 1). Выбираем наиболее показательный график — *а*.

Использование объемной характеристики — прием умножения осей абсциссы и ординаты на коэффициент пористости позволило значительно улучшить корреляционные связи, коэффициент детерминации составил 0,77 (рис. 2), что гораздо надежнее, чем обоснование по зависимостям, определенным РД.

Нанесем на график утвержденные протоколами ЦКР Роснедра значения $К_{он}$ по пластам-аналогам и сопоставим с полученной функциональной зависимостью (рис. 2, *а*) — график имеет уравнение линейного вида y=0,3835*x+0,0155.

Отметим, что утвержденные значения ФЕС пласта $АС_9$ низкие — Кп=0,2, Кнн=0,48. Коэффициент начальной насыщенности находится на границе области определения функциональной зависимости по керновым исследованиям. Необходим графический контроль поведения функции Квыт – Кнн при крайне низких значениях Кнн – 0,4. Для этого усложним график — по основным осям оставим привычные Квыт и Кнн, а умножение на Кп вынесем на второстепенные оси (рис. 2, *б*).

По графику определим предел рабочей области значений полученной функции.

При Кнн=0,48 расчетное значение коэффициента вытеснения удовлетворяет требованию: Квыт<Кнн. При предельно низких значениях Кнн<0,4 коэффициент вытеснения чуть выше Кнн. График работает в диапазоне критически низких параметров, пределы рабочих значений выделять не требуется.

В условиях крайне низких ФЕС рассматриваемого пласта важной характеристикой является вид функциональной зависимости. *Дополнительно рассмотрим, другие стандартные виды функциональных зависимостей и сравним их поведение с линейной функцией.*

На примере выбранного ранее графика (рис. 2, *а*) построим дополнительные зависимости Кон*Кп – Кнн*Кп: логарифмическую, экспоненциальную, степенную, которые имеет хорошие корреляционные связи и могли быть рекомендованы к рассмотрению (рис. 3).

Контроль полученного результата проведем по примеру выше с пересчетом этой функции на значения Квыт:

линейная (зависимость параметров: Кон*Кп – – Кнн*Кп) — **рекомендуется**;

логарифмическая (Кон*Кп – Кнн*Кп) — крайне не рекомендуется;

экспоненциальная (Кон*Кп – Кнн*Кп) — занижает Квыт;

степенная (Кон*Кп – Кнн*Кп) — завышает Квыт.

Полученная функция логарифмического вида не пригодна к использованию, так как имеет существенное ограничение области значений для корректного применения. Функция не работает не только при низких, но и при утвержденных значениях Кнн. Экспоненциальная зависимость занижает расчетные значения Квыт в области крайне низких ФЕС пласта. Степенная зависимость завышает расчетные значения Квыт в области крайне низких ФЕС.

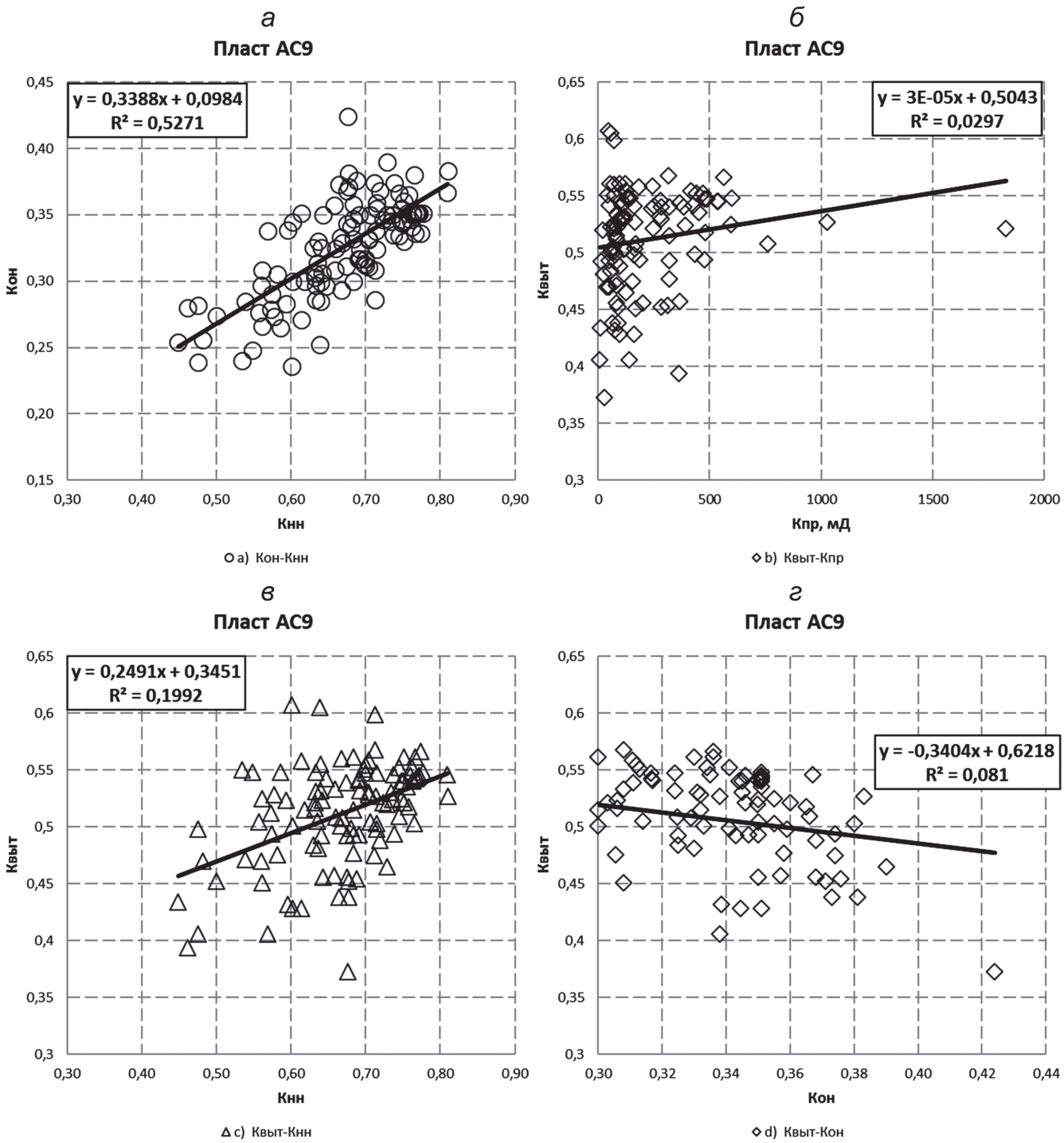


Рис. 1. Основные функциональные зависимости, установленные РД: Кон — Кнн; Квыт — Кпр; Квыт — Кнн; Квыт — Кон

Функциональная зависимость параметров (Кнн, Кп, Кон) построена по результатам 108 опытов специальных исследований керна пластов $АС_9$ Вареягского и Лянторского месторождений. При сравнении расчетных и фактических значений Кон в границах отклонений менее ±15% оказались 95% исследований или 103 образца (рис. 4).

Таким образом, для пласта $АС_9$ параметры коэффициентов начальной насыщенности, пористости и остаточной насыщенности описываются ***линейной функциональной зависимостью*** с высокими коэффициентами корреляции и дисперсии, без ограничения области решения уравнения.

При обосновании коэффициентов вытеснения у Экспертов ГКЗ появляется вопрос: «Зачем дополнительно к зависимости Кон – Кнн применять объемную характеристику Кон*Кп – Кнн*Кп?». Ведь таким образом искусственно завышается R^2 за счет внесения функциональной зависимости Кп = f(Кп), где $R^2 = 1$ (тезисы Научно-практической конференции имени Е.Г. Коваленко: «Актуальные вопросы

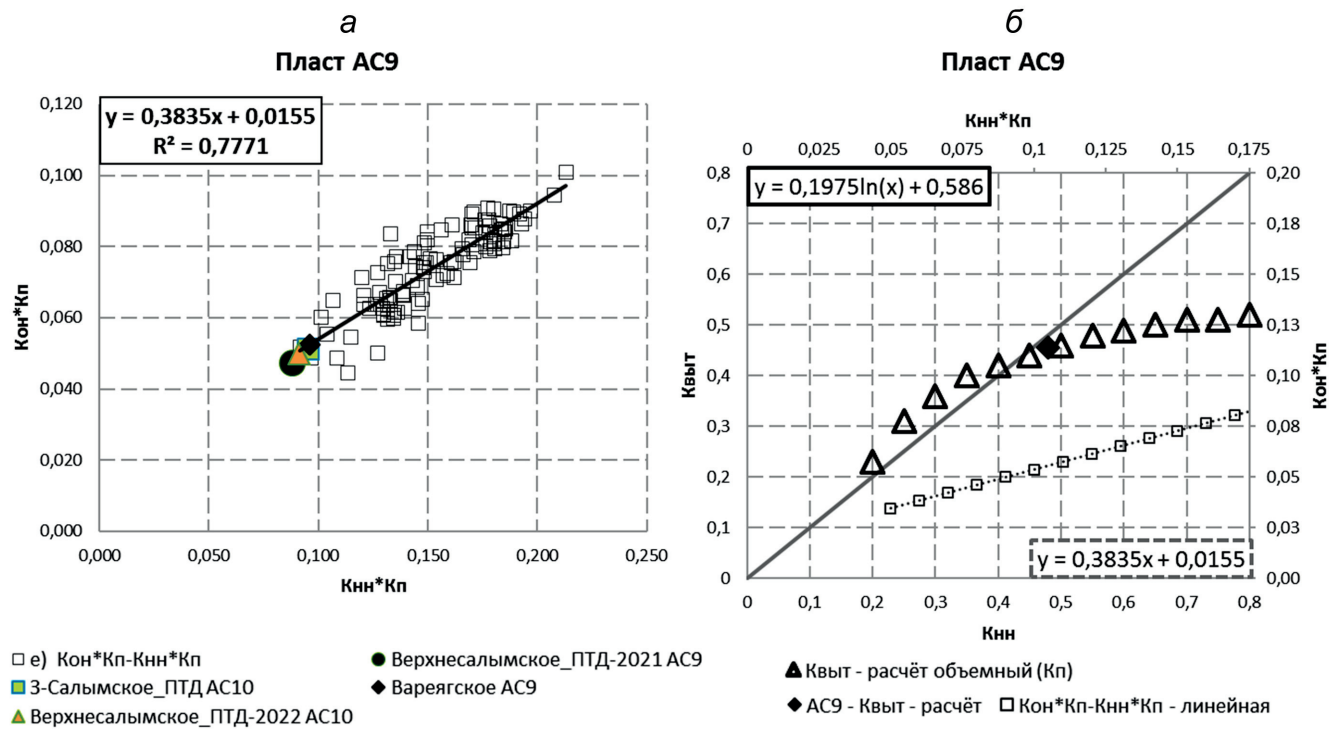


Рис. 2. Линейная корреляционная связь вида Кон*Кп – Кнн*Кп

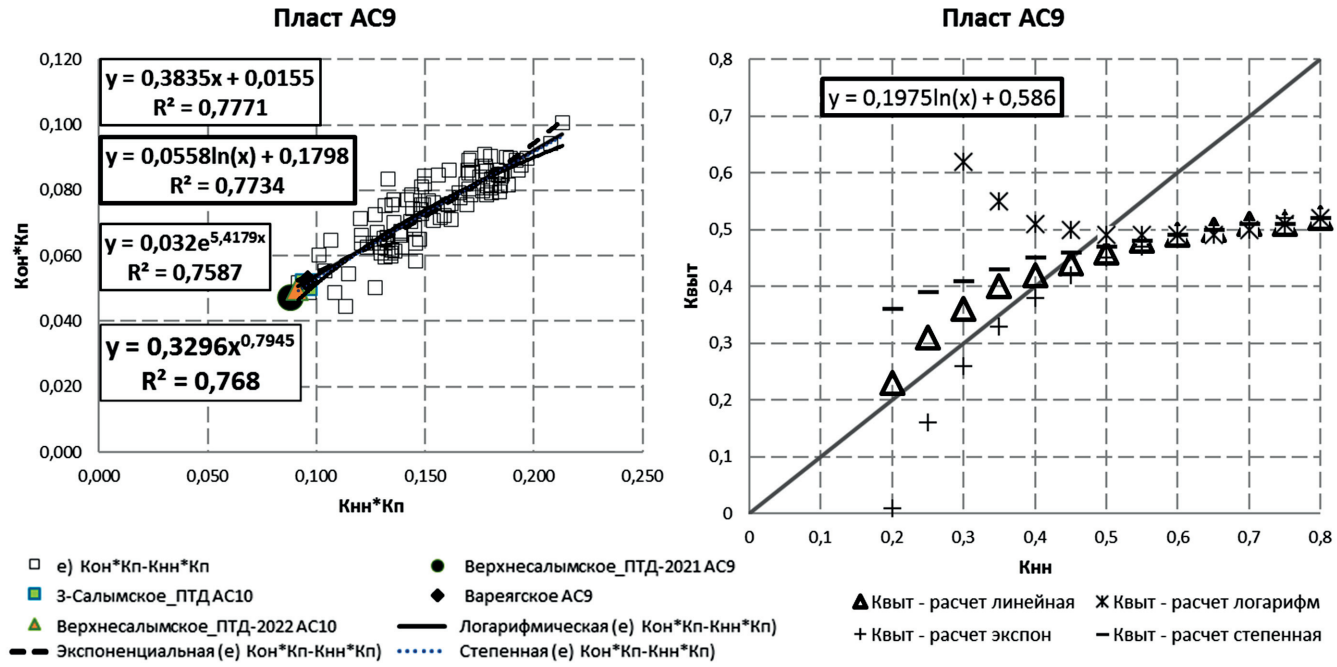


Рис. 3. Различные виды функциональных зависимостей Кон*Кп – Кнн*Кп и поведение рассчитанного Квыт в предельно низких ФЕС пласта $АС_9$

экспертизы геологических и извлекаемых запасов УВС», г. Москва 11–12 февраля 2021 г).

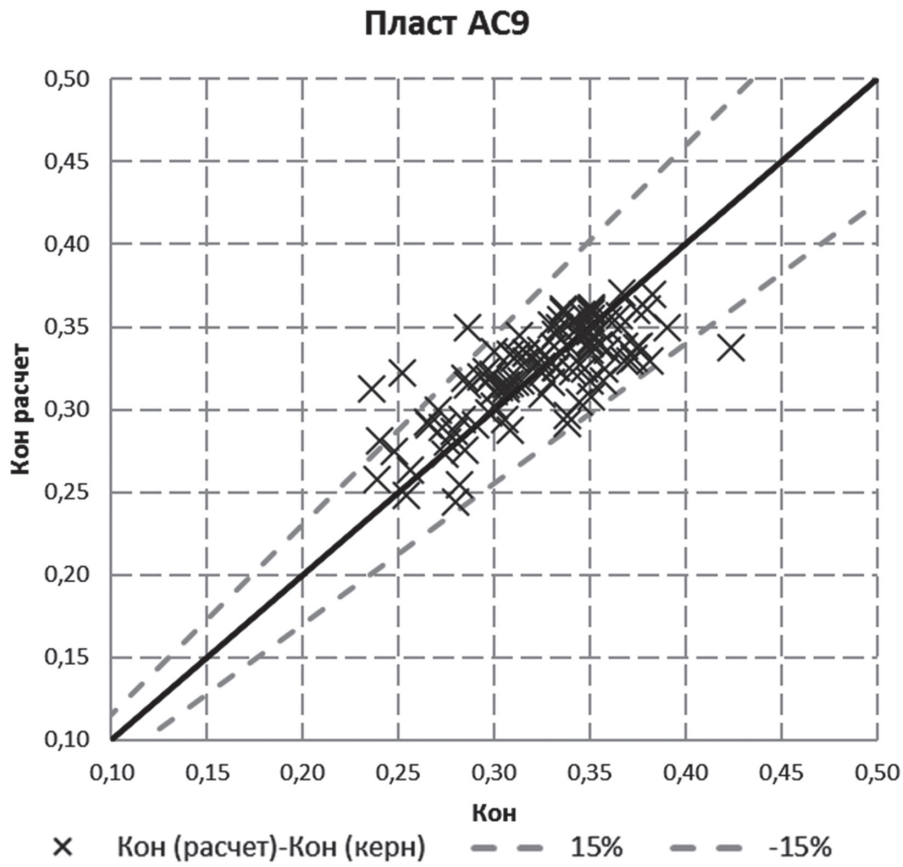
Рассмотрим более подробно подход в определении функциональной зависимости коэффициента остаточной нефтенасыщенности через параметры Кон*Кп – Кнн*Кп.

Сравним полученные результаты в определении Кон: по РД (Кон=0,3388*Кнн + 0,0984) и объемным методом (Кон*Кп= 0,3835*Кнн*Кп + 0,0155) (рис. 5).

Определим через эти уравнения значения Квыт. Поведение графиков близко по своей природе. Имеет место корректировка угла наклона (в нашем случае незначительная, ±5% в пределах рабочей области крайне низких и высоких значений коэффициента начальной нефтенасыщенности.

Таким образом, при несущественном отличии графиков на рис. 5, подход в определении оценки коэффициента вытеснения нефти водой в коллекто-

Рис. 4. Сравнение расчетных и фактических значений Кон



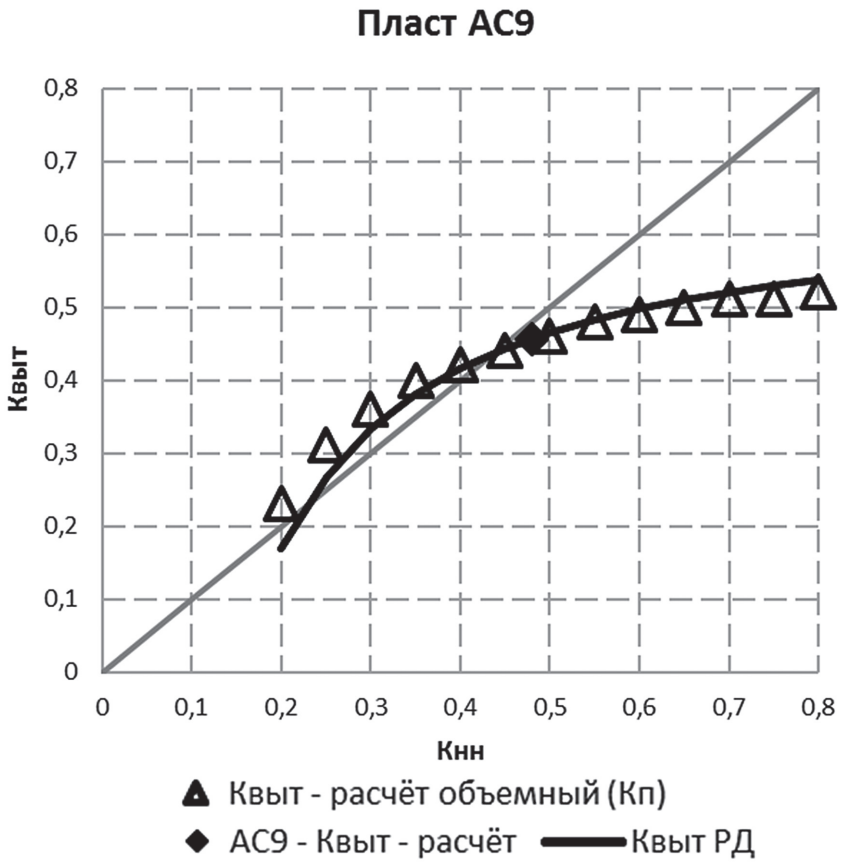


Рис. 5. Сравнение расчетных функций Квыт по РД через Кон – Кнн и объемным методом через Кон*Кп – Кнн*Кп

рах с предельно низкой начальной насыщенностью является вполне корректным и с высокой долей успешности применим для обоснований остаточной нефтенасыщенности и коэффициентов вытеснения нефти водой.

Выводы и рекомендации. На примере подхода к обоснованию остаточной нефтенасыщенности для коллекторов пласта $АС_9$ с низкими ФЕС были рассмотрены различные виды зависимостей, определены области корректного решения уравнений, определен вид зависимости Кон – Кнн для крайне низких значений Кнн, проведена оценка Кон по объемной функциональной зависимости, не вошедшей в «Правила подготовки технических проектов разработки месторождений углеводородного сырья».

По результатам исследования:

1. При обосновании коэффициента остаточной насыщенности, для более точной корректировки угла наклона функциональной зависимости и увеличения коэффициентов корреляционных связей, рекомендуется использовать дополнительно к РД зависимость вида: Кон*Кп — Кнн*Кп.

2. Коэффициент остаточной насыщенности является обратной величиной коэффициенту вытеснения, поэтому при его обосновании в коллекторах с низкими значениями начально нефтенасыщенности необходимо пользоваться линейной зависимостью. Иначе появляется необходимость в определении рабочей области решения уравнения.

3. Контроль полученных результатов с пересчетом на коэффициент вытеснения необходимо проводить графическим методом на каждом этапе принятия решения.

4. Для пласта $АС_9$ по результатам 108 определений предложена функциональная зависимость линейного вида: Кон*Кп=0,3835*Кнн*Кп+0,0155 (R^2=0,777, R=0,88).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

«Актуальные вопросы экспертизы геологических и извлекаемых запасов УВС», г. Москва 11–12 февраля 2021 г. («Экспертиза обоснования коэффициентов вытеснения и остаточной нефтенасыщенности в проектных технологических документах», К.С. Харченко заместитель генерального директора по разработке месторождений нефти и газа ООО «НИПИ-Р»).

«Порядок определения показателей проницаемости и эффективной нефтенасыщенной толщины пласта по залежи углеводородного сырья» (Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, приказ от 15 мая 2014 г. № 218).

«Правила подготовки технических проектов разработки месторождений углеводородного сырья» (Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, приказ от 20 сентября 2019 г. № 639).

Статья поступила в редакцию 27.01.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 556:532.5
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-99-105

ДЕБИТ СКВАЖИНЫ С ЗАДАННЫМ УРОВНЕМ НА СЕТОЧНЫХ МОДЕЛЯХ НАПОРНЫХ И БЕЗНАПОРНЫХ ПОТОКОВ

Ростислав Степанович Штенгелов [1], Сергей Павлович Поздняков [2]✉

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rssteng@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sppozd@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-2932-4565

Аннотация. Рассмотрены проблемы реализации действующих гидрогеологических скважин с заданным положением динамического уровня на сеточных гидрогеодинамических моделях. Разработаны оригинальные алгоритмы определения дебита скважины при напорном и безнапорном режиме фильтрации. Практические приемы апробированы на имитационных моделях по аналитическому решению для неограниченного изолированного пласта.

***Ключевые слова*:** гидрогеологическая скважина; заданный уровень в скважине; дебит скважины; гидрогеодинамическая модель; безнапорный поток; напорно-безнапорный поток

***Для цитирования*:** *Штенгелов Р.С., Поздняков С.П.* Дебит скважины с заданным уровнем на сеточных моделях напорных и безнапорных потоков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 99–.

FLOW RATE OF A WELL WITH A CONSTANT HEAD ON THE NUMERICAL MODELS OF CONFINED AND UNCONFINED FLOWS

Rostislav S. Shtengelov [1], Sergey P. Pozdniakov [2]✉

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rssteng@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sppozd@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-2932-4565

Abstract. The problems of simulation of pumping hydrogeological wells with constant hydraulic head on the finite-difference flow models are considered. The original algorithms for determining the flow rate of the well at confined, unconfined and confined-unconfined model layer are developed. Practical techniques are tested on simulation models by using analytical solution for flow toward a well with constant head in infinite unconfined homogeneous aquifer.

***Keywords*:** hydrogeological well; pumping well with constant head; well flow rate; flow model; unconfined flow; confined-unconfined flow

For citation: Shtengelov R.S., Pozdniakov S.P. Flow rate of a well with a constant head on the numerical models of confined and unconfined flows. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 99–. (In Russ.).

Введение. По назначению и режиму функционирования действующие (с ненулевым дебитом) гидрогеологические скважины разделяются на две группы:

а) с заданным дебитом (производительностью), величина которого ограничивается расчетным допустимым понижением уровня. В основном это водозаборные скважины в системах питьевого, хозяйственно-бытового и технического водоснабжения,

б) с заданным уровнем (понижением уровня). В основном это скважины в системах защитного дренажа, обеспечивающие требуемое положение уровней в пределах расположения защищаемых объектов городской инфраструктуры, горнодобывающих и разнообразных промышленных предприятий. К этой же группе относятся скважины, работающие в режиме самоизлива (например, на предприятиях добычи минеральных вод), и скважины, оснащенные насосным оборудованием, работающим «на храпок».

Постановка проблемы. Методика моделирования скважин первой группы разработана в полной мере. Для получения пространственно-временно́го распределения напоров в модельной области заданный дебит непосредственно подается в «водозаборный» узел; образующийся отклик в виде напора (понижения) в блоке уточняется последующим расчетом, учитывающим различие реальной и модельной структуры притока к скважине. Это уточнение может быть выполнено аналитически путем постпроцессорной обработки результатов расчетов модельных напоров в блоках со скважинами [Штенгелов, 2019], если скважины на сеточной модели реализуется как источники. В широко используемой программе моделирования геофильтрации MODFLOW 2005 [Harbaugh, 2005] эта поправка может быть вычислена непосредственно в процессе численного моделирования, если используется специальный пакет MNW2 [Konikov et al., 2009], разработанный для общего случая, когда в разрезе

скважина вскрывает несколько слоев трехмерной численной сетки.

Для скважин второй группы конечной целью моделирования также является пространственное распределение напоров (понижений), необходимое, например, для анализа площадного дренажного эффекта и учета взаимодействий в системах скважин. Проблема заключается в том, что непосредственное задание необходимого уровня в «водозаборный» узел модели невозможно в связи с различиями реальной и модельной структуры течения. Эту проблему, как будет показано ниже, можно успешно решать в условиях водоносных горизонтов с постоянной (независимой от положения уровня) проводимостью, пользуясь связью поправки на разницу напора в скважине и в блоке с проводимостью пласта и параметрами конечно-разностной сетки [Штенгелов, 2019]. Для безнапорных водоносных горизонтов, проводимость которых зависит от положения уровня свободной поверхности, отсутствуют рекомендации для корректной реализации действующих скважин с заданным положением уровня (понижением).

Принципиальное отличие от скважин первой группы заключается в том, что при работе скважины с заданным постоянным напором ее дебит непрерывно уменьшается. В неограниченной области при сохраняющемся нестационарном режиме фильтрации это уменьшение теоретически стремится к нулю; при наличии в области стабилизирующих граничных элементов 1-го или 3-го рода дебит фиксируется на некоторой достигнутой величине. Таким образом, возникает задача оценки величины дебита, при котором достигается заданное положение уровня в скважине. Такие оценки для стационарного состояния депрессии или во временно́й динамике необходимы не только для получения реального пространственно-временно́го распределения напоров, но и в прикладном смысле — для обоснованного проектирования сечения водоотводящих коммуникаций на весь расчетный период работы скважины.

Ниже рассматриваются методические и практические аспекты решения этой проблемы.

Методика решения. *Водоносный горизонт с постоянной проводимостью T.* Это преимущественно межпластовые водоносные горизонты, у которых пониженные пьезометрические уровни не опускаются ниже кровли водовмещающего пласта. К этой же категории в пределах допустимой погрешности расчетов можно относить грунтовые водоносные горизонты, если понижение свободной поверхности не превышает 5–10% начальной мощности.

Модельное решение в «водозаборном» узле прямоугольной сетки $H_{мод}$ требует для перехода к уровню в реальной действующей скважине H_c введения поправки [Шестаков, 1979, Штенгелов, 1988, 2019]:

$$H_c = H_{мод} - \frac{Q_c}{T}\left(\frac{1}{2\pi}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,25\right), \qquad (1)$$

где Q_c, r_c — дебит и радиус фильтра скважины, Δx — размер стороны квадратного блока модельной сетки.

Из (1) следует, что расчетный дебит скважины на модели может быть определен путем установки в «водозаборный» узел граничного условия 3-го рода с заданным уровнем H_c и дополнительной проводимостью T^*:

$$Q = \begin{cases} T^*(H_{мод} - H_c) \\ 0; \quad H_{мод} \le H_c \end{cases}, \quad T^* = \frac{T}{(2\pi)^{-1}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,25}. \qquad (2)$$

В семействе программ MODFLOW для технической реализации этого условия удобно использовать пакет DRAIN [Harbaugh, 2005], входными параметрами которого для каждой скважины, работающей в режиме постоянного уровня, являются ее заданный уровень и дополнительная проводимость.

Грунтовый водоносный горизонт на горизонтальном водоупоре, однородный по вертикали (с начальной мощностью h_0 и коэффициентом фильтрации K).

Непосредственное использование зависимостей (1, 2) в этом случае неправомерно, поскольку величина проводимости $T = Kh$ зависит от неизвестного заранее решения. Возможны два подхода к преодолению этой проблемы.

Численный способ заключается в выполнении серии модельных решений с последовательным уточнением дополнительной проводимости T^* за счет корректировки «действующей» величины проводимости T в формуле (2). Для начальной итерации принимается:

$$T_0 = Kh_c \text{ или } T_0 = 0,5K(h_0 + h_c), \qquad (3)$$

а на каждой последующей k-ой итерации:

$$T_k = 0,5K(h_{мод,\,k-1} + h_c), \qquad (4)$$

где $h_{мод,\,k-1}$ — модельный отклик в «водозаборном» узле при дополнительной проводимости T^*_{k-1}.

На каждой итерации вычисляется дебит как расход через граничное условие 3-го рода:

$$Q_{c,k} = T^*_{k-1}(h_{мод,k} - h_c). \qquad (5)$$

Итерационный процесс продолжается до выполнения условия:

$$\frac{\left|Q_{c,k} - Q_{c,k-1}\right|}{Q_{c,k-1}} \le \varepsilon, \qquad (6)$$

где ε — принятая относительная погрешность оценки дебита.

Численно-аналитический способ основан на задании в блок со скважиной ее расчетного дебита, дающего заданный напор в ней. Нахождение этого дебита требует вспомогательных прогонов модели и базируется на линеаризации стационарного безнапорного фильтрационного потока согласно схеме

Дюпюи. В этой схеме связь модельного уровня в блоке с уровнем в реальной скважине принимает вид [Штенгелов, 2019]:

$$h_c = \sqrt{h_{\text{мод}}^2 - \frac{Q_c}{K}\left(\frac{1}{\pi}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,5\right)}, \quad (7)$$

откуда

$$h_{\text{мод}}^2 - h_c^2 = \frac{Q_c}{K}\left(\frac{1}{\pi}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,5\right). \quad (8)$$

В уравнении (8) два неизвестных — модельный уровень в блоке $h_{\text{мод}}$ и дебит скважины Q_c. Для безнапорной фильтрации в случае отсутствия нелинейностей, связанных с системно-зависимыми граничными условиями (например, формирования разрыва сплошности потока под водотоками) и источниками-стоками (например, прекращения испарения подземных вод при снижении уровня ниже критического), вблизи скважины $dh^2/dQ = \text{const}$, то есть для модельного уровня в блоке можно записать:

$$h_{\text{мод}}^2(Q_c) = h_o^2 - A \cdot Q_c, \quad (9)$$

где h_0 — уровень в расчетном блоке со скважиной при ее нулевом дебите, A — константа, совокупно зависящая от геофильтрационных параметров и граничных условий.

Подстановка (9) в (8) дает:

$$Q_c = \frac{(h_0^2 - h_c^2)\cdot K}{\left(\frac{1}{\pi}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,5\right) + A \cdot K}. \quad (10)$$

Для нахождения параметров h_0 и A достаточно сделать два прогона модели. Первый прогон необходим, если неизвестна начальная мощность водоносного горизонта. Численное решение, полученное в результате этого прогона с нулевым дебитом скважины, дает величину h_0 в блоке со скважиной. Второй прогон выполняется при некотором ненулевом дебите Q и позволяет определить константу A из уравнения (9). Для того, чтобы дебит, при котором определяется эта константа, был по возможности близок к искомому, целесообразно во втором прогоне задать в блоке со скважиной граничное условие постоянного напора $h_{\text{мод}} = h_c$ и в результате решения получить приток в этот блок Q, а затем рассчитать параметр A из уравнения (9).

Эта методика легко обобщается на случай напорно-безнапорного течения. Предположим, что исходный уровень в блоке со скважиной при ее нулевом дебите выше, чем кровля пласта, имеющего мощность m_0, т.е. $h_0 > m_0$. В этом случае зависимость (9) преобразуется к виду:

$$h_{\text{мод}}^2 = m_0 - A(Q_c - Q_0); \; Q_c > Q_0, \quad (11)$$

где Q_0 — дебит, при котором уровень в блоке равен мощности пласта.

В этом случае для определения параметра A из (11) также необходимо сделать два прогона модели. Первый прогон необходим для определения величины Q_0. Для этого следует задать в блоке со скважиной граничное условие постоянного напора $h_{\text{мод}} = m_0$. Второй прогон выполняется так же, как для безнапорного пласта, а затем из (11) определяется величина параметра A. При этом выражение для искомого дебита получается подстановкой (11) в (8) в виде:

$$Q_c = \frac{(m_0^2 - h_c^2 + A \cdot Q_0)\cdot K}{\left(\frac{1}{\pi}\ln\frac{\Delta x}{r_c} - 0,5\right) + A \cdot K}. \quad (12)$$

В завершение описания рекомендуемых методик оценки дебита необходимо подчеркнуть, что результаты решений (5, 10, 12) отвечают тому состоянию модельного решения, для которого определены используемые значения $h_{\text{мод}}$. В случае стационарной постановки модельной задачи это единственный и окончательный результат; при необходимости анализа нестационарной зависимости $Q(t)$ рассмотренные приемы должны повторяться для всех требуемых моментов времени.

Апробация методики. Апробация предлагаемой методики выполнена путем сравнения численного и аналитического решений задачи притока к скважине в однородном изолированном неограниченном пласте.

Для получения численного решения на конечно-разностной сетке использована программа моделирования фильтрации MODFLOW 2005. Во избежание численных ошибок, связанных с конечными плановыми размерами сетки, ее дизайн был выбран таким образом, чтобы за расчетный период моделирования область влияния скважины, расположенной в центре квадратной области, не достигала внешних границ. Для этого выбран достаточно большой размер сетки 600×600 блоков (физический размер модельной области 19×19 км), причем внутренняя часть 560×560 блоков имеют постоянный шаг $\Delta x = 10$ м с экспоненциальным возрастанием размера шага во внешней части области. Разработанная таким образом сетка дает численную ошибку при решении на ней задачи Тейса менее 2% во всей внутренней области.

Для аналитических расчетов использовалось известное решение [Mishra, Guyonnet, 1992; Perina, 2021] для дебита Q скважины радиусом r_c, работающей в неограниченном изолированном в разрезе напорном пласте с заданным понижением S_c:

$$Q \approx \frac{4\pi T S_c \exp(-u)}{W(u)}; \quad u = \frac{r_c^2}{4a^* t}; \quad a^* = \frac{T}{\mu^*}, \quad (13)$$

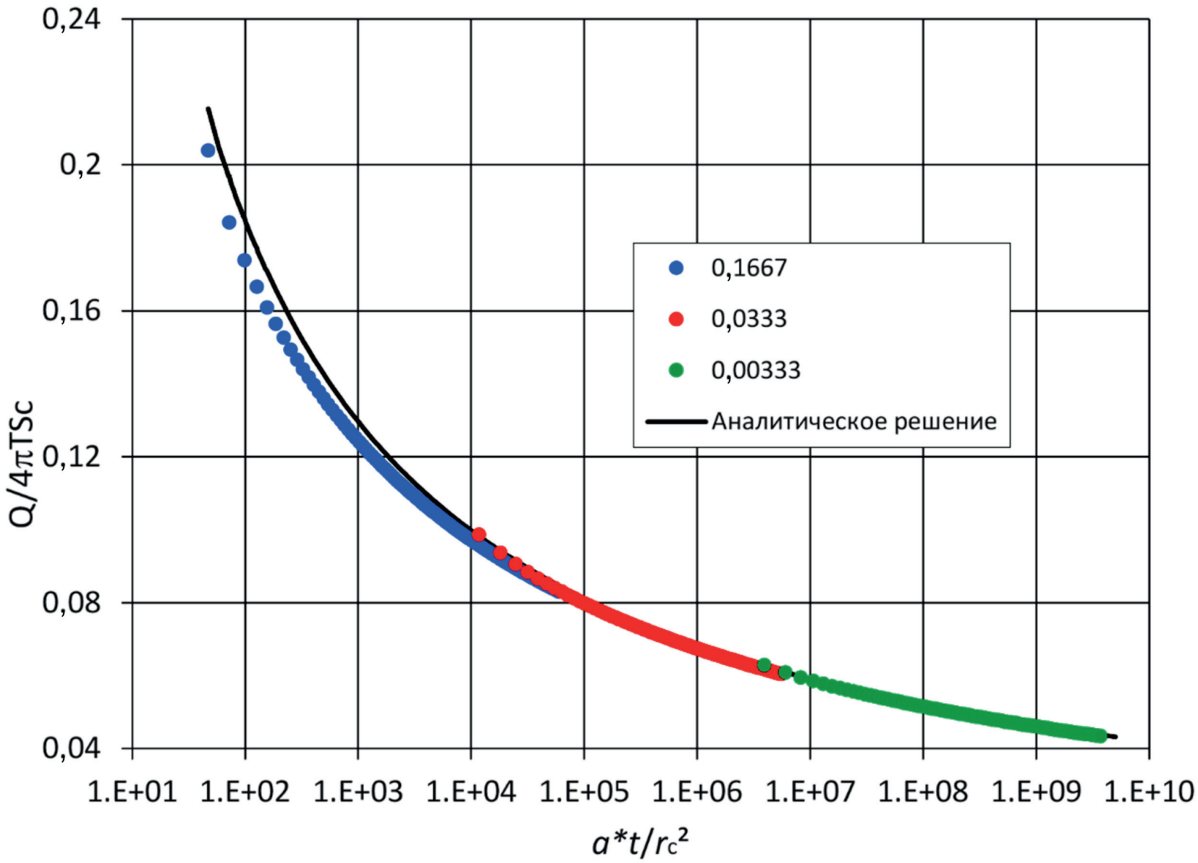


Рис. 1. Сравнение численного и аналитического расчета нестационарной работы скважины с заданным понижением в однородном изолированном напорном пласте (числа обозначают отношение радиуса скважины к размеру бока сетки)

где T — проводимость пласта, μ* — упругая водоотдача.

Несмотря на то, что решение (13) является приближенным, его сравнение с численным обратным преобразованием точного решения в изображениях по Лапласу показало, что уже при $u \leq 7{,}7$ погрешность дебита, вычисленного по (13), составляет менее 1% и быстро затухает при уменьшении u. Таким образом, для расчетов работы одиночной скважины при опытных откачках и, тем более, при длительном водоотборе уравнение (13) является приемлемой аппроксимацией.

На рис. 1 показано сравнение численного и аналитического результатов для случая напорного пласта. При численном моделировании скважины использован пакет DRAIN с дополнительной проводимостью, определяемой по зависимости (2), а аналитический расчет выполнен по зависимости (13).

Из рис. 1 следует, что в самом широком диапазоне безразмерного времени a^*t/r_c^2 и соотношения радиуса скважины и размера блока сетки $r_c/\Delta x$ реализация граничного условия 3-го рода при помощи пакета DRAIN на численной модели напорного пласта дает результат, практически совпадающий с аналитическим решением.

Для безнапорного пласта с меняющейся насыщенной мощностью, используя линеаризацию по В.Г. Багрову — Н.Н. Веригину, уравнение (13) можно переписать в виде:

$$Q \approx \frac{2\pi K S_c (2h_0 - S_c)\exp(-u)}{W(u)};\ u = \frac{r_c^2}{4at};\ a = \frac{Kh_0}{\mu}, \quad (14)$$

где K — коэффициент фильтрации однородного по вертикали безнапорного пласта, имеющего начальную насыщенную мощность h_0, μ — гравитационная водоотдача.

На рис. 2 приведено сравнение численного моделирования с зависимостью (14) для разных случаев понижения уровня в скважине по сравнению с начальной насыщенной мощностью — от 30 до 90% ее величины (табл. 1). Дополнительная проводимость в пакете DRAIN в каждом варианте моделирования рассчитывалась при текущей насыщенной мощности, равной начальной мощности минус половину понижения в скважине (способ А на рис. 2) или минус величину понижения в скважине (способ Б).

Из рис. 2 следует, что для случая безнапорного пласта способ А дает оценку сверху дебита скважины, а способ Б — оценку снизу. При этом ширина интервала оценок растет с ростом отношения понижения в скважине к величине начальной водонасыщенной мощности и уменьшается с ростом безразмерного времени. Таким образом, результаты показывают, что использование зависимости (2) с заранее рассчитанной дополнительной проводимостью в общем случае безнапорного пласта неправомерно.

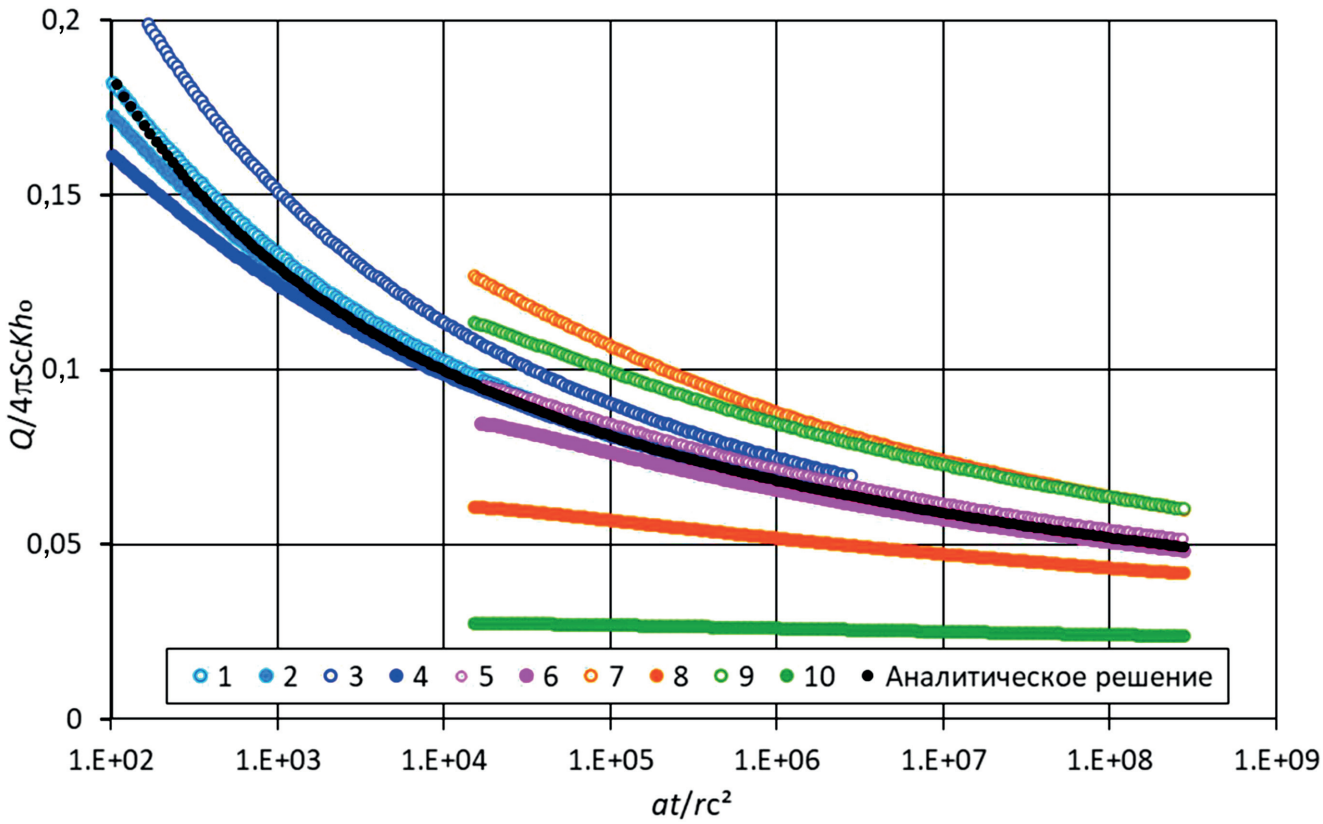


Рис. 2. Сравнение численного и аналитического расчета нестационарной работы скважины с заданным понижением в однородном изолированном безнапорном пласте (условные обозначения в табл. 1)

Таблица 1

Варианты модельных расчетов (условные обозначения к рисунку 2)

№ варианта на рис. 2	Отношение радиуса скважины к размеру блока сетки	Отношение понижения S_c к начальной насыщенной мощности h_0	Способ расчета дополнительной проводимости А: $T^* = K(h_0 - 0{,}5S_c)$ Б: $T^* = K(h_0 - S_c)$
1	0,1	0,3	А
2	0,1	0,3	Б
3	0,1	0,7	А
4	0,1	0,7	Б
5	0,01	0,3	А
6	0,01	0,3	Б
7	0,01	0,7	А
8	0,01	0,7	Б
9	0,01	0,9	А
10	0,01	0,9	Б

Для иллюстрации предложенных способов выполнены сравнительные расчеты работы скважины с радиусом фильтра $r_c = 0{,}1$ м в безнапорном водоносном горизонте с начальной мощностью $h_0 = 20$ м и коэффициентом фильтрации 25 м/сутки. Заданное понижение уровня $S_c = 12$ м, т.е. остаточный столб воды в скважине равен $h_c = 8$ м.

Сопоставление аналитической и модельной оценок проведено для шести моментов времени нестационарного режима от 0,01 до 1000 суток.

Результаты апробации **численного способа** (с использованием пакета DRAIN) приведены в табл. 2, где для каждого момента времени показаны данные последней итерации. Завершение итераций выполнялось по условию (6) в сочетании с минимизацией отклонения модельной оценки от аналитической:

$$\frac{\left|Q_{\text{мод}} - Q_{\text{ан}}\right|}{Q_{\text{ан}}} \le \varepsilon_{\text{ан}}, \qquad (15)$$

либо если дальнейшая корректировка T^* не приводит к улучшению результата.

Таблица 2

Результаты оценки дебита скважины с заданным уровнем численным способом

	Время от начала откачки, сутки					
	0,01	0,1	1	10	100	1000
Аналитическая оценка $Q_{ан}$, м^3/сутки	5658,84	4538,58	3788,46	3251,12	2847,27	2532,67
Проводимость пласта T, м^2/сутки	311,9	292,3	281,7	272,8	265,5	258,7
Дополнительная проводимость граничного условия 3-го рода на скважине T^*, м^2/сутки	645,9275	605,1638	583,3630	564,9317	549,7304	535,5810
$h_{мод}$, м	16,94	15,38	14,54	13,83	13,24	12,69
Модельная оценка $Q_{мод}$, м^3/сутки	5777,39	4469,58	3818,12	3266,20	2858,89	2515,61
Изменение по сравнению с предыдущей итерацией ε, %	0,3	0,4	0,4	–2,2	–1,8	0,2
Отклонение от аналитической оценки $\varepsilon_{ан}$, %	2,1	–1,5	0,8	0,5	0,4	–0,7

Во всех случаях для достижения приемлемой точности модельной оценки $Q_{мод}$ достаточным оказалось не более трех-четырех итераций.

Результаты апробации **численно-аналитического способа** (с использованием пакета WELL) приведены в табл. 3. Для каждого момента времени выполнен один модельный прогон с дебитом 2000 м^3/сутки, по результатам которого определен коэффициент A из формулы (9) и вычислен искомый дебит по формуле (10).

Заключение. Практическим результатом моделирования является оценка дебита, с которым должна работать скважина для достижения заданного положения уровня (понижения). Различие рассмотренных приемов моделирования заключается в том, что в численном способе на модели в явном виде устанавливается заданный уровень (понижение), а дебит определяется дополнительным постмодельным расчетом, а при численно-аналитическом подходе в явном виде определяется дебит, приводящий к требуемому эффекту положения уровня в скважине.

Оба способа равноценны по практическому результату моделирования. Сравнительные оценки имеют, скорее, эмоционально-прикладной, чем рациональный характер. Для конкретного пользователя может быть важным, что численный способ обеспечивает методическое единообразие приемов моделирования независимо от гидрогеодинамического типа водоносного горизонта, тогда как при численно-аналитическом подходе вычислительная методика несколько видоизменяется для безнапорных и напорно-безнапорных условий. В то же время, при численном подходе решение о достижении приемлемого по точности результата должно приниматься субъективно, конкретным исполнителем в конкретной задаче, на основе наблюдения за динамикой итерационного процесса. В отличие от этого численно-аналитический способ формирует объективно единственное решение. Преимуществом численно-аналитического способа является минимальный объем модельных манипуляций, что немаловажно при необходимости прослеживания изменения дебита во времени.

В целом следует подчеркнуть высокую значимость численной составляющей в методике применения обоих способов, что требует особого внимания к детальности конструирования дизайна сетки и к другим ограничениям сеточного моделирования. В частности, можно предположить, что при апробации обоих способов значительные отклонения от аналитической оценки (около 2–4%) при небольших модельных временах (0,01–0,1 суток) могут быть связаны с весьма малыми размерами шага по времени (0,0005–0,005 суток).

Таблица 3

Результаты оценки дебита скважины с заданным уровнем численно-аналитическим способом

Дебит Q, м^3/сутки		Время от начала откачки, сутки					
		0,01	0,1	1	10	100	1000
0	$h_{мод}$, м	20					
2000	$h_{мод}$, м	19,05	18,14	17,30	16,43	15,51	14,53
	A, сутки/м	0,0186	0,03551	0,0504	0,06509	0,07978	0,0945
Модельная оценка $Q_{мод}$, м^3/сутки		5871,90	4531,89	3775,71	3239,24	2837,44	2524,63
Аналитическая оценка $Q_{ан}$, м^3/сутки		5658,84	4538,58	3788,46	3251,12	2847,27	2532,67
Отклонение от аналитической оценки $\varepsilon_{ан}$, %		3,77	–0,15	–0,34	–0,37	–0,35	–0,32

Разработанные приемы создают основу для развития теории и практики гидрогеодинамического моделирования действующих скважин — в частности, при существенном несовершенстве скважин по степени вскрытия водоносного горизонта, для контурных водозаборных и дренажных систем и других гидрогеологических и технологических условий, широко распространенных в производственной практике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 368 с.

Штенгелов Р.С. Формирование и оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. М.: Недра, 1988. 231 с.

Штенгелов Р.С. О действующих гидрогеологических скважинах на сеточных моделях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 68–72.

Harbaugh A.W. 2005, MODFLOW–2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model — The ground-water flow process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A16. 238 p.

Konikov L.F., Hornberger G.Z., Halford K.J., Hanson R.T. Revised multi-node well (MNW2) package for MODFLOW ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A30, 2009. 67 p.

Mishra S., Guyonnet D. Analysis of observation-well response during constant-head testing // Ground Water. 1992. 30(4). P. 523–528.

Perina T. Flowing Well—Time-Domain Solution and Inverse Problem Revisited // Ground Water. 2021. 59(3). P. 438–442.

Статья поступила в редакцию 07.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК: 556.332.629
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-106-116

ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ОХЛАЖДЕНИЯ СУПЕРКОМПЬЮТЕРОВ МГУ (НА ПРИМЕРЕ СУПЕРКОМПЬЮТЕРА «ЛОМОНОСОВ»

Олег Александрович Глумов[1]✉, Александр Владилинович Расторгуев[2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; glum-oleg@yandex.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alvr9@mail.ru

Аннотация. Подземные водоносные горизонты могут быть хорошим аккумулятором как тепла, так и холода. Пример системы охлаждения суперкомпьютера с использованием подземных вод был успешно реализован в Австралийском научном центре Pawsey. Предпринята попытка оценить возможности использования подземных вод для системы охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов» мощностью 2,8 МВт с целью удовлетворения его потребностей в эффективном летнем охлаждении в связи с недостаточно стабильной работой имеющихся систем воздушного охлаждения. Приведены результаты эксперимента по закачиванию нагретой воды в трещиноватый известняк. На основе интерпретации эксперимента выбрана гетерогенно-блоковая модель теплопереноса (двойная пористость) и определены ее параметры. Создан численно-аналитический программный код для интерпретации полевых данных эксперимента. Моделируется несколько сценариев проектирования системы охлаждения. Результаты моделирования показали, что непрерывная работа проектируемой системы с использованием известнякового водоносного горизонта обеспечит максимальную потребность в охлаждении суперкомпьютера мощностью 2,8 МВт в течение 10 лет, при этом необходимый интервал работы в летний период составляет 1 месяц.

***Ключевые слова*:** охлаждение подземными водами; моделирование теплопереноса

Для цитирования: *Глумов О.А., Расторгуев А.В.* Использования подземных вод для охлаждения суперкомпьютеров МГУ (на примере суперкомпьютера «Ломоносов» // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 106–116.

USING GROUNDWATER FOR COOLING MOSCOW STATE UNIVERSITY SUPERCOMPUTERS (FOR EXAMPLE, THE «LOMONOSOV» SUPERCOMPUTER)

O.A. Glumov[1], A.V. Rastorguev[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; glum-oleg@yandex.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alvr9@mail.ru

Abstract. Aquifers may represent suitable storage systems for both heat and cold. An example of a supercomputer cooling system using groundwater has been successfully implemented at the Australian Science Center Pawsey. The authors tried to evaluate the possibilities of groundwater use for the cooling system of the "Lomonosov" supercomputer with a capacity of 2,8 MW to meet its needs for efficient summer cooling due to the insufficiently stable performance of the available air-cooling systems. The article gives the results of the experiment on pumping the heated water into fractured limestone. Based on the experiment interpretation, the authors chose the model (double porosity) of heat transport and determined its parameters. The authors created a numerical-analytical program code for the interpretation of the field data of the experiment. They modeled several scenarios for the design of the cooling system. The simulation results showed that the continuous operation of the projected system using the limestone aquifer would provide the maximum need for cooling a 2,8 MW supercomputer within 10 years, while the required operation interval in the summer period is 1 month.

Keywords: groundwater cooling; heat transfer modeling

For citation: Glumov O.A., Rastorguev A.V. Using groundwater for cooling Moscow State University supercomputers (for example, the «Lomonosov» supercomputer). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 106–116. (In Russ.).

Введение. В связи с проблемой нехватки ресурсов и стремлением к модернизации и оптимизации систем кондиционирования растет интерес к системам, использующим водоносные горизонты в качестве рабочего тела, несущего в себе энергию, для отопления и охлаждения. Для этого проводятся исследования и прогнозы влияния подобных систем на окружающую среду и предлагаются различные решения, позволяющие увеличить коэффициент полезного действия установки. Особенно активно в этих исследованиях участвуют США, Бельгия, Австралия и Китай [Sheldon et al., 2015; Possemiers, 2014; Wildemeersch, 2014; Feng, 2015; Stuart et al., 2013; Sarbu, 2014; Zhou, 2016; Atam, 2016]. В нашей стране использование таких систем не так развито в связи с наличием больших запасов природного газа, однако

исследования в области низкопотенциального тепла подземных вод проводились еще в 1985 г. [Алексеев и др., 1985]. Рассматриваемая нами система подразумевает использование подземных вод в качестве источника охлаждения.

Так, использование водоносных горизонтов для охлаждения систем кондиционирования применяется в научном центре Поуси (Pawsey), расположенном в Перте, Австралия. В 2014 г. проектировщики провели исследование, которое включало моделирование двух сценариев. Первый предполагал наличие двух скважин, одна из которых откачивала воду с температурой 21 °С из песчаного водоносного горизонта Мулало, а вторая возвращала нагретую воду с температурой 31 °С обратно в горизонт. Второй сценарий подразумевал наличие трех скважин. Третья скважина играла роль гидравлического барьера и была расположена между откачивающей и закачивающей скважинами. Она нагнетала воду с естественной температурой 21 °С и тем самым защищала откачивающую скважину от поступления нагретой воды, что в противном случае приводило бы к уменьшению коэффициента полезного действия охладительной установки.

Основываясь на этом опыте, предлагаем использовать подобное решение для более эффективного охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов».

Характеристики объекта исследований. Суперкомпьютер «Ломоносов», установленный в МГУ университете в 2009 г., относится к уникальным системам высшего диапазона производительности. Он содержит 6654 вычислительных узла, более 94 000 процессорных ядер, обладает пиковой производительностью 1,37 Пфлоп/с, потребляя не более 2,8 МВт электроэнергии.

В настоящее время осуществляется воздушное охлаждение суперкомпьютера, однако стоит принять во внимание, что используемое решение теряет эффективность в летние месяцы из-за увеличения температуры уличного воздуха и наличия пуха, который забивает очистные фильтры и приводит к более быстрому износу оборудования.

Основные данные, характеризующие тепловыделение суперкомпьютера «Ломоносов», представлены в табл. 1.

Таблица 1

Данные тепловыделения суперкомпьютера «Ломоносов»

Теплозатраты	2,8 МВт
Температура на выходе	25 °С
Требуемый расход Q	160 м^3/ч

Расчет необходимого расхода откачки и закачки воды производился по следующей формуле:

$$Q = \frac{H}{\Delta T c_в}, \quad (1)$$

где H — теплозатраты, ΔT — разность температуры налива и температуры среды (15 °С), $c_в$ — теплоемкость воды (4,180 Дж/л/К).

Гидрогеологические условия. Потенциально в районе МГУ такие расходы воды могут быть получены из хорошо проницаемых каменноугольных водоносных комплексов. Здесь рассматриваются перспективы использования средне и нижнекарбоновых водоносных комплексов в качестве источника воды для охлаждения. Возможности использования каменноугольных водоносных горизонтов оценивались ранее в 1980 годы при проектировании варианта охлаждения технологического оборудования Института Биоорганической химии (ИБХ) им. М.М. Шемякина. Тогда для обоснования проекта был пробурен куст скважин, состоящий из одной откачивающей скважины, одной закачивающей и одной наблюдательной. Проведен трассерный опыт в известняках среднего карбона. В качестве трассера были использованы радиоактивные изотопы [Расторгуев, 2012]. Полученное в результате низкое значение активной пористости, n = 0,005 свидетельствовало о наличии выдержанных трещин, по которым можно ожидать быстрое распространения тепла. Схема куста с разрезом, близким к гидрогеологическим условиям в районе территории МГУ, приведена на рис 1. Результаты бурения показывают, что карбоновые водоносные горизонты отделены от залегающих выше мезокайнозойских юрскими глинами, которые имеют мощность более 20 м и не только минимизируют водообмен, но и являются теплоизолятором. Это позволяет рассматривать карбоновые водоносные комплексы как изолированную от поверхности систему [Осипова, Медведева, 1997].

Среднекаменноугольные отложения представлены подольско-мячковским (C2pd-mč) и каширским (C2kŠ) водоносными комплексами, разделенными ростиславскими глинами (C2rst). В районе работ отмечается взаимосвязь этих комплексов вследствие фациального выклинивания глин. Водовмещающими породами комплексов служат известняки и доломиты — кремнистые, крепкие, трещиноватые, с прослоями глин и мергелей. Общая мощность этих отложений — 87,0–94,0 м, мощность подольско-мячковского водоносного комплекса — 40,0–64,0 м, мощность каширского водоносного комплекса — около 38,0 м. Как следует из рис. 1 при бурении средний карбон, представленный карбонатными отложениями, не был разделен на подольско-мячковскую и каширскую толщи. По региональным данным подольско-мячковский водоносный комплекс в районе МГУ характеризуется градиентом потока подземных вод равным 0,005. Фоновое значение температуры на глубине кровли подольско-мячковского комплекса — 7,7 °С. Температурный режим подольско-мячковского водоносного комплекса в районе проведения эксперимента — нарушенный. В 1986 г. температура подземных вод на глубине

кровли комплекса составила 9,9 °С (до начала опыта, среднее значение по скважинам 7 и 2ок)

Нижнекаменноугольные отложения представлены окско-протвинским водоносным комплексом (С1ок-pr). Водовмещающими породами комплекса служат серые и светло-серые доломиты и известняки, кремнистые, крепкие, трещиноватые. Окско-протвинский водоносный комплекс отделен от горизонтов среднего карбона верейскими (С2vr) пестроцветными, плотными глинами, являющимися основным региональным водоупором между водоносными горизонтами среднего и нижнего карбона. Мощность верейского водоупора в районе работ — 13–17 м. Окско-протвинский водоносный комплекс в районе работ имеет мощность около 24 м. Градиент потока подземных вод в районе территории МГУ равен 0,0005. Температурный режим на глубине кровли окско-протвинского комплекса — нарушенный. Среднегодовая температура в районе работ на глубине кровли комплекса в 1986 г. была 10,0 °С. Фоновые значения температур на глубине кровли комплекса — 8,4 °С, таким образом, в 1986 г. превышение среднегодовой температуры над фоновыми ее значениями составило 1,6 °С.

Воды рассматриваемых водоносных комплексов напорные, на территории г. Москвы они используются, главным образом, для кондиционирования воздуха, охлаждения и других технических целей. Вероятно, превышение температуры над фоном может быть связано с использованием водоносных комплексов для охлаждения технологического оборудования.

Результаты теплового эксперимента. Эксперимент проводился силами Московской гидрорежимной парти. Он продолжался 3 месяца и заключался в следующем. Из скважины 2 проводилась откачка подземных вод с изменяющимся дебитом до 1100 м^3/сут (см. рис. 2, *а*). Одновременно с этим в скважину 2ок, находящуюся на расстоянии 117 м от скважины 2, закачивалась горячая вода с температурой от 44 до

Таблица 2

Данные характеризующие условия проведения эксперимента

Параметр	Значение
Расстояние между откачивающей-закачивающей скважинами, м	117
Расстояние от закачивающей скважины до наблюдательной, м	28
Мощность интервала закачки, *m*, м	24
Температура пластовой воды T_o, °С	10,6
Температура закачиваемой воды T_c, °С	58
Коэффициент фильтрации *k*, м/сут	4
Градиент естественного потока *i* [-]	0,001
Активная пористость *n* [-]	0,005

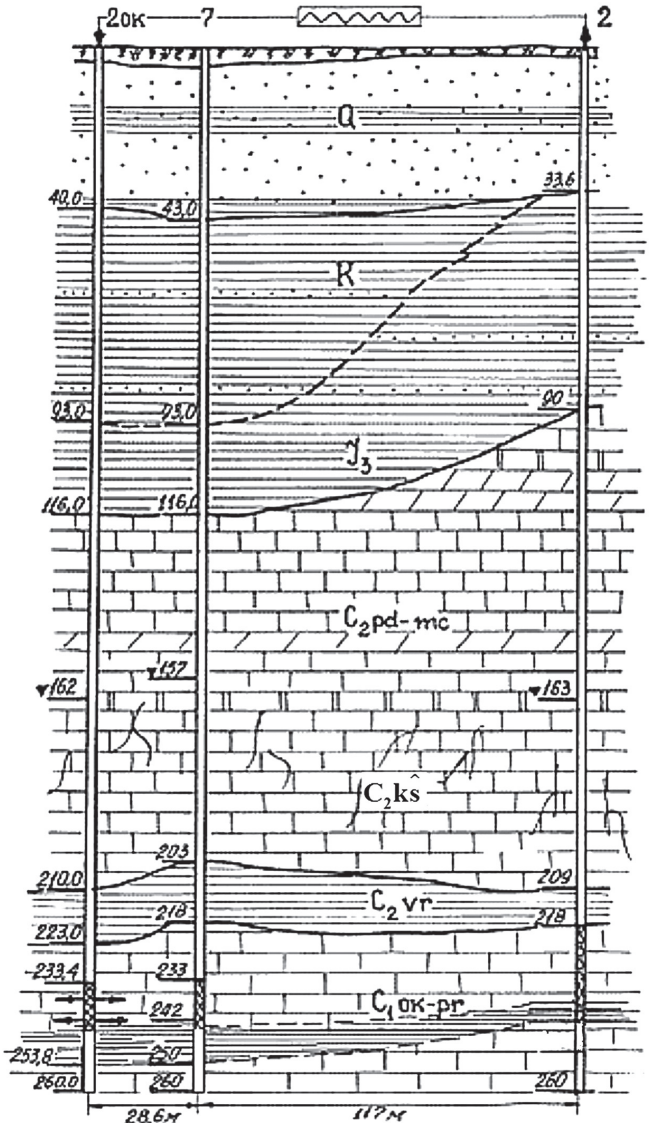


Рис. 1. Гидрогеологический схематический разрез в районе проведения опыта

86 °С (график представлен на рис. 2, *б*) и расходом равным откачке.

Во время проведения эксперимента производился замер температуры в скважинах 2 и 7. Только в конце опыта отмечено повышение температуры на 1 °С в откачивающей скважине 2. В наблюдательной скважине 7, находящейся на расстоянии 28,6 м от закачивающей скважины 2ок, проводились измерения температуры подземной воды с первых дней опыта (см рис. 2, *в*). Другие условия проведения эксперимента приведены в табл. 2.

Выбор модели теплопереноса на основе эксперимента. При проведении эксперимента через 21 сутки температура в наблюдательной скважине достигла 25,4 °С. Эти данные были использованы для выбора модели переноса. Он был проведен на основе аналитических решений для трех схем. Это гетерогенно-блоковая модель сосредоточенной емкости; модель, основанная на теплопроводности пласта и конвекции; модель неограниченной емкости (схема Ловерье) [Бочевер, Орадовская, 1979,

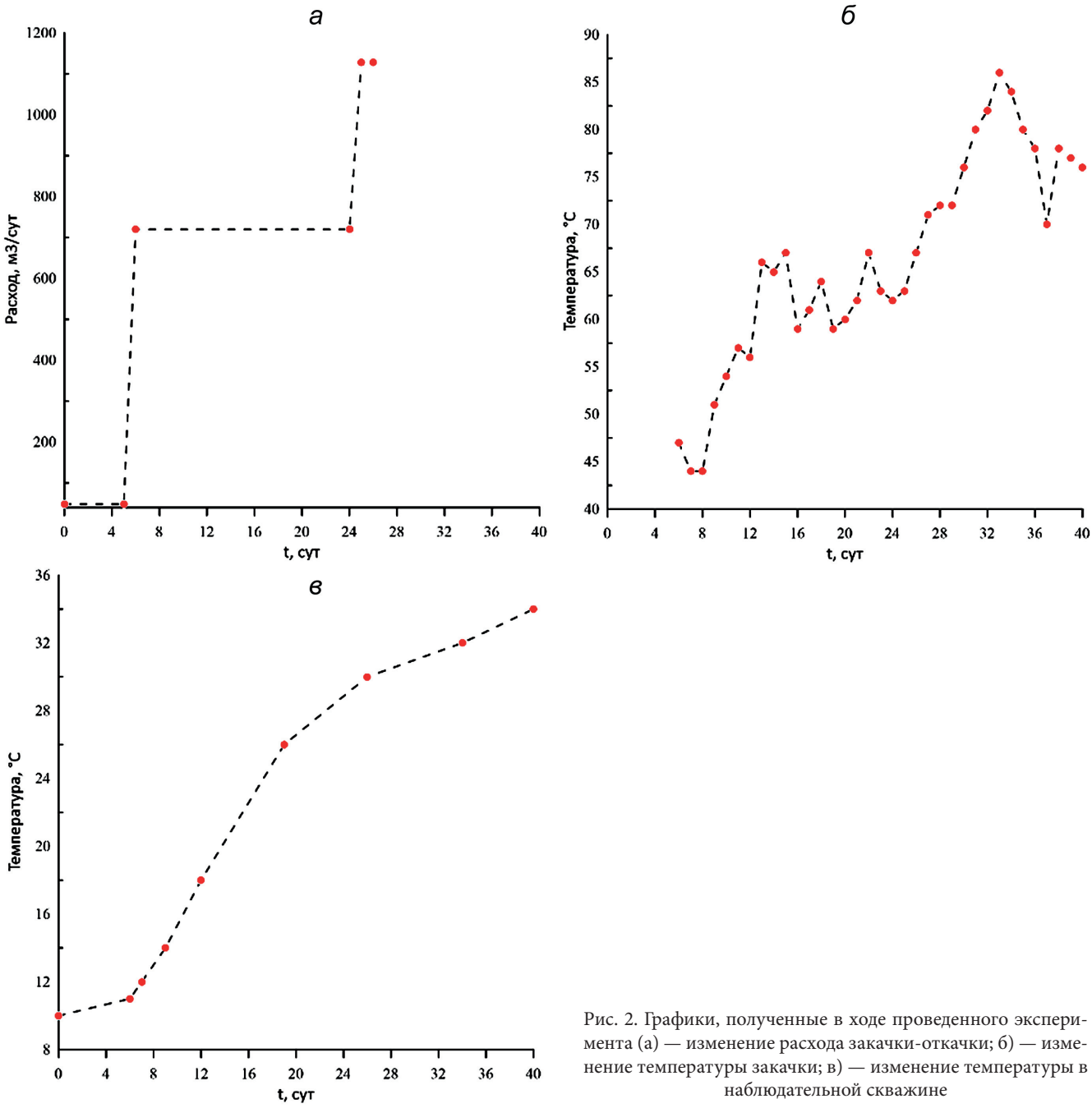


Рис. 2. Графики, полученные в ходе проведенного эксперимента (а) — изменение расхода закачки-откачки; б) — изменение температуры закачки; в) — изменение температуры в наблюдательной скважине

Мироненко, Румынин,1986]. Расчеты для модели теплопроводности проводились для теплоемкости пласта $c_п$ = 500 ккал/м^3/град и теплопроводности пласта $\lambda_П$ = 84 ккал/м/град/сут. Расчеты для схемы Ловерье проводились для той же теплоемкости пласта, а теплопроводности и теплоемкости пород кровли и подошвы равных $\lambda_к$=48 ккал/м/град/сут и $c_к$ = 250 ккал/м^3/град соответственно.

При проведении аналитических расчетов была принята средняя температура воды для скважины закачки $T_с$ = 58 °С. На графиках (см. рис. 3) дано сопоставление относительных температур $T^* = (T - T_0)/(T - T_с)$, полученных на основе трех моделей, с данными в наблюдательной скважине через 21 сутки после начала эксперимента. Здесь T — температура воды в наблюдательной скважине, T_0-температура пластовой воды равная 10,6 °С , Наилучшее совпадение теплового фронта, по сравнению с двумя другими моделями, было получено для гетерогенно-блоковой модели сосредоточенной емкости с коэффициентом теплообмена между блоками породы и проницаемыми трещинами равное $\alpha = \frac{\lambda_б \beta}{m_б^2}$ =33,6 кал/м^3/град/сут. Такой коэффициент теплообмена получается, если теплоемкость блоков $\lambda_в$ = 84 ккал/м/град/сут, мощность блоков $m_в$ = 5 м, коэффициент, учитывающий форму блоков, β = 10. Модель гетерогенно-блоковой среды также активно использовалась для интерпретации опытно-миграционных работ, выполненных в подольско-мячковском водоносном комплексе на

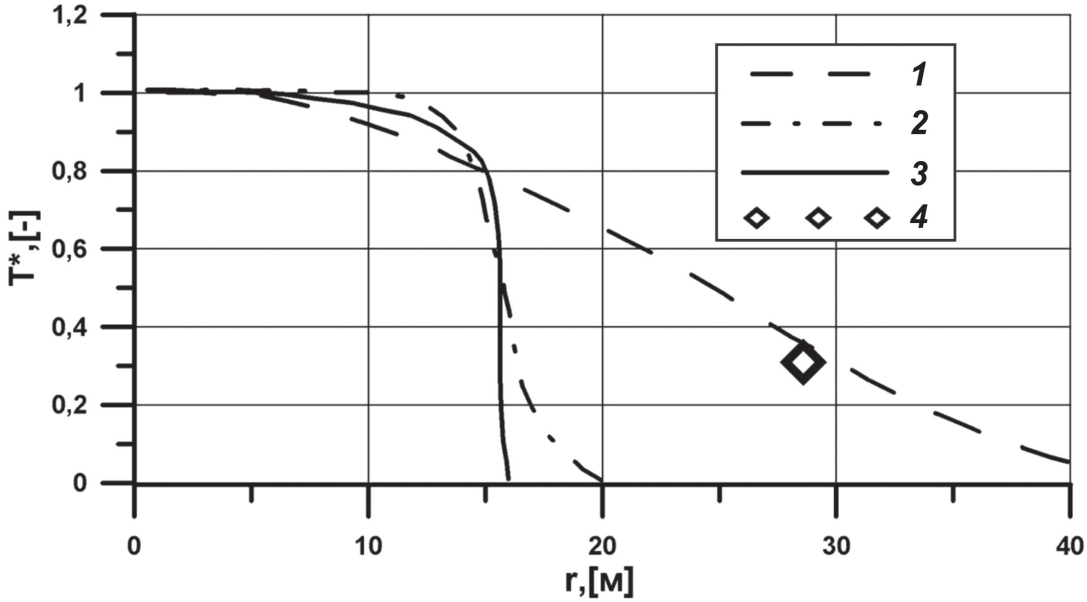


Рис. 3. Выбор модели распространения тепла по данным на 21 день проведения эксперимента: *1* — гетерогенно-блоковая сосредоточенной емкости, *2* — теплопроводности и конвекции, *3* — неограниченной емкости, *4* — фактические данные по наблюдательной скважине. По вертикальной оси — относительная температура, по горизонтальной — расстояние от нагнетательной скважины

Звенигородском полигоне МГУ [Петров, Лехов, 1986; Лехов, Кортунов и др., 2019]. Следует также сказать, что быстрое распространение тепла можно также попытаться объяснить с помощью механизма термодисперсии, однако такая модель в данной статье не рассматривалась. Эксперимент (схема приведена на рис. 1) был проведен при изменяющихся расходе закачки и температуре закачиваемой воды. Получение теплофизических параметров по таким данным на основе использования всей выходной кривой может быть осуществлено с помощью численной модели, результаты разработки которой приведены ниже.

Разработка численной модели гетерогенно-блоковой среды и интерпретация эксперимента. В трещиноватых породах, которыми являются известняки каменноугольных водоносных горизонтов, на теплоперенос влияет отдача тепла в непроницаемые блоки пород. Гидрогеологические условия в районе исследований позволяют описать распространение тепла в среднекаменноугольном и окско-протвинском водоносных комплексах на основе двумерной нестационарной модели переноса с теплообменом между относительно проницаемыми трещинами и слабопроницаемыми блоками пород.

Такая модель может быть записана в виде баланса тепла для прямоугольной ячейки — фрагмента проницаемой части водоносного комплекса:

$$\hat{Q}_{i-1/2}+\hat{Q}_{i+1/2}+\hat{Q}_{k-1/2}+\hat{Q}_{k+1/2}+\hat{Q}c_{i,k}+\hat{Q}б_{i,k}= \\ =\frac{T_{i,k}^{t+\Delta t}-T_{i,k}^{t}}{\Delta t}n\cdot\Delta x_i\cdot\Delta y_k\cdot c_в, \qquad (2)$$

и для блоков пород, обменивающихся кондуктивно теплом с трещиноватыми зонами

$$\alpha\left(T_{i,k}^{t}-T_{б(i,k)}^{t}\right)=\left(1-n\right)c_б\frac{T_{б(i,k)}^{t+\Delta t}-T_{б(i,k)}^{t}}{\Delta t} \qquad (3)$$

Адвективные потоки тепла, поступающие в ячейку, находятся по формулам

$$\begin{aligned}
\hat{Q}_{i-1/2}&=vx_{i-1/2,k}\left[\gamma 1_{i,k}T_{i,k}^{t}+\left(1-\gamma 1_{i,k}\right)T_{i-1,k}^{t}\right]\cdot\Delta y_k c_в;\\
\hat{Q}_{i+1/2}&=-vx_{i+1/2,k}\left[\gamma 3_{i,k}T_{i+1,k}^{t}+\left(1-\gamma 3_{i,k}\right)T_{i,k}^{t}\right]\cdot\Delta y_k c_в;\\
\hat{Q}_{k-1/2}&=vy_{i,k-1/2}\left[\gamma 4_{i,k}T_{i,k}^{t}+\left(1-\gamma 4_{i,k}\right)T_{i,k-1}^{t}\right]\cdot\Delta x_i c_в;\\
\hat{Q}_{k+1/2}&=-vy_{i,k+1/2}\left[\gamma 2_{i,k}T_{i,k+1}^{t}+\left(1-\gamma 2_{i,k}\right)T_{i,k}^{t}\right]\cdot\Delta x_i c_в.
\end{aligned} \qquad (4)$$

Потоки тепла, уходящие из зон повышенной трещиноватости в массив пород или наоборот поступающие из массива, принимаются согласно:

$$\hat{Q}б_{i,k}=\alpha\left(T_{б(i,k)}^{t}-T_{i,k}^{t}\right)\Delta x_i\Delta y_k \qquad (5)$$

Тепловой поток, поступающий в модельную ячейку, определяется согласно

$$\hat{Q}c_{i,j}=\frac{c_б Q_{i,j}Tc^{t}}{m}, \qquad (6)$$

где Δx_i и Δy_k — размеры ячеек модели вдоль координатных осей x и y соответственно, α — коэффициент теплообмена между блоками породы и проницаемыми трещинами, $c_б$ — теплоемкость блоков, Q — расход скважинной откачки-закачки, n — активная трещиноватость; m — мощность водовмещающей толщи, T_c — температура воды, закачиваемой в скважину, Δt — временной шаг, γ_1, γ_2, γ_3, γ_4 — весовые коэффициенты для противопоточной аппроксимации адвекции, $vx_{i-1/2,k}$ и $vx_{i+1/2,k}$ — средние скорости

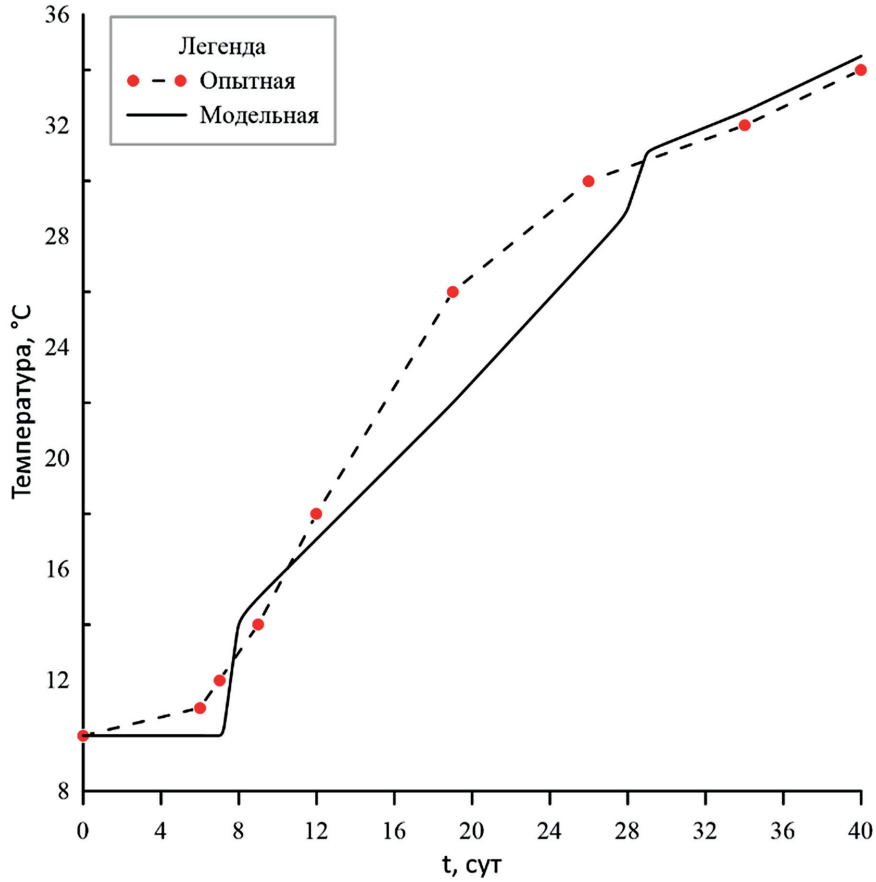


Рис. 4. График сопоставления фактической (точки) и модельной (линия) температуры воды в наблюдательной скважине

фильтрации через стороны ячейки в направлении оси x, $vy_{i,k-1/2}$ и $vy_{i,k+1/2}$ — средние скорости фильтрации через стороны ячейки в направлении оси y.

Уравнения (2–3) решались явным методом для временного слоя $t + \Delta t$ на основе данных для предыдущего слоя t.

Входящие в выражение (4) скорости фильтрации могут быть определены на основе численного решения краевой задачи. Однако в данном случае границы расчетной области физически обосновать сложно. При этом информация о фильтрационной неоднородности в области, где потенциально может распространяться нагретая вода, отсутствует. В таком случае, скорости фильтрации в любой точке пласта могут быть получены на основе суперпозиции аналитического решения для скоростей фильтрации при работе скважин (в данном случае скорости фильтрации были получены с использованием решения Тейса) со скоростями невозмущенного (бытового) потока подземных вод [Лукнер, Шестаков, 1986].

$$vx = -ki\sin\phi - \sum_{j=1}^{N}\frac{Q_j(x-x_j)}{2\pi m[(x-x_j)^2+(y-y_j)^2]},$$
$$vy = -ki\cos\phi - \sum_{j=1}^{N}\frac{Q_j(y-y_j)}{2\pi m[(x-x_j)^2+(y-y_j)^2]}, \quad (7)$$

где k — коэффициент фильтрации, i — градиент невозмущенного (бытового потока), ϕ — угол между направлением бытового потока и осью x, N — количество скважин, x и y — координаты точек, в которых рассчитываются скорости.

Это позволяет оценить средние скорости фильтрации через стороны ячейки:

$$vx_{i-1/2,k} = \frac{1}{\Delta y_k}\int_{y_k}^{y_k+\Delta y_k} vx\,dy =$$
$$= -\frac{1}{\Delta y_k}\left[\sum_{j=1}^{N}\frac{Q_j}{2\pi m}\left(\operatorname{arctg}\frac{y_k+\Delta y_k-y_j}{x_i-x_j} - \operatorname{arctg}\frac{y_k-y_j}{x_i-x_j}\right) + \Delta y_k ki\cos\phi\right],$$
$$vy_{i,k-1/2} = \frac{1}{\Delta x_i}\int_{x_i}^{x_i+\Delta x_i} vx\,dx =$$
$$= -\frac{1}{\Delta x_i}\left[\sum_{j=1}^{N}\frac{Q_j}{2\pi m}\left(\operatorname{arctg}\frac{x_i+\Delta x_i-x_j}{y_k-y_j} - \operatorname{arctg}\frac{x_i-x_j}{y_k-y_j}\right) + \Delta x_i ki\sin\phi\right]. \quad (8)$$

Описанный выше алгоритм был реализован на языке Fortran и использован для интерпретации эксперимента по закачке тепла и проведения прогнозных расчетов для обоснования охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов».

Интерпретация заключалась в подборе коэффициента теплообмена α и теплоемкости блоков породы $c_б$ по выходной кривой (график мониторинга температуры во время проведения опыта). В резуль-

тате расчета большого количества вариантов были приняты:

коэффициент теплообмена вода/ порода — 33,6 кал/м^3 град сут,

теплоемкость блоков породы — 574 ккал/м^3 град.

Отклонения модельной выходной кривой от опытной (рис. 4) можно объяснить тем, что отсутствуют подробные данные об изменяющемся расходе откачки–закачки.

Численное моделирование теплопереноса для обоснования системы охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов». На основе описанной выше численно-аналитической модели были выполнены прогнозные расчеты распространения тепла в окско-протвинском и совмещенных подольско-мячковском и каширском водоносных комплексах после возврата нагретой воды в результате охлаждения кондиционеров суперкомпьютера «Ломоносов».

Модельная сетка при моделировании теплопереноса в обоих комплексах равномерная и состоит из 200×200 ячеек со стороной 5 м. Такой размер расчетной области был выбран на основе предварительных численных экспериментов. Добивались, чтобы область теплового пятна, вызванного закачкой, не выходила за границы расчетной области за время моделирования (5 лет).

Результаты расчетов. ***Прогнозы распространения тепла в окско-протвинском водоносном комплексе.*** На модели воспроизводилась система, использующая воды окско-протвинского водоносного комплекса. По данным региональной геофильтрационной модели Московской области градиент естественного потока в районе работ принимает значения 0,0005, что на порядок меньше значения для подольско-мячковского водоносного комплекса, и направлен на восток. Остальные параметры, используемые при расчете модели, представлены в табл. 3. Значение коэффициента фильтрации в данной таблице получено также на основе данных региональной геофильтрационной модели.

Результаты моделирования (см. график на рис. 6) показали, что при использовании вод окско-протвинского водоносного комплекса, имеющего мощность около 20 м, непрерывная работа системы охлаждения с повышением температуры в воде откачивающей скважины на 1 градус может продолжаться около 100 суток.

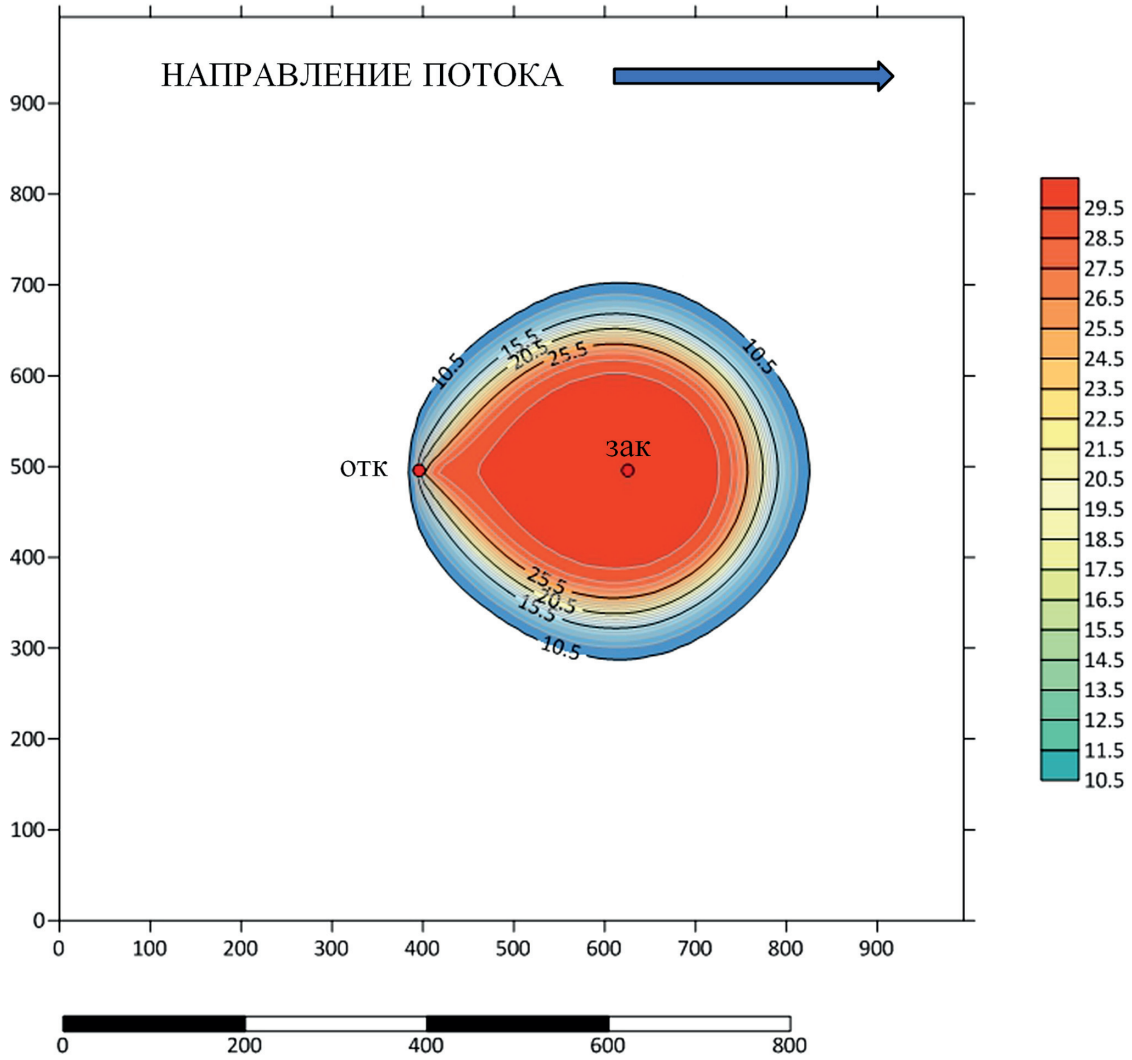


Рис. 5. Распространение теплового пятна через один год после начала закачки (окско-протвинский водоносный комплекс)

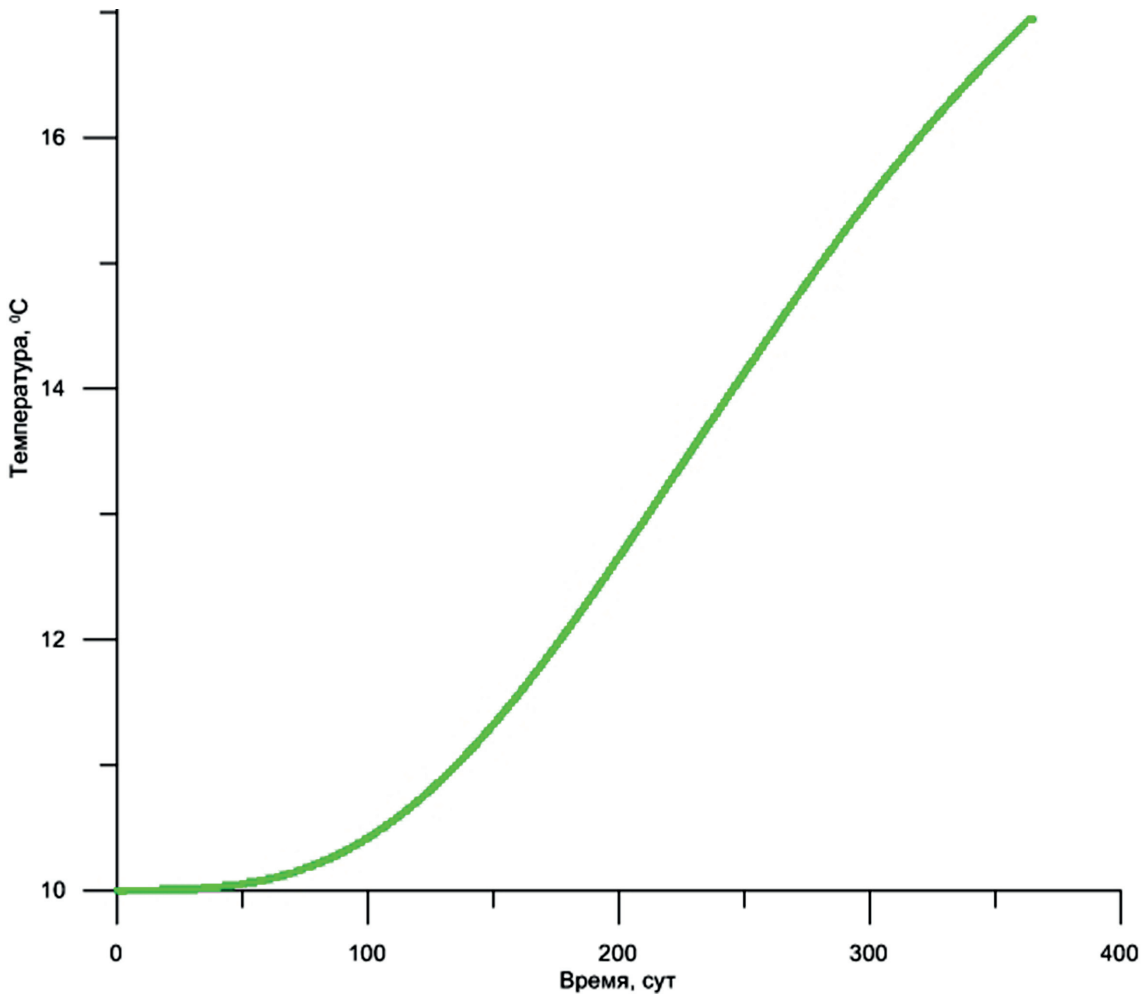


Рис. 6. График изменения температуры в откачивающей скважине на протяжении одного года (окско-протвинский комплекс)

При работе системы на протяжении одного года ореол нагретой вода из нагнетательной скважины достигнет откачивающей (рис. 5). При этом выходная кривая показывает увеличение температуры в откачивающей скважине (рис. 6) на 7 °С. Такой результат не позволяет рекомендовать использовать окско-протвинский водоносный комплекс для реализации системы охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов».

Прогнозы распространения тепла в подольско-мячковском и каширском водоносных комплексах. Объединенные подольско-мячковский и каширский водоносные комплексы имеют большую мощность по сравнению с нижележащим окско-протвинским, что приведет к более медленному прогреванию и меньшим скоростям теплового фронта. Данные региональной геофильтрационной модели позволили определить градиент естественного потока, который в районе работ принимает значения 0,005 и направлен на запад. Остальные параметры, используемые при расчете модели, представлены в табл. 3.

Результаты моделирования (см. рис. 7–8) показали, что при использовании вод объединенных подольско-мячковского и каширского водоносных комплексов, мощность которых можно принять 80 м, непрерывная работа системы охлаждения с повышением температуры в воде откачивающей скважины на 1 градус может продолжаться около года.

При работе данной системы на протяжении пяти лет нагретая вода из нагнетательной скважины достигнет откачивающей скважины, что приведет к уменьшению коэффициента полезного действия охлаждающей установки (рис. 8).

Обсуждение результатов. В данной работе рассматривалась возможность использования подземных вод окско-протвинского и объединенных подольско-мячковского и каширского водоносных комплексов для охлаждения кондиционеров суперкомпьютера «Ломоносов». Для прогноза была выбрана гетерогенно-блоковая модель. Результаты моделирования показали, что при использовании вод окско-протвинского водоносного комплекса, имеющего мощность около 20 м, непрерывная работа системы охлаждения с повышением температуры в воде откачивающей скважины на 1 градус может продолжаться около 100 суток.

Потенциально большими возможностями обладают объединенные подольско-мячковский и каширский водоносные комплексы, мощность

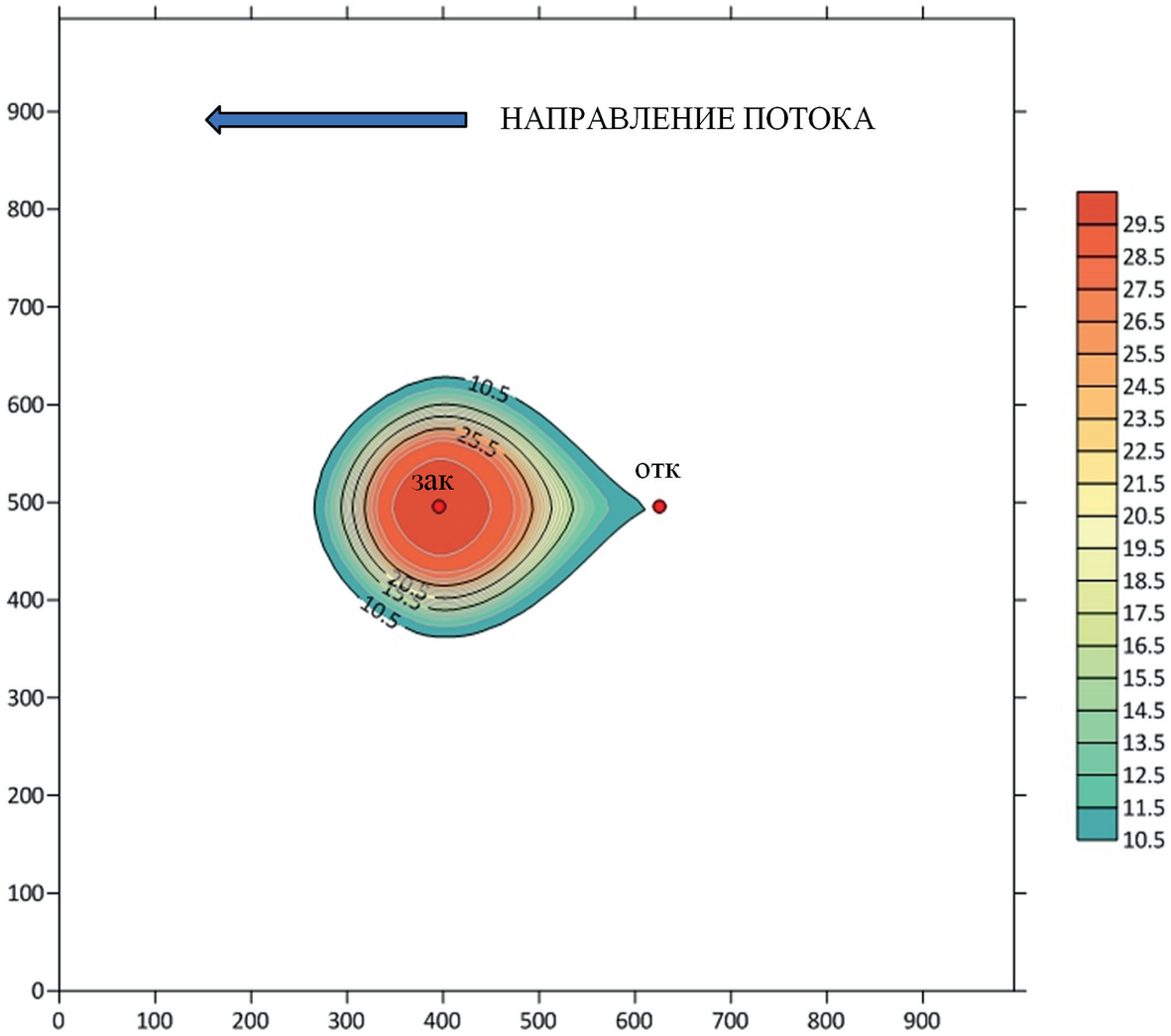


Рис. 7. Распространение теплового пятна через один год после начала закачки (подольско-мячковский и каширский водоносные комплексы)

которых можно принять 80 м. Однако экспериментальные данные о теплофизических свойствах данной толщи отсутствуют. Если принять модель переноса тепла и теплофизические свойства по результатам экспериментов в окско-протвинском комплексе, то, как показывают расчеты, эффективная непрерывная работа проектируемой системы охлаждения может продолжаться один год. Если использовать систему подземного охлаждения один месяц в году (период тополиного пуха), то можно продлить срок эксплуатации на более чем десятилетний период.

Таблица 3

Данные для расчета системы охлаждения

Данные	Значения для:	
	Подольско-мячковского и каширского водоносных комплексов	Окско-протвинского водоносного комплекса
Начальная температура T_o, °C	10	10
Градиент естественного потока i [-]	0,005	0,0005
Расход откачки и закачки Q, м^3/ч	160	160
Расстояние от закачивающей скважины до откачивающей, м	230	230
Мощность интервала закачки m, м	80	24
Температура закачиваемой воды T_c, °C	30	30
Коэффициент фильтрации k, м/сут	0,6	52

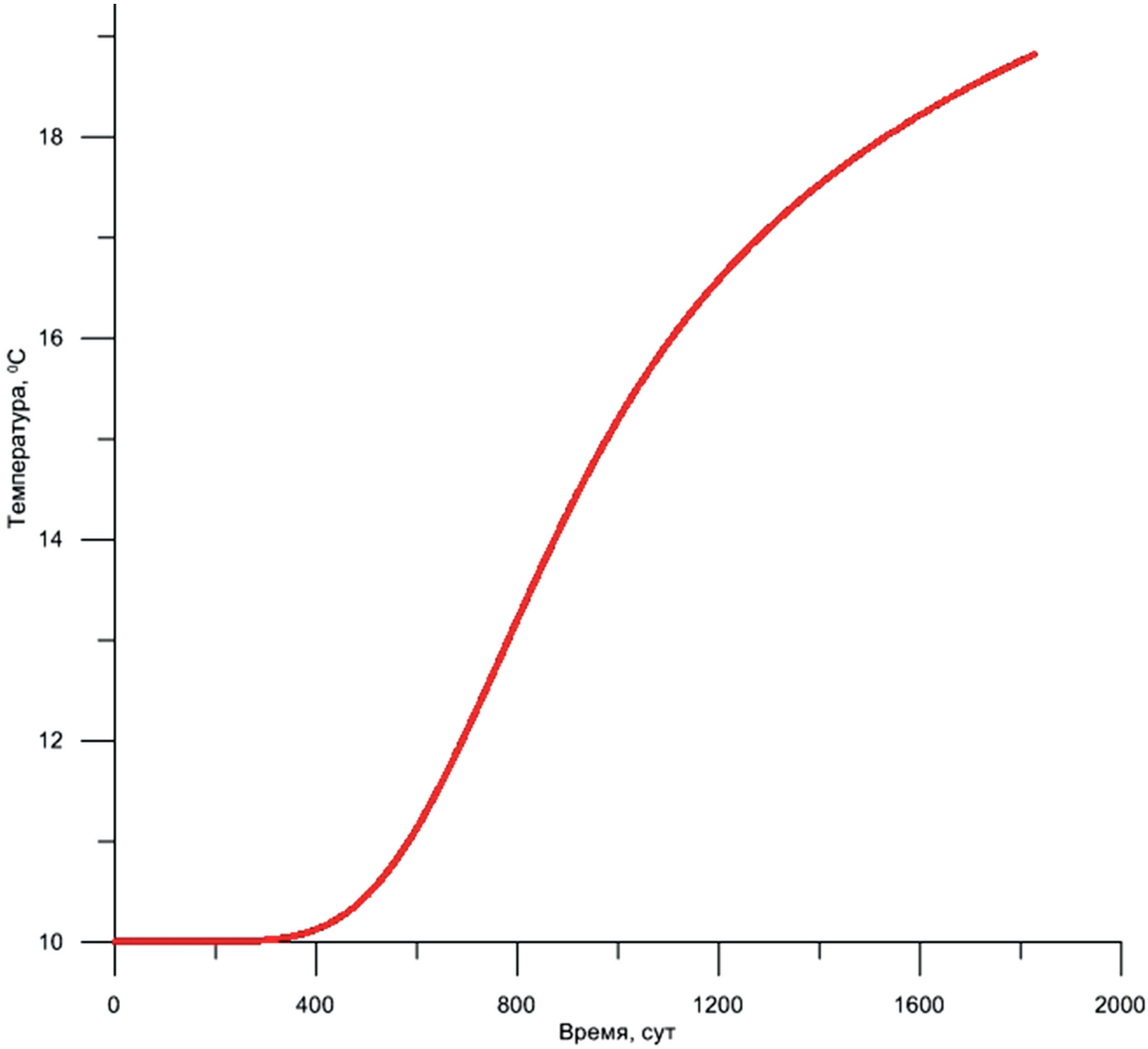


Рис. 8. График изменения температуры в откачивающей скважине на протяжении пяти лет (подольско-мячковский и каширский водоносные комплексы)

Длительность работы системы охлаждения может быть продлена, если откачивать нагретую воду в холодное время года. Поднятую нагретую воду можно использоваться для отопления помещений 2-го гуманитарного корпуса МГУ имени М.В. Ломоносова. Для этого потребуется установка теплового насоса, который может использовать воды, нагретые после прохождения систем кондиционирования суперкомпьютера «Ломоносов». При функционировании данной установки через закачивающую скважину в выбранный водоносный комплекс будет возвращаться вода с более низкой температурой, чем в случае с охлаждением систем суперкомпьютера, что в свою очередь приведет к минимизации распространения теплового загрязнения. Подобное решение позволит эксплуатировать систему с двумя скважинами с максимальной эффективностью.

Анализ опыта эксплуатации подобных систем показывает незначительное влияние повышения температуры, связанное с возвратом нагретой воды, на изменение химического состава вод эксплуатируемых комплексов. При эксплуатации ожидается незначительное повышение кислотности, концентрации железа, марганца и нитратов. Изменений концентрации кальция, магния, сульфатов, хлоридов, натрия и калия не ожидается. Следовательно, проектируемая система может функционировать без нанесения ущерба химическому составу вод эксплуатируемых комплексов [Possemiers, 2014].

Заключение. Результаты работы показывают принципиальную возможность использования подземных вод для системы охлаждения суперкомпьютера «Ломоносов» и других подобных объектов на территории города Москвы. Для того, чтобы прогнозные расчеты были более достоверны, необходимы экспериментальные исследования (опытные откачки и опытно-миграционные работы с тепловым трассером) непосредственно в подольско-мячковском водоносном комплексе. Местом таких исследований может быть Звенигородский полигон МГУ, где пробурены экспериментальные скважины на данный водоносный комплекс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.С., Хохлатов Э.М., Астрова Н.В. Низкопотенциальное тепло подземных вод // Гидрогеология. Инженерная геология. Итоги науки и техники. М., 1985. Т. 10. 74 с.

Бочевер Ф.М., Орадовская А.Е. Некоторые задачи теплопереноса в водоносных трещиноватых породах // Труды института ВОДГЕО. 1979. С. 50–61.

Лехов А.В, Кортунов Е.В., Лехов В.А. и др. Детализация гидрогеологических характеристик водоносного горизонта в карстующихся известняках (Звенигородский Полигон МГУ имени М.В. Ломоносова) // Инженерная геология. 2019. Т. 14, № 1. С. 72–87.

Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра, 1986. 208 с.

Мироненко В.А., Румынин В.Г. Опытно-миграционные работы в водоносных пластах. М.: Недра, 1986. 240 с.

Осипова В.И., Медведева О.П. Москва. Геология и город. 1997. 395 с.

Петров А.Л., Лехов А.В. Вопросы методики опытно-миграционного опробования карбонатного водоносного горизонта // Водные ресурсы. 1986. № 2. С. 11–19.

Расторгуев А.В., Куликова Т.М., Хохлатов Э.М. Исследования теплопереноса в водоносных трещиноватых породах // Водоснабжение, водоотведение, гидротехника и инженерная гидрогеоэкология. Вып. 13. ЗАО ДАР/ВОДГЕО. 2012. С. 23–28.

Atam E. Ground-coupled heat pumps: Part 1 — Literature review and research challenges in modeling and optimal control // Renewable and Sustainable Energy Reviews. 2016. Vol. 54. P. 1653–1667.

Feng G. Simulation on the Groundwater Temperature Field of Groundwater Heat Pump System // Procedia Engineering. 2015. Vol. 121. P. 1556–1559.

Sarbu I. General review of ground-source heat pump systems for heating and cooling of buildings // Energy and Buildings. 2014. Vol. 70. P. 441–454.

Possemiers M. Influence of Aquifer Thermal Energy Storage on groundwater quality: A review illustrated by seven case studies from Belgium // J. Hydrology: Regional Studies. 2014. Vol. 2. P. 20–34.

Sheldon H.A., Schaubs P.M. Groundwater cooling of a supercomputer in Perth, Western Australia: hydrogeological simulations and thermal sustainability // Hydrogeology J. 2015. Vol. 23. P. 1831–1849.

Zhou S. Study on ground temperature response of multilayer stratums under operation of ground-source heat pump // Applied Thermal Engineering. 2016. Vol. 101. P. 173–182.

Stuart J.Self. Geothermal heat pump systems: Status review and comparison with other heating options // Applied Energy. 2013. Vol. 101. P. 341–348.

Wildemeersch S. Coupling heat and chemical tracer experiments for estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers // J. Contaminant Hydrology. 2014. Vol. 169. P. 90–99.

Статья поступила в редакцию 17.08.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 550.834.05
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-117-127

ПАЛЕОДОЛИНЫ И ПАЛЕОДЕПРЕССИИ ВОСТОЧНО-ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РАЙОНА КАРСКОГО МОРЯ

Злата Сергеевна Замотина[1], Анатолий Васильевич Старовойтов[2], Михаил Юрьевич Токарев[3], Яна Евгеньевна Терёхина[4], Андрей Анатольевич Колюбакин[5], Александра Михайловна Гончарова[6]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zlata_zamotina@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; starovoytov_msu@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tokarev@decogeo.com
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yana.msu@gmail.com
[5] ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; andrey.kolyubakin@gmail.com
[6] ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; A_Goncharova@rn-anc.ru

Аннотация. По мультичастотным сейсмическим данным, полученным в пределах трех участков на территории Восточно-Приновоземельского района, выявлены U-образные, V-образные в поперечном сечении палеодолины, а также палеодепрессии в верхней части осадочной толщи (включая верхний мел). На первой площади исследования выделены предположительно позднемеловые и четвертичные долины разного генезиса. По характерным морфологическим признакам палеодолины позднемелового возраста имеют V-образный и U-образный (корытообразный) поперечные профили и, согласно палеогеографическим условиям позднемелового времени, вероятно, образовались в результате эрозионной деятельности рек. Погребенные долины, выполненные предположительно четвертичными ледниковыми отложениями, имеют сходство с U-образными палеодолинами, и, вероятно, они были выработаны ледниковой экзарацией в эпоху позднечетвертичного оледенения. На второй площади обнаружены предположительно туннельные (подледниковые) долины четвертичного возраста, образованные под воздействием ледникового покрова, существовавшего восточнее арх. Новая Земля в позднечетвертичное время. На третьей площади, в отличие от первых двух, выявлены изометричные депрессии четвертичного возраста, генезис которых дискуссионный, его определение требует дальнейших исследований. Направление выделенных палеодолин в некоторых случаях совпадает с направлением подводных долин, показанных на карте подводных долин северных морей СССР [Ласточкин, 1977] и геоморфологической карте Карского моря [Мирошников и др., 2021].

Ключевые слова: палеодолины; палеодепрессии; Валдайское оледенение; мультичастотная сейсморазведка; Восточно-Приновоземельский район; Карское море

Для цитирования: *Замотина З.С., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А., Гончарова А.М.* Палеодолины и палеодепрессии Восточно-Приновоземельского района Карского моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 117–127.

PALEOVALLEYS AND PALEODEPRESSIONS OF THE KARA SEA VOSTOCHNO-PRINOVOZEMELSKY AREA

Zlata S. Zamotina[1], Anatoly V. Starovoytov[2], Mikhail Yu. Tokarev[3], Yana E. Terekhina[4], Andrey A. Kolubakin[5], Alexandra M. Goncharova[6]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zlata_zamotina@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; starovoytov_msu@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tokarev@decogeo.com
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yana.msu@gmail.com
[5] LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; andrey.kolyubakin@gmail.com
[6] LLC «RN-Exploration», Moscow, Russia; A_Goncharova@rn-anc.ru

Abstract. U-shaped and V-shaped palleovalleys and paleodepressions are identified on multifrequency seismic data in near-surface section (NSS) within three study areas in Vostochno-Prinovozemelsky area. Valleys of the Late Cretaceous and Quaternary ages and of different genesis are found in the first area of study. The palleovalleys of the Late Cretaceous age are V-shaped and U-shaped by its characteristic morphological properties and are likely formed as a result of the rivers erosional activity. Burried valleys filled with Quaternary glacial sediments are similar to U-shaped paleovalleys, genesis of which is usually connected to glacial plucking in the Late Quaternary glaciation. The tunnel valleys of Quaternary age result from impact of ice sheet existing to the east of the Novaya Zemlya archipelago in the Late Quaternary were revealed in the second study area. In contrast to the first two sites, isometric depressions of Quaternary age and controversial genesis were revealed in the third one. The direction of the identified paleovalleys in some cases coincides with the submarine valleys indicated on the USSR Northern Seas submarine valleys map [Lastochkin, 1977] and the Kara Sea geomorphological map [Miroshnikov et al., 2021].

Keywords: paleovalleys; paleodepressions; Valdai glaciation; multifrequency seismic; Vostochno-Prinovozemelsky area; Kara Sea

For citation: Zamotina Z.S., Starovoytov A.V., Tokarev M.Yu., Terekhina Ya.E., Kolubakin A.A., Goncharova A.M. Paleovalleys and paleodepressions of the Kara Sea Vostochno-Prinovozemelsky area. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 117–127. (In Russ.).

Введение. В настоящее время интерес к изучению геологического строения Карского моря значительно вырос, что связано с высоким нефтегазовым потенциалом и малой изученностью его территории. Для минимизации возможных рисков при производственной деятельности на шельфе проводятся геолого-геофизические работы, позволяющие детально исследовать интервал разреза примерно до 1000 м ниже уровня дна. К областям, представляющим опасность при бурении, относятся области распространения газонасыщенных осадков, разрывные нарушения, многолетнемерзлые породы, системы палеодолин и палеодепрессий [Росляков и др., 2018]. Выделение опасных геологических процессов и явлений (ОГПиЯ) на территории изучаемого района способствует не только минимизации рисков при проведении производственных работ, но имеет важное научное значение. Один из вопросов связан с выявлением особенностей строения, происхождения и развития погребенных долин и депрессий на территории Восточно-Приновоземельского района Карского моря для восстановления его палеогеографии. Вопросом изучения палеопонижений различного генезиса на территории окраинных северных морей, в том числе региона Карского моря, занимались А.Н. Ласточкин [Ласточкин, 1977], Е.Е. Мусатов [Мусатов, 1987], Н.Н. Дунаев [Дунаев и др., 1995], Д.А. Костин [Костин, 1998], С.И. Рокос [Рокос, 2009] и др.

В настоящее время наиболее широко раскрыта проблема выделения палеоврезов и палеодепрессий по сейсмическим данным в зарубежных публикациях, особенно тех, где рассматривается регион Северного моря [Livingstone, Clark, 2016]. Одной из первых отечественных работ была статья А.Н. Ласточкина [Ласточкин, 1977], в которой представлена схема подводных долин, охватывающая весь регион Карского моря. Схема подводных долин была построена Ласточкиным А.Н. на основе анализа навигационных карт (не аналогичных топографическим).

Возможность проведения впервые в Карском море современных геофизических исследований, включая мультичастотную сейсморазведку, во многом определяет актуальность нашей работы. В рамках исследования были детально проанализированы сейсмические данные, что позволило выделить системы палеодолин и палеодепрессий, уточнить их генезис и выявить структурно-морфологические признаки в верхней части разреза (до глубины 200 м ниже уровня моря (н. у. м.)) Восточно-Приновоземельского района Карского моря.

В ходе выполнения работы были также рассмотрены публикации [Дунаев и др., 1995; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Рыбалко и др., 2020], в которых изложены сведения о строении четвертичных отложений Баренцево-Карского региона. Это позволило сделать предположения о возрасте и генезисе отложений, выполняющих и перекрывающих выделенные погребенные отрицательные формы рельефа.

По результатам исследований российских и зарубежных авторов на гляциальных шельфах выделяются следующие отрицательные формы рельефа: 1) палеодолины U-образные в поперечном сечении (троговые, корытообразные), 2) палеодолины V-образные в поперечном сечении, 3) палеодепрессии различного генезиса. Первый тип подводных долин характеризуется четко выраженным U-образным поперечным сечением с крутыми, параллельными бортами и почти плоским дном. Некоторые авторы [Bell et al., 2016] предположительно связывают формирование U-образных (троговых) долин с выпахивающей деятельностью ледников. Согласно [Геоморфологический…, 2002] корытообразные долины могут иметь речное происхождение, в частности, когда донная эрозия сменяется боковой при достижении более устойчивого к эрозии слоя.

К рассматриваемому типу палеодолин также относят туннельные долины, образование которых предположительно связано с эродирующей деятельностью талых вод, накапливающихся в нижних слоях ледника при его отступании. Согласно исследованиям, проведенным в Северном море [Livingstone, Clark, 2016], эти структуры характеризуются резким изменением глубины залегания тальвега, вытянутой, слегка извилистой формой в плане. Они также могут резко начинаться и заканчиваться на площади исследования. Глубина залегания тальвега туннельных (подледниковых) долин изменяется в диапазоне от нескольких десятков до нескольких сотен метров, протяженность — около нескольких десятков километров, средняя ширина — от нескольких сотен метров до нескольких километров. Некоторые исследователи [Andersen et al., 2015] выделяют три типа туннельных долин: U-образные, V-образные и плоскодонные в поперечном сечении, при этом отмечают, что природа последнего типа до конца не ясна.

V-образные долины, по сравнению с первым типом подводных долин, имеют поперечный профиль с крутыми бортами и узким днищем. Согласно работе [Bell et al., 2016] образование подобных палеодолин связывают с эрозионной деятельностью рек. Третий тип отрицательных форм рельефа представлен палеодепрессиями, которые в плане имеют изометричную форму. Происхождение этих структур неоднозначно, поскольку они могут быть фрагментами

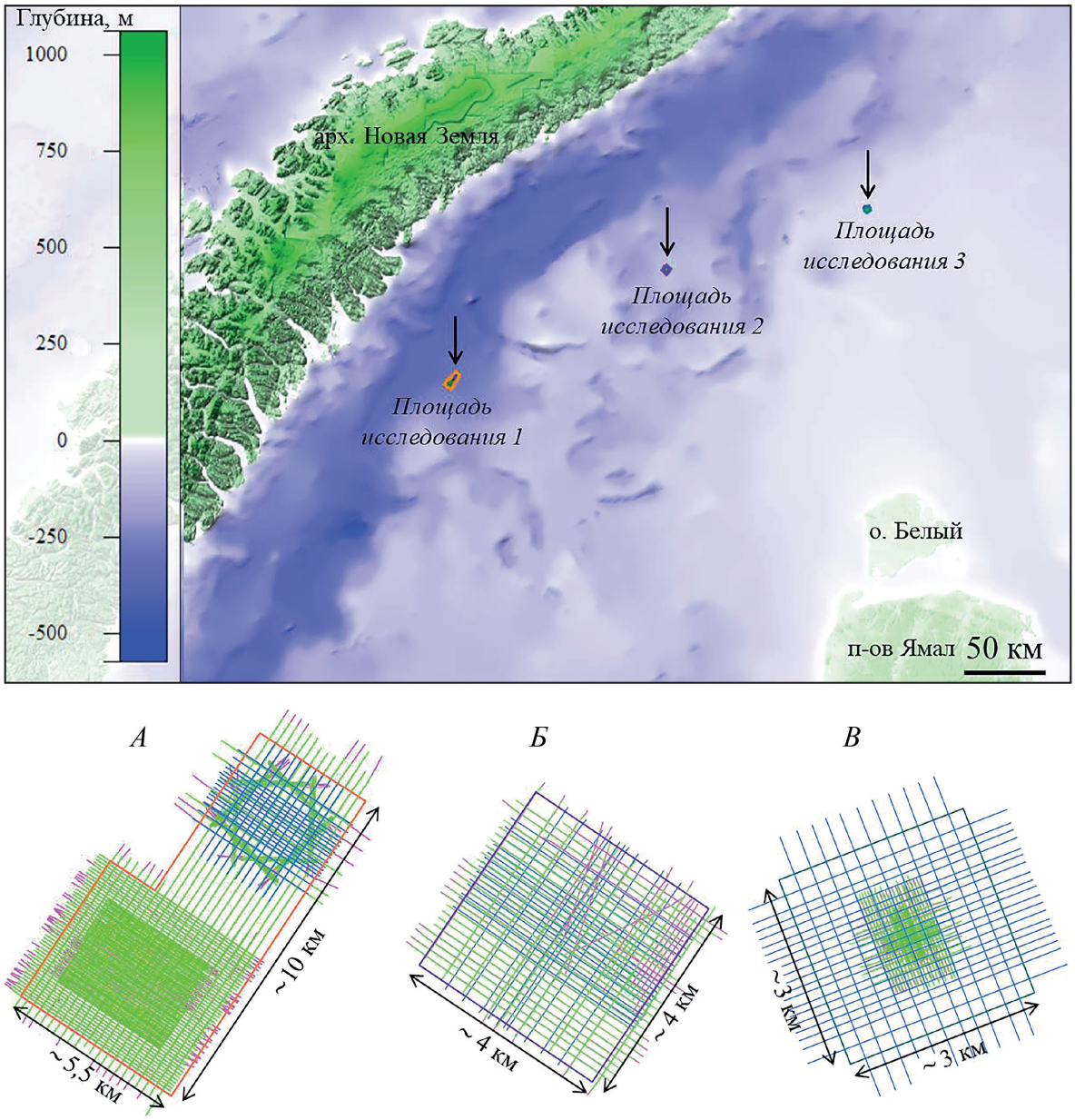


Рис. 1. Обзорная схема района исследования (вверху). Цветными полигонами со стрелками показаны площади исследования 1–3, в пределах которых получены данные 2D СВР, 2D ССВР и АПр; и схемы расположения профилей на площадях исследования: *А* — площадь 1, *Б* — площадь 2, *В* — площадь 3; синими линиями показаны профили 2D СВР, зелеными — 2D ССВР, розовыми — АПр

размытых ранее образованных ледниковых или речных погребенных долин, а также их формирование может быть обусловлено другими геологическими процессами (например, термокарстом).

Материалы и методы исследований. Рассмотрены сейсмические данные, полученные компанией АМИГЭ на территории трех участков Восточно-Приновоземельского района в 2019 г. Участки исследования расположены в различных геоморфологических зонах. Первый участок находится на борту Восточно-Новоземельского желоба, глубина воды в его пределах изменяется от 243 до 283 м. Второй участок расположен в пределах локального поднятия морского дна на глубине от 85 до 170 м. Третий участок исследования занимает малоглубинную часть плоской равнины, и он относительно мелководный, глубина воды в его пределах составляет 30–32 м (рис. 1).

Сейсмические исследования включали в себя сейсморазведку высокого (2D СВР), и сверхвысокого (2D ССВР) разрешения, акустическое профилирование (АПр) (рис. 1). Сейсморазведка высокого и сверхвысокого разрешения выполнена с использованием двух типов источников — пневмоисточника и спаркера. Приемная система состояла из сейсмических кос со 192 и 48 приемными каналами для низкочастотной (2D СВР) и более высокочастотной (2D ССВР) модификаций сейсмической съемки соответственно. Частотный диапазон 2D СВР изменялся от нескольких десятков до нескольких сотен герц. Вертикальная разрешающая способность данных 2D СВР составляла несколь-

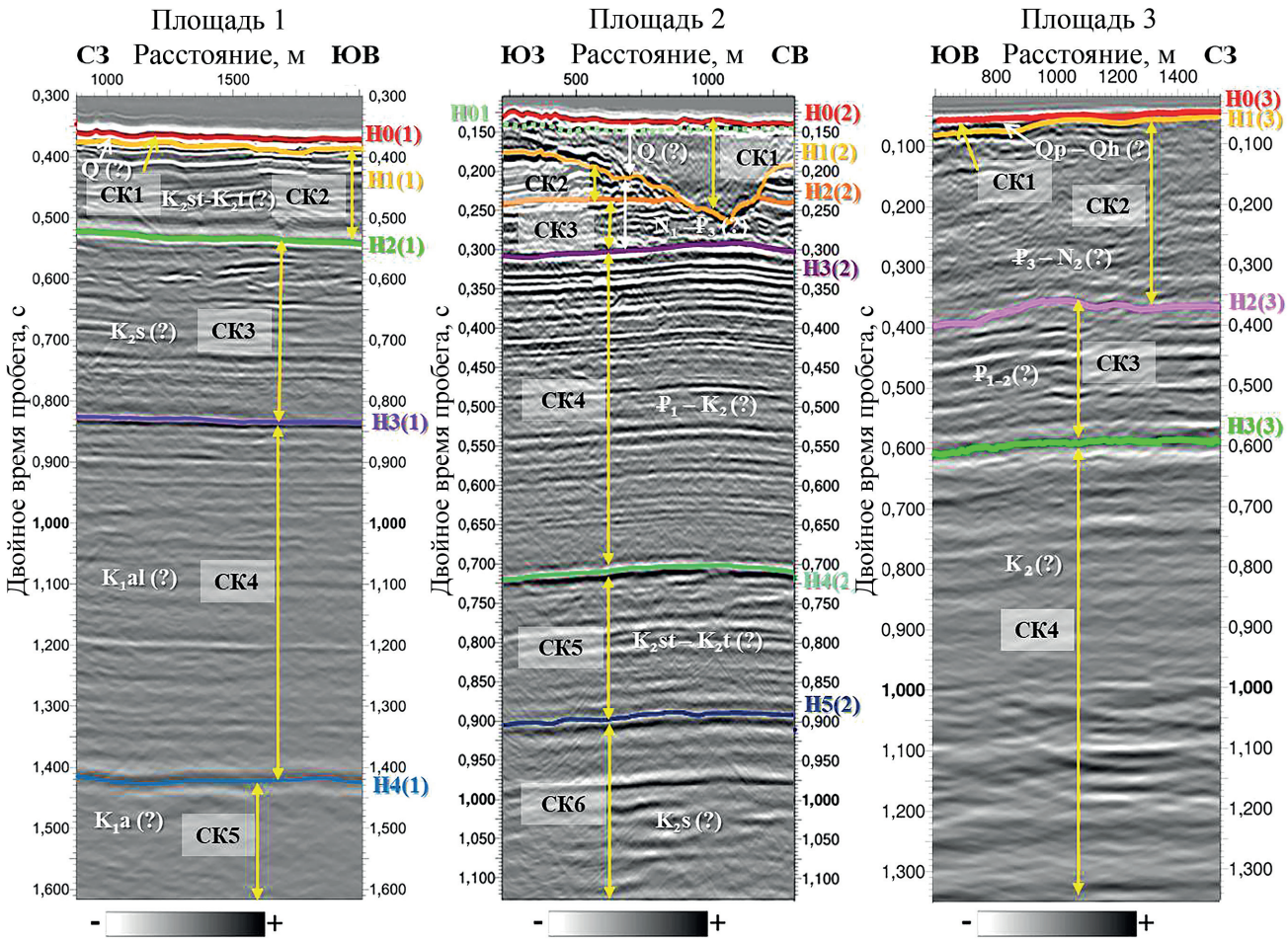


Рис. 2. Пример волновой картины по данным 2D СВР с выделением основных сейсмокомплексов (СК) и разделяющих их отражающих горизонтов (показаны цветными линиями) в пределах площадей исследования 1-3. Белые надписи – предположительный возраст СК

ко метров, глубинность — до 1000 м. Данные 2D ССВР характеризовались частотным диапазоном от нескольких сотен до 1500 Гц, вертикальной разрешающей способностью 0,5–3 м и глубинностью до 200 м. Для изучения первых десятков метров геологического разреза использованы данные профилографа, характеризующиеся вертикальной разрешающей способностью от 0,1 до 0,5 м и частотным диапазоном от 1500 до 16 000 Гц.

Результаты исследований и их обсуждение. На первом этапе исследований для площадей 1–3 выполнен сейсмостратиграфический анализ данных 2D СВР, ССВР, в результате чего изучаемый разрез был расчленен на сейсмические комплексы и проведена стратиграфическая привязка (рис. 2). На площади 1 выделено 5 сейсмокомплексов (СК1–СК5), разделенных отражающими горизонтами (ОГ): H0(1)–H4(1). На площадях 2 и 3 были идентифицированы СК1–СК6 и СК1–СК4 и ОГ H0(2)–H5(2) и ОГ H0(3)–ОГ H3(3). Подробное описание каждого сейсмокомплекса со стратиграфической привязкой, выполненной на основе сопоставления сейсмических данных с разрезами морских скважин Ленинградская-1, 2, Русановская-1, 2, а также с учетом всех имеющихся фондовых данных о геологии и сейсмостратиграфии района [Шипилов, Шкарубо, 2010], приведено в работе [Zamotina et al., 2021].

Вещественный состав отложений выделенных сейсмокомплексов определить не представляется возможным из-за отсутствия данных глубокого бурения на участках исследования. В результате анализа сейсмических данных выявлено, что строение верхней части разреза изменяется при удалении от Восточно-Новоземельского желоба, в пределах которого расположена площадь 1. В пределах этого участка наблюдается отсутствие палеогеновых отложений, которые перекрывают верхнемеловые комплексы на площадях 2 и 3. Необходимо отметить, что подробный анализ изменения геологического разреза в изучаемом регионе, в том числе наличие или отсутствие седиментационных комплексов, — отдельный предмет исследования, который не входит в круг рассматриваемых нами вопросов. Главный интерес представляет изучение структурно-морфологических признаков, пространственного положения и истории развития погребенных долин и депрессий в Восточно-Приновоземельском районе Карского моря.

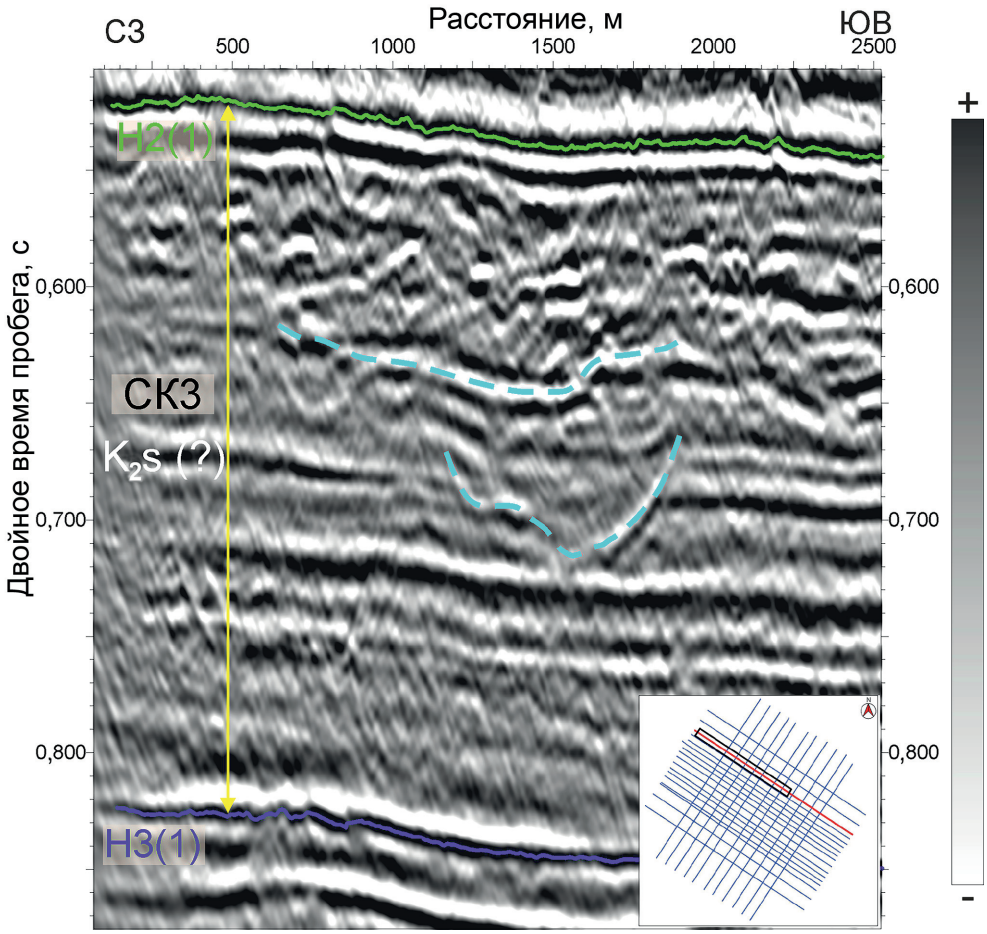


Рис. 3. Пример разреза 2D СВР с выделенными корытообразной и V-образной палеодолинами предположительно речного генезиса (показаны бирюзовым пунктиром) в сеноманском сейсмокомплексе (ограничен цветными линиями и стрелкой) на площади исследования 1. На врезке показано положение профиля. Белый шрифт – предположительный возраст СК3

По результатам совместного анализа данных, полученных разными методиками, выявлены палеодолины и палеодепрессии, врезанные в отложения предположительного сеноманского (СК3) и туронсантонского (СК2) возраста на площади 1, а также предположительно палеоген-неогенового возраста (СК2, СК3) и (СК2) на площадях 2 и 3 соответственно (рис. 2). Ниже приведено подробное описание выделенных погребенных форм рельефа.

Площадь исследования 1. Фрагменты наиболее древних палеодолин, осложняющих строение предположительно сеноманского сейсмокомплекса (СК3) в пределах этой площади, залегают в интервале глубины от 180 до 550 м н. у. д. (принимая, что скорость распространения продольных волн (V_p) в этом интервале составляет 2300 м/с). На рис. 3 приведен пример проявления подобных погребенных долин на данных сейсморазведки высокого разрешения (2D СВР). Наблюдаемые отрицательные формы рельефа выделяются по несогласию типа эрозионного среза в их основании и бортах, а также хаотической волновой картине, характерной для отложений, выполняющих эти структуры. Долины с глубиной залегания тальвега около 400 м н. у. д. (V_p = 2300 м/с) характеризуются углами наклона бортов около 4° (северо-западный борт) и 8° (юго-восточный борт), а также преимущественно узким днищем. Мощность отложений, выполняющих эти структуры, составляет около 40 м. Выше по разрезу наблюдаются долины с глубиной залегания тальвега около 320 м н. у. д., которые обладают относительно пологими бортами (углы наклона составляют несколько градусов) и меньшей мощностью слагающих их отложений (около 20 м). При анализе поперечного сечения отмечается схожесть наиболее глубоко залегающей долины с V-образными структурами. Палеодолина, расположенная выше по разрезу, имеет корытообразный поперечный профиль. Для определения возможного генезиса выделенных палеодолин были проанализированы условия осадконакопления в сеноманский период. Согласно палеогеографической реконструкции, представленной в работе А.Э. Конторовича с соавторами [Конторович и др., 2014], сеноман был временем умеренно-теплого и влажного климата, а также этапом завершения региональной регрессии, начавшейся в позднем альбе. Согласно материалам, представленным в указанной работе, в пределах площади исследования 1, где предположительно наблюдаются позднемеловые долины (вблизи арх. Новая Земля), в сеномане проходила граница между областью переходного осадконакопления (равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем, осадки пойменные, озерно-болотные, русловые, дельтовые и др.) и мелким морем (глубина менее 25 м). На основе этой реконструкции сделано предположение, что выделенные палеодолины формировались при

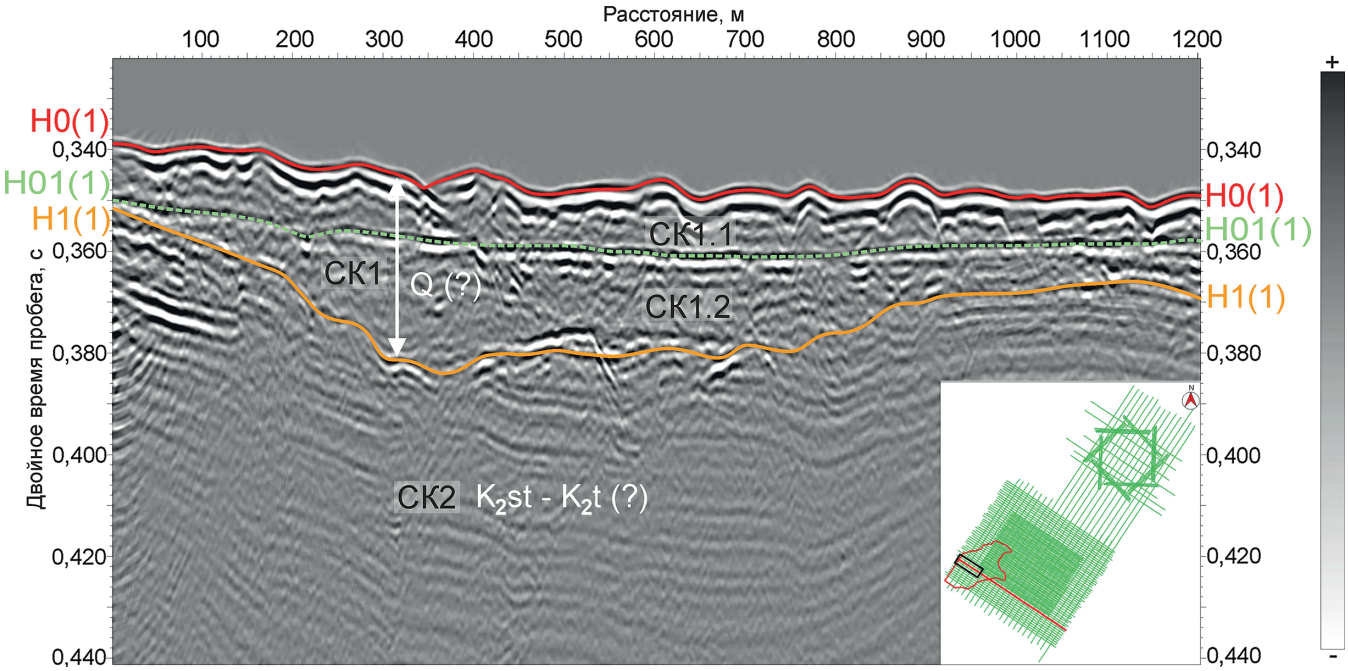


Рис. 4. Пример выделения предположительно троговой палеодолины четвертичного возраста (оранжевая линия) по данным 2D ССВР на площади 1. На врезке показано положение профиля (красная линия) и контур палеодолины (красный полигон). Белый шрифт – предположительный возраст СК1 и СК2

размыве территории древними речными потоками, а на этапе затопления морем они перекрывались более молодыми отложениями.

В приповерхностной части разреза, в интервале глубин от поверхности морского дна до 40 м ниже уровня дна (V_p = 2000 м/с) выделены наиболее молодые палеодолины, врезанные в турон-сантонский сейсмокомплекс (СК2) и заполненные предположительно четвертичными отложениями (рис. 2). На рис. 4 приведен фрагмент профиля 2D ССВР, на котором отчетливо прослеживаются структурно-морфологические особенности выделенных погребенных долин. На сейсмическом разрезе они характеризуются признаками эрозионного срезания отражающих границ в их основании и бортах. Внутри комплекса (СК1), выполняющего и перекрывающего данные структуры, выделены два подкомплекса (СК1.2 и СК1.1), разделенные протяженным, ярко-выраженным отражающим горизонтом H01(1) (рис. 4). СК1.1 характеризуется неровной, холмистой поверхностью кровли, наличием дифракционных объектов и отсутствием какой-либо слоистости. Все перечисленные особенности волновой картины — картировочные признаки ледниковых отложений, характерных для Западно-Арктического бассейна [Старовойтов и др., 2018]. СК1.2, выполняющий палеопонижение в кровле коренных пород, характеризуется акустически прозрачной волновой картиной с отдельными фрагментами осей синфазности и представлен предположительно ледниково-морскими отложениями. Анализ четвертичных отложений в исследуемом регионе показал, что рельефообразующая морена была образована в эпоху оледенения в осташковское (поздневалдайское) время [Лаврушин, Эпштейн, 2001; Дунаев, 1995; Рыбалко и др., 2020].

По данным 2D ССВР выделяются следующие морфологические признаки погребенных долин: пологое и широкое днище, а также «изрезанные» борта, залегающие с углами наклона не более 8°. Мощность выполняющих отложений достигает около 40 м (V_p = 2000 м/с) (рис. 4). При рассмотрении этих структур в плане видно, что они имеют преимущественно изометричную форму. В южной и северо-восточной частях площади наблюдаются палеодолины с горизонтальными размерами 1×0,5 км и 970×640 м. При этом самый крупный фрагмент палеодолины в юго-западной части исследуемой площади характеризуется длиной около 3 км и шириной около 1,4 км (рис. 4, врезка). Палеодолина вытянута в северо-восточном направлении. Необходимо также отметить, что палеодолины расположены в угловых частях площади, что не позволяет провести полноценный анализ их формы в плане.

История развития региона исследования в позднечетвертичное время, а именно чередование холодных эпох плейстоцена с формированием крупного ледникового щита [Hughes et al., 2015], в результате которых сформировались комплексы ледниковых и ледниково-морских отложений, выполняющих и перекрывающих выделенные палеодолины, позволяет связать их происхождение с экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледников.

Площадь исследования 2. На этой площади обнаружена система палеодолин в верхней части разреза (до 205 м н. у. м., V_p = 1600 м/с). На рис. 5 показаны сейсмические профили, проходящие через наиболее

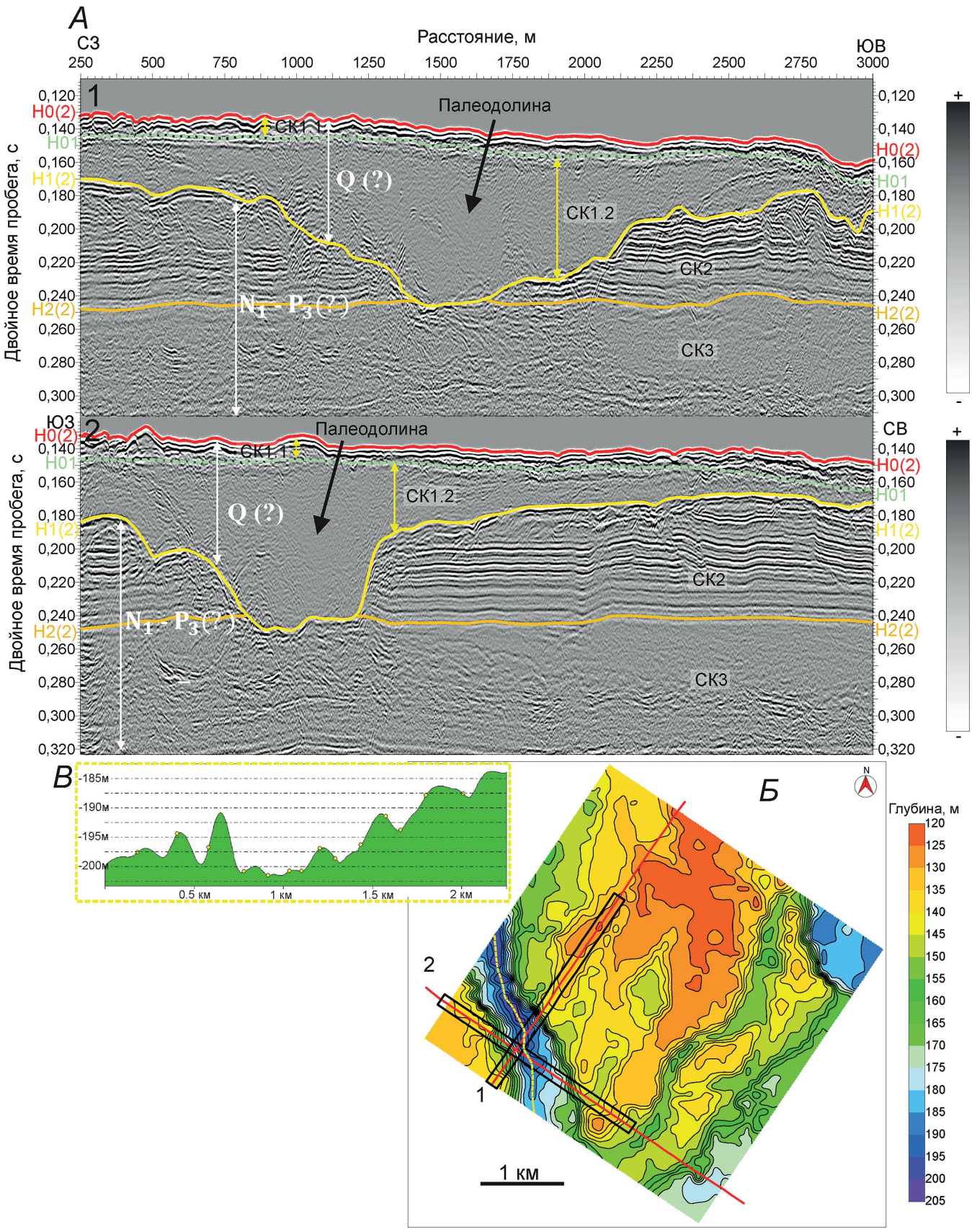


Рис. 5. Пример выделения погребенной, предположительно туннельной (подледниковой) долины четвертичного возраста по данным 2D ССВР на площади 2: *А* — 2D профили, пересекающие наиболее крупную палеодолину (желтая сплошная линия и черная стрелка); *Б* — структурная карта поверхности отражающего горизонта H1(2); *В* — профиль изменения глубины залегания тальвега палеодолины (желтая пунктирная линия на *Б*). Белый шрифт – предположительный возраст сейсмокомплексов

крупную (горизонтальные размеры 2,25 км×730 м, мощность выполняющих отложений около 100 м) палеодолину в двух направлениях. Второй профиль (рис. 5, *А*), пересекающий ее по нормали, показывает основные особенности строения палеодолины, в частности, наличие крутых бортов (до 25°) и относительно плоского днища, что позволяет отнести ее к U-образным в поперечном сечении долинам. Волновая картина отложений внутри погребенной долины, соответствующая подкомплексу СК1.2, акустически прозрачная. Кроме того, выше по разрезу наблюдается ярко выраженное, высокоамплитудное, субгоризонтальное отражение, разделяющее СК1.2, который выполняет долину, и СК1.1. Подкомплекс СК1.1 характеризуется неровной кровлей и хаотической волновой картиной. Эти структурно-морфологические признаки и четвертичный возраст СК1 [Шипилов, Шкарубо, 2010] свидетельствуют о наличии ледниковых и ледниково-морских отложений, слагающих СК1.1 и СК1.2 соответственно.

Погребенные долины, обнаруженные на площади исследования, хорошо выделяются в рельефе структурной поверхности отражающего горизонта (ОГ) Н1(2) (рис. 5, *Б*), что позволяет проследить их форму в плане. На приведенной карте видно, что наиболее крупная палеодолина (длина и ширина в плане 2,25 км и 730 м соответственно, мощность выполняющих отложений около 85 м, V_p = 1600 м/с), наблюдаемая в юго-западной части площади, протягивается с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке и востоке площади выделяются погребенные долины, для которых характерна субмеридиональная направленность. Горизонтальные размеры этих долин составляют 4,2 км×280 м, мощность выполняющих отложений около 36 м (V_p = 1600 м/с). В северо-восточном углу площади выделяется крупная изометричная отрицательная форма рельефа, имеющая размеры около 900 м по длинной оси и около 700 м в поперечном сечении. По структурно-морфологическим признакам палеодолина аналогична отрицательным формам рельефа на изучаемой площади.

Также к особенностям палеодолин относится резкое изменение глубины залегания тальвегов (перепад глубины находится в пределах 3–5 м), что показано на рис. 5, *В*.

Учитывая палеогеографию района исследования в позднечетвертичное время, в частности предполагаемое существование ледникового покрова на территории исследования [Hughes et al., 2015], а также морфологические особенности строения и ориентацию выделенных палеодолин, мы высказали предположение о их ледниковом генезисе. Такие признаки палеодолин, как резкое изменение глубины залегания тальвега, вытянутая, слегка извилистая форма в плане и горизонтальное залегание отложений, в которые они врезаны, указывают на существование погребенных туннельных (подледниковых) долин на площади исследования. Если учесть сложную форму бортов выделенных палеодолин, можно предположить существование значительной эрозии, созданной большим количеством талой воды, которая образуется в нижних слоях ледников в процессе их деградации [Livingstone, Clark, 2016].

Площадь исследования 3. По имеющимся данным здесь тоже выделены отрицательные формы рельефа в придонной части разреза (до 16 м н. у. д., V_p = 1600 м/с). По особенностям залегания они представлены пологими депрессиями с мощностью выполняющих отложений 10–16 м (V_p = 1600 м/с). Согласно работе [Шипилов, Шкарубо, 2010], палеодепрессии осложняют внутреннее строение олигоцен-плиоценового сейсмокомплекса и предположительно заполнены четвертичными отложениями. На рис. 6 приведен пример выделения депрессии по данным 2D СВР, 2D ССВР и АПр. На разрезах 2D СВР и 2D ССВР хорошо видно, что эти структуры ограничены высокоамплитудным, отчетливо выраженным, протяженным рефлектором. Волновая картина в их пределах преимущественно акустически прозрачная, местами прослеживается параллельно-слоистый тип сейсмической записи. По данным АПр выделяется высокоамплитудный рефлектор в придонной части палеодепрессий, что может быть связано с наличием грубообломочного материала или газонасыщенных отложений.

На схеме, приведенной на рис. 6, врезка, видно, что палеодепрессии характеризуются изометричной или округлой формой в плане. Они имеют различные горизонтальные размеры. Минимальные длина и ширина составляют 70 и 60 м, а максимальные — 1,4 км и 500 м. Генезис этих палеодепрессий вследствие ограниченной области исследования не ясен, но, возможно, их образование связано с термокарстовыми процессами, сущность которых заключается в вытаивании подземных льдов и сопровождающих его осадках грунта. Согласно данным [Мельников, Спесивцев, 1995], толщи многолетнемерзлых пород формировались в эпоху сурового климата позднечетвертичного времени на осушенной шельфовой территории, не покрытой ледниковым покровом. Процессы формирования термокарстовых котловин происходили при потеплении климата в послеледниковой период.

Необходимо отметить, что предположение о термокарстовом генезисе выделенных депрессий справедливо при условии, что площадь 3 находилась во внеледниковой области в позднечетвертичное время. В противном случае, возможно, что палеодепрессии были сформированы в результате вытаивания отколовшихся от кромки ледника и севших на мель глыб «мертвого» льда, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Анализ пространственного расположения выделенных палеодолин и палеодепрессий. По полученным данным выполнено картирование палеодолин разного возраста и генезиса в пределах трех изучаемых площадей, что позволило про-

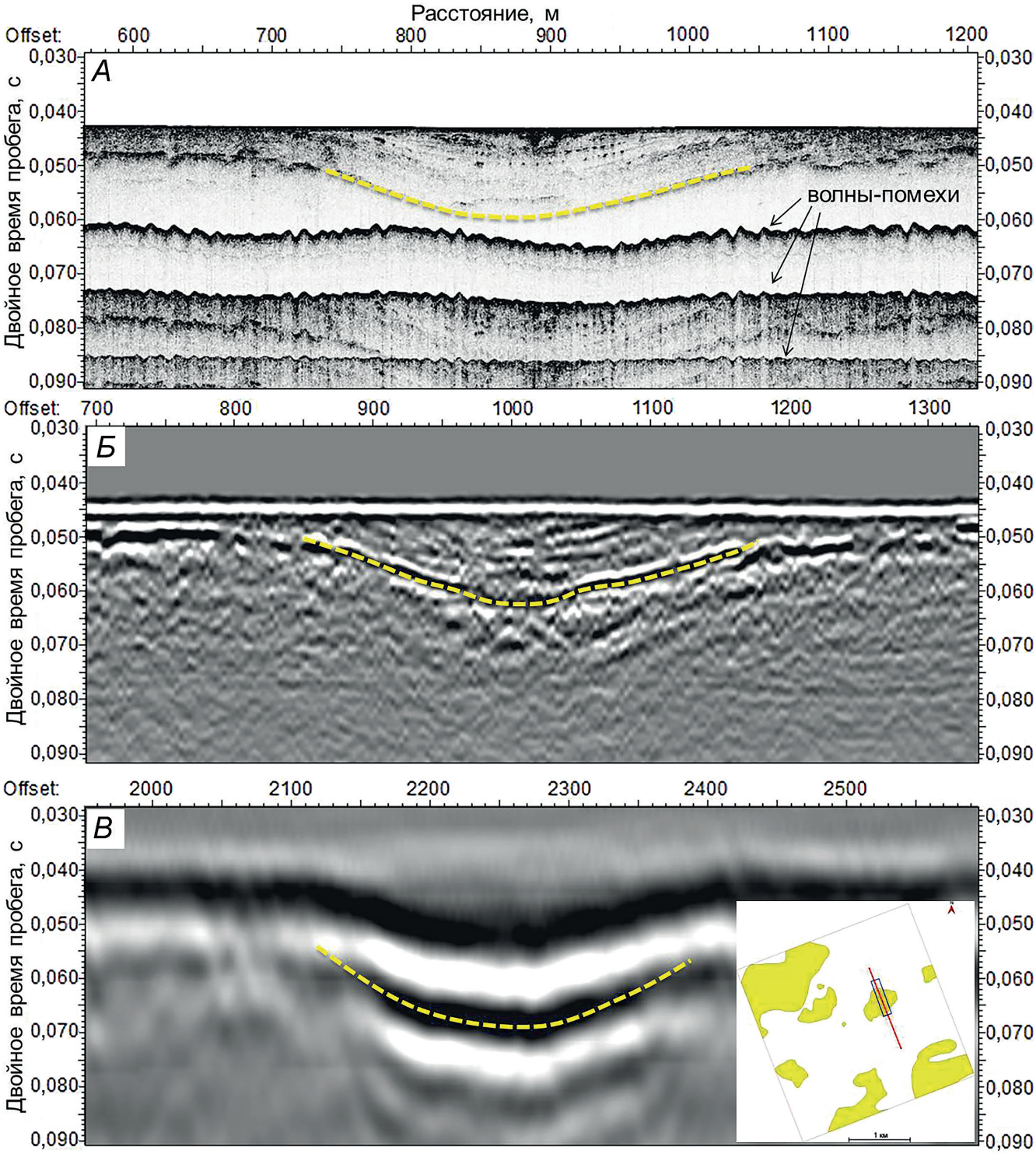


Рис. 6. Пример выделения палеодепрессии по данным АПр (А), 2D ССВР (Б), 2D СВР (В) на площади исследования 3. На врезке показано положение профиля (красная линия) и контуры палеодепрессий (желтые полигоны)

следить закономерности их пространственного расположения. Погребенные долины, врезанные в отложения предположительно позднемелового возраста, обнаруженные в северо-восточной части площади исследования 1, имеют линейную форму и вытянуты по длинной оси с юга на север. Более молодые погребенные отрицательные формы рельефа занимают юго-западную часть площади. Наиболее крупная долина ориентирована с юго-запада на северо-восток. В восточном направлении от нее прослеживаются небольшие фрагменты долин, которые предположительно имеют такой же возраст. Из-за того, что они расположены в краевой части изучаемой площади, провести полноценный анализ их формы и ориентации затруднительно.

В рамках анализа пространственного положения выделенных палеопонижений было проведено их сопоставление с картой подводных долин север-

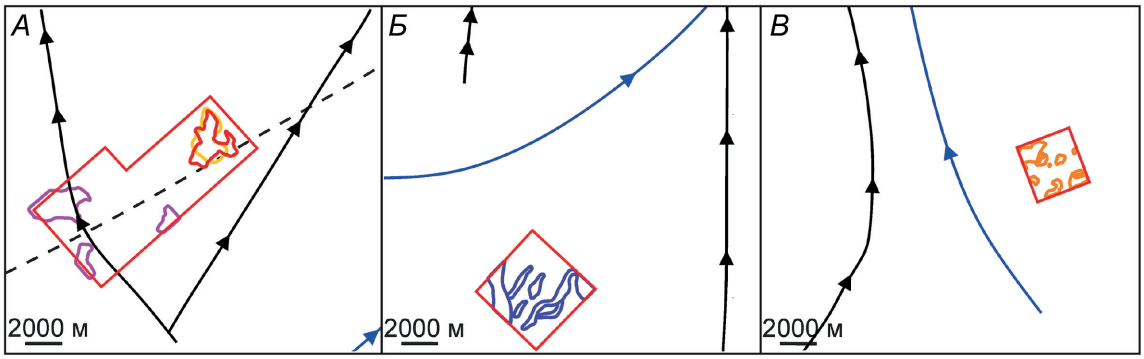


Рис. 7. Схемы расположения палеодолин и палеодепрессий, выделенных по мультичастотным данным, с нанесенными предполагаемыми тальвегами подводных долин согласно [Мирошников и др., 2021] (черные стрелки) и [Ласточкин, 1977] (синие стрелки). Красные полигоны соответствуют площадкам исследования (*А* – 1, *Б* – 2, *В* – 3). На *А* красный и оранжевый контуры соответствуют более древней и более молодой долинам, врезанным в отложения сеноманского комплекса, розовый — долинам, врезанным в отложения турон-сантонского комплекса, на *Б*, *В* фиолетовым и оранжевым контуром обозначены палеодолины и палеодепрессии четвертичного возраста. Пунктирной линией показана граница юго-восточного борта Восточно-Новоземельского желоба

ных морей СССР, составленной А.Н. Ласточкиным [Ласточкин, 1977], и с геоморфологической картой Карского моря [Мирошников и др., 2021]. На рис. 7, *А* видно, что долины, врезанные в отложения сеноманского комплекса, близко расположены к нанесенным на схемы тальвегам подводных речных долин и вытянуты в одном направлении с ними (с юга на север). Палеодолины четвертичного возраста, в отличие от этих структур, менее согласуются с направлением подводных долин, выделенных авторами работ [Ласточкин, 1977; Мирошников и др., 2021] (рис. 7, *А*). Наиболее крупная из них вытянута в северо-восточном направлении, что совпадает с предположительным направлением движения Новоземельского ледника [Zamotina et al., 2021], о существовании которого в осташковское время свидетельствуют конечно-моренные образования, обнаруженные на некоторых террасовых уровнях восточного склона Восточно-Новоземельского желоба и на отдельных останцах вершинной поверхности у западного склона желоба [Дунаев и др., 1995; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Рыбалко и др., 2020].

В том же направлении, что и крупная погребенная долина на площади исследования 1, ориентирована большая часть палеопонижений на площади 2 (рис. 7, *Б*). Отметим, что направление, в котором они вытянуты, приблизительно соответствует тальвегам подводных долин, выделенных А.Н. Ласточкиным (рис. 7, *Б*). Наиболее крупная долина, наблюдаемая в юго-западной части площади, протягивается с юго-востока на северо-запад, что примерно соответствует направлению, в котором вытянуты подводные долины, обозначенные на геоморфологической карте [Мирошников и др., 2021] (рис. 7, *Б*).

На площади исследования 3 палеодепрессии имеют преимущественно изометричную форму (рис. 7, *В*).

Заключение. Рассмотрены предположительно позднемеловые (сеноман) речного генезиса и четвертичные (поздний неоплейстоцен) ледникового генезиса палеодолины. Анализ пространственного положения палеодолин и палеодепрессиий, выделенных по мультичастотным данным в пределах Восточно-Приновоземельского района, показал, что они не совсем согласуются с подводными долинами, обозначенными на карте подводных долин северных морей СССР [Ласточкин, 1977] и геоморфологической карте Карского моря [Мирошников и др., 2021], и только в некоторых случаях совпадают с ними по направлению. Вероятно, это связано с тем, что указанные карты были составлены исключительно на основе материалов о рельефе морского дна, полученных в результате эхолотных промеров глубин, геологического опробования, но без использования результатов детальных сейсмических исследований. Привлечение новых данных мультичастотной сейсморазведки позволило установить пространственное положение и охарактеризовать палеодолины и палеодепрессии, не выраженные в современном рельефе морского дна. Результаты, представленные в статье, — первый шаг на пути к крупномасштабному исследованию сети палеодолин в Карском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геоморфологический словарь-справочник / Сост. Л.М. Ахромеев; под ред. П.Г. Шевченкова. Брянск: Изд-во Брянского гос. ун-та, 2002. 320 с.

Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. 1995. Т. 35, № 3. С. 440–450.

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

Костин Д.А. Миоценовая дельта Южно-Карского шельфа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 65–68.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 35–60.

Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. 1977. Т. 109, № 5. С. 412–417.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, Сиб. изд. фирма. РАН, 1995. 198 с.

Мирошников А.Ю., Бадюков Д.Д., Флинт М.В. и др. Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61, № 5. С. 809–821.

Мусатов Е.Е. Классификация речных палеодолин Баренцево-Карского шельфа в новейшее время // Тез. докл. 2-й Всесоюзной конф. «Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей». Апатиты, 1987. С. 79–80.

Рокос С.И. Газонасыщенные отложения верхней части разреза Баренцево-Карского шельфа: Автореф. канд. дисс. Мурманск, 2009. 42 с.

Росляков А.Г., Терехина Я.Е., Иванова А.А. и др. Выявление геологических опасностей в Карском море по сейсмическим данным // Тр. Междунар. геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. С. 760–766.

Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. СПб., 2020. Вып. 7. С. 1–7.

Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е. Атлас по интерпретации геофизических данных для морской практики на Белом море: Учебн. пособие. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 110 с.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразиатско-Арктической континентальной окраины, Т. 1. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа // Отв. ред. Г.Г. Матишов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.

Andersen T.R., Huuse M., Jorgensen F., Christensen S. Seismic investigations of buried tunnel valleys on- and offshore Denmark // Glaciogenic reservoirs and Hydrocarbon Systems. 2012. Vol. 368. P. 129–144.

Bell T., Cooper A.K., Solheim A. et al. Glossary of glaciated continental margins and related geoscience methods / Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geol. Soc. Mem. Lond. 2016. Vol. 46. P. 555–574.

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S. et al. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // BOREAS. 2015. Vol. 45, N 1. P. 1–45.

Livingstone S. J., Clark C.D. Morphological properties of tunnel valleys of the southern sector of the Laurentide Ice Sheet and implications for their formation // Earth Surface Dynamics. 2016. Vol. 4. P. 567–589.

Zamotina Z.S., Starovoytov A.V., Tokarev M.Yu. et al. Geological features of the near-surface in Vostochno-Prinovozemelsky area in the Kara Sea // Engineering and Mining Geophysics 2021. Netherlands: European Assoc. of Geoscientists and Engineers. 2021. P. 1–9.

Статья поступила в редакцию 01.10.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 550.8.056
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-128-138

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРА НАСЫЩЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО КАРОТАЖУ В УСЛОВИЯХ НИЗКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ФАЦИАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ

Алёна Дмитриевна Егорова[1]✉, Татьяна Геннадьевна Исакова[2], Лейла Кифах Бата[3], Алексей Юрьевич Гоев[4], Олег Владимирович Хотылев[5], Валерия Вадимовна Чуркина[6], Юлия Александровна Коточкова[7], Татьяна Федоровна Дьяконова[8], Сергей Викторович Козаков[9], Наталья Владимировна Кожевникова[10], Наталья Юрьевна Москаленко[11], Николай Валерьевич Белов[12], Алексей Сергеевич Мозговой[13], Георгий Александрович Калмыков[14]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.nosikova@oilmsu.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-0652-1195
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; t.isakova@oilmsu.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; leilabata@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-8818-8962
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alex.goev@gmail.com, https://orcid.org/0000-0003-1734-6182
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; hot63@mail.ru
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; valeriia_churkina@rambler.ru, https://orcid.org/0000-0001-7466-1598
[7] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kotjulik@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-5004-4832
[8] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dyakonovatf@yandex.ru
[9] Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермьНИПИнефть» в г. Перми, Пермь, Россия; Sergey.Kozakov@lukoil.com
[10] Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермьНИПИнефть» в г.Перми, Пермь, Россия; Natalya.Kozhevnikova@lukoil.com
[11] Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени, Тюмень, Россия; Natalya.Yu.Moskalenko@lukoil.com
[12] ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь», Когалым, Россия; nikolay.Belov2@lukoil.com
[13] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.mozgovoy@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0002-8595-3446
[14] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8274-3622

Аннотация. Несмотря на то, что история изучения геологии ачимовской толщи насчитывает несколько десятков лет, объем выработки запасов этих отложений мал, а число лицензионных объектов, на которых ачимовские пласты введены в промышленную разработку, составляет единицы. Это связано со сложным геологическим строением пластов, вертикальной и латеральной неоднородностью, пониженными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС), низким и значениями коэффициента нефтенасыщенности.

В представленной работе сделано обобщение и анализ всей петрофизической информации, типизация разрезов по ГИС с возможностью применения индивидуальных петрофизических зависимостей для оценки характера насыщения коллекторов и коэффициента нефтегазонасыщенности. Для создания петрофизического обоснования интерпретации ГИС привлечены как исторические данные изучения керна, так и исследования, выполненные в рамках настоящей работы авторами статьи.

Типизация разрезов ачимовской толщи проводилась на основании детального литологического изучения керна с использованием специальных исследований, таких как растровая электронная микроскопия и компьютерная микротомография.

Выделение разных типов разреза, позволит в будущем скорректировать дальнейшую гидродинамическую модель для прогноза характера притока и значительно повысит достоверность оценки характера насыщенности и коэффициента нефтегазонасыщенности неоднородных отложений ачимовской толщи.

Ключевые слова: Западно-Сибирский бассейн; ачимовская толща; фациальный анализ; петрофизическая модель; геофизические исследования скважин

Для цитирования: *Егорова А.Д., Исакова Т.Г., Бата Л.К., Гоев А.Ю., Хотылев О.В., Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Дьяконова Т.Ф., Козаков С.В., Кожевникова Н.В., Москаленко Н.Ю., Белов Н.В., Мозговой А.С., Калмыков Г.А.* Оценка характера насыщенности коллекторов ачимовских отложений по каротажу в условиях низкой проницаемости и фациальной неоднородности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 128–138.

EVALUATION OF THE NATURE OF SATURATION OF THE RESERVOIRS OF THE ACHIMOV FORMATION BY WELL-LOGGING IN CONDITIONS OF LOW PERMEABILITY AND FACIES HETEROGENEITY

Alena D. Egorova[1]✉, Tatiana G. Isakova[2], Leyla Kifakh Bata[3], Alexey Yu. Goev[4], Oleg V. Khotylev[5], Valeriya V. Churkina[6], Juliya A. Kotochkova[7], Tatiana F. Dyakonova[8], Sergey V. Kozakov[9], Natalia V. Kozhevnikova[10], Natalia Yu. Moskalenko[11], Nicolay V. Belov[12], Alexey S. Mozgovoy[13], Georgy A. Kalmykov[14]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.nosikova@oilmsu.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; t.isakova@oilmsu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; leilabata@gmail.com
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alex.goev@gmail.com
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; hot63@mail.ru
[6] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; valeriia_churkina@rambler.ru
[7] Lomonosov Moscow State University, Russia; kotjulik@gmail.com
[8] Lomonosov Moscow State University, Russia; dyakonovatf@yandex.ru
[9] Branch of «LUKOIL-Engineering» «PermNIPIneft» in Perm, Perm, Russia; Sergey.Kozakov@lukoil.com
[10] Branch of «LUKOIL-Engineering» «PermNIPIneft» in Perm, Perm, Russia; Natalya.Kozhevnikova@lukoil.com
[11] Branch of «LUKOIL-Engineering» «KogalymNIPIneft» in Tyumen, Tyumen, Russia; Natalya.Yu.Moskalenko@lukoil.com
[12] LLC «Lukoil-West Siberia», Kogalym, Russia; nikolay.Belov2@lukoil.com
[13] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.mozgovoy@oilmsu.ru
[14] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru

Abstract. Despite the fact that the history of studying the geology of the achimov formation spans several decades, the volume of depletion of the reserves of these deposits is small, and the number of fields where the achimov formations have been put into commercial development is few. This is due to the complex geological structure of the reservoirs, vertical and lateral heterogeneity, reduced porosity and permeability properties, and low values of the oil saturation factor.

In the presented work, a generalization and analysis of all petrophysical information was made, typification of sections according to well logging with the possibility of using individual petrophysical function to assess the nature of reservoir saturation and the hydrocarbon saturation index. To create a petrophysical substantiation of well logging interpretation, both historical and current core studies in the framework of this study by the authors of the article were involved.

The typification of the sections of the achimov formation was carried out on the basis of a detailed lithological study of the core using special studies such as scanning electron microscopy and computed microtomography.

Identification of different types of section will allow in the future to correct the further hydrodynamic model for predicting the nature of the inflow and will significantly increase the reliability of assessing the nature of saturation and the hydrocarbon saturation index of heterogeneous deposits of the achimov formation.

***Keywords*:** West Siberian basin; achimov formation; facies analysis; petrophysical model; well log data

For citation: Egorova A.D., Isakova T.G., Bata L.K., Goev A.Yu., Khotylev O.V., Churkina V.V., Kotochkova J.A., Dyakonova T.F., Kozakov S.V., Kozhevnikova N.V., Moskalenko N.Yu., Belov N.V., Mozgovoy A.S., Kalmykov G.A. Evaluation of the nature of saturation of the reservoirs of the achimov formation by well-logging in conditions of low permeability and facies heterogeneity. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 128–138. (In Russ.).

Введение. На примере трех месторождений Западной Сибири, объединенных в «Группу Кочевских месторождений», показана возможность сокращения высокой степени неопределенности оценки характера насыщенности по ГИС в условиях низкой проницаемости и высокой неоднородности пород при дифференциации ачимовских отложений по типам разрезов.

История изучения геологии ачимовской толщи насчитывает около 40 лет, большой вклад внесли А.Л. Наумов [Наумов, 1977], И.И. Нестеров [Нестеров, 1992], Б.А. Онищенко [Онищенко, 1994], Б.С. Данков [Данков, 1995, 1996], В.А. Фомичев [Фомичев и др., 1998] и др. Однако, объем выработки запасов нефти этих отложений не достигает даже 10%, а число лицензионных объектов, на которых ачимовские пласты введены в промышленную разработку, составляет единицы. Это связано со сложным геологическим строением пластов, вертикальной и латеральной неоднородностью, пониженными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС), сложностью оценки характера насыщенности коллекторов, низкими значениями коэффициента нефтенасыщенности [Жарков, 2016].

В берриасе-валанжине нижнего мела на территории Западной Сибири произошло оживление тектонических движений, особенно на территории Палеоалтая, Палеоенисейского кряжа на Сибирской платформе [Казаринов, 1958; Конторович и др., 1971, 1971а]. Это привело к резкому усилению процессов выветривания на континенте, и в конце берриаса — начале валанжина некомпенсированный режим

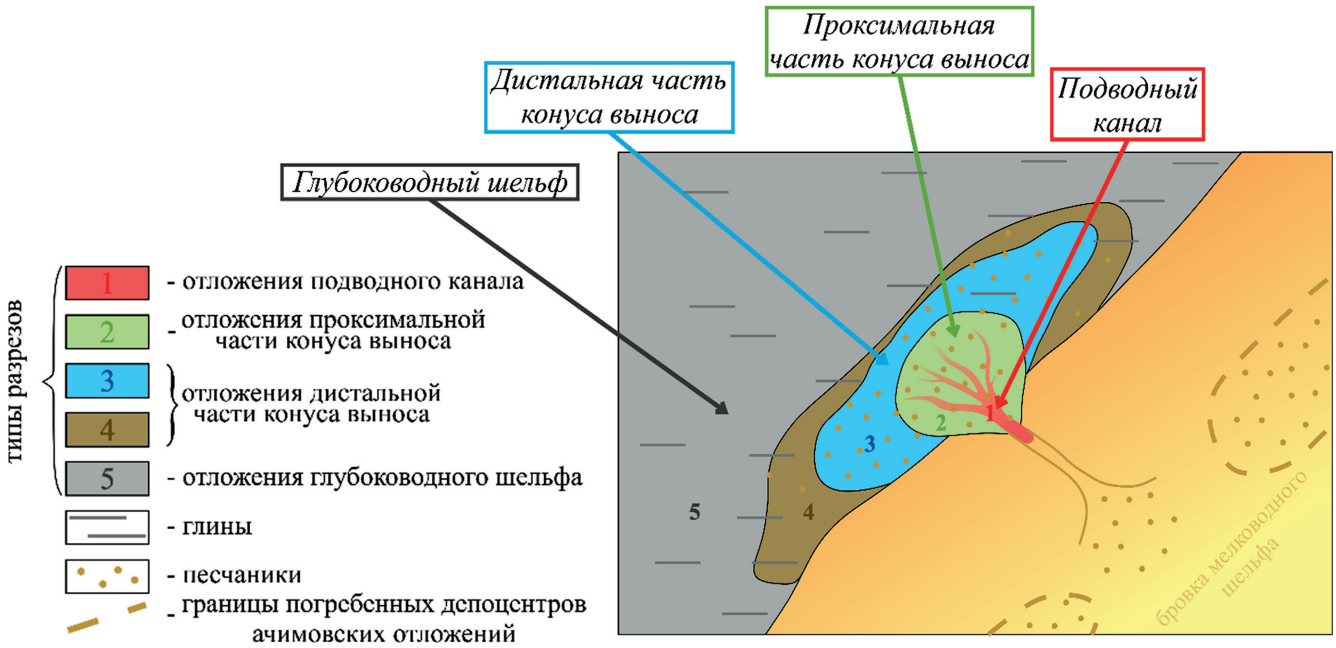


Рис. 1. Схема условий осадконакопления ачимовской толщи с выделением типов разрезов по группе Кочевских месторождений (по [Жарков, 2016], с изменениями)

осадконакопления сменился лавинной седиментацией. Наличие глубоководного морского бассейна и высоких темпов поступления терригенного материала привело к формированию в раннемеловое время на территории Западной Сибири клиноформенной толщи, которая отчетливо фиксируется на сейсмических профилях наклонными отражающими границами. Процесс накопления этих клиноформ завершился к нижнеаптскому времени нижнего мела.

Клиноформенная модель — одна из самых сложных моделей осадконакопления для детального площадного и вертикального изучения (и расчленения) с целью восстановления исходного состояния условий осадконакопления из-за непрерывного разновременного наложения осадков разных частей конусов выноса, перемещающихся по площади вслед за движением береговой и склоновой границ. Отложения ачимовской толщи относятся к данной модели осадкообразования. Один и тот же процесс четко направленной транспортировки материала по каналу стока с последующим растеканием и осаждением этого материала в подножии берегового склона способствовал формированию *разных типов разреза,* соответствующих различным частям конусов выноса по площади распространения.

Породы, слагающие разные типы разрезов, имеют очень близкий минералогический состав. Отличаются отложения только толщинами слоев и частотой их чередования в разрезе, по латерали плавно и постепенно переходят от песчаных осадков в канале стока к более глинистым в периферии.

Требуется отметить, что соотнесение типов разреза с его принадлежностью к определенной части конуса выноса — очень сложная задача, зачастую нерешаемая только с использованием керна и ГИС, так как в разрезах наблюдается наложение разновозрастных последовательностей, относящихся к разным частям конусов выноса. Только комплексирование данных ГИС и керновых исследований с результатами детальных сейсморазведочных работ высокого качества позволяет корректно решать проблему дифференциации ачимовской толщи по фациальным условиям.

Ачимовские отложения имеют субмеридиональное простирание, параллельно бровке шельфа морского бассейна. Осадочный материал шельфа перемещался вниз по склону гравитационными потоками до подножия склона. Отсутствие в керне грубообломочных пород свидетельствует о значительной удаленности источника сноса. Чередование песчаного и глинистого материала в разрезе каждого типа говорит о колебаниях уровня моря.

Коллекторы глубоководных отложений связаны главным образом с подводными конусами выноса и их каналами (рис. 1). Наилучшие ФЕС связаны с подводящими каналами и проксимальными частями конусов выноса [Брехунцов и др., 2003; Шестакова и др., 2020].

Отложения подводных каналов и русел образуются в результате гравитационного сноса материала по склону и представлены крупным песчаным материалом. Отложения конусов выноса сложены частым переслаиванием глин и песчаников. Проксимальная часть представлена глинисто-песчаными породами с редкими и тонкими прослоями глин. Дистальная часть характеризуется более глинистым составом.

В процессе формирования осадочных толщ происходили эвстатические колебания уровня моря. При понижении уровня моря в процессе цикла осадконакопления происходило смещение новых

седиментационных линз относительно ранее отложенных. В результате линзы располагаются кулисообразно и выравнивают рельеф за счет смещения в центральные части бассейна турбидитных течений [Атлас…, 2007].

Принципиальные модели строения ачимовских отложений (фациальный состав) описаны в работах ведущих исследователей Западной Сибири [Алексеев, 2014; Нежданов и др., 2000]. Используя принципиальную модель, авторы уточнили ее для группы Кочевских месторождений на основании результатов литолого-седиментологических исследований.

В интервале ачимовских пластов от $Ач_2$ до $Ач_9$ по данным керна и геолого-геофизической характеристики определены *пять типов разрезов*, которые характеризуют литологические неоднородности ачимовской толщи и позволяют давать прогноз свойств коллекторов (табл. 1).

Таблица 1

Типы разрезов ачимовской толщи группы Кочевских месторождений

Фации	Породы	Тип разреза
Подводный канал	Песчаники, редко алевролиты, участками глинистые, карбонатные	1
Проксимальная часть конуса выноса	Песчаники, алевролиты, слабая карбонатность	2
Дистальная часть конуса выноса	Переслаивание глин и алевролитов, редко с песчаниками	3
	Преобладание глин, чередование с алевролитами, микропереслаивание разностей	4
Глубоководный шельф	Глины с тонкими и редкими прослоями алевролитов	5

К первому типу разреза относится ассоциация фаций шельфового склона, включающая породы подводного канала. Отложения характеризуются высокой песчанистостью (рис. 2, тип 1).

В шлифах отложения подводного канала представлены песчаниками, полимиктовыми, аркозовыми, с массивной текстурой, угловато-окатанными зернами (рис. 2, тип 1). Пористость варьируется от 1% (в песчаниках с вторичным карбонатным цементом) до 15% (в песчаниках с вторичным каолинитовым цементом). Песчаники первого типа разреза по результатам компьютерной томографии отличаются наличием многочисленных сообщающихся межзерновых пор и каналов (рис. 2, тип 1). Доля пустот варьирует в пределах 4–11%, Радиус пор/каналов меняется от 7 до 90 мкм, преобладающий радиус — 50–70 мкм.

Ко **второму типу разреза** относятся породы проксимальной части конуса выноса и характеризуются мелкозернистостью песчаников, высоким содержанием алевритовой примеси, слабой карбонатностью. Характерны четкие границы между литологическими разностями. Текстуры массивные, полого-наклонные, имеют тонкую слойчатость, тонкое линзовидно-полосчатое чередование (рис. 2, тип 2). Присутствуют редкие интракласты глинистых пород и в незначительном количестве углефицированный растительный детрит (УРД).

Отмечаются отдельные прослои песчаников, которые по результатам компьютерной томографии характеризуются повышенным содержанием глин (гидрослюд), что снижает пористость породы до 3–5%. Радиус пор/каналов меняется от 7 до 95 мкм, преобладающий радиус — 15–25 мкм.

Третий и четвертый типы разреза выделяются в дистальной части конуса выноса и сложены алевролитами, в разной степени глинистыми, с прослоями тонко-мелкозернистых песчаников; аргиллитами алевритистыми и переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с преобладанием глинистой составляющей. Наличие ритмичного чередования аргиллита (темноокрашенные слойки) и крупнозернистого алевролита (светлоокрашенные слойки) толщиной от 1 до 10 мм с слоистыми текстурами внутри алевролита свидетельствует о дистальных низкоплотностных потоках (рис. 2, типы 3 и 4). В краевых частях конусов выноса увеличивается глинистая составляющая, отложения становятся более тонкозернистыми и улучшается сортировка материала, проявляется тонкая слоистость пород. Граница между типами весьма условная, постепенная, породы отличаются разным соотношением алевро-песчаных прослоев к глинистым.

По результатам компьютерной томографии отложения характеризуются повышенным содержанием глин (гидрослюд) и алевритового материала. Поры в таких образцах чаще всего изолированные, каналы практически отсутствуют. Пористость не более 0,6%, радиус пор меняется от 7 до 35 мкм, преобладающий размер — 10–17 мкм.

Пятый тип разреза сформирован глинами и алевролитами фонового осаждения и сложен преимущественно темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами, в разной степени алевритистыми, с единичными тонкими прослоями песчаников тонкозернистых, с горизонтально-слоистой текстурой (рис. 2, тип 5).

С учетом дифференциации образцов керна по типам разреза был проведен анализ петрофизических параметров, их граничных значений, петрофизических зависимостей. Изучение кернового материала показывает отсутствие существенных различий в петрофизических зависимостях рассмотренных типов разрезов ачимовских отложений, но при этом отмечается ухудшение ФЕС при удалении от источника сноса с усилением наложения вторичных процессов.

Близость ФЕС снижает достоверность и дифференциацию характера насыщенности по данным геофизических исследований скважин (ГИС). Этап оценки характера насыщенности коллекторов —

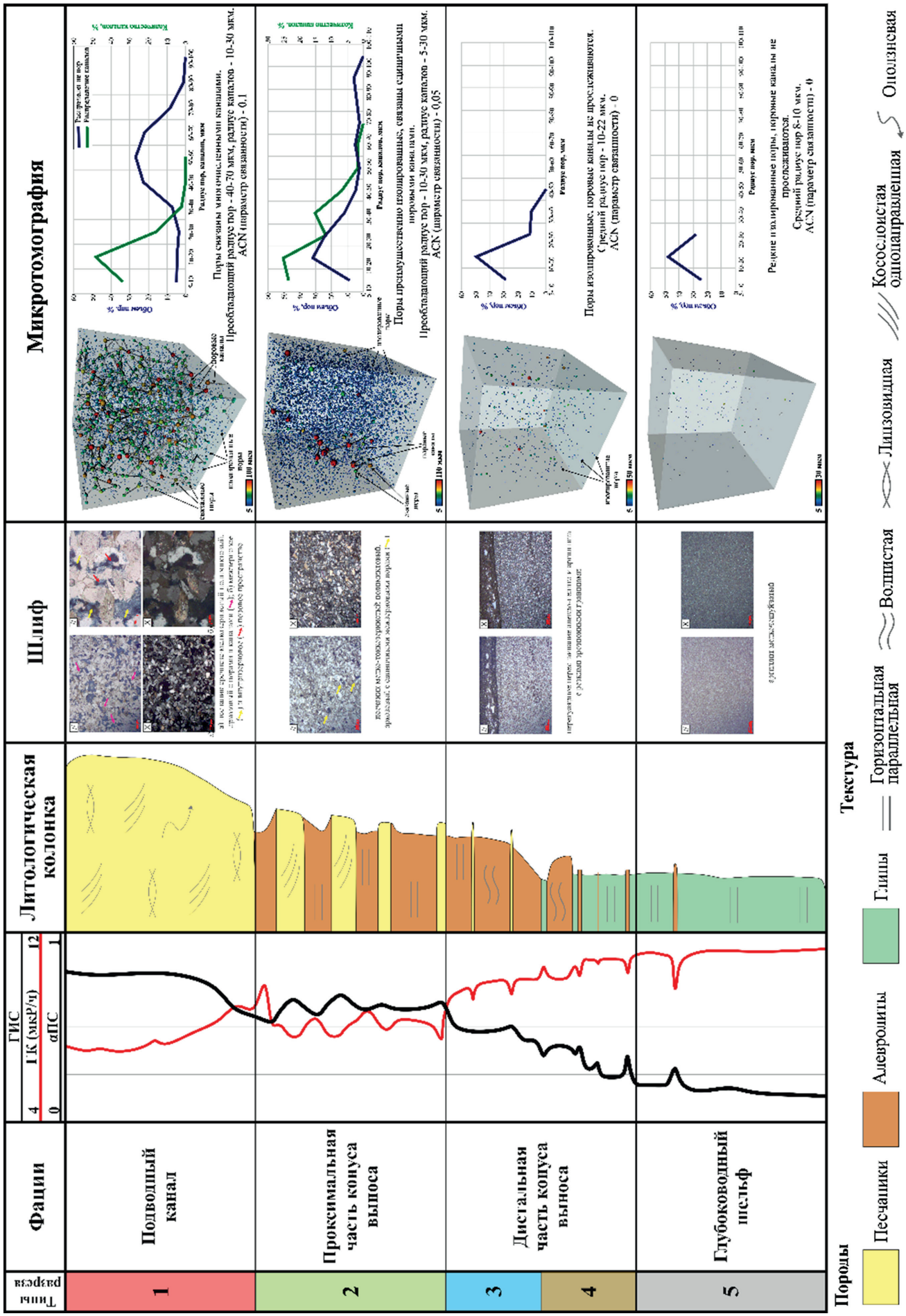


Рис. 2. Характеристика типов разреза

является большой проблемой при интерпретации ГИС и определении уровней водонефтяного контакта (ВНК), особенно при слабой обоснованности принципиальной геологической модели.

Для решения задач оценки характера насыщенности и определения коэффициента нефтенасыщенности коллекторов по геофизическим исследованиям скважин была сделана ***дифференциация ачимовских отложений по типам разрезов*** и установлены характерные признаки и критерии.

Типы разрезов по ГИС были дифференцированы по принципу «геометризации»: по разным соотношениям толщин песчаников и алевролитов между прослоями глин глубоководного шельфа. Для выделения типов разреза по близким характеристикам показаний методов стандартного комплекса ГИС был установлен следующий набор критериев (рис. 3):

– песчанистость (Нэф/Нобщ) — отношение суммарной толщины коллекторов в ачимовской толще (Нэф) к ее общей мощности (Нобщ);

- средняя толщина коллектора (Нэф.ср) — средняя мощность коллектора в ачимовской толще;

- относительная амплитуда метода собственных потенциалов (СП) — αсп;

- комплексный параметр — разница значений αсп — ΔIγ (ΔIγ — двойной разностный параметр гамма-каротажа (ГК).

Отложения относятся к определенному типу разреза при соответствии двух и более критериев граничным значениям, приведенным на рис. 3. Использование комплекса критериев по ГИС позволяет достаточно уверенно выделять типы разрезов — части конуса выноса в скважинах без исследований керна.

На рис. 4 представлена фациальная схема формирования верхней части пласта $Ач_6$ исследуемой территории. Типы разреза были выделены в скважинах с керном и без керна по описанным выше критериям. Для последующего фациального 3Д моделирования необходимо привлекать данные наземных методов сейсморазведки к уже описанным алгоритмам выделения типов разреза в скважинах.

Для выделенных пачек ***характер насыщенности оценивался дифференцированн***о путем сопоставления удельного электрического сопротивления УЭС с коэффициентом пористости (Кп) по прослоям с качественными испытаниями и получением притоков нефти, воды и нефти с водой (рис. 5). На графики были нанесены теоретические уравнения УЭС, рассчитанные через значения Кв по результатам экспериментов определения относительных фазовых проницаемостей (ОФП) на керне ачимовских отложений (табл. 2) — УЭС*, УЭСкр, УЭС**:

– УЭС* — сопротивление, выше которого характер насыщенности «нефть»,

– УЭС** — сопротивление, ниже которого характер насыщенности «вода»;

– УЭСкр — критическое сопротивление для отделения нефти от воды.

Таблица 2

Уравнения УЭС-Кп для оценки характера насыщенности по типам разреза

Параметр	Тип 1, 2	Тип 3	Тип 4
УЭСнп, Ом·м	$0{,}3842Кп^{1{,}3424}$	$0{,}3842Кп^{1{,}3424}$	$0{,}3842Кп^{1{,}3424}$
УЭС*, Ом·м	$7{,}2187Кп^{0{,}0795}$	$11{,}464Кп^{-0{,}122}$	$23{,}721Кп^{-0{,}439}$
Диапазон УЭС*, Ом·м	8,8–9,2	7,9–8,2	4,4–7,3
УЭСкр, Ом·м	$174{,}05Кп^{-1{,}157}$	$202{,}34Кп^{-1{,}237}$	$256{,}41Кп^{-1{,}364}$
Диапазон УЭСкр, Ом·м	5,4–8,6	5–8,1	4,3–7,4
УЭС**, Ом·м	$861{,}94Кп^{-1{,}777}$	$856{,}66Кп^{-1{,}797}$	$848{,}42Кп^{-1{,}827}$
УЭСвп, Ом·м	$809{,}55Кп^{-1{,}977}$	$809{,}55Кп^{-1{,}977}$	$809{,}55Кп^{-1{,}977}$

Диапазоны УЭСкр по типам разрезов частично перекрываются в связи с близостью ФЕС: для 1 и 2 типов УЭСкр=5,4–8,6 Ом·м, для 3-го типа УЭСкр=5,0–8,1 Ом·м, для 4 типа УЭСкр=4,3–7,4 Ом·м. Однако величины УЭС* (получение безводного притока нефти) существенно различаются (табл. 2): для 1 и 2 типов УЭС*=8,8–9,2 Ом·м, для 3 типа УЭС*=7,9–8,2 Ом·м, для 4 типа УЭС*=4,4–7,3 Ом·м. Это позволяет однозначно выделять нефтенасыщенные коллекторы и сузить диапазон неопределенности «нефть+вода» для разных типов разреза ачимовской толщи.

По сравнению с использованным ранее подходом при подсчете запасов (ПЗ), дифференциация палеток УЭС-Кп по типам разреза позволила сократить неоднозначность заключений по ГИС «нефть+вода» с 28,3% до 8,3% от суммарной эффективной толщины, за счет перевода части коллекторов в однозначную категорию «нефть» или «вода», что является большим преимуществом разработанной методики при интерпретации ачимовской толщи (табл. 3).

Для расчета коэффициента начальной нефтенасыщенности по электрической модели были получены зависимости с дифференциацией образцов керна по типам разрезов: связь параметра пористости с коэффициентом пористости (Рп = f(Кп)) в пластовых условиях и связь параметра насыщенности с коэффициентом водонасыщенности (Рн = f(Кв)).

Для водонасыщенных коллекторов все замеры Рп и Кп на керне описываются единой зависимостью (рис. 6, *а*): $Рп=Кп^{-1{,}977}$.

Зависимости Рн=f(Кв) (рис. 6, *б*) получились различными и имеют вид:

для 1+2 типа разреза — $Рн=Кв^{-1.684}$;

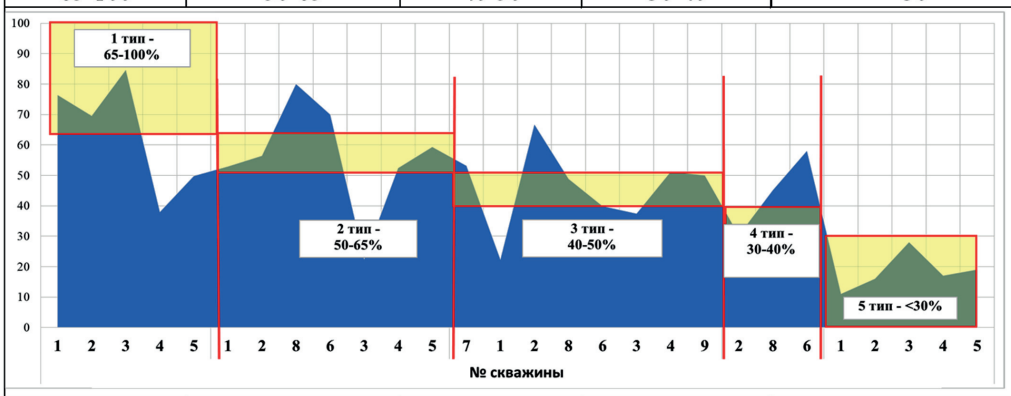
для 3-го типа разреза — $Рн=Кв^{-1.528}$;

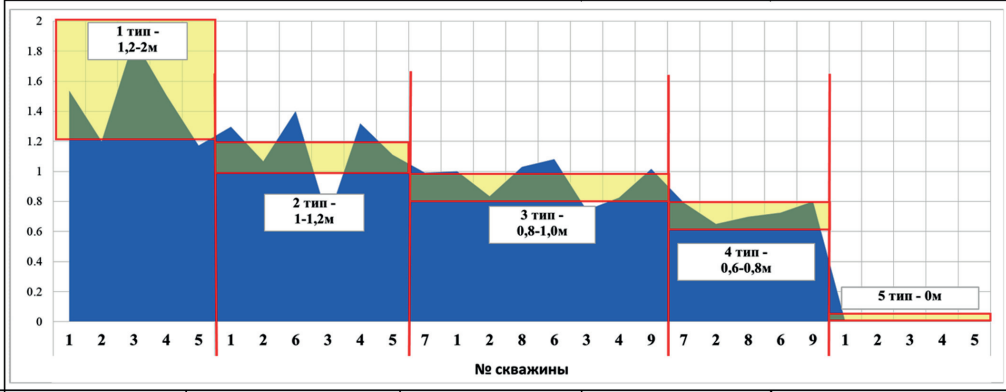
для 4-го типа разреза — $Рн=Кв^{-1.267}$.

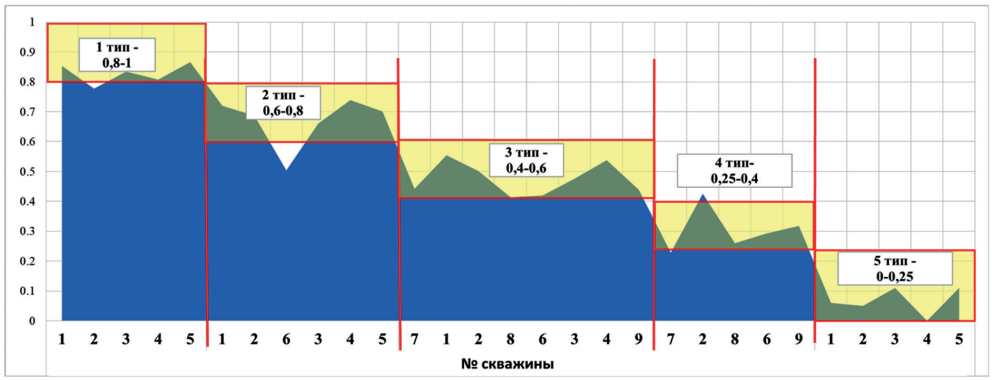
Фактические величины Кн по электрической модели ГИС с дифференциацией по типам разреза согласуются с теоретическими палетками, построенными по керну с учетом граничных значений Кв по ОФП (рис. 7, *а-г*).

Ранее при ПЗ использовалась единая связь Рн=1,044Кв–1,753 (рис. 6, *б*). В данной работе урав-

Параметр	Подводный канал	Проксимальная часть конуса выноса	Дистальная часть конуса выноса		Глубоководный шельф
	Тип 1	Тип 2	Тип 3	Тип 4	Тип 5
Песчанистость, %	65-100	50-65	40-50	30-40	<30
Нэф_ср, м	1,2-2	1,0-1,2	0,8-1,0	0,6-0,8	0
αсп	0,8-1,0	0,6-0,8	0,4-0,6	0,25-0,4	0-0,25
αсп-ΔJγ	0,6-0,8	0,4-0,6	0,2-0,4	0,0-0,2	(-1)-(-0,78)







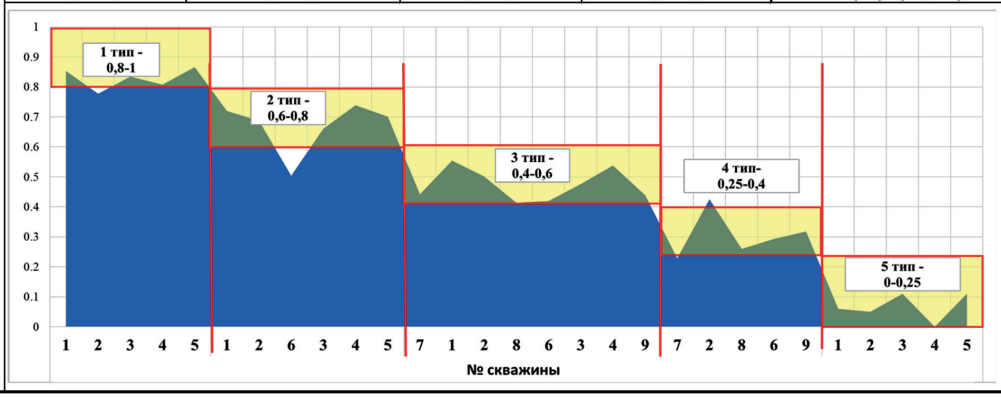


Рис. 3. Диапазоны граничных значений параметров по ГИС для разделения ачимовской толщи на типы разрезов по группе Кочевских месторождений

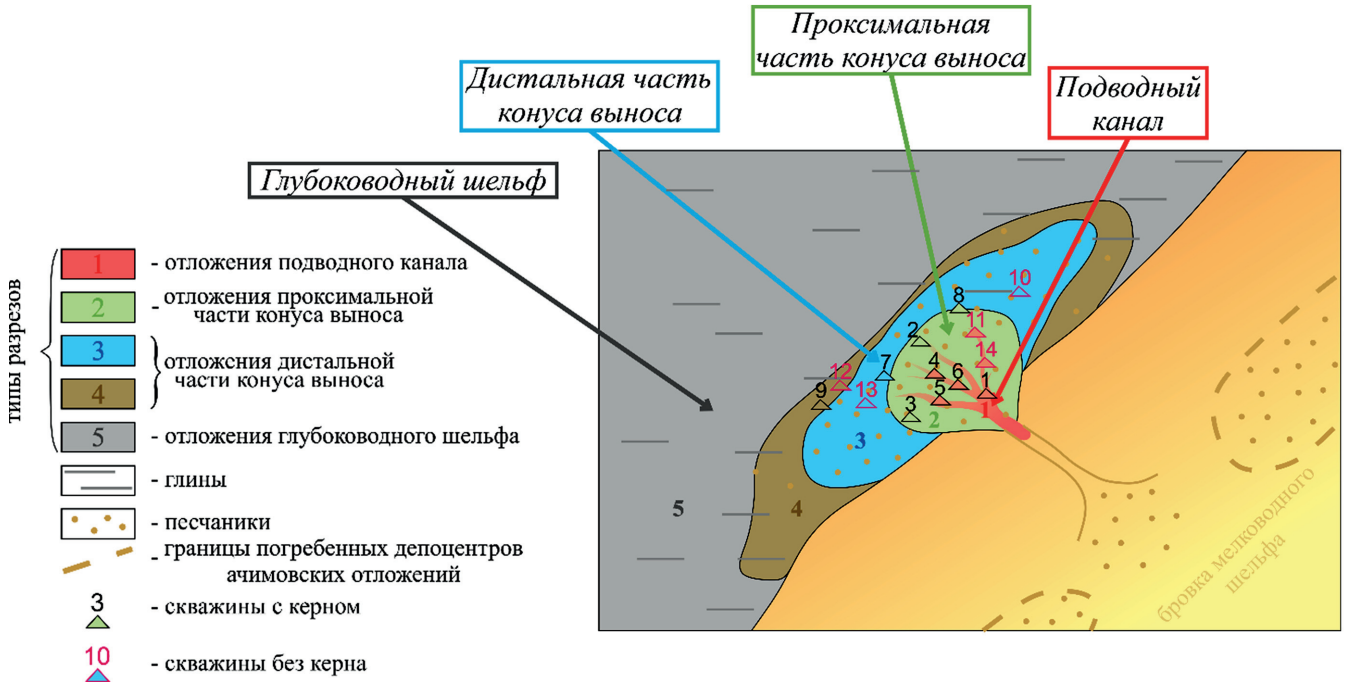


Рис. 4. Схема условий осадконакопления ачимовской толщи с выделением типов разрезов по группе Кочевских месторождений с привязанными скважинами (по [Жарков, 2016], с изменениями)

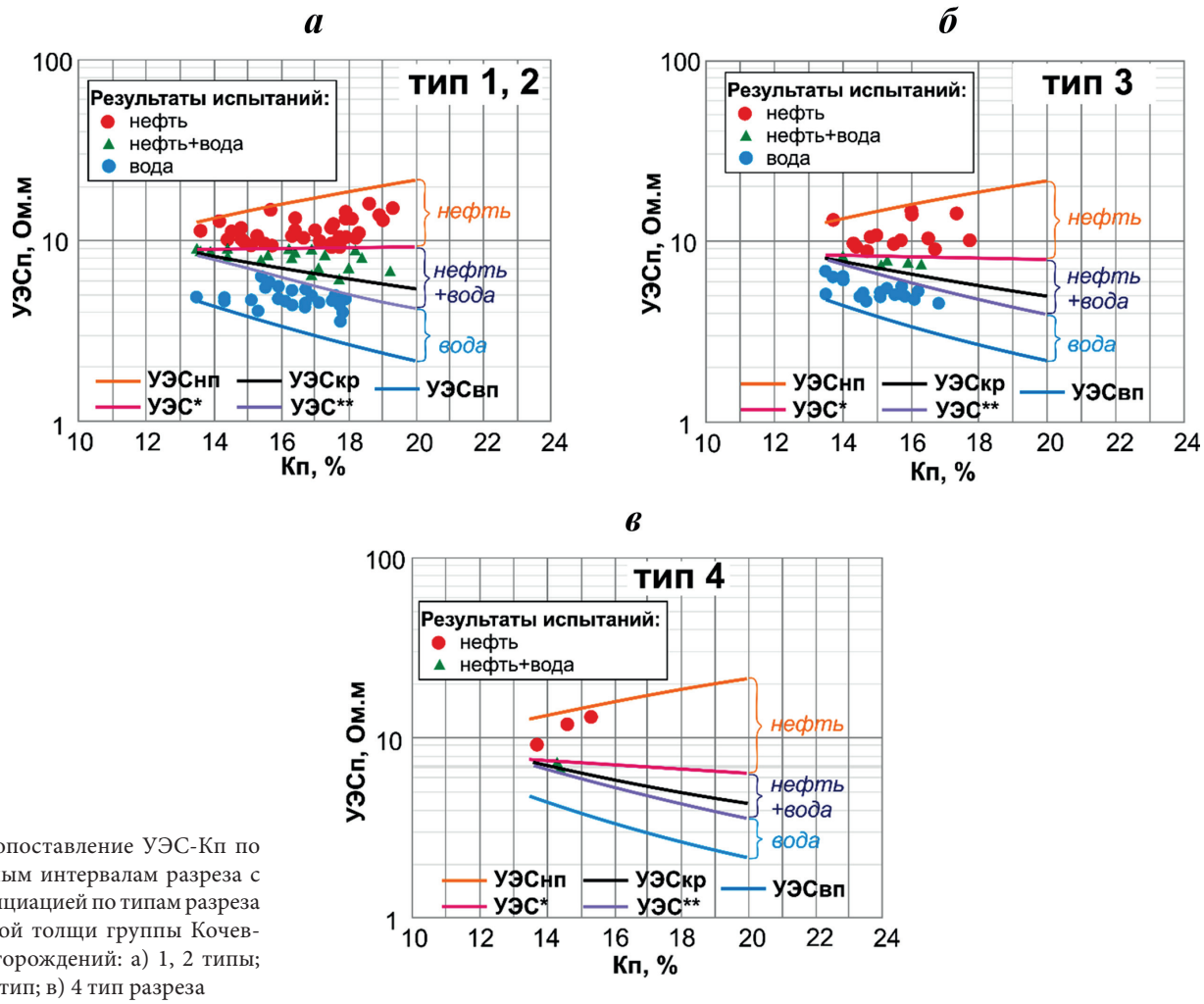


Рис. 5. Сопоставление УЭС-Кп по испытанным интервалам разреза с дифференциацией по типам разреза ачимовской толщи группы Кочевских месторождений: а) 1, 2 типы; б) 3 тип; в) 4 тип разреза

нения Рн-Кв с дифференциацией по типам разреза с показателями степени от 1,267 до 1,684 приводят к закономерному снижению Кн с ухудшением ФЕС пород от 1-го до 4 типа разреза — от отложений каналов к проксимальной и дистальной частям конусов выноса (рис. 8). Дифференциация зависимости Рн=f(Кв) по типам разреза позволяет повысить достоверность определения коэффициента нефтенасыщенности (Кн) ачимовских отложений в условиях сложной фациальной неоднородности.

Таблица 3

Суммарные значения эффективных толщин с различным характером насыщенности по ГИС (результаты испытаний тестовых скважин группы Кочевских месторождений по сравнению с подсчетом запасов)

Дата работы	Толщины, м				
	нефть	нефть+вода	вода	неясно	сумма
ПЗ	446,3	153,6	585	408	1592,9
Авторская модель	444,9	258,6	844	121	1668,5
Доля ПЗ,%	28,0	9,6	36,7	25,6	99,9
Доля авторской модели,%	26,7	15,5	50,6	7,3	100,1

Заключение. Таким образом, ачимовская толща — сложный клиноформный осадочный комплекс для геологического и петрофизического анализа. В условиях единой модели осадконакопления — разновременные конусы выноса, наложенные друг на друга — стандартным способом (литотипизация, деление на пласты и пр.) из-за близких литотипов и отсутствия существенных различий ФЕС не удается дифференцировать породы и снизить неоднозначность оценок характера насыщенности коллекторов в разрезе скважин и повысить достоверность определения параметров по ГИС. Но геофизические образы геологических разрезов скважин в зонах развития конусов выноса различаются по своим характеристикам — степени песчанистости, расчлененности и толщинам песчано-глинистых прослоев.

На основе комплексного анализа керна и ГИС в работе выполнена дифференциация ачимовских отложений на пять типов разреза в соответствии с частями конусов выноса, для выделения которых в скважинах без отбора керна разработаны количественные критерии по соотношению толщин алевропесчаных и глинистых пород и показаний методов СП и ГК.

В результате апробации методики:

– показана возможность деления разрезов скважин на типы в условиях единой модели осадконакопления с использованием «геометрического» фактора и показаний методов ГИС;

– снижена неопределенность при оценках характера насыщенности коллекторов по данным ГИС с 28,3 до 8,3% от суммарной эффективной толщины, что подтверждено результатами испытаний и сопоставимо с более «простыми» типами отложений;

– повышена достоверность определения коэффициента нефтенасыщенности Кн коллекторов по электрической модели в результате дифференцированных оценок Кн по типам разрезов.

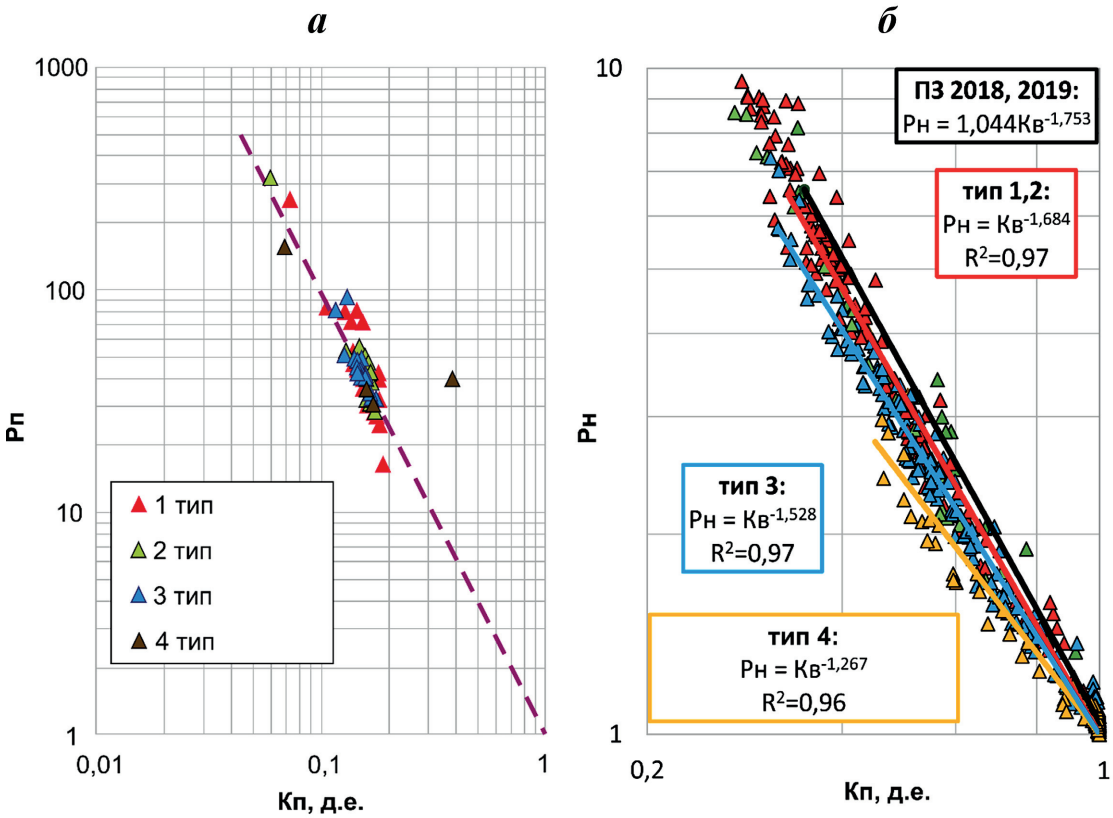


Рис. 6. Зависимость Рп=f(Кп) в пластовых условиях (а) и зависимости Рн-Кв (б) по исследованиям керна ачимовских отложений группы Кочевских месторождений с дифференциацией по типам разреза

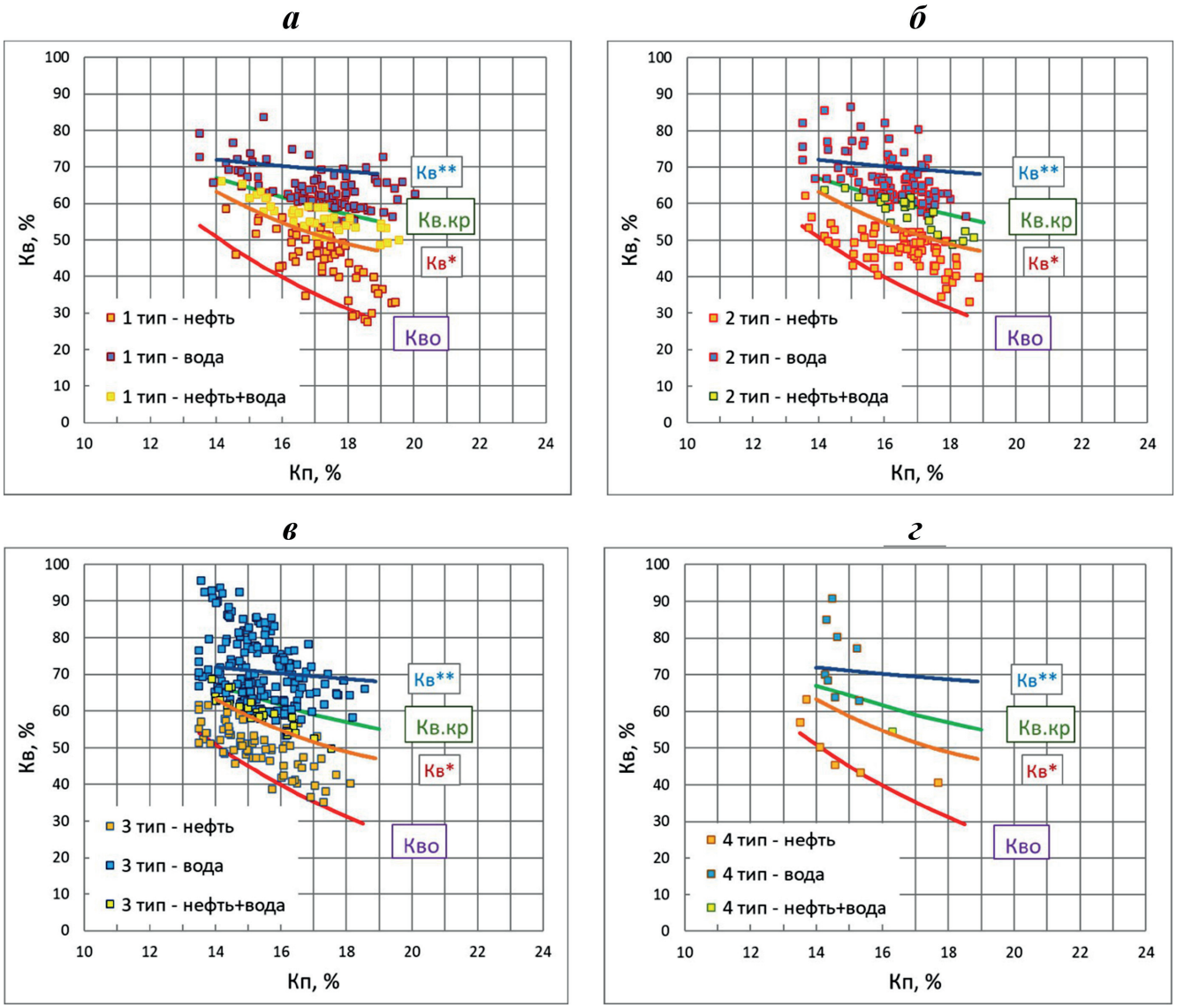


Рис. 7. Результаты определения Кв (Кн) по электрической по скважинам группы Кочевских месторождений с дифференциацией по типам разреза: а) 1 тип; б) 2 тип; в) 3 тип; г) 4 тип

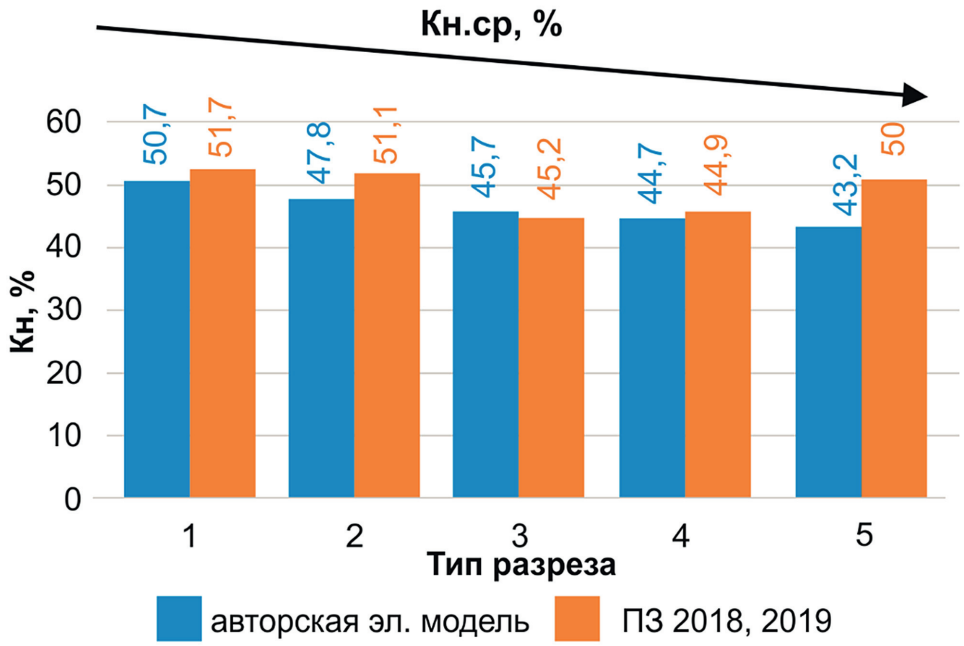


Рис. 8. Изменение Кн по электрической модели ГИС по типам разреза ачимовских отложений группы Кочевских месторождений

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.П. Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 284 с.

Атлас «Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа — Югры» / Под ред. А.В. Шпильмана, Г.П. Мясниковой, Г.И. Плавника. Ханты-Мансийск: ГП «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», 2007. 191 с.

Брехунцов А.М., Танинская Н.В., Шиманский В.В., Хафизов С.Ф. Литолого-фациальные критерии прогноза коллекторов ачимовских отложений Восточно-Уренгойской зоны // Геология нефти и газа. 2003. № 3. С. 2–10.

Данков Б.С. К проблемам поиска ловушек нетрадиционного типа // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1996. № 10. С. 2–10.

Данков Б.С. Некоторые проблемы поисков ловушек нетрадиционного типа // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1995. № 11–12. С. 2–15.

Жарков А.М. Особенности геологического строения и прогноз распространения залежей углеводородов в ачимовской толще Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 4. С. 1–12. URL: https://doi.org/10.17353/2070-5379/51_2016

Казаринов В.П. Формации мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности в связи с поисками нефти и газа // Советская геология. 1958. № 12. С. 57–68.

Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 251 с.

Конторович А.Э., Полякова И.Д., Трушков П.А. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири / Под ред. А.Э. Конторовича. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971а. 86 с.

Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 38–47.

Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 247 с.

Нестеров И.И. Нефтяная геология в XXI веке // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1992. № 3. С. 7–13.

Онищенко Б.А. Об условиях седиментации пограничных отложений юры и мела в Среднем Приобье // Геология нефти и газа. 1994. № 7. С. 29–31.

Рединг Х. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 351 с.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Фомичев В.А., Боева И.В., Зайчиков Г.М. Условия формирования берриас-ранневаланжинских отложений на севере Западной Сибири // Проблемы освоения месторождений Уренгойского комплекса. М.: Недра, 1998. С. 173–187.

Шестакова Н.И., Ершов С.В., Карташова А.К. Прогноз распространения коллекторов ачимовской толщи в арктических районах Западно-Сибирского осадочного бассейна на основе сейсмофациального и динамического анализов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15, № 1. С. 1–31.

Статья поступила в редакцию 13.03.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УДК 504.06/504.4/550.4
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-139-151

СОСТАВ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ РОДНИКОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОРОДСКОГО ОКРУГА БАЛАШИХА (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Ольга Александровна Липатникова[1]✉, Татьяна Николаевна Лубкова[2], Дарья Андреевна Яблонская[3], Ольга Романовна Филатова[4], Людмила Александровна Дмитриева[5]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lipatnikova_oa@mail.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya_lubkova@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; daria.yablonskaya@gmail.com
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; orlova8313@yandex.ru
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lipa1902@yandex.ru

Аннотация. Приведены данные о содержании главных ионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, NH_4^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}, NO_3^{-}) и растворенных микроэлементов (Sr, Ba, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Al, Ti, Rb, U, V, Cr, As, Se, Mo, Ag) в водах 12 родников городского округа Балашиха (Московская область). По данным опробования родников охарактеризован состав подземных вод различных водоносных горизонтов Учинско-Балашихинского гидрогеологического блока, приуроченного к западной части Мещерского гидрогеологического района Московского артезианского бассейна. Установлено, что воды слабокислые–околонейтральные (pH 5,3–6,9), с минерализацией 130–670 мг/л; характеризуются широкими вариациями макрокомпонентного состава и преимущественно повышенным содержанием нитрат-иона и иона аммония. Показано, что среднее содержание микроэлементов в целом находится на уровне значений, характерных для подземных вод зоны выщелачивания умеренного климата, и не превышают ПДК (за исключением Fe и Mn в воде отдельных родников). На основании термодинамического расчета, проведенного для ряда микроэлементов с использованием программы Visual–MINTEQ, установлено, что преобладающие растворенные формы нахождения Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co в водах обследованных родников — свободные ионы, а для Cu и Pb — карбонатные комплексы и комплексы с органическими кислотами.

Ключевые слова: воды родников; городской округ Балашиха; Учинско-Балашихинский гидрогеологический блок; макрокомпонентный состав; растворенные микроэлементы; термодинамический расчет

Для цитирования: *Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Дмитриева Л.А.* Состав и формы нахождения элементов в воде родников южной части городского округа Балашиха (Московская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 139–151.

COMPOSITION AND ELEMENT'S SPECIATION IN THE SPRING'S WATERS OF THE SOUTHERN PART OF BALASHIKH URBAN DISTRICT (MOSCOW REGION)

Olga A. Lipatnikova[1]✉, Tatyana N. Lubkova[2], Darya A. Yablonskaya[3], Olga R. Filatova[4], Lyudmila A. Dmitrieva[5]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lipatnikova_oa@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanya_lubkova@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; daria.yablonskaya@gmail.com
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; orlova8313@yandex.ru
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lipa1902@yandex.ru

Abstract. This study was carried out to evaluate the content of major ions (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, NH_4^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-}, NO_3^{-}) and trace elements (Sr, Ba, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Al, Ti, Rb, U, V, Cr, As, Se, Mo, Ag) in the waters of 12 springs in the of Balashikha urban district of the Moscow region. The district is located within the Uchinsko-Balashikha hydrogeological block, confined to the western part of the Meshchersky hydrogeological region of the Moscow artesian basin. The macro- and micro-component composition of groundwater of various aquifers was characterized according to the sampling data of springs. It has been established that the waters are slightly acidic — near neutral (pH 5,3–6,9), with a mineralization of 130–670 mg/l. Water has highly variations in macrocomponent composition and predominantly high content of nitrate ion and ammonium ion. It is shown that the mean contents of trace elements in the waters of springs are at the level of concentrations characteristic of groundwater in the leaching zone of a temperate climate. Based on the thermodynamic calculation using the Visual-MINTEQ, it was found that the predominant dissolved forms of Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co in the waters of the surveyed springs are free ions, and Cu and Pb are carbonate and organic complexes.

Keywords: spring's waters; Balashikha urban district; major ions; dissolved trace elements; thermodynamic calculation

For citation: Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Yablonskaya D.A. Filatova O.R., Dmitrieva L.A. Composition and element's speciation in the spring's waters of the southern part of Balashikh urban district (Moscow region). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 139–151. (In Russ.).

Введение. Родники представляют собой уникальные природные образования и играют важную роль как в питании рек, так и в качестве источников питьевой воды для населения. В пределах городских агломераций актуальную проблему представляет загрязнение подземных вод, питающих родники.

На территории Московской агломерации находится около 1000 родников, включая некаптированные источники и участки рассеянной разгрузки подземных вод [Балабанов, Смирнов, 2006; https://riamo.ru/; Швец и др., 2002]. Родники — неотъемлемая часть городских ландшафтов, и площади их водосборов могут испытывать значительное антропогенное воздействие. Анализ эколого-гидрогеологических условий формирования родникового стока и качества вод — актуальная задача в области исследований окружающей среды. Однако родники, кроме единичных случаев, не входят в Государственный водный реестр и систему государственного мониторинга поверхностных вод. В связи с этим особое значение имеют тематические работы, проводимые как в составе комплексных инженерно-геологических, гидрогеологических и геохимических исследований, так и целенаправленно ориентированные на инвентаризацию родников и изучение условий формирования и качества вод источников [Балабанов, Смирнов, 2006; Васильева, 2009; Зеегофер и др., 1991; Лиманцева, 2004; Савенко и др., 2020; Швец и др., 2002].

Целью нашей работы было определение макро- и микрокомпонентного состава и форм нахождения отдельных микроэлементов в водах родников городского округа Балашиха.

Городской округ расположен на р. Пехорка, на западе граничит с Москвой, с юга, востока и севера последовательно с Люберецким, Раменским, Ногинским, Щелковским, Пушкинским и Мытищинским районами Московской области. Как и все города Московской области, примыкающие к МКАД, помимо собственных достаточно мощных источников влияния на окружающую среду, Балашиха постоянно испытывает негативное воздействие от Москвы. Именно здесь оседает большая часть выбросов в атмосферу от столичных предприятий, здесь размещаются полигоны по захоронению бытовых и коммунальных отходов, сюда стекают сточные воды из московской канализации. Комплекс водных проблем в округе, в том числе обеспечение качества поверхностных и подземных вод, занимает ведущее место.

Значительную часть городской территории занимают лесопарковые зоны: Кучинский, Салтыковский, Павлинский, Ольгинский и другие лесопарки. В пределах городской застройки расположены две известные в Подмосковье усадьбы (Горенки и Пехра-Яковлевское) и памятники природы областного значения «Парк в деревне Полтево» и «Парк в селе Новый Милет». Высокая концентрация населения, транспортных узлов и магистралей, промышленных и других организаций приводит к необходимости постоянно решать задачи по сохранению окружающей среды и природных водных объектов. Для этих целей предусмотрено развитие системы особо охраняемых природных территорий в городском округе Балашиха. Процесс организации ООПТ включает проведение комплексного экологического обследования, подготовку необходимых материалов для организации, проведение необходимых согласований, обязательное прохождение государственной экологической экспертизы [Бударина и др., 2015]. Одна из достопримечательностей района — горнолыжный курорт «Лисья гора», представляющий собой антропогенный ландшафт, образованный путем засыпки отходами литейного производства и строительным мусором левого склона р. Пехорки. Подобный объект может отрицательно воздействовать на педосферу и гидросферу прилегающих территорий [Заикина и др., 2012]. На территории района расположены два крупных полигона ТКО: Пуршево и Кучино, которые в настоящий момент рекультивированы [http://www.balashiha.ru/; Фисун, 2018], и недействующий Русавкинский карьер на правом берегу р. Вьюнка, вблизи южной окраины д. Новый Милет, вскрывающий известняки и доломиты верхнекаменноугольных касимовского и гжельского ярусов.

Городской округ расположен в северо-восточной части Мещерской низменности и представляет собой равнину с уклоном к востоку. Согласно гидрогеологическому районированию территория находится в пределах Учинско-Балашихинского гидрогеологического блока, приуроченного к западной части Мещерского гидрогеологического района Московского артезианского бассейна.

В четвертичных отложениях распространены следующие водоносные горизонты: современный аллювиальный горизонт (a IV); водоносный калининский аллювиальный горизонт (a III kl); локально слабоводоносный микулинско-калининский озерно-болотный горизонт (l,b III mk-kl); водоносный московский водно-ледниковый горизонт (f,lg II ms); водоносный донской-московский водно-ледниковый горизонт (f,lg I ds-II ms). В юрских и меловых отложениях выделяют неоком-аптский (K_1 nc-a) и волжский (J_3v) водоносные комплексы и воды спорадического распространения в бат-келловейских отложениях (J_2bt-k) [Геологическая…, 1975].

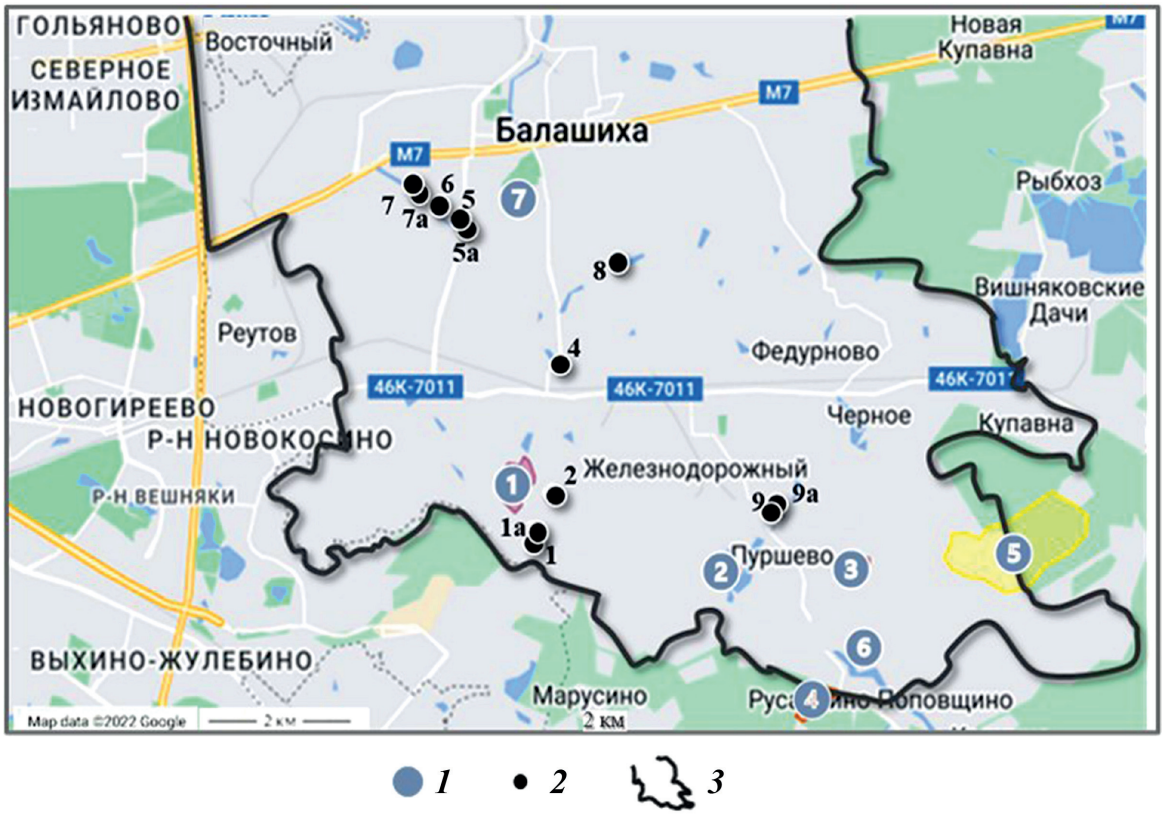


Рис. 1. Схема расположения точек опробования родников в южной части городского округа Балашиха: *1* — антропогенные объекты и их номера: полигоны ТКО (1 — Кучино, 2 — Саввино, 3 — Пуршево, 4 — Торбеево); карьеры (5 — Купавна, 6 — Русавкинский); техногенные насыпи (7 — горнолыжный комплекс «Лисья гора»); *2* — родники, где отобраны пробы воды и их номера; *3* — граница южной части городского округа Балашиха (Московская область)

Водоупорный юрский терригенный горизонт имеет повсеместное распространение и делит гидрогеологический разрез на две изолированные системы (водоносные горизонты мезозойских и кайнозойских отложений и водоносные горизонты в палеозойских отложениях), которые гидравлически не связаны между собой. Глубина залегания кровли юрских глин изменяется от 5 до 25 м. Согласно крупномасштабному картированию гидрогеологических условий Москвы и Московской области, проведенному сотрудниками Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН [Позднякова и др., 2012], всю залегающую над юрскими глинами водоносную толщу обычно объединяют в надъюрский водоносный комплекс. Под юрскими глинами на этой территории распространены верхнегжельский (C_3g_2) и нижнегжельский (C_3g_1) водоносные горизонты, которые служат источниками питьевого водоснабжения для городов Подмосковья.

Материалы и методы исследований. В сентябре 2021 г. было опробовано 12 родников городского округа Балашиха (табл. 1, рис. 1). В ходе полевых обследований местоположение родников фиксировали с помощью GPS-приемника Garmin eTrex 10, измеряли расход родника и определяли температуру, pH и электропроводность с использованием портативных pH-метра PH-200 и кондуктометра COM–100 (HM Digital, Южная Корея). Для определения содержания анионов и окисляемости (ХПК) воду отбирали в емкости из полиэтилена «под крышку». Для определения содержания главных катионов и микроэлементов пробы фильтровали через стерильные фильтрующие насадки из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм (CHROMAFIL CA–45/25–S, Macherey–Nagel, Германия) в пробирки из полипропилена вместимостью 15 мл и подкисляли фильтрат особо чистой HNO_3 до pH <2.

Содержание главных катионов (Ca, Mg, Na, K) и микроэлементов (Sr, Ba, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Al, Ti, Rb, U, V, Cr, As, Se, Mo, P, Ag) анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре ELAN–6100. Калибровку осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта (набор ICP–MS–68 A, B, High-Purity Standards, США). Правильность измерений контролировали использованием внутреннего стандарта (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л±0,4%, Merck, Германия). Контроль точности проводили измерением стандартного раствора CRM–TMDW (Trace Metals in Drinking Water Standard, High Purity Standards, США).

Содержание Cl^- и HCO_3^- оценивали методами объемного титрования; NO_3^- и NH_4^+ — методом потенциометрии; SO_4^{2-} — методом рентгенофлуоресцентного анализа с предконцентрированием по методу высушенной капли [Лубкова и др., 2022]. Содержание PO_4^{3-} рассчитывали на основании результатов измерения в пробах фосфора методом

Таблица 1

Описание точек отбора образцов воды из родников городского округа Балашиха

№ пробы	Координаты, с. ш., в. д.	Описание места отбора		*T*, °C	σ, мкСм/см	Расход, л/с
1	55,726062 37,954198	Два слабых родника на юг от моста автодороги к д. Фенино в 170 м на запад от Троицкой церкви		12,6	684	0,069
1а	55,726204 37,954284			10,6	892	0,071
2	55,732864 37,961184	Группа из 3 родников в 300 м от дороги, на восточном берегу небольшого пруда в Павлинском лесопарке. Образец воды для дальнейшего исследования отобран из среднего выхода	левый	14,1	565	0,015
			средний	13,6	557	0,060
			правый	13,4	553	0,040
3	55,744138 37,966044	Родник в микрорайоне Керамик, на берегу пруда за памятником Павшим в боях		16,2	1270	0,008
4	55,756003 37,964726	Родник на левом берегу р. Пехорка у ст. Кучино		11,5	649	0,370
5	55,779979 37,932122	Родник у плотины-переезда (на р. Горенка) на Разинском шоссе. Слив из старой металлической трубы, сделана беседка		14,2	1250	0,054
5а	55,779986 37,932417	Необлагороженный родник в 10 м от т. 5 выше по склону		13,5	1120	0,013
6	55,784061 37,923545	Родник находится в Кучинском лесопарке, у Вишняковского пруда.		12,8	209	0,067
7	55,786510 37,915660	Два слабых родника в Кучинском лесопарке вблизи усадьбы Горенка на берегу р. Горенка	водовмещающие отложения без признаков ожелезнения	11,5	537	0,036
7а			ожелезненные водовмещающие отложения	12	355	0,069
8	55,773900 37,983785	Восходящий родник в Кучинском лесопарке у оз. Заячье. Источник железистый, заключен в бетонные кольца высотой 1,5 м. Слив из щели между нижним и верхним кольцами. Родник дает начало широкому (1,5–2 м), «ржавому» ручью, впадающему в речку		9,7	196	—
9	55,730202 38,036565	Два слабых родника у смотровой площадки в районе Саввино на правом берегу р. Черная	нисходящий	14,4	661	0,017
9а			восходящий	13,2	935	0,067

ИСП-МС. ХПК определяли методом бихроматной окисляемости с фотометрическим окончанием (спектрофотометр Portlab 501, Великобритания) [ГОСТ 31859-2012].

На основании полученных аналитических данных выполнен термодинамический расчет растворенных форм нахождения микрокомпонентов (Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co, Cu и Pb) в водах с использованием программы Visual–MINTEQ, разработанной в Королевском технологическом институте (Стокгольм, Швеция) [https://vminteq.lwr.kth.se]. При расчете обычно используют четыре типа баз данных: база данных для отдельных компонентов, основная база термодинамических данных, база данных для твердых фаз и база данных для гауссовой модели комплексообразования с растворенным органическим веществом. Мы при выполнении своих расчетов применяли базы данных comp_2008.vdb, thermo.vdb, type6.vdb и gaussian.vdb соответстственно. Благодаря тому, что ведется постоянная работа по усовершенствованию программного комплекса, наборы термодинамических констант, использованные в этих встроенных базах, согласованы между собой и позволяют получить достоверные результаты.

Исходный состав системы задавали по результатам химических анализов (табл. 2, 3), при этом параметр DOC (Dissolved Organic Carbon), необходимый для расчета комплексообразования с органическими кислотами в соответствии с Гауссовой моделью растворенного органического вещества (Gaussian DOM), рассчитывали как DOC=0,375·ХПК, где 0,375=M(C)/M(O_2)=12/32. Такой подход традиционно используется, в частности, в работах сотрудников Карельского научного центра [Лозовик и др., 2007].

Для графического изображения макрокомпонентного состава вод использованы диаграммы Стиффа [Stiff, 1951] и Пайпера [Piper, 1944], построенные с помощью модуля GSS программного пакета The Geochemist's Workbench (GWB) в варианте бесплатной версии GWB Community Edition [https://www.gwb.com].

Результаты исследований и их обсуждение. Согласно геологическим и гидрогеологическим картам масштаба 1:200 000 (листы N-37-II, N-37-III), а также объяснительным запискам к этим картам [Геологическая…, 1975; Государственная…, 2001] опробованные родники дренируют различные водоносные горизонты: калининский аллювиальный

Таблица 2

Макрокомпонентный состав вод родников городского округа Балашиха

№ пробы	pH	ХПК, мг О/л	M	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	NH_4^{+}	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	NO_3^{-}
			мг/л									
Калининский аллювиальный водоносный горизонт (a III kl)												
5	6,3	35	673	69,1	13,4	126	10,3	3,7	110	75,0	233	33,0
5а	6,3	20	577	52,8	12,7	113	5,6	3,1	100	47,6	193	49,2
Локально-слабоводоносный микулинско-калининский озерно-болотный водоносный горизонт (l,b III mk-kl)												
6	5,3	6	130	18,2	5,9	5,4	1,1	0,5	15	45,5	5,4	33,3
Донской-московский водно-ледниковый водоносный горизонт (f,lg I ds-II ms)												
4	6,9	8	459	79,5	17,9	18,2	2,3	1,1	190	81,4	42,0	26,8
7	6,6	17	414	81,5	9,7	7,7	3,9	1,5	181	107	10,2	11,4
7а*	6,6	6	277	54,5	5,0	4,8	2,3	0,8	143	54,8	8,3	3,4
9	6,8	7	488	80,3	15,1	29,3	3,0	1,3	173	89,3	34,5	61,8
Волжский водоносный горизонт (J_3v)												
1	6,0	16	430	65,6	14,7	37,1	6,5	4,7	80	125	68,7	27,1
1а	6,0	12	563	93,4	18,7	47,9	5,1	2,5	93	149	120	33,3
2	5,5	17	346	42,7	10,2	42,0	2,5	1,6	42	125	53,8	26,7
Воды спорадического распространения в бат-келловейских отложениях (J_2bt-k)												
8	6,7	<2	150	25,7	5,0	2,8	1,1	0,4	85	27,4	2,2	0,6
Верхнегжельский водоносный горизонт (C_3g_2)												
9а	6,8	9	614	122	22,1	29,0	2,3	1,1	176	114	119	29,0
ПВЗВ	6,8	—	354	38,3	16,5	23,8	2,74	—	222	18,2	15,9	2,13
РМ	—	—	85,1	11,9	2,98	5,52	1,72	—	48,6	8,4	5,92	—

Примечания. * Состав вод родника, вероятно, формируется в результате подтока вод спорадического распространения в бат-келловейских отложениях; прочерк — информация отсутствует; ПВЗВ — среднее содержание в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата, по [Шварцев, 1998]; РМ — среднее содержание в реках мира, по [Meybeck et al., 2004].

(n=2), локально-слабоводоносный микулинско-калининский озерно-болотный (n=1), донской-московский водно-ледниковый (n=4), волжский (n=3), воды спорадического распространения в бат-келловейских отложениях (n=1) и верхнегжельский водоносный горизонт (n=1).

Результаты определения макрокомпонентного состава вод родников представлены в табл. 2 и на диаграммах Стиффа, отражающих эквивалентный состав воды в каждом пункте опробования (рис. 2); содержание растворенных форм микроэлементов приведено в табл. 3.

По результатам обобщения данных по макрокомпонентному составу была построена классификационная диаграмма Пайпера [Piper, 1944]. Различия в катионном составе вод дренируемых горизонтов не существенны, воды преимущественно кальциевые и магниево-кальциевые, за исключением кальциево-натриевых вод калининского аллювиального горизонта. В наибольшей степени воды отличаются по анионному составу (рис. 3).

Родники 5 и 5а дренируют *воды калининского горизонта аллювиальных отложений* 2-й надпойменной террасы, сложенные песками с галькой в основании, изредка с прослоями суглинков. Воды слабокислые, близкие к нейтральным (pH 6,3), с минерализацией 0,58–0,67 г/л, хлоридные кальциево-натриевые. Согласно работам [Всеволожский, 1983; Питьева, 1983] такой нетипичный для четвертичных отложений состав вод может быть связан с восходящей разгрузкой глубоких соленых подземных вод позднедевонского возраста.

Воды родника 6 слабокислые (pH 5,3), ультрапресные (M 0,13 г/л), нитратно-сульфатные кальциевые. Под отложениями московской морены, к которым приурочен выход этого родника, согласно карте четвертичных отложений (лист N-37-II), в виде отдельных линз залегают озерно-болотные отложения среднего и верхнего звена неоплейстоцена. Мы предполагаем, что родник дренирует воды *локально-слабоводоносного микулинско-калининского озерно-болотного горизонта*. В пользу этого свидетельствует то, что в водах болотных отложений обычно присутствует в заметном количестве ион аммония и сероводород, которые, окисляясь, образуют нитрат- и сульфат-ионы. Таким образом, нитраты в воде родника, скорее всего, имеют природное происхождение.

Родники 4, 7, 7а и 9 дренируют *донской-московский водно-ледниковый водоносный горизонт*,

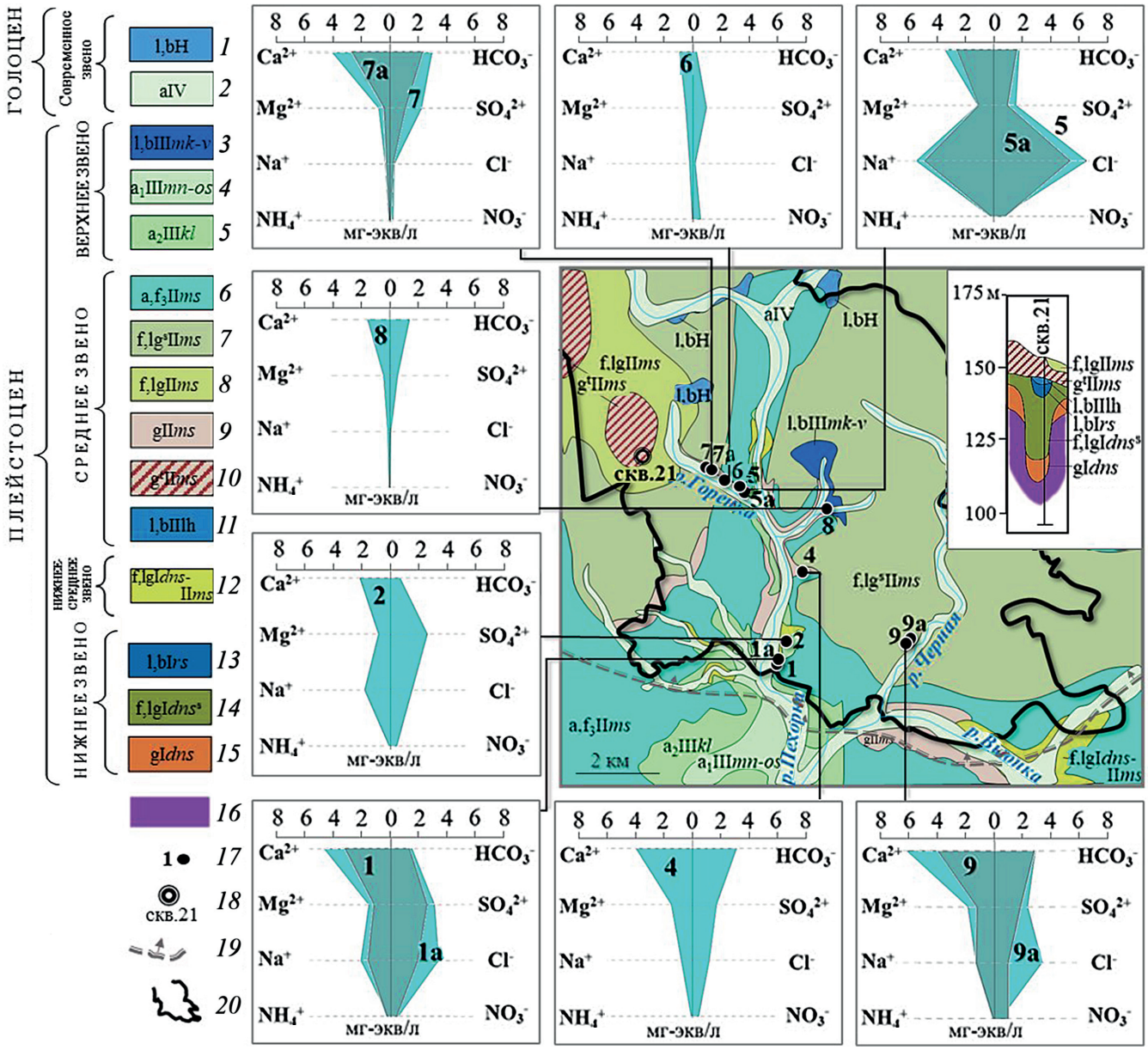


Рис. 2. Макрокомпонентный состав вод родников (диаграммы Стиффа). Основа — геологическая схема четвертичных отложений района исследований (составлена по материалам [Геологическая и гидрогеологическая…, 1975; Геологическая карта четвертичных…, 1998; Государственная геологическая карта…, 2001])

1 — озерные и болотные отложения, торф, оторфованные суглинки, сапропели (до 6–8 м); *2* — аллювиальные отложения пойм, пески с гравием и галькой, суглинки, супеси, местами оторфованные (до 20 м); *3* — микулинский горизонт — валдайский надгоризонт, озерные и болотные отложения, глины, суглинки, супеси с прослоями торфа, песка (до 16 м); *4* — мончаловский-осташковский горизонты, аллювиальные отложения первой надпойменной террасы, пески, суглинки, в основании песчано-гравийные отложения (до 16 м); *5* — калининский горизонт, аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (до 8 м); *6–10* — московский горизонт: *6* — аллювиально-флювиогляциальные отложения третьей надпойменной террасы (в области московского оледенения), пески, супеси (до 6–10 м); *7* — водно-ледниковые отложения времени отступания ледника, пески, супеси, суглинки (до 14 м); *8* — водно-ледниковые отложения времени максимального распространения ледника, пески, супеси, суглинки (до 12 м); *9* — ледниковые отложения-основная морена, суглинки с гравием, галькой и валунами, отторженцы дочетвертичных отложений (5–25 м, иногда до 40 м); *10* — ледниковые отложения-конечная морена, суглинки валунные, пески, валунно-галечные отложения (до 40 м); *11* — лихвинский горизонт, озерные и болотные отложения, глины, суглинки, торф (до 9 м); *12* — донской-московский горизонты, нерасчлененный комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озерных отложений, пески, супеси, суглинки (до 12 м); *13* — Мучкапский горизонт. Рославльская серия. Озерные и болотные отложения. Пески, глины, торф (до 10 м); *14–15* — донской горизонт: *14* — водно-ледниковые отложения времен отступания ледника, пески, суглинки, глины (до 27 м); *15* — ледниковые отложения-основная морена, валунные суглинки с линзами песка и отторженцами дочетвертичных и четвертичных пород (обычно до 10–20 м, местами до 44 м); *16* — дочетвертичные отложения; *17* — родники, где произведен отбор воды; *18* — Опорная скважина для построения геологического профиля четвертичных отложений; *19* — граница верхнегжельского водоносного горизонта; *20* — граница южной части городского округа Балашиха (Московская область)

Таблица 3

Обобщенные формулы ионного состава вод водоносных горизонтов

Название горизонта	Формулы ионного состава (наши данные)	Формулы ионного состава, [Геологическая и гидрогеологическая…, 1975]
Калининский аллювиальный водоносный горизонт, a III kl (*n*=2)	$M_{0,58-0,67}\frac{Cl(61-63)HCO_3(17-19)SO_4(11-15)NO_3(5-9)}{Na(53-56)\ Ca(30-34)\ Mg(11-12)\ K(2-3)}pH6$	$M_{0,6}\frac{Cl44\ SO_4 35\ HCO_3 21}{Na52\ Ca33\ Mg14}$ $M_{0,4}\frac{Cl40\ SO_4 40\ HCO_3 20}{Ca61\ Na33\ Mg6}$
Локально-слабоводоносный микулинско-калининский озерно-болотный водоносный горизонт, l,b III mk-kl (*n*=1)	$M_{0,13}\frac{SO_4 50\ NO_3 29\ HCO_3 13\ \ Cl10}{Ca55\ Mg29\ Na14\ K2}pH5,3$	–
Донской-московский водно-ледниковый водоносный горизонт, f,lg I ds-II ms (*n*=4)	$M_{0,28-0,49}\frac{HCO_3(43-62)SO_4(26-39)Cl(5-18)NO_3(2-15)}{Ca(61-80)\ Mg(12-23)\ Na(6-19)\ K(1-2)}pH(6-6,9)$	$M_{0,4}\frac{HCO_3 75\ SO_4 14\ Cl11}{Ca46\ Mg29\ (Na+K)25}$ $M_{0,2}\frac{HCO_3 67\ SO_4 19\ Cl14}{Ca83\ Mg17}$
Волжский водоносный горизонт, J_3v (*n*=3)	$M_{0,35-0,56}\frac{SO_4(36-50)\ Cl(29-40)HCO_3(13-21)\ NO_3(6-8)}{Ca(44-55)\ Na(25-38)\ Mg(17-19)\ K(1-3)}pH(5,5-6)$	$M_{0,5}\frac{Cl47\ SO_4 41\ HCO_3 12}{Ca88\ Mg9\ (Na+K)3}$ $M_{0,7}\frac{SO_4 47\ HCO_3 36\ Cl17}{Na42\ Ca41\ Mg17}$
Воды спорадического распространения в бат-келловейских отложениях, J_2bt-k (*n*=1)	$M_{0,15}\frac{HCO_3 68\ SO_4 28\ Cl4}{Ca66\ Mg18\ Fe10\ Na5\ K1}pH6,7$	–
Верхнегжельский водоносный горизонт, C_3g_2 (*n*=1)	$M_{0,61}\frac{Cl37\ HCO_3 32\ SO_4 26\ NO_3 5}{Ca66\ Mg20\ Na13\ K1}pH6,8$	$M_{0,8}\frac{HCO_3 59\ Cl30\ SO_4 11}{Ca63\ Mg22\ (Na+K)14}$ $M_{0,2}\frac{SO_4 77\ HCO_3 21\ Cl12}{Ca51\ Mg29\ (Na+K)20}$ $M_{0,3}\frac{HCO_3 66\ SO_4 32\ Cl12}{Ca67\ Mg31\ (Na+K)2}$

Примечания. Прочерк — информация отсутствует; *n* — число опробованных родников.

который распространен повсеместно, залегает на верхнеюрском региональном водоупоре и перекрыт отложениями московской морены. Водовмещающие породы представлены песками с мелкой галькой и гравием, различной степени глинистости; фильтрационные свойства – от сотых долей до 4,0–12,7 м/сут. Воды нейтральные (pH 6,6–6,9), с минерализацией 0,41–0,49 г/л, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. Необходимо отметить, что в месте выхода родника 7а водовмещающие породы ожелезнены, а воды существенно менее минерализованы (М 0,27 г/л) по сравнению с водой родника 7. Мы предполагаем, что состав воды из этого выхода формируется в результате подтока *вод спорадического распространения в бат-келловейских отложениях.* Эти воды выходят на поверхность в виде восходящего родника 8. Воды нейтральные (pH 6,7), ультрапресные (М 0,15 г/л), сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. Характерная особенность вод — высокое содержание железа (6,74 мг/л (по нашим данным, табл. 3) и около 6 мг/л согласно [Геологическая…, 1975]), что обусловлено наличием включений пирита и углистых вкраплений. При бурении скважин отложения этого горизонта, представленные мелкозернистыми водосодержащими песками, обычно проходят без опробования, перекрывают трубами и не эксплуатируют, так как воды горизонта, смешиваясь с каменноугольными, могут понижать питьевые качества последних.

Выходы родников 1, 1а и 2 приурочены к местам распространения волжских отложений (лист N-37-II), воды дренируют *волжский водоносный комплекс.* По результатам анализа установлено, что воды слабокислые (pH 5,5–6,0), характеризуются минерализацией 0,35–0,56 г/л, хлоридно-сульфатные (или сульфатно-хлоридные) натриево-кальциевые. Согласно [Геологическая…, 1975] состав вод волжского горизонта крайне разнообразен; встречаются гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные,

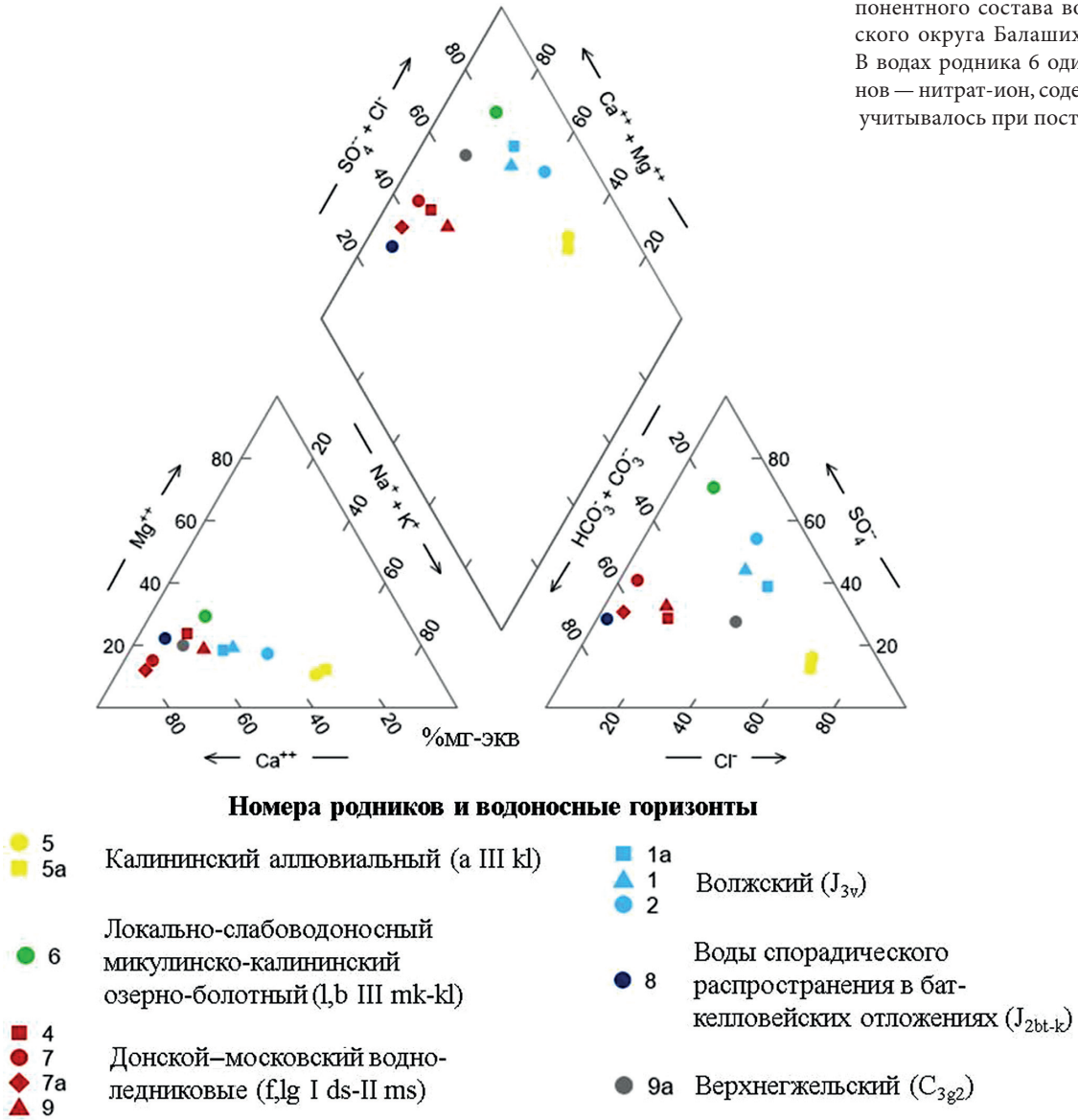


Рис. 3. Диаграмма Пайпера для макрокомпонентного состава вод родников городского округа Балашиха, по [Piper, 1944]. В водах родника 6 один из основных ионов — нитрат-ион, содержание которого не учитывалось при построении диаграммы

хлоридно-сульфатные, по катионам — кальциевые, кальциево-магниевые, кальциево-натриевые воды. Водоносный комплекс используется местными жителями для питьевых и хозяйственных целей из родников и колодцев.

Воды восходящего родника 9а, по всей видимости, дренируют *верхнегжельский водоносный горизонт*, контуры которого на этой территории (согласно гидрогеологической карте, лист N-37-III) показаны, как залегающего ниже первого от поверхности водоносного горизонта. Воды околонейтральные (pH 6,8), с минерализацией 0,61 г/л, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые.

Сравнительный анализ полученных данных по ионному составу воды с фондовыми материалами [Геологическая…, 1975] в целом свидетельствует о их соответствии (табл. 3). Отметим, что ионный состав водоносных горизонтов, установленный в ходе гидрорежимных наблюдений при составлении гидрогеологической карты, характеризуется высокой вариабельностью.

Разгрузка родников происходит преимущественно вдоль берегов рек Пехорка (1, 1а, 2, 4) и Горенка (5, 5а, 6, 7, 7а). Сопоставление полученных нами результатов с данными по макрокомпонентному составу р. Горенка за 2006–2009 гг. [Майджи, 2011] и р. Пехорка за 2020 г. [Новиков, 2020] показало, что состав речных вод в целом аналогичен составу вод родников. Основные отличия наблюдаются для нитрат-иона и иона аммония, содержание которых в водах родников в среднем в 2–4 раза выше, чем в речных водах. Несмотря на преимущественно повышенное содержание, концентрация нитрат-иона в воде родников не превышает ПДК питьевых вод (45 мг/л) [СанПиН 1.2.3684-21]. Сверхнормативное содержание иона аммония (более 1,5 мг/л) установлено для вод калининского аллювиального и волжского водоносных горизонтов (1,6–4,7 мг/л).

Таблица 4

Содержание растворенных форм микроэлементов в водах родников городского округа Балашиха

№ пробы	Sr	Ba	Fe	Mn	Zn	Ni	Cu	Co	Cd	Pb	Al	Ti	Rb	V	Cr	As	Se	Mo	U	Ag
	мкг/л																			
Калининский аллювиальный водоносный горизонт (a III kl)																				
5	448	91	139	5,1	5,7	5,6	4,51	0,46	0,35	0,11	62	1,88	4,33	3,39	1,47	2,44	1,03	0,89	0,31	0,05
5a	335	45	145	29	13,1	2,9	3,60	0,58	0,22	0,17	76	1,98	3,08	2,61	0,73	1,57	0,43	0,26	0,04	0,07
Локально-слабоводоносный микулинско-калининский озерно-болотный водоносный горизонт (l,b III mk-kl)																				
6	180	30	42	10	8,9	3,2	1,55	1,94	0,31	0,14	82	1,86	0,85	1,10	0,60	0,62	0,07	0,06	0,04	0,06
Донской-московский водно-ледниковый водоносный горизонт (f,lg I ds-II ms)																				
4	140	14	167	70	3,4	2,0	1,13	0,21	0,00	0,13	48	2,26	0,74	0,67	1,29	0,79	0,37	0,39	0,85	0,07
7	1300	19	101	299	3,2	1,8	3,56	0,32	0,06	0,14	89	2,29	1,86	0,86	1,63	1,03	0,16	1,95	1,83	0,05
7a	877	11	31	88	3,3	1,3	2,65	0,23	0,02	0,13	74	1,61	1,04	0,65	1,03	0,92	0,26	1,32	0,93	0,06
9	271	109	46	0,8	4,3	3,6	1,22	0,25	0,03	0,13	30	2,02	0,88	2,82	1,45	0,48	0,26	0,13	0,15	0,05
Волжский водоносный горизонт (J_3v)																				
1	273	92	115	51	10,5	14,4	1,96	0,33	0,10	0,18	56	2,62	1,18	0,58	2,00	1,10	0,88	0,12	0,16	0,03
1a	304	73	144	46	9,1	11,7	2,13	0,93	0,09	0,14	80	2,98	1,19	1,03	1,48	1,45	0,54	0,15	0,30	0,06
2	200	68	349	143	15,1	17,4	1,65	1,66	0,21	0,21	76	3,48	0,79	0,62	0,63	1,45	0,49	0,03	0,03	0,02
Воды спорадического распространения в бат-келловейских отложениях (J_2bt-k)																				
8	93	22	6740	171	9,3	0,8	1,16	0,11	0,01	0,22	42	1,11	0,84	0,18	0,70	2,91	<0,05	0,13	0,01	0,04
Верхнегжельский водоносный горизонт (C_3g_2)																				
9a	211	102	101	68	5,8	4,8	1,89	0,28	0,08	0,18	90	2,73	1,12	2,60	1,06	1,01	0,31	0,42	15,4	0,06
ПДК	7000	100	300	100	5000	100	1000	100	1	30	200	100	—	100	50	10	10	70	15	50
ПВЗВ	185	25,3	689	59	42,8	3,45	4,85	0,34	0,15	3,10	165	8,82	2,55	1,28	2,83	1,64	0,64	0,89	0,51	0,24
РМ	60	23,0	66	34	0,60	0,80	1,48	0,15	0,08	0,08	32	0,49	1,63	0,71	0,70	0,62	0,07	0,42	0,37	—

Примечания. Прочерк — информация отсутствует; ПДК — предельно-допустимая концентрация химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования, согласно [СанПиН 1.2.3684-21]; ПВЗВ — среднее содержание в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата [Шварцев, 1998]; РМ — среднее содержание в реках мира, по [Gaillardet et al., 2014].

Содержание большинства изученных микроэлементов (табл. 4) находятся на уровне, характерном для подземных вод зоны выщелачивания умеренного климата [Шварцев, 1998], и в целом соответствует усредненному содержанию в поверхностных водотоках [Gaillardet et al., 2014], в которые осуществляется их разгрузка.

Наименьшие вариации (в 2–5 раз) характерны для содержания (мкг/л) Pb (0,11–0,22), Al (30–90), Ti (1,11–3,48), Cr (0,6–2,0), Ag (0,02–0,07), Cu (1,13–4,51), Zn (3,2–15,1), Rb (0,74–4,33) и As (0,48–2,91). Различия в 10–20 раз установлены для Ba (11–92), Sr (93–1300), Co (0,11–1,94), V (0,18–3,39), Se (<0,05–1,03) и Ni (0,8–17,4); в 50–100 раз — для Mo (0,03–1,95) и Cd (<0,01–0,35). Несмотря на существенные вариации, содержание микроэлементов не превышает ПДК питьевых вод [СанПиН 1.2.3684-21], что свидетельствует об отсутствии существенного загрязнения подземных вод городского округа Балашиха.

Наибольшие вариации содержания в водах родников установлены для Fe, Mn и U. Концентрация железа варьирует в диапазоне 31–6740 мкг/л. Максимальное содержание характерно для вод спорадического распространения в бат-келловейских отложениях (родник 8), что обусловлено включениями пирита в водовмещающих отложениях и анаэробными условиями формирования подземных вод, в которых железо находится в двухвалентном состоянии. При прямом водосборе из родника вода прозрачная, без помутнения и изменения окраски, однако под воздействием воздуха двухвалентное железо окисляется и выпадает в виде красновато-коричневого осадка его оксидов и гидроксидов ниже места выхода родника. Содержание железа в момент отбора из родника значительно (более чем в 20 раз) превышает ПДК питьевых вод [СанПиН 1.2.3684-21], однако в результате окисления и осаждения железа уже в течение суток содержание его растворенных форм снижается до 180–200 мкг/л, что ниже нормативных показателей. Содержание железа в воде остальных родников достаточно однородно (31–349 мкг/л). Незначительное превышение ПДК

питьевых вод (до 1,2 раз) установлено в роднике 2, дренирующем волжский водоносный комплекс. Отметим, что гидрохимические аномалии растворенных форм железа (и марганца) с превышением ПДК периодически фиксируются в отдельных родниках Московского региона [Швец и др., 2002; Савенко и др., 2020]. Железо в воде относится к третьему классу опасности (умеренно опасные вещества), за величину ПДК приняты оценки по органолептическому показателю вредности (запах, цвет, вкус). Подчеркнем, что Всемирной организацией здравоохранения (ВОЗ) нормативная величина для железа не предлагается, но указано, что величина до 2 мг/л не представляет угрозы для здоровья [Guidelines…, 2017].

Концентрация Mn в воде родников варьирует в широком диапазоне (0,8–299 мкг/л). Как один из самых распространенных металлов в земной коре, марганец обычно сопутствует железу. Повышенное содержание Mn (143 и 171 мкг/л), незначительно превышающее ПДК питьевых вод (до 1,7 раз), зафиксировано в воде родников 2 и 8, которая, как отмечено ранее, характеризуется максимальной концентрацией железа. Отсутствие сверхнормативного содержания других токсичных металлов указывает на природный источник. Наиболее неоднородны по содержанию микроэлемента воды донского-московского водно-ледникового водоносного горизонта. Максимальное содержание Mn (299 мкг/л), превышающее ПДК в 3 раза, зафиксировано в воде родника 7, дренирующего этот водоносный горизонт. Родник находится вблизи горнолыжного курорта «Лисья гора», при обустройстве которого использовали отходы литейного производства, в почвах в этом районе наблюдалось повышенное содержание марганца [Заикина и др., 2012]. Отметим, что марганец в воде, как и железо, относится к третьему классу опасности (умеренно опасные вещества), лимитирующий показатель вредности — органолептический. Повышенные содержания марганца преимущественно неблагоприятно сказываются на состоянии магистральных водопроводов за счет отложения осадка его оксидов в системе распределения. Санитарная нормативная величина для марганца, рассчитанная ВОЗ исходя из верхней границы диапазона поступления микроэлемента в организм, составляет 0,4 мг/л [Guidelines…, 2017], что выше наблюдаемых значений в воде исследованных родников.

Максимальная вариация (более 3 порядков) характерна для урана (0,01–14,7 мкг/л). Повышенное содержание элемента наблюдается в водах родника 9а, предположительно дренирующего верхнегжельский водоносный горизонт. Концентрация урана не превышает ПДК питьевых вод (15 мкг/л) и значительно ниже нормативной величины, установленной ВОЗ (30 мкг/л) [Guidelines…, 2017].

Результаты термодинамических расчетов растворенных форм нахождения микроэлементов представлены на рис. 4. Основная часть Ba, Sr и Fe находится в растворе в виде свободных ионов (более 90%). На распределение по формам нахождения остальных элементов существенно влияет анионный состав вод. Для Mn (91–96%), Co (86–95 %), Ni (81–92%), Zn (86–94%) и Cd (68–94%) также в большей степени характерны свободные ионы. В сульфатно-гидрокарбонатных водах донского-московского и верхнегжельского горизонтов при околонейтральных значениях pH около 12, 8, 5 и 4% растворенных Ni, Co, Zn и Mn соответственно находится в форме гидрокарбонатных комплексов. В водах бат-келловейских отложений за счет того, что они ультрапресные, доля гидрокарбонатных комплексов уменьшается в 2 раза. Для остальных типов вод карбонатные комплексы не характерны. Доля сульфатных комплексах этих элементов находится в диапазоне 3–10%. Для Mn и Co другие комплексы не характерны. До 8% Ni и Zn связано с растворенным органическим веществом.

Кадмий — единственный из рассмотренных элементов, для которого в расчетах при увеличении содержания в воде хлорид-иона в заметном количестве получен хлоридный комплекс: 11, 15 и 25% в водах волжского, верхнегжельского и калининского горизонтов соответственно. Для остальных элементов образование хлоридных комплексов даже в хлоридных водах не характерно (менее 1%).

Распределение по формам нахождения в воде Cu и Pb схожее и значительно отличается от остальных элементов. В сульфатно-гидрокарбонатных водах при pH 6,6–6,9 (воды донского-московского и верхнегжельского горизонтов; родники 4, 7, 7а, 9, 9а) Cu и Pb в среднем находятся в виде гидрокарбонатных комплексов (48 и 42%), свободных ионов (30 и 24%) и органических комплексов (18 и 28% соответственно).

В ультрапресных водах спорадического распространения в бат-келловейских отложениях доля свободных ионов Cu и Pb увеличивается до 47 и 39% за счет уменьшения доли комплексных соединений. При понижении pH до 5,5–6,3 и смене состава на сульфатно-хлоридный (волжский водоносный горизонт, родники 1, 1а, 2), а затем на преимущественно хлоридный (калининский аллювиальный водоносный горизонт, родники 5, 5а) доля карбонатных комплексов уменьшается до 2–6 и 4–8%, а органических увеличивается до 48–60 и 60–70% и более (для Cu и Pb соответственно). При дальнейшем понижении pH до 5,3 и смене состава на нитратно-сульфатный (микулинско-калининский озерно-болотный водоносный горизонт, родник 6) карбонатные комплексы исчезают практически полностью за счет еще большего увеличения доли комплексов, связанных с органическим веществом. Сульфатные комплексы везде играют подчиненную роль (не более 4% для Cu и 6% для Pb).

Полученное в результате термодинамических расчетов распределение форм нахождения микроэлементов в водах родников городского округа Бала-

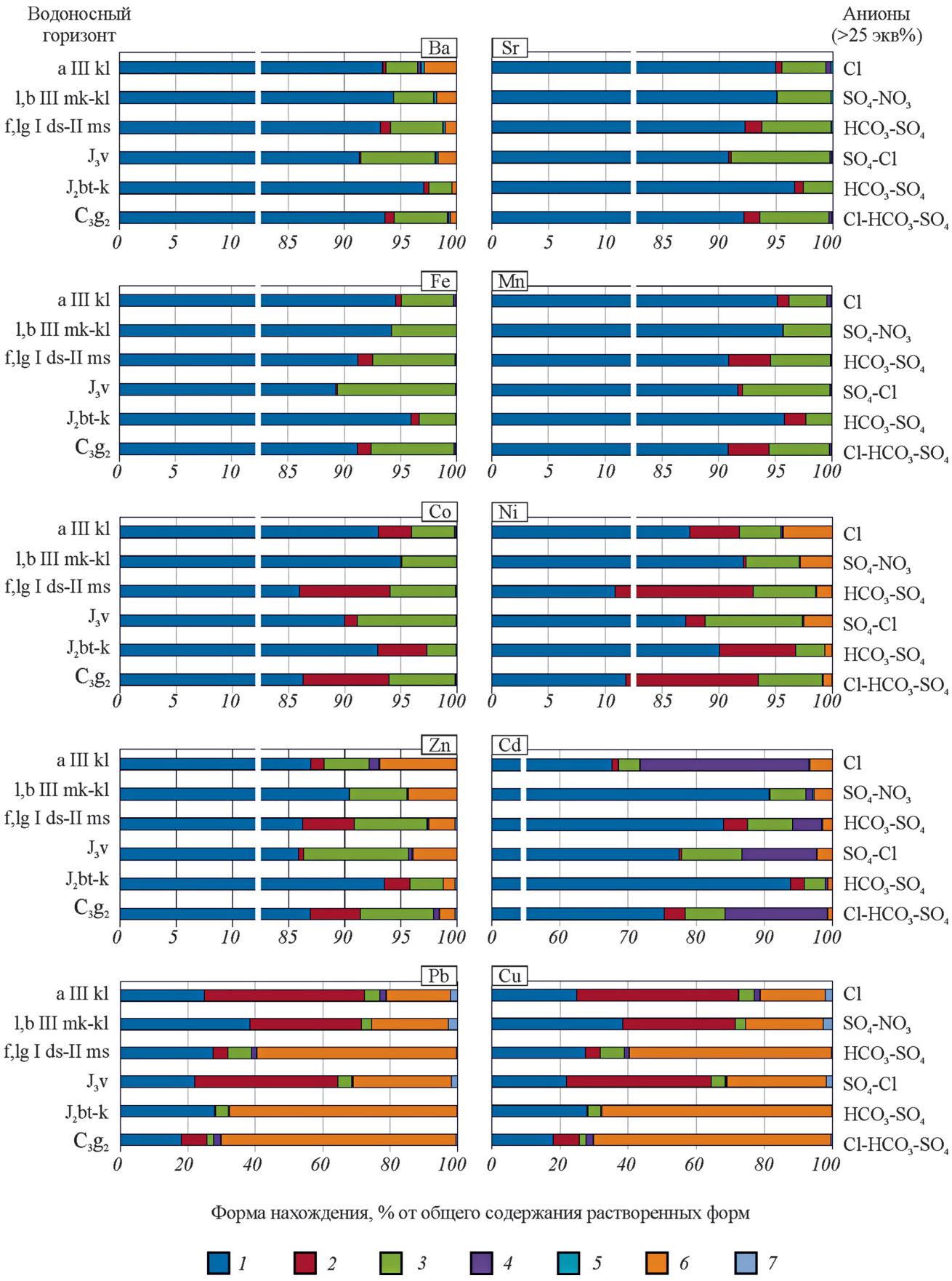


Рис. 4. Результаты термодинамических расчетов распределения растворенных форм нахождения микроэлементов в водах родников городского округа Балашиха, % от общего содержания растворенных форм: *1* — свободные ионы, *2* — карбонатные комплексы, *3* — сульфатные комплексы, *4* — хлоридные комплексы, *5* — нитратные комплексы, *6* — комплексы с органическими кислотами, *7* — гидроксокомплексы

шиха в целом согласуется с ранее опубликованными данными о поверхностных пресноводных водоемах, не испытывающих значительной антропогенной нагрузки [Громова и др., 2016; Липатникова, Лубкова, 2021; Lipatnikova et al., 2016].

Заключение. Воды родников городского округа Балашиха пресные, с минерализацией 130–670 мг/л (в среднем 430 мг/л), значения pH от слабокислых до околонейтральных (pH 5,3–6,9).

Установлены различия в макрокомпонентном составе вод родников в зависимости от дренируемого водоносного горизонта: хлоридные кальциево-натриевые воды характерны для калининского аллювиального водоносного горизонта; нитратно-сульфатные магниево-кальциевые для локально-слабоводоносного микулинско-калининского озерно-болотного горизонта; сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые для донского-московского водно-ледникового горизонта; хлоридно-сульфатные кальциевые (до натриево-кальциевых и магниево-кальциевых) для волжского горизонта; сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с высоким содержанием железа для вод спорадического распространения в баткелловейских отложениях; сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые для верхнегжельского водоносного горизонта.

Воды родников характеризуются преимущественно повышенным содержанием нитрат-иона (до 44 мг/л), которое, однако, не превышает ПДК питьевых вод. Кроме того, для вод калининского аллювиального и волжского водоносных горизонтов установлено сверхнормативное содержание иона аммония (1,6–4,7 мг/л).

Концентрация микроэлементов в водах родников находится, как правило, на уровне, характерном для подземных вод зоны выщелачивания, и за редким исключением не превышает ПДК химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Сверхнормативное содержание установлено в воде отдельных родников для марганца и железа, нормирование которых проводится по органолептическому показателю вредности, при этом наблюдаемые значения ниже санитарной нормативной величины, установленной Всемирной организацией здравоохранения исходя из верхней границы диапазона поступления микроэлемента в организм.

Термодинамический расчет растворенных форм нахождения микроэлементов в водах обследованных родников показал, что для Sr, Ba, Fe, Mn, Zn, Ni, Co, Cd, преобладающие формы — свободные ионы, для Cu и Pb — карбонатные комплексы и комплексы с органическим веществом.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Развитие комплексных методов физической, прогнозно-поисковой и экологической геохимии» (контракт № 5-3-2021, номер ЦИТИС: 121061600048-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балабанов И.В., Смирнов С.А. 500 родников Подмосковья. М.: Издатель И.В. Балабанов, 2006. 184 с.

Бударина В.А., Косинова И.И., Попов В.И., Яковлев Ю.В. Методология и правовое обоснование структуры размещения особо охраняемых природных территорий. Воронеж: Истоки, 2015. 224 с.

Васильева Е.Ю. Геоэкология родниковых вод Сергиево-Посадского района Московской области: Автореф. канд. дисс. М., 2009. 25 с.

Всеволожский В.А. Пояснительная записка к карте подземного стока Нечерноземной зоны РСФСР (за исключением горной части Урала и Калининградской области). Масштаб 1:500 000. М: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 30 с.

Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-III. Объясн. зап. М., 1975. 154 с.

Геологическая карта четвертичных отложений Московской области [Карты]. 1:500 000 // Карта четвертичных отложений / Под ред. Н.И. Сычкина. М.: МПР РФ, 1998.

ГОСТ 31859-2012. Вода. Метод определения химического потребления кислорода: межгосударственный стандарт (дата введения 2014-01-01). М.: Стандартинформ, 2014. 11 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Московская. Лист N-37-II (Москва) // Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 130 с.

Громова В.А., Шестакова Т.В., Липатникова О.А. Эколого-геохимическая оценка состояния поверхностных водотоков в зоне влияния хвостохранилища Урупского горно-обогатительного комбината // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 5. С. 39–46.

Заикина И.В., Назаров А.А., Антипов М.А., Салменкова С.В. Оценка загрязняющих веществ, поступающих в педосферу и гидросферу от горнолыжного курорта «Лисья гора» // Природообустройство. 2012. № 4. С. 19–22.

Зеегофер Ю.О., Клюквин А.Н., Пашковский И.С., Рошаль А.А. Постоянно действующие модели гидролитосферы территорий городских агломераций (на примере Московской агломерации). М.: Наука, 1991. 198 с.

Лиманцева О.А. Условия формирования химического состава родниковых вод на территории Москвы и прогноз его изменения под влиянием техногенной нагрузки: Автореф. канд. дисс. М., 2004. 23 с.

Липатникова О.А., Лубкова Т.Н. Формы нахождения микроэлементов в природных водах водоемов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 110–116.

Лозовик П.А., Морозов А.К., Зобков М.Б. и др. Аллохтонное и автохтонное органическое вещество в поверхностных водах Карелии // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 2. С. 225–237.

Лубкова Т.Н., Липатникова О.А., Филатова О.Р., Балыкова И.В. Рентгенофлуоресцентный анализ сульфат-иона в водных растворах по методу высушенной капли с использованием портативного спектрометра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 2. С. 59–67.

Майджи О.В., Бухарова А.Р. Ландшафтный парк усадьбы Горенки // Вестн. Рос. гос. аграрного заочного ун-та. 2011. № 11. С. 43–48.

Новиков А.В., Сумарукова О.В., Ширяева М.А. Аспекты управления экологической безопасностью на водосборе реки Пехорка // Мат-лы Всерос. науч.-практ. конф. «Экология. Риск. Безопасность». Курган, 2020. С. 121–124.

Официальный сайт Администрации Городского округа Балашиха. URL: http://www.balashiha.ru/ (дата обращения: 22.10.2021).

Официальный сайт Регионального информационного агентства Московской области РИАМО. URL: https://riamo.ru/ (дата обращения: 04.09.2021).

Питьева К.Е. Пояснительная записка к карте районирования по условиям формирования химического состава грунтовых вод Нечерноземной зоны РСФСР (за исключением горной части Урала и Калининградской области). Масштаб 1:500 000. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 44 с.

Позднякова И.А., Кожевникова И.А., Костикова И.А., Томс Л.С. Оценка условий взаимосвязи водоносных горизонтов на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 527–539.

Программный пакет The Geochemist's Workbench (GWB). URL: https://www.gwb.com (дата обращения: 03.06.2021).

Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С. Микроэлементы в водах родников Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 1. С. 69–80.

СанПиН 1.2.3684-21. Санитарно-эпидемиологические требования к содержанию территорий городских и сельских поселений, к водным объектам, питьевой воде и питьевому водоснабжению, атмосферному воздуху, почвам, жилым помещениям, эксплуатации производственных, общественных помещений, организации и проведению санитарно-противоэпидемических (профилактических) мероприятий (Зарегистрировано в Минюсте России 29.01.2021 № 62297). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: https://docs.cntd.ru/document/573536177 (дата обращения: 22.01.2022).

Фисун Н.В. Экологический потенциал эколого-гидрогеологических систем в зоне влияния Кучинского полигона твердых бытовых отходов (Московская область) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 3. С. 58–64.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 367 с.

Швец В.М., Лисенков А.Б., Попов Е.В. Родники Москвы. М.: Научный мир, 2002. 160 с.

Gaillardet Y. Viers Y., Dupre B. Trace elements in river water. Ch. 7.7 // Treatise on Geochemistry: Second Edit. Elsevier Ltd. 2014. Vol. 7. P. 195–235.

Guidelines for drinking-water quality: 4th ed. Geneva: World Health Organization, 2017. 564 p.

Gustafsson J.P. Программный пакет Visual–MINTEQ. Версия 3.1. URL: https://vminteq.lwr.kth.se (дата обращения: 21.09.2021).

Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Yablonskaya D.A. Approaches to water quality management in water supply sources (by the example of the Ivankovsky and Vyshnevolotsky reservoirs, Russia // 16th Internat. Multidisciplinary Scien. Geoconference SGEM 2016. Conference proceed., Vol. 3 of Water Resources. Forest, Marine and Ocean Ecosystems. 2016. P. 35–42.

Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers // Treatise on Geochemistry. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 207–223.

Piper A.M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses // Transactions, Amer. Geophys. Un. 1944. Vol. 25, N 6. P. 914–928.

Stiff H.A. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns // J. Petrol. Technology. 1951. Vol. 3, N 10. P. 15–17.

Статья поступила в редакцию 31.10.2022,
одобрена после рецензирования 02.11.2023,
принята к публикации 22.05.2023

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.42
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-152-156

РОЛЬ ДИОКСИДА МАРГАНЦА ВО ВТОРИЧНОМ ЗАГРЯЗНЕНИИ ПРЕСНОВОДНЫХ ВОДОЕМОВ (ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Алла Витальевна Савенко[1], Виталий Савельевич Савенко[2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alla_savenko@rambler.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vitaly_savenko@rambler.ru

Аннотация. Выполнено экспериментальное моделирование восстановительного растворения в периоды гипоксии пресноводных водоемов оксигидроксидов марганца (IV) донных отложений — одного из главных компонентов, наряду с оксигидроксидами железа (III), вызывающих вторичное загрязнение водной толщи. Показано, что в периоды гипоксии в водной толще может происходить накопление не только растворенных форм марганца, но и сорбированных на оксигидроксидах марганца (IV) микроэлементов. Сделаны оценки массовых отношений к марганцу переходящих в раствор микроэлементов-примесей $\Delta[i]/\Delta[\mathrm{Mn}]\cdot 10^3$: Li 0,41, Rb 1,65, Cs 0,010, Sr 31,7, Ba 50,3, Co 0,093, Ni 0,65, Cd 0,046, Y 0,070, La 0,030, Ce 0,086, Tl 0,015, U 0,23.

Ключевые слова: микроэлементы; донные отложения; пресноводные водоемы; процессы мобилизации–иммобилизации

Для цитирования: *Савенко А.В., Савенко В.С.* Роль диоксида марганца во вторичном загрязнении пресноводных водоемов (по данным экспериментального моделирования) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 152–156.

THE ROLE OF MANGANESE DIOXIDE IN THE SECONDARY POLLUTION OF FRESHWATER RESERVOIRS (ACCORDING TO EXPERIMENTAL MODELING DATA)

Alla V. Savenko[1], Vitaly S. Savenko[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alla_savenko@rambler.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vitaly_savenko@rambler.ru

Abstract. Experimental modeling of reductive dissolution during periods of hypoxia in freshwater reservoirs of manganese (IV) oxyhydroxides from bottom sediments, one of the main components, along with iron (III) oxyhydroxides, causing secondary pollution of the water column, was carried out. It was shown that in the hypoxia periods, not only dissolved forms of manganese can accumulate in the water column, but also trace elements sorbed on manganese (IV) oxyhydroxides. The mass ratios to manganese of trace elements-impurities passing into solution $\Delta[i]/\Delta[\mathrm{Mn}]\cdot 10^3$ were estimated: Li 0.41, Rb 1.65, Cs 0.010, Sr 31.7, Ba 50.3, Co 0.093, Ni 0.65, Cd 0.046, Y 0.070, La 0.030, Ce 0.086, Tl 0.015, U 0.23.

Keywords: trace elements; bottom sediments; freshwater reservoirs; mobilization–immobilization processes

For citation: Savenko A.V., Savenko V.S. The role of manganese dioxide in the secondary pollution of freshwater reservoirs (according to experimental modeling data). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 152–156. (In Russ.).

Введение. Как известно, миграционная подвижность железа и марганца, входящих в группу основных петрогенных элементов, резко различается в окислительной и восстановительной среде. В окислительных условиях оба элемента малоподвижны, образуя труднорастворимые оксигидроксиды железа (III) и марганца (IV), тогда как в восстановительной обстановке их подвижность сильно возрастает, поскольку устойчивыми становятся более растворимые соединения этих элементов в двухвалентном состоянии. При возникновении анаэробных условий во время летней стратификации водной толщи и зимнего ледостава в водоемах происходит частичное растворение оксигидроксидов железа (III) и марганца (IV), сопровождающееся переходом в растворенное состояние сорбированных микроэлементов. Усиленная аэрация водной толщи в периоды весеннего и летне-осеннего перемешивания, наоборот, вызывает хемогенное и микробиологическое осаждение оксигидроксидов железа (III) и марганца (IV), с которыми удаляются растворенные микроэлементы, часто в значительных количествах. Процесс восстановительной мобилизации железа, марганца и входящих в состав их соединений микроэлементов-примесей, получивший название «вторичное загрязнение», играет важную роль в формировании

эколого-токсикологического состояния континентальных водоемов [Хатчинсон, 1969; Hamilton-Taylor, Davison, 1995; Gibson et al., 2002; Baharim et al., 2011].

Оксигидроксиды марганца (IV) восстанавливаются намного легче оксигидроксидов железа (III), что может быть причиной дифференциальной мобилизации микроэлементов, неодинаково накапливающихся в указанных твердых фазах. Однако по данным натурных наблюдений раздельно определить вклад оксигидроксидов железа (III) и марганца (IV) в формирование вторичного загрязнения водоемов очень сложно из-за одновременного нахождения различных участков донных отложений на разных стадиях восстановительного процесса. Селективное растворение оксигидроксидов железа (III) и марганца (IV) в лабораторных условиях также не позволяет решить этот вопрос, поскольку существующие методики направлены на определение общего содержания оксигидроксидов обоих элементов [Богуш, Аношин, 2016 и др.]. Цель проведенных исследований состояла в определении параметров мобилизации микроэлементов в процессе селективного восстановления оксигидроксидов марганца (IV), присутствующих в донных отложениях пресноводных водоемов.

Материалы и методы исследований. В опытах использовали образцы окисленных бурых илов из озер Удомля и Песьво Тверской области, любезно предоставленные О.А. Липатниковой. Средний минералогический состав илов каждого из озер приведен в табл. 1. Для восстановительной мобилизации оксигидроксидов марганца (IV) применяли раствор гидроксиламина с кислотностью, близкой к нейтральной.

Таблица 1

Минералогический состав окисленных илов из озер Удомля и Песьво, %

Минерал	Оз. Удомля	Оз. Песьво
Смектит с Ca- и Mg-обменным комплексом	0,9	1,3
Смешаннослойный хлорит–смектит	2,3	1,7
Смешаннослойный слюда–смектит	–	7,5
Гидрослюда	26,7	23,3
Каолинит	18,0	15,3
Хлорит магнезиально-железистый	10,1	9,7
Кварц	27,3	30,5
Калиевый полевой шпат	11,0	7,3
Плагиоклаз	3,7	3,4

В первой, основной серии экспериментов разные навески окисленных илов по одному образцу из каждого озера обрабатывали нейтрализованным раствором солянокислого гидроксиламина, приготовленным добавлением к 0,02 М раствору $NH_2OH{\cdot}HCl$ равного объема 0,02 М раствора $NaHCO_3$, после чего флаконы плотно закрывали. Полученный раствор 0,01 М NH_2OH + 0,01 М NaCl имел pH 6,5±0,1, что соответствовало обычно наблюдаемой кислотности поровых вод пресноводных донных отложений. Массовое отношение ил : раствор изменялось от 1 : 500 до 1 : 10.

Вторую, дополнительную серию экспериментов проводили с расширенным набором образцов из тех же водных объектов при постоянном массовом отношении ил : раствор, равном 1 : 50, и переменной концентрации нейтрализованного солянокислого гидроксиламина (от 0 до 0,02 М) в герметично закрытых флаконах, в которую также включали холостые опыты для каждого образца в условиях аэрации. Величина pH в восстановительной среде находилась в интервале 6,6±0,2, в окислительной обстановке (без добавления гидроксиламина) составляла 7,9±0,1.

В течение недели пробы перемешивали на шейкере по 6 часов в сутки, а затем отфильтровывали через ацетат целлюлозный мембранный фильтр с диаметром пор 0,22 мкм в две емкости: 1) в полипропиленовые флаконы с предварительно внесенными аликвотами 5 N азотной кислоты марки ос.ч. (0,25 мл на 10 мл раствора) для анализа содержания марганца и микроэлементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и 2) в конические колбы для измерения сразу после фильтрации концентрации растворенного железа колориметрическим методом с о-фенантролином [Лурье, 1971]. Относительная погрешность определений составила ±3%. Правильность анализов оценивали с помощью международных стандартов речной воды SLRS-4 и SLRS-5, для которых расхождение измеренных и сертифицированных концентраций изученных элементов не превышало 20%.

Результаты исследований и их обсуждение. Как показали результаты определений, присутствие гидроксиламина никак не влияло на концентрацию растворенного железа, которая во всех опытах была ниже предела обнаружения (<0,05 мг/л), тогда как содержание растворенного марганца в слабо восстановительной среде возрастало на 0,4–5,2 мг/л при массовом отношении ил : раствор 1 : 50 и исходной концентрации гидроксиламина 0,01 М (табл. 2). Это характеризует селективное восстановление оксигидроксидов марганца (IV) при неизменном состоянии оксигидроксидов железа (III). Варьирование концентрации гидроксиламина от 0,005 до 0,02 М не приводило к значимым изменениям количества мобилизованного марганца (рис. 1), свидетельствуя о практически полном восстановлении его окисленных соединений.

В основной серии экспериментов при исходной концентрации гидроксиламина 0,01 М и массовом отношении ил : раствор 1 : 10 содержание растворенного марганца достигало 9–11 мг/л (табл. 3), что по порядку величины соответствует его концентрациям в водах континентальных водоемов в периоды аноксии [Савенко, 2016]. Восстановительное растворение оксигидроксидов марганца (IV) сопровождается переходом в раствор содержащихся в них

Таблица 2

Количество перешедшего в раствор марганца из пресноводных донных отложений при массовом отношении ил : раствор 1 : 50 и исходной концентрации гидроксиламина 0,01 М

Образец	Δ[Mn], мг/л	Образец	Δ[Mn], мг/л
Оз. Удомля, ил темно-бурый, образец 1	1,58	То же, образец 2	1,79
То же, образец 2	0,40	То же, образец 3	1,51
То же, образец 3	5,20	Оз. Песьво, ил бурый опесчаненный, образец 1	1,27
Оз. Удомля, ил темно-бурый сапропелевый	0,40	То же, образец 2	2,46
Оз. Удомля, ил бурый	2,40	То же, образец 3	3,60
Оз. Песьво, ил бурый, образец 1	1,70	Оз. Песьво, ил темно-бурый	2,58

микроэлементов в следующих средних массовых соотношениях $\Delta[i]/\Delta[\mathrm{Mn}]\cdot 10^3$ (табл. 3): Li 0,41, Rb 1,65, Cs 0,010, Sr 31,7, Ba 50,3, Co 0,093, Ni 0,65, Cd 0,046, Y 0,070, La 0,030, Ce 0,086, Tl 0,015, U 0,23.

За исключением урана, кобальта и никеля, для всех микроэлементов зависимость между переходом в растворенное состояние и массой ила в суспензии имеет вид гиперболической функции (рис. 2), что свидетельствует о наличии предельной величины мобилизации при определенном количестве внесенного гидроксиламина. Для урана, кобальта и никеля наблюдается лишь слабое выполаживание данной зависимости. Это позволяет предположить,

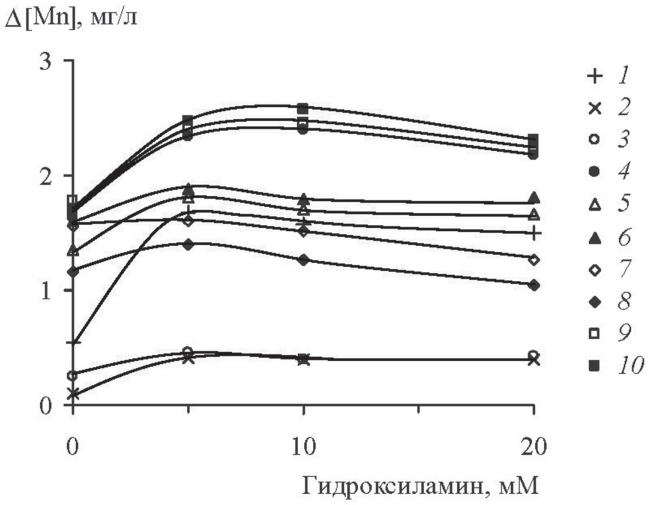


Рис. 1. Переход марганца в раствор из пресноводных донных отложений в слабо восстановительной среде при массовом отношении ил : раствор 1 : 50. Оз. Удомля: *1–2* — ил темно-бурый, образцы 1 и 2; *3* — ил темно-бурый сапропелевый; *4* – ил бурый. Оз. Песьво: *5–7* — ил бурый, образцы 1–3; *8–9* — ил бурый опесчаненный, образцы 1 и 2; *10* — ил темно-бурый

что вместе с основным процессом — мобилизацией микроэлементов при восстановительном растворении оксигидроксидов марганца (IV) — протекают и другие процессы, например, сорбционные, которые в большей или меньшей степени влияют на удержание микроэлементов в растворе и корректируют вид интегральной функции.

Таким образом, в периоды гипоксии в пресноводных водоемах может происходить накопление не только растворенных форм марганца, но и сорбиро-

Таблица 3

Массовые отношения к марганцу переходящих в раствор микроэлементов-примесей при восстановительном растворении оксигидроксидов марганца (IV) из пресноводных донных отложений

Параметр	Содержание твердой фазы *m*, г/л								Среднее отношение при растворении оксигидроксидов марганца (IV)
	оз. Удомля, ил темно-бурый, образец 3				оз. Песьво, ил бурый опесчаненный, образец 3				
	2	10	40	100	2	10	40	100	
Δ[Mn], мг/л	1,13	3,55	7,13	11,3	0,83	2,34	5,11	8,45	–
$\Delta[i]/\Delta[\mathrm{Mn}]\cdot 10^3$: i = Li	0,38	0,37	0,40	0,40	0,31	0,50	0,47	0,43	0,41
i = Rb	1,94	1,36	1,62	1,68	1,46	1,52	1,91	1,68	1,65
i = Cs	0,014	0,007	0,006	0,005	0,016	0,012	0,009	0,008	0,010
i = Sr	17,5	22,7	24,5	25,2	34,0	41,7	44,7	43,0	31,7
i = Ba	68,8	50,4	41,6	31,8	78,8	57,8	42,7	30,9	50,3
i = Co	0,086	0,053	0,073	0,093	0,083	0,096	0,121	0,140	0,093
i = Ni	0,78	0,63	0,58	0,65	0,57	0,69	0,65	0,67	0,65
i = Cd	0,092	0,051	0,043	0,042	0,054	0,034	0,027	0,021	0,046
i = Y	0,118	0,051	0,035	0,027	0,156	0,081	0,052	0,039	0,070
i = La	0,046	0,020	0,014	0,010	0,068	0,040	0,024	0,017	0,030
i = Ce	0,144	0,053	0,032	0,026	0,214	0,110	0,065	0,047	0,086
i = Tl	0,013	0,019	0,017	0,012	0,018	0,017	0,014	0,009	0,015
i = U	0,23	0,17	0,22	0,29	0,28	0,17	0,22	0,29	0,23

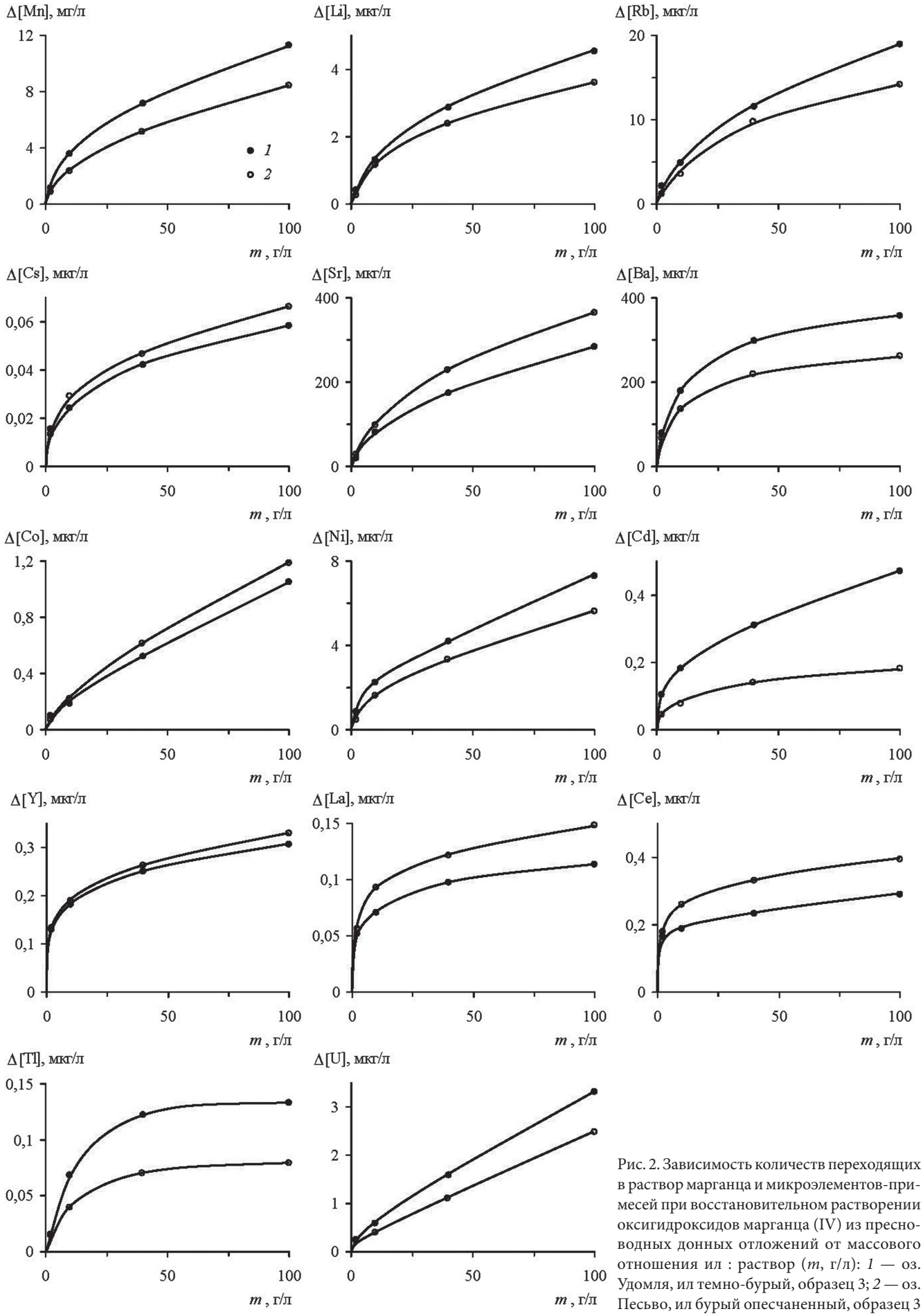


Рис. 2. Зависимость количеств переходящих в раствор марганца и микроэлементов-примесей при восстановительном растворении оксигидроксидов марганца (IV) из пресноводных донных отложений от массового отношения ил : раствор (*m*, г/л): *1* — оз. Удомля, ил темно-бурый, образец 3; *2* — оз. Песьво, ил бурый опесчаненный, образец 3

ванных на оксигидроксидах марганца (IV) микроэлементов. Описанная в настоящей статье методика экспериментального моделирования мобилизации микроэлементов в процессе селективного восстановления оксигидроксидов марганца (IV) может быть использована для количественной оценки вторичного загрязнения озер и водохранилищ токсичными микроэлементами.

Заключение. Предложена методика определения параметров мобилизации микроэлементов в процессе селективного восстановления оксигидроксидов марганца (IV) пресноводных донных отложений, происходящего в периоды гипоксии водоемов и вызывающего, наряду с восстановительным растворением оксигидроксидов железа (III), вторичное загрязнение водной толщи. На основе полученных данных сделаны оценки для пресноводных водоемов массовых отношений к марганцу переходящих в раствор в восстановительных условиях сорбированных на оксигидроксидах марганца (IV) микроэлементов $\Delta[i]/\Delta[\mathrm{Mn}]\cdot 10^3$: Li 0,41, Rb 1,65, Cs 0,010, Sr 31,7, Ba 50,3, Co 0,093, Ni 0,65, Cd 0,046, Y 0,070, La 0,030, Ce 0,086, Tl 0,015, U 0,23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богуш А.А., Аношин Г.Н. Формы нахождения элементов в окружающей среде и методы их исследования // Химический анализ в геологии и геохимии. Глава 6. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2016. С. 125–146.

Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971.

Савенко В.С. Полуэмпирическая математическая модель вторичного загрязнения водоемов растворенными формами железа и марганца // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 6. С. 608–619.

Хатчинсон Д. Лимнология. М.: Прогресс, 1969.

Baharim N.H., Ismail R., Omar M.H. Effects of thermal stratification on the concentration of iron and manganese in a tropical water supply reservoir // Sains Malaysiana. 2011. Vol. 40, № 8. P. 821–825.

Gibson J.A.E., Vincent W.F., Van Hove P., Belzile C. Geochemistry of ice-covered, meromictic Lake A in the Canadian High Arctic // Aquatic Geochem. 2002. Vol. 8, № 2. P. 97–119.

Hamilton-Taylor J., Davison W. Redox-driven cycling of trace elements in lakes // Physics and Chemistry of Lakes. Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 217–263.

Статья поступила в редакцию 26.02.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

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 26.05.2023. Формат $60\times90^{1}/_{8}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.
Усл. печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 10,5. Тираж экз.
Изд. № 12 283. 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»)

ISSN 0201–7385. ISSN 0579–9406.
ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2023. № 2. 1–156